GEOLOGIE VON ÖSTERREICH

Band I
Die Zentralalpen

Von

ALEXANDER TOLLMANN

o. Professor, Vorstand des Geologischen Institutes
der Universität Wien

Mit 200 Abbildungen und 25 Tabellen

1977

FRANZ DEUTICKE WIEN

Geologische Bundesanstalt
Bibliothek

Alle Rechte insbesondere das der Übersetzung und des Nachdruckes, auch auszugsweise, als Mikrofilm oder auf photomechanischem Wege vorbehalten.
Copyright © 1977 by Franz Deuticke, Vienna

ISBN 3 7005 4429 4
Satz und Druck: R. Spies & Co., 1050 Wien

Für Edith

INHALT

Vorwort XV

I. Einführung in den geologischen Bau Österreichs 1

II. Die Alpen 9

A. Die penninischen Fenster der Zentralalpen 9

1. Überblick 9
2. Das Tauernfenster 12

a) Position und Dimension 12
b) Erforschungsgeschichte 15
α) Die Frühgeschichte der Erforschung 15
β) Die historische Bedeutung des Tauernfensters 15
c) Der Gesteinsbestand 16
α) Überblick 16
β) Das Altkristallin des Alten Daches 17
γ) Der Zentralgneis 17
δ) Die paläozoische Schieferhülle 19
ε) Das Permomesozoikum 21
d) Die alpidische Metamorphose und ihr Alter 31
e) Der tektonische Bau 34
α) Zentralgneisstockwerk 35
β) Decken aus Altem Dach 36
γ) Schieferhüll-Deckensystem 37
f) Das Alter des Zuschubes des Tauernfensters 43
g) Der regionalgeologische Bau 44
α) Der östlichste Abschnitt 44
β) Das Gasteiner Bergland 47
γ) Die Sonnblickgruppe 50
δ) Die Glocknergruppe und die Glocknerquerdepression 52
ε) Die Granatspitzgruppe 54
ζ) Die Großvenedigergruppe und der Ostteil der Zillertaler Alpen 57
η) Die Zillertaler Alpen und ihr penninisches Umland 62
h) Lagerstätten 71
α) Voralpidische altpaläozoische Lagerstätten 71
β) Jungpaläozoische Kontaktlagerstätten 72
γ) Alpidische syngenetische geosynklinale Kieslager 73
δ) Alpidische pneumatolytisch-hydrothermale Gangvererzungen 73
i) Literatur 75

3. Das Unterengadiner Fenster . 76
a) Die Position . 76
b) Zur Entdeckungsgeschichte 78
c) Die tektonischen Einheiten und ihr Schichtinhalt 79
d) Die Engadiner Linie 82
e) Vergleich zum Tauernfenster 82
f) Literatur 83
4. Das Gargellenfenster . . 83
5. Die Rechnitzer Fenstergruppe 86
a) Die Erforschungsgeschichte 86
b) Die Stellung der penninischen Fenster 87
c) Serien-Beschreibung 88
d) Regionaler Ausblick 90
e) Lagerstätten 92
f) Literatur 93

B. Das Hochtatrikum in Österreich 93

C. Das unterostalpine Deckensystem 97
1. Überblick 97
2. Die Lungauriden – der unterostalpine Schollenring um das Tauernfenster . 99
a) Allgemeine Betrachtungen 99
b) Die Radstädter Tauern 101
α) Zur Erforschungsgeschichte 101
β) Geographische und geologische Position . 102
γ) Die Gesteinsserien 105
δ) Die fazielle Entwicklung 118
ε) Tektonischer Baustil und Gliederung 119
ζ) Lagerstätten 131
η) Literatur 131
c) Die Katschbergzone 131
d) Die Matreier Zone 133
e) Das Unterostalpin der Tuxer und Kitzbühler Alpen 137
α) Erforschungsgeschichte und tektonische Problematik 137
β) Großtektonische Gliederung 139
γ) Fazies, Schichtfolge und Bau 139
δ) Lagerstätten 151
ε) Die Fortsetzung des Unterostalpins am Tauernnordrand 152
ζ) Literatur 153
3. Das Semmering-Wechsel-System 153
a) Erforschungsgeschichte 153
b) Die geologische Position 155
c) Der Gesteinsbestand 157
α) Überblick 157
β) Der vormesozoische Anteil des Semmeringsystems 157
γ) Die permomesozoische Serie des Semmeringsystems 160
δ) Die vormesozoische Serie des Wechselsystems 166
ε) Permotrias des Wechselsystems 167

d) Der tektonische und regionalgeologische Bau 167
α) Die Position des Wechselsystems am Alpenostrand 168
β) Die Stuhleck-Kirchberg-Decke 175
γ) Die Mürz-Tachenberg-Decke 180
δ) Die Roßkogeldecke 181
ε) Bruchtektonik 182
e) Lagerstätten 182
α) Eisenerzlagerstätten 182
β) Kupferlagerstätten 185
γ) Blei- und zinkführende Lagerstätten 185
δ) Barytlagerstätten 186
ε) Uranglimmervorkommen 187
ζ) Talklagerstätten 187
η) Gipslagerstätten 188
ϑ) Lagerstättengenese 188
f) Literatur 189

D. Das mittelostalpine Deckenstockwerk in den Zentralalpen 190

1. Zur Entdeckungsgeschichte 190
2. Der Umfang des Mittelostalpins 192
3. Überblick über den Bau des Mittelostalpins als Ganzes 207
4. Das Mittelostalpin östlich des Tauernfensters 211

a) Die Pack- und Stubalpe 212
α) Die Lage 212
β) Die Seriengliederung 212
γ) Metamorphose und Tektonik 217
δ) Literatur 218
b) Die Gleinalpe 218
c) Der Mugl-Rennfeldzug 222
d) Der Troiseckzug 223
e) Das Mittelostalpin im Nordabschnitt des Steirischen Randgebirges (Angerkristallin, Radegunder Kristallin) 230
f) Die mittelostalpinen Deckschollen im Bereich der Buckligen Welt 232
g) Die Koralpe 234
α) Position 234
β) Zur Erforschungsgeschichte 235
γ) Seriengliederung 235
δ) Tektonik 240
ε) Lagerstätten 246
ζ) Literatur 246
h) Saualpe und Seetaler Alpen 247
α) Überblick 247
β) Anmerkungen zur Erforschungsgeschichte, Bestand an geologischen Karten 248
γ) Seriengliederung 249
δ) Metamorphose 259
ε) Die tektonische Entwicklung 264
ζ) Die Bruchtektonik 268
η) Die Vererzung der Saualpe 270

ϑ) Der regionalgeologische Bau der Saualpe 272
ι) Der regionalgeologische Bau der Seetaler Alpen 277
κ) Die Friesacher Bucht 278
λ) Literatur 279
i) Die Niederen Tauern 279
α) Umgrenzung und Gliederung 279
β) Überblick über den Aufbau 280
γ) Erforschungsgeschichte 280
δ) Seckauer Tauern und Bösensteinmassiv 282
δ1) Die Seriengliederung 282
δ2) Der tektonische Bau 287
δ3) Lagerstätten 291
δ4) Literatur 291
ε) Die Wölzer Tauern 291
ε1) Abgrenzung 291
ε2) Serienentwicklung 291
ε3) Tektonik und regionaler Bau 294
ε4) Bruchtektonik 299
ε5) Erzlagerstätten 299
ε6) Literatur 300
ζ) Die Schladminger Tauern 300
ζ1) Abgrenzung 300
ζ2) Seriengliederung 301
ζ3) Der tektonische und regionale Bau 303
ζ4) Vererzung 307
ζ5) Literatur 308
j) Das Murtaler, Liesertaler und Radentheiner Gebirge 309
α) Umgrenzung 309
β) Erforschungsgeschichte 309
γ) Seriengliederung und tektonischer Bau 310
γ1) Überblick 310
γ2) Die Murtaler Berge 311
γ3) Der Liesertal-Radentheiner Abschnitt 316
δ) Zur Vererzung 327
ε) Literatur 328
k) Das Klagenfurter Halbfenster 329
α) Position und Stand der Bearbeitung 329
β) Seriengliederung und Metamorphose im Kristallin 331
γ) Die Permotrias und ihre Fazies 332
δ) Tektonik 333
ε) Lagerstätten 334
ζ) Literatur 334

5. Das Mittelostalpin südlich des Tauernfensters 334

a) Allgemeine Anmerkungen 334
b) Die Goldeckgruppe 335
α) Position und Umgrenzung 335
β) Erforschungsgeschichte 336
γ) Die Serienabfolge 336

δ) Gebirgsbau 338
ε) Vererzung 339
ζ) Literatur 339
c) Die Kreuzeck- und Sadniggruppe 339
α) Position 339
β) Zur Erforschungsgeschichte 340
γ) Der Gesteinsbestand 340
δ) Der tektonische Bau 342
ε) Erzvorkommen 343
ζ) Literatur 345
d) Die Schobergruppe 345
α) Lage und Stellung 345
β) Erforschungsgeschichte 345
γ) Seriengliederung 346
δ) Tektonischer Bau 348
ε) Vererzung 350
ζ) Literatur 350
e) Das Deferegger Gebirge 350
α) Position und Gliederung 350
β) Zur Erforschungsgeschichte und zur bestehenden Literatur 351
γ) Serienabfolge und Metamorphose 352
δ) Tektonik 358
ε) Vererzung 360
ζ) Literatur 361

6. Das Mittelostalpin nördlich des Tauernfensters 361
a) Die Struktur des Tauernnordrahmens 361
b) Vorkommen und Beschaffenheit der altkristallinen Schollen 362
c) Literatur 365

7 Das Mittelostalpin westlich des Tauernfensters 365
a) Stubaier und Ötztaler Alpen 365
α) Umgrenzung und Gliederung 365
β) Erforschungsgeschichte, Kartenaufnahmen 367
γ) Die Gesteinsserien im altkristallinen Anteil 368
γ1) Die Paragneisserie 369
γ2) Orthogesteine 371
γ3) Impakt von Köfels 374
δ) Metamorphose und Gefügeprägung im Altkristallin 375
ε) Die permomesozoische Sedimentgesteinshülle 382
ζ) Tektonik 387
ζ1) Voralpidische Tektonik 387
ζ2) Alpidische Tektonik 394
η) Vererzung 401
ϑ) Literatur 403
b) Silvretta und Verwallgruppe 404
α) Geographische und geologische Gliederung 404
β) Erforschungsgeschichte, Kartengrundlagen 405
γ) Der Gesteinsbestand 406

δ) Metamorphose und Orogenese 411
ε) Der tektonische Bau 413
ε1) Der Innenbau der Silvretta 413
ε2) Die Umgrenzung der Silvrettadecke 417
ε3) Bruchtektonik 421
ζ) Erzlagerstätten 422
η) Literatur 422

E. Das oberostalpine Deckenstockwerk in den Zentralalpen 423

1. Allgemeine Anmerkungen 423
2. Die Gurktaler Decke 423

a) Überblick und Dimension 423
b) Erforschungsgeschichte 424
c) Schichtfolge 425
α) Die altpaläozoische Serie des epimetamorphen Unterbaues 425
β) Die Schichtfolge des kaum- bis nichtmetamorphen Oberbaues 427
d) Tektonik 441
e) Bruchtektonik 449
f) Lagerstätten 452
g) Literatur 452

3. Die Ausläufer der Gurktaler Decke im Osten 453

a) Überblick 453
b) Regionale Gliederung 454
α) Bachergebirge 454
β) Poßruck 455
γ) Remschnigg 456
δ) Sausal 456
ε) Südburgenländische Schwelle 457
c) Literatur 458

4. Das Grazer Paläozoikum 458

a) Position und Grenzen 458
b) Erforschungsgeschichte 460
c) Stratigraphie und Fazies 462
α) Überblick 462
β) Die Schichtfolge der Rannachfazies 465
γ) Die Schichtfolge der Schöckelfazies 467
δ) Die Schichtfolge der Hochlantschfazies 468
ε) Die Schichtfolge der Hochschlagfazies 469
ζ) Die Kainacher Gosau 469
d) Der tektonische Bau 471
e) Die Vererzung 478
f) Literatur 480

5. Grauwackenzone 480

a) Überblick 480
b) Erforschungsgeschichte, Kartenmaterial 482

c) Stratigraphie 485
α) Der Westabschnitt 485
β) Der Ostabschnitt 496
d) Anmerkungen zur Metamorphose 508
e) Der regionale tektonische Bau 509
α) Phyllitgneiszone, Landecker Phyllit, Montafoner Karbon 509
β) Die Kitzbüheler und Dientener Grauwackenzone 511
γ) Die Grauwackenzone im Ennstal 521
δ) Die Eisenerzer Alpen 525
ε) Der Ostabschnitt der Grauwackenzone 539
f) Lagerstätten 544
α) Der Westabschnitt 544
β) Der Ostabschnitt 556
g) Literatur 566

6. Die Steinacher Decke und Blaserdecke sowie das übrige oberostalpine Mesozoikum der Stubaier Alpen 568

a) Überblick 568
b) Anmerkungen zur Erforschungsgeschichte 570
c) Schichtfolge und Bau der Steinacher Decke 571
d) Schichtfolge und Bau der Blaserdecke 574
e) Literatur 579

7. Der Drauzug 579

a) Überblick 579
b) Anmerkungen zur Periadriatischen Naht 582

7/1. Der Westabschnitt des Drauzuges (Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen) 588

a) Daten zur Erforschungsgeschichte 588
b) Das Gailtalkristallin 590
c) Das Nötscher Karbon 593
d) Stratigraphie des Permomesozoikums 596
α) Perm 598
β) Skyth 601
γ) Anis 603
δ) Ladin und Cordevol 608
ε) Karn, julisch-tuvalischer Anteil 613
ζ) Nor 617
η) Rhät 619
ϑ) Jura 621
ι) Kreide 623
κ) Ganggesteine 624
e) Die Fazieseigenheiten 624
f) Die Tektonik 626
g) Die Erzlagerstätten 637
h) Literatur . . . 642

7/2. Der Ostabschnitt des Drauzuges (Die Nordkarawanken) 644
a) Anmerkungen zur Erforschungsgeschichte 644
b) Überblick über die Haupteinheiten 645
c) Der Serienbestand 648
α) Altkristallin 648
β) Der Eisenkappeler Tonalitgneis und Granit 649
γ) Die paläozoische Schichtfolge 651
δ) Die permomesozoische Serie und das Tertiär 655
d) Der tektonische Bau 661
e) Die bruchtektonische Zerlegung 666
f) Die Vererzung 667
g) Literatur 669

Literaturverzeichnis 671

Register 745

VORWORT

Seit dem Erscheinen der 2. Auflage von F. X. SCHAFFERS „Geologie von Österreich" im Jahre 1951 ist keine umfassende Gesamtdarstellung der Geologie dieses Landes erschienen – trotz der stürmischen Entwicklung der geologischen Erforschung Österreichs, trotz der zum Teil überraschenden Ergebnisse, die unter Einsatz modernster erdwissenschaftlicher Arbeitsmethoden von der Mikropaläontologie und Sedimentologie auf der einen Seite bis zur Arbeit mit der Mikrosonde und der radiometrischen Altersbestimmung am anderen Ende der Palette der Forschungsarbeit erzielt worden sind. Eine ausführliche Information über das Gesamtvolumen der Ergebnisse, die über die Geologie Österreichs erlangt worden sind, erscheint demnach als ein echtes Bedürfnis. Eine solche Zusammenschau wird im folgenden vorgelegt, obgleich sich der Verfasser bewußt ist, daß das heutige Bild von der Geologie unseres Landes bei weitem kein endgültiges darstellt, sondern daß zufolge mancher hier erst anlaufenden Methoden, wie absolute Altersdatierung im Kristallin, Paläomagnetik etc., durchaus noch wesentliche neue Erkenntnisse in naher Zukunft zu erwarten sind.

Bei diesem Vorhaben wird getrachtet, von der enormen Fülle der Neuergebnisse doch so viele Daten mitzuteilen und die Information demnach genügend ausführlich zu gestalten, daß über ein Gerüst an grundlegenden Fakten hinaus ein fundierter Einblick sowohl in die regional-geologischen Gegebenheiten als auch die allgemeingültigen Ergebnisse der Geologie von Österreich und somit auch der Geologie der Ostalpen geboten wird. Hierdurch war die Gliederung des Stoffes in zwei Bände erforderlich, von denen der erste Band die Zentralalpen, der zweite Band den außerzentralalpinen Anteil Österreichs behandelt und eine Gesamtübersicht über die allgemeinen erdwissenschaftlichen Züge des Raumes bietet.

Die Darstellungsart ist so gewählt, daß stets die Beziehung zwischen den Neuergebnissen und den bisherigen Kenntnissen und Problemen aufs engste geknüpft bleibt, da ja diese heute methodisch gut untermauerten Ergebnisse vielfach die seit langem erwarteten Antworten auf alte Fragen geben. Bei jedem regional-geologischen Kapitel wird außer auf Stratigraphie, Fazies und Tektonik auch auf die Erforschungsgeschichte dieses Raumes und auf weitere spezielle Fragen wie Bruchtektonik, Lagerstätten etc. eingegangen. Für eine rasche Benützbarkeit sorgen Kurzbeschreibungen zu Beginn jedes regionalen Kapitels, stratigraphische und genetische Tabellen, entsprechende Abbildungen und die zusammenfassenden Tafeln im zweiten Band. Für ein noch tieferes Eindringen in den Stoff hilft die ausführliche Zitierung der modernen und der klassischen Literatur, auch nach Kapiteln im Inneren des Buches gegliedert.

Besonderes Gewicht schließlich wird auf eine zusammenfassende Darstellung im zweiten Abschnitt des zweiten Bandes gelegt, in dem sämtliche geologischen Grundzüge dieses alpinen Raumes von der Geosynklinalentwicklung über die phasenmäßig ablaufende Orogenese im Rahmen der Plattentektonik bis zur heute seismisch erfaßbaren und im

Satellitenbild kontrollierbaren Bruchtektonik bzw. von der Geophysik des Untergrundes bis zur morphologischen Gestaltung zur Sprache kommen. Bei Benützung des Gesamtwerkes wird es vorteilhaft sein, stets diese Übersichtsdarstellungen und die geologisch-tektonische Karte und Profiltafel des zweiten Bandes auch beim Studium der lokalen regionalen Verhältnisse mitzuberücksichtigen.

Die Darstellung eines geologisch so vielfältigen und noch immer so problemreichen Landes wie Österreich, das für die Entwicklung der alpingeologischen Vorstellungen im allgemeinen einen nicht unwesentlichen Beitrag geliefert hat, muß über eine rein deskriptive Schilderung der bekannten geologischen Daten hinausgehen, sollen die noch offenen Probleme klargelegt und die erzielte Arbeit deutlich gemacht werden. Außer der Darbietung der entsprechenden, nach den umfangreichen Spezialarbeiten sorgfältig studierten Fakten wird demnach vom Verfasser, der im Lauf vieljähriger Geländearbeit in Österreich mit allen Hauptabschnitten dieses Landes aus eigener Erfahrung eng vertraut ist, stets die geologische Problematik des Einzelabschnittes in Beziehung zum Gesamtrahmen aufgerollt und wird, soweit es heute möglich ist, Antwort gegeben oder es werden die herrschenden Meinungen gegenübergestellt. Hierdurch hofft der Verfasser, einen tieferen und unmittelbaren Einblick in die Geologie unseres Landes, in ihre Schönheiten, aber auch in ihre Problematik vermitteln zu können.

Dankbar erwähnen möchte ich die wertvolle Unterstützung, die ich im Geologischen Institut der Universität Wien durch die Ausführung der Schreibarbeit durch Frau M. Stelzhammer und durch Ausfertigung der Reinzeichnungen durch unseren Zeichner, Herrn L. Leitner, gefunden habe. Auch möchte ich mit Freude die angenehme Zusammenarbeit mit dem Verlag Deuticke, speziell mit Herrn Dir. W Riehl und Frau Dr. I. Szell bei Fragen der Gestaltung des Gesamtwerkes hervorheben.

Wien, im September 1976

Die Ergebnisse der neuesten einschlägigen Publikationen bis Frühjahr 1977 konnten in der Fahnenkorrektur noch berücksichtigt werden.

I. EINFÜHRUNG IN DEN GEOLOGISCHEN BAU ÖSTERREICHS

Eine erstaunliche Mannigfaltigkeit in Stoff und Struktur kennzeichnet das Bild des geologischen Aufbaues von Österreich. Von Norden her stößt mit den Ausläufern der Böhmischen Masse ein tief abgetragener Rumpf des variszischen Gebirges bis an und über die Donau vor, in alpidischer Zeit als erstarrter Block das nördliche Widerlager für das großartige Schauspiel der alpinen Orogenese bietend. Jenseits der weiten Tiefebene des außeralpinen Molassebeckens schwingt sich die auch heute noch meßbar im Steigen begriffene Nordalpenkette in dem tektonisch wie faziell so kompliziert gebauten Gebirgszug der Ostalpen als zentrales Rückgrat des Staates Österreich zum Hochgebirge empor. Mit den Karnischen Alpen und Südkarawanken reichen die Südalpen ebenfalls noch auf österreichisches Gebiet herüber, so recht den Gegensatz in Fazies und Baustil zum Nordalpenstamm ins Bewußtsein tragend. Auch noch die Umstellung in den karpatischen Bauplan vollzieht sich auf österreichischem Boden, von der Staatzer Klippenzone im Norden über das Hochtatrikum in den Hainburger Bergen bis zur Zerteilung der zentralen Aufwölbung der Alpen in die vielfältigen Aufkuppelungen vom karpatischen Typus im Ostsporn der Zentralalpen, an den die Ungarische Tiefebene mit den Ausläufern des innerkarpatischen Vulkanismus im Burgenland heranreicht.

Österreich ist in geologischer Sicht ein Alpenland – die Ostalpen sind die Kernzone des Staates. Die übrigen randlich hereinreichenden Einheiten der Nachbargebiete geben uns gleichsam auch geologisch die Möglichkeit zur Anknüpfung und zum Verständnis für die Zusammenhänge mit den Nachbarregionen in Mittel- und Südeuropa. Gegen Westen hin lassen sich bestimmte Zonen und deren Eigenheiten durch den gesamten Alpenbogen bis an das Ligurische Meer verfolgen. In dieser Einführung sollen uns aber nicht die in einem eigenen Abschnitt im zweiten Band zu besprechenden großräumigen Zusammenhänge beschäftigen, sondern sollen in aller Kürze die geologischen Hauptzonen des Landes vorgestellt und charakterisiert werden, die anschließend ihre Besprechung finden (Abb. 1).

Wenden wir uns zunächst dem ostalpinen Anteil Österreichs zu, so können wir hier nach Baumaterial, Baustil und tektonischer Position innerhalb des alpinen Gebäudes eine Reihe klar individualisierter Einheiten unterscheiden: Vom Alpenrand im Norden gegen Süden einwärts schreitend durchqueren wir nach der die jüngsten und noch wenig verfestigten Abtragungsprodukte des aufsteigenden Gebirges beinhaltenden Molassezone mit ihrer Schichtfolge vom Obereozän bis in das Ottnang, abschnittsweise bis in das Pannon, zunächst in Vorarlberg breit freiliegend und mächtig aufragend die sogenannte Helvetische Zone, also die Fortsetzung des Schweizer Gebirgssystems nördlich von der Rhône-Rhein-Längstalfurche auf österreichischem Boden, die hier Sedimentgesteine vom Untermalm bis in das Mitteleozän umfaßt. Weiter im Osten aber wird dieses sich faziell in der Längsrichtung abwandelnde System tektonisch

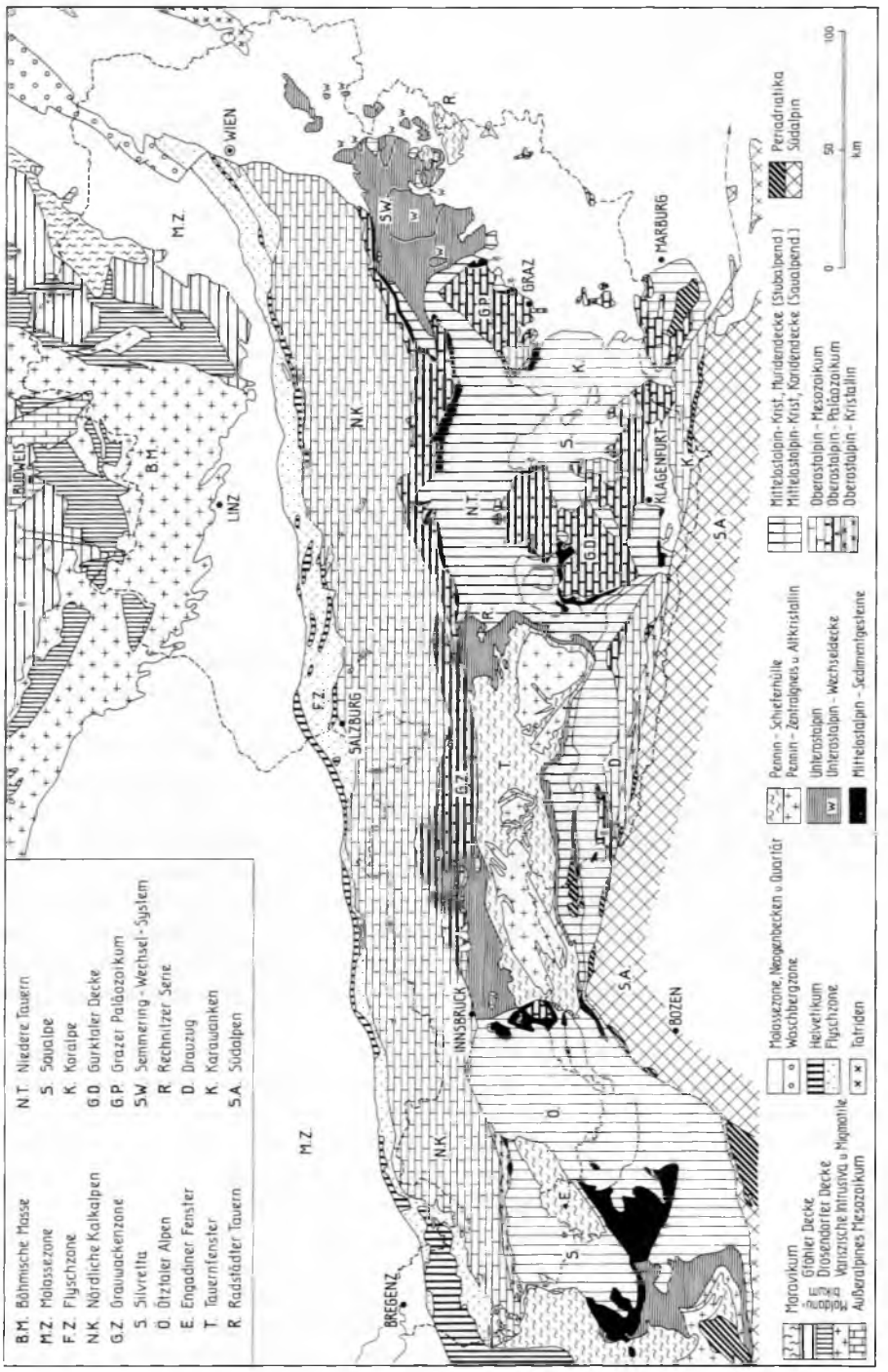


Abb. 1: Die geologische Gliederung Österreichs.

von der Flysch(sandstein)zone überwältigt, in die Tiefe gepreßt, und kommt nur streckenweise in Fensteraufbrüchen als Grestener Zone mit der ihr zugehörigen Hülle aus Buntmergelserie (Gesamtumfang Lias bis Obereozän) durch den Flysch an die Oberfläche empor.

Aber auch die Flyschzone mit ihrer kretazischen und alttertiären Schichtfolge ist nur in ihren Stirnteilen an der Oberfläche sichtbar, der übrige Teil des Flysches ist im Gegensatz zu seiner freiliegenden Fortsetzung in den Karpaten hier durch den weiten Vorschub des kalkalpinen Deckenlandes unter dieser, dem oberostalpinen Deckensystem zugehörigen Masse permomesozoischer Schichten zum Großteil begraben. Die südlich der Kalkalpen entlang der ostalpinen Längstäler von Inn, Salzach und Mürz zutage tretende Grauwackenzone mit ihren paläozoischen Gesteinsserien bildet die normale Unterlage der Kalkalpen, die mit permischen Transgressionsbildungen streckenweise noch ungestört mit diesem ihrem Untergrund verbunden sind.

Mit der Zentralzone der Ostalpen aber erscheinen bis zum Zentralgneis der Tauern immer tiefere tektonische Einheiten an der Oberfläche, die zufolge des Zusammenspieles von Aufwölbung und Erosion uns heute flächenmäßig zugänglich sind. Hier im zentralen Teil der alpinen Kette treffen wir in drei großen, in sich weiter gegliederten Deckensystemen die von Süden her überschobenen Massen in Form des Ostalpins über dem in einigen großen Fenstern angeschnittenen tiefsten Bauelement der Ostalpen, dem Pennin. Letzteres bildet die direkte Fortsetzung des Schweizer Penninikums und kann bis nach Rechnitz am Ostrand der Alpen verfolgt werden. Der darüber tektonisch auflagernde Deckenstapel des Ostalpins läßt sich von Hangend gegen Liegend in drei jeweils tektonisch selbständige, fernüberschobene Systeme gliedern: Das Oberostalpin umfaßt im Raum der Zentralalpen neben der Grauwackenzone das Grazer Paläozoikum, die Gurktaler Decke, die Steinacher Decke in den Stubaier Alpen sowie den Drauzug, der sich aus Lienzer Dolomiten, Gailtaler Alpen und Nordkarawanken zusammensetzt. Unter dieser heute erosiv in einzelne Teile und Lappen am stärksten aufgelösten Einheit, der ja, wie erwähnt, auch die Nördlichen Kalkalpen angehören, lagert mit bedeutender Mächtigkeit das Mittelostalpin, vorwiegend aus Altkristallin samt metamorphem Paläozoikum und einer schmächtigen mesozoischen Hülle in zentralalpiner Fazies bestehend. Die großen Kristallinmassen beiderseits des Tauernfensters – Silvretta, Ötztaler- und Stubaier Alpen einerseits, Liesergebirge, Niedere Tauern und Kor-Saualpenblock etc. andererseits – sowie der Altkristallinzug südlich vom Tauernfenster sind die markantesten Abschnitte dieses mittelostalpinen Deckenstockwerkes. Von geringerer Mächtigkeit ist das darunter im Rahmen des Tauernfensters und im Semmering-Wechselsystem auftauchende Unterostalpin, das aus Altkristallin, Paläozoikum und nicht unbedeutendem Mesozoikum in zentralalpiner Fazies zusammengesetzt ist.

Die tektonisch tiefste Einheit schließlich, das penninische System, das in Graubünden und im Prätigau in großer Breite unter das ostalpine Deckenland abtaucht, wird in einer Reihe von Fenstern in den österreichischen Zentralalpen angeschnitten: im kleinen Gargellenfenster und Jamtalfenster unter der Silvrettamasse, im (Unter-)Engadiner Fenster, im Tauernfenster und schließlich noch in einer aus fünf individuellen Aufbrüchen bestehenden Fenstergruppe im Raum von Rechnitz am Ostrand der Alpen. Vom penninischen System ist auf österreichischem Boden nur im Tauernfenster der altkristalline Anteil und der Zentralgneis aufgeschlossen, sonst ist gerade nur die in mehrere Decken

Abb. 2: Der aus mächtigen Prasiniten und aus Kalkglimmerschiefern aufgebaute Großglockner liefert ein typisches Beispiel für eugeosynklinale Serien, die über ozeanischer Kruste entstanden sind.

gelegte Schieferhülle aus mesozoischen Gesteinen in penninischer, eugeosynklinaler, ophiolithreicher Fazies angeschnitten (Abb. 2).

Überblicken wir dieses gewaltige Deckengebäude der Ostalpen als Ganzes. Fünf große Deckensysteme liegen übereinandergehäuft und zusammengeschoppt in einer Breite von 150 km vor, deren ursprüngliche Ausdehnung wohl 1000 km noch überschritten hat. Der Beginn der Entwicklung des alpidischen Systems fiel in das Perm, wo sich – im Gegensatz zu den Westalpen – bereits bestimmte Faziesgroßräume der mesozoischen Entwicklungsepoche herauszubilden begannen. Von der Trias bis in die mittlere Kreide hielt die Meeresbedeckung dieses absinkenden Geosynklinalraumes an, setzte sich die Sedimentation kontinuierlich fort. Im Oberperm und in der Trias waren es vorwiegend Ablagerungen eines seichten Meeres, die zum Absatz kamen, in Mittel- und Obertrias gelangten mehrere Kilometer mächtige, durch verschieden starke Subsidenz und durch die verschiedene Exposition der Seichtwasserplattformen zum sich öffnenden freien Tethysozean bedingt, faziell vielfältige Karbonatgesteine zum Absatz. Im großen beherrschte die Dreigliederung Becken-Riff-Lagune die Gestaltung. Mit dem rotierenden Auseinanderdriften der Afrikanischen und Eurasiatischen Platte ab Jura öffnete sich im Bereich des Südpennins ein weiter Ozean unter Ausbildung ozeanischer, basischer bis ultrabasischer Kruste. Zugleich brachen die angrenzenden Plattenränder in verschieden starkem Ausmaß nach, so daß im Jura und in der Unterkreide einerseits eine an Vulkaniten, aber auch an Detritus reiche eugeosynklinale Sedimentation im penninischen

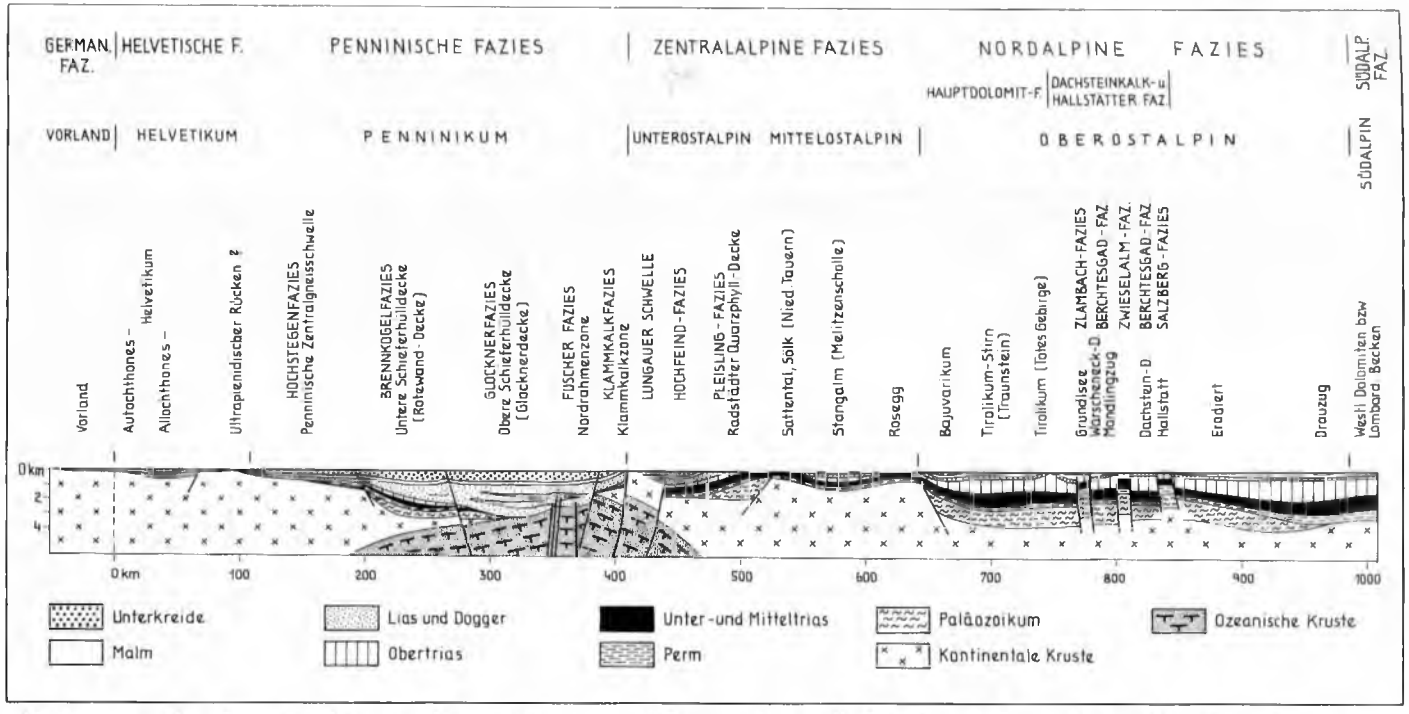


Abb. 3: Die fazielle Gliederung der alpidischen Geosynklinale der Ostalpen im Profil. Die große nötige Breite des einstigen Meerestroges von mindestens 1000 km gegenüber der heutigen Breite der Ostalpen von etwa 150 km ergibt sich nach Abwicklung der Sediment-tragenden Decken besonders zufolge der in neuerer Zeit notwendig gewordenen Einfügung des Mittelostalpins, der Zentralgneisdecken und der Schieferhülldecken sowie der nötigen Aufnahme eines ozeanischen Bodens im Bereich des südlichen Pennins. Die wahre Breite der alpinen Geosynklinale wird ein noch größeres Ausmaß besitzen, wenn wir die sich aus den Detritusuntersuchungen erst allmählich ergebenden internen Schwellen einfügen, von denen hier zunächst nur der Ultrapienidische Rücken und die Lungauer Schwelle, noch nicht aber weitere Flyschschwellen und ostalpine Rücken eingetragen sind. Bei allgemeiner Betrachtung stellt das Helvetikum eine miogeosynklinale Entwicklung dar, das Penninikum trägt eine eugeosynklinale Fazies, das Ostalpin zeigt aristogeosynklinale Züge.

Faziesraum herrschte, im Ostalpin es aber mehrfach bis zur Ausbildung von Tiefseesedimenten kam.

In der ursprünglichen Anordnung reihten sich die Teilgeosynklinalen in folgender Weise von Norden nach Süden aneinander (Abb. 3): Helvetischer (Grestener) Faziesraum, Ultrapienidische Schwelle, penninische Fazies mit Schwellenentwicklung in Hochstegenausbildung im Norden und mächtigen eugeosynklinalen Serien (Brennkogelfazies, Glocknerfazies etc.) im Süden, Lungauer Schwelle, unterostalpine Fazies mit der brekzienreichen Hochfeind-Entwicklung im Norden und der Pleisling-Entwicklung im Süden, mittelostalpine Fazies mit noch zentralalpinem Sedimentcharakter, nordalpiner Trog (spätere oberostalpine tektonische Einheit) mit der intern so vielfältig aufgesplitterten kalkalpinen Faziesregion im Norden (Hauptdolomit-, Dachsteinkalk- und Hallstätter Entwicklung) sowie der Licischen Fazies im südoberostalpinen Bereich (siehe S. 626), die bereits starke Anklänge an die südlich folgende südalpine Entwicklung zeigt.

Von der Mittelkreide an wird dieser Raum durch die nun einsetzende Orogenese im Zusammenhang mit dem Herandriften der Afrikanischen Platte in mehreren Teilphasen zum Deckengebirge ausgepreßt (Abb. 4). Der Umschlag in die Flyschsedimentation zu dieser Zeit kündet ebenso die Umstellung an. Es entsteht durch das Zusammenwirken der kretazischen und alttertiären Phasen, besonders durch kräftige Bewegungsimpulse in der Mittelkreide (Cenoman, Turon), im Campan und an der Wende Eozän/Oligozän ein Deckengebirge, das vorwiegend aus Abscherungsdecken besteht und nur im Tiefpennin und im Unterostalpin des Semmeringsystems großräumig Faltendecken enthält. Maximale Bewegungsweiten zwischen den einzelnen Deckensystemen erreichen bis 165 km (Schubweite des Oberostalpins allein). In zwei getrennten Teilphasen der alpidischen Ära wird das Material der tieferen Decken metamorph: Etwa in der Oberkreide wird im Bereich der Subduktion im Penninikum unter mäßig temperierten, aber stark druckbetonten Bedingungen die Blauschiefer- bis Eklogitfazies erreicht, in einer zweiten Phase im Alttertiär kommt es in den Tauern abschnittsweise zur Umprägung des Materials bis unter mesozonalen Bedingungen, und zwar jenen der schwach temperierten Amphibolitfazies. Der übrige Deckenstapel wird in einem gegen oben hin allmählich abklingenden Maß von diesen Metamorphosewellen betroffen, so daß in den Ostalpen eine relativ regelmäßige Zunahme der Metamorphose von den hangenden zu den liegenden Einheiten hin zu verzeichnen ist.

Sowohl im Altkristallin, besonders in der mächtigen mittelostalpinen Kristallinplatte, als auch im Paläozoikum, etwa der Grauwackenzone, haben sich bei diesem Deckentransport en bloc voralpidische Strukturen und metamorphe Fazies teilweise erhalten. So trifft man etwa im Mittelostalpin gut erfaßbaren variszischen Großdeckenbau mit Schubweiten über 45 km und kann metamorphe Prägungen aus kaledonischer und variszischer Zeit radiometrisch fixieren. Andererseits läßt sich in der Grauwackenzone ein voralpidischer Schuppen- und Faltenbau durch die Plombierung mittels der transgressiv lagernden permischen Prebichlschichten nachweisen.

Mit dem Nachlassen der alpidischen Subduktion und des damit verbundenen transversalen Druckes begannen die versenkten, spezifisch leichteren Krustenmassen nach dem Auftriebprinzip isostatisch hochzusteigen, so daß es ab dem Jungtertiär in zunehmendem Maß zum Steigen des Gebirgskörpers, zur Heraushebung, zur Montigenese kam. Dieser Vorgang erfolgte mit räumlicher Differenziation, so daß zugleich inneralpine

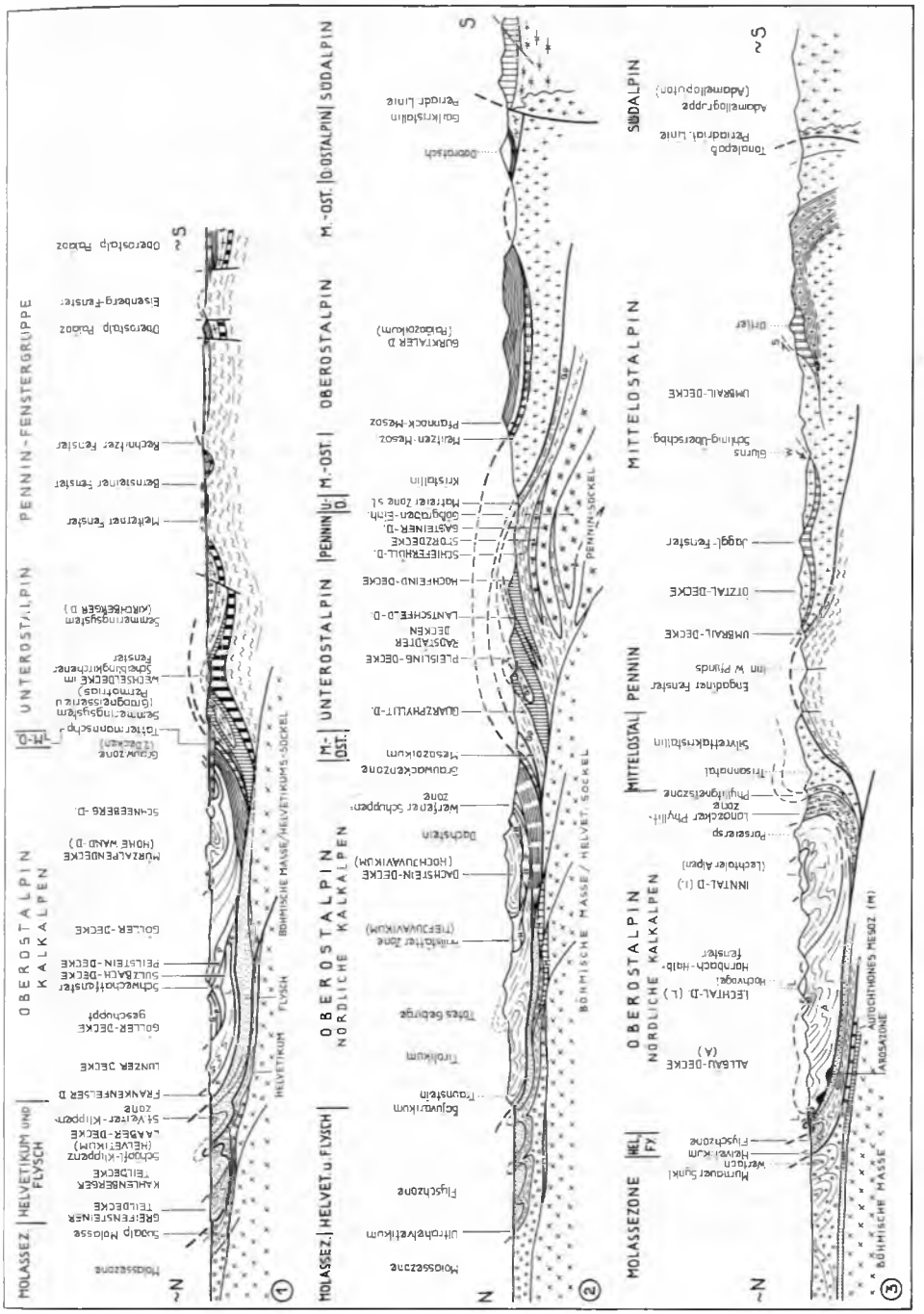


Abb. 4: Ostalpenprofile nach A. Tollmann (1963 a, Abb. 22), ergänzt.

Senkungsfelder und Becken entstanden. Ferner kündet sich mit dem grabenbruchförmigen Einsacken des Wiener Beckens und seiner südlichen Fortsetzung am Alpenostrand ein Zerreißen und beginnendes Auseinanderdriften des westeuropäischen vom osteuropäisch-asiatischen Teil der Eurasischen Platte an.

Die Fortsetzung des im Inneren der Alpen in bestimmten Schollen teilweise erhaltenen voralpidischen Gebirges, das variszische und ältere Prägung und Metamorphose erlitten hat, läßt sich ohne Spuren alpidischer Beeinflussung in Österreich im Waldviertel und Mühlviertel in den südlichen Ausläufern der Böhmischen Masse studieren. Dort herrscht abgesehen von der südostvergenten variszischen Großüberschiebung des Moldanubikums über das Moravikum ein älterer interner Deckenbau in der höheren, westlicheren Einheit, dem Moldanubikum, indem dort die hochmetamorphen, Granulit-führenden Gesteinsserien in der höheren Teileinheit, der Gföhler Decke, über der schwächer metamorphen tieferen Einheit, der Drosendorfer Decke – vielleicht während einer kaledonischen Orogenese – aufgefahren sind. Auch Spuren eines noch älteren metamorphen/orogenen Zyklus, vielleicht der assyntischen Epoche, werden in dieser außeralpinen Einheit Österreichs greifbar. Großartig ist die jungvariszische bruchtektonische Zerlegung des Rumpfes der Böhmischen Masse zu erfassen, wo sich lehrbuchhaft zeigt, daß alte, voralpidische Lineamente in alpidischer Zeit als Schwächezonen reaktiviert worden sind.

Auf eine eingehendere Schilderung der allgemeinen Züge der Geologie Österreichs soll in diesem einführenden Abschnitt verzichtet werden, da ja im zweiten Band eine ausführliche Darstellung der allgemeinen geologischen Charakterzüge dieses Alpenlandes folgt.

Überblick über die bisherigen zusammenfassenden Darstellungen der Geologie von Österreich. Die folgende Zusammenstellung zitiert die bestehende Literatur zusammenfassender Art über die Geologie von Österreich oder größerer Teilabschnitte dieses Landes. Folgende Bücher unter den bisherigen Übersichtswerken sind hervorzuheben: M. Gwinner, 1971; L. Kober, 1955; F. X. Schaffer, 1951; A. Tollmann, 1963 a, 1976 a, d. An geologischen Übersichtskarten der Republik Österreich liegt neben jener von H. Vetters (1933) im Maßstab 1 : 500.000 noch die Karte 1 : 1,000.000 von P. Beck-Mannagetta (1964 a) vor, in welchem Maßstab ferner im Atlas der Republik Österreich, herausgegeben von der Kommission für Raumforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, eine Reihe weiterer Karten aus dem Bereich der angewandten Geologie erschienen ist. Eine tektonische Karte der Ostalpen ist als Taf. 2 bei A. Tollmann, 1963 a, beigefügt; die Arbeit von 1976 d vom Verfasser enthält eine tektonische Spezialkarte der Nördlichen Kalkalpen.

Übersichts-Literatur neueren Datums: P. Beck-Mannagetta et al., 1966; W Del-Negro, 1950, 1970; H. Flügel, 1975 a; G. Fuchs, 1976; G. Fuchs & A. Matura, 1976; M. Gwinner, 1971; F. Heritsch, 1921; R. v. Klebelsberg, 1935; L. Kober, 1938, 1955; E. Kraus, 1951; O. Kühn, 1962; H. Küpper, 1968; K. Metz, 1971 b; D. Richter, 1974; F. X. Schaffer, 1951; R. Staub, 1972; E. Thenius, 1974; A. Tollmann, 1963 a, 1973 b, 1976 a, d; H. Vetters, 1937

II. DIE ALPEN

A. DIE PENNINISCHEN FENSTER DER ZENTRALALPEN

1. Überblick

An der West-/Ostalpengrenze östlich vom Rheintal, im Prätigau und in Graubünden, versinkt das mächtige penninische Deckensystem, das den Südteil der Schweizer Alpen aufbaut, achsial im Streichen gegen Osten hin unter dem ostalpinen Deckenland. Bis zur Einführung der Deckenlehre zu Beginn unseres Jahrhunderts hat es gedauert, bis man es wagte, die inselförmig in den Ostalpen auftretenden und schon seit B. STUDER (1851, S. 116 und Kt.) bekannten Vorkommen von Bündner Schiefern im Unterengadin und in den Tauern nicht nur in stratigraphischer Hinsicht, sondern auch in tektonischem Sinne mit dem Schweizer Penninikum zu parallelisieren, bis P. TERMIER 1903 vom Wiederauftauchen des penninischen Deckensystems der Schweiz in den großen Fenstern im Herzen der Ostalpen sprach. Abermals ein halbes Jahrhundert von Forschung und Diskussion erforderte die Anerkennung des Tauernfensters, weitere 25 Jahre die Anerkennung des Rechnitzer Fensters als penninische Elemente im Bau der Ostalpen.

Die Ausdehnung des Pennins in den Ostalpen. Mit der Entdeckung und Anerkennung dieser penninischen Fenster in der zentralen Achse der Ostalpen hat sich zugleich Schritt um Schritt die Vorstellung des gewaltigen Deckenbaues in diesem Gebirge gefestigt. Überblicken wir heute die uns bekannten Aufbrüche des penninischen Systems in den Ostalpen, so lassen sich folgende neun Fenster unter dem ostalpinen Deckensystem anführen (Abb. 1): Das Gargellenfenster östlich vom Prätigau, an dem die geringe Mächtigkeit des überschobenen Silvrettakristallins deutlich wird, das kleine Jamtalfenster 1,5 km westlich vom Unterengadiner Fenster, das 55 km lange, schräg gelagerte Unterengadiner Fenster zwischen Silvretta- und Ötztaler Alpen, das 160 km lange Tauernfenster zwischen Brenner und Katschberg sowie fünf kleinere Fenster im Raum von Rechnitz beim Verschwinden des Ostalpenkörpers unter dem Neogen der großen Einbruchsbecken. 500 km weit ist dergestalt das Durchziehen des schieferreichen penninischen Systems in der Gesamtlänge der Ostalpen gesichert – ja man hat darüber hinaus die penninische Rechnitzer Serie noch in Bohrungen im Untergrund der Ungarischen Tiefebene angetroffen.

Die Stellung des penninischen Systems im Orogen und in der Geosynklinale. Auch in den Ostalpen zeigt das penninische System auf

Grund der faziellen Ausbildung der mesozoischen Serien den Typus der eugeosynklinalen Entwicklung im alpidischen Zyklus. Äußerst mächtige, schieferreiche oder auch gröberdetritische bis brekzienreiche Serien in Jura und Kreide in Verbindung mit bedeutenden basischen bis ultrabasischen Vulkaniten zeigen an, daß sich hier im penninischen System die Geosynklinale geöffnet hatte, daß hier abschnittsweise – wie etwa in der Glocknerdecke im Tauernfenster erfaßbar – durch Aufreißen der sauren Kruste direkt Ozeanboden als Basis dieses eugeosynklinalen Abschnittes angenommen werden muß. In diese Zone sind zur Zeit des jüngeren Mesozoikums wohl die bedeutendsten Beträge beim Öffnen der Geosynklinale durch Auseinanderweichen der Sialkruste zu verlegen, hier sind andererseits später bei der Orogenese wiederum gewaltige Beträge der Einengung zu verzeichnen, da eine ganze Reihe von breiten und mächtigen Schieferhülldecken als vom Untergrund abgescherte Sedimentdecken übereinandergehäuft worden sind. Wenn wir bei der Abwicklung des gesamten Orogens der Ostalpen bereits früher auf eine Breite von rund 650 km gekommen sind, so wird dieser Betrag noch immer wesentlich zu gering sein angesichts der erst jüngst herausgearbeiteten tektonischen Selbständigkeit der weithin übereinander gestapelten Schieferhüll-Deckensysteme der Hohen Tauern, dem Deckenbau auch innerhalb der bisher zum Teil als autochthon gedachten „Kerne" des Tauernfensters (A. Tollmann, 1975 a), der Allochthonie der Wechselkuppel als breites Deckenelement über dem Rechnitzer Pennin (A. Tollmann, 1976 c), der wachsenden Breite der Abwicklung der Flyschzone im Wiener Wald (P. Faupl, 1976, S. 468) etc.

Betreffs des Alters der Orogenese sei hier vorweg vorausgeschickt, daß nur am West-/Ostalpenrand noch Alttertiär in Form des paleozänen bis untereozänen Ruchbergsandsteines in den Bestand des Penninikums unter der ostalpinen Überschiebung einbezogen worden ist, daß im Engadiner Fenster seit alters noch Maastricht mikropaläontologisch belegt ist, daß im Tauernfenster noch über dem durch den Radiolarit und durch den Perisphinctenfund belegten Malm eine gröberdetritische Serie der (tieferen?) Kreide folgt, gelegentlich mit typischen Flyschmerkmalen, aber hier keine Fossilbelege für die jüngsten Anteile vorhanden sind, während in den Rechnitzer Schiefern im Pennin am Alpenostrand noch Kreide durch Mikrofossilien nachgewiesen ist.

In den großen penninischen Fenstern der Ostalpen ist kein tertiärer Anteil vorhanden, so daß danach und nach einer Reihe von weiteren Merkmalen die orogenetische Formung des Pennins der Ostalpen bereits in der Kreide vor sich gegangen ist (vgl. S. 43). Hierauf hat der Verfasser wiederholt verwiesen, am ausführlichsten 1966 a, S. 40 ff. Die Überschiebung des Ostalpins über dem Pennin des Tauernfensters bzw. im Hauptabschnitt der Ostalpen, vom Westrand ausgenommen, war bereits in der Kreide und nicht erst im Alttertiär weitgehend vollzogen, entgegen der Auffassung von R. Oberhauser (1964, S. 49; 1973, S. 99, Abb. 1) von einer Überschiebung des Penninikums erst an der Wende vom Eozän zum Oligozän. Für eine derartige kretazische Orogenese auch im Raum des Penninikums spricht ferner der Einsatz der Flyschsedimentation in den besser datierbaren Serien der Ostalpen seit dem Gault, spricht aber auch die nötige tiefe Versenkung bzw. hohe Überlagerung der Tauern zur Zeit der alttertiären Tauernmetamorphose. Sicherlich war die Subduktion des enorm breiten penninischen Streifens ein Prozeß, der über lange Zeiträume anhielt, der aber bereits in der höheren Kreide weit gediehen war. Die ablehnende Haltung mancher Autoren in bezug auf die kretazische Orogenese im penninischen Bereich der Ostalpen stammt ja aus dem Eindruck der Verhältnisse an

der West-/Ostalpengrenze, wo noch Alttertiär vom Ostalpin weithin überfahren ist. Noch 1969 hat R. TRÜMPY (1970, S. 363) einen penninischen kretazischen Deckenbau in den Schweizer Alpen, wie er einst z. B. von R. STAUB (1958, S. 109, Abb. 27) vertreten worden war, vollkommen in Frage gestellt. Nach der sorgfältigen Untersuchung des penninischen Flysches zwischen Prätigau und Oberhalbstein (I. THUM & W NABHOLZ, 1972, S. 48 f.), bei der die Transgression des Tertiärflysches über den in älterer Phase zusammengeschobenen Unterbau gezeigt werden konnte, sowie nach den kretazischen Metamorphose-Altern wird heute sogar im Schweizer Gebiet die große Bedeutung der kretazischen Orogenese im Pennin mehr und mehr erfaßt und nun auch von R. TRÜMPY (1972 a, S. 962; 1973, S. 246, Abb. 3; 1975, S. 41) anerkannt. Die Überfahrung von penninischem Alttertiärflysch, von Ruchbergsandstein, geht dort erst auf die sekundären Schubbewegungen in der illyrisch-pyrenäischen Phase zurück, die ja auch in den Ostalpen kräftig zu spüren ist.

Im Penninikum der Ostalpen ist erst die alttertiäre, etwa eozäne Tauernmetamorphose und deren allmählicher thermischer Ausklang radiometrisch zu fassen gewesen. Die mit der kretazischen Orogenese verbundene Metamorphose, die im ostalpinen Rahmen vielfach mit Werten um 90 Millionen Jahren und älter datiert worden ist, konnte im Tauernfenster zwar radiometrisch noch nicht erfaßt werden, wohl aber wird die jüngst erkannte druckbetonte ältere Metamorphose-Phase dieser Region von den meisten Autoren der kretazischen Ära zugeschrieben (siehe S. 43).

Die fazielle Gliederung des Pennins der Ostalpen und seine Parallelisierung mit dem westalpinen Pennin. Der Versuch der näheren Parallelisierung der ostalpinen penninischen Einheiten mit jenen der klassischen Region in den Westalpen ist jung, bedingt durch die erst in jüngster Zeit erfolgte tektonische Gliederung der Schieferhüllmassen im Hauptgebiet, dem Tauernfenster, und der damit einhergehenden faziellen Differenzierung in diesem Raum. In direktem Vergleich mit den ebenfalls faziell unterschiedenen Haupteinheiten der Westalpen wurde vom Verfasser (1963 a, S. 111 ff., Taf. 9) folgende Gliederung am Beispiel des Tauernfensters vorgenommen: Im Norden liegt die am wenigsten weit überschobene Hochstegen-Schwellenfazies als Hülle der Zentralgneiskerne, von Süden überschoben folgt die brekzienreiche Fazies der Unteren Schieferhülldecke (Rotewand-Decke in Brennkogelfazies), darüber die an Kalkphylliten und Prasiniten reiche Serie der Oberen Schieferhülldecke (Glocknerdecke in Glocknerfazies). Die Parallelisierung der Hochstegen-Schwellenfazies mit dem mittelpenninischen Briançonnais der Westalpen, jene der Brennkogelfazies mit dem Präpiemontais und jene der Glocknerfazies mit dem (Hoch-)Piemontais – also den inneren penninischen Zonen der Westalpen – drängt sich bei direktem Vergleich durch zahllose Einzelheiten in der Serienentwicklung und Stellung auf (A. TOLLMANN, 1964 a, S. 363). Setzen wir den Vergleich fort, so wird man heute wohl den Hauptteil des Inhalts des Engadiner Fensters dem schweizerischen Nordpennin, den Bündner Schiefern und flyschoiden Serien des Valais, gleichstellen und nur in der höchsten tektonischen Haupteinheit im Engadiner Fenster, der Tasnadecke, noch Mittelpennin erblicken, eventuell im „Tasnaflysch" noch Reste der südpenninischen Arosazone vermuten. Keineswegs zuzustimmen ist der Auffassung von R. TRÜMPY (& HACCARD), 1970, S. 347, Abb. 5, daß das Gebiet der Hohen Tauern die Fortsetzung des Nordpennin (Valais) darstelle, daß das Südpennin bald in den Ostalpen ende, daß man an eine Fortsetzung des Radstädter

Unterostalpins über das Tarntaler Unterostalpin zum Mittelpennin der Westalpen denken könne. Dagegen sprechen zu viele fazielle wie positionsmäßige Merkmale.

Unter Berücksichtigung der sedimentologischen Untersuchungen der Gaultflysche im West-/Ostalpen-Grenzbereich durch R. HESSE (1973, Abb. 13) ergibt sich demnach heute folgendes Bild von der Fortsetzung des westalpinen Pennins in die Ostalpen. 1. Die Fortsetzung des Nordpennins (Valais) der Schweiz ist im Engadiner Fenster und schließlich in der Ostalpen-Flyschzone zu sehen, die nach HESSE südlicher als der Prätigauflysch einzuwurzeln wäre. 2. Als Äquivalente des Mittelpennins (Briançonnais) wären Falknis- und Sulzfluhdecke, die Tasnadecke und die Hochstegenzone zu betrachten. 3. Das Südpennin (Piemontais) setzt nach stärkerer Verschmälerung im Platta-Arosa-Streifen wiederum mächtig in den Schieferhülldecken der Tauern fort. Noch besteht eine Reihe von Schwierigkeiten bei der Parallelisierung im einzelnen. Detaillierte sedimentologische Untersuchungen versprechen hier weiterzuführen.

2. Das Tauernfenster

a) Position und Dimension

In der Region zwischen Brenner im Westen und Katschberg sowie Radstädter Tauernpaß im Osten, begrenzt von Salzach- und Innlängstal im Norden und dem Mölltal und der Matreier Zone im Süden, erstreckt sich das Tauernfenster mit einer Länge von 160 km und einer Breite von 30 km im Herzen der Zentralzonen der Ostalpen. Durch die junge Aufwölbung ist hier im Zentrum der Ostalpen das tektonisch tiefste Stockwerk des Deckengebäudes an die Oberfläche gelangt, durch die Erosion angeschnitten und so in großer Breite zugänglich geworden. Den Inhalt dieses tektonischen Fensters bildet das aus den Westalpen hinüberziehende penninische Deckensystem – ein durch Zentralgneiskerne, Altkristallin und eine paläozoische und mesozoische Schieferhülle von großer Mächtigkeit und in eugeosynklinaler Fazies, d. h. mächtiger, schieferreicher, an basischen Vulkaniten reicher Entfaltung, gekennzeichnetes Deckenland.

Das Tauernfenster zeigt zusammen mit dem 70 km weiter im Westen gelegenen Engadiner Fenster, dem kleineren Gargellenfenster und dem ganz am Ostrand gelegenen Rechnitzer Fenster, daß das penninische System der Westalpen, welches in Graubünden und im Prätigau unter den ostalpinen Deckenmassen begraben wird und gegen Osten hin verschwindet, in der Tiefe des ostalpinen Deckensystems den ganzen Körper der Ostalpen durchmißt (Abb. 1).

Der Inhalt des Tauernfensters besteht aus den zutiefst lagernden Zentralgneis-Faltendeckenwalzen, aus einem in kleineren Abschnitten noch unmittelbar darüber erhaltenen Altkristallinbestand, der das „Alte Dach" zur Zeit der variszischen Intrusion des zentralgranitischen Magmas bildete, hierauf aus einem zerrissenen Decken-

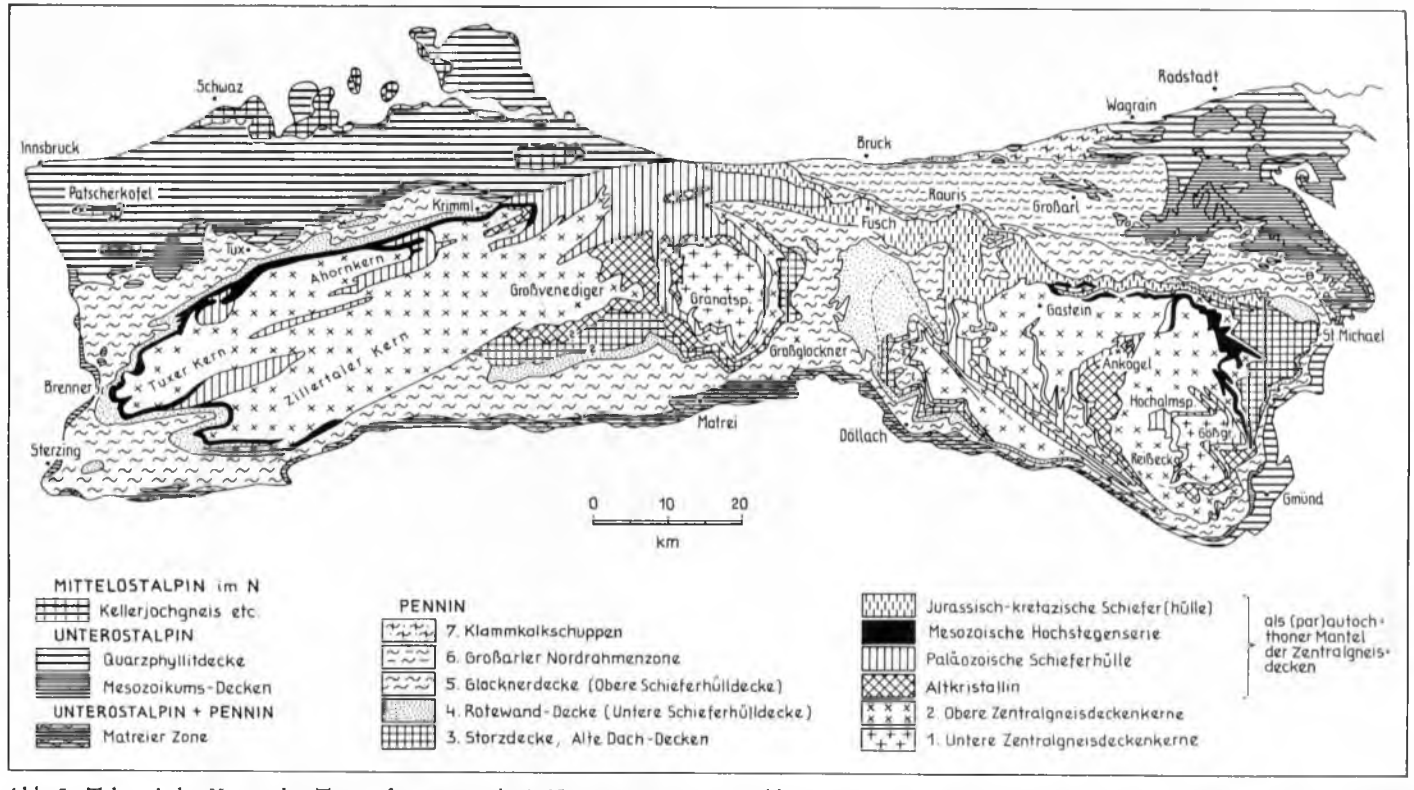


Abb. 5: Tektonische Karte des Tauernfensters nach A. TOLLMANN (1975 a, Abb. 1) ergänzt. Der Fensterinhalt zeigt übereinander zwei Haupteinheiten aus Zentralgneis (Gößgraben-/Granatspitzkern, Gasteiner/Zillertaler Decke), Reste von deckenförmig überschobenem Altkristallin der Tauern (Storzdecke und Äquivalente), die Untere und Obere Schieferhülldecke (Rotewand- und Glocknerdecke) sowie die im Norden angeschoppte Nordrahmenzone und den Klammkalkzug als höchste penninische Elemente. Das Unterostalpin bildet einen inneren Rahmen (Lungauridenring mit der Matreier Mischungszone im Süden); Mittel- und Oberostalpin stellen den äußeren Rahmen des Tauernfensters dar.

system des vielerorts von südlicheren, heute verschwundenen Gneiskörpern abgescherten „Alten Daches" und zuoberst schließlich aus drei großen Schieferhülldeckensystemen (Abb. 5).

Den penninischen Inhalt des Tauernfensters umgibt ein geschlossener Rahmen von ostalpinen Einheiten: Als erste, in Linsen und Schollen zerrissene schmale Rahmenzone, die nur in den Tarntaler Bergen und in den Radstädter Tauern zu größerer Bedeutung anschwillt, legt sich der als unterostalpines Deckensystem bezeichnete Ring von Kristallin, Paläozoikum (Quarzphylliten) und vorwiegend mesozoischen Sedimentgesteinen mit eigenständiger fazieller Entwicklung über den penninischen Inhalt des Fensters (Abb. 6). Der nächsthöhere, im Kartenbild zufolge der Aufwölbung des Gesamtraumes gegen außen anschließende Rahmen wird durch zentralalpines Kristallin, das dem mittelostalpinen Deckensystem angehört, gebildet. Dieser Rahmen ist durch Ausdünnen des Kristallins im Norden – von einer Schollenreihe des Kellerjochgneis-Zuges bei Schwaz abgesehen – unterbrochen. Hier kommt die nächsthöhere Schubmasse der Ostalpen, die dem Oberostalpin angehörige Grauwackenzone, streckenweise unter Hinzutreten der jungen steilstehenden Salzachlängsstörung direkt an den Inhalt des Tauernfensters heran.

Abb. 6: Der Blick vom obersten Lantschfeldtal im Lungau (Salzburg) gegen Osten zeigt das Übereinander von Pennin (almbedecktes Bündnerschiefer-Gebiet im Vordergrund), Unterostalpin (helle mesozoische Dolomitberge der Radstädter Tauern im Mittelgrund mit der nordvergenten liegenden Falte der Schwarzen Wand im linken Abschnitt) und Mittelostalpin (dunkles Altkristallin der Schladminger Tauern mit dem Gurpitscheck rechts hinten und dem Hochgolling im mittleren Hintergrund). Der unterostalpine Rahmen um das Tauernfenster war mitentscheidend für die Klärung der Fensternatur der Hohen Tauern.

b) Erforschungsgeschichte

α) Die Frühgeschichte der Erforschung

Am Anfang der geologischen Erforschung der Hohen Tauern steht der Bericht von B. HACQUET (1784, S. 26 ff.: Gmünder Gebiet, S. 63 ff.: Sonnblick, S. 80 ff.: Glockner) über seine „Mineralogisch-botanische Lustreise bis zu dem Berge Glokner in Tyrol" Einen ersten Höhepunkt dieser heroischen Epoche der Erforschung bildet die Erkenntnis des Schweizer Geologen B. STUDER (1848, S. 169; 1851, S. 116, Kt.) von der Analogie der Tauernschieferhülle und den Bündnerschiefern des Schweizer Pennins.

Da eingehende zusammenfassende Darstellungen über die systematische Erforschung des Gebietes der Hohen Tauern in der klassischen Ära besonders unter J. RUSSEGGER, F. v. ROSTHORN, H. CREDNER, K. PETERS, D. STUR und E. SUESS und in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts besonders unter F. ANGEL, F. BECKE, E. CLAR, H. P. CORNELIUS, CH. EXNER, A. HOTTINGER, L. KOBER, S. PREY, M. STARK, R. STAUB, V UHLIG, E. WEINSCHENK und A. WINKLER von verschiedenen Autoren bereits vorliegen (A. WINKLER, 1926 a, S. 246 ff.; A. HOTTINGER, 1935, S. 251 ff.; H. DIETIKER, 1938, S. 7 ff.; H. P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939, S. 10 ff.; CH. EXNER, 1957 a, S. 8 ff. etc.), so kann hier darauf verwiesen werden.

β) Die historische Bedeutung des Tauernfensters für die Geologie von Österreich

In historischer Sicht kommt dem Tauernfenster eine weit über die Ostalpen hinausgehende erstrangige Bedeutung für die Erkenntnis ungeahnt großräumiger und weitreichender Überschiebungen im Bau der Kettengebirge der Erde zu. Ist doch erst die Entdeckung dieser Struktur durch P TERMIER im Jahre 1903 Anlaß zur Einbürgerung des Begriffes „Fenster" im geologischen Schrifttum überhaupt geworden. Welch eminente Rolle das Tauernfenster für das Verständnis des Ostalpenbaues, für die Deutung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre oder im Sinne relativer Autochthonie besitzt, zeigt der ein halbes Jahrhundert währende Kampf um Anerkennung oder Widerlegung der Deckenstruktur, der für die Anerkennung der Deckenlehre als Ganzes wesentlich geworden ist. Mit dem Satz „das Tauernfenster ist das Schreckgespenst der Antinappisten" umreißt L. KOBER noch 1955, S. 273, so recht die ganze historische Bedeutung dieser großtektonischen Struktur. Erst mit dem Nachweis des mesozoischen Alters des Hauptteils der Oberen Schieferhülle, mit der nach dem Zweiten Weltkrieg erfolgten Erforschung des Achsenplanes, der ein Abtauchen des Fensterinhalts gegen Westen und Osten im Detail belegt, der Vergenzrichtungen und mit der genauen Kartierung entscheidender Abschnitte des Inhaltes hat sich die Auffassung vom großartigen Deckenbau der Ostalpen in den letzten Jahrzehnten so gefestigt, daß diese Struktur vom Bereich der Hypothese zur Realität aufgerückt ist, wie zusammenfassend der Verfasser im Jahre 1962 referiert hat. Heute ist die Fragestellung in bezug auf die Erforschung des Deckenbaues nicht mehr auf das „Ob", sondern auf das „Wie", auf die Erfassung der Strukturzusammenhänge im einzelnen ausgerichtet.

Fast ebenso bedeutend aber waren die Hohen Tauern auch für die Entwicklung der Vorstellungen in der Kristallingeologie. Die klassischen Studien um die

Jahrhundertwende von F. Becke, E. Weinschenk, später von F. Angel, Ch. Exner, G. Frasl u. a. haben Grundsätzliches zur Kristallingeologie beigetragen, zahlreiche Begriffe dieser Arbeitsrichtung wurden hier aufgestellt.

Für die Entwicklung der Gefügekunde durch B. Sander und den frühen Ausbau dieser Lehre durch W Schmidt geben die Tauern Grundlage, für die Methodik der Spezialkartierung im Hochgebirge bleibt das Blatt über die Glocknergruppe von H. P. Cornelius & E. Clar mustergültig. Noch weit bis in die Methoden der Serienglied erung einerseits, in jene der Geophysik andererseits reicht das Spektrum der grundsätzlichen Anregungen, die von der Erforschung des Tauernfensters ausgegangen sind und weiterhin ausstrahlen.

Heute konzentriert sich die Metamorphoseforschung in den Ostalpen, von einer ganzen Reihe von Schulen ausgeführt, wiederum besonders auf den Bereich des Tauernfensters. Im Zusammenhang mit den Untersuchungen im Rahmen des Projektes „Geotraverse I A" der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Bericht 1- 1973, Bericht 2- 1975, Berichte in Geol. Rdsch. 1976) und des österreichischen Hochschulschwerpunktprogrammes „Tiefbau der Ostalpen" (zuletzt 3. Bericht -1975) sind hier mit modernsten und exakten Untersuchungsmethoden grundlegende Ergebnisse im Fragenkreis der alpinen Metamorphose erzielt worden.

c) Der Gesteinsbestand des penninischen Systems der Hohen Tauern

α) Überblick

Folgende Gesteinsserien beteiligen sich am Aufbau des Inhaltes des Tauernfensters:

Als Altbestand ein Kristallinkomplex (1), der bereits vor der Umprägung in der Zeit der alpidischen Gebirgsbildung in älteren Orogenesen metamorph geworden ist und häufig als „Altes Dach" (1), als Altkristallin der Hohen Tauern, als Serie der Alten Gneise (F. Karl), der Randgneise, ungünstiger jüngst zum Teil als „Innere Schieferhülle" bezeichnet worden ist. Der Begriff „Altes Dach" ist deshalb geprägt worden, weil in spätvariszischer Zeit, also im Oberkarbon und Perm in dieses Altkristallin Massen von Graniten bis Granodioriten (2) intrudiert worden sind bzw. Teile des Altbestandes granitisiert worden sind. Diese Intrusiva sind in alpidischer Zeit zum „Zentralgneis" (2) verschiefert worden. In den Schieferhülldecken haben sich ferner mächtiges Paläozoikum (3) und Permo-Mesozoikum (4) mit der charakteristischen Jura-Kreide-Fazies der „Bündner Schiefer" in zum Teil mäßig metamorpher Form erhalten, so daß der Ausgangsbestand dieser Serien noch gut erkennbar ist: Alle vier angeführten Bestandteile sind bei der Orogenese in den Deckenbau einbezogen worden, wobei der Zentralgneis und Teile des Alten Daches in Faltendecken verformt, andere Partien des Altkristallins und namentlich die paläozoische und mesozoische Schieferhülle zu überraschend weit gegen Norden verschleppten Decken gestaltet wurden. Am Aufbau der Decken im Pennin der Tauern sind demnach alle vier erwähnten Komplexe in allerdings wechselndem Ausmaß vertreten. Im folgenden seien die genannten vier Hauptgesteinseinheiten etwas näher charakterisiert.

β) Das Altkristallin des „Alten Daches"

Dieses Altkristallin umfaßt einen bereits vormesozoisch metamorph gewordenen Gesteinskomplex, der sich aus Paragneisen, Granatglimmerschiefern, Amphiboliten, Migmatiten und Orthogneisen (Plagioklasgneisen) zusammensetzt. Das Ausgangsgestein der kristallinen Schiefer mögen altpaläozoische Sedimente und Vulkanite oder auch präkambrische Serien gewesen sein. Die Metamorphose kann spätestens variszisch vor Intrusion des spätvariszischen zentralgranitischen Magmas erfolgt sein. Sie kann aber auch zur Gänze oder zum Teil bereits älter sein, kann kaledonisch oder präkambrisch stattgefunden haben. Das Ausmaß der voralpidischen Metamorphose liegt im Bereich der meso- bis katazonalen Umformung in der Amphibolit-Fazies. Durch die schwächere destruktive metamorphe Umprägung während der alpidischen Orogenese ist das genaue Ausmaß der älteren Umprägung nur in verschonten Partien feststellbar. Diesem Altkristallin hat bereits eine voralpidische Orogenese Faltenstrukturen aufgeprägt. Sichere Alterswerte über dieses Kristallin stehen noch aus (erste, noch sehr unsichere Hinweise bezüglich von Amphiboliten nach K/Ar-Datierung liegen für kambrisch-ordovizisches Alter vor – R. Cliff et al., 1971, S. 238, 248). Die Gesteinsserien des „Alten Daches" liegen heute zum Teil noch in relativer Nachbarschaft zu den in sie intrudierten Plutonen (Zentralgneiskernen), wie etwa im Bereich der Reißeckmulde in den östlichen Tauern oder der Schönach-Mulde in den Zillertaler Alpen, sie können aber auch deckenförmig weit überschoben sein, wie etwa die Riffldecken um den Granatspitzkern oder die Storzdecke nahe dem Ostrand des Tauernfensters. Ein Musterbeispiel für die Vielfalt dieses Altkristallins im Tauernfenster hat jüngst Ch. Exner (1971 a, S. 27 ff.) mit der detaillierten Beschreibung des Gesteinsbestandes der Storzdecke aus dem Nordostteil der Hohen Tauern geliefert.

γ) Der Zentralgneis

Der Zentralgneis ist das in alpidischer Zeit mehrweniger stark verschieferte und absteigend metamorph umgewandelte Produkt der spätvariszisch intrudierten granitoiden Gesteinsmassen. Viele Abschnitte dieses Plutons zeigen neben granitischem Material besonders Granodiorite, Granosyenite und Tonalite. Das Material ist wohl durch Anatexis während der variszischen Gebirgsbildung in der Tiefe der Kruste mobilisiert worden und erscheint in der heute zugänglichen Dachzone als Intrusion, die beim Einschmelzen des Daches Bestandteile des Altkristallins (welche in der Randzone des Plutons als losgelöste Schollen schwimmen) aufgenommen und zugleich eine Granitisation und Injektion der Gesteinsserie des Alten Daches bewirkt hat, so daß in den einst angrenzenden Partien Migmatite entstanden sind.

Die Intrusion der plutonischen Gesteine erfolgte in mehreren Phasen. In einer ersten Hauptphase entstanden Granodiorite, Grobkorngranite und Gesteinstypen, die in metamorpher Form als „Flaser- und Augengneisgruppe" (F. Karl) bezeichnet worden sind. Einer späteren Generation gehören, besonders nach den Angaben von F. Karl aus der Venedigergruppe, die Tonalite an. Als jüngste Intrusion werden die hellen feinkörnigen leukokraten Granite aufgefaßt. Aplitische, pegmatitische und kersantitische Abspaltungen durchschwärmen als Bildung einer Spätphase die plutonischen Massen und das Nebengestein. Das Fehlen von Kontakterscheinungen zu den auflagernden

mesozoischen Schieferhüllgesteinen ist früher nur von jenen Autoren mit Befremden registriert worden, die an ein alpidisches Alter des Zentralgneises dachten. Da heute das variszische Alter des Zentralgneises belegt ist, fällt die Kontaktmöglichkeit zur alpidischen Schieferhülle weg, die möglichen Kontakterscheinungen zum Alten Dach sind alpidisch verwischt, besonders auch durch die Deckentektonik in der Schieferhülle umgestaltet.

Lange ist das Alter der Intrusion des Zentralgranites diskutiert worden. Die eine Gruppe von Forschern, namentlich die Tektoniker wie L. KOBER (1922 a, S. 208), R. STAUB u. a., haben an einem variszischen Alter des Zentralgneises festgehalten. Die Meinung der anderen Gruppe von Forschern, die einen Teil oder die Gesamtheit des Zentralgneises als alpidisch entstanden dachte, stand besonders unter dem Einfluß der Anschauung von B. SANDER (1921 a, S. 289). F. ANGEL & F. HERITSCH (1931, S. 521), H. P. CORNELIUS (1940, S. 271), H. LEITMEIER (1955, S. 57) u. a. waren Repräsentanten der letztgenannten Richtung. F. KARL (1959) ist als letzter Vertreter zu nennen, der zumindest bestimmte tonalitische Anteile als jung entstanden dachte. Heute existieren zahlreiche radiometrische Altersbestimmungen, die eine variszische Entstehung des gesamten Zentralgranitkomplexes einschließlich der tonalitischen Differentiate belegen. Aus der Reißeck-Ankogel-Gruppe im SE-Teil des Fensters liegen Altersdaten von 244 ± 6 Millionen Jahren vor (R. CLIFF et al., 1971, S. 237), aus dem Badgasteiner Gebiet von 243 ± 11 Millionen Jahren (R. LAMBERT, 1964), vom Granatspitzkern von 296 ± 15 Millionen Jahren, vom Venediger stammen Werte von 246 Millionen Jahren (C. BESANG et al., 1968; E. JÄGER et al., 1969, S. 270) und aus der Umgebung der Kürsinger Hütte im Obersulzbachtal von 290–360 Millionen Jahren (O. THIELE, 1974, S. 58). Vom Reichenspitzgranit, der noch von F. KARL als jung angesehen wurde, gibt es Messungen mit dem Ergebnis von 282 ± 6 Millionen Jahren, vom Tuxer Stollen schließlich liegen Werte von 264 Millionen Jahren (Rb-Sr-Wert aus grobkörnigem Muskowit) und von 236 ± 26 Millionen Jahren (Rb-Sr-Wert aus Gesamtgestein) vor (M. SATIR, 1974; 1975, S. 30, 32; 1976, S. 408).

Das bedeutet, daß sich vorwiegend Hinweise auf permisches, besonders mittelpermisches Alter ergeben (die Grenze zwischen Unter- und Oberperm liegt bei 240 Millionen Jahren) und daß untergeordnet auch oberkarbones Alter in Frage kommt (Grenze Karbon/Perm: 280 Millionen Jahre).

Ein derartiges Alter des zentralgranitischen Magmas steht entgegen der Meinung von M. SATIR (1975, S. 30) nicht unbedingt im Widerspruch mit den geologischen Fakten: Die unmittelbar über dem Zentralgneis transgredierenden Hochstegenquarzite besitzen ja nach W FRISCH (1968, S. 319; 1975 a, S. 202) liassisches und nicht permoskythisches Alter – die permoskythische Wustkogelserie ist offenbar auf die Schieferhülldecken beschränkt und das Alter des Quarzkonglomerates und Quarzites der Gasteiner Zentralgneisdecke im Bereich des Rotgüldensees noch ungeklärt außer Lias wäre ja auch Skyth allein denkbar.

Heute ist die seit E. WEINSCHENK (1894) in verschiedener Abwandlung vertretene Theorie der einphasigen Entstehung des Zentralgneises längst überwunden. Die Parallelstruktur im Gneis ist nicht durch Piezokristallisation, also durch eine durch gerichteten Druck erzwungen orientierte Kristallisation, erfolgt, ist auch nicht durch Erhaltenbleiben älterer Strukturen eines durch Granitisation umgewandelten geschieferten Ausgangsgesteins vorhanden, sondern die Prägung des heutigen Habitus erfolgte mehrphasig: Nach der regello-

sen Erstarrung aus dem Schmelzfluß im Jungpaläozoikum erfolgte in der alpidischen Hauptorogenese in dem Zeitraum von mindestens 90–65 Millionen Jahren und im Zuge der „Tauernkristallisation" SANDERS, die man in das Alttertiär verlegt, eine mehrphasige Umwandlung bei mäßigem Metamorphosegrad: In den zentralen Teilen wurden bei der Tauernkristallisation maximal die Bedingungen der niedrigtemperierten Almandin-Amphibolitfazies erreicht (mesozonale Umprägung), wobei ein Temperaturmaximum von 550°–600° C und Drucke von 2–3, im Süden bis 5 kb und mehr auftraten (S. 31 ff.). Die Temperaturberechnungen auf Grund des Sauerstoff-Isotopenverhältnisses ergaben ein etwas zu hoch anmutendes Maximum im zentralen Teil des Tauernfensters von 630° ± 20° C, gegen den Rand hin niedrigere Temperaturen um 400° C (S. HOERNES & H. FRIEDRICHSEN, 1974). Gegen oben und außen hin waren aber nur die Bedingungen der Grünschieferfazies vorhanden (epizonale Umformung). Die zentralen Teile der Kerne wurden während dieser Mineralumsetzung nur wenig eingeregelt, es blieb das massive Gefüge weitgehend erhalten, Metagranite, Metatonalite etc. entstanden, die sich in erster Linie durch den neuen Mineralbestand vom Ausgangsprodukt unterschieden. Die stärker durchbewegten, tektonisch verwalzten randlichen Partien wurden unter strafferer Einregelung der Mineralkristalle zu Granitgneisen, Tonalitgneisen etc. umgeprägt. Zusammenfassende Kurzdarstellungen zur so breit in der Literatur behandelten Frage der Zentralgneisentstehung liegen bereits von CH. EXNER (1953 a) und G. FRASL (1957) vor, heute kommen noch namhafte Beiträge von den Forschern der Arbeitsgruppe „Geotraverse IA" hinzu (siehe S. 63, 65).

Im Mineralbestand der zentralgranitischen Gesteine vollzog sich bei dieser alpidischen absteigenden Metamorphose folgende Umgestaltung: Die zonaren Plagioklase wurden makroskopisch gesehen trüb, mikroskopisch wurden sie gefüllt mit einer Masse von Mikrolithen aus Epidot, Muskowit, Granat und Karbonat, die in der aus Albit bestehenden Grundmasse in Einschlüssen auftreten. Kalifeldspat wird zu Mikroklin-Perthiten verwandelt, der braune Biotit in grünlichbraunen Biotit mit Titanit und Epidot als Entmischungsprodukten umgesetzt bzw. im Schwachwirkungsbereich der Metamorphose zu Phengit (Hellglimmer) abgewandelt. Statt brauner Hornblenden treten nunmehr grüne Hornblenden auf. Man kann Teilakte der Tauernkristallisation erfassen, indem etwa Oligoklas- bis Andesin-Umwachsungen um gefüllte Plagioklase als Spätphase beobachtbar sind (Näheres siehe S. 31 ff.).

Heute tritt der Zentralgneis hauptsächlich in sogenannten „Kernen", also domförmigen, bisher als relativ autochthon geltenden, heute aber eher als Faltendecken zu deutenden Körpern auf, die gelegentlich zu walzenförmigen Zügen geformt sind und erscheint nur im Südteil des Tauernfensters auch in schmalen, tektonischen Lamellen an der Basis der tieferen Schieferhülldecken. Auf die nun genau erforschte Differentiation und Vielfalt des Zentralgneises im westlichen Abschnitt des Tauernfensters wird S. 69, Abb. 22, näher eingegangen.

δ) Die paläozoische Schieferhülle, die Habachserie

Erst durch die auf manchen Vorarbeiten fußenden umfassenden Studien durch G. FRASL (1958) ist für den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern eine gut fundierte Abtrennung eines paläozoischen von einem permomesozoischen Anteil in der Schieferhülle

auch kartenmäßig möglich geworden. Der paläozoische Anteil der Schieferhülle ist hierbei gegenüber älteren Arbeiten wesentlich zugunsten des Mesozoikums eingeschränkt worden. So ist gegenüber der Darstellung bei H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1939) der Großteil der dort noch als paläozoisch gewerteten „Fuscher Phyllite" und der ebenso ins Paläozoikum eingestuften Phyllite der Brennkogeldecke der Glocknerregion ins Mesozoikum eingereiht worden. Der Begriff Fuscher Phyllite wurde hierbei aufgelöst und durch die Bezeichnung Habachphyllite für die paläozoischen Anteile der Schieferhülle und Rauriser Phyllite für die nachtriadischen Schiefer ersetzt.

Als Habachserie ist die Gesamtheit der (alt)paläozoischen Schichtglieder der Schieferhülle zu bezeichnen. Die Habachserie tritt teils noch im Verband mit dem Zentralgneis, teils im Deckensystem der Unteren Schieferhülle auf, während das Mesozoikum im Bereich der Oberen Schieferhülldecken dominiert. Am besten zu studieren ist diese Serie am Tauernnordrand etwa zwischen Kapruner Tal im Osten und Habachtal im Westen, da sie dort noch am geringsten metamorph geworden ist und so den ursprünglichen Stoffbestand am besten erkennen läßt.

Der Gesteinsbestand dieser typisch geosynklinalen, an basischen Vulkaniten und mächtigen feindetritischen Ablagerungen reichen altpaläozoischen Serie umfaßt in erster Linie Phyllite, die sogenannten Habachphyllite, mit untergeordneten Einschaltungen von Graphitquarziten, die als metamorphe Lydite gedeutet werden. Der weitgehende Mangel an Kalkschiefern ist für die paläozoische Serie der Schieferhülle typisch. Aber auch die im Altpaläozoikum der Ostalpen so weit verbreiteten basischen Vulkanite (des Ordoviciums) und die sauren Effusiva und Tuffe (des obersten Ordovic) sind in der Habachserie in mächtiger Entwicklung vorhanden: helle Porphyroidschiefer („Porphyrmaterialschiefer" des westlichen Abschnittes des Tauernfensters), Porphyroidgneis, Hellglimmerschiefer und disthenreiche Quarzite werden auf saure Effusiva, Tuffe und deren Umlagerungsprodukte zurückgeführt. Intermediäre Vulkanite, in denen gelegentlich noch das Mandelsteingefüge erkennbar ist, wurden bei stärkerer Metamorphose in Albit-Epidot-Biotitgneise umgewandelt. Die basischen Eruptiva liegen teils noch in mäßig metamorpher Form als Metagabbros, Metadiabase und deren Tuffite vor; höhermetamorphe Glieder dieser Reihe stellen Grünschiefer, Prasinite und schließlich Amphibolite dar. Auch ultrabasische, vielfach stärker serpentinisierte Gesteinstypen wie Peridotite und Pyroxenite schalten sich in der Habachserie ein (G. FRASL, 1958, S. 411 ff., G. FRASL & W FRANK, 1966, S. 35 ff.).

Im Felbertal sowie an zahlreichen anderen Stellen der altpaläozoischen Schieferhülle ist durch Untersuchungen von A. MAUCHER & R. HÖLL (1968) in der vulkanosedimentären Habachserie eine auch wirtschaftlich bedeutende syngenetische Scheelitvererzung entdeckt worden (R. HÖLL, 1970, Abb. 1, Taf. 1) – vgl. S. 71. Von diesen Autoren ist ja der Typus der schichtgebundenen Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation, die in genetischem Zusammenhang mit der submarinen vulkanischen Aktivität des Ordovic bis Unterdevon steht, als geochemisch-stratigraphisches Leitelement der Ostalpen gewertet worden, auch in anderen tektonischen Einheiten der Ostalpen wie Unter- und Mittelostalpin in analoger stratigraphischer Position erscheinend.

Das Alter der Habachserie ergibt sich aus dem Serienvergleich mit anderen, fossilmäßig datierten Abfolgen, besonders der Grauwackenzone und des oberostalpinen Paläozoikums in den Zentralalpen (vgl. etwa Tabelle H. FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB, 1972,

Taf. 1). Fossilien sind aus der paläozoischen Schieferhülle nicht bekannt. Das Material der Habachserie im Nordteil des Tauernfensters ist von keiner variszischen Metamorphose erfaßt worden und wurde im Zuge der Tauernkristallisation alpidisch epizonal bis schwach mesozonal metamorph. Karbon ist in den Tauern noch nicht sicher fixiert worden, A. HOTTINGER hat graphitische Quarzite und Phyllite im Liegenden des Permoskyth-Quarzites in das Karbon gestellt. Auch gilt die im folgenden vorgestellte Greinerserie der Zillertaler Alpen vielfach als jungpaläozoisch.

Diese Greiner Schiefer-Serie, benannt nach dem Greiner in den westlichen Zillertaler Alpen, ist jüngst von B. LAMMERER et al. (1976, S. 439 ff.) neu studiert worden. Als Ausgangsmaterial lagen hier Tonmergel, Grauwacken, glimmerreiche Sande, Konglomerate, bituminöse Tonschiefer (Graphitschiefer) mit Einschaltungen von Tuffen, Tuffiten und basischen bis ultrabasischen Ergüssen vor. Die mesozonale Metamorphose hat daraus eine Serie von Glimmerschiefern, Paragneisen, Granat-führenden Graphitschiefern, Konglomeratgneisen, den bekannten Hornblendegarbenschiefern, Amphiboliten und Serpentiniten entstehen lassen. Die Metamorphose kann in den Glimmerschiefern durch die Paragenese Disthen, Staurolith, Muskowit, Biotit, Plagioklas mit bis 25 % An und Quarz charakterisiert werden. Diese Umprägung wird, da sie ähnlich auch in den mesozoischen Serien dieses Raumes auftritt, als alpidisch betrachtet.

ε) Das Permomesozoikum der Schieferhülle

(Tab. 1–2)

Grundlagen der stratigraphischen Gliederung in der permomesozoischen Schieferhülle: Groß ist in jüngster Zeit der Fortschritt in der Gliederung der permomesozoischen Schieferhülle der Tauern in bezug auf Alter, Fazies und lithologische Details, wenn man bedenkt, daß lange Zeit noch große Teile des Mesozoikums der Schieferhülle, wie oben erwähnt, als Altpaläozoikum angesehen worden waren und noch R. SCHWINNER (1951 a, S. 216) das Mesozoikum der Oberen Schieferhülle – von der Trias abgesehen – als Paläozoikum besprochen hat. Wesentliche Impulse für die zutreffende Einstufung des jungen Anteils der Schieferhülle sind von alters von westalpinen Geologen durch den Vergleich mit den Bündner Schiefern und ihren Begleitgesteinen ausgegangen, in neuerer Zeit wohl in entscheidendem Ausmaß von der Gliederung durch A. HOTTINGER (1931; 1935), einem Schüler von R. STAUB, der die ersten detaillierten stratigraphischen Normalprofile durch die Schieferhülldecken entwirft und dem überraschend viele Erkenntnisse durch den Serienvergleich zu verdanken sind, von der zutreffenden Trennung von paläozoischen und mesozoischen Schwarzphylliten über die richtige Triasgliederung einschließlich der Erfassung der Quartenschiefer bis zur Beschreibung des penninischen Flysches nahe dem Salzachtal.

Auf der anderen Seite war es die durch Fossilien eingestufte, faziell dem penninischen Mesozoikum in manchem gut vergleichbare unterostalpine Radstädter Entwicklung in zentralalpiner Fazies, welche die Erfassung und altersmäßige nähere Einstufung mancher überaus bezeichnender Schichtglieder der mesozoischen Schieferhülle bereits durch den Serienvergleich ermöglicht hatte – von L. KOBER, der 1928 das liassische Alter der Brennkogelbrekzie durch Parallelisierung mit den litho-

faziell ganz analogen liassischen Radstädter Brekzien festgelegt hatte, über die Seriengliederung G. FRASLS (1958) bis zu den Einzelheiten der Übereinstimmung in den speziellen Niveaus der Trias der beiden genannten einst benachbarten Räume, die vom Verfasser (1965 b) herausgearbeitet worden waren.

Als drittes aber kommen in neuerer Zeit Fossilfunde der Einstufung bestimmter Schichtglieder zu Hilfe. Am berühmtesten ist wohl der Fund eines gut erhaltenen, nur wenig verdrückten Perisphincten Abdruckes durch R. KLEBELSBERG (1940) in einem Bausteinblock von Hochstegenkalk, der vom Steinbruch Hochsteg SW Mayrhofen im Zillertal stammt. Der Ammoniten-Abdruck, der im Innsbrucker Geologischen Institut aufbewahrt ist, erweist ein Oxford-Alter dieses Teiles des Hochstegenkalkes (G. MUTSCHLECHNER, 1956) – Abb. 7 a. Da die Herkunft des Blockes mit dem Abdruck aus dem erwähnten Steinbruch angezweifelt worden ist, sind weitere Fossilfunde aus dieser Lokalität von Wert: O. THIELE (1974, S. 61) fand jüngst dort einen nicht schlecht erhaltenen Belemnitenrest, der wenigstens nachtriadisches Alter belegt (H. SCHÖNLAUB et al., 1975, S. 118, Abb. 4). Von der gleichen Lokalität haben ferner H. SCHÖNLAUB et al. (1975) durch Lösen der Hochstegenmarmore Radiolarien der allerdings langlebigen Gattung *Cenosphaera* (l. c., Abb. 14–19) und Schwammnadeln (l. c., Abb. 5–13) gefunden, unter denen der den Lychniskida angehörige Lychnisk auf ein oberjurassisches bis kretazisches Alter hinweist.

Überraschend gut erhaltene Dasycladaceen hat H. BOROWICKA (1966, Taf. 1–16) aus dem schwarzen, mitteltriadischen Dolomit des Dietelsbachtales im Oberpinzgau vom Triaszug an der Basis der Oberen Schieferhülle (Glocknerdecke) beschrieben.

Abb. 7 a: Fossilien aus dem Tauern-Pennin: *Perisphinctes* sp. aus dem Hochstegenkalk bei Mayrhofen im Zillertal nach R. v. KLEBELSBERG (1940, Abb. 1).

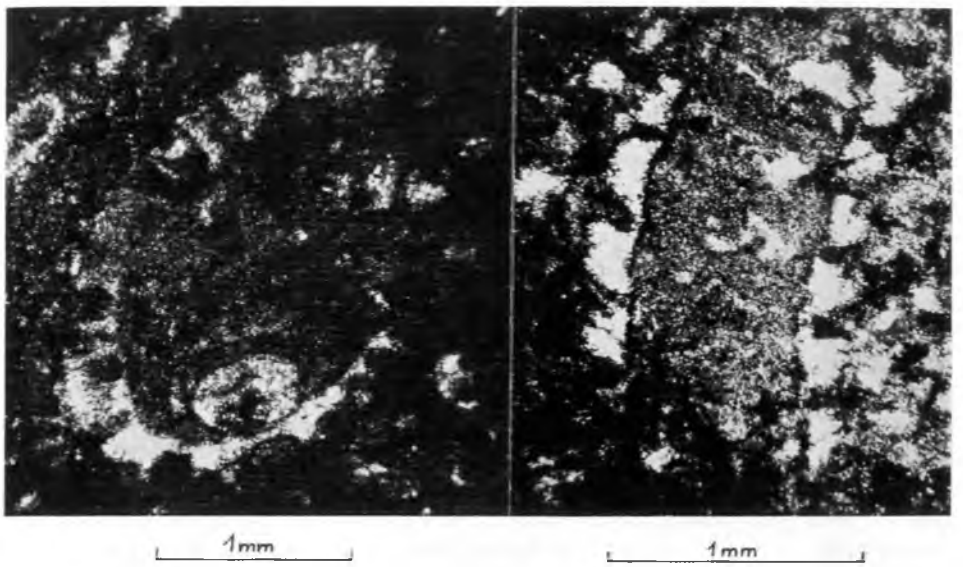


Abb. 7 b: Fossilien aus dem Tauern-Pennin: *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL) aus dem Mitteltriasdolomit von der Basis der Glocknerdecke vom Dietelsbachtal im Oberpinzgau. Phot. H. BOROWICKA.

Auf Grund der Bestimmung der Algen aus dem Schliffmaterial BOROWICKAS handelt es sich nach freundlicher Mitteilung von Dr. E. OTT um *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL), einer für Oberanis bis Ladin bezeichnenden Art – vgl. Abb. 7 b. Die einstige Vermutung von M. HERAK auf *Physoporella lotharingica* (BENECKE) ist auszuschließen.

In der Mitteltrias dieser Oberen Schieferhülldecke sind ferner Crinoidenreste gefunden worden. So hat E. KRISTAN-TOLLMANN (1962, S. 213) Crinoiden im Aniskalk der Gschößwand bei Mayrhofen erwähnt, der heute als Bestandteil des Pennins erkannt ist. Die am besten erhaltenen Crinoiden hat W FRISCH (1975 a, S. 213 ff.) aus dem mitteltriadischen Dolomitmarmor ebendieser Einheit von der Kalkwandstange im Westteil des Tuxer Hauptkammes bekanntgemacht, die E. KRISTAN-TOLLMANN als Trochiten verschiedener Stielregionen von *Encrinus liliiformis* (LAMARCK) und *Dadocrinus gracilis* (BUCH) bestimmt hat (l. c., Abb. 2–5), deren Zusammenvorkommen nach bisheriger Kenntnis für Anis spricht (Abb. 7 c). Wie die bisherigen Funde zeigen, ist die Aussicht auf weitere Fossilfunde in der eben am schwächsten metamorphen Nordrandzone der Tauern am größten.

Die außerordentlich reiche, besterhaltene oberjurassisch-unterkretazische Pollenflora hingegen, die O. ČORNÁ (1972) abgebildet und beschrieben hat, stammt sicherlich nicht, wie angegeben, aus dem Fuscher Phyllit, sondern hier liegt offensichtlich Probenverwechslung vor (vgl. CH. EXNER, 1974 a, S. 335).

Die Schichtfolge in der penninischen Permotrias der Tauern ist am besten in der mächtigen Entwicklung in der Glockner-Querdepression zu gliedern (A. HOTTINGER, 1935; G. FRASL, 1958; A. TOLLMANN, 1965 b; G. FRASL & W FRANK, 1966). Das Perm besteht hier, wie in der zentralalpinen Fazies üblich, aus der

quarzreichen detritischen Serie des Alpinen Verrucano, der in metamorpher Form als schiefriger Quarzit und Arkosegneis mit Quarzporphyrgeröllen vorliegt. Die von CH. EXNER (1963) dem Alpinen Verrucano zugeordneten, diskordant dem Zentralgneismassiv des Hochalm-Ankogel-Stockes auflagernden Quarzkonglomerate (Abb. 9) und Quarzite könnten eher skythisches, im Vergleich mit dem Hochstegenquarzit eventuell auch liassisches Alter besitzen. Im Skyth kann der metamorphe Buntsandstein, der in der zentralalpinen Fazies als Lantschfeldquarzit bzw. Semmeringquarzit bezeichnet wird, auch hier in den reinen Tafelquarziten im Hangenden des Alpinen Verrucano erfaßt werden, den lokal noch der oberskythische Rötschieferhorizont an der Obergrenze begleitet. G. FRASL (1958, S. 343) hat diese drei Schichtglieder des Permoskyth als Wustkogelserie zusammengefaßt. Im schwach metamorphen Bereich der Tauern ist die grünliche Färbung dieser Gesteine durch den Phengit, einen hellgrünen Glimmer, bedingt. Die Mitteltrias besteht aus Reichenhaller Rauhwacke, anisischem Bänderkalk und mäßig metamorphem Hornsteinknollenkalk (Hirzkaralm östlich der Glocknerstraße) sowie auch hellem Dolomit. Die gipsreiche Dolomitserie darüber ist wohl im Karn einzureihen, die höhere Obertrias ist als heller Chloritoidphyllit, Quarzitschiefer, auch glimmerreicher dolomitischer Schiefer, entwickelt – eine Serie, die eindeutig dem Schweizer Quartenschiefer bzw. dem Bunten Keuper der zentralalpinen Fazies im Sem-

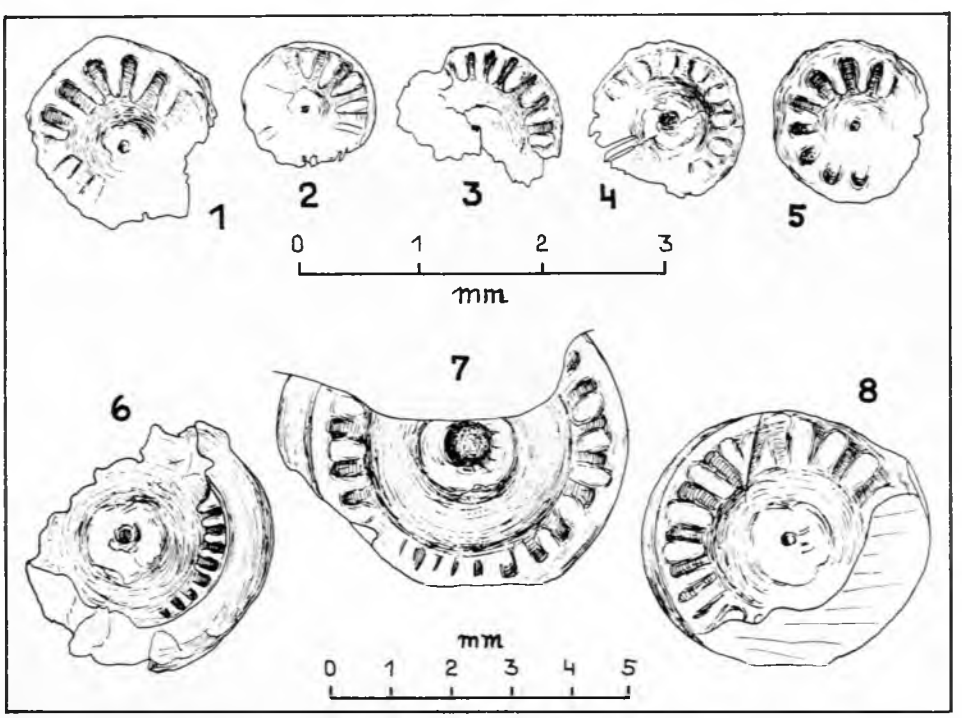


Abb. 7 c: Fossilien aus dem Tauern-Pennin: Anis-Crinoiden aus dem Dolomit der Kalkwandstange im Tuxer Hauptkamm nach W. FRISCH (1975, Abb. 4), det. E. KRISTAN-TOLLMANN; Fig. 1–5: Trochiten von *Dadocrinus gracilis* (BUCH), Fig. 6–8: Trochiten von *Encrinus liliiformis* (LAM.) – Fig. 6: Nodale, Fig. 7–8: Trochiten aus mittlerem und unterem Stielbereich.

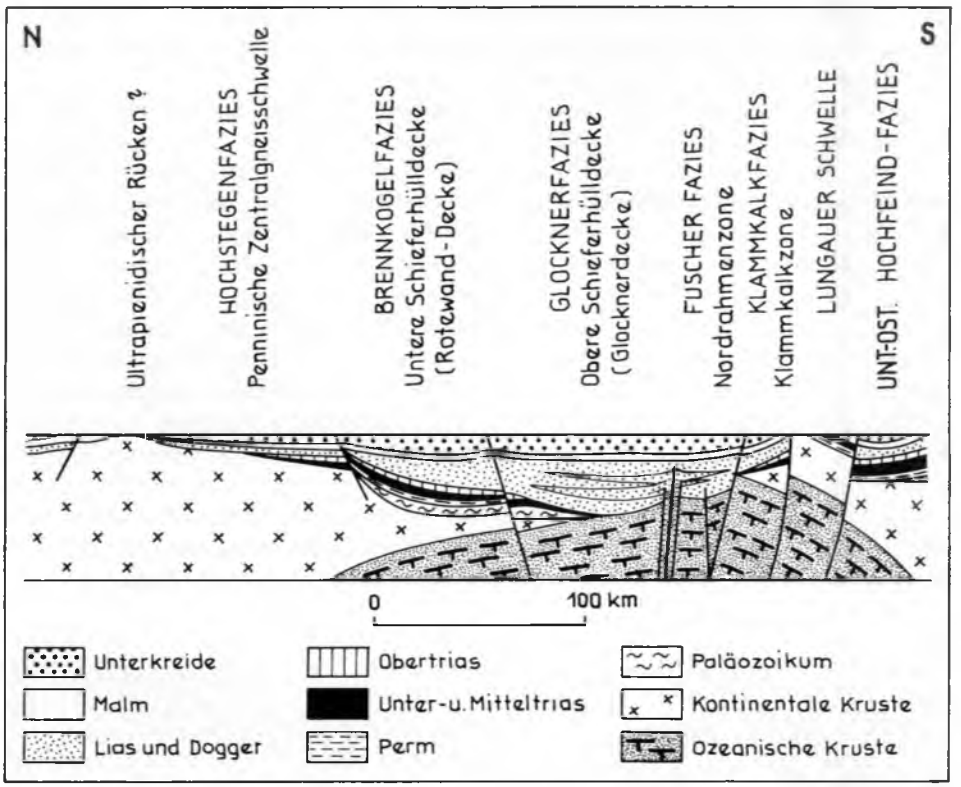


Abb. 8: Die Fazieszonen in der penninischen Geosynklinale im Bereich der Tauern N der Lungauer Schwelle.

meringsystem entspricht, nur hier stärker metamorph geworden ist. Kalkiges Rhät fehlt. Die geschilderte Serie ist am besten in der Seidlwinkltrias östlich der Glocknerstraße erhalten, in anderen Abschnitten primär oder tektonisch stärker reduziert.

Die jurassische bis kretazische Serie der Schieferhülle muß auf Grund der bedeutenden Faziesdifferenzen für die einzelnen Faziesbereiche, die heute – in verschiedene Decken aufgeteilt – übereinander gestapelt liegen, getrennt besprochen werden (Abb. 8). Die Unterscheidung von individuellen Fazieszonen im Mesozoikum der Tauern ist erst in neuerer Zeit vorgenommen worden. Bei Ch. Exner (1957 a, S. 153) findet man die beiden seit der Erfassung des Hochstegenkalkes im westlichen Teil des Tauernfensters bekannten Faziesbereiche, nämlich jenen des (par)autochthonen Sedimentmantels und jenen des Deckensystems der Oberen Schieferhülle. Erst durch die Deckengliederung innerhalb der mesozoischen Schieferhülle (A. Tollmann, 1963 a, S. 111 ff., Säulenprofile Taf. 9) und durch den Vergleich mit den bereits zuvor genauer bekannten westalpinen penninischen Teilfaziesstreifen (A. Tollmann, 1964 a, S. 363) ergab sich in der Schieferhülle der Tauern eine Reihe distinkter Fazieszonen, deren Anordnung im wesentlichen bereits durch G. Frasl & W Frank (1964, S. 25 f.) bestätigt wurde: Von Norden nach Süden reihten sich

primär die Hochstegenfazies, die Brennkogelfazies, die Glocknerfazies und schließlich die Fuscher Fazies samt der ebenfalls penninischen Klammkalkfazies aneinander. Im einzelnen ist zu diesen Fazieszonen folgendes zu bemerken.

1. Die Hochstegenfazies: Ein großer, nördlich angeordneter Teil der Zentralgneiskerne wird von dieser eigenartigen Schwellenfazies des Pennin eingenommen. Hier liegt der im Untermalm-Anteil fossilbelegte Hochstegenkalk nur unter Einschaltung eines schmalen basalen Quarzites, der früher als Permoskyth galt, heute aber besser nach W Frisch (1968, S. 319) auf Anregung von M. Enzenberg als Lias betrachtet wird, unmittelbar dem Zentralgneis oder dem Altkristallin auf – Abb. 9. Kerngebiet dieser Schwellenfazies liegt über den Zentralgneiskernen des westlichen Tauernfensters. In den Angertalmarmoren bei Gastein wird eine äquivalente Fazies im östlichen Teil des Tauernfensters von Ch. Exner zurecht befürwortet. Für Einzelheiten der Schichtfolge vgl. Tab. 1. Besonders aufmerksam sei hier noch auf den Umstand gemacht, daß mit der über dem Hochstegenkalk folgenden, an Klastika reichen schieferigen Kaserer Serie (O. Thiele, 1970, S. 235 f.; 1974, S. 61 f.) die Hochstegen-Entwicklung noch über den Malm empor in die Unterkreide reicht.

2. Der Raum der Brennkogelfazies, benannt nach dem Brennkogel NW vom Hochtor an der Glocknerstraße, schloß ursprünglich an diese zuvor erwähnte Schwelle im Süden an und empfing in der Nachtrias mächtige Beckensedimente in Bünd-

Abb. 9: Die Transgressionsbildungen der alpidischen Serie über dem Zentralgneis der Gasteiner Decke östlich vom Rotgüldensee bestehen aus Quarzkonglomeraten und Quarziten noch unbestimmten Alters (Permoskyth oder Lias).

Tab. 1 : Die Schichtfolge der Hochstegenfazies
(Autochthoner und überschobener Bereich im westlichen Tauernfenster)

(O.THIELE, 1970; W.FRISCH, 1974)
Mächtigkeiten : Maximalwerte

U.-KREIDE	200 m	Kaserer Serie : Klastika, Quarzite, kalkige Bündner Schiefer mit Crinoiden; Basal Schwarzphyllit
MALM	90 m	Hochstegenkalk und -dolomit mit *Perisphinctes*, Belemniten und Mikrofauna
LIAS-DOGGER	gering	Hochstegenquarzit und -arkosen, Phyllite, Glimmermarmore; transgrediert auf Zentralgneiskern
TRIAS	0–70m	Mitteltriasdolomit, Rauhwacke und Permoskythquarzit in Unterer Schieferhülldecke

ner Schiefer-Fazies. Charakteristisch für diese Entwicklung ist das Auftreten von reichlich detritischem Material in der Phyllit-, Graphitphyllit- und Kalkphyllit-Folge in Form von weit verbreiteten Brekzien vorwiegend mit Karbonat-Komponenten und Quarzitschollen. Man kann darin im Lias und später eingeschüttetes Material von der nördlich benachbarten Hochstegenschwellenzone vermuten. Der im Vergleich zur nächstsüdlicheren Glocknerfazies geringere jurassische basische Vulkanismus dieses Raumes ist hervorzuheben (Tab. 2). In tektonischer Hinsicht ist die Bündner Schiefer-Entwicklung in Brennkogelfazies nun im Unteren Schieferhüll-Deckensystem (Rotewand-Decke) enthalten, und zwar in den zentralen Teilen der Tauern in der Glockner-Querdepression, während die Untere Schieferhülldecke im westlichen Teil des Tauernfensters („Porphyrmaterial-Decke", „Wolfendorndecke" etc.) noch in Hochstegenfazies vorliegt, in der nur die brekzienreiche Kaserer Serie im Hangenden des Hochstegenkalkes gute lithologische Analogien zu der – allerdings mit dem Lias einsetzenden – brekzienführenden Brennkogelfazies zeigt (O. THIELE, 1970, S. 235; 1974, S. 69).

3. Die Glocknerfazies schloß ursprünglich im Süden an die Brennkogelfazieszone an. Sie ist vor allem durch eine außerordentlich mächtige, kalkige, an Brekzien, Quarziten und kalkfreien Phylliten arme jurassisch-kretazische Bündnerschiefermasse, gerne als „Kalkglimmerschiefer" bezeichnet, gekennzeichnet, die in mehreren Etagen bedeutende Massen von basischen, submarin abgesetzten Effusiva aufweist. Diese nur vereinzelt im unteren Jura, mit Schwerpunkt aber wohl im Oberjura auftretenden basischen Ergußgesteine und Tuffe liegen heute in metamorpher Form als Grünschiefermassen, als Prasinite und sogar Eklogite vor. V HÖCK (1976, S. 34) konnte nachweisen, daß echte Ozeanboden-Basalte das Ausgangsgestein für diese Prasinite bildeten. Der Glockner selbst verdankt seine markante Gestalt und imposante Höhe nicht zuletzt den harten, gegenüber der Erosion besonders widerstandsfähigen Grünschiefermassen, in die ebenfalls wandbildende Kalkglimmerschiefer eingeschaltet sind (Abb. 2, 10). Heute ist

Tab.2: Die Schichtfolge der Brennkogelfazies: Seidlwinkltrias und Brennkogeljura

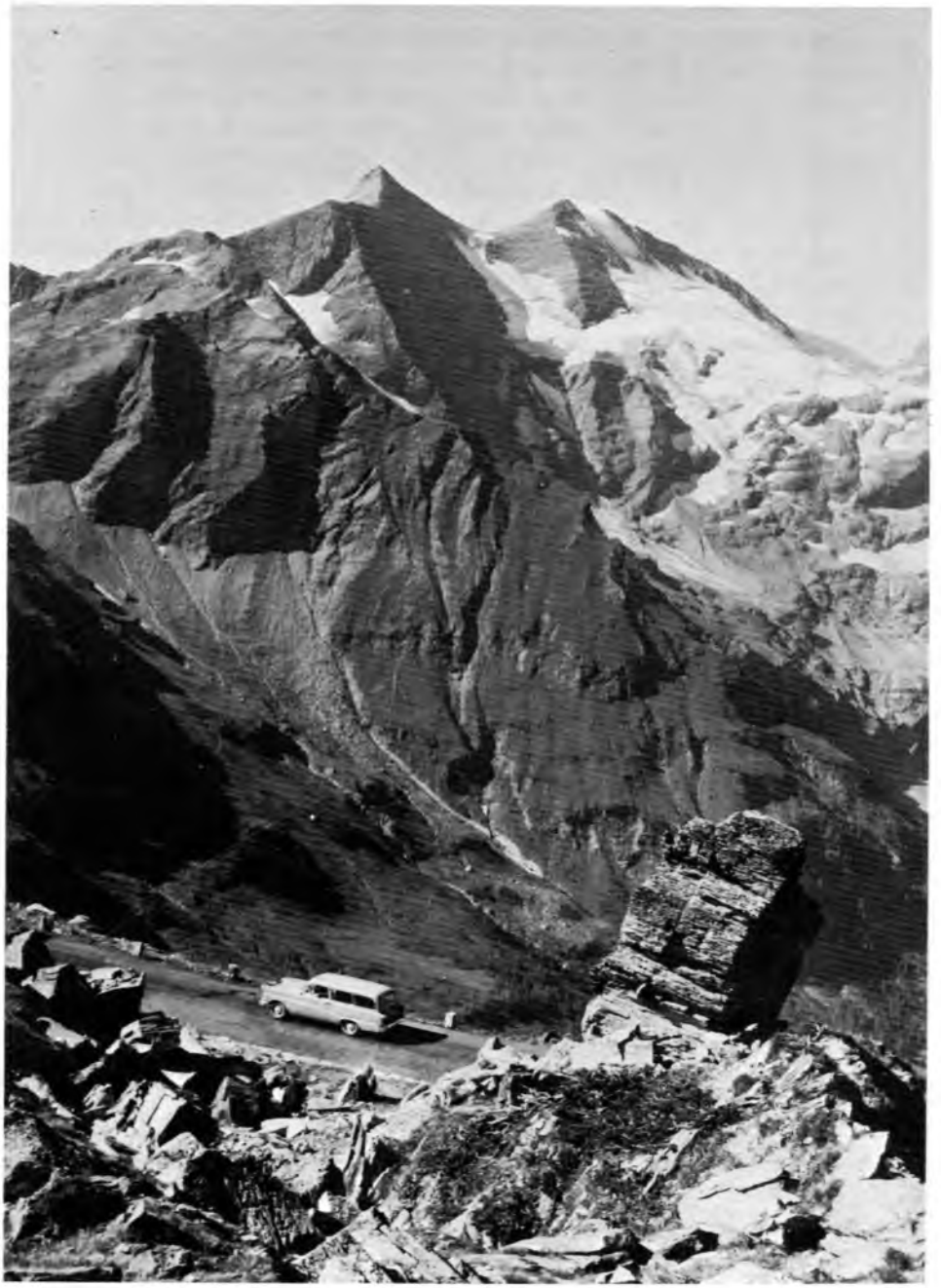
(A.HOTTINGER, 1935; H.P.CORNELIUS & E.CLAR, 1939; A.TOLLMANN, 1963a, Tf.9, 1965b; G.FRASL & W.FRANK, 1964)

Mächtigkeiten : Maximalwerte

JURA–KREIDE	1200 m	Bündnerschiefer: Schwarzphyllit, wenig Kalkschiefer; Karbonatquarzit, Quarzit, Brennkogelbrekzie (Dolomit-Quarzitschollenbrekzie), wenig Ophiolithe
LIAS (-RHÄT)	200 m	Schwarzkopffolge: Rhätizitschiefer, Phyllit, Quarzit
NOR–RHÄT	30 m	Keuper (Quartenschiefer): Chloritoidschiefer, Dolomitschiefer
KARN–LADIN	200 m	Dolomit, Dolomitschiefer, Rauhwacke, Gips
LADIN	20 m	Heller Dolomit
ANIS	80 m	Kalkmarmor mit Dolomitschlieren- und Hornsteinknollenkalk im Hangendteil, basal Phyllitflatschenmarmor
	gering	Reichenhaller Rauhwacke
SKYTH	gering	Alpiner Rötschiefer
	10 m	Semmeringquarzit
PERM	150 m	Alpiner Verrucano: Phengitschiefer, Arkoseschiefer und Arkosegneis mit Porphyrgeröllen

diese Fazies in der Oberen Schieferhülldecke von einem einst weit im Süden gelegenen, nun verschwundenen Sockel gegen Norden im Gesamtraum des Tauernfensters fernverfrachtet. Die zahlreichen Schürflinge von ultrabasischen Gesteinen, heute meist in Serpentinit mit Pyroxenrelikten verwandelt (Heiligenbluter Serpentinit etc.), können als Hinweise für das Auftreten echter ozeanischer Kruste als Sockel des typisch eugeosynklinalen Glocknerfazies-Teiltroges gewertet werden (A. TOLLMANN, 1975 a).

Abb. 10: Die Ansicht des Fuscherkarkopfes (3331 m, rechter Gipfel mit vergletscherter Flanke) und Sonnwelleck (linker spitzer Gipfel) auf der linken Seite des Fuschertales von Osten zeigt die mächtige tektonische Übereinanderstapelung der Schieferhülldecken in der Glockner-Querdepression. Der Gipfelaufbau besteht aus Kalkglimmerschiefern der Glocknerdecke. Deren basale Triasdolomite erscheinen knapp unter dem Oberrand der beschatteten Felsrippenabstürze des Kapuziner (linker gerundeter niederer Gipfel). Der mächtige Unterbau wird durch nachtriadische Phyllitmassen der Rotewanddecke in Brennkogelfazies gebildet. Die zugehörige quarzitische Obertrias in Keuperfazies ist im Blocksturzgebiet des Vordergrundes, der „Hexenküche", zu sehen. Die Ansicht zeigt den Prototyp einer Scheinserie, die bis in die jüngste Vergangenheit vielfach als normale Schichtfolge gewertet worden war. Foto: OEFVW-BAUMGARTNER.



4. Der einst nächstsüdlichere Faziesstreifen, die Fuscher Fazies, die schmal am Südrand des Tauernfensters und angeschoppt in der Nordrahmenzone auftritt, zeigt abermals eine Dominanz von kalkarmen Schwarzphylliten; (Malm-)Radiolarite liegen metamorph als Bänderquarzit vor. Die darüber in die Kreide emporreichende Serie (Anthauptenserie am Tauernnordrand) führt flyschartige, zum Teil gradierte Sandsteine, auch Feinbrekzien, und dürfte unterkretazisches Alter aufweisen. Aussagen über die flyschoide Natur der Anthauptenserie in der ehemaligen „Sandstein-Brekzien-Decke" E. Braumüllers (1939, S. 67 ff.) westlich des Rauristales im Bereich des Bruckbach- und Wolfsbachtales liegen von S. Prey (1975, S. 291 ff.) vor. Während diese Serie dort aber nur selten gradierte Schichtung erkennen läßt, ist der Flyschrhythmus und die Gradierung prächtig in dem Profil im Rauristal selbst, 3 km SW Embach, aufgeschlossen, das derzeit von P. Faupl und dem Verfasser untersucht wird.

5. Am südlichsten, heute am weitesten gegen Norden transportiert und dort entlang der Salzach zusammengeschoppt, hatte sich die ebenfalls sehr kalkreiche Entwicklung der „Klammkalkfazies" mit Karbonatquarziten, Kalken etc. gebildet, die früher zum Unterostalpin gerechnet worden ist, aber nach dem Vergleich mit dem sicheren Unterostalpin der Radstädter Tauern dort als Penninentwicklung betrachtet werden mußte (A. Tollmann, 1962 a).

Faziesvergleich mit dem westalpinen Pennin. Zieht man die Verhältnisse in den Kerngebieten des Pennins in den Westalpen zum Vergleich heran, so ergeben sich, wie vom Verfasser (1965 a und 1965 b) gezeigt, Parallelen zum Südpennin, das in den französischen Alpen voll entwickelt ist: Äußere Schwellenzone (Briançonnais), detritusreiche Bündner Schiefer-Fazies (Präpiemontais) und ophiolithreiche kalkige Bündner Schiefer-Fazies (Piemontais) legen eine Parallelisierung trotz der Reduktion des Südpennins in den Ostschweizer Alpen nahe. Das Nordpennin würde hingegen schräg gegen NE gegen außen hin verschwinden, in den Ostalpen wahrscheinlich noch den Inhalt des Engadiner Fensters umfassend. Demnach können wir dem paläogeographischen Schema von R. Trümpy (1970, Abb. 5), der die Schieferhülle der Tauern als nordpenninisch ansieht und das Südpennin südlich des unterostalpinen Tarntaler Mesozoikums enden läßt, nicht zustimmen.

Ebenso kann dem von O. Thiele (1970, S. 237; 1976, S. 412) vorsichtig geäußerten Verdacht und von W Frisch (1975 b, S. 82 ff.; 1976 a, S. 378) ausgebauten Gedanken einer Zuordnung der Hochstegenfazies zum helvetischen Faziesraum keinesfalls zugestimmt werden. Abgesehen von dem späten Einsetzen der Sedimentation, die für Schwellenfazies durchaus bezeichnend ist, und vom Auftreten der liassischen Hochstegenquarzite, die einen Vergleich mit der Grestener Arkose, aber auch mit Liasquarziten bis in den unterostalpinen Faziesraum hinein zulassen, ist kein einziges typisches Schichtglied der Grestener Fazies in der Hochstegen-Entwicklung wirklich nachweisbar: Weder die Kohlenflöze des Lias noch die Neuhauser Konglomerate oder die Zeller Ammonitenkalke des Dogger, die Konradsheimer Brekzienkalke des Malm oder die flaserigen, im Hangendteil mergeligen, kalkigen Tithon-Neokom-Aptychenschichten (die lithologisch keineswegs dem zum Teil dolomitischen Hochstegenkalk gleichgesetzt werden können) etc. Andererseits haben typisch penninische Schichtgruppen der Hochstegenfazies wie etwa die Glieder der Kasererserie mit ihren Dolomitbrekzien, Quarziten usw. keinerlei Äquivalente in der helvetischen Randzone. Die von O. Thiele (1976, S. 418) konsequenterweise vorgenommene

Ausdehnung der „helvetischen Fazies" auf die Untere Schieferhülldecke (Porphyroidmaterial-Schuppe) macht die Unstimmigkeit dieses Vergleiches noch deutlicher. Zur Hintanhaltung der Verwirrung der Faziesbegriffe darf für die hier im Tauernfenster vorliegende, südlich an das Nordpennin (Engadiner Fenster) anschließende, typisch zentralalpine, penninische Schwellenfazies keineswegs der Begriff „helvetisch" angewendet werden.

d) Die alpidische Metamorphose und ihr Alter

Die metamorphe Prägung des Gesteinsmaterials im Zuge der alpidischen Orogenese ist bereits mehrfach erwähnt worden (vgl. Ch. Exner, 1949; 1967 etc.; G. Frasl & W Frank, 1966, S. 50 ff.; W Frank, 1969, S. 98; R. Cliff et al., 1971, S. 239 ff.; G. Morteani, 1971; S. Hoernes, 1973; M. Satir, 1974, 1975; K. Abraham et al., 1974; E. Oxburgh & D. Turcotte, 1974; V Höck, 1974 a, b; Ch. Miller, 1974 b, 1976; P Raase & G. Morteani, 1976 etc.) – siehe S. 19. Schieferhülle sowie Zentralgneis samt Altkristallin erlitten in mehreren alpidischen Teilphasen bis zur abschließenden „Tauernkristallisation" eine epizonale bis höchstens noch gerade mesozonale Umprägung. Dabei wurden die äußersten Teile, besonders die Nordrandzone, am geringsten umgewandelt, wo nur die schwächste Subfazies der Grünschieferfazies nachzuweisen ist. Hier, in den peripheren Teilen, wurde in der Schieferhülle neben der allgemein eintretenden Kornvergrößerung der bestehenden Minerale (etwa Marmorisierung der Kalke) Serizit, Phengit, Albit, Chlorit und Epidot neu gebildet. Mit Zunahme der Metamorphose gegen innen hin stellt sich bald Stilpnomelan, weiter innen auch Chloritoid ein. Gegen die zentralen (und südlichen) Teile des Tauernfensters nahm die Metamorphose weiter zu. Dort wurde die (Epidot-)Amphibolit-Fazies (oberste Mesozone in älterer Ausdrucksweise) erreicht, wie die Neubildung von Chloritoid, Staurolith, Disthen, Biotit, Granat und Omphazit sowie Oligoklas bis Andesin anzeigen. Die Bildungstemperatur dieser Paragenese mag zwischen 500°–540° C gelegen gewesen sein. Manche früher als tektonisch eingeschuppt gewerteten, als Altkristallin aufgefaßten Granatglimmerschiefer und Paragneise sind heute als normales Produkt der Tauernkristallisation in der Schieferhülle erkannt. Auffällig ist die weite Verbreitung von Disthen auch in relativ schwach metamorphen Zonen, was auf die starke Druckwirkung bei nur mäßiger Temperaturerhöhung hinweist. Die Bildung von Staurolith ist nur an wenigen Punkten im Südteil des Tauernfensters nachgewiesen, wo die Metamorphose das höchste Ausmaß erreicht hat, z. B. im Südostabschnitt (Ch. Exner, 1967; R. Cliff et al., 1971, Abb. VI-2) oder im Südwesten in der Greinermulde und im Pfitschtal (M. Satir, 1975, S. 6). Auf Grund dieser Mineralassoziationen und besonders der Staurolithbildung werden als Maximaltemperaturen der alpidischen Aufheizung 560° C, bei P. Raase & G. Morteani (1976, S. 424) bis und über 600° C angegeben. Mit bedeutenden Stoffwanderungen rechnet man bei der alpidischen Metamorphose im Tauernbereich nicht.

Eine kartenmäßige Abgrenzung der höhermetamorphen Region im Mittelabschnitt der Tauern hat V Höck (1976, Abb. 1) mit Hilfe der Ablösung des Albites der Nord- und Südregion durch den Oligoklas in der zentralen Längszone durch Untersuchungen an mesozoischen Metavulkaniten durchgeführt. Im Westteil des Tauernfensters haben P. Raase & G. Morteani (1976, S. 422 ff., Abb. 1) die zu dieser Albit-Oligoklas-Grenze (500° C Isotherme) konform verlaufende Grenze von weitgehend geordnetem Mikroklin

der Grünschieferfazies zum Orthoklas bis intermediären Mikroklin der schwachtemperierten Amphibolitfazies ebenfalls räumlich zur Darstellung gebracht.

Mit der Übertragung der abgewandelten Erkenntnis von A. MIYASHIRO (1961) von gekoppelten metamorphen Zonen in alpinotypen Gebirgsbögen („paired metamorphic belts") – in denen während der Orogenese zunächst in erster Phase eine eher mäßig temperierte Hochdruckmetamorphose (die Blauschieferfazies) im Bereich der noch kühlen, aber hohen Drucken ausgesetzten subduzierten Kruste entsteht und in denen sich dann im zweiten Akt mit der Aufheizung des Materials in der Tiefe und oberhalb der Subduktionszone eine höher temperierte Regionalmetamorphose unter Druckabfall einstellt – auf die Alpen hat man auch in den Tauern schlagartig ab 1974 von verschiedenen Seiten her diese beiden zeitlich getrennten Metamorphosephasen im alpidischen Geschehen auszugliedern begonnen. W G. ERNST (1973, S. 2064 ff.) und E. OXBURGH & D. TURCOTTE (1974, S. 652) haben zuerst der Trennung dieser beiden Phasen in den Tauern eigene Studien gewidmet.

In der älteren, druckbetonten Blauschieferfazies und der Phase der Eklogitbildung in der Schieferhülle herrschten nach K. ABRAHAM et al. (1974, S. 30) südlich vom Großvenediger Temperaturen von 500°–550° C und Minimaldrucke von 6 kb, nach CH. MILLER (1974, S. 380; 1977, S. 27) lokal bei Eklogitbildung bei 400° bis 500° C sogar Drucke von 8–11 kb. Hier stellen sich schon Schwierigkeiten in der Interpretation durch Fehlen einer einst entsprechenden, 20–30 km mächtigen tektonischen Überlagerung ein, die jedenfalls teilweise durch Transversaldruck ersetzt worden sein muß. Die betrachteten Eklogite liegen noch dazu nahe der Basis der Oberen Schieferhülle und nicht im tiefsten Bereich des Tauernfensters, dazu waren die Mächtigkeiten des ostalpinen Kristallins gerade über den großen penninischen Fenstern nachweislich seit je gering (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 190 und S. 207 dieses Bandes). 10 km Überlagerung sind bereits sehr hoch angesetzt, die üblichen 15–20 km sicherlich zu hoch gegriffen (vgl. W FRISCH, 1976 b, S. 387). 15 km Mindestüberdeckung wird aber allgemein für den nötigen Auflastdruck bereits zur Prägung der Blauschieferfazies postuliert (E. OXBURGH et al.,

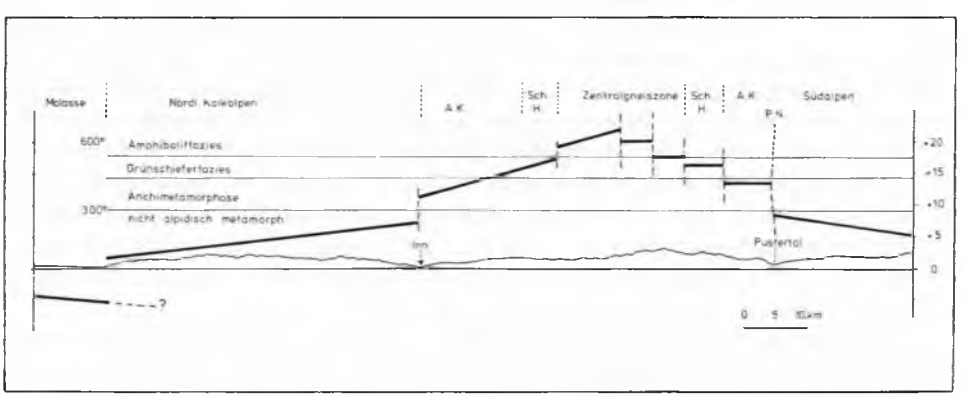


Abb. 11: Die Hebungsbeträge im Alpenprofil durch die Tauern, die nach B. LAMMERER et al. (1976, Abb. 9) auf Grund des Metamorphosegrades der Serie zu erwarten wären, aber nach geologischen Überlegungen zu hoch erscheinen (A. K. = Altkristallin, Sch. H. = Schieferhülle, P. N. = Periadriatische Naht).

1974, S. 653). Interessant ist die graphische Darstellung der nach dem Metamorphosegrad zu fordernden Hebungsbeträge im Tauernprofil nach B. LAMMERER et al. (1976, Abb. 9), die auch nach diesen Autoren nach geologischen Überlegungen zu hoch veranschlagt erscheinen – Abb. 11.

Die zweite Metamorphosephase, die Rekristallisation unter Bedingungen der Grünschiefer- bzw. schwachtemperierten Amphibolitfazies, wird von R. CLIFF et al. (1971, S. 245) und E. OXBURGH et al. (1974, S. 652) zwischen etwa 55 und 36 Millionen Jahre eingeengt, also in das Eozän verlegt. Der Temperaturanstieg zur Erreichung der Amphibolitfazies wird durch erhöhten Wärmefluß aus dem Mantel bezogen.

Eine Altersberechnung der alpidischen Metamorphose anhand der K/Ar-Datierung in den Aktinolithen der Greiner Schiefer in den Zillertaler Alpen durch G. MORTEANI et al. (1977, S. 34) mit 55 Millionen Jahren ist demnach eher der jungalpidischen Kristallisationsepoche als der dort herangezogenen frühalpidischen Metamorphose zuzuschreiben.

W FRANK (1976, S. 17 f.) bestätigte diese beiden Phasen der Tauernkristallisation in der Glocknerdepression, wobei er vermerkte, daß bei der Hochdruckparagenese mit Eklogit und glaucophanführendem Prasinit die Längung des Materials in der N-S-Richtung einherging, während in der jüngeren Phase hier nur Grünschieferfazies vom Barrow-Typus erreicht wurde.

V HÖCK (1974, S. 118) konnte die beiden Phasen mit Hilfe von Pseudomorphosen nach Lawsonit in den Knoten der Knotenschiefer der Unteren Schieferhülldecke im Raum der Unteren Pfandlscharte der Glocknergruppe belegen: In der ersten Phase war hier bei einer Temperatur von etwa 400° C Lawsonit gebildet worden, der in der zweiten Phase zu Zoisit, Klinozoisit, Quarz und Karbonat umgewandelt worden ist, welche Minerale noch die alten rhombisch oder rechteckig umgrenzten Formen des Lawsonites erfüllen.

Auch D. ACKERMAND & G. MORTEANI (1976, S. 133) leiten auf Grund der Erfassung von Granaten mit diskordantem, sprunghaftem Zonarbau in der Greinerschieferserie und in gebänderten migmatischen Gneisen der Zillertaler Alpen eine wahrscheinlich zweiaktige alpidische Metamorphose ab. Der Kern der Granate ist MnO-reich und CaO-arm, die scharf abgesetzte Randzone CaO- und FeO-reich. Die Hülle wurde demnach unter stärkeren Metamorphosebedingungen nach einem Stillstand der Metamorphose oder während einer zweiten getrennten Metamorphoseprägung gebildet.

CH. MILLER (1977, S. 26 f.) konnte diese beiden Hauptakte der alpidischen Metamorphose im Tauernfenster jüngst sogar in sechs unterscheidbare Teilschritte zerlegen, deren erste drei unter Hochdruckbedingungen bei niedrigem geothermischem Gradienten abliefen, während die späteren drei unter Druckabfall und Wasserzufuhr zur Bildung der prasinitischen Paragenesen während der jungalpidischen Tauernmetamorphose führten.

Bei der Bildung der alpinen Kluftminerale in den Tauern herrschten nach den Sauerstoffisotopen-Untersuchungen an Kluftmineralen durch H. FRIEDRICHSEN et al. (1977, S. 15) und nach Beobachtungen an Flüssigkeitseinschlüssen in derartigen Mineralen durch B. LUCKSCHEITER et al. (1977, S. 23 f.) angeblich (bei allerdings abgesunkenem Druck) noch gleich hohe Temperaturen wie bei der alpidischen Hauptmetamorphose, die ja, wie S. 31 erwähnt, im zentralen Bereich der Zillertaler Alpen im Maximum 600° C überschritten hatten.

Zur Frage des Alters der alpidischen Metamorphose im Tauernpennin. Innerhalb des Tauernfensters ist bisher stets nur die jüngere der beiden erwähnten metamorphen Prägungen radiometrisch erfaßt, das Alter der (älteren) Hochdruckmetamorphose hier aber noch nicht direkt bestimmt worden. Daß sie in Zusammenhang mit der kretazischen Überschiebung des Ostalpins über das Pennin steht, ist anzunehmen. Im ostalpinen Kristallin südlich und besonders westlich des Tauernfensters haben wir nach M. SATIR unter anderem (S. 380) Hinweise auf ein Alter von 120 Millionen Jahre für die altalpidische Metamorphose und auf ihr Abklingen (Abkühlungsalter) bei 90–80 (–65) Millionen Jahre. Da ferner in den Westalpen die Hochdruckmetamorphose auch im Pennin in die Oberkreide fällt (radiometrische Messungen an Alkaliamphibol 100–80 Millionen Jahre, an Phengit 90–60 Millionen Jahre), so ist gleichermaßen in den Tauern ein kretazisches Alter dieser älteren Metamorphose zu erwarten (vgl. W ERNST, 1973, S. 2066).

Wollte man die von H. FÜCHTBAUER (1959, S. 941) aus dem Mitteloligozän (Rupel) der bayrischen Molasse gemeldeten typisch alpinen blaugrünen Hornblenden (Barroisit) aus tauernmetamorphem Material ableiten – wie vielfach geschehen –, so könnte man sie nun auf diese erste, ältere, kretazische Phase der Tauernmetamorphose zurückführen. Allerdings wäre trotzdem überraschend, daß die kretazischen Metamorphoseprodukte dieses tiefen alpinen Stockwerkes bereits durch die alttertiäre Erosion erfaßt worden wären.

Die zweite Hauptphase der Tauernkristallisation ist, wie oben erwähnt, zunächst auf den Zeitraum von 55–36 Millionen Jahre eingeengt und am ehesten mit rund 40 Millionen Jahren (Obereozän) datiert worden (R. CLIFF et al., 1971, Tab. V-5). Die auf diesen zweiten Höhepunkt bezogenen zugehörigen K/Ar-Altersbestimmungen am Muskowit liegen im mittleren und südöstlichen Tauernfensterbereich bei 36–18 Millionen Jahren, am Biotit bei 30–15 Milionen Jahren (C. BESANG et al., 1968; R. LAMBERT, 1970; A. CLIFF et al., 1971). Im Westabschnitt des Tauernfensters ist durch M. SATIR (1975, S. 29 ff.) der Höhepunkt bzw. Abschluß dieser jüngeren Metamorphosephase in Zentralgneis und Schieferhülle anhand von Rb/Sr-Phengitaltern auf 29 Millionen Jahre (höheres Oligozän) festgelegt worden.

Als jüngste radiometrische Altersdaten ergeben sich im SE-Teil der Tauern die aus Rb/Sr-Untersuchungen an Glimmern ermittelten Abkühlungsalter bei Durchschreiten der 300° C-Temperaturgrenze, die mit 20–15 Millionen Jahren (Mittelmiozän), in einzelnen – aus geologischer Sicht allerdings anzuzweifelnden – Fällen sogar bis 8 Millionen Jahren herab (Ende Miozän) beziffert werden (A. CLIFF et al., 1971). Im westlichen Tauernfenster-Abschnitt wurden von M. SATIR (1975, Kt. 2–3, S. 69–71; 1976, S. 408) als Abkühlungsalter des Biotites nach der Rb/Sr- und K/Ar-Methode 15 Millionen Jahre ermittelt.

e) Der tektonische Bau: Der Baustil des penninischen Deckensystems im Tauernfenster und die Deckenparallelisierung

Der tektonische Bau des penninischen Systems im Tauernfenster ist hochkompliziert, außerordentlich interessant und in der Korrelierung der einzelnen Abschnitte zueinander durchaus noch nicht ganz geklärt. Dies rührt davon her, daß das Areal der großen

Zentralgneiskerne im Westen und Osten einen etwas anderen Stil der Verformung zeigt als die große Anhäufung von Schieferhüllmaterial in der zentralen Region, in der durch Querfaltung in der Glockner-Querdepression enorme Mächtigkeiten der hier zu Decken gestapelten Schieferhülle erreicht werden. Vor der regionalen Besprechung der Einzelabschnitte des Tauernfensters möge hier noch ein Gesamtüberblick über die mögliche Parallelisierung der Hauptdeckenelemente im Ost- und Westabschnitt dieses Raumes vorgenommen werden, mit dem Zentralgneis als Unterbau des Pennins beginnend (Abb. 5).

α) Zentralgneisstockwerk

In der jüngeren Forschungsgeschichte hat man unter dem Eindruck der Arbeiten von Ch. Exner im östlichen Tauernfenster gegenüber der früheren von L. Kober vertretenen Auffassung eines Faltendeckenbaues auch innerhalb der großen Zentralgneiskörper wiederum eher autochthone Kerne bis parautochthone Walzen gesehen. Besonders mitverantwortlich hierfür war etwa die durchaus gerechtfertigte Umdeutung der Sonnblickdecke auf eine nicht überschobene Gneiswalze, wie sie A. Winkler-Hermaden (1923, S. 95 ff., Abb. 3; 1926 a) und Ch. Exner (1957 a, 1964) vorgenommen hatten. In neuerer Zeit aber mehren sich doch die Anzeichen, daß die Zentralgneiskerne nicht autochthon sind, sondern tatsächlich große Faltendecken darstellen, so daß man im großen gesehen wieder zu einer – allerdings modifizierten – Auffassung von L. Kober zurückkehren wird müssen.

Dieser erneute Schritt zur Allochthonie des Zentralgneises wurde vom Verfasser 1975 a aus folgenden Gründen vorgenommen: Im westlichen Tauernfenster sind zunächst seit längerem alpidische Bewegungen geringeren Ausmaßes im Zentralgneis bekannt: So ist etwa in den Zillertaler Alpen der Ahornlappen samt der Schönachmulde in der ganzen Breite von 3 km von der Zillertaler Walze überfaltet. Wesentlich wichtiger aber ist es, daß die nach G. Fuchs (1958, S. 235; 1962, S. 83 f.) in sicherem primärem Kontakt zum Zentralgneis der Venedigerzungen stehenden Gneislamellen der Riffldecken sich gegen Osten hin rund um den bzw. über den Granatspitzkern legen und diesen in seiner ganzen Breite von 10 km überschieben. Die darunter lagernde alte Schieferhülle fällt im Westen unter den Venedigergneis ein. Bei dem primär ganz allgemein nordvergenten Großtransport in allen Deckenstockwerken des Tauernfensters (und der nur sekundären intensiven Quereinengung aller nordtransportierten Decken des Mittelabschnittes) bedeutet dies aber, daß die Venedigermasse und die damit im Westen zusammenhängende Zillertaler Masse nach den Verhältnissen an ihrem Ostrand nicht am Platz, sondern kräftig überfaltet sind. Hier kann durch schmale Reste von mesozoischer Schieferhülle unter den Riffldecken das alpidische Alter dieser Überfaltung des östlichen Ausläufers der Venedigermasse nahegelegt werden. Obgleich W Frisch (1977, S. 16) die bisher dem Mesozoikum zugeordneten Späne in der Region westlich des Granatspitzmassivs lieber dem Paläozoikum angliedert, ist hierdurch das alpidische Alter der Überschiebung der Riffldecken noch nicht widerlegt, da sich östlich des Granatspitzkernes Züge von mesozoischer Schieferhülle in den Bau der Riffldecken einschalten.

Eine ähnliche Großstruktur finden wir im östlichen Tauernfenster im Bereich der Zentralgneise. Dort ist die in sich weiter gegliederte Gneismasse des Gasteiner Raumes

und des Hochalm-Ankogelmassivs in ihrer ganzen Breite über den im Osten darunter auftauchenden Gößgrabenkern der Reißeckgruppe mehr als 20 km weit überfaltet. Die innere Schieferhülle der Reißeckmulde mit kristallinen Schiefern, aber ohne nachweisbares Mesozoikum, trennt die große Gasteiner (-Hochalm)-Faltendecke vom Gößgrabenkern. Nun weiß man aber in neuerer Zeit, daß das Bildungsalter des Zentralgneises in den meisten überprüften Fällen in das Mittelperm fällt. Die große Überfaltungsstruktur, die die zentrale Schieferhülle zwischen die Zentralgneiskörper gebracht hat, muß – wenn die radiometrischen Datierungen stimmen – demnach alpidisch sein, da ab Ende Oberkarbon keine derartige variszische oder kimmerische Orogenese mehr für den Überfaltungsakt in den Ostalpen zur Verfügung steht.

Man hat daher aller Wahrscheinlichkeit nach im Zentralgneis des Tauernfensters mindestens mit zwei Faltendecken-Etagen zu rechnen – dem tieferen Gößgraben-Granatspitz-Stockwerk und dem höheren Deckenstockwerk der Gasteiner bzw. Zillertaler Decke. Daß aber übrigens auch der Zentralgneis des Granatspitzkernes noch von Ultrabasiten, anderen Gneisen etc. unterlagert wird, zeigt ein Bericht von N. Weissenbach (1973, S. 95) über Fremdeinschlüsse in Gängen des Zentralgneises, die aus dem Liegenden dieser Masse stammen. Ebenso weist die Modellberechnung von H.-J. Götze et al. (1976, S. 786 f., Abb. 7) nach Schweremessungen im Felbertauerngebiet auf eine dichtere Schicht von d = 2,9 g/cm³ im Liegenden des Zentralgneises mit seiner Dichte von d = 2,67 g/cm³ hin. Die interne alpidische Gliederung der Gasteiner-Hochalm-Deckenmasse ist noch nicht befriedigend analysiert.

Auch auf Grund der neueren geophysikalischen Daten über den Tiefbau der Ostalpen ergibt sich eine Allochthonie des Tauernpennins als Ganzes durch eine Unterlagerung mit leichteren Gesteinsmassen in großer Tiefe, wie J. Makris (1971, Abb. 15) gezeigt hat. Die vom Verfasser nach allem deshalb 1975 a (S. 294 ff., 313) vorgebrachte Auffassung einer Allochthonie auch der „Zentralgneiskerne" findet daher bereits ihre Anhänger.

β) Decken aus Altem Dach

Als zweites deckentektonisches Stockwerk im Tauernfenster stellt sich in bestimmten Teilen des östlichen und mittleren Abschnittes des Tauernfensters das von einem südlicheren Zentralgneismassiv abgescherte und nordtransportierte „Alte Dach" aus vorgranitischem Altkristallin ein. Die hierher gehörige Storz-Decke (Ch. Exner, 1971) in der Nordostecke des Tauernfensters besteht hauptsächlich aus Paragneisen, Amphiboliten, Serpentiniten, Migmatiten im altkristallinen Anteil, der alpidisch diaphthoritisiert ist, umfaßt ferner am locus classicus die vorwiegend aus Phylloniten und eventuell Paläozoikum bestehende Kareckserie sowie die mit sandigen Schwarzphylliten darüber bereits vielleicht ins Mesozoikum leitende Murtörlserie. Da im Ausgangsbereich der Erfassung des Alten-Dach-Deckensystems dieses im Liegenden durch eine Schieferzone bzw. noch tiefer darunter jenseits der Mureckgneislamelle durch den mesozoischen Silbereckmarmor vom Zentralgneiskörper abgetrennt wird, im Hangenden aber nochmals die Altkristallinlamelle des Schrovingneises folgt, ist die tektonische Selbständigkeit dieses Deckenstockwerkes hier belegt. Diese Schubmasse aus Altem Dach im Ostteil der Hohen Tauern ist zufolge der tief gegen Süden hin noch im Zentralgneis der Unterlage

eingefalteten Silbereckmulde wohl mindestens 20 km weit, wahrscheinlich aber noch weiter über die Zentralgneisdecken überschoben.

Als möglicher Bestandteil des Alten-Dach-Deckenstockwerkes ist im Ostteil des Tauernfensters das Altkristallin des Ankogelstock-Oberbaues aufzufassen, dessen weitgehende Unterlagerung durch die Innere Schieferhülle bei Ch. Exner (1971 a, Taf. 2) zum Ausdruck kommt. Allerdings ist auch bei diesem Lappen die Frage nach vollständiger tektonischer Selbständigkeit oder einem noch lokal erhaltenen Zusammenhang mit dem Untergrund im Südrandteil offen, da nach der Darstellung von R. Cliff et al. (1971, Taf. 7) angeblich keine Trennung vorhanden ist. Zur Frage der Erfassung der Gesamtgröße der Überschiebung ist hier noch eine Untersuchung mit dieser speziellen Fragestellung vonnöten.

Im Sonnblickgebiet erkennt man in den Gneislamellen aus Altem Dach, über die Ch. Exner (1964) berichtet hat, wiederum weithin überschobene Elemente von Altkristallin und Hüllschiefern über dem Zentralgneis, die der gleichen großtektonischen Etage wie die Storz-Decke angehören – ohne daß ein direkter Zusammenhang gegeben wäre.

Noch weiter im Westen scheinen – wiederum ihrer Position nach – die Obere Riffldecke um den Granatspitzkern und etwa die Knorrkogelschuppe als Äquivalente auffaßbar zu sein, wodurch ein Teil der Dreiherrenspitzdecke Dal Piaz' 1934 ebenfalls diese Position einnähme. Diese Korrelierung gegen Westen ist allerdings erst im einzelnen zu prüfen und bildet vorderhand nur Arbeitshypothese.

γ) Schieferhüll-Deckensystem

Die große Teilung der an mesozoischen Sedimenten reichen Schieferhülle der Tauern in drei tektonisch vollkommen selbständige Deckensysteme, wie sie seit 1961 c, des näheren ausgeführt 1962 a und 1963 a, vom Verfasser vertreten worden ist, ist inzwischen in vielen Abschnitten der Tauern auch von anderen Autoren bestätigt worden, wobei sich heute die Einzelheiten der Grenzziehung zwischen diesen drei Systemen und zur Unterlage mehr und mehr erfassen lassen und hier und dort angebrachte Korrekturen zu einem immer klareren Bild vom überraschenden und gigantischen Deckenbau innerhalb der Schieferhülle der Tauern führen. Diese drei großen Deckensysteme lauten in der Reihenfolge von Liegend zu Hangend: Untere Schieferhülldecke oder, da dieser Name vielfach mißbraucht worden ist, Rotewand Decke (3 a); Obere Schieferhülldecke oder Glocknerdecke nov. sens. (3 b) und Matreier Schuppenzone oder besser Matreier Schuppendecke (3 c), da dieses Schuppenpaket als Ganzes Deckendimensionen erreicht – Abb. 12–13.

Zum Umfang und zur Verbreitung der Unteren Schieferhülldecke bzw. Rotewand-Decke ist folgendes zu bemerken. Die Bezeichnung Rotewand-Decke stammt von M. Stark (1912, S. 208). L. Kober (1922 a, S. 225) hat im gleichen Sinn wie Stark die Trennung der zwei Teileinheiten der Schieferhülle im wurzelnahen Gebiet im Westteil der Sonnblickgruppe mit Hilfe der analogen Modereckgneislamelle NE Heiligenblut unter der Bezeichnung „Modereckdecke" durchgeführt. Das über dieser Gneislamelle liegende Schieferhüllsystem umfaßt im zentralen Teil der Tauern eine mächtige Trias in Form der Seidlwinkltrias und den bedeutenden, an Detritus reichen nachtriadischen Anteil

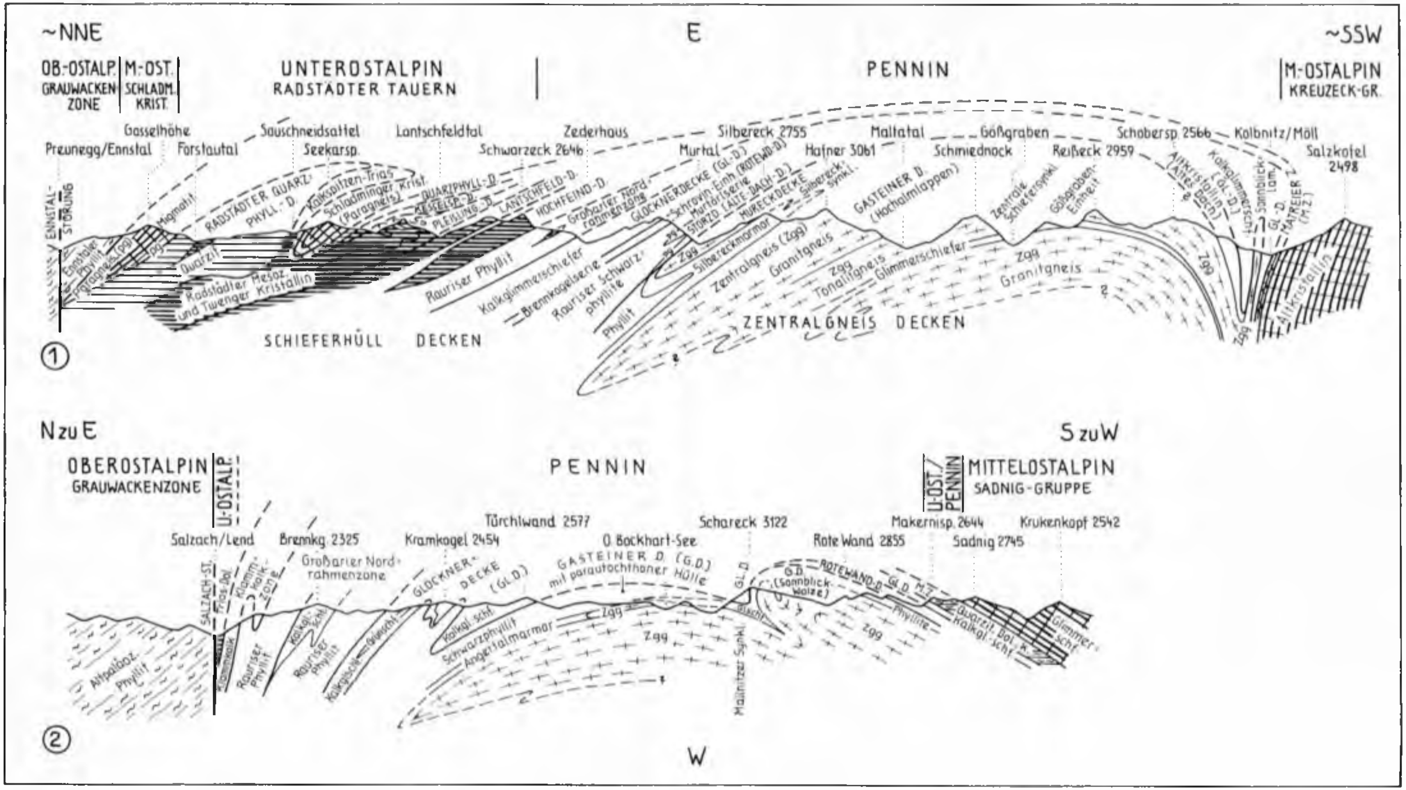


Abb. 12: Profile durch die östlichen Hohen Tauern nach Ch. Exner (1971) u. a. Das im wurzelnahen Bereich im Süden ausgequetschte Unterostalpin ist im Norden in Form der Radstädter Decken angehäuft und zusammengeschoppt. Analog verhalten sich die Schieferhülldecken mit ihren großen Mächtigkeiten im Norden. Im Zentralgneis wurde vom Verfasser auf Grund der im Text angeführten Indizien ein Falten-Deckenbau angenommen.

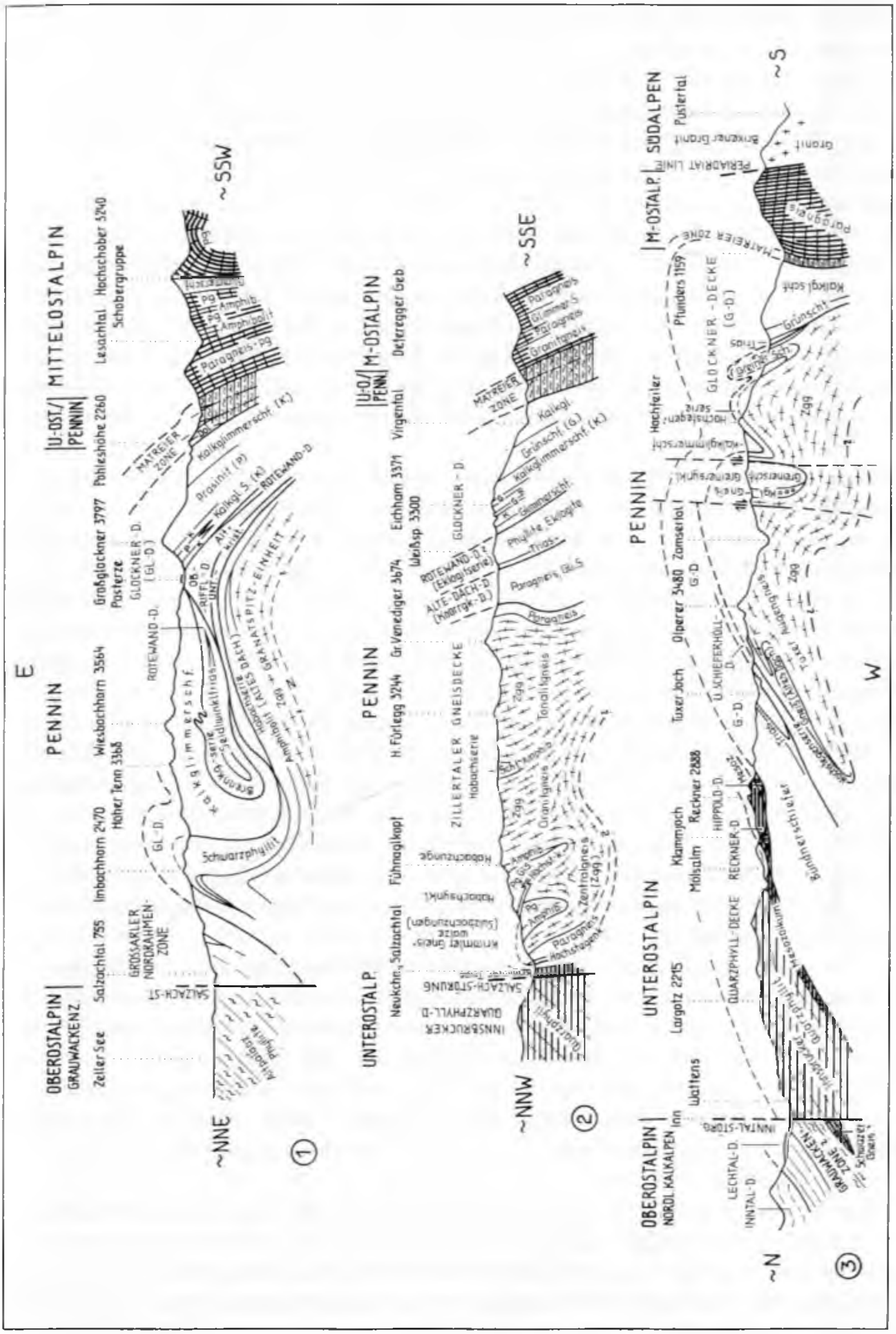


Abb. 13: Profile durch die zentralen und westlichen Hohen Tauern nach der im Text erwähnten Literatur und mit eigener tektonischer Deutung.

in der sogenannten Brennkogelfazies. Die Modereckgneislamelle bildet die nördliche Fortsetzung der Roten Wand-Gneislamelle, die östlich von Döllach/Möll verläuft und eben in den Kern bzw. die Basis der Rotewand-Decke, der Decke in Brennkogelfazies zieht, und nicht – wie früher vielfach angenommen – die Basis der Glocknerdecke bildet. Erst die Triasspäne über dem Brennkogeljura, die man vielfach an der nächsthöheren Schubfläche, der Basis der Glocknerdecke findet, trennen tektonisch das Stockwerk der Oberen Schieferhülldecke von der Rotewand-Decke ab (Abb. 15).

Eine begründete Ursache, die alt eingeführte Bezeichnung Rotewand-Decke durch einen neuen Namen, nämlich „Seidlwinkldecke" zu ersetzen (W Frank, 1969, S. 106; W Frisch, 1976 b, S. 377), besteht gerade heute nach Nachweis der Berechtigung der seinerzeitigen Abtrennung dieser auch durch die Brennkogelfazies klar individualisierten Decke (A. Tollmann, 1975 a, S. 296) überhaupt nicht, da nunmehr die Zugehörigkeit der Roten Wand-Modereck-Gneislamelle zur Seidlwinkltrias und zum Brennkogeljura und nicht zur Glocknerdecke wohl allgemein anerkannt wird (W Frisch, 1976 b, S. 378 f.: „Die Rote-Wand-Gneislamelle bildet die kristalline Basis der Seidlwinkldecke").

Die Rotewand-Decke läßt sich nämlich einerseits durch ihre Position unter der sehr gut durchverfolgbaren Glocknerdecke, andererseits durch ihre typische Brennkogelfazies in weiten Teilen des Tauernfensters erfassen (Abb. 5). Gegen Norden hin gehört zunächst die erwähnte mächtig anschwellende Masse im Bereich des Hinteren Seidlwinkltales östlich der Glocknerstraße zu dieser Decke, wo durch eine riesige nordvergente Überfaltungsstruktur (G. Frasl, 1958, S. 394) und eine intensive Querfaltung und Queranschoppung im Bereich der Glockner-Querdepression mit Nord-Süd-Faltenzügen, die bedeutende Mächtigkeit dieser Einheit zustande gekommen ist.

Für den mittleren Abschnitt des Tauernfensters schlossen sich dieser vom Verfasser 1961 c, S. 442, Abb. 3, gegebenen Darstellung betreffs einer Unteren und Oberen Schieferhülldecke G. Frasl & W Frank bereits 1964 an – der zuvor vertretene schlichte Bau der Schieferhülle wurde aufgegeben. Die Schwarzphyllitzone Fusch–Wörth, die nördlich des S Bad Fusch hinziehenden Streifens von Glocknerdecke hinstreicht, weist unsichere Stellung auf: Heute würde der Verfasser darin statt Rotewand-Decke eher die mesozoische Hülle der im Westen darunter in Form des Falkenbachlappens emporkommenden altpaläozoischen Schieferhülle sehen.

Die Fortsetzung der in der Tauernquerdepression mächtig angeschoppten Rotewand-Decke keilt nach Süden und Westen durch Abquetschung rasch aus. Im Süden läßt sich diese Einheit noch weithin im Rahmen der Sonnblickwalze verfolgen. Im Westen tauchen jenseits des Glocknerdecken-Querstreifens vom Wiesbachhornkamm nur mehr geringe Reste gegen die Riffldecken hin an der Nordostseite der Granatspitzgruppe auf.

Im Südwesten der Granatspitzgruppe hat im Bereich des Raneburgkares jüngst W Frank (1976, S. 16 f.) das tektonische Übereinander von Brennkogelserie und Glocknerdecke wieder bestätigt.

In den westlichen Hohen Tauern schließlich erscheint die Untere Schieferhülldecke, wie seit 1961 vom Verfasser dargelegt, vor allem in der „Porphyrmaterialschieferschuppe" O. Thiele (1951, S. 3; 1974, S. 69), die aus Altpaläozoikum, nämlich der besonders im Osten des Westabschnittes mächtigen Porphyrmaterialschieferserie, einem Mesozoikum mit Hochstegenkalk und der detritusreichen Kasererserie als jüngste Bildung

besteht. Letztere wurde wiederholt bereits mit der Brennkogelserie in den zentralen Tauern in Beziehung gesetzt (O. THIELE, 1974, S. 69). Diese „Porphyrmaterialschuppe" ist zuletzt von W FRISCH (1974, S. 11) nach Studium des Abschnittes des Wolfendorns in „Wolfendorndecke" umbenannt worden, daraufhin von O. THIELE (1976, S. 418) in seinem östlich anschließenden Kartierungsgebiet in „Torhelmdecke" umgetauft worden, so daß es scheinbar in Mode kommt, dieser Unteren Schieferhülldecke in jedem Kartierungsabschnitt einen eigenen Namen zu erteilen.

Wie weit sich die Untere Schieferhülldecke im Westen um die Zentralgneismasse herum gegen Süden im Liegenden der Glocknerdecke fortsetzt, ist noch nicht endgültig klargestellt: Ob die Schieferhüllspäne zwischen autochthoner Hochstegenserie und Glocknerdecke SW vom Hochfeiler ebenso wie etwa Teile der östlicher gelegenen Dreiherrenspitzdecke von G. DAL PIAZ (vgl. A. TOLLMANN, 1963 a, S. 116) südlich vom Venedigermassiv nur parautochthone Schollen darstellen oder aber Bestandteile der Unteren Schieferhülldecke im Luv des tektonischen Druckes am Südrand des Zillertaler-Venediger Kernes repräsentieren, wird erst durch eine hier noch ausstehende moderne tektonische Untersuchung zu klären sein.

Hatte sich die generelle tektonische Abgliederung einer Unteren Schieferhülldecke in Brennkogelfazies auf Grund der erwähnten restlichen Probleme nur langsam eingebürgert und müssen auch heute noch manche Korrekturen im Grenzverlauf vorgenommen werden, so ist die Obere Schieferhülldecke in Glocknerfazies seit ihrer generellen Ausgliederung im Gesamtraum des Tauernfensters durch den Verfasser (1961 c, S. 442) sehr bald allgemein als durchlaufendes selbständiges tektonisches Großelement anerkannt worden. Will man diese Obere Schieferhülldecke mit einem Lokalitätsnamen bezeichnen, so bietet sich der Name Glocknerdecke nach dem markanten Großglockner, den sie zur Gänze aufbaut, an. Nur muß man sich vor Augen halten, daß dieser Begriff dann als neuer Name für die 1961 vom Verfasser abgegrenzte Obere Schieferhülldecke steht. Der Begriff hätte nämlich entgegen W FRISCH (1974, S. 11) nichts zu tun mit der „Glocknerdecke" von R. STAUB (1924, S. 61 und Taf. 13, Fig. 13), die ganz anderen Umfang hatte, nämlich außer der Oberen Schieferhülldecke auch die Untere Schieferhülldecke (Rotewand-Decke), die Decke aus Altem Dach (Storzdecke s. l.), das noch dem Venedigermassiv zugehörige Alte Dach in den Riffldecken, schließlich die ganz tiefe Zentralgneismasse des Granatspitzkerns, auch die Zentralgneiswalze des Sonnblick usw. umfaßt hatte. Dieses tektonische Sammelsurium ist heute aufgelöst, der Begriff Glocknerdecke demnach vom Autor in einem inhaltlich völlig andersartigen Sinne verwendet. Der synonym dazu verwendete Begriff Obere Schieferhülldecke stützt sich auf die bei H. P. CORNELIUS & C. CLAR (1935, S. 10, Abb. 1) präzise umrissene Bezeichnung „Obere Schieferhülle", wie sie dann in der Folge auch von den späteren Autoren allgemein übernommen worden ist. Man muß in diesem Zusammenhang ferner beachten, daß CH. EXNER unter dem Begriff „Deckensystem der Oberen Schieferhülle" in seinen neueren Arbeiten im Gegensatz zu früher (1957 a, Taf. 8) und gegenüber dem sonst üblichen Inhalt des Begriffes (W FRANK, G. FRASL etc. bis O. THIELE, 1974), recht verschiedene Decken oder Deckenelemente zusammenfaßt, so z. B. auch alte Gneise und Zentralgranitgneise des Südteiles des Pennins mit auflagerndem Paläozoikum und mächtiger Trias einbezieht, die allgemein im Liegenden der Oberen Schieferhülle auftreten (1974 a, S. 331) oder etwa in der Hafnergruppe (1971 a, S. 2) neben der Oberen Schieferhülldecke im gebräuch-

lichen Sinn auch noch die Untere Schieferhülldecke und sogar die Decke des „Alten Daches" (Storzeinheit) miteinbezog, worin man zwecks Verhinderung einer Verwirrung in der wohlbegründeten Nomenklatur keineswegs folgen kann. Es entspricht demnach die heutige Verwendung des Begriffes „Deckensystem der Oberen Schieferhülle" bei CH. EXNER weitgehend dem Begriff „Glocknerdecke" bei STAUB, beide Begriffe zusammen aber sind nicht vergleichbar mit der von uns 1961 c als selbständige und größte Decke des gesamten Tauernsystems erfaßten Oberen Schieferhülldecke.

Diese Obere Schieferhülldecke bzw. Glocknerdecke in neuem Sinne, die durch die Glocknerfazies mit Dominanz der Kalkglimmerschiefer und Prasinite in der Nachtrias gekennzeichnet ist, ist durch Querschoppung am mächtigsten in der Glockner-Querdepression der Tauern entlang der Glocknerstraße im Kamm des Wiesbachhornes und im Großglockner erhalten, bildet eine breite Südrandzone im Tauernfenster in Richtung Eichham-St. Jakob südlich des Venedigermassivs, setzt am Südrand des Fensters gegen Westen in Richtung Sterzing fort, reicht über den Brenner bis unter die Tarntaler Berge, und ist gegenüber früheren Auffassungen durch die Erkenntnis von O. THIELE (1967, S. A 49; 1970, S. 239), daß ein guter Teil des bisher als Unterostalpin gewerteten Mesozoikums der Zone Gschößwand-Gerlossteinwand-Gerlos der Glocknerdecke angehört und eine riesige Stirnfalte dieser sonst mit aufrechter Serie überschobenen Schieferhüllmasse darstellt, gegen Norden vergrößert worden. Durch die große Salzachlängsstörung im Norden des Tauernfensters auf der Strecke von Krimml bis Kaprun abgeschnitten, erscheint dann die Glocknerdecke im NE der Tauern erst im Zug Imbachhorn-Rauris-Hüttschlag-Zederhaus wieder, dabei gegen Osten hin anschwellend. Im Ost- und Südostrahmen des Tauernsystems ist sie tektonisch stark reduziert. Da die Hauptmasse der Glocknerdecke aus nachtriadischen Bündner Schiefern besteht, ist ihre tektonische Auflagerung über der tieferen Schieferhülldecke vielfach nur durch geringfügige Triasspäne, die sich zwischen Juramassen im Hangenden und Liegenden einschalten, markiert. Ein Schwarm derartiger kleiner, für die tektonische Gliederung aber sehr wichtiger Triasreste ist z. B. im Zentralteil der Tauern an der Basis der Glocknerdecke oberhalb von Ferleiten im Fuschertal, im Bereich der Schollen westlich Bad Hofgastein, auch in den Profilen über der Schrovineinheit in der Hafnergruppe vorhanden. Die umfangreichste Permotriasbasis stellt sich aber, wie erwähnt, im Gerloszug ein, wo O. THIELE (1974, S. 62 f.) sogar paläozoische Späne als basalen Bestand (?) der Glocknerdecke anführt. Es würde demnach sogar diese Decke, von der als einzige in den Ostalpen die Möglichkeit für ozeanischen Sockel zu erwägen ist (A. TOLLMANN, 1975 a), im Norden noch Stücke nichtozeanischer Kruste enthalten: Dennoch muß sie zumindest in unmittelbarer Nachbarschaft von ozeanischem Boden gebildet worden sein, da sie an ihrer Basis vom Heiligenbluter Serpentin weg einen Teppich von ultrabasischen Gesteinskörpern entlang ihres Bewegungshorizontes mitgeschleift hat und gewaltige Decken ehemals echter Ozeanbasalte (V HÖCK, 1976, S. 34) in ihrer nachtriadischen Serie eingeschaltet hat.

Als oberstes Element der Schieferhülldecken schließlich reiht sich die Matreier Schuppendecke schmal im Süden, an den Flanken und breit im Nordosten des Tauernfensters an die inneren Deckenelemente an. Die gegenüber H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1935) um einige den tieferen Decken zuordenbare basale Elemente verringerte „Nordrahmenzone" (= „Fuscher Schieferhülle" von W FRANK, 1969) ist das Gegenstück zur Matreier Zone s. str. des Südens. Diese Decke ist durch eine intensive interne Auf-

lösung in Schuppen und eine – allerdings stets untergeordnet bleibende – Einschuppung von unterostalpinem Material in verschiedenen Niveaus gekennzeichnet. Die Fazies der penninischen Serie zeigt wiederum Zurücktreten der Kalkglimmerschiefer zugunsten von Schwarzphylliten und großen Mengen von Hellphylliten, grünlichen silbrigen Phylliten und reichlich nachtriadischen Quarziten und Feinbrekzienserien. Im Abschnitt des Unteren Rauristales ist im Verband dieser Matreier Schuppendecke die über den Malmradiolarit empor in eine flyschartige, wohl kretazische Schichtfolge reichende jüngste Serie des Tauernfensters erwähnenswert. Diese kalkärmere, detritusreichere Fazies stammt demnach aus einer südlichsten Fazieszone des Tauernbereiches, jenseits hinter den kalkreichen Serien der Glocknerdecke beheimatet. Das oberste Element dieser Zone oder noch ein eigenes, nur im Nordosten des Tauernfensters erfaßbares letztes penninisches Element bildet der sogenannte „Klammkalkzug" mit Übermacht von jurassischen, tektonisch arg verquälten Kalkschiefern, der früher bereits dem Unterostalpin zugezählt worden war, aber nach Neuaufnahme der Radstädter Tauern durch den Verfasser (1961 c, 1962 a) auf Grund seiner lithologischen Entwicklung doch dem Pennin zugeordnet werden mußte.

f) Das Alter des Zuschubes des Tauernfensters

Seit der Entdeckung des Tauernfensters ist die Diskussion über die Frage nach dem Alter des Zuschubes des penninischen Fensterinhaltes nicht abgerissen und hat im letzten Jahrzehnt wiederum an Aktualität gewonnen. In letzter Zeit sind folgende Meinungen betreffs der Überwältigung des penninischen Systems der Tauern durch das ostalpine Deckengebäude vorgetragen worden: R. Oberhauser hat (1964, S. 49, Abb. 2; 1968, Taf. 1; 1973, S. 99, Abb. 1) den Fernschub des kalkalpinen Blockes über das Pennin an die Wende Eozän/Oligozän gesetzt, da er die Flyschzone der Ostalpen aus dem Tauernpennin abzuleiten gedachte. Diese Vorstellung ist unter dem Eindruck der jungen Großüberschiebungen an der West-/Ostalpengrenze geprägt worden; eine direkte Übertragung der dort herrschenden zeitlichen Verhältnisse über die ganze Kette der Ostalpen, also auf Tauernfenster und Rechnitzer Pennin, ist aber nicht zulässig. E. Clar (1965, S. 31; 1973, S. 264) folgte Oberhauser in dieser Auffassung, daß der penninische Trog der Ostalpen erst in nach-(unter)eozänen Bewegungen zur Gänze überschoben worden sei.

Der Verfasser hat (1963 a, S. 193; 1966 a, S. 27 ff., Abb. 3) hingegen auf die Bedeutung der kretazischen orogenen Phasen für den Zuschub des Tauernfensters hingewiesen und das Tauernpennin bereits zur Zeit der tiefen Oberkreide im Cenoman zugeschoben gedacht.

Die Untersuchungen von V Dietrich (1976, S. 24, 29) bzw. V Dietrich & U. Franz (1976, S. 367 f.) haben neue Gesichtspunkte zur Lösung dieses Fragenkomplexes gebracht. Zunächst wurde gezeigt, daß der Chromspinell im Randcenoman der Nördlichen Kalkalpen bereits auf die Subduktion des Penninikums der Ostalpen hinweist, indem dieser Spinell letztlich nur aus hochgepreßten Resten ozeanischer ophiolithischer Kruste abgeleitet werden kann. Besonders interessant aber ist der Nachweis von charakteristischem Ophiolithmaterial dieser penninischen ozeanischen Kruste im Detritus der obersantonen bis untercampanen Gosau der Kalkalpen, in welcher im Sandstein basaltische Pillow-Fragmente, Serpentinit- und Ophikalzit-Komponenten, Anreicherungen von

Chromspinell, Lagen von Serpentinit/Ophikalzit-Sanden und gut gerundete Gerölle von basisch-ultrabasischen Gesteinstypen eines Ozeanbodens auftreten. In der höheren Gosau aber ist diese Phase der Lieferung ophiolithischen Detritus beendet, wie wir ja auch schon aus den Untersuchungen von G. Woletz (1963; 1967) wissen, welche den Schwermineralumschlag noch während des Campans nachgewiesen hat.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich nun, daß der Zuschub des Tauernpennins in der mittleren Kreide, etwa ab dem Alb/Cenoman, begann, daß Teile des Tauerngebietes – vielleicht auf dem Umweg von hochgeschuppten entsprechenden Flyschen, wie V Dietrich & U. Franz annahmen – noch bis zum Untercampan freilagen, während man dann mit W Frisch (1976 b, S. 383) mit Enden der Chromitlieferung im Obercampan das Tauerngebiet vom Ostalpin einschließlich der Kalkalpen gänzlich zugeschoben denken muß, entgegen den oben erwähnten Vorstellungen eines Freiliegens von penninischen Teilregionen bis zum Ende des Eozäns. Dafür spricht auch die auf indirektem Weg gewonnene Auffassung vom kretazischen Alter der älteren, druckbetonten Metamorphose im penninischen System der Hohen Tauern (siehe S. 34).

Die Quarzporphyrgeröllschüttung aber hielt auch noch nach dem Zuschub des Tauernfensters in der oberen Gosau der Stirnzone der oberostalpinen Kalkalpen von Norden her an, so daß die Heimat dieser Gerölle offenbar, wie vom Verfasser mehrfach betont, im Ultrapienidischen Rücken nördlich vom Pennin zu erblicken ist, der erst im Zuge der illyrisch-pyrenäischen Phase an der Wende Eozän/Oligozän durch den weiteren Deckennachschub weitgehend überwältigt worden ist. Diese eigenartige Quarzporphyrgeröllieferung muß man auch schon für das Cenoman aus diesem nördlich beheimateten Streifen ableiten und damals sogar über das bereits trockenliegende, tektonisch noch nicht verdeckte Reststück des Pennins in die Kalkalpenstirn gegen Süden verfrachtet denken.

g) Der regionalgeologische Bau

Zusätzlich zu den zuvor angeführten Vorstellungen über die tektonische Korrelierung des Deckenbaues im östlichen und westlichen Abschnitt des Tauernfensters sollen nun in kurzer Form noch die Grundzüge des regionalen Baues der Gebirgsgruppen der Hohen Tauern, von Osten nach Westen fortschreitend, zur Erwähnung kommen.

α) Der östlichste Abschnitt des Tauernfensters

Unter den Übersichtsarbeiten im Bereich des östlichsten Teiles des Tauernfensters seien folgende hervorgehoben: Eine neue Studie von Ch. Exner (1971 a) betrifft den Bau der peripheren Hafnergruppe zwischen Zederhaustal im Norden und Maltatal im Süden. Der westliche Abschnitt dieser Gruppe ist bereits durch Karte und Beschreibung von F. Angel & R. Staber (1952) erfaßt; neben zahlreichen weiteren Arbeiten von Ch. Exner (1939; 1941; 1944; 1954) über die Ostrandzone vom Katschberg bis Spittal/Drau gibt die Darstellung von R. Cliff et al. (1971) Überblick über den südlichen Teil im Raum vom Reißeck bis zur Hochalmspitze.

Als tiefste Einheit erscheint im Bereich des Gößgrabens NE vom Reißeck im sogenannten Gößgrabenkern eine domförmige Aufwölbung von Zentralgneis in

Form von granitischen Augengneisen und Leukograniten. Ihre Unterlage und damit ihre allochthone oder autochthone Position zur Tiefe ist unbekannt. Im Hangenden wird der Granitgneis des Gößgrabenkerns durch die kristallinen Schiefer der sogenannten Reißeckmulde überlagert, benannt nach dem Durchstreichen dieser Schiefer unter dem Reißeckgipfel am Westrand des Gößgrabenkernes. Diese von R. Cliff et al. (1971) auch als „Innere Schieferhülle" bezeichnete Gneisserie stellt wohl das Alte Dach der Granite dar und besteht hier aus Bändergneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten und Migmatiten stark schwankender Mächtigkeit. Im Hangenden ist sie diskordant von der großen Zentralgneismasse der Gasteiner Decke, die hier im Osten den Hochalmlappen umfaßt, an scharfer Linie unter Phyllonitisierung überschoben. Dieser Lappen wird vom Reißeck hinüber zur Hochalmspitze und zum Hafner im zentralen Teil vorwiegend aus granodioritischem und tonalitischem Zentralgneis aufgebaut, gegen den Südrand hin stellen sich als Randgneise Biotitgneise und Bändergneise, die als Reste eines Alten Daches aufzufassen sind, ein. Auf der Südwestseite des Hafner streicht vom Wastlkar her eine noch nicht näher erfaßte Migmatitzone durch, die eine interne weitere Gliederung des Hochalmlappens ermöglichen könnte. Gegen Nordwesten hin wird dieser Lappen durch das sogenannte Schwarzseeband der mesozoischen Silbereckserie und in Fortsetzung davon von einer Migmatitzone im Bereich des Elendtales in Richtung Ankogel vom westlich anschließenden Hölltorlappen der Gasteiner Decke durch alpidische Bewegung tief getrennt, wobei letzterer sich gegen SE hin schwach über den Hochalmlappen heraushebt – Abb. 12, 14, 15.

Über dem Zentralgneis der Hafnergruppe liegt im Nordosten und Osten das altberühmte Mesozoikum der Silbereckserie in schöner Diskordanz mit Geröllquarziten als Basistransgressionsbildung auf. Diese Silbereckserie ist vom Mureck im hintersten Murtal vorbei am Rotgüldensee über das Melnikkar mit seinen extremen Faltenbildern in Richtung Malta verfolgbar. Die Serie umfaßt über dem basalen Quarzit Dolomit und Kalkmarmore, darüber Bündner Schiefer, in denen sowohl Schwarzphyllite und Karbonatquarzite als auch Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer vorkommen. Für die basalen Bildungen wurde von Ch. Exner (1971 a, S. 10) permotriadisches Alter angenommen, der Silbereckmarmor darüber wurde mit dem malmischen Hochstegenkalk im Westen verglichen, dessen Basisquarzit heute aber von W Frisch als liassisch eingestuft wird. Skythisches Alter dieser Geröllquarzite erscheint heute am wahrscheinlichsten, wenn auch nicht gesichert – Abb. 9.

Eine schmale parautochthone Lokaldecke, die Murecksgneisdecke (non Mureckdecke!) folgt gegen Nordosten hin im Bereich des oberen Murtales noch über der Silbereckmulde, bevor über ihr und ihrem schmächtigen Bündner Schiefer die von Ch. Exner (1971 a) als Storzdecke bezeichnete Einheit aus fernüberschobenem Altkristallin, das als altes vorgranitisches Dach eines südlicheren penninischen Abschnittes fungiert hat, folgt. Paragneise, Amphibolite und Migmatite bilden diese Einheit, deren phyllonitisierter nordöstlicher Oberrand als Kareckserie und deren auflagernde Schwarzphyllite, Graphitquarzite und Kalkphyllite (vielleicht schon mesozoischen Alters) als Murtörlserie bezeichnet worden sind. In der Gabel zwischen Mur- und Zederhaustal westlich von St. Michael/Lungau ist in der gegen außen, also gegen Hangend folgenden Schrovineinheit noch ein etwas mächtigerer Rest der Unteren Schieferhülldecke (Rotewand-Decke) vom Altkristallin und Granitgneis bis zur Brennkogelserie erhalten.

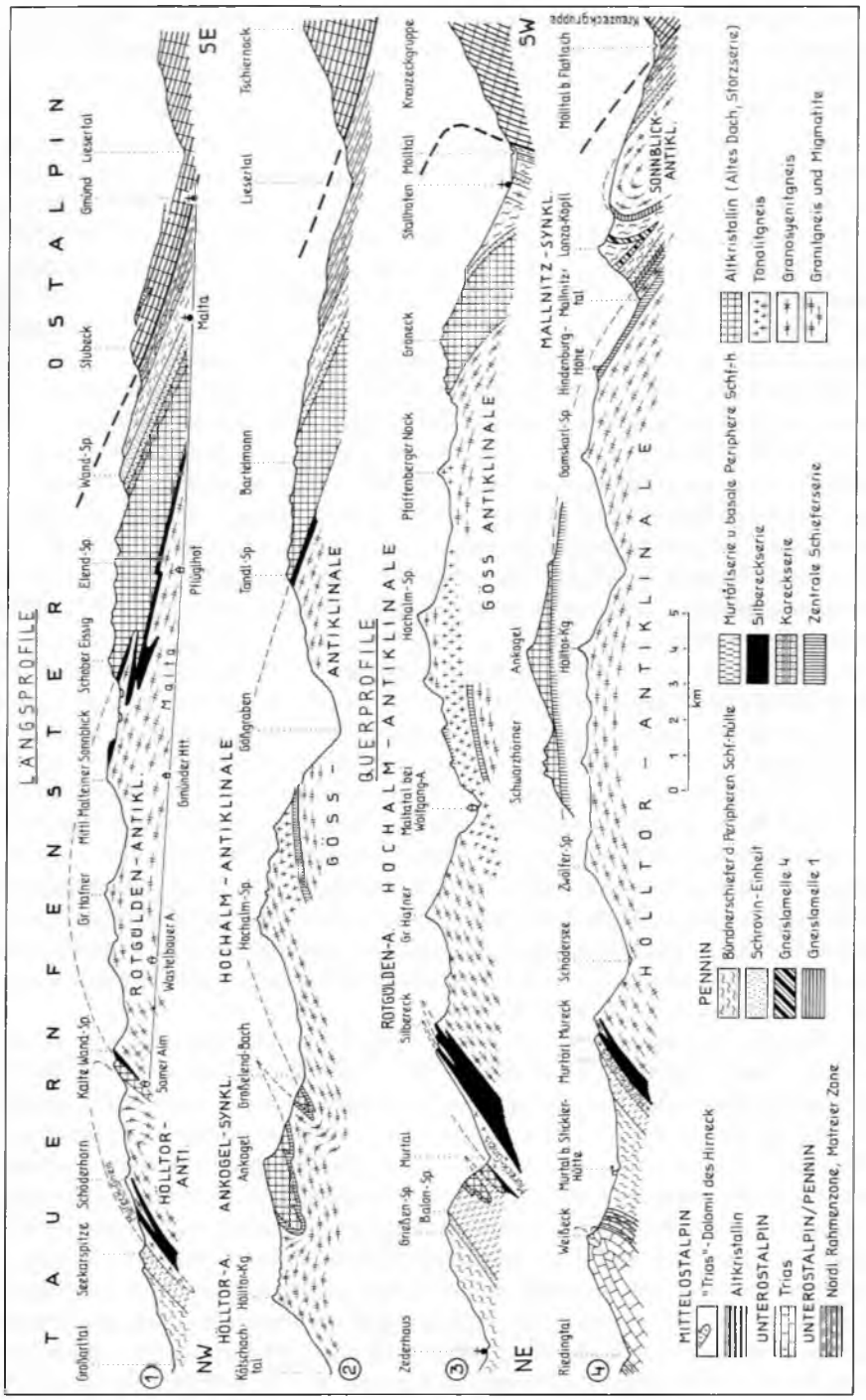


Abb. 14: Profile durch die Hafnergruppe nach Ch. Exner (1971 a, Taf. 2).

In Ausläufern läßt sich sowohl diese Einheit als auch die darüber folgende Glocknereinheit im Nord- und Ostrahmen unter Resten der Matreier Zone und dem Unterostalpin weiter verfolgen. Die bei Malta ausspitzende Storzdecke könnte im Altkristallin und in den Randgneisen SE und S vom Gößgrabenkern, wo die Zentralgneiszungen des Hochalmlappens sehr ausgedünnt sind, ihre Fortsetzung finden. Die Südostecke des Tauernfensters NW Spittal/Drau ist unter dieser Fragestellung noch nicht neu untersucht worden.

Weitere Ergebnisse vom Aufbau der Storzdecke und der auflagernden Schieferhülldecken im Bereich des Tschanecks westlich vom Katschberg brachte der jüngst vollendete Bau des Katschberg-Autobahntunnels (vgl. E. H. Weiss, 1976).

Diese Frage nach der tektonischen Selbständigkeit des Altkristallins betrifft aber auch das Gebiet des Ankogel und der Maresenspitze, wo die Seebachmulde weithin diese aus Altkristallin des Alten Daches und Randgneisen bestehende Masse unterlagert, man aber nach der neuen Karte von R. Cliff et al. (1971, Taf. 7) ein Auslaufen dieser im Norden klaren Überschiebung nach Süden hin vermuten muß. Auffällig ist die Faltenachsendiskordanz zwischen den streng WNW-ESE geregelten Achsen in der Glocknerdecke am Nordrand des Gebietes zwischen Zederhaus-Hüttschlag und den quer darauf stoßenden Achsen, die den Nordrand der Gneisdecken, der Storzdecke und der Schrovin-Rotewand-Decke dieses Raumes beherrschen (Ch. Exner, 1957 a, Taf. 8; 1971 a, Taf. 3). Gegen Südosten hin stellt sich im betrachteten Gebiet wiederum vorwiegend ESE-Gefälle der Faltenachsen ein, nur im zentralen Teil im Bereich von Quermulden gestört (Seebachmulde, Elendmulde etc.).

β) Das Gasteiner Bergland

Über den Großteil dieser Region liegen neue detaillierte Darstellungen von Ch. Exner (1957 a und 1964) samt Karten vor, so daß man sich an Hand dieser Arbeiten ein gutes Bild von der Geologie des Raumes machen kann. Zur befriedigenden tektonischen Analyse des Raumes fehlt allerdings noch die altersmäßige Einstufung noch nicht spezifizierter Schieferhüllpartien in paläozoische oder mesozoische Anteile, analog jenen im westlich anschließenden Raum der Glocknerdepression, was für die Frage der Abgrenzung der Schieferhülldecken von entscheidender Bedeutung wäre. In großen Zügen läßt sich folgendes Bild vom Bau skizzieren (Abb. 12, 15, 16).

Die große Gasteiner Zentralgneismasse mit Siglitzlappen im Westen und Hölltorlappen im Osten bildet als tiefstes sichtbares Großelement dieses Raumes die deckentektonische Fortsetzung des Hochalmlappens des östlichen Abschnittes. Da letzterer als Ganzes über den Gößgrabenkern in alpidischer Zeit (siehe oben) überfaltet und schließlich überschoben worden ist, kann auch die westliche Fortsetzung im Gasteiner Raum nur als eine große Gneisdecke, eben die Gasteiner Decke, gedeutet werden. Das Liegende von dieser Masse ist im Westteil allerdings nirgends aufgeschlossen, auch nicht in dem tief in den Zentralgneis einschneidenden Anlauftal oder in dem 1901–1907 durchschlagenen Tauerntunnel, über dessen Geologie G. Mutschlechner (1974, S. 590 ff.) berichtet hat. Die Gneise sind granitischer Zusammensetzung, Tonalite fehlen hier, Granosyenitgneis stellt sich entlang der Naßfelder Ache und im Bereich der Romatespitze NW Mallnitz ein.

Der innere Bau dieses Zentralgneis-Deckenkörpers zeigt zwei markant ausgeprägte, quer zum Streichen des östlichen Tauernfensters gelagerte, walzenförmige, vergente Großfalten, die durch ihr SE-Drängen jeweils Schieferhüllen muldenförmig mäßig tief in NW abtauchenden Mulden eingefaltet haben: Der Hölltorlappen im Osten, unter den am Ostrand die Glimmerschiefer der Seebach- bzw. Ankogelmulde einfallen, und der Siglitzlappen im Westen, der durch die darunter abtauchenden Woisgen-Glimmerschiefer der Gasteiner Mulde von ersterem getrennt wird. Nach der Phase der gegen NNE gerichteten Transporttektonik der Gasteiner Decke als Ganzes ist es offenbar in jüngerer Phase zu einer Quereinengung gekommen, die das östlich gerichtete Übereinanderquellen von Siglitz-, Hölltor- und Hochalmlappen bewirkt hat und den SW-gerichteten Faltenachsenverlauf in den dazwischengelegenen Schiefermulden und auch im Inneren der Gneiskörper, besonders schön in der Mallnitzer Rollfalte am SW-Ende des Hölltorlappens, sowie auch am Außenrand des Siglitzlappens im NW, verursacht hat.

Die kleinen parautochthonen Decken am Nordrand der Gasteiner Decke, wie die sogenannte Flugkopfdecke NE von Badgastein oder die Mureckgneisdecke weiter im Osten, wurden in der älteren Phase der nordvergenten Transporttektonik gelöst, verfrachtet und dann in der jüngeren Quereinengungsphase bereits am Platz von der Querbeanspruchung ergriffen. Dies zeigt die Lage und der Querachsenplan dieser Randdecken. Daß aber die Gasteiner Decke als Ganzes nur in eine Reihe von Querwalzen und nicht in weitere Teildecken zerlegt ist, sieht man eindeutig an der geringfügigen gegenseitigen Überlagerung, da bei weiterem Deckenbau ja zwiebelschalenartige Strukturen auftreten müßten.

Unmittelbar über dem Zentralgneis der Gasteiner Decke lagert das Mesozoikum konkordant zur großen kuppelförmigen Struktur des Deckenrückens auf. Das Altkristallin, in das die Zentralgneise jungvariszisch eingedrungen sind, sowie das Paläozoikum sind vor der Transgression des Mesozoikums über weiten Teilen im Norden der Gasteiner Decke erodiert worden, so daß auch hier wie bei der Silbereckserie weiter im Osten die ganz analog zusammengesetzte Angertalserie, wie man sie im Angertal, am Stubnerkogel, der Erzwies usw. bei Gastein antrifft, unmittelbar dem Gneis aufruht. Im Süden hingegen, etwa im Bereich der Mallnitzer Mulde, ist noch mächtiger Glimmerschiefer zwischen dem Zentralgneis und dem Mesozoikum erhalten. Das Panorama vom Stubnerkogel von Ch. Exner (1957 b) zeigt anschaulich die zuvor erwähnten Verhältnisse des Nordabschnittes. Die gleiche Frage nach dem Alter stellt sich uns bei der Einstufung des Angertalmarmors bei Gastein und des Silbereckmarmors gleicher Position weiter im Osten. Wahrscheinlich sind beide Gesteine mit dem fossilbelegten malmischen Hochstegenmarmor des westlichen Tauernfensters, der in gleicher Serie unmittelbar dem dortigen Zentralgneis auflagert, altersgleich. Die darunter noch auftretende schmale quarzitische, rauhwackige und dolomitische Serie kann hier vielleicht doch als Trias gedeutet werden.

Schreitet man in der Schieferhülle nördlich der Gasteiner Decke und ihres autochthonen Mantels, der Angertalserie, fort, so durchquert man durch das im großen stets gegen Norden gerichtete Einfallen die Einheiten mit nachtriadischen Bündner Schiefer-Serien verschiedener Fazies. Zuerst stellt sich eine vorwiegend aus Schwarzphylliten bestehende Zone ein, die von Bad Fusch über Wörth ins

Hüttwinkeltal zieht, dann über die Stanzscharte nach Bad Hofgastein setzt und gegen Osten allmählich ausspitzt. Die Zuordnung dieser Zone ist schwierig: Nach den Verhältnissen westlich von Fusch könnte sie den Mantel der paläozoischen Schieferhülle bilden, andererseits aber auch eine höhere Position im Schieferhülldeckensystem einnehmen.

Die nächste Zone im Schieferhüllgebiet des Gasteiner Berglandes ist die mit Triasspänen aus Quarzit und Dolomit (Einöd-, Fröstelberg und Türchlwand SE Wörth) einsetzende Kalkglimmerschiefer- und Grünschiefermasse, die nach ihrer Ausbildung in Glocknerfazies und aus dem regionalen Zusammenhang als Anteil der Glocknerdecke zu erkennen ist. Vom Edlenkopf und Ritterkopf westlich des Hüttwinkeltales setzt sie über Türchlwand und Kramkogel zum Gamskarkogel östlich von Bad Hofgastein über und zieht weiter über Hüttschlag bis ins Zederhaustal hinüber. Klar wird von Ch. Exner (1957 a, S. 65; Taf. 3) – Abb. 12 – das stirn- und keilförmige Einspießen von Spänen dieser Einheit in die darunterliegende Schwarzphyllitmasse dargestellt.

Mit der nun gegen Norden folgenden breiten Zone von nachtriadischen „Fuscher Phylliten", Schwarzphylliten, aber auch helleren Phyllittypen, weiter im Osten mit einzelnen Kalkschieferzügen, auch Quarziten und Grünschiefern, ist die Nordrahmenzone als nördliche Vertretung der Matreier Zone erreicht, die im Norden mit dem enge Klammen und Schluchten verursachenden nachtriadischen Klammkalkzug schließt. Über dieser Nordrahmenzone schiebt sich bereits von Osten her die unterost-

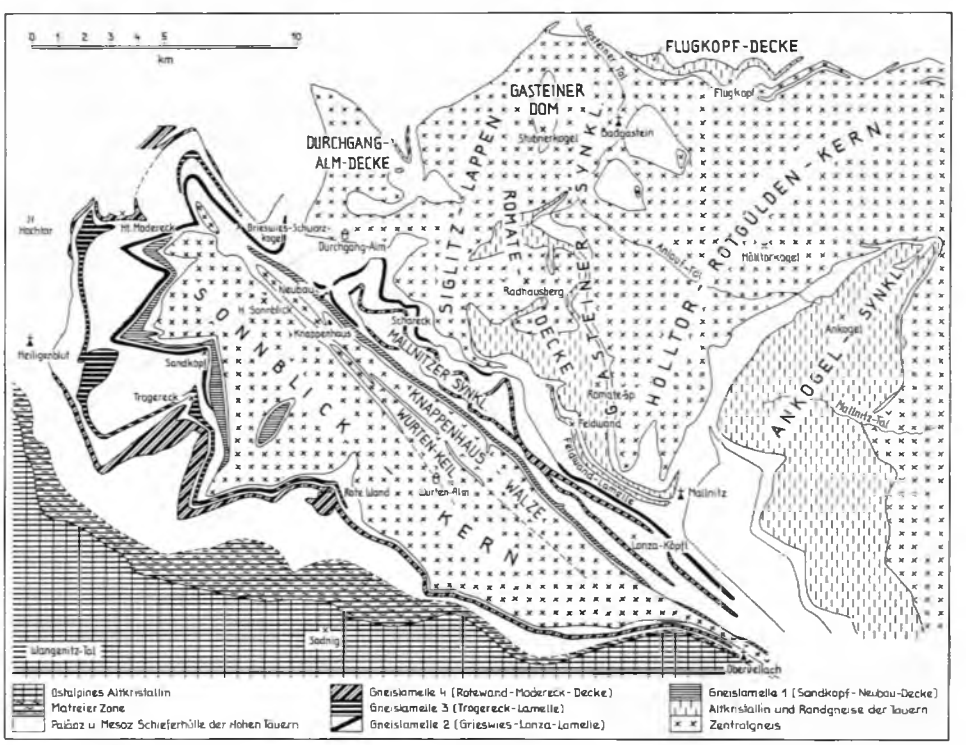


Abb. 15: Tektonische Skizze der Sonnblickgruppe nach Ch. Exner (1964, Taf. 1).

alpine Trias in den Tappenkarbergen vor, die mit schmalen Ausläufern gegen Westen hin bis nördlich und nordwestlich von Großarl hinüberreicht, wo der Schuhflicker als steil eingeklemmte Deckscholle der Schwarzphyllitzone aufsitzt. Die junge Salzachlängsstörung, diese bedeutende sogenannte Tauernnordrandstörung tertiären Alters, die große Teile von Unter- und Mittelostalpin abschneidet und unterdrückt, wurde in ihrem östlichen Abschnitt zwischen Lend und Wagrain von H. Mostler (1964 a) im einzelnen beschrieben vgl. S. 521.

Wenden wir uns vom Zentralgneiskörper der Gasteiner Decke gegen Süden, dann müssen wir zunächst die weithin NW-SE-streichende Mallnitzer Mulde queren, bevor wir die nächste Zentralgneismasse des Sonnblickmassivs betreten. Die Mallnitzer Mulde ist kein Deckenscheider, sondern eine nur mäßig tief eingesenkte Deckenmulde mit einem Stapel von Schieferhülldecken und Lamellen, unter dem sich die Gasteiner Decke mit ihrem wurzelnahen Teil, der Sonnblickwalze, verbindet. Ein Profil durch die Mallnitzer Mulde nach Ch. Exner (1962 a; 1964, Taf. 4) soll die Struktur dieser Deckenmulde unter Hervorhebung der Leitlinien zeigen. Die Deckenmulde enthält Schieferhülleinheiten bis zur Glocknerdecke empor – Abb. 15, 16.

γ) Die Sonnblickgruppe

Südwestlich der Mallnitzer Mulde schließt sich die straff in der östlichen Tauernrichtung ausgerichtete Sonnblickwalze an. Dieser Zentralgneiskern bildet eine 25 km lange SE-orientierte walzenförmige Struktur zwischen dem Hohen Sonnblick im NW und dem Fraganter Tal im Osten (Abb. 15). Die ab der Mallnitzschlucht bei Obervellach gegen SE hin auslaufende, tektonisch extrem verschmälerte Fortsetzung des Sonnblickgneiskernes läuft als 16 km lange „Sonnblicklamelle" (Ch. Exner, 1962 a) noch erstaunlich weit entlang des Mölltales hin, dabei unter dem sekundären Nachschub des mittelostalpinen altkristallinen Rahmens im Süden steil gegen Süden rückgefaltet. Der Hauptkörper der Walze besteht aus Granitgneis, der im zentralen Teil alpidisch wenig deformiert ist. Er ist gegen NE hin stirnfaltenartig gegen die davor mäßig tief eingefalteten Schieferhülldecken der Mallnitzer Deckenmulde gepreßt. In dieser Stirnzone trifft man eine vom Hauptkörper sich gegen Nordwesten hin ablösende Teilwalzenbildung (Knappenhauswalze etc.), durch Amphibolit- und Glimmerschieferbänder abgetrennt. Ein enormer Bewegungsimpuls im Hangenden der Gneiswalze hat von der heute in der Tiefe verdeckten breiten südlichen Fortsetzung des Sonnblickmassivs Dachschuppen aus dessen altkristallinem „Alten Dach" und Reste von Zentralgneis abgehoben und diese aus einer schmalen Gneislamelle und einem schieferhältigen Anteil bestehenden Späne über den Sonnblickkern transportiert, so daß heute mehrere in der umgebenden Schieferhülle steckenden Gneislamellen das Sonnblickmassiv umrahmen: Zutiefst die Sandkopf-Neubau-Decke (Gneislamelle 1) und ihre als paläozoisch angesehene Hülle aus Glimmerschiefer, darüber die Grieswies-Lonza-Lamelle (Lamelle 2) mit Altkristallin, Zentralgneis, Glimmerschiefern, wahrscheinlicher Permotrias und Bündner Schiefern. Beide Lamellen reichen über die gesamte Breite des Sonnblickkerns von SW nach NE hinüber. Lamelle 3 (Trogerecklamelle) umfaßt Augengranitgneise, Trias und Bündner Schiefer. Über die mögliche Zuordnung dieser tieferen Lamellen zu einer Ferndecke aus „Altem Dach" wird bereits oben berichtet. Lamellen 4 schließlich, der Rote-Wand-Modereck-

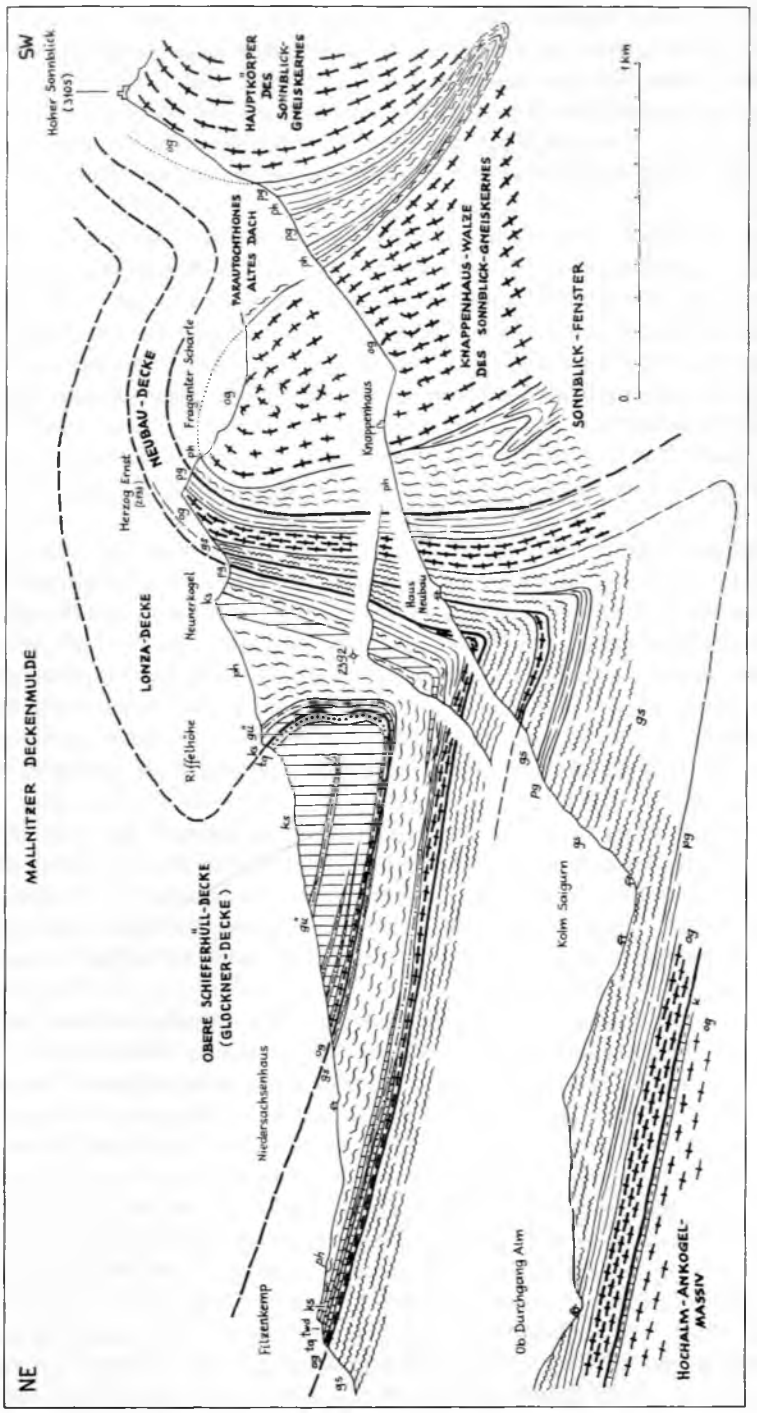


Abb. 16: Profil durch die Mallnitzer Mulde nach Ch. Exner (1964, Taf. 4) aus A. Tollmann (1968 b, Abb. 5).

Gneis mit begleitender Schieferhülle, stellt mit Sicherheit einen Bestandteil der Unteren Schieferhülldecke dar, über der dann hier ohne kristalline Basis die Glocknerdecke mit ihrer typischen Glocknerfazies folgt, die bei Döllach das Mölltal quert. Eindrucksvoll ist das Durchstreichen der Lamellen und Deckenelemente um das NW-Ende der Sonnblickwalze im Raum des Krumltales zur flach lagernden Schieferhüllplatte des Hocharn zu verfolgen, den Zusammenhang vom SW zum NE beweisend (vgl. Karte Ch. Exner, 1964).

Jüngst hat J. Alber (1976, S. 175 ff.) eine Umdeutung der Lamellen 1–2 und ihrer Schieferhüllen in normal lagernde paläozoische Glieder des Sonnblickgneisstockes vorgenommen und für den mesozoischen Schieferhüllanteil zwischen Lamelle 3 und 4 eine gewaltige, gegen Süden gerichtete Einwicklung der Glocknerdecke tief unter der Unteren Schieferhülldecke, der Rotewand-Decke, gesehen. Diese aus den Verhältnissen im Hocharngebiet für den Raum südlich des Sonnblicks gefolgerten Vorstellungen muten doch recht unwahrscheinlich an.

δ) Die Glocknergruppe und die Glocknerquerdepression

Die Kenntnis dieser Region fußt auf der Standardarbeit von H. P. Cornelius & E. Clar (1935; 1939) mit ihrer sorgfältigen Detailkarte. Durch die grundlegende stratigraphische Arbeit von G. Frasl (1958) ist die Alterseinstufung durch Seriengliederung in den mittleren Hohen Tauern auf eine neue Basis gestellt worden. Die tektonischen Folgerungen daraus sind in der Darstellung des Verfassers (1963 a, Kt. Taf. 4) festgehalten. Als weitere Beiträge seien noch die Untersuchungen von E. Braumüller (1939) in der Nordrahmenzone, von E. Braumüller & S. Prey (1943) zur Tektonik und aus neuerer Zeit von G. Frasl & W Frank (1964; 1966), W Frank (1969) und A. Tollmann (1975 a) vermerkt.

Bequemen und großartigen Einblick in die grandiose Szenerie der Glockner-Querdepression gibt das Profil entlang der Glockner-Hochalpenstraße von Heiligenblut im Süden über das Hochtor und die Edelweißspitze nach Bruck-Fusch im Norden, das bei S. Prey (1951) und E. Clar (1953) in Kurzform erläutert und durch die geologische Panorama-Darstellung von G. Frasl & W Frank (1969) so übersichtlich veranschaulicht wird – vgl. Abb. 13, Fig. 1.

Folgen wir dieser Route von Süden kommend, so fällt zunächst bei einem Blick vom Raum nördlich Heiligenblut gegen Süden hin die gewaltige Diskordanz der schräg abschneidenden inneren Strukturen des mittelostalpinen altkristallinen Rahmens der Schobergruppe im Süden über der morphologisch sich als Sattelzone heraushebenden Matreier Zone auf. Letztere streicht vom Mohar östlich von Döllach im Mölltal, spitzwinkelig dieses Tal querend, nach NW weiter (W J. Schmidt, 1950–1952). Bei Döllach tritt auch der hier noch schmale Streifen der Glocknerdecke mit den nachtriadischen Kalkglimmerschiefern und Prasiniten auf die Westseite des Mölltales über, streicht südlich von Heiligenblut vorbei bis knapp westlich der Pfandlscharte W vom Hochtor empor und nimmt, sich rasch verbreiternd und sich gegen Norden hin flach legend, das weite Areal vom Großglockner, der höchsten Spitze der Ostalpen mit 3798 m, zum Wiesbachhorn nach Norden hin ein. Tektonisch an der Überschiebungsgrenze eingeschleifte Serpentinitschollen begleiten ab Heiligenblut die Basis der Glocknerdecke. Der G l o c k n e r selbst

(Abb. 2) besteht in seinem Gipfelaufbau aus Prasinit, in den tieferen Partien im Norden aus Kalkglimmerschiefern mit einzelnen Prasinitlagen. Die durch kalkarme Phyllite mit Karbonatquarzit und Brekzienlagen in der Nachtrias charakterisierte Brennkogelserie mit dem locus classicus des Brennkogels NW vom Hochtorpaß stellt den Jungschichtenanteil der Rotewand-Decke dar. Die intensive Querfaltentektonik mit N-S-ziehenden Faltenachsen kommt in dieser Region im Guttal westlich vom Hochtor eindrucksvoll zur Geltung. Die für die penninische Brennkogelserie typischen Liasbrekzien mit massenhaft Dolomit- und Quarzitkomponenten sind beim Hochtor gut erschlossen. Jenseits des Hauptkammes kommt als Kern einer riesigen nordgetriebenen Falte die Seidlwinkltrias flächenmäßig zutage und reicht über die Edelweißspitze bis zum Grund des Seidlwinkltales. Diese hier von G. Frasl (1958, S. 394 f.) beschriebene Struktur der Rotewand-Decke als riesige liegende Falte wird durch die Untersuchung von J. Alber (1976, S. 9) dahingehend ergänzt, daß unter dieser Falte nach seinen Beobachtungen im Hocharngebiet bis zum Ritterkopf NW Kolm-Saigurn die dort auf wenige Zehnermeter ausgedünnte Serie der Glocknerdecke eingewickelt aufscheint. J. Alber (l. c., Taf. 1–2) glaubt ferner diese Einwicklung noch weiter gegen Süden, rings um den Sonnblickkern herum bis auf dessen Südseite, unter der Modereck-Rote Wand-Lamelle durchziehen zu können, so daß sie dann wahrhaft gigantisches Ausmaß erreichen würde (s. o.).

Auf der Westseite des Fuschertales sind weithin die kleinen, tektonisch intensiv zerrissenen Triasschollen, die die Basis der Glocknerdecke markieren, östlich unter dem Wiesbachhorn und Hohen Tenn zu sehen. Weiter im Westen, jenseits des Wiesbachhornkammes, kommt im Kaprunertal östlich vom Kitzsteinhorn nur mehr ein schmaler Rest der Rotewand-Decke in Form der Brennkogelserie (Cornelius & Clar, 1935, S. 26) an die Oberfläche, der Hauptteil ist tektonisch ausgequetscht, und es folgen unter der Glocknerdecke sogleich die den Granatspitzkern umhüllenden Riffldecken.

Die Erhaltung der Schieferhülldeckenserie in der ganzen Breite des Tauernfensters im Meridian des Glockners ist durch die tiefgreifende große Nord-Süd-gerichtete Einfaltungszone in der sogenannten „Glocknerquerdepression“ zwischen dem herausgehobenen Granatspitzkern im Westen und der Gasteiner Zentralgneismasse im Osten bedingt. Hand in Hand mit der Einfaltung geht auch eine intensive Achsenprägung mit N-S-Richtung in dieser Querzone vor sich. Nach der für den Deckenbau erforderlichen nordvergenten weiträumigen Transporttektonik hat die Quereinengung so intensiv gewirkt, daß heute hier die Querfalten absolut dominieren, trotz der für den nordvergenten Großtransport beweisenden Großfaltenstruktur der Seidlwinkltrias (W Frank, 1969, tekt. Kt.). Durch diese Quereinengung ist sogar im Lützelstubachgebiet westlich des Stubachtales die einst zuoberst auftretende Glocknerdecke mit einem westlichen Lappen tunnelartig unter die tektonisch tieferen Einheiten eingefaltet worden. Als dritter Hauptakt nach der Querfaltung kommt dann in einer jüngeren, wohl alttertiären nordvergenten Transportphase abermals eine beträchtliche Nordschleppung der höheren Schieferhüllmassen zustande, verbunden mit intensiver Faltenprägung mit WNW-ESE gerichteten Achsen im Raum der Nordrahmenzone. Verblüffend ist die scharfe Linie, an der die Querfaltenachsen gegenüber der neuen Längsachsenprägung abschneiden, sie verläuft noch innerhalb der Glocknerdecke vom Raum südlich des Scheidegg SE Uttendorf über das Kesselfallhaus im Kaprunertal, das Embachhorn S Bad Fusch, über

das Hüttwinkeltal südlich Wörth, und setzt südlich von Bad Hofgastein nahe der Basis der Schieferhülle über der Zentralgneismasse im östlichen Tauernfenster mit scharfer Linie weiter fort (Ch. Exner, 1971 a, Taf. 3).

Die Anschoppung nachtriadischer Schwarzphyllite, Kalkglimmerschiefer und Ophiolithe in der Nordrahmenzone zwischen Fusch und Bruck ist in tektonischer Hinsicht noch nicht einhellig aufgegliedert, wie oben bereits ausgeführt. Jedenfalls kommt das Altkristallin des Falkenbachlappens umhüllt vom Altpaläozoikum der Habachserie als Antiklinale von Westen her bis unter das Imbachhorn heran, dort tunnelförmig gegen Osten abtauchend (Abb. 13, Fig. 1).

Die Tauernnordrandstörung hat im Salzachlängstal als bedeutendes jungtertiäres Ereignis die penninischen Einheiten an ihrem Nordrand schräg abgeschnitten, das Unter- und Mittelostalpin auf weiten Strecken bis auf geringe Reste ganz unterdrückt und bringt Tauernpennin mit der Grauwackenzone weithin in direkten Kontakt. Das Alter dieser Störung muß noch jünger als das etwa von der Wende Alttertiär/Jungtertiär stammende Tertiär von Wagrain sein, welches an der östlichen Fortsetzung der Tauernnordrandstörung abgeschnitten ist (W Heissel, 1951, S. 75): Die Störung wird also in das Miozän einzustufen sein. Die bedeutende Mylonitisierung entlang dieser Störungslinie wird auch wieder von H. Mostler (1964 a) hervorgehoben. Dieser Bruch muß in erster Linie einen Vertikalversatz unter kräftiger Hebung des Inhaltes des Tauernfensters, also der Südscholle, bewirkt haben, da er für eine namhafte Seitenverschiebung zu bald im Westen ausläuft. Daß sich dennoch eine mäßige Linksseitenverschiebung entlang dieser bedeutenden Störungslinie vollzogen habe, hat J. Schramm (1977) vermutet, da eine Reihe der von Norden aus der Grauwackenzone E der Zellersee-Störung an die Tauernnordrandstörung herankommenden Bruchlinien bei einer leichten Ostversetzung der Südscholle in wohl durch Brüche bedingten Tälern zwischen Fuschertal und Großarltal fortsetzen würde.

ε) Die Granatspitzgruppe

Westlich jenseits der großen Glockner-Quersenke mit ihren Schieferhüllmassen erscheint als kräftige domförmige Aufwölbung des tieferen Untergrundes abermals ein Zentralgneismassiv in der Granatspitzgruppe an der Oberfläche. In neuerer Zeit haben sich mit diesem früher in seiner Stellung sehr umstrittenen isolierten Zentralgneislappen im Osten Cornelius & Clar (1935; 1939), im Süden R. Benedict (1952) und A. Egger (1954), im Westen G. Fuchs (1958; 1962 a) und O. Schmidegg (1961) befaßt. Auf der Übersichtskarte von G. Frasl & W Frank (1966) findet der Granatspitzkern und seine Hülle erneut Darstellung, der Zentralgneiskörper wurde jüngst von N. Weissenbach (1973) studiert.

Eindrucksvoll ist wiederum der Deckenbau, der im Hangenden der Zentralgneiskuppel sichtbar wird, in manchem mit dem Baustil der Gneislamellen im Umkreis der Sonnblickmasse vergleichbar. Durch H. P. Cornelius & E. Clar ist die Umhüllung des Granatspitzkernes durch zwei schmale Gneisspäne führende Decken bekannt geworden, heute sind noch höhere Deckenhüllen in der umgebenden Schieferhülle erfaßt. Daß der gesamte Deckenbau alpidischen Alters ist, geht aus der Entdeckung von schmalen Linsen von Trias und Bündner Schiefern in den ausgewalzten Muldenzonen zwischen den Deckenlamellen rings um den Granatspitzkern hervor.

Jüngst hat W Frisch (1977, S. 16 f.) die bisher für mesozoisch gehaltenen kleinen Späne von kalkhältigen Quarziten westlich des Granatspitzmassivs in Paläozoikum umgedeutet und im Zusammenhang damit die alpidische Überschiebung der Riffldecken angezweifelt. Die in die Bewegung der Riffldecken aber in wesentlich größerem Umfang einbezogenen Bündnerschiefer östlich der Granatspitzgruppe sprechen trotzdem sehr für eine alpidische Tektonik der Riffldecken. Auch darf man nicht vergessen, daß vom Venedigerkern gegen Osten Zentralgneislamellen in den migmatisierten Gneisen der Fortsetzung der Unteren Riffldecke stecken, die auf Grund des geringen absoluten Alters des Zentralgneises ebenfalls auf alpidische tektonische Formung hinweisen.

Überblicken wir den Aufbau dieses Massivs, mit der tiefsten Einheit beginnend. Die Zentralgneismasse des Granatspitzkernes ist aus einem grobporphyrischen Granit hervorgegangen, der in verschieferter Form als Porphyrgranitgneis den höheren Abschnitt der Gneiskuppel bildet, während in den tieferen Anteilen ein gleichkörniger Zweiglimmergranit(-gneis) auftritt, der aus einer Intrusion im Porphyrgranit entstanden ist. Am Kontakt trifft man Auflösung des Porphyrgranites in Schollen, Züge von Pegmatit und Aplit. Basische Gänge mit Fremdeinschlüssen aus dem Liegenden durchschlagen die demnach nicht in die „ewige Teufe" reichende, sondern eher als eine mächtige Gneislamelle aufzufassende Zentralgneismasse der Granatspitze (N. Weissenbach, 1973, S. 95).

In die gleiche Richtung weist die gravimetrische Untersuchung des Raumes entlang des Felbertauern-Tunnels durch H.-J. Götze et al. (1976). Der Tunnel setzt im Norden im Ödtal mitten im Zentralgneis des Granatspitzkernes an und verläuft gegen SSW in Richtung Matreier Tauernhaus. Der Hauptteil des Tunnels liegt im Zentralgneis, nur im südlichsten Abschnitt werden der auflagernde Basisamphibolit und die Hüllschiefer erreicht (W Frisch, 1970, Abb. 2). Die gravimetrische Feldmessung obertags und im Tunnel zwang zur Annahme einer dichteren, aufgewölbten Gesteinsserie mit einer Dichte von 2,9 gr/cm³ im Liegenden des Zentralgneises mit seiner Dichte von 2,67 gr/cm³. Man könnte bei dieser auf die Allochthonie des Granatspitz-„Kernes" hinweisenden dichteren Serie im Untergrund an zentrale Schieferhülle mit Amphibolitzügen denken.

Die zunehmende Verschieferung und Weißschieferbildung an der Außengrenze der Gneismasse zur Hülle zeigt die intensive tektonische Beanspruchung der Randzonen an. Als Basis der zugehörigen Hülle des Zentralgneises tritt zunächst, besonders im Norden, ein mächtiger Amphibolit als Rest eines Alten Daches auf. Tektonisch vom Dach der Granatspitzmasse abgewalzt findet man die Fortsetzung dieses Amphibolites 5 km und weiter im Norden im Bergzug des Zwölfer SE Mittersill, im Falkenbachlappen sekundär antiklinal aufgewölbt, durch die umhüllende paläozoische Habachserie aufgepreßt. Das nächstfolgende Glied der primären Hülle des Granatspitzkernes bilden Gesteine der altpaläozoischen Habachserie wie dunkle Phyllite, Graphitquarzite, Biotitschiefer etc. Reste von Mesozoikum, das der primären Hülle angehört, sind im wesentlichen nur beim Meßelingkogel 6 km WNW von der Granatspitze, und im Osten westlich der Hohen Riffl und des Hocheiser in Form von spärlichen Kalkglimmerschiefern beschrieben worden – sie erfuhren jetzt durch W Frisch (s. o.) z. T. eine Umdeutung in Paläozoikum.

Über diesem tiefsten Stockwerk lagern nun in der gesamten Breite von über 15 km überschoben die Riffldecken, die aus einem südlich der Granatspitzgruppe be-

heimateten Abschnitt des Pennins stammen. Auch ihr altkristalliner Anteil unterscheidet sich von jenem der Granatspitzgruppe: Die Amphibolite der Riffldecken sowie ihre Schiefer und Gneise sind aplitisch durchschwärmt, granitisch durchtränkt, Albitsprossung fällt auf (G. Fuchs, 1958, S. 211).

Die Untere Riffldecke, die über der als Enzinger Mulde bezeichneten Schieferhülle der Granatspitze zunächst folgt, führt Altkristallin wie Amphibolite (Weinbühelamphibolit), Granatglimmerschiefer, Biotitgneise und Migmatite, aber auch Lamellen von Zentralgneis. Ihre Schieferhülle ist im Norden, im Stirngebiet, durch enorme Zerschlitzung im Raum Moserboden-Reichensbergkar mit der Kristallinmasse verspießt, gegen Süden hin läßt sich kalkige Schieferhülle von der Hohen Riffl zum Dorfertal verfolgen. Diese Untere Riffldecke verbindet sich nun gegen Westen hin über den Raum westlich von Innergschlöß und Tauernkogel zur Venedigermasse primär (G. Fuchs, 1958, S. 240; 1962 a, S. 84), gleichsam deren Altes Dach bildend, dessen östliche Fortsetzung demnach abgewalzt und als Decke über den Granatspitzkern transportiert worden ist. Auf Grund dieser Verbindung stellt die Venedigermasse deutlich die tektonisch höhere Einheit gegenüber der Granatspitz-Einheit dar – Abb. 17.

Die Obere Riffldecke legt sich als nächsthöhere Lamelle über die erwähnte mesozoische Schieferhülle. Ihre Abgrenzung im NE, im Raum von der Hohen Riffl zum Moserboden, ist auf Grund der starken Zerschlitzung noch schwierig. Der Stoffbestand der Oberen Riffldecke, vom Altkristallin mit Schiefergneisen und Amphiboliten angefangen bis zur Schieferhülle, ist ähnlich jenem der Unteren Riffldecke. Die westliche Fortsetzung der Oberen Riffldecke, die hier kleiner als bei G. Fuchs (1958) gefaßt wird, bildet der Knorrkogelgneiszug, der bis östlich vom Großvenediger hinüberstreicht, aber tektonisch von der Unteren Riffldecke, die mit dem Venedigermassiv zusammenhängt, getrennt bleibt. Bei einem regionalen Vergleich liegt es nahe, in der Oberen Riffldecke wiederum ein Äquivalent des zerrissenen Systems von deckenförmig überschobenem „Alten Dach" zu sehen, wie bei den im östlichen Tauernfenster erwähnten Vorkommen (Storzdecke).

Die primäre Bewegungsrichtung all dieser Decken sowie der darüber noch folgenden Einheiten einschließlich der Glocknerdecke muß in der Hauptphase rein aus dem geometrischen Zusammenhang heraus gegen Norden gerichtet gewesen sein. Durch die im gesamten Tauernbereich, besonders im Mittel- und Ostabschnitt stark spürbare Quereinengungstektonik in jüngeren Phasen kam es dann auch hier zur Dominanz von schräg- und querliegenden Faltenzügen. G. Frasl hat (1958, S. 455) demnach einen gegen NW gerichteten Transport der Riffldecken angenommen, G. Fuchs (1958, S. 39) hingegen einen NE-Transport. Aus dem Verlauf der Großstrukturen des gesamten Tauernfensters aber bleibt ein primärer Nordtransport und eine sekundäre, oft stärker wirksam gewordene Querachsenprägung aus jüngeren Phasen als beste Lösung dieser widersprüchlichen Deutungen (A. Tollmann, 1975 a).

Über der Oberen Riffldecke folgt im Süden der Granatspitzgruppe vor Erreichen der mächtigen Fortsetzung der Glocknerdecke eine selbständige tektonische Zwischeneinheit, die vom Kalsertal über das Matreiertal und Froßnitztal nördlich vom Eichham vorbei weiter gegen Westen verfolgt werden kann und die P. Benedict (1952, Taf. 1) als Muntanitzschuppe bzw. A. Egger (1954) weiter im Westen als Eklogitserie bezeichnet hatte. Sie wird an ihrer Basis durch den Muntanitzgneis, der dem

Kalkglimmerschiefer der Oberen Riffldecke westlich des Kalser Tauernhauses auflagert, eingeleitet. Man könnte in dieser Einheit, die Gneise, Glimmerschiefer, Graphitphyllite, Ophiolithe (Eklogite), eine Trias mit Karbonaten und Gips sowie Kalkglimmerschiefer-reiche Bänderschiefer und Prasinite führt, der Position nach die Fortsetzung der Rotewand-Decke erblicken. W Frank (1976, S. 16 f.) hat im SW der Granatspitzgruppe hier im Raum des Raneburgkares die tektonische Selbständigkeit der Brennkogelserie (Rotewand-Decke) unter der Glocknerdecke erwähnt. Zur endgültigen Klärung der tektonischen Gliederung dieses Abschnittes sind noch weitere Untersuchungen nötig.

ζ) Die Großvenedigergruppe und der Ostteil der Zillertaler Alpen

Unter dem Begriff „Venedigerkern" versteht man im bisherigen geologischen Sprachgebrauch die granitisch-tonalitische Gesteinsmasse, die als Fortsetzung und als Ostabschnitt des aus den Zillertaler Alpen kommenden Zillertaler Kernes gegen Osten reicht. In diese Zone, die an ihrem Ostrand in etlichen langen Gneiszungen sich mit der Unteren Schieferhülle und dem Altkristallin verzahnt, reiht man somit den Abschnitt zwischen der Hochregion des Venediger im Süden und dem Bereich von Krimml im Norden ein. Durch eine mehrphasige Tektonik kam es zu einem disharmonischen Verhältnis zwischen Süd- und Nordrand der Zillertaler und Venediger Zentralgneismasse: Im Norden ist das Achsengefälle der stirnnahen Gneiswalzen im Ostabschnitt jeweils gegen Osten gerichtet, so daß an den eingefalteten Mulden aus Altkristallin und Habachserie das jeweilige Abtauchen von Gneiswalzen in Richtung Ost sichtbar wird: Der Ahornkern verschwindet in der Region südlich der Gerlos unter der Schönachmulde, die ihrerseits unter den Zentralgneis des Hanger einfällt, von wo gegen Osten hin die sich bildende Krimmler Gneiswalze abermals unter die Habachmulde abtaucht. In der Südrandregion, wo offensichtlich im Vergleich zu den übrigen Regionen des Tauernfensters noch die primären Lagerungsverhältnisse besser erhalten sind, erkennt man das Ausheben des Venedigerkernes – der sich mit langen Zungen mit dem Altkristallinmantel östlich davon verzahnt – über der Hauptmasse dieses Kristallins bzw. über der darunter im Osten abtauchenden Habachserie und dem zutiefst steckenden Granatspitzkern (Abb 17).

In der neueren Literatur informieren die Arbeiten von G. Frasl (1953) und O. Thiele (1974) über den Nordteil, jene von G. Fuchs (1958) und F. Karl (1959), O. Schmidegg (1961) bzw. F. Karl & O. Schmidegg (1964) über den Ost- und Südteil dieses Gebietes.

Beginnen wir die Betrachtung im Norden. Die Analyse von G. Frasl (1953) – Abb. 18 – hat gezeigt, daß die große Krimmler Gneiswalze, die zufolge der Auflagerung des Hachelkopfmarmors (malmischer Hochstegenkalk) offensichtlich alpidisch geformt ist, in zwei Teilwalzen zerlegt ist, und zwar in die Nördliche und Südliche Sulzbachzunge, die von der Knappenwandmulde getrennt sind. Diese Krimmler Walze mit ihren beiden gegen Osten ausspitzenden Zungen besteht aus einem Zentralgneis vom Typus Augen- und Flasergneis, und zwar aus Zweiglimmergneisen von der Art der Porphyrgranitgneise und aus helleren, von dunklen Gemengteilen freien weißen Granitgneisen. Ihr Alter ist relativ höher als jenes der Tonalitgneise, die weiter im Süden die Zone des Großvenedigers aufbauen, sowie der

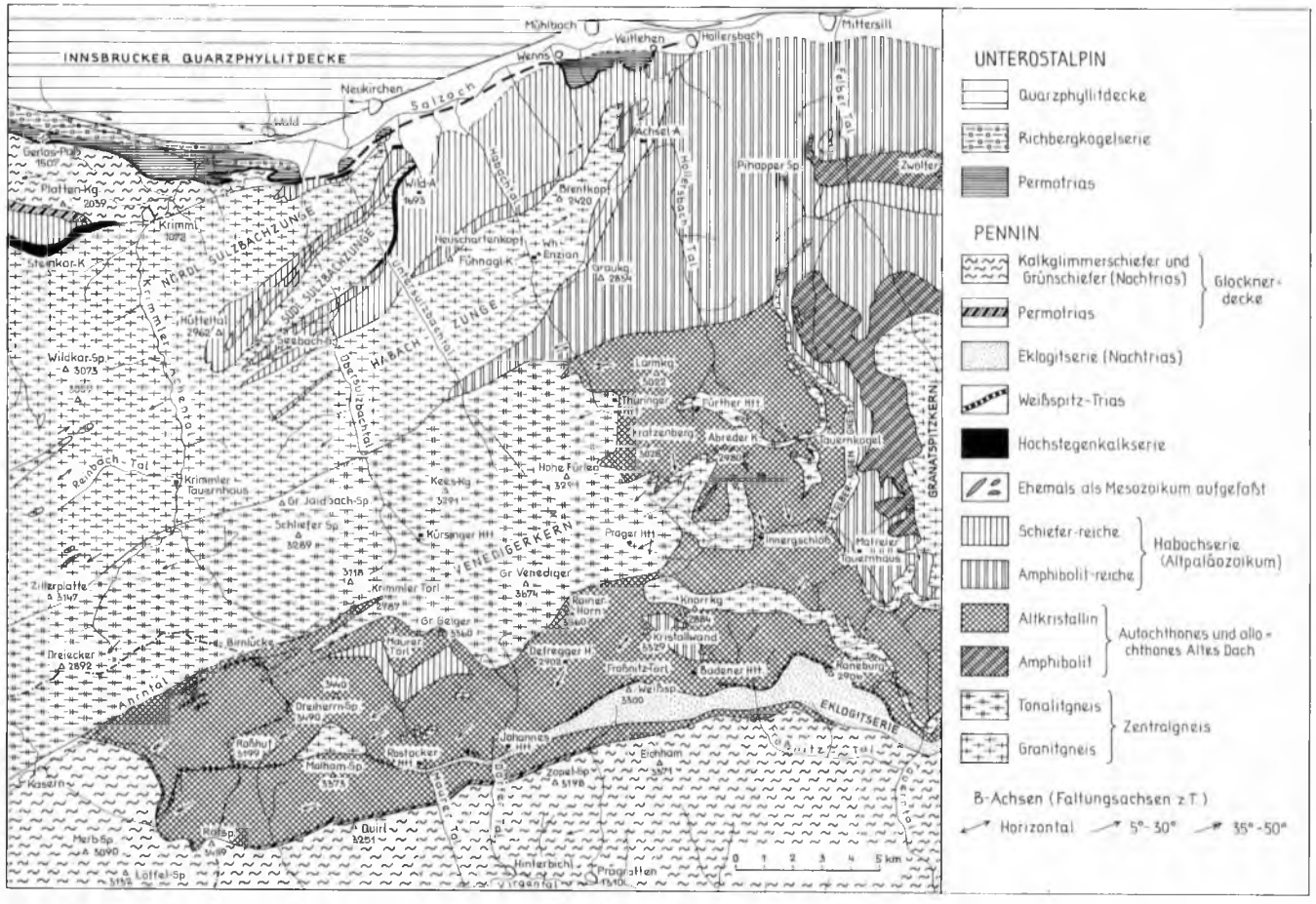


Abb. 17: Tektonische Karte des Venedigergebietes, vorwiegend nach O. Schmidegg (1961, Taf. 1), G. Fuchs (1958, Taf. 18–19) und G. Frasl & W. Frank (1966), ergänzt.

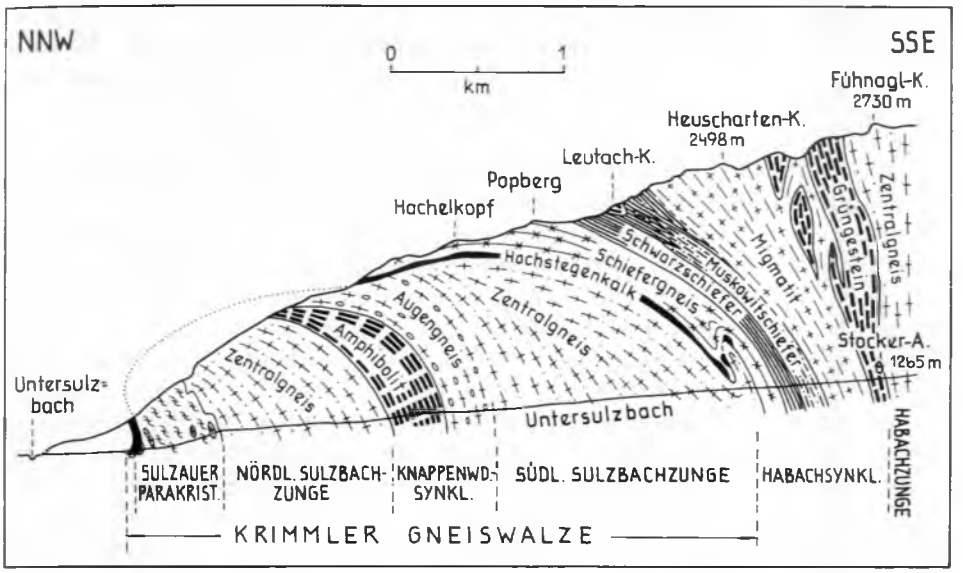


Abb. 18: Profil durch die Krimmler Gneiswalze südlich des Salzachtales nach G. Frasl (1953, Taf. 7).

Aplitgranite vom Typus Reichenspitze. Alle diese Zentralgneistypen aber sind auf Grund der absoluten Altersbestimmung variszischen Intrusionen zu verdanken (siehe S. 18); auch der Tonalitgranit des Venediger ist keineswegs alpidisch, wie F. Karl noch gedacht hat: Altersbestimmungen im Großvenedigergebiet selbst haben ja Werte um 246 Millionen Jahre, bei der Kürsinger Hütte 290–360 Millionen Jahre erbracht. Der Reichenspitzgranit ergab 282 ± 6 Millionen Jahre.

An der Hülle der erwähnten Zentralgneiswalzen beteiligen sich nach G. Frasl (1953) folgende Elemente: Am Nordrand wird die Nördliche Sulzbachzunge vom sogenannten Sulzauer Parakristallin begleitet, das durch Norddrängen der Gneiswalze steil unter diese eingepreßt ist. Es besteht aus Grauwackengneisen und -schiefern, wahrscheinlich paläozoischen Materialalters. In der Knappenwandmulde ist Altkristallin, sozusagen das „Alte Dach" des Zentralgneises, eingefaltet erhalten geblieben. Es setzt sich aus dem Knappenwandgneis (Augengneis), aus Paragneisen, vorwiegend aber aus Epidotamphiboliten zusammen. (Alpine Klüfte in der Knappenwand im Untersulzbachtal bargen übrigens die schönsten Epidote der Welt.) An der Südgrenze der Knappenwandmulde ist der Granitisationshof im erwähnten Altkristallin zur Südlichen Sulzbachzunge unversehrt erhalten geblieben, die Nordgrenze bildet eine tektonische Linie.

Die nächstsüdlichere große Muldeneinfaltung liegt in der Habachmulde vor, die vom Unteren Habachtal kommend sich gegen WSW verschmälernd über das Untersulzbachtal bis südlich vom Seebachsee hinzieht und dort aushebt. Diese Mulde wird besonders aus hellen Glimmerschiefern gebildet, es erscheinen auch Ophiolithe, die jetzt als Amphibolite oder Epidotchloritschiefer vorliegen, in der Mitte der Mulde ziehen

dunkle Phyllite dahin. Dieser Muldenzug gehört als Ganzes der von G. Frasl als Habachserie bezeichneten, wohl altpaläozoischen Schichtfolge der „Unteren Schieferhülle" an. Jenseits der im Süden folgenden Habachzunge aus Zentralgneis spießt nochmals eine Mulde aus Amphibolit-reichen Anteilen der Habachserie bis zum oberen Untersulzbachtal gegen Westen ein, den tonalitischen Venedigerkern s. str. im Süden abgrenzend. An ihrer Nordgrenze zum Zentralgneis liegt an der Leckbachscharte im Gebiet des Habachtales die berühmte Smaragd-Fundstätte (siehe S. 72).

Interessante Ergebnisse brachten gravimetrische Feldmessungen und Modellberechnungen im Gebiet der Krimmler Ache und des Obersulzbachtales durch W Ehrismann et al. (1976). Es zeigte sich hiebei, daß im Untergrundmodell im Nordteil des Zentralgneises mit seiner Dichte von 2,67 gr/cm³ eine Gesteinsserie mit einer Dichte von 2,75 gr/cm³ erscheint, was für die Allochthonie des Nordlappens des Zentralgneises spricht.

Die alpidische Metamorphose (Tauernkristallisation) hat den Zentralgneis mit einer höchstens die Albitepidotamphibolitfazies erreichenden Umkristallisation überholt, sie hat in der Habachserie zur Neubildung von Biotit, Epidot, Hornblendegarben, Disthen, Granat etc. geführt. Das Alter der tektonischen Formung der Gneiswalzen ist aus Analogieschlüssen mit dem westlichen Nordrand, wo in der Schönachmulde noch malmischer Hochstegenkalk miteingefaltet ist, sowie durch die Einbeziehung des wohl altersgleichen Hachelkopfmarmors alpidisch. Die von der Knappenwandmulde nach der Darstellung des Darüberstreichens von Hachelkopfmarmor über Gneiswalzen und eingefalteten Muldeninhalt nach G. Frasl (1953) sich ergebende Schlußfolgerung, daß hier eine voralpidische Tektonik durch den mesozoischen Kalk plombiert sei, ist nach der neueren Darstellung von O. Schmidegg (1961, Taf. 1) und G. Frasl & W Frank (1966, Beil. 1) nicht mehr zwingend, da keine durchgehende Kalklamelle vorhanden ist. Die tektonische Formung der östlichen Zungen und Mulden des Venedigerkerns ist durch starke, wohl mehrphasige alpidische Einengung zustande gekommen, wie die Steilpressung aller Elemente zeigt.

Der Venedigerkern s. str., also der Abschnitt der Zentralgneismasse südlich der Linie Käferfeldspitze – Gr. Gjaidbachspitze – S Zillerplatte, besteht aus Tonalit und Granodiorit bis Biotitgranit und den stärker verschieferten Tonalitgranitgneisen. Zahlreiche basische Schollen des einstigen Nebengesteins treten noch unverdaut auf, ja gelegentlich sind auch Schollenmigmatite (z. B. Villtragenkees) erhalten (F. Karl, 1959, S. 11, Abb. 3).

Die komplizierte Verzahnung des Venediger-Zentralgneises mit den von ihm migmatisierten Gesteinsserien der Unteren Riffldecke (in einem erweiterten Sinn als bei G. Fuchs) kommt in der Darstellung von G. Fuchs (1958) gut zum Ausdruck (Abb. 19). Vom Venedigerkern s. str. gehen lange, schmale und tektonisch zerrissene Zentralgneiszungen gegen Osten in die einstige altkristalline Hülle dieses Massivs, die durch die Granitisation noch primär damit verbunden ist: So die Venedigergneislamelle von der Fürtherhütte zum Tauernkogel im Norden, der Hochweißenfeldgranitgneis westlich von Innergschlöß im Süden. Diese Züge werden als Fortsetzung der auch im Osten stark zerschlitzten Unteren Riffldecke betrachtet. Es wurde bereits erwähnt, daß vom Verfasser zufolge des tektonischen Aushebens der östlichen Fortsetzung der Venedigermasse, also der Unteren Riffldecke und

deren regionaler Überschiebung über dem Granatspitzkern die im Westen daranhängende Venediger-Zillertaler-Masse ebenfalls als überschobene und nicht bodenständige Einheit betrachtet wird (Zillertaler Decke).

Der Knorrkogelgneiszug östlich vom Großvenediger hingegen hat mit seiner Hülle im Süden tektonische Selbständigkeit und wird hier als Decke vom „Alten Dach", einer südlicher als der Venediger beheimateten, heute in die Tiefe abgepreßten Zentralgneismasse betrachtet, der Position nach der Storzdecke im östlichen Tauernfenster entsprechend.

Die tektonische Gliederung in dieser Region südlich vom Venediger

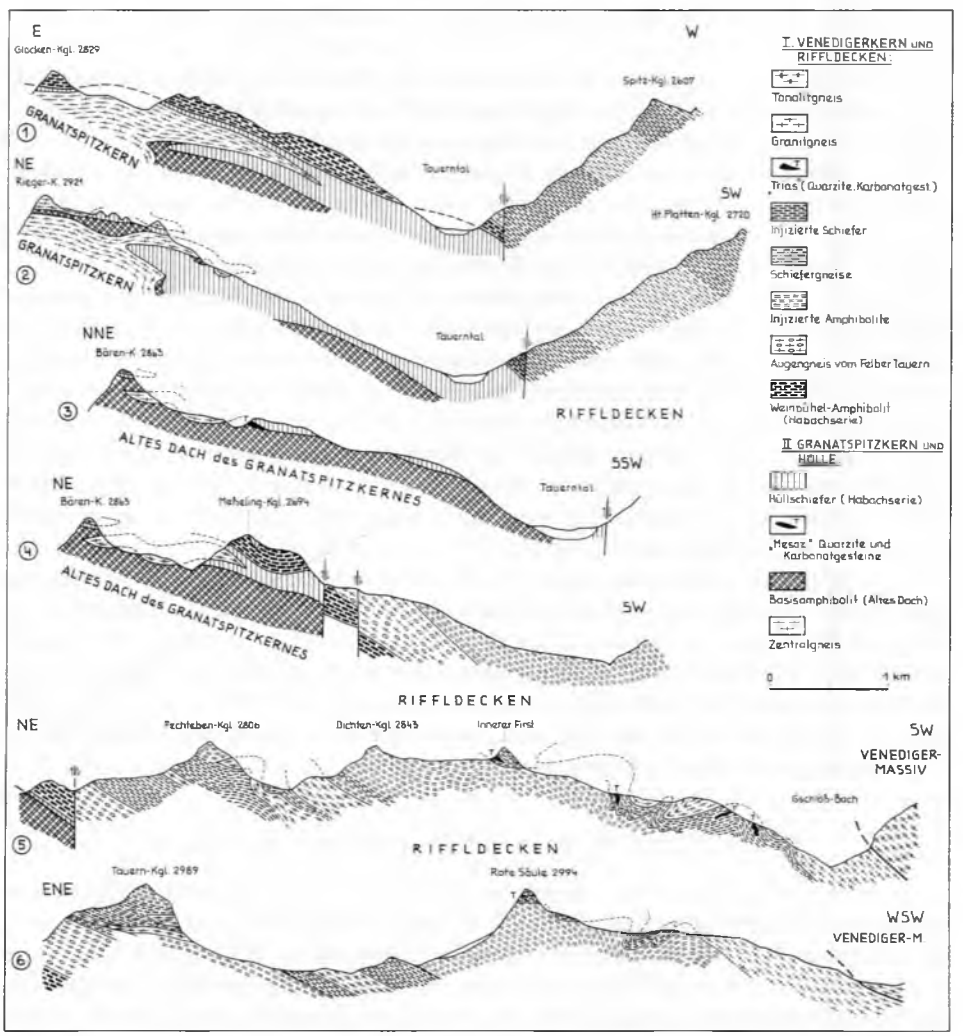


Abb. 19: Profile durch den Raum zwischen Granatspitzkern und Venediger nach G. Fuchs (1958, Taf. 20).

ist äußerst kompliziert und mangels einer durchgehenden genauen Kartierung derzeit noch nicht endgültig zu fassen. Die letzte Darstellung nach den Arbeiten der klassischen Zeit (z. B. G. Dal Piaz, 1954) hat O. Schmidegg (1961) gegeben. Dank seiner Karte und Beschreibung und der übrigen Literatur lassen sich folgende Einheiten im Hangenden des Venedigermassivs erkennen: Zunächst eine schmale Zone von noch stark migmatisiertem Altkristallin, vorwiegend Paragneisen, die von Innergschlöß über Rainerhorn und Geiger gegen Westen zieht. Der jüngste Anteil dieser der Zillertaler Decke im obigen Sinn angehörigen Hülle wird durch die graphitischen Glimmerschiefer mit Arkosen und Quarzkonglomeraten repräsentiert, die über den Gr. Happ und das Maurer Kees zum Krimmler Kees ziehen und Bestandteile der paläozoischen Habachserie sind.

Die nächsthöhere tektonische Einheit, von uns als selbständige Decke eines Alten Daches gesehen, setzt nun mit dem Knorrkogelgneiszug ein, der tektonisch äquivalente Gneisschollen im oberen Maurertal und SE der Dreiherrenspitze zur Seite hat. Das Altkristallin im Bereich der Dreiherrenspitze scheint bis zum Ahrntal im Norden noch zu dieser tektonisch vom Venediger abgetrennten Einheit zu gehören, da dort durch die seit G. Dal Piaz bekannten Triasspäne bis zur Birnlücke eine Überschiebungsgrenze markiert erscheint. Zu dieser Alten Dach-Decke gehört jedenfalls die in Form einer Glimmerschieferzone vorliegende metamorphe altpaläozoische Habachserie, die vom Froßnitztörl nördlich der Weißspitze über die Johanneshütte zur Rostocker Hütte zieht. Die darüber im Süden folgende Triaszone von Raneburg-Weißspitze könnte altersmäßig passend normal auflagern (O. Schmidegg, 1961, S. 46), ist aber nach A. Egger (1954, S., 105) unter heftiger Verschuppung von den unterlagernden Gesteinen der Knorrkogelgneis-Einheit tektonisch getrennt. Es schließt sich gegen Süden mesozoische Schieferhülle mit Kalkglimmerschiefern, Phylliten, Prasiniten und Eklogiten an („Eklogitserie" Egger's). Nach O. Schmidegg folgt darüber an der Linie ein Stück nördlich von Eichham–Zopetzspitze–Quirl nochmals ein als metamorphes Paläozoikum aufgefaßter Glimmerschiefer, nochmals Trias und schließlich die große Masse der Prasinite und Kalkglimmerschiefer der Glocknerdecke.

Wir treffen demnach zwischen dem Venediger und der bei Matrei und südlich von Virgen ganz im Süden als penninischer Rahmen folgenden Matreier Zone zwei bis drei tektonisch selbständige Einheiten an, die die intensive Tektonik im Bereich der Unteren und Oberen Schieferhülle demonstrieren. Erst in der Matreier Zone, welche im Abschnitt zwischen Lasörling-Nord und Klammeljoch auf der Karte von W Senarclens-Grancy (1970) im Detail erfaßt ist, wird das unterostalpine Permomesozoikum erreicht, das mit Serpentinlinsen und Schieferhüllphylliten verschuppt ist.

η) Die Zillertaler Alpen und ihr penninisches Umland

Nach den bereits klassischen Arbeiten von B. Sander (1911; 1921 a, b; 1929 etc.) im westlichsten Teil des Tauernfensters, von W Hammer (1936; 1940) und den Staub-Schülern J. Neher (1932), N. Dünner (1934) und H. Dietiker (1938) am Nordrand dieser Region, von E. Christa (1931) im Zentrum sowie von G. Dal Piaz (1934) im Süden, ist das westliche Tauernfenster in jüngster Zeit erneut und diesmal in noch wesentlich intensiverer Form von österreichischer, italienischer und vor allem deutscher Seite, teils von der Arbeitsgruppe F. Karls, teils im Zusammenhang mit dem Projekt der Geotraverse, in

Untersuchung genommen worden. Neue zusammenfassende Berichte über geologische Ergebnisse vom Nordrand stammen von W FRISCH (1968; 1974; 1975 a; 1976 a, b), V HÖCK (1969) und O. THIELE (1970; 1974; 1976), über petrographische Untersuchungen vorwiegend der Kernzone der Zillertaler Alpen von W FRISCH (1969), V HÖCK (1970), B. LAMMERER et al. (1976), G. MORTEANI (1971), E. PROSSER (1975), P. RAASE (1972), P. RAASE & G. MORTEANI (1976), M. RAITH (1970; 1971) und über den italienischen Abschnitt von P. BAGGIO, A. BIANCHI und Mitarbeitern (1965; 1968; 1970), um wenigstens einige der zahlreichen Bearbeiter der neueren Zeit zu nennen.

Die großen Züge der Gliederung des westlichen Tauernfensters sind durch die zentrale Masse des Zillertaler Zentralgneismassivs mit seinen randlichen Lappen und einer schmalen autochthonen Sedimenthülle einerseits, durch die darüber überschobenen Schieferhülldecken andererseits gekennzeichnet. Die Zillertaler und Venediger Zentralgneismasse gilt heute noch allgemein als autochthoner Kern, der nur durch wenige tiefreichende Mulden in drei Teillappen gegliedert ist. Von Osten kommend hat man allerdings Hinweise, die gesamte Masse auch als überfaltete Einheit zu sehen (siehe S. 60). Die steilen Innenstrukturen, die durch die saiger dahinziehenden verschiedenartigen Typen von Zentralgneis markiert werden, sprechen eher gegen eine solche Deckennatur; sie zeigen jedenfalls die enorme Einengung im tiefen Pennin.

Im großen gesehen läßt sich die Zentralgneismasse der Zillertaler Alpen in drei durch Mulden unvollkommen getrennte Teillappen gliedern (Abb. 20). Der Ahornlappen bildet eine walzenförmige tiefere Stirnpartie der Zentralgneismasse im Norden. Die Schönachmulde trennt ihn im Osten und Süden, die Realspitzmulde als äquivalentes Element im Westen vom Hauptkörper des Zentralgneises. Gegen Westen und Osten verschwindet die Ahornwalze unter achsialem Gefälle unter Vermittlung der erwähnten Mulden unter dem nächsthöheren Element, dem Tuxer Kern im Westen, der sich SW von Hintertux nordvergent darüberlegt, bzw. der Krimmler Gneiswalze im Osten, die mit dem Hanger SE von Gerlos mehr als 5 km weit über Ahornkern und Schönachmulde vorstößt. Nur randlich durch die Greiner Mulde im SW und die schon erwähnte Habachmulde im NE abgegrenzt, hängt der Hauptteil der Zentralgneisregion, der Zillertaler Kern, breit mit den vorigen Zonen zusammen.

Im einzelnen sei hierzu folgendes vermerkt. Der 25 km lange Ahornkern (L. KOBER, 1923, S. 120) besteht vorwiegend aus Porphyrgranitgneis, einem porphyrisch struierten Biotitgranit mit biotitreichen Schieferlagen (W. FRISCH, 1969). O. THIELE (1974, S. 58) leitet für diesen Raum eine variszische Intrusion ab, in der dieser porphyrische Metagranit der ältesten Phase, der weiter im Süden auftretende tonalitische Zentralgneis einer jüngeren Phase angehört, denen sich schließlich nach P. RAASE (1972) die Augen- und Flasergneise im Zillergrund (entgegen den vom Venediger durch F. KARL, 1959, gemeldeten Verhältnissen) als jüngste Generation anreihen.

Die Serie der Schönachmulde (O. THIELE, 1951, S. 11; Synonym: Trenknermulde E. KUPKA, 1956, S. 4) bildet offenbar migmatisiertes Altpaläozoikum, der Habachserie vergleichbar: Im Nordostteil treten Quarzphyllite bis Glimmerschiefer und südlich davon Epidot-Albitgneise auf, der südliche Hauptteil der Mulde wird durch quarzitische Gesteine und saure tuffitische Gneise (P. RAASE, 1972), auch Geröllgneise, zusammengesetzt.

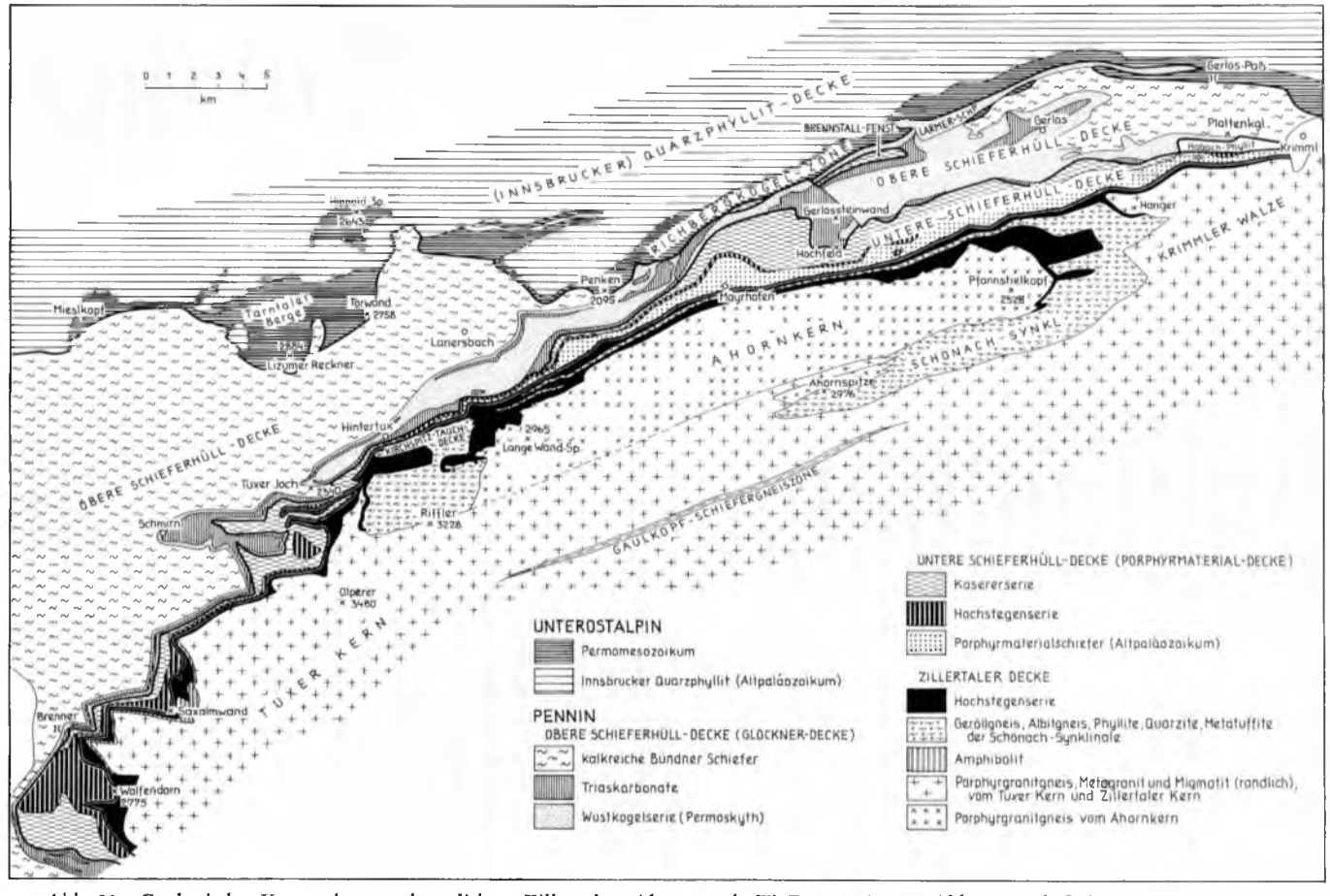


Abb. 20: Geologische Karte der nordwestlichen Zillertaler Alpen nach W Frisch (1974, Abb. 1) und O. Thiele (1974, Taf. 1).

Nur im Nordteil des Ahornkernes liegt der mesozoische autochthone Sedimentmantel in Hochstegenfazies-Entwicklung vor, der nach W. FRISCH (1974, S. 12) mit dem liassischen Hochstegenquarzit beginnt, Graphitquarzit, Schwarzphyllit und sandig-glimmerigen Kalk mitteljurassischen Alters enthält und im Hochstegenkalk des Hochsteg SW Mayrhofen ja durch den Perisphinctenfund und weitere neue Fossilbelege (siehe S. 22) gesichert Malm umfaßt.

Der sich im Norden über die Ahornwand legende Tuxer Lappen besteht neben Porphyrgranitgneis auch aus Augengneis und Metagranit sowie Amphiboliten. Die Sedimenthülle, die bis zum Wolfendorn als landschaftlich markanter Eckpfeiler am Westrand des Tuxer Kernes und weiter im Süden herum verfolgbar ist, umfaßt die gleiche Serie in Hochstegenfazies wie jene des Ahornkernes. Außerordentlich eindrucksvoll ist es nun, daß bei dem Vorstoß des Tuxer- bzw. Krimmler Lappens gegen Norden noch ein Teil des Inhaltes der Schönachmulde, bestehend aus Quarzphylliten, Glimmerschiefern und Arkosegneisen, mit eigener Hochstegenkalkhülle vorgeschleppt worden ist, wie die Verfolgung des Gneises von der Kirchspitze am Ausgang der Schönachmulde immer zwischen den beiden Hochstegenkalkzügen gegen Westen über Mayrhofen hinaus durch H. DIETIKER (1938, S. 101; Taf. 2) gezeigt hat: Diese Kirchspitzschuppe DIETIKERS hat nach W FRISCH (1974, S. 14; 1976, S. 386) den Charakter einer tauchenden parautochthonen Faltendecke, so daß man besser von Kirchspitz Tauchdecke (Synonym: Höllenstein-Tauchdecke nach ihrem westlichen Ende) sprechen könnte.

Erstaunlich ist die bunte Zusammensetzung der Zentralgneismasse des Zillertaler Kernes aus verschiedenartigen Gesteinstypen: Sorgfältige Untersuchungen im Westteil des Zillertaler Kernes durch G. MORTEANI (1971), E. PROSSER (1975) u. a., im Mittelabschnitt durch P. RAASE (1972; 1976) und im Ostteil bis hinüber zur Reichenspitze durch M. RAITH (1971) haben Aufbau, Kristallisationsgeschichte und Metamorphoseablauf dieser Zentralgneistypen klargelegt. Mehrere Züge von Metatonaliten, Migmatiten, Augengneisen, Augen- und Flasergneisen, Metagraniten, porphyrischen und feinkörnigen Gneisen etc. sind auch kartenmäßig erfaßt. Eine weitere schmale Muldenzone, die aus Schiefergneisen bestehende Gaulkopfmulde, wurde nördlich der Greinermulde vorgefunden.

D. KLEMM et al. (1975, S. 14), E. PROSSER (1975, S. 9 ff.) und B. LAMMERER et al. (1976, S. 442) sehen im Zillertaler Zentralgneiskern einen anatektisch gebildeten Intrusivkörper mit basischen Einschlüssen, die Restite und Xenolithe darstellen. Diese Intrusion hat sich in eine vom Alkaligranit über Tonalit und Diorit bis zum Gabbro reichende Reihe differenziert. Die Intrusiva stecken zwischen Gneisserien, sind selbst noch metamorph überprägt und samt den Gneiszügen steilgestellt.

Ebenfalls bedeutend ist der Fortschritt in der tektonischen Auflösung der Schieferhülldecken, die diesem System der Zentralgneiskerne und ihrer autochthonen bis parautochthonen Hülle fernüberschoben auflagern. Während die Verhältnisse am Südrand der Gneismasse noch einer Neubearbeitung bedürfen, kann die Nordrandsituation als weitgehend geklärt gelten. Es hat sich gezeigt, daß man auch hier wie im übrigen Raum des Tauernfensters mit zwei großen Schieferhülldecken zu rechnen hat, wie vom Verfasser seit 1961 c, besonders in der „Ostalpensynthese" (1963 a, S. 116 ff., Taf. 4) dargelegt worden ist: Die tektonische Selbständigkeit einer damals als Untere Schieferhülldecke bezeichneten Einheit war begründet im Auftreten des

Paläozoikums in der „Porphyroidmaterialschieferschuppe" von O. THIELE (1951, S. 3) über dem malmischen Hochstegenkalk im Abschnitt zwischen Krimml und Mayrhofen, und sie war begründet durch die mehrfache Wiederholung dieses zerschuppten Hochstegenkalksystems im Westabschnitt bis hinüber zum Wolfendornprofil (1963 a, Taf. 5), wo die tektonische Wiederholung über dem Zentralgneis auffällig wird (W FRISCH, 1975 a). Die damals noch unsichere Zuordnung der mit den Hochstegenkalken der Unteren Schieferhülldecke verbundenen schiefrigen Serien zu den als (jung-) paläozoisch erachteten Greiner Schiefern oder zu mesozoischen Bündner Schiefern, ist hier inzwischen durch W FRISCH (1968; 1974; 1975 a) in letztgenanntem Sinne entschieden worden. Die Obere Schieferhülldecke darüber konnte ebenfalls bereits damals in diesem westlichsten Abschnitt beim Wolfendorn gut abgetrennt werden, weil sie über der Hochstegenkalkentwicklung der Unteren Schieferhülldecke mit einer sehr bezeichnenden und daher leicht erfaßbaren Permotriasserie einsetzt. Die überraschende Tatsache, daß diese Permotrias der Oberen Schieferhülldecke gegen Osten hin sich durch Stirnfaltenbildung abgerollt verdoppelt und daher auch noch bis jüngst dem Unterostalpin zugeordnete Züge im Raum Gschößwand-Gerlossteinwand etc. umfaßt, hat O. THIELE (1967; 1970) auf der ganzen Strecke erkannt, nachdem diese Faltenstruktur und die verkehrte Serie bereits in einzelnen Abschnitten durch E. KRISTAN-TOLLMANN (1962, S. 220) und F. KARL & O. SCHMIDEGG (1964, S. 10) erfaßt worden ist. Das Grundprinzip von zwei großen Decken der Schieferhülle über dem autochthonen Unterbau wurde durch die jüngsten Arbeiten, besonders durch W FRISCH (1974–1976), bestätigt, der die Untere Schieferhülldecke mit dem (jüngeren) Synonym Wolfendorndecke, die Obere Schieferhülldecke als Glocknerdecke bezeichnete.

Zur Schichtfolge der Unteren Schieferhülldecke ist noch folgendes hinzuzufügen. Die „Porphyrmaterialschiefer" OHNESORGES umfassen Grauwackengneise, Arkosen und auch Porphyroide. Sie gelten als altpaläozoisch. Die Permotrias ist in der penninischen Entwicklung dieser Einheit mit Permoskyth-Quarziten und mitteltriadischem Kalk- und Dolomitmarmor vertreten, während sie ja in der autochthonen Hülle des Zentralgneises hier fehlt. Im Hochstegenquarzit und den begleitenden Phylliten im Liegenden des Hochstegenkalkes liegt in der Unteren Schieferhülldecke offenbar tieferer Jura vor (W FRISCH, 1975 a). Über dem Hochstegenkalk folgt in dieser Einheit durch Übergang verbunden die Kasererserie (O. THIELE, 1970, S. 230) mit Schwarzphylliten, kalkigen Phylliten, Karbonatquarziten und Brekzien. Die Kasererserie wird demnach von mehreren Autoren nach ihrer Lithologie zu Recht mit der Brennkogelserie im mittleren Tauerngebiet verglichen, was auch deckenstockwerkmäßig übereinstimmt, da beide miteinander verglichenen Einheiten dem Stockwerk der Unteren Schieferhülldecke (Rotewand-Decke) angehören – allerdings muß man berücksichtigen, daß die Brennkogelserie der Typlokalität unmittelbar über der Trias sicherlich mit dem Schwerpunkt im Jura liegt, während sie hier über dem Hochstegenkalk wohl in die Unterkreide einzureihen ist.

Die Obere Schieferhülldecke setzt im Nordabschnitt des westlichen Tauernfensters nach ihrer tektonischen Unterdrückung durch die Tauernnordrandstörung vor den weit vorstoßenden Gneiswalzen der Sulzbach- und Habachzungen und ihrer paläozoischen Schieferhülle erst wieder im Raum beiderseits von Krimml gegen Westen hin ein, bleibt im Bereich der Gerlos und bis südlich vom Penken bei Mayrhofen relativ

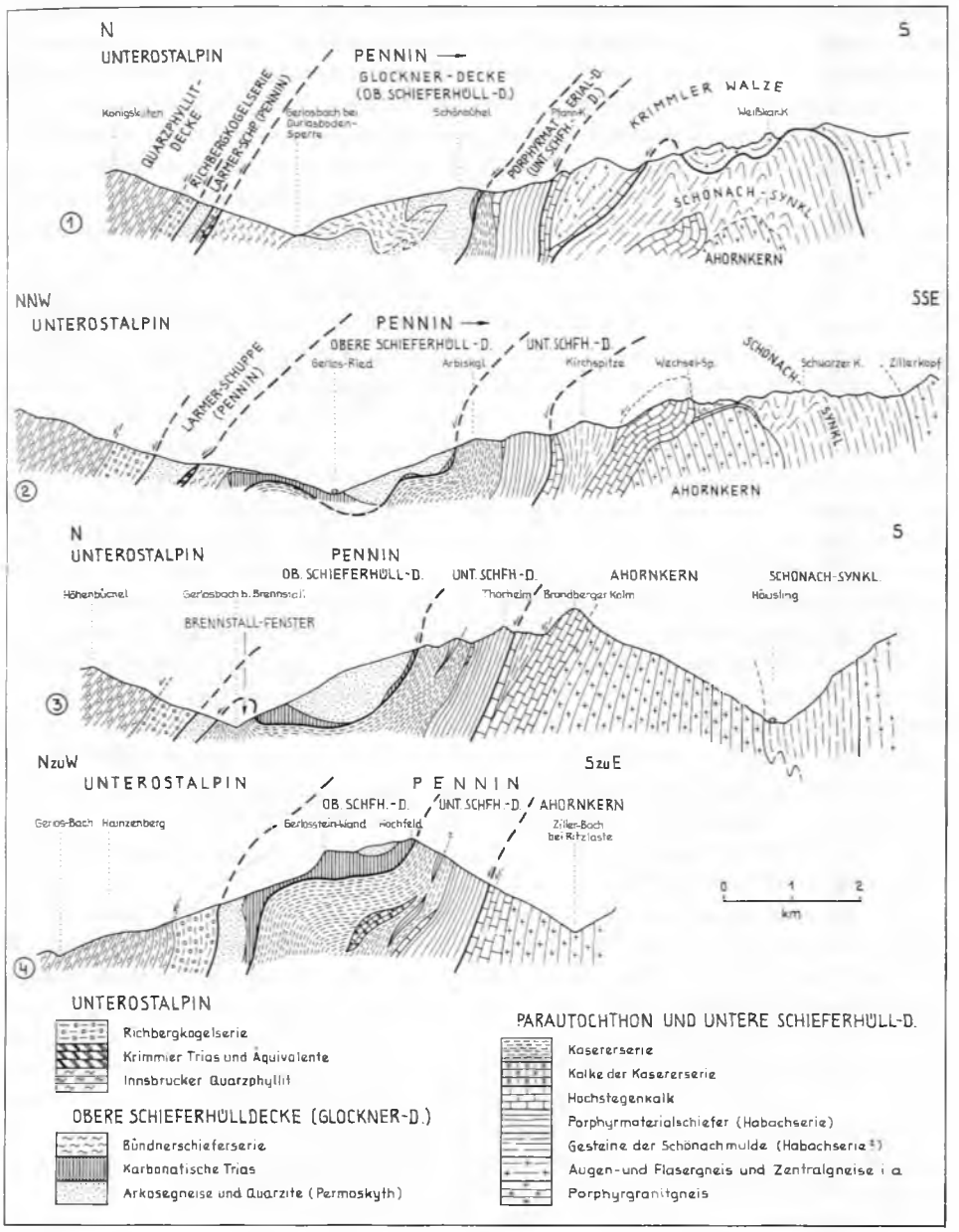


Abb. 21: Profilserie durch den Nordrand des Penninikums im Abschnitt der Gerlos nach O. THIELE (1974, Taf. 2).

schmal, um sich dann gegen Westen hin rasch zu verbreitern und südlich der unterostalpinen Tarntaler Berge mit mächtigen monotonen Serien gegen Westen hin in breiter Front entlang der Brenner-Silltallinie unter den ostalpinen Rahmen abzutauchen. Im Gerlosgebiet und im Gebiet der Gschößwand-Sauwand ist die Obere Schieferhülldecke auf Grund der neuen regionalen Verbindung, die O. THIELE (1970, S. 239) gezogen hatte, um ein Beträchtliches auf Kosten des bisherigen Unterostalpin vergrößert worden. Die Struktur dieser Decke zeigt auf der Strecke von Krimml im Osten bis hinüber in die Region des Brenner im Bereich der hier in der Decke basal mitgeführten Permotrias eine liegende Großfalte. Als ältestes Gestein tritt im Kern der Riesenfaltenstruktur im Gerlosgebiet grauer Arkosegneis bis Glimmerschiefer auf, der nach O. THIELE (1974, S. 63) eventuell auch älteres Paläozoikum darstellen soll (vielleicht aber bereits dem Alpinen Verrukano zurechenbar ist). Dann ist der Faltenkern durch das detritische Permoskyth gekennzeichnet, die karbonatische Mitteltrias ist besonders im verkehrten Schenkel enthalten, während sie im aufrechten Schenkel stets weitgehend bis extrem reduziert ist – am ehesten nach dem Prinzip der leg fault tektonisch zu erklären. Die Großfaltenstruktur ist zuerst, wie erwähnt, im Abschnitt Gschößwand-Sauwand (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962) erfaßt worden, damals der herrschenden Meinung nach allerdings noch zum Unterostalpin gestellt. Es ist für diese penninische Trias bezeichnend, daß sie in jener Studie in allen Einzelheiten auf Grund der lithologischen Analogie aus dem Vergleich mit der unterostalpinen Radstädter Trias altersmäßig gegliedert werden konnte, so daß der verkehrte Schenkel durch die verkehrte Serie mit permischem Alpinem Verrukano (Arkosegneis und Phengitschiefer), darunter Skythquarzit, Anisbasisrauhwacke, Aniskalk mit Crinoiden und Mitteltriasdolomit, eindeutig belegbar war. Im Hangenden der karbonatischen Mitteltrias ist Obertrias in Bunter Keuperfazies nicht erfaßbar, sondern es folgt darüber sogleich die Bündner Schiefer-Masse in Glocknerfazies, zutiefst noch mit kalkfreien oder kalkarmen Schwarzphylliten, dann mächtigen Kalkglimmerschiefern mit Grünschiefern und zuoberst wiederum kalkarmen Schiefern mit Karbonatquarziten und Quarziten (O. THIELE, 1974, S. 66), wobei der erstgenannten Gruppe etwa liassisches Alter, der mittleren Etage höherjurassisches und der letztgenannten etwa kretazisches Alter zukäme (W FRISCH, 1974, S. 14).

Die weite Unterlagerung der Oberen Schieferhülldecke durch die Untere ist im Gerlosgebiet noch durch das Brennstallfenster (O. THIELE, 1974) 5 km SE Zell am Ziller belegt. Im Hangenden des Pennins tritt hier noch eine eigene Schuppe aus Alpinem Verrukano, Skythquarzit und Triaskarbonatresten, die sogenannte Larmerschuppe, auf, deren Zuordnung ebenso wie jene der Krimmler Trias zum Pennin oder Unterostalpin diskutiert wird. Erst mit der brekzienreichen Richbergkogelserie nördlich der Gerlos, mit dem Penken westlich von Mayrhofen und den Tarntaler Bergen haben wir das unterostalpine System in seinem mesozoischen Anteil erreicht, an den sich dann die ausgedehnte Masse der unterostalpinen paläozoischen Innsbrucker Quarzphyllite im Norden als Rahmen des westlichen Tauernpennins anschließt – Abb. 21.

Die Südwestseite der Tuxer und Zillertaler Alpen östlich der Eisack über das Pfitschtal hinüber zum Ahrntal zeigt in ebenso grandioser Weise den Überschiebungsbau der Schieferhüllmasse über dem Zentralgneisstockwerk und dessen autochthoner Sedimentgesteinshülle. Während aber auch hier die Obere Schieferhülldecke präzise erfaßt ist, fehlt zur endgültigen Klärung des Ausmaßes des Zurückreichens der

Unteren Schieferhülldecke gegen Süden noch eine neuerliche Bearbeitung. O. THIELE (1974, S. 70) gibt der Unteren Schieferhülldecke (Porphyrmaterialdecke) im westlichen Tauernfenster nur 15 km Schubweite, wurzelt sie also noch am Rücken des Zentralgneiskörpers ein, welche Auffassung auch W FRISCH (1974–1976) teilt. Die Frage eines weiteren Zurückreichens nach Süden ist aber noch durchaus offen.

Die letzte Aufnahme auf italienischer Seite, zusammengefaßt auf der mit Erläuterungstext versehenen geologischen Karte 1 : 100.000, Blatt Brenner und Brixen (Brennero-Bressanone) unter der Leitung von G. DAL PIAZ (1969) bzw. P. BAGGIO et al. (1969), zeigt bisher folgende Verhältnisse: Der Tuxer Kern taucht mit der Wildseewalze, wie

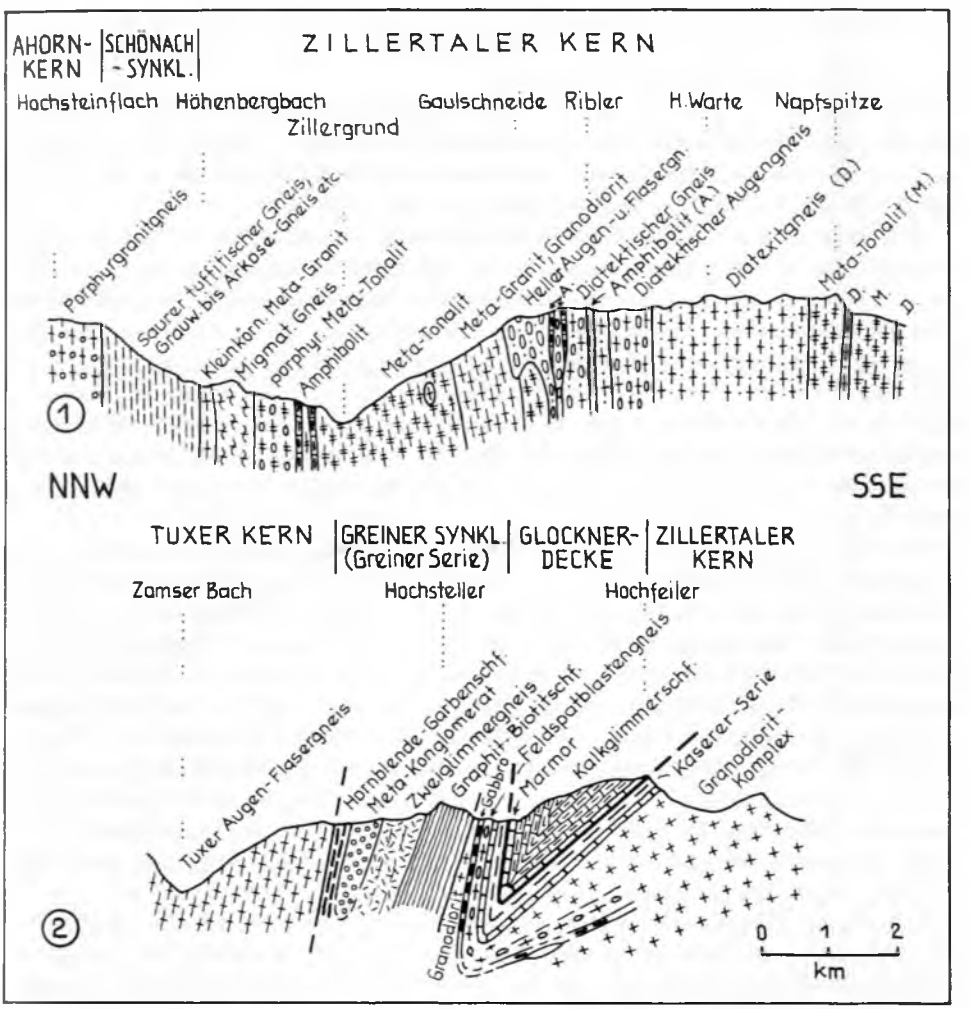


Abb. 22: Profil durch die Zillertaler Alpen im Bereich des Zillergrundes nach P. RAASE (1972, Beil. 2) und B. LAMMERER et al. (1976, Abb. 7), um die Vielfalt der Zentralgneistypen und die Serie der Greinermulde zu zeigen.

man die südwestliche Zunge, die unter den Wolfendorn einschießt, bezeichnen könnte, nördlich vom Pfitschtal gegen SW ab. Der Zillertaler Kern endet im Südwesten mit der Hochfeilerwalze ganz analog. Auf seiner Südseite sind streckenweise unter der Wucht der darüberhinwegbewegten Decken lange gegen Westen ausspitzende Zentralgneisspäne abgezogen worden, die mit dem Hauptkörper noch zusammenhängen: So ein westlicherer Keil beim Lappacher Jöchel im Lappachtal (Lappachzunge) und ein östlicherer Keil bei St. Martin im Ahrntal (St. Martiner Zunge). Wiederum sind die Gneiskörper und die in der Greinermulde östlich vom Pfitscher Joch dazwischen weithin eingefalteten paläozoischen Schieferhüllanteile extrem eingeengt und zeigen saigere Stellung (Abb. 22). An der Nord- und Südgrenze des Zillertaler Gneislappens sowie an der Nordgrenze der Greinerschieferzunge finden sich nach R. Lammerer et al. (1976, S. 439) noch jüngere, saiger stehende bedeutende Störungen mit 1–2 km Sprunghöhe, an denen jeweils die Südscholle abgesenkt worden ist.

Über den Zentralgneiskernen folgt als zugehöriger sedimentärer Saum zunächst die Zone der autochthonen Hochstegenserie. In den erwähnten italienischen Arbeiten wird diese tiefste tektonische Einheit unter der Bezeichnung „Ricoprimento del Tux-Gran Veneziano" zusammengefaßt.

Die Existenz einer Unteren Schieferhülldecke auch über dem SW-Teil der Zillertaler Gneisdecke wird, wie erwähnt, verschieden beurteilt. Die italienischen Geologen zeichnen die von ihnen als metamorphes Permokarbon betrachteten Greinerschiefer deckenförmig über der mesozoischen Hochstegenkalkzone überschoben als „Ricoprimento del Greiner" In den neuen deutschen Arbeiten hingegen (D. Klemm et al., 1975, S. 14; W. Lammerer et al., 1976, S. 439) wird die Greinerschieferserie als Bestandteil der unterlagernden Zillertaler Einheit aufgefaßt, als deren paläozoisches, injiziertes, alpidisch metamorph gewordenes Dach betrachtet, und wird nur im Abschnitt des Hochfeiler sowie im Bereich Nevesstausee-Eisbrüggljoch das auflagernde höhere penninische Deckensystem verzeichnet.

Die Greinerschieferserie hat in der letztgenannten Untersuchung eine eingehende Analyse erfahren. Als Ausgangsmaterial lag eine vulkanogen-sedimentäre Serie aus Grauwacken, Peliten samt bituminösen Tonschiefern, Glimmersanden, Konglomeraten mit Einschaltungen von Tuffen, Tuffiten und basischen wie ultrabasischen Ergüssen vor. In metamorphem Kleid präsentiert sich heute eine Serie aus Gneisen, Glimmerschiefern, Hornblendegarbenschiefern, Graphitschiefern, Amphiboliten und Serpentiniten. Die Metamorphose hat die Disthen-(Staurolith-)Muskowit-Subfazies der Amphibolitfazies erreicht. Die umfangreichen Untersuchungen zur geochemischen Charakterisierung der einzelnen Glieder – besonders der Amphibolite – der Greinerschieferserie mittels Spurenelemente durch die genannte Forschergruppe (vgl. auch K. Weber-Dieffenbach, 1976) hat zwar keine geochemische Korrelation an einzelnen Schichtgliedern ermöglicht, wohl aber die Erfassung charakteristischer Serien gefördert.

Die oberste Haupteinheit, die Decke der Oberen Schieferhülle, in den italienischen Arbeiten als „ricoprimento del calcescisti" bezeichnet, setzt wiederum mit der gut erfaßbaren Permotriasabfolge ein und enthält wie gewohnt die großen Massen der Kalkglimmerschiefer und Ophiolithe, die gegen Süden bis zur Matreier Zone bei Pfunders (Fundres) bzw. der Plattenspitz-Nordseite reichen. Im Unteren Pfitschtal scheint bei Arco-Tulve nochmals Untere Schieferhülldecke aufzutauchen, auf der Weiß-

spitze nördlich davon hingegen liegt noch ein Deckschollenrest des Unterostalpins mit Permotrias-Sedimenten (A. Tollmann, 1963 a, Taf. 5; P. Baggio & C. Friz, 1964). Die Verhältnisse hier im Südwestteil des Tauernfensters waren demnach bereits durch G. Dal Piaz (1934, Taf. 10) in großen Zügen ganz zutreffend dargestellt worden. Durch den Zusammenhang der Hauptelemente mit dem nun ebenfalls im Detail bekannten Nordteil, durch den beispielgebend schönen landschaftlichen Eindruck des Abtauchens dieser Schieferhülldecken im Westen an der Brennerlinie unter die höheren ostalpinen Einheiten kommt der großzügige, weithin mit gleichen Leitlinien anhaltende Deckenbau im westlichen Tauernfenster in grandioser Weise zum Ausdruck.

h) Lagerstätten

Unter den wirtschaftlich – mit Ausnahme der Scheelitvorkommen – heute durchaus unbedeutenden Erzlagerstätten des Tauern-Pennins nehmen die Goldquarzgänge zufolge ihrer einstigen, bis in die Vorgeschichte zurückgehenden Bedeutung einen besonderen Platz ein. Die Vererzung des Tauerngebietes erfolgte wie jene der übrigen Abschnitte der Ostalpen keineswegs in einem Guß, keineswegs etwa nur alpidisch, sondern wir begegnen voralpidischen wie alpidischen, syngenetischen wie epigenetischen Lagerstätten, über die im folgenden in aller Kürze Überblick geboten werden soll.

α) Voralpidische altpaläozoische syngenetische geosynklinale Lagerstätten

Die Scheelitlagerstätte von Mittersill im Felbertal in Salzburg kann als Musterbeispiel für eine auf Grund theoretischer Überlegungen planmäßig aufgespürte Lagerstätte gelten. A. Maucher (München) hatte 1965 erkannt, daß Wolfram-Mineralien, besonders Scheelit, genetisch an die Sb-Hg-Formation gebunden sind, welche meist schichtgebunden in altpaläozoischen Serien einstiger Geosynklinalen auftritt. Die Überprüfung der Scheelitlagerstätte Tux in der unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllitdecke bestätigte diese Hypothese für die Ostalpen (R. Höll & A. Maucher, 1967). Daraufhin führte R. Höll eine gezielte Scheelitprospektion mit der UV-Lampe, Waschpfanne und lichtdichtem Tuch in der altpaläozoischen Habachserie westlich der Glocknerdepression durch, die am 6. August 1967 zur Entdeckung der Lagerstätte von Weltbedeutung am Westhang des Brentling im Felbertal führte (R. Höll, 1970, S. 188 f.) – obgleich frühere Prospektionen in diesem Raum negativ verlaufen waren (K. Vohryzka, 1968 b, S. 453).

Die erzführende Serie der Lagerstätte Felbertal umfaßt Hornblendeschiefer, Quarzite und Biotit-Albitgneis. Die Scheelitvererzung bildet darin im großen schichtgebundene, unregelmäßig umgrenzte, 40–50 m breite und 100–150 m lange, bis maximal 25 m mächtige Körper, die bei einem W–E-Streichen der nordfallenden Serie beiderseits des oberen Felbertales SW und SE vom Tauernhaus-Spital, vom Brentling gegen NW absteigend, hinziehen. Durch Bohrungen ist bisher eine Stockwerkshöhe der Lagerstätte von 1340 m bekannt, so daß wir eines der größten bekannten Scheelitvorkommen der Welt vor uns haben. Die Erzvorräte werden auf 2,459.000 t mit zirka 0,7 % WO_3 geschätzt. (Vgl. österreichischer Bedarf: bisher Einfuhr von rund 2000 t Wolframerz pro

Jahr.) Nach den bisherigen Vorarbeiten wird der Versuchsabbau im Felbertal im Sommer 1977 beginnen, wobei zunächst ein Abbau von 150.000 t/Jahr geplant ist, der in den ersten Jahren auf 250.000 t/Jahr gesteigert werden wird (W Spross, 1975, S. 355 ff.), so daß hierdurch 10 % des westeuropäischen Wolframbedarfes gedeckt werden.

Eine monographische Darstellung dieser Lagerstätte (R. Höll, 1975) und einen Überblick über die weiteren Scheelitvorkommen in den Tauern und in Österreich gaben R. Höll (1970, S. 192, Abb. 1; 1971, S. 273 ff.) und W Frisch (1973, S. 3 ff.), welcher die Deutung der Scheelitvorkommen in der paläozoischen Schieferhülle der westlichen Tauern als exhalativ-synsedimentär bestätigt, auch die Bindung an submarine basische Effusivgesteine hervorhebt, aber die im Felbertal ebenfalls durch Scheelit vererzten „quarzitischen Gesteine" nicht als metamorphen Chert, sondern als metamorphen intermediären bis sauren Tuff bis Tuffit deutet.

Die Bleiglanz Zinkblende-Flußspatlagerstätte der Achselalpe im Hollersbachtal stellt den zweiten Typus syngenetischer altpaläozoischer Vererzungen in der Unteren Schieferhülle der Tauern dar. Der seit dem Mittelalter mit Unterbrechungen betriebene Bergbau ist seit 1929 (bzw. 1942) eingestellt. Nach der älteren Studie von H. Leitmeier (1936) haben nun H. Kreis & H. Unger (1971, S. 40 ff.) die Lagerstätte monographisch bearbeitet, dabei die Vererzung als Lagervererzung, dem Nebengestein schichtparallel eingeschaltet erkannt, die Verknüpfung mit den Grünschiefern der Habachserie betont und hieraus sowie aus der paragenetischen Zusammensetzung des Erzes sich für eine synsedimentäre Entstehung ausgesprochen. An Erzmineralien treten Zinkblende (besonders Honigblende), Bleiglanz, Flußspat, sehr selten auch Kupferkies, Pyrit und Arsenkies auf.

β) Jungpaläozoische Kontaktlagerstätten

Eine Lagerstätte besonderer Art stellt die altberühmte Smaragd-Fundstätte in den Biotitschiefern der altpaläozoischen Habachserie in der Leckbachrinne in 2250 m Seehöhe 100 m SW unterhalb der Leckbachscharte 9 km SE Neukirchen/Gr. Venediger, hart am Südrand des Zentralgneises der Habachzunge, dar. Nach der Deutung von E. Weinschenk (1896, S. 493) und H. Leitmeier (1937, S. 256; 1938, S. 5) stellt dieses Vorkommen eine Bildung am Kontakt der Unteren Schieferhülle mit dem Zentralgranit dar, aus dem die Beryllium-Zufuhr abgeleitet wird. Demnach käme der Lagerstätte jungvariszisches Alter zu. H. Leitmeier hat 1937 diesem Smaragdvorkommen eine monographische Studie gewidmet.

In den Jahren von 1860 bis etwa 1875 und 1896–1906 ging hier sogar ein hochalpiner Bergbau auf Smaragd um, der vielleicht schon einen Vorläufer vor der wissenschaftlichen Entdeckung des Vorkommens im Jahre 1797 hatte (H. Meixner, 1974, S. 509). In der Gegenwart bildet die Stätte einen Tummelplatz der (Mode-)Sammler (K. Weisbach, 1971).

γ) Alpidische syngenetische geosynklinale Kieslager

Kieslager dieser Art, an Grünschiefer gebunden, stellen sich im Bereich des Pennins der Tauern in großer Zahl ein. Nach O. Friedrich (1936 b, S. 142 f.; 1953 a, S. 385; Kt.), der diesen Lagerstättentypus noch unter den hydrothermalen Bildungen besprochen hatte,

treten diese Erzlagerstätten besonders dicht im Bereich des nördlichen Rahmens der Tauern zwischen Großarltal, Rauristal und dem Pinzgau auf, ferner im Mölltal und in der Südrandzone der Tauern einschließlich Matreier Zone, mit Großfragant in der Sadniggruppe als bedeutendstem Vertreter dieses Typus in Kärnten. Heute wissen wir, besonders nach der Bearbeitung der Großfraganter Kupfer- und Schwefelkiesellagerstätte durch S. Prey (1962, S. 196), daß auch dieser Typus eine syngenetische Bildung in engster Beziehung zu submarinen Exhalationen ophiolithischer Magmen darstellt: Die Bindung an basische, heute metamorphe grüne Gesteine, und zwar Lavadecken und Tuffe, ist evident (Ch. Exner, 1964, S. 147). Die damit verbundenen, ebenfalls vererzten Kalkglimmerschiefer sind nach S. Prey (l. c.) ebenso wie nach J. Wiebols (1949, S. 47), der die analogen Lagerstätten im hinteren Großarltal untersucht hatte, synsedimentär imprägniert. Altersmäßig sind diese Vererzungen demnach in den Jura (bis in die tiefere Kreide) zu stellen. Die Erzminerale dieses Lagerstättentypus sind vorwiegend Pyrit, Kupferkies, edle Silbererze und Bleispießglanz. In den basalen Gesteinslagen kommt es zur Magnetitanreicherung, ferner zum Auftreten von Pentlandit und Titanmineralien wie Ilmenit, Rutil und Titanit (O. Friedrich, 1953 a, S. 385; 1968 b, S. 65).

Erzlager wie Nebengestein haben im penninischen System die alpidische Metamorphose mitgemacht, die gelegentlich bis an die Grenze der Mesozone führte. Deshalb wird bei diesen Lagerstätten – eigentlich nicht richtig der ursprünglichen Bedeutung entsprechend – auch von metamorphen Kieslagerstätten gesprochen. Bei starker Metamorphose-Einwirkung kam es bei solchen Lagerstätten bis zur Skarn-Bildung, wie G. Hiessleitner (1950, S. 135) anhand der Magnetitlagerstätte Dabernitzkogel 12 km NW Matrei/Osttirol gezeigt hat. Dort erscheint innerhalb der nachtriadischen Kalkglimmerschiefer, die von Prasiniten begleitet sind, eine vorwiegend konkordant auftretende, 1–4 m mächtige Quarz-Granat-Magnetitskarn-Masse mit spärlich Eisen- und Kupfersulfiden sowie Eisenkarbonaten.

δ) Alpidische pneumatolytisch-hydrothermale Gangvererzungen

Die Goldlagerstätten vom Typus Schellgaden sind nach O. Friedrich (1935 a, S. 59; 1953 a, S. 377 f.) unter den pneumatolytisch-hydrothermalen Übergangslagerstätten einzuordnen. Trotzdem sind die linsigen Lagergänge parallel der Schieferung des Nebengesteins eingelagert. Sie treten gehäuft am Ostrand der Storzdecke bzw. der Gasteiner Decke von Muhr im Norden bis N Spittal/Drau im Süden nahe dem Oberrand dieser Gneisdecken auf (Ch. Exner, 1953 a, Abb. 1): Die Lagerstätten Muhr-Bloßeck, Schulterbau, Stübelbau bei Schellgaden (O. Friedrich & K. Matz, 1939), Feistritz-Maltaberg, Dornbach etc. gehören hierher. In den aus Quarz und Karbonaten bestehenden Gängen tritt das Gold teils als Freigold, teils gemeinsam mit Silber in den Sulfiden Pyrit, Magnetkies, Kupferkies und Bleiglanz auf. Häufig gesellt sich Turmalin und Scheelit der Gangart hinzu. Aus Schellgaden ist der Goldbergbau seit 1354 belegt, erlebte zu Ende des 16. Jahrhunderts seinen Höhepunkt und hielt mit Unterbrechungen bis zum Jahr 1900 an.

Eine weit zurückreichende Geschichte hat die Beschürfung der unter der Bezeichnung „Tauerngoldgänge" bekannten goldführenden Arsenkies-Quarzgänge im Ankogel-Sonnblickgebiet hinter sich, wo zahlreiche aufgelassene Stollen

im Zentralgneis von dem einst so hoch in das alpine Gebiet vordringenden Bergbau künden. Vor rund 4000 Jahren wurde das Gold in den Tauern entdeckt. Die Anfänge des Goldbergbaues liegen zufolge zu spärlicher Funde im Dunkeln. Über den Goldbergbau der Kelten und Römer liegen uns in den Schriften des griechischen Historikers POLYBIUS, überliefert von STRABO, Zeugnisse vor, der über die ergiebigen Funde in den Norischen Alpen nördlich von Aquileia berichtet hat, welche einen ersten Goldrausch um das Jahr 130 v. Chr. in Italien bewirkt hatten (F. ERTL, 1975, S. 6). Ab 717 n. Chr. gibt es Belege über die Bergbaue Naßfeld und Radhausberg. Die erste mittelalterliche Blütezeit währte von 1300 bis 1385, in welcher Zeit man mit einer jährlichen Ausbeute von 50 kg Gold rechnen kann. Die zweite Blüte des Tauerngoldbergbaues reichte vom späten 15. Jahrhundert bis zum beginnenden 17 Jahrhundert. Zu Beginn dieser Periode mögen nach den allerdings sehr stark schwankenden Schätzungen im Mittel jährlich 2600 kg Gold gewonnen worden sein (F. POŠEPNÝ 1880; E. FUGGER, 1881; R. CANAVAL, 1897, 1920/1933; F. FLORENTIN, 1937; H. v. ZIMBURG, 1948; B. DAMM & W SIMON, 1966; G. MUTSCHLECHNER, 1967; F. STRAUSS, 1967; H. MEIXNER, 1974; F. ERTL, 1975). Die hochgelegenen Stollen kamen mit dem Eisvorstoß ab dem Ende des 16. Jahrhunderts mehr und mehr unter die vorrückende Eisdecke zu liegen. Das Beispiel des Bartholomeistollen am Rauriser Goldberg zeigt, daß der Stollen noch bei 20 m Eisbedeckung weiter befahren wurde, später aber doch aufgegeben werden mußte. Die Eisdicke erreichte über letztgenanntem Stollen zu Ende des 18. Jahrhunderts 100 m Mächtigkeit, und erst heute ist das Mundloch wieder freigegeben. Die letzten Versuche der Goldgewinnung wurden am Radhausberg bei Gastein bis 1926 fortgesetzt und nochmals im Zweiten Weltkrieg kurz aufgenommen.

Die Bergbaue gruppieren sich in sechs Reviere: 1. Goldzeche/Fleiß-Ritterkarkopf/Rauris; 2. Zirknitz-Sonnblick; 3. Hoher Goldberg/Rauris; 4. Siglitz-Pochart-Erzwieser Ganggebiet im Naßfeld; 5. Radhausberg/SW Böckstein bei Gastein und 6. Brennkogel/Glockner. Die Gesamtlänge der alten Stollen beträgt nach K. IMHOF (1936) 133 km.

Die oft weithin quer durchgreifenden Goldquarzgänge setzen auch aus dem Zentralgneis in die Schieferhüllgesteine über, der Hauptteil der Goldquarzgänge liegt aber im Bereich des Zentralgneises. Durch diskordante Lagerung ist ein jungalpidisches Alter, jedenfalls jünger als die Hauptorogenese, belegt (CH. EXNER, 1957 a, S. 142 f.). In der Erzführung ist von einer älteren Phase mit Arsenkies eine jüngere mit Ankerit, Kupferkies und Bleiglanz sowie eine Schlußphase mit Blei-Antimonspießglanz zu trennen (O. FRIEDRICH, 1953 a, S. 378). Das Freigold tritt in feinster, makroskopisch unsichtbarer Verteilung in einem allerdings hierfür typischen, fettig glänzenden, blaugrauen Quarz auf oder ist an die oben genannten Kiese gebunden. A. TORNQUIST (1933, S. 75 ff.) hat gezeigt, daß das Gold im Lauf der Vererzung eine Wanderung durch verschiedene Träger durchgeführt hat.

Die Arsenkieslagerstätte Rotgülden im oberen Murtal wird von O. FRIEDRICH (1934, S. 95 ff.; 1935 b, S. 1 ff.; 1953 a, S. 378; 1968 b, S. 88) den heißhydrothermalen alpidischen Lagerstätten zugeordnet. Die Vererzung liegt in den jurassischen Silbereckmarmoren der Silbereckmulde im Nordteil der Hafnergruppe (Profil CH. EXNER, 1963, S. 506, Abb. 2). Da in der obersten Position Edelmetall angereichert war, sind diese Lagerstätten ursprünglich durch Gold- und Silberschurfe genutzt worden. Ab dem Ende des 14. Jahrhunderts stand die Erzeugung von Arsenik („Hüttrauch")

und Rauschrot (Realgar) dieser bis 1884 abgebauten Arsenkieslagerstätten im Vordergrund (R. ALLESCH, 1959; F. STRAUSS, 1967; H. MEIXNER, 1974, S. 506). Die Lagerstätte Rotgülden führt neben Arsenkies noch Magnetkies, Freigold, Wismut und Wismutglanz. Weitere derartige Vorkommen reihen sich in genau der gleichen geologischen Position von Rotgülden an über die Schurfspitze 5 km SW Muhr und den oberen Lanischkessel mit dem einst bedeutenden, seit 1500 urkundlich gesicherten Hüttrauch-Bergbau Lanisch im obersten Katschtal (Pöllatal) gegen SE hin an (G. MUTSCHLECHNER, 1967, S. 154).

Ein beträchtlicher Teil des im späten Mittelalter hier erzeugten Arsenik wurde in Fässern nach Venedig, der Hauptverbrauchs- und Handelsstadt dieser Ware ausgeführt, der übrige Export erstreckte sich von Deutschland bis in außereuropäische Länder. Aber auch im Inland (Handelszentrum Linz) florierte der Absatz. Die Verwendung des Arsenik ist mannigfaltig: Dem Glas verleiht ein Arsenik-Zusatz Glanz und Reinheit, was bei der Glaserzeugung in Venedig, seit 1030 dort durch IBN SINA (AVICENNA) eingeführt, genützt worden ist. Arsenik fand ferner Verwendung als Arznei, als Gift (Rattengift, Giftmorde), in der Kosmetik und Farberzeugung (Schweinfurter Grün), vor allem aber als narkotische Droge: Besonders unter den Bergleuten und Gamsjägern fanden sich Arsenikesser, denen der Hüttrauch Kraft und angeblich Langlebigkeit vermittelte (R. ALLESCH, 1959, S. 163 ff., 200 ff.).

Schließlich ist unter den pegmatitisch-pneumolytischen Lagerstätten im Bereich der Hohen Tauern und Zillertaler Alpen noch der Lagerstättentypus Alpeinerscharte, eine Molybdänglanz-Vererzung in Aplit- und Quarzgängen im Zentralgranitgneis zu erwähnen, die weit verbreitet, aber durchwegs unergiebig ist, obgleich sie z. B. auf der Alpeinerscharte SW vom Olperer in den Zillertaler Alpen während des 2. Weltkrieges beschürft worden ist (O. FRIEDRICH, 1953 a, S. 377; K. VOHRYZKA, 1968 a, S. 45 f., H. MEIXNER, 1974, S. 508 f.).

i) Literatur zum Tauernfenster

K. ABRAHAM et al., 1974; D. ACKERMAND & P. HÖRMANN, 1973; D. ACKERMAND & G. MORTEANI, 1976; J. ALBER, 1976; R. ALLESCH, 1959; F. ANGEL & F. HERITSCH, 1931; F. ANGEL & R. STABER, 1952; G. ANGENHEISTER et al., 1972; P. BAGGIO, 1969; P BAGGIO, A. BOSELLINI et al., 1969; P. BAGGIO & G. d. VECCHI, 1965, 1970; P. BENEDICT, 1952; C. BESANG, W HARRE et al., 1968; A. BIANCHI et al., 1969; H. BOROWICKA, 1966; E. BRAUMÜLLER, 1939; E. BRAUMÜLLER & S. PREY, 1943; R. CANAVAL, 1897, 1920/33; E. CHRISTA, 1931; E. CLAR, 1953, 1965, 1973; R. CLIFF, R. NORRIS et al., 1971; O. CORNA, 1972; H. P. CORNELIUS, 1940; H. P. CORNELIUS & E. CLAR, 1935, 1939; B. DAMM & W SIMON, 1966; H. DIETIKER, 1938; V DIETRICH, 1976; V DIETRICH & U. FRANZ, 1976; H. DÜNNER, 1934; A. EGGER, 1954; W EHRISMANN et al., 1976; W ERNST, 1973; F. ERTL, 1975; CH. EXNER, 1939, 1941, 1944, 1949, 1952, 1953 a, b, 1954, 1957 a, b, 1962 a, 1963, 1964, 1967, 1971 a, b, 1974 a; F. FLORENTIN, 1937; H. FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB, 1972; W FRANK, 1966, 1969, 1972, 1976; G. FRASL, 1953, 1954, 1957, 1958, 1960; G. FRASL & W FRANK, 1964, 1966, 1969; O. FRIEDRICH, 1934, 1935 a, b, 1936 b, 1953 a, 1968 b; O. FRIEDRICH & K. MATZ, 1939; H. FRIEDRICHSEN & G. MORTEANI, 1977; W FRISCH, 1968, 1969, 1973, 1974, 1975 a, b, 1976 a, b, 1977; G. FUCHS, 1958, 1962 a; H. FÜCHTBAUER, 1959; E. FUGGER, 1881; H.-J. GÖTZE et al.,

1976; B. Hacquet, 1784; W. Heissel, 1951; G. Hiessleitner, 1950; V. Höck, 1969, 1970, 1974 a, b, 1976; S. Hoernes, 1973; S. Hoernes & H. Friedrichsen, 1974; R. Höll, 1970 a, 1971; R. Höll & A. Maucher, 1967; A. Hottinger, 1935; K. Imhof, 1936; E. Jäger, F. Karl & O. Schmidegg, 1969; F. Karl, 1959, 1960; F. Karl & O. Schmidegg, 1964; R. v. Klebelsberg, 1935, 1940; L. Kober, 1922 a, 1928, 1938; H. Kreis & H. Unger, 1971; E. Kristan-Tollmann, 1962; E. Kupka, 1953, 1956; R. Lambert, 1964, 1970; B. Lammerer, 1975; B. Lammerer et al., 1976; H. Leitmeier, 1936, 1937, 1938, 1955; B. Luckscheiter & G. Morteani, 1977; A. Matura, 1967; A. Maucher, 1965; A. Maucher & R. Höll, 1968; H. Meixner, 1974; Ch. Miller, 1974 b, 1976, 1977; H. Miller, 1977; G. Morteani, 1971; G. Morteani, H. Kreuzer & W Harre, 1977; H. Mostler, 1963, 1964 a; G. Mutschlechner, 1956, 1967, 1974; R. Oberhauser, 1964, 1968, 1973; E. Oxburgh, R. Lambert et al., 1966; E. Oxburgh & D. Turcotte, 1974; G. Dal Piaz, 1934, 1969; F. Pošepný, 1880; S. Prey, 1951, 1962, 1975; E. Prosser, 1975; P. Raase, 1972; P. Raase & G. Morteani, 1976; M. Raith, 1970, 1971; K. Redlich, 1931; B. Sander, 1911, 1921 a, 1929; M. Satir, 1974, 1975, 1976; H. Scharbert, 1954; O. Schmidegg, 1961; W J. Schmidt, 1950–1952; H. Schönlaub, W Frisch & G. Flajs, 1975; J. Schramm, 1977; R. Schwinner, 1951 a; W Senarclens-Grancy, 1972; E. Senftl & Ch. Exner, 1973; W Spross, 1975; M. Stark, 1912; R. Staub, 1924, 1958; F. Strauss, 1967; B. Studer, 1849, 1851; P. Termier, 1904 a; O. Thiele, 1951, 1967, 1970, 1974, 1976; A. Tollmann, 1961 c, 1962 a, 1963 a, 1965 a, b, 1966 a, 1968 b, 1975 a; A. Tornquist, 1933; R. Trümpy, 1970, 1972 a, 1973, 1975; K. Vohryzka, 1968; E. Weinschenk, 1894, 1896, 1903; K. Weisbach, 1971; E. H. Weiss, 1976; N. Weissenbach, 1973; J. Wiebols, 1949; A. Winkler, 1923, 1926 a; G. Woletz, 1963, 1967; H. v. Zimburg, 1948.

3. Das Unterengadiner Fenster

a) Die Position

Mitten im ostalpinen Deckenland zwischen Tauernfenster und dem freiliegenden penninischen Bündner Schiefer-Gebiet der Schweiz im Prätigau hat die Zusammenarbeit von Aufwölbung und Erosion im Unterengadin im Bereich des Inntales zwischen Prutz im NE und Ardez im SW im österreichisch-schweizerischen Grenzgebiet ein weiteres großes Fenster geschaffen, das einen Durchblick auf das unter dem ostalpinen Deckensystem hinziehende Penninikum bietet und so zur wichtigen Bestätigung der seit der Jahrhundertwende entwickelten Auffassung vom großzügigen Deckenbau der Ostalpen wird. Auf einer Länge von 55 km und einer Breite von 17 km stellt sich hier ein natürlicher Aufbruch des tektonischen Untergrundes ein (Abb. 23), 55 km vom Pennin des Prätigau und nur 25 km vom Tauernfenster entfernt.

Der ostalpine Kristallinrahmen des Fensters ist primär einheitlich gewesen. Er gehört zur Gänze dem Mittelostalpin an und trägt im Süden des Fensters in den Engadiner Dolomiten eine mächtige mesozoische Sedimentserie, die unter extremer

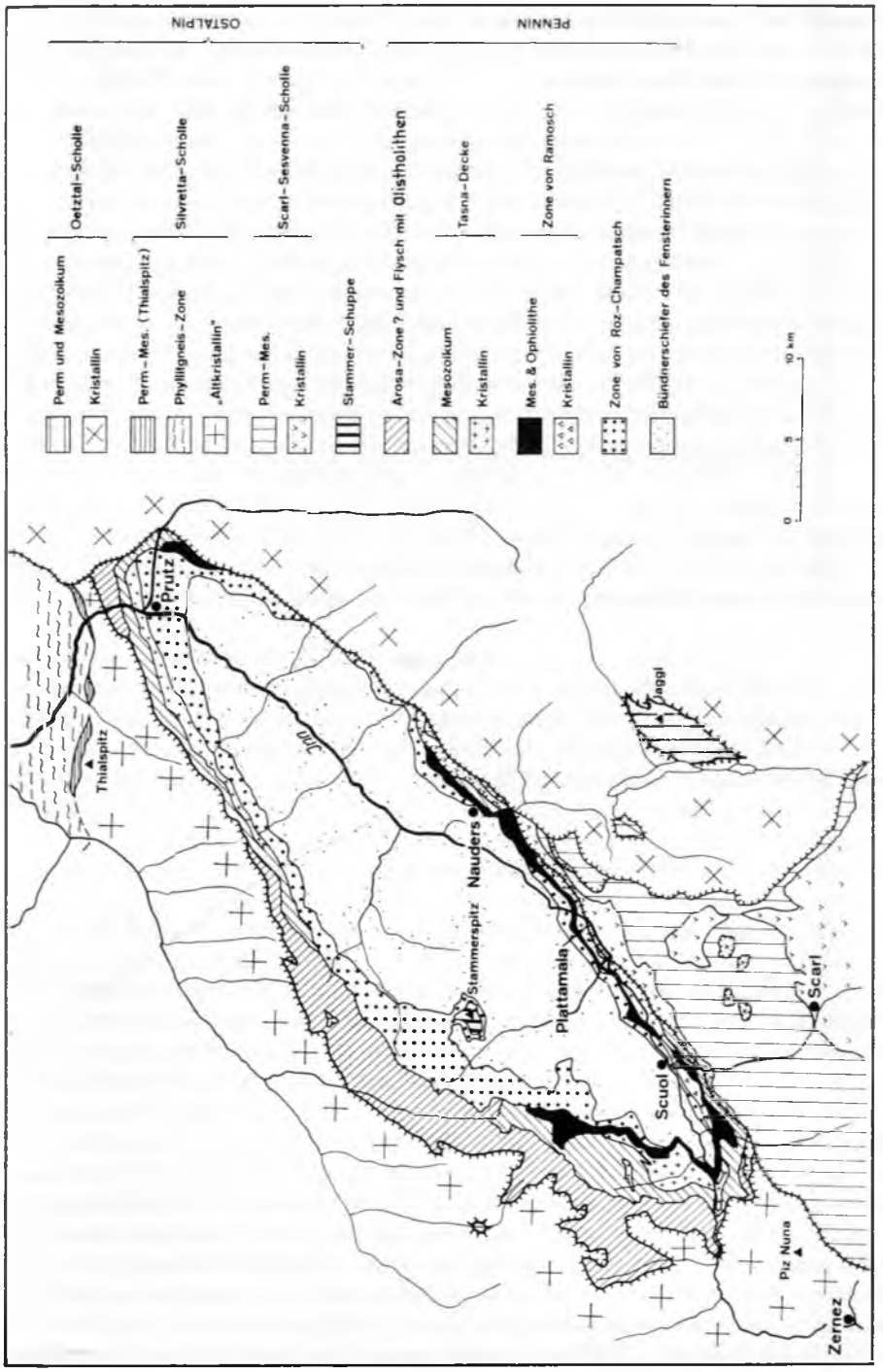


Abb. 23: Tektonische Skizze des Engadiner Fensters nach R. Trümpy (1972, Fig. 1); der Jaggl wurde hier als Fenster eingetragen, das Jamtalfenster hinzugefügt.

Ausdünnung des Kristallinsockels fast bis an den Fensterinhalt heranreicht (und in der Stammerspitzscholle mitten über dem Fenster dem Pennin vielleicht unmittelbar auflagert). Die in der Zeit des Kampfes um die Deckenlehre in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts von den Gegnern wiederholt geäußerte Auffassung, daß das Engadiner Fenster kein echtes Fenster sei, sondern der Schieferhüllinhalt nur durch beiderseitigen gegeneinander gerichteten Zuschub der Rahmenteile in die Tiefe gekommen sei (B. SANDER, 1921 b, S. 193; Begriff „Scherenfenster"; R. SCHWINNER noch 1951 a, S. 142), ist bald widerlegt worden. Durch die Erkenntnis der Mehrphasigkeit des Baues und des geringeren Alters des westvergenten Vorstoßes des Ötztaler Blockes ist die Auffassung vom Scherenfenster ebenso wie durch das Studium der Achsen und Vergenzverhältnisse im Fensterinhalt entkräftet worden. Aus diesen Achsenuntersuchungen (J. CADISCH, 1953, S. 417; H. WUNDERLICH, 1963, S. 160; I. THUM, 1970, S. 75) ergibt sich ferner, daß durch Übergreifen der Faltenrichtung WSW-ENE bis W-E über ostalpinen Rahmen und Inhalt beide Großeinheiten gemeinsam in nördlicher Richtung gegen außen hin überschoben und verfaltet worden sind und daß die SW-NE gerichtete schräge Orientierung des Fensters (W HAMMER, 1915 a, S. 506 ff.), die durch eine wohl miozäne Aufwölbungszone entlang der Linie Scuols (SW)-Piz Mundin W Finstermünz-Tösens (NE) bedingt ist, nicht gegen das Weiterstreichen aller Haupteinheiten in der alpinen Richtung spricht. Die übrigen Achsenrichtungen, besonders jene NW-SE orientierten, und die Querfaltenachsen werden in den oben erwähnten Arbeiten verschieden beurteilt.

Das Alter der Überschiebung des Pennins im Engadiner Fenster ist jedenfalls nachoberkretazisch, da im Fensterinhalt Maastricht noch mikrofossilbelegt ist. R. TRÜMPY (1972, S. 71) setzt die Überschiebung im Eozän und zu Beginn des Oligozäns, vor 45–38 Millionen Jahren, also im Zeitraum der pyrenäischen Phase, an. Die Aufwölbung des Fenstergebietes entlang der erwähnten SW-NE-Achse mag im Miozän erfolgt sein.

b) Zur Entdeckungsgeschichte

Die Entdeckung des Unterengadiner Fensters und damit der großen Überschiebung des Ostalpins über das penninische System ist dem französischen Forscher P. TERMIER im Jahre 1903 zu verdanken. Die Zeit für diese Erkenntnis allerdings war bereits überreif, seit F. v. RICHTHOFEN (1859) die grandiose Überschiebung der ostalpinen Einheiten über den Bündner Schiefern und deren Flysch im Rhätikon gesehen und gezeichnet hatte und seit M. BERTRAND (1884) die Deckenlehre auf Grund ähnlicher Überschiebungen in den Schweizer Bergen und im Ostalpengrenzgebiet aufgestellt hatte. G. STEINMANN (1898) hat als erster das Engadiner Fenster als tektonische Erscheinung gesehen, indem er auf seiner Karte (Taf. 1) die Überschiebungslinie am Fensterrand eingezeichnet und in der Legende als „Überschiebungslinie des ostalpinen Gebirges über Flysch" deklariert hatte. Aber im beigefügten Text (S. 68 ff.) wagt er doch nicht alle Konsequenzen dieser Gegebenheit auszusprechen. Hier hat als erster P. TERMIER (1904 a) in seiner Alpensynthese den Durchbruch erzielt und sich auch in einer Spezialstudie (1904 b) mit dem Engadiner Fenster befaßt. Sofort hat daraufhin E. SUESS (1905, S. 722) trotz seines hohen Alters die Verhältnisse im Enga-

diner Fenster im Gelände geprüft und bereits damals – weit seiner Zeit voraus – aus der Vergenz der Schleppfalten („galoppierende Fältelung") bei Nauders eindeutig die Richtung der Überschiebung des Ostalpins erfaßt und damit die sonst in Österreich von vielen Seiten so lange bekämpfte Auffassung von P Termier vom Fernschub der ostalpinen Deckenmasse von der Wiener Schule aus sogleich bestätigt.

Die erste Detailkartierung und eingehende Untersuchung des österreichischen Anteiles dieses Fensters erfolgte durch W Hammer (1915 a, S. 554 ff.), der die extreme Mylonitisierung des Altkristallinrandes unmittelbar über dem Bündner Schiefer-Inhalt des Fensters hervorhob. Die letzte Etappe der Erforschung des Engadiner Fensters ist auf der Schweizer Seite mit den Namen von J. Cadisch (1951, 1961) und R. Trümpy (1972) verbunden, auf österreichischem Boden haben W Medwenitsch (1953, 1962), H. Ucik (1966) und I. Thum (1970) Kartierungen durchgeführt. Eine moderne, durchgehende Bearbeitung des gesamten Fensterinhaltes steht allerdings aus.

c) Die tektonischen Einheiten und ihr Schichtinhalt

(Abb. 23)

Folgende tektonische Einheiten lagern als penninischer Fensterinhalt von Hangend gegen Liegend unter dem mittelostalpinen Rahmen:

5. Fimber-Einheit als ein wahrscheinlich der Arosazone äquivalenter Anteil mit Flysch und Olistholithen.
4. Tasnadecke mit einem Teil der Prutzer Serie.
3. Ramoscher Schuppe mit Ophiolith.
2. Champatscher Schuppenzone mit Pezidserie und Saderer Joch-Serie in Österreich.
1. Pfundser Einheit mit Pfundser Serie s. str. in Österreich.

Diese Einheiten sind in verschiedenem Umfang tektonisch reduziert: Den Hauptteil des Fensterinhaltes nimmt die Pfundser Einheit ein. Die höheren Zonen sind im Süden nur ganz schmal entwickelt, im Nordteil etwas breiter. Über die Parallelisierung der Einheiten mit jenen des Pennins oder Unterostalpins des West/Ostalpen-Grenzbereiches bzw. des Tauernfensters ist viel diskutiert worden. Es gilt heute am wahrscheinlichsten, daß die Pfundser Einheit die Fortsetzung der Hauptmasse des Nordpennins (Tiefpennins) ist und die Tasnadecke das Äquivalent der Falknis/Sulzfluhdecke darstellt, die ja seit R. Trümpy (1955) nicht mehr als Unterostalpin, sondern als Mittelpennin aufgefaßt wird. Gerade auch die detaillierte Untersuchung des Gaultflysches von Falknis- und Tasnadecke durch R. Hesse (1973, S. 28; Abb. 13) hat die Korrelierung weiter gefestigt.

Zur Schichtfolge der einzelnen Elemente sei folgendes hervorgehoben.

1. Die Pfundser Einheit birgt eine enorme Masse von „Grauen Bündner Schiefern", deren Liegendes nirgends sichtbar ist, obgleich sie noch im Tiroler Anteil in 3 km Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Auf österreichischem Boden hat sie W Hammer (1915) eingehend studiert und beschrieben und haben sie in jüngerer Zeit W Medwenitsch (1953, S. 184 ff.) und I. Thum (1970, S. 58 ff.) weiter zu gliedern versucht. In dieser Serie der Grauen Bündner Schiefer herrschen graue dünnschichtige Kalkschiefer vor, es kommen Tonschiefer hinzu, gebankte Feinsandkalke verwittern massig, auch Quarzite und Brekzienlagen stellen sich ein, Ophiolithe erscheinen in verschiedenen Niveaus. Über das Alter der Grauen Bündner Schiefer ist nichts Sicheres bekannt.

R. TRÜMPY (1972, S. 74) vermutet darin Unterkreide. Eine Ableitung eines Alters aus der überlagernden Saderer Joch-Serie am Südrand bei Nauders, die offenbar oberste Kreide repräsentiert, ist unmöglich, da diese Serie bei Gleichsetzung mit der Kreide von Raschvella auf Schweizer Boden (I. THUM, 1970, S. 59) dann als nächsthöheres tektonisches Element aufgefaßt werden müßte.

Am Nordrand der Pfundser Einheit lagert SW Serfaus eine schmale Zone von Bunten Bündner Schiefern über den Grauen Bündner Schiefern mit dem Aussehen von penninischem Flysch. I. THUM (l. c.) vergleicht diesen mit dem Flysch des Oberhalbsteins. Es ist möglich, daß die Serie der Bunten Bündner Schiefer der Pfundser Einheit nur tektonisch auflagert und ihr nicht primär zugehört. Die Metamorphose der Pfundser Einheit ist auf österreichischem Boden stärker als weiter im Südwesten.

2. Die Schuppenzone von Champatsch wird als nächsthöhere Einheit durch Kristallinspäne, Gips, Dolomit und Ophiolithe tektonisch von den unterlagernden Bündner Schiefern getrennt. Sie enthält außer Kalkschiefern vor allem flyschartige Gesteine, Quarzite, Sandkalke, Brekzienlagen. Berühmt sind die Fossilfunde von G. TORRICELLI (1956) in einer Brekzienbank bei Raschvella im Schweizer Anteil, wo durch *Siderolites calcitrapoides* LAM., *S.* aff. *vidali* DOUV. und *Orbitoides media* d'ARCH. als Alter Campan-Obermaastricht gesichert ist. Im österreichischen Anteil entspricht dieser Einheit am Südrand des Fensters die Saderer Joch-Serie I. THUM (1970, S. 58), die dort bei Nauders durchstreicht und in welcher Crinoiden, Lithothamnien, Bryozoen etc. gefunden worden sind. Die bis in das Obermaastricht reichenden Mikrofossilbelege aus dieser Einheit sind für das Engadiner Fenster insofern wichtig, als damit das tertiäre Alter der Überschiebung belegt wird. Der österreichische Anteil der Champatscher Schuppenzone am Nordrand des Fensters wurde von I. THUM (l. c.) als Pezidserie bezeichnet. Er fand an ihrer Basis 5 km NNE Spiss ein gutes Triasprofil mit Skythquarzit, Bänderkalken, Tonschiefern und Dolomit, in welch letzterem durch eine Foraminiferenfauna mit *Glomospirella friedli* KRISTAN-T. und *Angulodiscus* (nicht *Archaediscus* oder *Permodiscus* des Paläozoikums) Obertrias belegt werden konnte. Graue und Bunte Bündner Schiefer folgen darüber.

Eine Verknüpfung der nordpenninischen Raschvella/Saderer Joch-Serie mit dem Kalkphyllit des Tauernfensters im Sinne von R. OBERHAUSER (1977, S. 39) kann zufolge der Zugehörigkeit des Tauernfenster-Inhaltes zum Südpennin nicht befürwortet werden.

3. Die Anteile an der nächsthöheren Einheit, der Ramoscher Schuppe, sind im österreichischen Anteil gering. Man trifft Reste dieser Schuppe nur am südöstlichen Fensterrahmen, und zwar vom phyllonitisierten Altkristallin bis zum Serpentin SW von Nauders. Die Schuppe umfaßt ansonsten tiefe Trias mit Dolomit und Gips etc., bunte Liasspatkalke, Bündner Schiefer vom Dogger bis in die Unterkreide sowie wahrscheinlich mittelkretazische Spilite und Diabase mit Pillow-Struktur (R. TRÜMPY, l. c.).

4. Die Tasnadecke ist zufolge ihrer – besonders im SW-Teil des Unterengadiner Fensters durch grüne Granite – scharf markierten Basis seit langem als eine der markantesten inneren deckentektonischen Einheiten des Fensters erkannt worden. Bereits im Jahre 1921 ist durch R. STAUB & J. CADISCH ihre Schichtfolge vom Kristallin bis zur Kreide analysiert worden. Durch eine Reihe von Fossilfunden im Schweizer und österreichischen Anteil sind die einzelnen Etagen dieser jetzt als mittelpenninisch betrachteten Einheit gut belegt. Gegenüber der Darstellung von J. CADISCH (1953, Fig. 58) soll heute

im Sinne von R. STAUB & J. CADISCH (1921, Taf. 3) nach R. TRÜMPY (l. c.) der Hauptteil des sogenannten Tasna-Flysches als eigene höhere tektonische Einheit in Analogie zur Arosazone aufgefaßt werden.

Die Schichtfolge der Tasnadecke wird auf Schweizer Boden im SW zunächst durch einen kristallinen Anteil, durch grüne Granite, auch Gneise und Glimmerschiefer eingeleitet. Als Perm werden Kristallinbrekzien, Sandsteine und Schiefer angesehen. Die Trias setzt mit dem Skythquarzit vom Semmeringquarzittypus ein, enthält ferner Kalke und Dolomite. Berühmt ist der fossilführende Steinsberger Lias in Form von hellen und bunten Spatkalken, der in verschiedenen Abschnitten auf Schweizer Gebiet Faunen mit *Arietites* cf. *bucklandi* SOW., *Gryphaea* cf. *obliqua* GOLDF., Terebrateln, Belemniten etc. führt. Der höhere Jura ist durch massige Kalke vom Typus des Sulzfluhkalkes, durch Falknisbrekzie, Sandsteine, Schiefer und Aptychenkalke repräsentiert. Das Neokom ist bereits flyschoid, das Barrême/Apt zeigt Transgressionsbrekzien und die durch Foraminiferen wie *Orbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Orbitolinopsis*, Milioliden sowie die Alge *Salpingoporella mühlbergi* LORENZ eingestuften Tristelschichten (W. PAULCKE, 1910, S. 543 etc.); grüne Gaultquarzite und Schiefer folgen. Die Oberkreide wird zunächst durch Couches rouges mit einer pelagischen Foraminiferenfauna mit *Globotruncana lapparenti* BOLLI, *G. leupoldi* BOLLI, Globigerinen etc. des Turon bis Untersenon gebildet, zuletzt setzt fossilleerer Flysch mit Brekzien, Ophiolith und Olistholithen auf.

5. Auf Schweizer Gebiet ist der Großteil des Tasnaflysches mit Olistholithen, wie erwähnt, besser als tektonisch selbständige Einheit aufzufassen, die man nach der Hauptverbreitung entlang des Fimbertales (Val Fenga) als Fimber-Einheit bezeichnen sollte, solange ihre Identität mit der Arosazone noch nicht endgültig gesichert ist. Auf österreichischem Boden scheint die Hauptmasse der sogenannten Prutzer Serie W MEDWENITSCH (1962), die die oberste Einheit unter dem mittelostalpinen Kristallin darstellt, ein Äquivalent dieser Zone zu sein.

Zu dieser höheren Einheit mit Tasnaflysch könnte demnach die Serie gehören, die I. THUM (1970, S. 64) aus dem Raum N Spiss beschrieben hat, welche mit Jura- und Triasschollen und eigenem Flysch tektonisch über dem unteren, wohl der Tasnadecke zugehörigen Flyschstreifen auftritt. Dieser basale Trias-Jura-Zug der oberen Einheit ist insoferne interessant, als I. THUM darin verschiedene Niveaus durch Fossilien einstufen konnte: Der Steinsberger Lias enthält dort bei der Fließeralm Brachiopoden wie *Lobothyris punctata* (SOW.), *Cirpa pronto* (QUENST.), *Spiriferina pinguis* ZIETEN, *Zeilleria subdigona* (OPPEL) etc., Ammoniten wie *Arnioceras* und *Epophioceras*?, Belemniten und Crinoiden, die zusammen auf höheren Unter- bis Mittellias, Sinemurien bis Pliensbachien, hinweisen. Die Aptychenschichten dieser Zone haben in Komponenten einer Feinbrekzienlage eine Mikrofauna aus Obertithon mit *Calpionella* cf. *alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FILIP.), *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Globochaete alpina* LOMBARD etc. geliefert.

In dieser höchsten, ursprünglich südlichsten, ophiolithführenden südpenninischen Einheit des Engadiner Fensters (Fimber-Einheit), deren Serie vom Keuper und den Kössener Schichten der Trias bis in die Kreide emporreicht, hat R. OBERHAUSER (Verh. GBA. 1976; 1977, S. 38) nunmehr ein Cenoman-Turon-Alter des jüngsten Anteiles durch Rotaliporen, Globotruncanen und Orbitolinen belegen können.

d) Die Engadiner Linie

Vom Miozän an etwa bis in die jüngste Zeit, wahrscheinlich bis in die Gegenwart wirksam, kam zu der oben erwähnten Aufwölbungsstruktur eine schräg in gleicher SW-NE-Richtung hinziehende großräumige Störung, die das Fenster im Ostteil durchsetzt, die sogenannte Engadiner Linie. Sie wurde von W Hammer (1915 a) bereits zum Teil erfaßt, wurde aber erst in jüngster Zeit wiederum stärker beachtet. Nach R. Trümpy (1972, S. 71) ist sie für die Formung der geraden Talflucht des Unterengadin verantwortlich. Sie verläuft vom Raum südlich des Malojapasses herüber, südlich von Zernez vorbei und hält sich dann SE der zentralen Aufwölbungsachse des Fensters an dessen Ostrand zwischen Ardez und Prutz. Die Störung ist im Zusammenhang mit dem Gesamt-Diagonalmuster der großen Bruchstörungen der Ostalpen als Blattverschiebung, in diesem Fall als Linksseitenverschiebung angelegt. Der nordwestliche Gebirgsteil ist nach R. Trümpy (l. c.) gegenüber dem südöstlichen angeblich um 5–15 km gegen SW versetzt. Offenbar in jüngerer Phase kam eine Aufschiebung des SE-Flügels an dieser Störung noch hinzu. In der südwestlichen Fortsetzung verstellt die Engadiner Störung im Bergell und Oberengadin noch die Mineralzonen der alpinen Metamorphose.

Die Bedeutung dieses Störungssystems im Bereich der Engadiner Linie wird aber erst bei Betrachtung des Satellitenbildes in ihrem vollen, bisher nicht vermuteten Ausmaß klar. Die Engadiner Linie selbst läßt sich im Satellitenbild noch in den Kalkalpen bis unter die Zugspitze weiterverfolgen. Ihr nahe benachbart aber tritt im Westen in den Zentralalpen und Kalkalpen eine subparallele Störungslinie auf, die vom Raum westlich von Zernez durch die Westbucht des Engadiner Fensters nach NE verläuft, die Landecker Phyllitzone östlich von Landeck durchsetzt, die Kalkalpen in ihrer ganzen Breite – zunächst als Ehrwalder, dann als Eschenloher Störung – quert, schließlich auch noch die Flyschzone durchtrennt. Dieses bedeutende paarige Parallelsystem der Ehrwalder/Engadiner Störungszone stellt nur eines der großen, erst nach Satellitenbildern vom Verfasser (1976 d, S. 57, Abb. 17; 1976 e; 1977 a, S. 5 ff., Taf. 1) herausgearbeiteten paarig-parallelen (!) (S)SW-(N)NE verlaufenden Diagonalsysteme der Ostalpen dar, vom Tamina-/Gallina-Störungsbündel im Westen bis zum Trockental-/Prien-Störungssystem im Osten reichend (vgl. S. 421).

e) Vergleich zum Tauernfenster

Betrachten wir abschließend den Inhalt des Unterengadiner Fensters vergleichend mit jenem des Tauernfensters, so zeigt sich doch ein beachtlicher Unterschied in Schichtfolge und Tektonik in diesen beiden großen penninischen Fensteraufschlüssen in den Ostalpen: Im Unterengadiner Fenster macht die Hauptmasse des Inhaltes das Nordpennin aus; schmale, weitgehend bis streckenweise vollkommen reduzierte Reste des Mittel- und Südpennins erscheinen mit eigenen Schichtserien als innere Rahmen. Im Tauernfenster liegen, wie oben ausgeführt, ganz andere Faziesbereiche in der Unteren Schieferhülldecke mit Brennkogel-Entwicklung, in der Oberen Schieferhülldecke mit Glockner-Entwicklung, schließlich auch in der Matreier Zone vor. Der Inhalt der beiden Fenster läßt sich im einzelnen weder nach Fazies noch nach tektonischer

Gliederung vergleichen. Die Ursache hierfür liegt darin, daß die östliche Fortsetzung der nordpenninischen Einheit (Valais) aus dem Engadiner Fenster mit ENE-Streichen der Faltenachsen sicherlich nördlich vom Tauernfenster hinausstreicht, im Tauernfenster aber die südpenninische Zone (Piemontais s. l.) auftaucht, wie nicht nur die Geometrie, sondern vor allem auch die überaus charakteristische Faziesentwicklung mit den großen Analogien zum Piemontais und Präpiemontais zeigen.

f) Literatur

P. Bearth, 1933; J. Cadisch, 1951, 1953, 1961; W Hammer, 1915 a; R. Hesse, 1973; W Medwenitsch, 1953, 1962; R. Oberhauser, 1977; W Paulcke, 1910; B. Sander, 1921 b; W Schiller, 1907; R. Schwinner, 1951 a; R. Staub & J. Cadisch, 1921; G. Steinmann, 1898; E. Suess, 1905; P. Termier, 1904 a, b; I. Thum, 1970; A. Tollmann, 1976 d, e, 1977 a; G. Torricelli, 1956; R. Trümpy, 1972; H. Ucik, 1966; H. G. Wunderlich, 1963.

4. Das Gargellenfenster

Position des Gargellenfensters: Noch ein weiteres Fenster mit penninischem Inhalt kommt – außer dem Jamtalfenster (S. 405) – beim Vorrücken vom Unterengadin gegen Westen unter dem mittelostalpinen Kristallin der Silvretta vor Erreichen des Prätigau nahe dem Westrand der ostalpinen Schubmasse zum Vorschein. Es ist das nur rund 3 km östlich des zusammenhängenden penninischen Flyschgebietes des Prätigau noch auf österreichischem Boden liegende Gargellenfenster östlich von St. Antönien.

Erforschungsgeschichte: A. Rothpletz (1900, S. 98) hat als erster die Fensternatur des penninischen Aufbruches in der Taltiefe bei Gargellen inmitten des rahmenden Silvrettakristallins erkannt, die Struktur allerdings noch als westvergente liegende Falte gedeutet. W v. Seidlitz (1906, 1911) stellte zutreffender die gegen außen (NW) gerichtete Schubrichtung des Rahmens fest, vollzog ferner eine detaillierte Seriengliederung des Fensterinhalts, der in der Folge nochmals von M. Blumenthal (1926) speziell bearbeitet wurde. Die neueste Darstellung stammt von H. Bertle (1974), der wir hier folgen.

Der Fensterinhalt: Folgende Einheiten sind von Hangend gegen Liegend im Inneren des Gargellenfensters vertreten (Abb. 24).

5. Madrisa-Schollenzone mit dem Täscher-Dolomitspan im Westrahmen (A. Tollmann, 1970 d, S. 338)?
4. Arosa-Schuppenzone
3. Sulzfluh-Decke
2. Falknis-Decke
1. Prätigauflysch

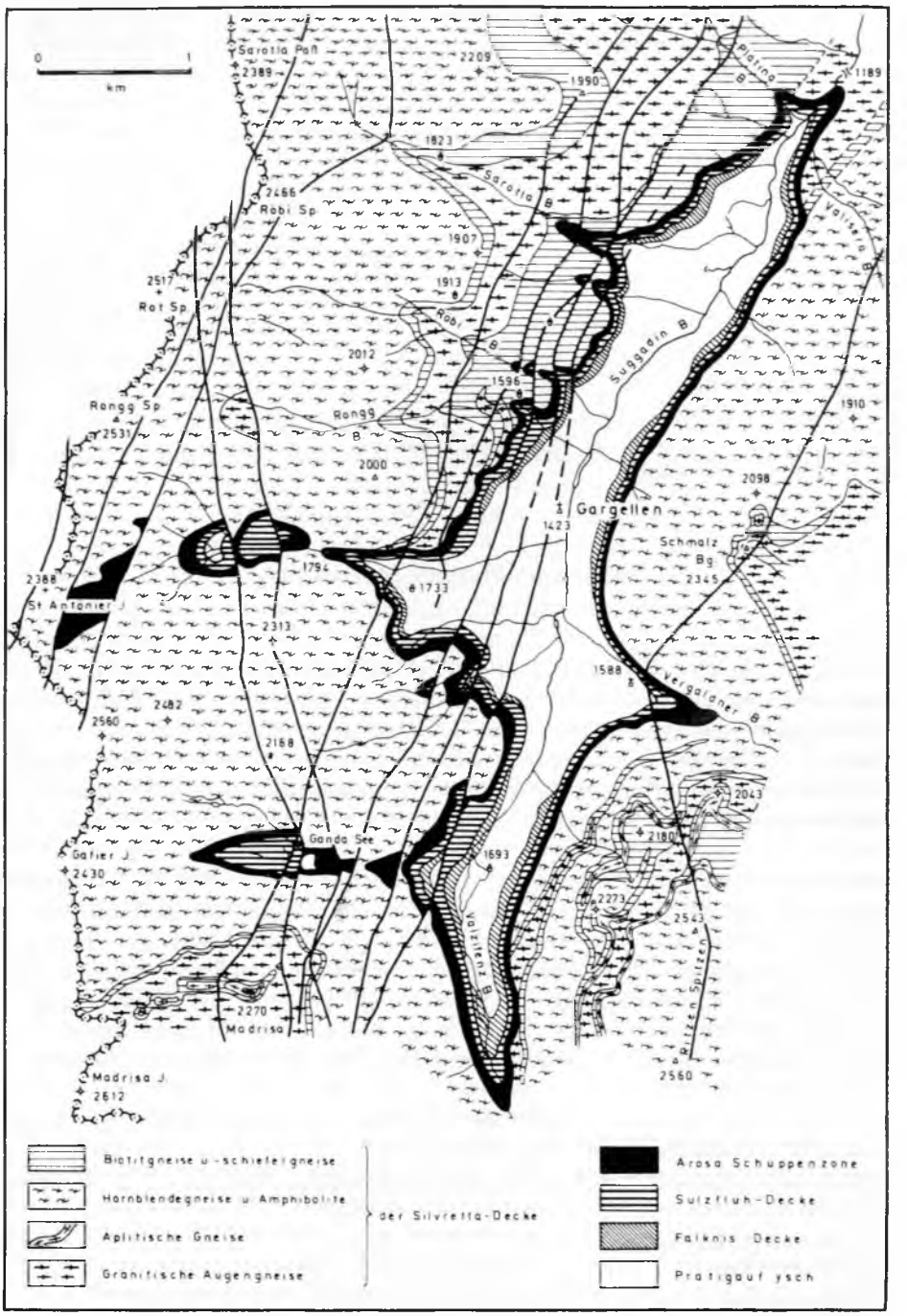


Abb. 24: Das Gargellenfenster nach H. Bertle (1974, Taf. 2).

Der Prätigauflysch (1) nimmt den Ostteil des Fensterinhaltes im tiefsten Talgrund ein, ist aber meist durch die umfangreiche Schuttverdeckung nicht beachtet worden. H. Bertle konnte südlich vom Gargellener Alptobel die Fortsetzung der Gyrenspitzserie des Prätigau mit etwa Campan-Maastricht-Alter und im Nordteil des Fensters die Buchbergserie-Oberälpiserie mit wohl paleozänem bis untereozänem Alter vorfinden. Fossilbelege stammen aus dem Kalkofentobel im Südteil des Fensters, wo *Lepidorbitoides* auf Campan-Maastricht der Gyrenspitzserie verweist, und aus dem Sandstein im Bereich des Ronggwasserfalles im Norden, wo eine Mikrofauna mit *Globigerina* cf. *bulloides* d'Orb., Gümbelinen, Globorotalien, Orbitoliniden etc. auf Alttertiär und umgelagerte Kreide schließen läßt.

Die Vertretung der Falknisdecke (2) ist als außerordentlich schmaler Saum von hellen Kalken vom Typus Couches rouges gesichert, die eine reiche Mikrofauna mit *Globotruncana arca* (Cush.), *G. lapparenti* Brotzen, *G. stuarti* (Lapp.) des obersten Campan bis Maastricht enthalten.

Von der Sulzfluhdecke (3) erscheint im Fensterrahmen nur der grüne, selten auch rote Sulzfluhgranit und der charakteristische weißliche Sulzfluhkalk, welcher z. B. die bis 70 m hohen Wände oberhalb des Ortes Gargellen bildet. H. Bertle (l. c., S. 11) hat aus dem Sulzfluhkalk des Röbitobels N Gargellen eine Mikrofauna mit *Protopeneroplis striata* Weynschenk, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, mit *Cladocoropsis* und weiters Algen erwähnt, die für ein tiefermalmisches Alter sprechen.

Die Arosazone (4) schließlich ist als oberstes durchgehendes Element unterhalb des kristallinen Rahmens verfolgbar. Sie stellt in der schon vom östlichen Prätigau her gewohnten Art eine tektonisch arg beanspruchte, durch die schiefrige Grundmasse als Gleithorizont für das Ostalpin dienende, wenige Zentimeter bis 40 m mächtige Zone dar. Die Grundmasse des Gesamtkomplexes bilden Gesteinszüge mit wahrscheinlich jurassischem bis kretazischem Alter, bestehend aus Liasbrekzien, Liaskalken, höherjurassischen Kieselkalken und Radiolariten, Aptychenkalken und -schiefern, sowie einer mit der oberkretazischen Weißfluhserie vergleichbaren detritischen Serie. Die angeführte Altersseinstufung ist nur aus dem Serienvergleich, nicht durch Fossilien möglich gewesen. In diesem Grundkomplex stecken dann die für den Habitus der Arosazone typischen Schollen verschiedener Größe, hier besonders permoskythische und die übrigen triadischen Schichtglieder umfassend. Inwieweit die 5., oben angeführte Einheit noch einen Bestandteil der Arosazone darstellt oder ein Relikt der Madrisazone bildet, ist schwer zu entscheiden.

Der Bau des Fensters: Der Fensterinhalt besteht demnach in erster Linie aus Prätigauflysch, alle übrigen Einheiten bilden schmale, ausgewalzte, randliche, rahmende Zonen. Der aus verschiedenen Gneisen, Amphiboliten, auch granitischem Augengneis bestehende mittelostalpine Rahmen steigt gegen WSW an, so daß das Fenster in diese Richtung höher emporreicht. Die Überschiebungsrichtung des Ostalpins ist auf Grund der flach gegen Osten bis ESE einfallenden Faltenachsen der Arosazone (H. Bertle, l. c., S. 32) gegen Norden gerichtet gewesen. Der Fensterumriß erscheint durch das entsprechend tiefe Einschneiden der Seitentäler besonders gegen Westen hin mehrfach ausgezackt, wobei eine große, gegen Westen hin aushebende Bruchstaffeltreppe, die in SSW-NNE-Richtung den Westrahmen durchsetzt, noch kleine Nebenfenster als Ausläufer im Westen bis hinauf zum St. Antönier Joch-Fenster zutage gefördert hat,

welch letzteres nur mehr weniger als einen Kilometer weit vom Westrand des Silvrettakristallins entfernt ist.

Ein großes Schrägstörungssystem durchzieht mit dem parallelen Paar Antönierstörung/Gargellenstörung (mit ihrem Spullersee-Seitenast) das Gargellenfenster in SSW-NNE-Richtung, wie die terrestrische Erkundung durch H. Bertle (1970, Abb. 1) und die Satellitenbildauswertung durch A. Tollmann (1976 d, Abb. 17; 1977 a, Taf. 1) ergeben haben.

Die Verbindung der Sedimentgesteinsserien aus dem Prätigau unter der kristallinen Decke hindurch zum Gargellenfenster haben übrigens auch Sporendriftversuche im Rahmen von hydrogeologischen Untersuchungen von F. Bauer belegt. Während wir im Innenbau von Engadiner- und Tauernfenster beträchtliche Unterschiede erkannt haben, sind Bau und Schichtfolgen des Gargellenfensters mit jenen des Prätigau sehr gut, mit jenen des Unterengadiner Fensters aber ebenfalls noch gut vergleichbar.

Literatur zum Gargellenfenster

H. Bertle, 1970, 1974; M. Blumenthal, 1926; A. Rothpletz, 1900; W v. Seidlitz, 1906, 1911; A. Tollmann, 1970 d, 1976 d, 1977 a.

5. Die Rechnitzer Fenstergruppe

a) Die Erforschungsgeschichte

Erst 25 Jahre liegt es zurück, daß W J. Schmidt (1951 b, S. 314) die penninische Stellung der Rechnitzer und Bernsteiner Schieferinsel in aller Klarheit und mit treffenden Argumenten begründet in einer ebenso kurzen wie klassisch gewordenen Notiz ausgesprochen hat. 50 Jahre hat es seit der Einführung der Deckenlehre in den Ostalpen durch P. Termier (1903) gedauert, bis die Zeit hierfür reif war. Termier selbst konnte es noch nicht wagen, mit dem Pennin über das Tauernfenster nach Osten hinauszugehen, zu unsicher waren noch die Kenntnisse dieses schlecht aufgeschlossenen Raumes am Alpenostrand gewesen. Wohl hat L. Kober in bezug auf den Wechsel wiederholt den Gedanken an eine penninische Stellung ausgesprochen, aber erst das genaue Studium der Serien von Rechnitz, die ja der Wechselkulmination selbst fehlen, hat die solide Basis für eine Zuordnung der Schieferinseln im Rechnitzer Raum zum Pennin geliefert. Heute ist diese lang umstrittene Auffassung durch eine detaillierte Seriengliederung, den Serienvergleich mit dem gut bekannten Pennin in den Tauern und durch Fossilfunde im Kreideanteil belegt, und die intensive Diskussion über das für den Bau der Ostalpen als Ganzes so wesentliche Thema beendet.

Die Grundlage für die heutige Kenntnis der Geologie des Ostsporns der Alpen hat H. Mohr in eine Reihe von fundamentalen Arbeiten geschaffen (1910, 1912, 1913 etc.). Seriengliederung und Großtektonik sind darin in großen Zügen zutreffend festgelegt.

L. KOBER beschäftigte sich 1925, 1926 und später wiederholt mit der tektonischen Großgliederung und regionalen Zuordnung des Wechselgebietes, in dem man ursprünglich lange das Pennin vermutet hatte. Eine moderne petrographische Bearbeitung der verschiedenen kristallinen Serien des Raumes setzt mit H. WIESENEDER (1932, 1936, 1962, 1968, 1971) ein und wurde von A. ERICH (1960, 1966), durch A. PAHR (1960 a, b, 1972) und P. FAUPL (1970, 1972) – in den letztgenannten Arbeiten zugleich mit einer auch für tektonische Fragen entscheidenden Verfeinerung der Seriengliederung verbunden – weitergeführt. Für die Anerkennung der penninischen Stellung der großen Fenster im Raum Rechnitz haben seit W J. SCHMIDT (1951 b, 1955, 1956) A. PAHR (1960 a, b, 1972, 1975) und A. TOLLMANN (1959 a, 1963 a, 1967 b) durch weitere Argumente aus dem Serienvergleich und der Lagerung beigetragen. Von H. SCHÖNLAUB (1973 a) ist zuletzt durch die Gewinnung von Schwammnadeln kretazischer Gattungen aus der Rechnitzer Serie der Schlußstein für die Anerkennung des mesozoischen und zugleich penninischen Charakters dieser Serie gesetzt worden.

Die in naher Vergangenheit häufig ebenfalls zum Pennin gerechnete Wechselserie, die in zahlreichen Fenstern unter den Decken der unterostalpinen Grobgneisserie hervorkommt, wird heute vom Verfasser (1976 c, 1977 b) als Bestandteil des Unterostalpins aufgefaßt und vom Pennin abgegliedert. S. PREY (1977, S. 42) hat sich dieser Auffassung bereits angeschlossen.

Ein wesentlicher Grund, warum der Verfasser früher die Wechseleinheit dem Pennin zugeordnet hatte, war in der Angabe der Unterlagerung der Rechnitzer Serie durch Wechselserie (Graphitquarzit-Metabasitserie) im Bernsteiner Fenster durch A. PAHR (1960, S. 281) gelegen gewesen. Die heutige Deutung der Zuordnung des Wechsels zum Unterostalpin ist u. a. direkt mit der Klarstellung der Umkehrung des Verhältnisses der beiden erwähnten Einheiten zueinander verbunden.

Bei der Ende April 1977 in Bernstein im Burgenland unter der Führung von A. PAHR (1977) veranstalteten Wandertagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft konnte in Anwesenheit der Bearbeiter dieses Raumes eine harmonische Übereinstimmung in allen grundsätzlichen Fragen über die penninischen Fenstern mit ihrer Rechnitzer Serie, die Ausgliederung der tektonisch höheren Wechsel-Serie (-Decke) und deren weite Verbreitung in zahlreichen Fenstern unter den Grobgneiseinheiten des Semmeringsystems am Ostrand der Alpen erzielt werden. Ein schwieriges Kapitel in der Erforschung der Ostalpen erscheint gelöst.

b) Die Stellung der penninischen Fenster

In fünf voneinander durch tektonisch höhere, ostalpine Elemente getrennten Fenstern erscheint die mesozoische penninische Rechnitzer Serie im Raum zwischen dem Südteil der Buckligen Welt und den Inselbergen von Kohfidisch am Rand der Ungarischen Ebene an der Oberfläche. Hierher gehören das Melterner, Bernsteiner, Rechnitzer, Hannersdorfer und Kohfidischer (Eisenberg-) Fenster. Näheres über die tektonische Stellung dieser Schieferinseln, die zufolge der Umrahmung durch die Wechseldecke im Bernsteiner Fenster und auf Grund der Bohrung Maltern 4 km NW Bernstein am Westrand des Bernsteiner Fensters die tektonisch tiefste

Einheit des Raumes im Liegenden der Wechseldecke bilden, wird S. 172 ff. berichtet – vgl. Abb. 26, 58.

Durch magnetische Messungen im Bereich des Alpenostrandes (G. WALACH, 1977, S. 54) konnte die Fortsetzung des Rechnitzer Pennins gegen Westen mit großer Wahrscheinlichkeit bis unter den Südteil der Wechselkuppel trassiert werden: Kräftige Anomalien haben auf eine Reihe von Störkörpern hingewiesen, die von der Wechsel-SW-Flanke über Schäffern und Hochneukirchen bis Bernstein reichen. Die Tiefenlage dieser Körper rückt von Westen gegen Osten immer näher an die Oberfläche heran. Bei Bernstein, wo diese Körper die Oberfläche erreichen, erkennt man, daß es sich um Ultrabasite des Pennins handelt. Es ist demnach anzunehmen, daß diese am Oberrand des Pennins auftretenden Ultrabasite auch weiter im Westen für die magnetischen Anomalien verantwortlich sind, so daß mit einem Einfallen des Pennins unter dem Unterostalpin zwischen Bernstein im Osten und Wechselfenster im Westen – bei Integrierung über alle Antiklinalscheitel – von 3–4° westwärts zu rechnen ist. Die Einzelkörper dieser Reihe erstrecken sich hierbei in SSW-NNE-Richtung.

c) Serien-Beschreibung

Die Rechnitzer Serie umfaßt in den genannten fünf Fenstern eine zum Teil verschuppte Folge aus Resten von Trias (Serizitquarzit, Serizitschiefer, Marmor, Dolomit) und einer nachtriadischen, jurassisch-kretazischen Schichtfolge aus Phylliten, Kalkschiefern, Grünschiefern, Serpentiniten und Brekzien. Basal lagern normalerweise kalkfreie bis kalkarme Phyllite, welche selten Lagen vom Cáker Konglomerat enthalten. Dieses Konglomerat, das nach dem Vorkommen Cák SW von Güns (Köszeg) auf ungarischem Boden am Ostrand des Rechnitzer Bergzuges benannt ist, wurde auch in Österreich bei Goberling gefunden. Es ist insofern berühmt, da es durch seine spezifische Zusammensetzung mit groben Konglomeraten, reich an Dolomit-, auch Phyllit- und Kristallin-Komponenten, so sehr an die mesozoischen Brekzien und Konglomerate des Tauernfensters erinnert, daß W. J. SCHMIDT das Cáker Konglomerat mit als ein wichtiges Kriterium zur Einstufung der Serien in das Mesozoikum herangezogen hat, ebenso wie L. KOBER (1928) zu Recht durch gleichartige spezifische Brekzien der Pfandlscharte im Glocknergebiet aus dem Vergleich mit den fossilmäßig eingestuften analogen Liasbrekzien der Radstädter Tauern auf ein liassisches bzw. mesozoisches Alter der umgebenden Schieferhülle der Tauern geschlossen hatte.

Kalkschiefer und Plattenkalke sowie Grünschiefer nehmen eine höhere Lage im Normalprofil der Rechnitzer Serie über der kalkarmen tieferen Gruppe ein (A. PAHR, 1975, S. 493). Die Verschuppung dieser Serie ist im Rechnitzer Fenster besonders intensiv und ist durch eine wahrscheinliche Triaseinschaltung („Weißer Steinbruch") markiert. Mächtige Serpentinitmassen stecken entweder gangförmig in den Schiefern oder sind am Dach der Serie entlang der hangenden Überschiebungsbahn angeordnet. Der bedeutende Serpentinitstock von Bernstein zwischen Bernstein im SW und Redlschlag im NW wurde von A. ERICH (1960, S. 74 ff.) beschrieben und kartiert, jüngst durch eine Reihe von Bohrungen durchörtert, wobei in zwei Bohrungen ein tektonischer Kontakt zur liegenden Grünschieferserie festzustellen war und die größte

durchbohrte Mächtigkeit östlich von Bernstein 225 m betrug (M. FEUERBACH & H. UNGER, 1969). Am Westrand des Bernsteiner Fensters nimmt der Serpentinit die höchste Position in der penninischen Schichtfolge ein (A. ERICH, 1960, Taf. 1; A. PAHR, 1975, S. 493).

Im Fenster von Meltern kommen zu den erwähnten Gesteinen der Rechnitzer Serie als interessante Typen noch feingebänderte violette metamorphe Radiolarite (wohl des Untermalm) und rötliche, eng parallelschichtige feinkörnige Kalke vom Typus der „Couches rouges" hinzu.

Aus den Plattenkalken, die im Verband der Kalkschiefer auftreten, hat nun H. SCHÖNLAUB (1973) durch Auflösen in Essigsäure sowohl in etlichen Proben aus dem Rechnitzer Fenster als auch aus jenem von Meltern von insgesamt fünf Punkten über 700 in Pyrit umgewandelte ehemalige Kiesel- und Kalkspiculae von Schwämmen in teilweise vorzüglicher Erhaltung gewinnen können (Abb. 25), die den Ordnungen Lithistida, Dictyida und Lychniskida angehören. Die hierbei vertretene Gattung *Pseudoverruculina* MORET gibt zusammen mit den übrigen Spiculae den Hinweis auf ein Alter der höheren Unterkreide bis Oberkreide. Die wichtigste Schlußfolgerung durch diese Bestimmungen liegt naturgemäß in der Bestätigung des mesozoischen Alters der Serie und damit der aus faziellen Gründen bei Einordnung in das Pennin geforderten mesozoischen Stellung der Rechnitzer Serie mit allen sich daran knüpfenden tektonischen Folgerungen. Entgegen der Darstellung von H. SCHÖNLAUB (l. c., S. 47) sind aber die im Hangenden der Rechnitzer Serie auftretenden Serpentinite nicht von dieser Altersdatierung betroffen, da sie eher als

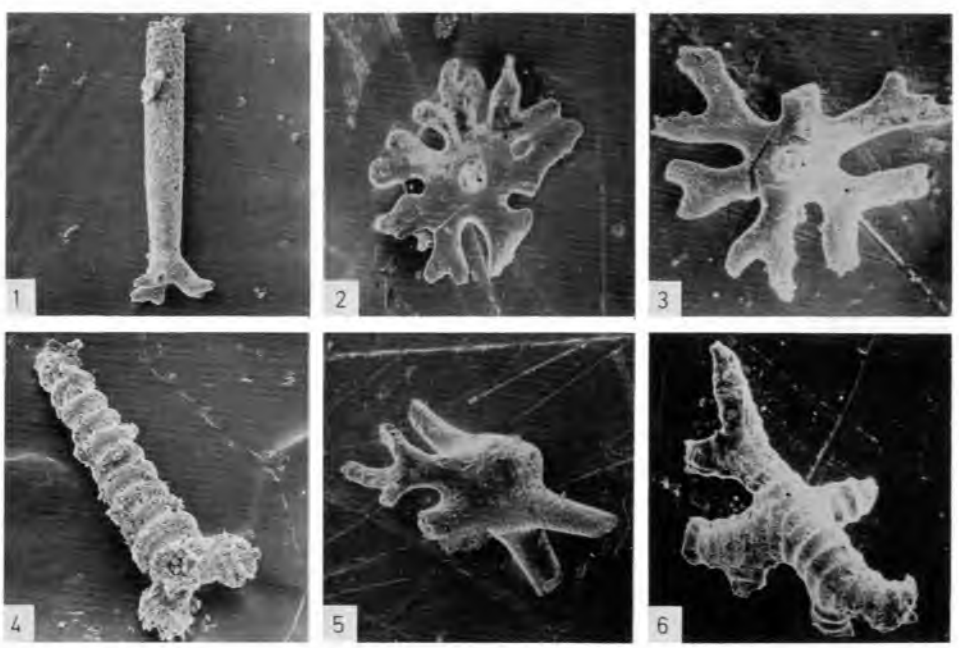


Abb. 25: Kretazische Schwammspiculae aus der penninischen Rechnitzer Kalkschieferserie nach H. SCHÖNLAUB (1973, Taf. 3–8 pp.). Fig. 1: Prodichotriaen, Fig. 2–3: Orthophyllotriaen, Fig. 4: Criccaltrop-Fragment, Fig. 5: Spaeroclon, Fig. 6: Dicranoclon. Vergrößerungen variabel.

tektonische Linsen, als entlang der Hauptüberschiebungsbahn mitgeschleppte Späne, denn als normalstratigraphisch eingelagerte Gesteine zu deuten sind. Ebenso kann entgegen H. SCHÖNLAUB noch keine Entscheidung in der Frage nach dem Alter des Zuschubes des Rechnitzer Pennins getroffen werden (Wende Unter/Oberkreide nach A. TOLLMANN, 1966 a; Wende Eozän/Oligozän nach R. OBERHAUSER, 1964, ähnlich 1968), da eine sichere Zuordnung der Spiculae in die höhere Unterkreide oder Oberkreide nicht möglich ist.

d) Regionaler Ausblick

Ein Ausblick auf die regional-geologische Stellung des nunmehr gesicherten Pennins am Ostrand der Alpen soll uns die Bedeutung dieser Fenstergruppe für den großtektonischen Bau nochmals kurz vor Augen führen (Abb. 58). Zunächst zeigt ein Sammelprofil über den Ostrand der Zentralalpen mit unserer Fenstergruppe (Abb. 26), daß wir sowohl im tiefsten großtektonischen System, dem Pennin (dessen Allo- oder Autochthonie wir mangels tieferer Aufschlüsse noch nicht entscheiden können), als auch im Unterostalpin und Mittelostalpin mit bedeutenden Ausdünnungen und Reduktionen sowohl in den mesozoischen Anteilen als auch im Kristallin rechnen müssen. Über der Wechselkuppel fehlt fast das gesamte Mesozoikum. Im Profil zur Grauwackenzone fehlt fast das gesamte Mittelostalpin in diesem Abschnitt. Erstaunlich aber ist vor allem auch die Abquetschung der tieferen ostalpinen Einheiten weit im Süden unter dem fossilbelegten oberostalpinen Paläozoikum von Hannersdorf am Eisenberg (W POLLAK, 1962): Oberostalpin grenzt am Eisenberg unmittelbar an Pennin an.

Für den Nachweis des in solchen Profilen noch vor jeglichem Fossilbeleg im Pennin gezeichneten enormen Überschiebungsbaues am Ostrand der Ostalpen sind die Fossilfunde natürlich von entscheidender Bedeutung gewesen. Damit ist der Spekulation über relative Autochthonie der Kristallinmasse der östlichen Zentralalpen, über ein Zuendegehen der Überschiebungen im Osten in Annäherung an das bei solcher Vorstellung ebenfalls autochthon gedachte „Ungarische Massiv" – zuletzt von E. CLAR (1971, Abb. 1) vertreten – der Boden entzogen. Bei solchen Darstellungen ist ja ausdrücklich darauf verwiesen worden, daß sie nur dann gelten (l. c., S. 165), wenn das Rechnitzer Gebirge kein Pennin darstellt, das heißt nicht mit Mesozoikum der eugeosynklinalen Fazies unter die ostalpine altkristalline Masse abtaucht.

Bei ausgreifendem regionalem Überblick sehen wir nun das penninische Deckensystem mit seiner bestimmten geosynklinalen und orogenen Position, mit seiner eugeosynklinalen Fazies, seiner Metamorphose als Typusregion der Metamorphiden gegen Osten hin erst in Ungarn enden. Es hat die alpine Kette von der NE-Ecke Elbas auf einer mehr als 1000 km weiten Strecke durchzogen, in den Ostalpen zum guten Teil in der Tiefe verdeckt. Nach Ungarn läßt es sich derzeit erst wenig weit verfolgen: Die Rechnitzer Serie ist noch in der Bohrung Vat, 25 km weit im Osten vom Ostrand der Rechnitzer Schieferinsel entfernt, angetroffen worden – allerdings damals von M. VENDEL (1960, S. 283 f.) und anderen, wie dort (trotz unseres Einspruches) noch allgemein üblich gewesen, für Paläozoikum gehalten worden.

Erstmalig wird gegenwärtig auch von ungarischer Seite die „Rechnitzer Schieferinsel" als Pennin anerkannt (V DANK & I. BODZAY, 1971). Trotzdem gibt es über diese bisher

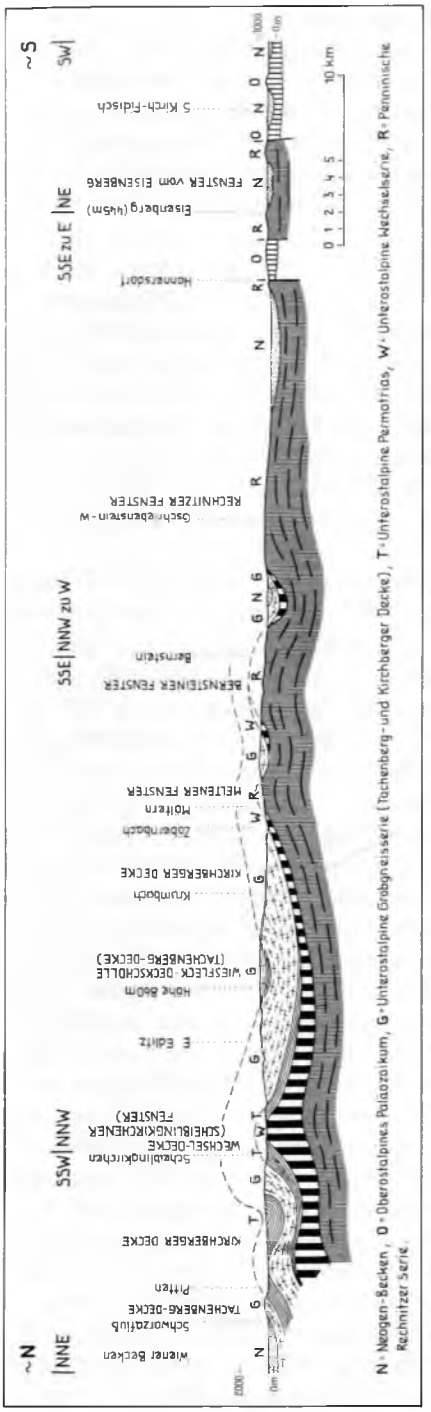


Abb. 26: Profil durch den Ostrand der Zentralalpen zwischen Wiener Becken und Eisenberg, das Unterostalpin und Pennin von Buchliger Welt und Rechnitzer Gebirge querend.

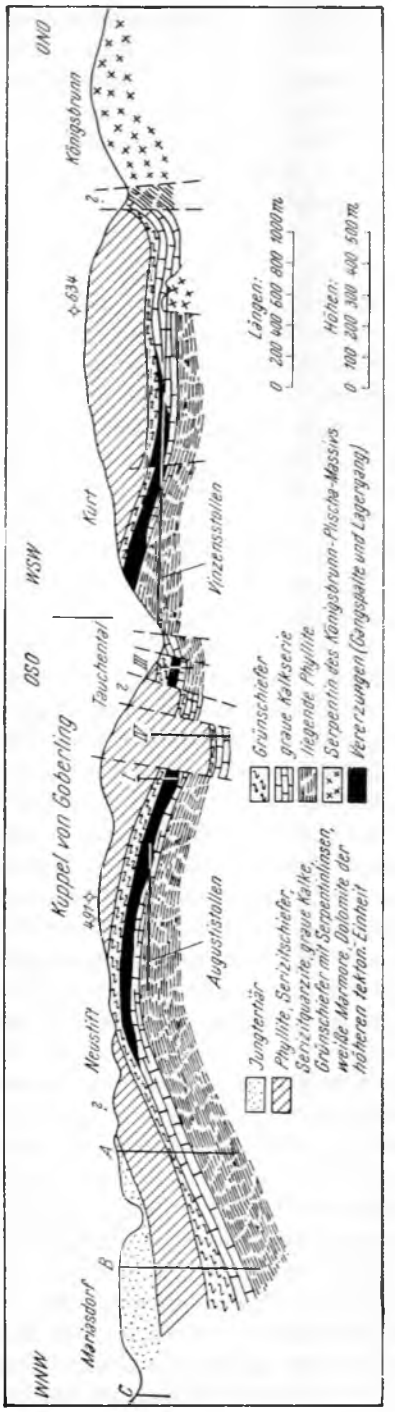


Abb. 27: Profil durch die Antimonerzlagerstätte Schlaining in der Rechnitzer Serie im Burgenland nach A. Pollak (1955, Abb. 1).

nur wenig weit im Untergrund der ungarischen Tiefebene erfaßte Fortsetzung der Rechnitzer Serie hinaus in den Karpaten keine direkte Fortsetzung dieser penninischen Zone mit ihren typischen Eigenheiten. Die tiefsten Einheiten der zentralen Westkarpaten sind die hochtatrischen Granitkerne mit ihren lückenhaften mesozoischen Sedimentgesteinshüllen, die man noch am ehesten mit der mittelpenninischen Schwellenentwicklung des Westens, auch der Hochstegenentwicklung der Tauern vergleichen könnte (A. TOLLMANN, 1965 a, S. 475).

e) Lagerstätten

Die Antimonitlagerstätte Schlaining im Burgenland liegt innerhalb der penninischen Rechnitzer Serie, die – wie erwähnt – aus (jurassisch-)kretazischen Phylliten, Kalkglimmerschiefern, Kalken, Grünschiefern und Serpentiniten besteht. Die Vererzung ist als Lagergang im großen gesehen schichtgebunden und tritt im oberen Abschnitt eines Kalkschieferpaketes im Liegenden von Grünschiefern auf. Sie ist im Raum 3 km N Schlaining niveaubeständig über einige Kilometer hin verfolgt, sowie bei Maltern 12 km NNW Schlaining nachgewiesen worden (K. HINTERLECHNER, 1918, S. 350 ff.; G. HIESSLEITNER, 1949, S. 10, Abb. 2; A. POLLAK, 1955, S. 137 ff.; F. K. BAUER, 1966, S. 75 f.; A. PAHR, 1975, S. 492 ff. – Abb. 27

Gegenüber den übrigen österreichischen Antimonlagerstätten, nämlich den Drautal-Lagerstätten wie Lesnig und Radlberg bei Kleblach SSW Möllbrücke, Siflitz und Guginock in der Goldeckgruppe, Zwickenberg (Rabant etc.), Nörsach, Nikolsdorf und im Gailkristallin S Abfaltersbach (G. HIESSLEITNER, 1949, S. 26 ff., Abb. 5) besitzt die Lagerstätte Schlaining eine überragende Bedeutung. Sie allein ist heute in Betrieb und produziert im Untertagebau jährlich um 20.000 t Roherz (rund 1000 t Antimongehalt), so daß der inländische Bedarf bei weitem gedeckt ist. Die Lagerstätte ist nach einem französischen Antimonlager die zweitgrößte Europas.

Die Vererzung von Schlaining umfaßt außer Antimonit Arsenkies, Pyrit, und ganz untergeordnet Zinkblende. Die letztgenannten drei Erzminerale gehören einer älteren Vererzungsphase an, der Antimonit verdrängt diese erstgebildeten Minerale (A. POLLAK, 1955, S. 141). K. LEHNERT-THIEL (1967, S. 19) möchte drei Generationen der Vererzung trennen: Die Vorphase wird durch die Arsenkiesführung charakterisiert, die Hauptphase durch den Antimonit, die Nachphase durch Zinnober und Fahlerz – neben etlichen durchlaufenden Erzmineralen. Während die Lagerstätte Schlaining früher bis W E. PETRASCHECK (1966, S. 65) in genetischer Hinsicht stets dem jungalpidischen metasomatischen Typus zugeordnet worden war, meldet bereits A. POLLAK (1955, S. 140) dagegen seine Bedenken an, auf Grund der streng parallelen Orientierung der Lagergänge, nach dem Einfallen der der Schichtung etwa parallelen Schieferung und nach dem Vertauben der Apophysen von den Gangspalten weg, wobei Verdrängungsmerkmale in den Lagergängen vollkommen fehlen. A. MAUCHER & R. HÖLL (1968, S. 283) haben demgemäß auch diese Antimonitlagerstätte als syngenetische Bildung betrachtet, sie gehört allerdings nach der Altersbestimmung der Kalkserie durch Mikrofossilien nicht dem in bezug für die Bildung der W-Sb-Hg-Formation sonst maßgebenden altpaläozoischen Zyklus an, sondern ihre Bildungszeit fiele demnach in die alpidische Geosynklinalepoche, in die Phase der Hauptförderung der ophiolithischen Magmen zur Zeit des höheren Jura und der Kreide. Die Frage nach der Genese der Lagerstätte ist aber noch nicht endgültig geklärt.

f) Literatur zur Rechnitzer Fenstergruppe

A. Angeiras, 1967; F. K. Bauer, 1966; K. Bistritschan, 1939; E. Clar, 1971; V Dank & I. Bodzay, 1971; A. Erich, 1960, 1966 a, b; Ch. Exner, 1958; P. Faupl, 1970, 1972; M. Feuerbach & H. Unger, 1969; H. Halbmayer, 1970; G. Hiessleitner, 1949; K. Hinterlechner, 1918; G. Huska, 1970, 1972; O. Jordan, 1972; L. Kober, 1925, 1926; K. Lechner, 1957; K. Lehnert-Thiel, 1957; P. Lemberger, 1970; A. Maucher & R. Höll, 1968; H. Mohr, 1910, 1912, 1913, 1919; R. Oberhauser, 1968; A. Pahr, 1960 a, b, 1972, 1975, 1977; W E. Petrascheck, 1966; A. Pollak, 1955; W Pollak, 1962; S. Prey, 1977; A. Riedmüller, 1968; W J. Schmidt, 1951 b, 1955, 1956; H. Schönlaub, 1973; R. Schwinner, 1932, 1935 a, 1951 b; A. Tollmann, 1959 a, 1962 b, 1963 a, 1965 a, 1967 b, 1972 a, 1976 c, 1977 b; A. Tollmann & P. Faupl, 1972; W Tufar, 1963, 1965; M. Vendel, 1960, 1973; W Vetters, 1970; G. Walach, 1977; H. Wieseneder, 1932, 1936, 1962, 1968, 1971.

B. DAS HOCHTATRIKUM (TATRIDEN) IN ÖSTERREICH

Vorkommen und Position: Als östlichste Insel in den tertiären Ebenen am Ostrand der Alpen ragen die Hainburger Berge südlich der Thebener Pforte der Donau in Österreich auf. Sie bilden morphologisch die Fortsetzung der zentralalpinen Inselkette nordöstlich des Leithagebirges und sind auch lange als die geologische Fortsetzung dieses dem Unterostalpin angehörigen Systems aufgefaßt worden (Abb. 28).

Wir besitzen aber heute eine Anzahl von Hinweisen, daß die Hainburger Berge eine durchaus andere großtektonische Stellung als das unterostalpine Leithagebirge besitzen und daß sie als Teil des karpatischen Hochtatrikums, als westlichster Tatridenausläufer, der gerade noch österreichischen Boden erreicht, aufzufassen sind – wie vom Verfasser, 1963 a, S. 17 bzw. 1971 c, S. 129 f., ausführlich begründet worden ist. Die Hainburger Berge stellen den südlichsten Sporn der über die Donau reichenden Kleinen Karpaten mit anderem Grundgebirge und anderen mesozoischen Hüllschiefern als das Unterostalpin dar.

In großtektonischer Hinsicht liegt das Hochtatrikum unter der – als Äquivalent des Unterostalpins vom Verfasser angesehenen – subtatrischen Križnadecke. Nach der Dominanz des granitoiden Materials am Aufbau des Kernes der Einheit, nach der lückenhaften mesozoischen Hülle und nach der Position im Liegenden des Äquivalents des Unterostalpins bei Enden des Südpennins gegen Osten ist vom Verfasser (1965 a; 1965 c) eine Parallelisierung mit der mittelpenninischen Schwellenzone der Alpen am wahrscheinlichsten.

Zur Erforschungsgeschichte: Die erste geologische Untersuchung der Hainburger Berge erfolgte durch J. Czjžek (1852, S. 36 ff.). Für die Vorstellungen über die Stratigraphie dieses Raumes wurde die Erkenntnis von F. Andrian & K. Paul (1864, S. 348 ff.) von Bedeutung, daß in der Fortsetzung dieses Systems jenseits der Donau

in den Kleinen Karpaten der liassische Ballensteiner Kalk unmittelbar über Permoskyth-Quarzit auflagern kann. Die zweite Kartierung der Hainburger Berge geht auf D. STUR (1891/1894) zurück. Bald danach lieferten H. BECK & H. VETTERS (1904) eine für die damalige Zeit ausgezeichnete Karte und Beschreibung des Ensembles Hainburger Berge – Kleine Karpaten.

Bezüglich der jüngsten Forschungen sei hervorgehoben, daß seit 1972 eine neue geologische Karte der Kleinen Karpaten im Maßstab 1 : 50.000 durch M. MAHEL vorliegt und moderne Beschreibungen der Hainburger Berge von G. WESSELY (1961) besonders

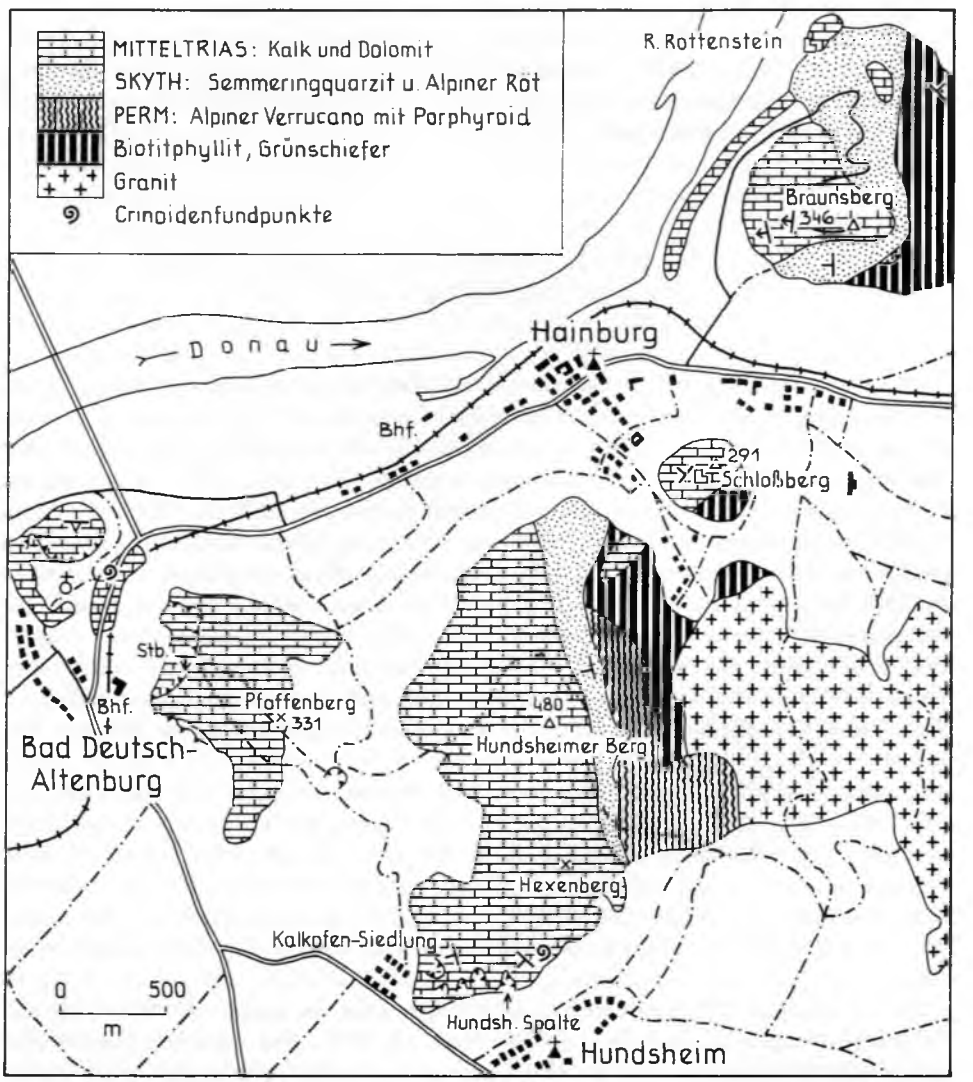


Abb. 28: Geologische Skizze der Hainburger Berge nach R. SPENDLINGWIMMER (1977).

in bezug auf die tertiäre Hülle und von E. KRISTAN-TOLLMANN & R. SPENDLINGWIMMER (1977) in bezug auf Paläontologie und Geologie des vortertiären Kernes dieser Berggruppe geliefert worden sind.

Gesteinsbestand: Die Hainburger Berge besitzen einen Kern aus kristallinen Schiefern, in welche Granite bis Granodiorite intrudiert sind. Von den permomesozoischen Hüllgesteinen ist ein Rest am NW-Rand und Südrand der Berggruppe erhalten.

Was zunächst das Altkristallin betrifft, so umfaßt dieses auf der Ostseite des Granitmassivs bei Berg 9 km SE Hainburg Paragneise, und zwar Oligoklas führende Zweiglimmergneise, es beinhaltet in einem auf der Westseite des Granitmassivs entlanglaufenden Zug vom Hainburger Schloßberg im Süden zum Braunsberg im Norden eine Serie aus Glimmerschiefern, oft Granat und Staurolith führend und zum Teil mit Oligoklas-Albit-Sprossung, sowie quarzitischen Glimmerschiefern (P. RICHARZ, 1909, S. 32; T. KRÄUTNER, 1923; G. WESSELY, 1961, S. 280).

Diese höhermetamorphe Serie wird im Raum Braunsberg–Hainburger Schloßberg von einer schwächer metamorphen Gruppe begleitet, die neben Biotitphylliten, sandigen Schiefern und Grünschiefern auch Kalksilikathornfelse umfaßt (P. RICHARZ, 1909, S. 32). Letztgenannte Gesteinsgruppe wurde von R. SPENDLINGWIMMER (in E. KRISTAN-T. & R. S., 1977) der durch Pflanzenreste als Devon bis Unterkarbon eingestuften Lamac-Serie der Kleinen Karpaten (D. ANDRUSOV & O. FUSAN, 1973, S. 6) gleichgesetzt.

Die Regionalmetamorphose des Altkristallins kann heute nicht mehr wie zur Zeit von P. RICHARZ (l. c., S. 37) auf den Granitkontakt zurückgeführt werden, sondern ist älter, da die Metamorphose des Altkristallins räumlich unabhängig vom jenseits der Donau in den Kleinen Karpaten gut aufgeschlossenen Granitkontakt und den ausschwärmenden Pegmatitgängen ist.

Die sauren Intrusiva in diesem Schiefermantel sind am Teichberg bei Hainburg und in den Wolfsthaler Bergen erschlossen. Sie umfassen fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite bis Granodiorite, reichlich von Pegmatiten und Apliten durchzogen. Als Alter dieser Intrusiva wird in Analogie zu den Verhältnissen in den Kleinen Karpaten, wo radiometrische Altersbestimmungen vorliegen, die variszische Ära gelten. H. WIESENEDER (1966, Abb. S. 462, S. 469) hat gezeigt, daß man in diesem granodioritischen Kern der Hainburger Berge und der Kleinen Karpaten den vom Ostrand der Böhmischen Masse bekannten und in den Tiefbohrungen bei Moosbierbaum im Tullnerfeld in den alpinen Untergrund hineinstreichenden granodioritischen Gesteinsstock wiederauftauchen denken kann. Eine Gleichsetzung dieses granodioritischen Massivs mit dem Thayabatholith im Sinne von G. FRASL (1970, S. 57) ist aber bei einem kaledonischen Alter des letztgenannten Intrusivkörpers nicht zu befürworten (A. TOLLMANN, 1971 c, S. 129 ff.). Auch der Vergleich zu den im Gegensatz zum Wolfsthaler Granodiorit alpidisch namhaft umkristallisierten unterostalpinen Grobgneisen des Semmeringsystems ist nicht passend.

Die permomesozoische Hülle ist am Spitzer Berg im Süden dieser Berggruppe und im Streifen Hundsheim-Hainburg-Rottenstein am Westrand mäßig gut erschlossen (Abb. 28) und jüngst von R. SPENDLINGWIMMER (in E. KRISTAN-T. & R. Sp., 1977) im Detail beschrieben worden. Demnach liegt das Perm am Hundsheimerberg-Osthang als Alpiner Verrucano in Form von Phengitschiefern und Serizitphylliten unter Einschaltung eines Porphyroides vor. Das Skyth besteht in der Hauptmasse aus gut

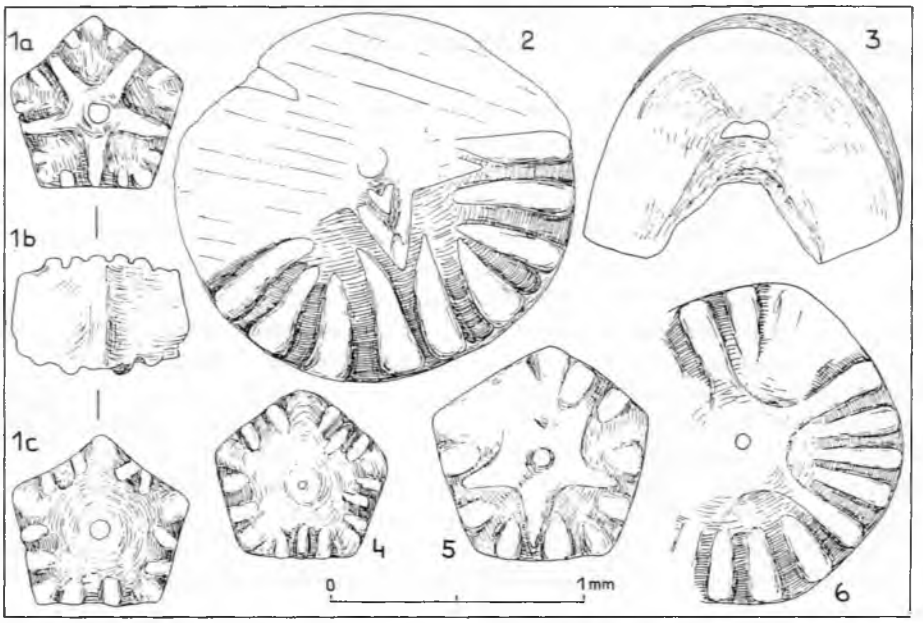


Abb. 29: Trochiten von *Dadocrinus gracilis* (Buch) aus dem Aniskalk der Hainburger Berge nach E. Kristan-Tollmann & R. Spendlingwimmer (1977). Die Columnalia stammen vorwiegend aus der oberen Region der Stiele.

geschichtetem, rötlichem, hellviolettem bis hellgrünem Semmeringquarzit mit Einschaltung von Quarzkonglomeratlagen in den tieferen Partien und einem schmalen Band von serizitischen Tonschiefern des Alpinen Röt (A. Tollmann, 1963 a, S. 18) im Hangenden.

Darüber folgt ein im Westteil des Hundsheimer Berges, Braunsberges und am Pfaffenberg E Bad Deutsch-Altenburg 300–400 m mächtiger mitteltriadischer Karbonatgesteinskomplex aus dunklen, geschichteten Dolomiten, hell anwitternden dolomitischen Kalken, Kalkmarmoren und hellen gebankten Kalken sowie untergeordnet Brekzien in vielfacher Wechsellagerung. Über die Alterseinstufung dieses Karbonatkomplexes ist eine lange Diskussion geführt worden (vgl. A. Tollmann, 1963 a, S. 18). Aus dem Vergleich mit der Hüllserie der Kleinen Karpaten könnte man einerseits in den Kalken Lias vermuten, da in analoger Position dort bei Marienthal seit F. Andrian & K. Paul (1864, S. 349) das als Ballensteiner Kalk (Borinkakalk) bezeichnete Schichtglied durch Brachiopoden, Belemniten und Crinoiden als Lias eingestuft ist und auch die begleitenden Marienthaler Schiefer Lias-Ammoniten geliefert haben: Die bedeutende Schichtlücke zwischen basaler Trias und Jura ist ja aus dem Hochtatrikum weithin bekannt. Andererseits sind auch im Hochtatrikum der Kleinen Karpaten (M. Mahel, Kt. 1972) Mitteltriasreste im Liegenden des Ballensteiner Kalkes vorhanden.

Nachdem bisher aus diesem Karbonatkomplex der Hainburger Berge nur unbestimmbare Reste von Algen, Crinoiden und Kleingastropoden am Braunsberg und Pfaffenberg bekannt waren (vgl. A. Tollmann, 1963 a, S. 18 f.), hat jüngst R. Spendlingwimmer

(1977, l. c.) durch Lösen der dunklen Dolomite und Kalke im Hangenden des Permoskyth in Bad Deutsch-Altenburg und NW Hundsheim Crinoidreste gewonnen, die E. KRISTAN-TOLLMANN (1977, l. c.) anhand einiger gut erhaltenen Trochiten eindeutig als *Dadocrinus gracilis* (BUCH) bestimmt hat. Neben den Stielteilen liegen Cirrhen und Armglieder vor. Damit ist das anisische Alter – zumindest eines guten Teiles – dieses in verschiedener Position fossilbelegten Karbonatstoßes bewiesen (Abb. 29).

Die Struktur der Hainburger Berge ist, wie aus der obigen Schilderung bereits hervorgeht, einfach. Über dem granitoiden Kern lagert im SE und NW eine schmale altkristalline Schieferhülle und folgt dann mit aufrechter, gegen NW aufsteigender Schichtfolge die paläozoische Sedimentgesteinsserie. Durch das weite Vorgreifen der mesozoischen Hüllserie am Spitzer Berg im Süden wird das Absinken der allgemeinen Gebirgsachse gegen SW dokumentiert (G. WESSELY, 1961, S. 283), was mit der tektonisch tieferen Position (siehe oben) gegenüber dem unterostalpinen Leithagebirge in Einklang steht.

Literatur zum Hochtatrikum

F. ANDRIAN & K. PAUL, 1864; D. ANDRUSOV & O. FUSAN, 1973; H. BECK & H. VETTERS, 1904; J. CZJŽEK, 1852; G. FRASL, 1970; T. KRÄUTNER, 1923; E. KRISTAN-TOLLMANN & SPENDLINGWIMMER, 1977; M. MAHEL, 1972; P. RICHARZ, 1909; D. STUR, 1891/1894; E. THENIUS, 1974; A. TOLLMANN, 1963 a, 1965 a, c, 1971 c; G. WESSELY, 1961; H. WIESENEDER, 1966.

C. DAS UNTEROSTALPINE DECKENSYSTEM

1. Überblick

Die Position des unterostalpinen Deckensystems (Abb. 1): An der Basis der großen ostalpinen Schubmasse, dem Ostalpin, die in den Ostalpen mit weit ausholender Bewegung Penninikum und Helvetikum weitgehend unter sich begraben hat, läßt sich ein in fazieller und tektonischer Hinsicht selbständiges Deckensystem erfassen, das nach seiner Position im Liegenden der Hauptmasse des Ostalpins als Unterostalpin bezeichnet wurde. Zufolge seiner Lage zwischen Penninikum und mittelostalpiner Deckenmasse formiert das Unterostalpin in den großen Fenstern der Ostalpen jeweils einen weiteren inneren Rahmen um die zentrale penninische Aufwölbung: So rahmt das Unterostalpin des Semmering-Wechsel-Systems das Rechnitzer Pennin, umgibt der unterostalpine Lungauridenring mit Radstädter Tauern, Matreier Zone und Tarntaler Bergen das Tauernfenster und schaltet sich in der entsprechenden Position das unterostalpine Err-Bernina-Deckensystem an der West/Ostalpengrenze ein. Dem Engadiner Fenster fehlt nach der derzeitigen Vorstellung durch Abquetschung ein unterostalpiner Rahmen.

Die Gemeinsamkeiten der Einzelvorkommen des Unterostalpins: Die genannten Vorkommen von Unterostalpin verbindet in den Ostalpen die gleiche

tektonische Position im unmittelbaren Liegenden der großen durchgehenden mittelostalpinen Kristallinmasse. Es verbindet sie aber auch eine in bestimmten Profilstücken vergleichbare Fazies, obgleich diese naturgemäß bei der großen Distanz der Einzelabschnitte im Streichen gegen die Westalpen und gegen die Westkarpaten hin zusätzliche lokale Züge entwickelt.

Der Baustil des Unterostalpins zeigt insofern ebenfalls eine Gemeinsamkeit, als es sich bei den Teildecken dieses Systems überwiegend um sogenannte Mischgebirgsdecken handelt, also Decken mit kristallinem und sedimentärem Anteil, dessen Verhältnis allerdings beträchtlich zu schwanken vermag. Trotzdem besteht ein deutlicher Gegensatz etwa zu dem Mittelostalpin mit dem Typus der Grundgebirgsdecke und dem Oberostalpin mit dem Typus der Deckgebirgsdecke. Der tektonische Stil der Decken allerdings bleibt nicht über die ganze Distanz hin gleich: Aufrechte Abscherungsdecken dominieren im West- und Mittelteil des Unterostalpins, Überfaltungsdecken mit Kristallinkern herrschen im Semmeringsystem vor. Gemeinsam wiederum ist diesen Teilstücken des Unterostalpins eine mäßige, aber spürbare Regionalmetamorphose in Grünschieferfazies, die eine Diaphthoritisierung des Altkristallins und eine beträchtliche Umwandlung der mesozoischen Serien bewirkt hat, die aber andererseits in allen Abschnitten noch verschiedentlich artlich gut bestimmbare Fossilien erhalten hat.

Die Fazies dieses unterostalpinen Deckensystems stellt eine Teilfazies der zentralalpinen Fazies dar. Sie ist als „unterostalpine Fazies" bezeichnet worden. In den einzelnen Abschnitten ergeben sich allerdings doch in bestimmten Etagen so beträchtliche Unterschiede, daß man in eine grisonide oder Bündner-(Westen), lungauride oder Radstädter-(Mitte) und in eine semmeringide oder Semmering-Subfazies (Osten) der unterostalpinen Entwicklung gliedern kann, deren Eigenheiten bei Besprechung der Einzelabschnitte Erwähnung finden werden. Diese Teilfaziesräume werden durch eine ganze Reihe von gemeinsamen spezifischen Schichtgliedern, die die unterostalpine Entwicklung von den anderen Fazieszonen der Ostalpen unterscheiden, zusammengehalten, wie bei Besprechung der Hauptabschnitte ausgeführt wird.

Zur Abgrenzung der Bezeichnung „Unterostalpin" Der Name „Unterostalpine Decke" wurde unter Abtrennung eines Oberostalpins zuerst von H. Hoek (1906, S. 78) für die Tschirpendecke, einem Äquivalent der unterostalpinen Berninadecke am Westrand der Ostalpen, und zwar am Südrand des Prätigau, aufgestellt. Auch die Verwendung des Begriffes Unterostalpin bei F. Zyndel (1912, S. 11) in Mittelbünden deckt sich im wesentlichen bereits mit der heutigen Fassung des Begriffes: Err-, Julier- und Berninagebirge gehören seiner unteren ostalpinen Decke an, Silvretta, Ducan etc. zählte er zu seiner oberen ostalpinen Decke. L. Kober (1911, S. 1116; 1912 a, S. 349) hat als erster im österreichischen Anteil der Ostalpen den Begriff Unterostalpin verwendet, allerdings zuerst noch mit ganz anderem Inhalt als jetzt üblich, indem er das unterostalpine und mittelostalpine System im heutigen Sinne und ferner vom Oberostalpin die Untere Grauwackendecke und die Kalkvoralpen unter seinem Begriff „Unterostalpin" subsummierte. Erst bei L. Kober, 1923, finden wir die Verwendung des Begriffes Unterostalpin in den Ostalpen in dem uns heute geläufigen Sinne.

Bei der heutigen Fassung des Begriffes herrscht Klarheit in der Abtrennung des unterostalpinen Systems von den höheren ostalpinen Einheiten, was das Semmeringgebiet und den Rahmen des penninischen Tauernfensters betrifft. Hier wurden ja jüngst die früher

als Unterostalpin angesehene Klammkalkzone und die Gschößwand-Gerlossteinwand-Region als Bestandteil des Pennins erkannt, so daß eine gewisse Reduktion des Unterostalpins des Lungauridenringes, wie man das rahmende unterostalpine System um die Tauern auch im Sinne von L. Kober bezeichnet, eintritt. Im Semmeringsystem hat sich das Unterostalpin um die Roßkogeleinheit, die bisher vom Autor dem Mittelostalpin zugezählt worden war, vergrößert. Die kräftigste Umgruppierung in bezug auf das Unterostalpin hat sich in letzter Zeit am Ostalpen-Westrand und dem äquivalenten Rahmen des Unterengadiner Fensters vollzogen, indem die früher als Unterostalpin erachteten Einheiten der Falknis- (bzw. Tasnadecke) und der Sulzfluhdecke seit der Arbeit von V Streiff (1962) nun im Sinne von R. Trümpy als mittelpenninisch (siehe S. 85), die Arosadecke als südpenninisch-hochpenninisch eingeschätzt werden. Als Unterostalpin verbleiben demnach am West/Ostalpenrand nur noch Err-Julier-Decke und die Berninadecke samt Stretta-Lappen. Da in dieser Region die fazielle Grenzziehung zwischen Unterostalpin und Pennin gleitend ist, kann man am besten mit R. Trümpy (1958, 1960) die Grenze direkt über die obersten ophiolithführenden Einheiten legen, so daß demnach am West/Ostalpenrand nach der Spezialuntersuchung von V Dietrich (1970, S. 668) noch Arosazone und ihr südliches Äquivalent, die Plattadecke, Hochpennin sind, während die Roccabella-Einheit und die ihr analoge Carungasdecke als basale Abspaltungen der Errdecke zu werten sind, mit welchen demnach hier das Unterostalpin einsetzt. Im Rahmen des Engadiner Fensters hingegen wäre demnach Unterostalpin nicht vertreten. Daß allerdings das Fehlen von Ophiolithen kein Kriterium für die Abtrennung des Unterostalpins vom Pennin darstellt, zeigen die dem Verband des sicheren Unterostalpins angehörigen Tarntaler Berge im Rahmen des Tauernfensters mit ihrem mächtigen Recknerserpentinit.

Im folgenden soll zunächst der unterostalpine Rahmen um das Tauernfenster als Vertretung des typischen Unterostalpins und zugleich als Typus der zentralalpinen Fazies besprochen, dann soll die Erläuterung des Semmeringsystems angeschlossen werden.

2. Die Lungauriden – der unterostalpine Schollenring um das Tauernfenster

a) Allgemeine Betrachtungen

Mit einer Länge von 180 km und einer maximalen Breite von 60 km rahmt der unterostalpine Schollengürtel die penninische Aufkuppelung in den Hohen Tauern allseits bei ihrem Verschwinden unter dem höheren ostalpinen Deckenstockwerk (Abb. 5). Breite und Verteilung dieser ostalpinen Schollenzone zeigt bestimmte, kausal bedingte Schwankungen. In der Wurzelzone, im Süden, ist das Unterostalpin in der Zeit der Transporttektonik ausgequetscht und reduziert worden, im Norden des Tauernfensters in diesem primären Akt der Tektonik hingegen zu bedeutender Mächtigkeit zusammengestaut und angeschoppt.

Im Süden liegt demnach in der sogenannten Matreier Zone nur ein schmaler, noch dazu in zahllosen Spänen mit der penninischen Schieferhülle verschuppter Streifen vor, der durch sekundäre weitere Einengung des Tauerngebietes meist steil gestellt wurde

und heute steil gegen Süden fallend hinzieht. Ein Gegenstück dieser Matreier Zone des Südens kann man auch noch unter dem zusammenhängenden Unterostalpin des Nordostrahmens, unter den Radstädter Tauern finden, und zwar in einem Bestandteil der penninischen „Nordrahmenzone", der von unterostalpinen Spänen tektonisch durchsetzt ist.

Der Westrahmen des Tauernfensters ist ebenso schmal von unterostalpinen Spänen entlang der Brennerlinie besetzt wie die Matreier Zone. Im Ostrahmen stellt sich der altpaläozoische Radstädter (Gmünder) Quarzphyllit ein, der über Resten von mesozoischen unterostalpinen Spänen durchgehend die Trennung von Pennin und mittelostalpinem Altkristallin vollzieht.

Im Norden des Tauernfensters liegen die unterostalpinen Serien in 2 bis 20 km breiten Abschnitten konzentriert, und zwar im Permomesozoikum der Tarntaler Berge und im tektonisch hangend dazu lagernden Innsbrucker Quarzphyllit im Westen und dem Radstädter Permomesozoikum und dem tektonisch hangend dazu auftretenden Radstädter Quarzphyllit im Osten. Der einst sicherlich zwischen diesen beiden Vorkommen vorhanden gewesene Zusammenhang ist heute auf einer Strecke von 60 km unterbrochen, da hier zwischen der Krimmler Trias im Westen und dem Unterostalpin im Bereich des Großarltales im Osten die Tauern-Nordrandstörung im Miozän den Nordrahmen abgeschnitten und entlang des Salzachlängstales beträchtlich weit in die Tiefe versenkt hat.

Die heute sichtbare Überschiebungsweite des Unterostalpins im Rahmen des Tauernfensters beträgt an dessen Ostrand 60 km. Der Überschiebungsbetrag ist sicherlich größer, da weder der Nordrand noch der Südrand der unterostalpinen Überschiebung sichtbar ist, sondern diese Ränder vom übrigen Ostalpin breit verdeckt sind.

Die Geosynklinalbreite des Unterostalpins in diesem Sektor ist nicht einfach der heutigen aufgeschlossenen Breite gleichzusetzen, da diese Einheit in ihrer Haupterstreckung tektonisch stark ausgedünnt und zerrissen und nur im Norden mehrfach übereinandergestapelt ist. Andererseits mag die Breite nicht unbedeutend gewesen sein, da im Unterostalpin des Tauernfensterrahmens drei faziell deutlich unterschiedene Hauptzonen vorliegen, und zwar sowohl in den Tarntaler Bergen im Westen als auch in den Radstädter Tauern im Osten: Die tiefste, ursprünglich nördlichste Zone des Unterostalpins war demnach – abgesehen von der am Nordrand gegen das Pennin hin gelegenen Lungauer Schwelle (siehe S. 106), die für die nachtriadische Detrituslieferung im Unterostalpin verantwortlich war – der in der Nachtrias brekzienreiche, in manchem bereits stark an das Pennin erinnernde Hochfeind-(Hippold-)Faziesstreifen, heute in der unteren Deckengruppe vereinigt. Diese Serie lagert vorwiegend auf Altkristallin. In der mittleren Zone herrscht im Mesozoikum die Pleisling-(Reckner-)Fazies, wiederum im wesentlichen auf altkristallinem Untergrund aufgelagert. Als deutlicher dritter individualisierter Teilstreifen folgte ursprünglich im Unterostalpin am weitesten im Süden die Quarzphyllitzone, wo statt Altkristallin altpaläozoischer Quarzphyllit den Untergrund für die unterostalpine Trias bildete.

Diese bedeutenden Massen von Radstädter- und Innsbrucker Quarzphyllit bilden eine riesige verkehrt liegende höchste unterostalpine Decke. Die sedimentäre Verbindung des Quarzphyllites zum zugehörigen unterostalpinen Meso-

zoikum und die Gleichstellung im Bauplan haben die Zugehörigkeit auch des Innsbrucker Quarzphyllites zum Unterostalpin für L. KOBER (1938, S. 39) ebenso wie für den Verfasser (1963 a, S. 106, Taf. 4) als selbstverständlich erscheinen lassen, der Innsbrucker Quarzphyllit ist in diesen Arbeiten als völliges Gegenstück zum Radstädter Quarzphyllit beschrieben worden. Dies ist heute nach der Kartierung von M. ENZENBERG (1967, S. 35) endlich auch allgemein anerkannt, nachdem dieser Quarzphyllit noch vielfach bis in die jüngste Zeit von manchen Autoren als Oberostalpin, als Äquivalent des Landecker Quarzphyllites betrachtet worden war – so z. B. auf der letzten geologischen Karte von Österreich 1 : 1,000.000 von P. BECK-MANNAGETTA (1964).

Die folgende Besprechung der Einzelabschnitte des Unterostalpins der Lungauriden soll vom klassischen Gebiet der Radstädter Tauern ihren Ausgang nehmen und nach der Verfolgung ihrer Fortsetzung gegen Südosten über den Katschberg hin die Matreier Zone und schließlich die Tarntaler Berge und deren Ausläufer sowie den Innsbrucker Quarzphyllit einbeziehen.

b) Die Radstädter Tauern

α) Zur Erforschungsgeschichte

Das eigenartige Auftreten eines mesozoischen Kalkgebirges im Herzen der kristallinen Zentralalpen, faziell andersartig als die auf Sichtweite im Norden im Dachsteinstock gegenüberliegenden Nördlichen Kalkalpen, hat seit je die Geologen zu Betrachtungen über die Entstehung dieser spezifischen zentralalpinen Landschaft angeregt. Bereits zu Mitte des vorigen Jahrhunderts war nach dem ersten glücklichen Fund von *„Encrinites"* bei der Tauernalpe durch R. MURCHISON (1850) bei der ersten durchgehenden Landesaufnahme Österreichs durch D. STUR (1854, S. 849) und K. PETERS (1854 b, S. 812) das mesozoische („triadische") Alter der Radstädter Kalkmarmore durch die Entdeckung von Belemniten, Crinoiden, Mollusken etc. in den „Radstädter Tauerngebilden" erkannt worden – trotz der Metamorphose des Gesteins, die ja in der Frühzeit gerne als Hinweis auf hohes Alter der Serien gewertet worden war. E. SUESS hat als Nächstes erfaßt, daß das ostalpine Kristallin in großer Überschiebung über den Radstädter Tauern aufliegt und daß diese selbst wiederum als Einheit über dem Tauernsystem auflagern. Noch vor der Jahrhundertwende haben V VACEK und F. FRECH in heftiger Polemik um Stratigraphie und Tektonik dieses Gebietes ostalpinen Baues gerungen, wobei F. FRECH die Fjordtheorie VACEKS der kanalförmigen Einlagerung des Mesozoikums in ein altkristallines Relief durch Erfassung des Faltenbaustiles schon damals überwunden hatte.

Zum Schlüsselgebiet für das Verständnis des großen Überschiebungsbaues in den tieferen Teilen der Zentralalpen aber wurden die Radstädter Tauern als entscheidendes Stück des Rahmens des Tauernfensters mit der Erfassung dieses Fensters und der Anwendung der Deckenlehre auf die Ostalpen durch Pierre TERMIER im Jahre 1903. Die folgende Zeit steht demnach auch ganz unter dem Eindruck der intensiven Erforschung des Radstädter Gebietes im Zusammenhang mit der großen Arbeit zur Analyse des Deckenbaues im östlichen Tauernfenster, die in der Zeit vor dem Ersten Weltkrieg von der Wiener Schule im Rahmen der Forschungsarbeiten der Akademie der Wissenschaft unter der Leitung von F. BECKE und V UHLIG einsetzte (Bericht 1906, 1908) und unter der Mit-

arbeit von L. Kober, W Schmidt, F. Trauth und S. Blattmann zu einem ersten Abschluß, zu einer Klärung der großen tektonischen Strukturen, geführt hat. Die Ergebnisse konnten allerdings erst nach dem Ersten Weltkrieg durch L. Kober (1922) in der Monographie „Das östliche Tauernfenster" veröffentlicht werden. Etwa zur gleichen Zeit hat aus dieser Arbeitsgruppe W Schmidt (1924) eingehend über den zentralen Teil der Radstädter Tauern berichtet und F. Trauth (1925, 1927) den Nordteil dieser Gebirgsgruppe analysiert. Eine nochmalige Bearbeitung durch eine Dissertantengruppe von L. Kober knapp nach dem Zweiten Weltkrieg brachte kaum Neues.

Neuen Auftrieb hingegen brachte die detaillierte Neuaufnahme durch eine Arbeitsgruppe vom Geologischen Institut der Wiener Universität auf Anregung von E. Clar (der selbst die Neubearbeitung der südlichen Radstädter Tauern 1937, 1940, begonnen hatte): W Medwenitsch hat seit 1955 den Nordteil der Radstädter Tauern begangen, der Verfasser hat den zentralen Teil und die südlichen Radstädter Tauern im Maßstab 1 : 10.000 neu aufgenommen und in mehreren Einzelarbeiten über die Teilstücke dieses Gebirges berichtet. Schließlich sind weitere Untersuchungen über Teilabschnitte des Raumes durch Dissertanten des Wiener Geologischen Institutes, wie H. Scheiner (1960), W Demmer (1962) und F. Thalmann (1962, 1963), hinzugekommen. Das wesentlichste Ergebnis dieser Untersuchungen war wohl die Analyse des zentralalpinen Mesozoikums durch eine detaillierte Seriengliederung und durch neue Fossilbelege, die 1958 bis zur Erfassung der Normalabfolge innerhalb der einzelnen Stufen vordrang, was erst die Basis für eine gesicherte Auflösung der komplizierten inneren Tektonik des Radstädter Deckenstapels ermöglichte. Für den Verfasser haben diese Untersuchungen in dem so reich gegliederten und auch fossilmäßig gesicherten zentralalpinen Mesozoikum auch deshalb besondere Bedeutung erlangt, weil erst hierdurch die eindeutige Abtrennung des übrigen zentralalpinen Mesozoikums im nächsthöheren Stockwerk der Zentralalpen von den kalkalpinen Schichtfolgen möglich war und die Entdeckung dieses nächsthöheren, mittelostalpinen Stockwerkes – bereits drei Jahre nach Beginn der Untersuchungen in den Radstädter Tauern – mit Abschluß der Klärung der unterostalpinen Stratigraphie (1958) dann vom Stangalm-Mesozoikum ausgehend erfolgen konnte. So hat die Erforschung der Radstädter Tauern stets befruchtend nicht nur auf unmittelbar äquivalente Gebiete (Semmering etc.) gewirkt, sie war auch maßgebend für die Erfassung des penninischen Mesozoikums (Einstufung der penninischen Liasbrekzien spezifischer Zusammensetzung im Vergleich mit den lithologisch so sehr übereinstimmenden Radstädter Liasbrekzien durch L. Kober, 1928), für die Bestätigung der Existenz des Tauernfensters, also des nächsttieferen Stockwerkes, und für die Erfassung der nächsthöheren großtektonischen Etage, des Mittelostalpins.

β) Geographische und geologische Position

In geographischer Hinsicht erstrecken sich die Radstädter Tauern zwischen dem Großarltal im Westen, wo sie mit der Draugsteingruppe einsetzen, bis zur Steirischen und Lungauer Kalkspitze im Weißpriachtal im Osten, vom Wagrainer Sattel und dem Ennstal bei Radstadt im Norden, wo die einförmigen paläozoischen Radstädter Quarzphyllitmassen die Kämme aufbauen, bis zum Speiereck bei St. Michael im Lungau im Südosten. Das zentrale Rückgrat nimmt die Mosermannlgruppe nördlich des

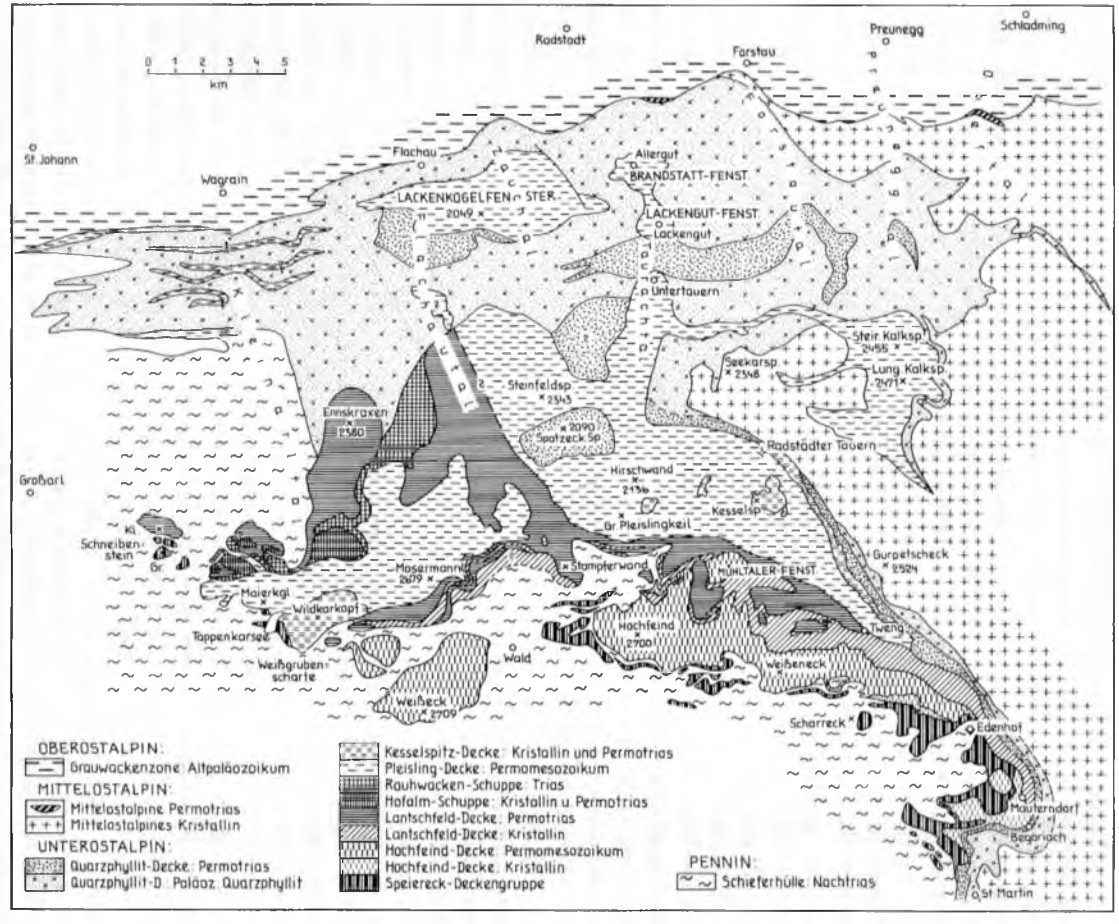


Abb. 30: Tektonische Karte der Radstädter Tauern nach A. Tollmann (1963 a, Taf. 4; 1964 b, Taf. 1) und H. Formanek (1964, Taf. 3).

obersten Zederhaustales (Riedingtales) und die Pleislinggruppe SW des Radstädter Tauernpasses ein, den südlichen Hauptkamm formt die Hochfeind-Weißeneck-Kette zwischen Lantschfeldtal im Norden und Zederhaustal im Süden. Landschaftlich heben sich die Radstädter Tauern zwischen den sanft begrünten Schieferhüllflächen des randlichen Penninikums im oberen Zederhaustal einerseits und dem dunklen, darüber aufragenden Altkristallin der Schladminger Tauern im Kamm Seekarspitze-Gurpitscheck andererseits mit ihren weißen Triasdolomitmauern prägnant von den umgebenden Einheiten ab.

Geologisch eindrucksvoll ist das Abtauchen der Serien und Deckenelemente im Tauernpaßgebiet gegen Nordosten unter diesen Altkristallinrahmen, noch deutlicher kommt ihr östliches achsiales Untertauchen unter das mittelostalpine Altkristallin der Schladminger Tauern im südlichen Taurachtal oberhalb von Tweng zum Ausdruck, wo im Abschnitt der Glockwand die hellen mesozoischen Sedimentgesteinsserien des unterostalpinen Radstädter Systems mit steilem Gefälle gegen Osten hin unter das Gurpitscheck verschwinden (Abb. 6), um erst rund 150 km weiter im Osten unter der gleichen mittelostalpinen Kristallinmasse jenseits der Niederen Tauern und des Gleinalmzuges als Semmeringsystem in einer Längsachsenkulminationszone wiederum an die Oberfläche zu gelangen (Abb. 30).

Andererseits ist das flache Abtauchen der penninischen Schieferhülle gegen Norden unter die unterostalpinen Berge der Radstädter Tauern für deren Stellung ebenso bedeutsam. Den direkten Beweis für diese Auffassung erbrachte unter anderem der über 6 km lange Tunnel der Tauernautobahn unter dem unterostalpinen Kalk/Dolomit-Klotz der Mosermannlgruppe, welcher Tunnel zur Gänze in der unterlagernden Schieferhülle verblieb (W Demmer, 1976, Abb. 467, S. 502 f.).

Die Position des Unterostalpins der Radstädter Tauern über den nachtriadischen mesozoischen Bündner Schiefermassen der Tauernschieferhülle und unter dem steirischen Altkristallin im Osten hat wesentlich zur Erfassung und zur Anerkennung des Tauernfensters als tektonischer Untergrund beigetragen. Die Zeit, in der manche Autoren das Tauernfenster als Nische, die nur seitlich oder allseits zentripetal vom Rahmen wenig überwallt sei, gedeutet haben (W Schmidt, 1921, S. 111) ist durch das Studium der Faltenvergenzen und Achsenrichtungen, gerade am Beispiel der Radstädter Tauern, längst überwunden. Die in Groß- und Kleinformen so klar ablesbare durchgreifende nördliche Vergenz, die berggroßen nordgetriebenen Falten (Abb. 44), widerlegen mit aller Deutlichkeit etwa die alte Auffassung, wie sie E. Kraus (1936, S. 223; Taf. 4) wiederholt vertrat, der die Tauern durch ihren Rahmen in zentripetaler Richtung zugeschoben gedacht hat, also in den Radstädter Tauern gegen Süden gerichtete Faltenstirnen entgegen den sichtbaren Faltenschlüssen auch in seinen Profilen gezeichnet hatte. Es gibt keinen beiderseits über die Tauern überfalteten ostalpinen Rahmen, dessen Stirnen sich dann irgendwo in der Mittellinie über und beiderseits des Tauernfensters treffen müßten, es läßt sich hingegen die Fortsetzung des unterostalpinen Radstädter Systems in schmaler Zone am Ostrand des Tauernfensters immer weiter gegen Süden bis in die Matreier Zone kontinuierlich zurückverfolgen, und auch der auflagernde mittelostalpine Kristallinrahmen zeigt einen geschlossenen Bau. Es erscheint heute nach Erforschung des Achsenplanes und aller Strukturdetails überflüssig, mehr zu diesem Kapitel der jahrzehntelangen Diskussion zu sagen, in der F. Heritsch (1915 b), F. Kossmat (1913), R. Klebelsberg (1941), R. Schwinner (1951 a) und etliche andere alpine

Geologen jahrzehntelang gegen die besonders durch L. KOBER vertretene Fensternatur der Tauern angekämpft haben – allein das Radstädter Rahmenstück und seine Fortsetzung gegen Süden widerlegen derartige Denkmöglichkeiten unzweideutig.

γ) Die Gesteinsserien

Trotzdem der landschaftlich markante Hochgebirgsanteil der Radstädter Tauern fast ausschließlich aus zentralalpinem Permomesozoikum besteht, sind an der Gesteinsfolge des Unterostalpins in diesem Raum auch altkristalline Anteile, das sogenannte Twenger Kristallin, das vorwiegend in der Lantschfelddecke aufscheint, und der altpaläozoische Radstädter Quarzphyllit beteiligt. Letzterer baut vor allem den monotonen nördlichen Teil der Radstädter Tauern im Bestand der Quarzphyllitdecke auf, beteiligt sich aber auch ganz untergeordnet an den tieferen Einheiten wie etwa der Pleislingdecke. Vor der Besprechung des schichtgliederreichen Permomesozoikums sollen daher kurz das Altkristallin und der Radstädter Quarzphyllit charakterisiert werden.

Das Twenger Kristallin ist vor allem am Aufbau der Lantschfelddecke beteiligt, zieht vom Gebiet der Fuchsalm südlich vom Lantschfeldtal gegen Osten, quert südlich von Tweng die Taurach in Richtung Fanninghöhe und streicht von Norden an Mauterndorf heran (A. TOLLMANN, 1964 b, Taf. 1). Im Twenger Kristallin ist der mesozonale Altbestand durch die alpidische Grünschiefermetamorphose absteigend überprägt worden – F. BECKE (1909, S. 372) hat anhand des Twenger Kristallins beim Einödbauer (Edenhof) 5,5 km SE Tweng den Begriff „Diaphthorit" aufgestellt. Der Altbestand umfaßt im Norden vorwiegend Paragneise und Glimmerschiefer mit einzelnen Amphibolitzügen. In den phyllitisch aussehenden Diaphthoriten erscheinen als Hauptminerale Quarz, Albit, Serizit, Chlorit und Karbonate, nur untergeordnet kommt Rutil und Turmalin hinzu. Im Raum von Mauterndorf tritt ein grobkörniger, wenig verschieferter Orthogneis, der sogenannte Mauterndorfer Granitgneis, mit großen Mikroklin-Porphyroblasten hinzu.

Auch noch die isolierte unterostalpine Scholle der Riedingspitze (Hochfeinddecke) im hintersten Zederhaustal wird im Süden von Twenger Kristallin begleitet. Dieses Twenger Kristallin in der hinteren Rieding im Abschnitt Schwarzkogel und Tiefenbachtal hat CH. EXNER (1971 a, S. 103 ff.; 1971 c, S. 221 f.) neu untersucht: Es besteht aus diaphthoritischem Paragneis, chloritisiertem Epidotamphibolit und kataklastischem Granitaugengneis. Der diaphthoritische Paragneis wird aus Chlorit, Muskowit, Plagioklas und Quarz aufgebaut und führt einen für diese schwache alpidische (hier diaphthoritische) Metamorphose bezeichnenden Gehalt an Stilpnomelan und damit aggregiertem Zoisit. Der rückschreitend metamorphe Granitgneis enthält Plagioklas, Schachbrettalbit, auch Kalifeldspat, Muskowit, Chlorit, Phengit, Quarz und akzessorisch Epidot, Opazit, Titanit und Apatit. Die Feldspäte im Amphibolit erwiesen sich als Oligoalbite.

Der Radstädter Quarzphyllit erreicht in der Region südlich von Radstadt und Wagrain im Bereich des unteren Taurach-, Flachauer- und Kleinarltales bedeutende Mächtigkeit. In der Hauptmasse aus monotonen Phylliten bestehend, hat er doch gelegentlich Züge von Kieselschiefern, Diabasen bis Grünschiefern, Porphyroiden, glimmerreichen Quarziten, Eisendolomiten und Bänderkalken eingelagert (F. TRAUTH, 1925, S. 109 ff.; H. FORMANEK et al., 1962, S. 40; H. FORMANEK, 1964, S. 34; H. MOST-

LER, 1963, S. 133; H. WAGNER, 1972). Nachdem nach langer Divergenz der Meinungen ab 1958 vom Verfasser bereits aus dem Serienvergleich auf altpaläozoisches Alter geschlossen worden ist (vgl. H. SCHÖNLAUB, 1975 b, Tab. 1, S. 49), ist nun durch den Nachweis einer allerdings sehr schlecht erhaltenen Mikrofauna in den Dolomiteinschaltungen im Kleinarltal durch H. SCHÖNLAUB (1975 b, S. 53) der karbonatführende Anteil des Quarzphyllites um die Wende Silur/Devon eingestuft, während der vulkanitreiche Serienanteil ein höheres altpaläozoisches Alter aufweist. Die Mikrofauna umfaßt unter den sandschaligen Foraminiferen *Sorosphaera tricella* MOREMAN und *Psammosphaera cava* MOREMAN – *Sorosphaera bicella* DUN fällt ja nach E. KRISTAN-TOLLMANN (1971, S. 174, Tab. 1) in die Synonymie der erstgenannten Art – sowie Reste von Conodonten der Formgattung *Panderodus* sp. und *Ligonodina* sp. oder *Hindeodella* sp. Eisendolomite in den Radstädter Quarzphylliten des Gurpitscheck und N St. Martin im Lungau im SE-Teil der Radstädter Tauern haben nur unbestimmbare Conodontenreste erbracht; hingegen konnten die Conodonten aus Kalk- und Dolomiteinschaltungen in Fortsetzung der Radstädter Quarzphyllite in der Katschbergzone als obersilurisch, und zwar Ploeckensis-Zone, Mittelludlow, eingestuft werden (H. SCHÖNLAUB, CH. EXNER & A. NOWOTNY, 1976, S. 128) – siehe S. 133. Es ergibt sich demnach eine sehr gute Übereinstimmung in der Alterseinstufung der Radstädter Quarzphyllite mit jener der Innsbrucker Quarzphyllite, die ja die direkte einstige Fortsetzung dieser Schichtgruppe gegen Westen darstellen. Auch in letzteren haben ja Conodontentests aus den Kalklagen höheres Silur bis Unterdevon erbracht (siehe S. 151), während die basischen vulkanogenen Einschaltungen vergleichsweise auch eine Vertretung des Ordovic, die Porphyroide des obersten Ordovic erwarten lassen, so daß als Gesamtreichweite des unterostalpinen Quarzphyllites (Kambro-) Ordovic bis Devon gelten kann.

Die bei der alpidischen Metamorphose im Unterostalpin der Radstädter Tauern erreichte Temperatur läßt sich nach G. VOLL (1977, S. 2) am Auftreten von Disthen neben Chloritoid im Alpinen Verrucano im Gebiet des Forstautales mit zirka 450° C bei 4–4.5 kb ermitteln – vgl. auch S. 121 und 133.

Wenn wir uns einen Überblick über das mesozoische Baumaterial der Radstädter Tauern machen wollen, so müssen wir die beiden vom Verfasser (1963 a, Taf. 9) unterschiedenen großen Hauptfaziesbereiche getrennt betrachten, da sie in zahlreichen Einzelheiten differieren: Die Region der brekzienreichen und jurassische Karbonatquarzite führenden Hochfeindfazies in der unteren Deckengruppe, die ursprünglich unmittelbar an das Hochpennin angeschlossen hat und demnach zahlreiche Anklänge erkennen läßt, und die Region der Pleislingfazies, die das Mesozoikum der zentralen Deckengruppe um die Pleislingdecke beherrscht, durch eine schichtgliederreihe und besser fossilführende Trias gekennzeichnet ist, und selbst noch einige Unterfaziestypen erkennen läßt.

Die Herkunft der Massen von detritischem Material in den nachtriadischen Brekzien der Hochfeindfazies ist nach der umfangreichen Beteiligung von Radstädter Mesozoikum aber auch Twenger Kristallin nur von einer subaerisch in dieser Zeit aufragenden unterostalpinen Schwelle (Lungauer Schwelle) am Nordrand des unterostalpinen Troges abzuleiten. Diese Schwelle hat einerseits gegen Süden mit einer südwärts abnehmenden Intensität Detritus in die Teilbereiche des unterostalpinen Meeres geliefert (Hochfeinddecke entsprechend der Lage zur Schwelle detritusreicher als Pleislingdecke), ande-

Tab. 3 : Die Schichtfolge der Hochfeindfazies

(E.CLAR, 1937; A.TOLLMANN, 1963a, Taf.9; 1964b)

Mächtigkeiten : Maximalwerte

U. KREIDE – M. MALM	100 m	Schwarzeckschichten: Schiefer, Sandstein, Grauwacke und Schwarzeckbrekzie mit Eingleitschollen
U. MALM	100 m	Bänderschiefer, z.T als fazielle Vertretung des Radiolarites
	30 m	Oberer Radiolarit: grüne und rote Bänderquarzite mit Radiolarien
	3 m	„Aptychenkalk" (gelb-grüner Glimmerflatschenmarmor)
	10 m	Unterer Radiolarit: grüner und roter Manganoxyd führender Bänderquarzit
DOGGER – LIAS	200 m	Serie der Türkenkogelbrekzie mit Schiefern, Karbonatquarziten und Dolomit(quarzitschollen)brekzien
	20 m	Liaskalkschiefer, -Tonschiefer und -Kalk mit Belemniten und Crinoiden; Liasbasisbrekzien
RHÄT	10 m	Hellblaugrauer Oberrhätkalk mit Megalodonten
	10 m	Kössener Schichten: Dunkle Tonschiefer und Kalkschiefer mit *Thecosmilia fenestrata* RSS., *Th. bavarica* FRECH, *Stylophyllum tenuispinum* FRECH, *Gervilleia inflata* (SCHAFH.), *Pecten* sp., *Rhaetina gregaria* SUESS, *Isocrinus bavaricus* (WINKL.), Seeigelresten etc.
NOR	20 m	Plattenkalk: Wechselfolge blaugrauer Kalk- und ocker Dolomitbänke. Lumachelle mit Brachiopoden, Echinodermen
	350 m	Hauptdolomit (dickbankig)
KARN	200 m	Gebankte Dolomite mit Schiefer- und Brekzienlagen. Sandstein selten. Basal 10 m Hornsteindolomit
LADIN	150 m	Wettersteindolomit mit *Diplopora annulata* SCHAFH.
ANIS	40 m	Anisdolomit
	70 m	Anisbänderkalk mit Dolomitschlierenkalkpartie
	20 m	Reichenhaller Rauhwacke
SKYTH	40 m	Lantschfeldquarzit
PERM	30 m	Alpiner Verrucano: Serizit- und Phengitschiefer
BASIS		Twenger Kristallin

rerseits trifft man Massen von nachtriadischen Feinbrekzien (Antholzer Serie) und Karbonatquarziten in der allerobersten, demnach ursprünglich am weitesten im Süden gelegenen penninischen Einheit, der Klammkalkzone, und den höchsten, Kalkglimmerschiefer führenden penninischen Karbonatquarzitschuppen unter den Radstädter Tauern (A. Tollmann, 1963 b, S. 103). Demnach ist von der das Unterostalpin und Pennin trennenden Lungauer Schwelle – wie dieser langfristig auch subaerisch aufragende Rücken hier bezeichnet werden soll – offenbar ebenso nach Norden in die Randzone des Pennin geschüttet worden. Sedimentologische Studien zur genaueren Fixierung der Schüttungsrichtungen sind erst in Durchführung begriffen (vgl. Abb. 3, 8).

Die Schichtfolge der Hochfeindfazies, wie sie besonders im Hochfeind-Weißeneck-Bergzug auftritt, ist auf Tab. 3 zusammengestellt. An der Klärung dieser Schichtfolge haben – von früheren Grobgliederungen abgesehen – hauptsächlich E. Clar (1937) und der Verfasser (1959 b, 1961 b, 1964 b) gearbeitet. Typischerweise setzt das Permomesozoikum dieser Serie ohne paläozoischer Zwischenlagerung direkt über Altkristallin, bestehend aus diaphthorisierten Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten auf, das im Raum Mauterndorf die größte Ausdehnung und Mächtigkeit erlangt. Die schwache alpidische (absteigende) Regionalmetamorphose in diesem Kristallin ist jüngst durch Ch. Exner (1971 c) durch den Nachweis von Stilpnomelan determiniert worden (siehe S. 105).

Abb. 31: Tektonisch ausgewalzte Korallenrasen aus Thecosmilien in den rhätischen Kössener Schichten des Gödernierkares in der Hochfeinddecke der südlichen Radstädter Tauern. Bildlänge etwa 2 m.

Abb. 32: Dolomitsand-hältige Kalkschiefer des tieferen Jura im Fuchskar in der Hochfeinddecke der südlichen Radstädter Tauern. Diese Karbonatsand-hältigen Juraschichtglieder sind typisch für die zentralalpine Fazies.

Die Trias ist insgesamt gesehen geringmächtiger und schichtenärmer als jene der Pleislingfazies. Sie unterscheidet sich von jener der Pleisling-Entwicklung (siehe unten) durch das Auftreten von Hornsteindolomit im Karn und das starke Zurücktreten der Lunzer Sandsteine. Besser vertreten hingegen ist das Plattenkalkniveau im Nor, groß der Fossilreichtum im Kössener Rhät (Abb. 31), überraschend war die Entdeckung des an großen Megalodonten reichen Oberrhätkalkes im Fuchskar NE vom Schwarzeck.

Die spezifische Note aber gibt der Hochfeindfazies die Jura-Kreide-Ausbildung. Der Lias setzt entweder mit Belemnitenkalken und Tonschiefern an der Basis ein und leitet in die schiefrig-sandig-brekziöse Serie des Lias-Dogger über (Abb. 32), oder grobe Liasbrekzien transgredieren unmittelbar auf Obertrias, was die Auswirkung der altkimmerischen Phase erfassen läßt. Feinbrekzien und Karbonatquarzite sind für diese tiefjurassische Schichtfolge der Hochfeindfazies bezeichnend, ebenso die grobscholligen Türkenkogelbrekzien-Züge mit ihrem Vorherrschen von Dolomit- und Quarzitkomponenten, die so gut der gleichaltrigen penninischen Brekzie am Hochtor in der Brennkogelfazies vergleichbar sind. Wohl als Untermalm ist auf Grund der regional übereinstimmenden Einstufung dieses Horizontes heute der Radiolarit zu betrachten, der hier unter deutlich sichtbarem seitlichem Fazieswechsel in fein gebänderte Tonschiefer übergeht. Hier erscheint in der Radiolaritplatte eine letzte Kalkbank („Aptychenkalk") vom Typus des „Hyänenmarmors" eingeschaltet (Abb. 33).

Der Abschnitt über dem Radiolarit umfaßt die altberühmte orogene Schwarzeckbrekzie, in der neben den oben erwähnten Komponenten von Triasgesteinen nun auch das unterostalpine Twenger Kristallin als Komponente, stellenweise massenhaft bis monomikt, erscheint. Als Alter dieser Brekzie kommt, grob gesprochen, höherer Oberjura bis Unterkreide in Frage, die darüber folgenden Schwarzeckschiefer und -sandsteine („Weißeneckflysch") mit ihrem wahrscheinlich unterkretazischen Alter beschließen die Serie der Hochfeindfazies. Das eindrucksvollste Phänomen liefern die Schwarzeckbrekzien, die hausgroße bis berggroße Schollen als Riesenkomponenten enthalten, die auf Grund der Detailbeobachtungen sicher sedimentär eingeglitten sind und nicht, wie früher vielfach angenommen, tektonische Späne darstellen. Der Mechanismus des submarinen Massentransports, der zur Bildung dieses Typus von Brekzien führte, ist für die genetisch analogen Brekzien der Brekzien-Decke der Westalpen jüngst von H. HENDRY (1972, S. 290) unter Anführung der einschlägigen Literatur diskutiert worden. Dieser Brekzientypus ist nicht durch strömendes Wasser als Agens transportiert worden, sondern verdankt seine Entstehung dem Massenfluß, der unmittelbaren Einwirkung der Schwerkraft auf die Komponenten, die im Falle der Riesenblockschüttung mit den berggroßen Bestandteilen der Brekzien wohl in Form von submarinen Lawinen niedergegangen sind.

Als eine noch weiter dem Pennin angenäherte, lokal begrenzte Subfazies der Hochfeindfazies ist noch die in den tiefsten Schuppen der Radstädter Tauern auftretende

Abb. 33: Gefaltete Serie aus malmischem Radiolarit (liegend) und Aptychenkalk (hangend) im Fuchskar in der Hochfeinddecke der südlichen Radstädter Tauern.

Tab. 4: Die Schichtfolge der Pleislingfazies

(A. TOLLMANN 1956—1968, bes. 1963a, Taf.9, R.ROSSNER, 1976 b)
Mächtigkeiten : Maximalwerte

U.-MALM	gering	Radiolarit
DOGGER (?)	20 m	Violetter Crinoidenkalk mit Belemniten, Crinoiden, Bivalven
LIAS	120 m	Dunkle Kalk- und Tonschiefer mit Belemniten, Ammoniten
	60 m	Gelbliche und blaugraue Kalkmarmore, Partien dolomitisch. Crinoiden häufig: *Isocrinus* cf. *basaltiformis* (MILLER), Belemniten
	gering	Basalbrekzie
RHÄT	20 m	Hellgraublauer, dickbankiger bis massiger, z.T. dolomitisierter Kalk mit Korallen, Megalodonten, Gastropoden
	30 m	Kössener Schichten. Dunkle Kalkschiefer, Tonschiefer, Korallenkalke, Brekzien; reiche Fauna mit *Astraeomorpha crassisepta* RSS., *Oppelismilia rudis* (EMMR.), *Thecosmilia clathrata* EMMR., *Isocrinus bavaricus* WINKLER, *Triadocidaris lungauensis* TOLLM. etc.
NOR	20 m	Plattenkalk als Wechselfolge von Dolomit- und Kalkbänken. Lumachellelagen
	500 m	Dickbankiger heller Hauptdolomit mit *Priscopedatus triassicus* MOSTLER und *Cardita* sp. Schmale Keuperschieferlagen im Oberteil
KARN	50 m	Geschichtete Dolomite, Brekzien, Rauhwacken, Dolomitschiefer, Tonschiefer
	30 m	Tonschiefer mit Pflanzenresten, Lunzer Sandstein, Dolomite, Brekzien, selten Kalklagen mit *Isocrinus tyrolensis* (LAUBE)
	90 m	Arlbergschichten: Geschichtete Dolomite, Dolomitschiefer, Brekzien, Tonschiefer. Lumachellelagen. Crinoiden
LADIN	300 m	Wettersteindolomit mit *Diplopora annulata* SCHAFH., *D.* cf. *annulatissima* PIA, *Teutloporella herculea* STOPP., *T* cf. *nodosa* (SCHAFH.), *Tubiphytes obscurus* MASLOV und *Omphalopty-cha* cf. *eximia* HOERNES
ANIS	80 m	Grauer Trochitendolomit mit *Entrochus silesiacus* BEYR., *Encrinus liliiformis* (LAM.). Schwarzer dickbankiger Dolomit mit *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL)? und schwarzer Kalk mit *Schizotheelia spiniperforata* (ZAWIDZKA)
	5 m	Anisbrekzie mit *Physoporella dissita* (GÜMBEL) im Kalkzement (Pelson–Illyr)
	20 m	Hornsteinknollen-Dolomitschlieren-Kalk mit Crinoiden
	30 m	Blaugraue, rosa, gelbliche Bänderkalke mit *Encrinus liliiformis* (LAM.)?, *Loxonema constrictum* BOEHM
	20 m	Gutensteiner Basisschichten aus Tonschiefern, Kalkschiefern, dunklen Dolomitschiefern, Brekzien. *Costatoria costata* (ZENKER)
	50 m	Reichenhaller Rauhwacke (ocker)
SKYTH	20 m	Alpiner Rötschiefer: helle Schiefer mit dünnen Rauhwackebändern
	150 m	Lantschfeldquarzit: dünnschichtiger hellgrünlicher Quarzit
PERM	130 m	Alpiner Verrucano: Serizitschiefer, Phengitschiefer, grobkörnige Quarzite
BASIS	400 m	Twenger Kristallin

Malutzfazies (A. TOLLMANN, 1965 b, S. 119) zu erwähnen, die durch einen besonderen Reichtum an Juraquarziten, -karbonatquarziten und Jurabrekzien ausgezeichnet ist.

Zu der auf Tab. 4 zusammengestellten Schichtfolge der Pleislingfazies, wie sie vom Verfasser besonders in der Pleisling- und Mosermannlgruppe (1956, 1958 a, b, 1964 b) herausgearbeitet worden ist, sei folgendes vermerkt. Diese Fazies tritt in den zentralen Teilen und in der mittleren Deckengruppe der Radstädter Tauern auf. Sie zeigt eine nördliche Unterprovinz mit einer weniger mannigfaltigen Mitteltrias, in der sich vor allem mächtige dickbankige schwarze Anisdolomite (S Untertauern bis Gnadenalm) einstellen, während im südlichen Teilbereich eine schichtenreiche Mitteltrias auch mit hellem Anisdolomit und ein reicher entwickeltes Unterkarn auftreten (A. TOLLMANN, 1958 a, S. 94). Auch die Ausbildung des vormesozoischen Sockels in dieser Fazies ist von Interesse: In der zentral gelegenen Pleislingfazies lagert der permische Alpine Verrucano unmittelbar auf Twenger Altkristallin, das in der Lantschfelddecke noch reichlich diaphthoritischen Granit enthält. Erst in den tektonisch höheren, also ursprünglich südlicheren Einheiten, wie der über der Pleislingdecke gelegenen Wildkarschuppe, erscheint neben dem Altkristallin auch altpaläozoischer Quarzphyllit, während in der höchsten, ursprünglich südlichsten Teileinheit, der Quarzphyllitdecke, altpaläozoischer Quarzphyllit statt des Kristallins die Basis der Permotrias bildet.

Die auf Tab. 4 wiedergegebene Schichtfolge der Pleislingfazies konnte in vielen Etagen trotz der Regionalmetamorphose des Gesteins fossilmäßig belegt werden. Erst ein Teil der artlich bestimmten Fossilien ist abgebildet, so etwa die anisischen Crinoiden (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1967, Taf. 1, 9), rhätische Korallen (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1964, Taf. 7, 8) und Seeigelreste (E. KRISTAN-T. et al., 1969, Taf. 3, 6). Zum Faziescharakter der Pleisling-Trias ist zu bemerken, daß auch in dieser Fazies gegenüber der Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen noch reichlich Brekzien auftreten: Praktisch in jeder Stufe der Trias sind meist paradiagenetische, intraformationale Brekzien vorhanden, auf eine stärkere Bodenunruhe zur Zeit der Bildung hinweisend. Der Jura hingegen ist gegenüber jenem der Hochfeindfazies wesentlich ärmer an den oben erwähnten Brekzientypen.

Zu der auf Tab. 4 gegebenen kurzen Übersicht über die reiche unterostalpine Schichtfolge der Pleislingfazies sind einige erläuternde Anmerkungen vonnöten. Für das Permoskyth hat sich auch hier die von uns ab 1957 (vgl. 1964 d, S. 278) zuerst im Semmeringsystem erfaßte Dreigliederung in den permischen Alpinen Verrucano, den skythischen Lantschfeldquarzit (Semmeringquarzit) und den Alpinen Röt-Schieferhorizont ergeben. Der Alpine Verrucano umfaßt auch hier wiederum in erster Linie schiefrige Bildungen wie weiße Serizitschiefer bis grüne Phengitschiefer, er beinhaltet aber auch grobkörnige, nicht dünn geschichtete, mürb verwitternde Quarzite bis Arkosen, während der Lantschfeldquarzit einen ganz anderen, lithologisch über weite Strecken hin einheitlichen, nicht so wechselvollen Charakter aufweist und vorwiegend aus gleichmäßig gut geschichteten, festen, hellgrünlichen Quarziten besteht (A. TOLLMANN, 1961 a, S. 120 f.). Selten findet man die vom Semmering bekannten Gerölleinschaltungen von weißen bis rosa Quarzgeröllen und sogenannten Lyditen, die sich im Semmeringgebiet als Turmalinquarzite erwiesen haben.

Die folgende Reichenhaller Rauhwacke und die Gutensteiner Basisschichtgruppe mit

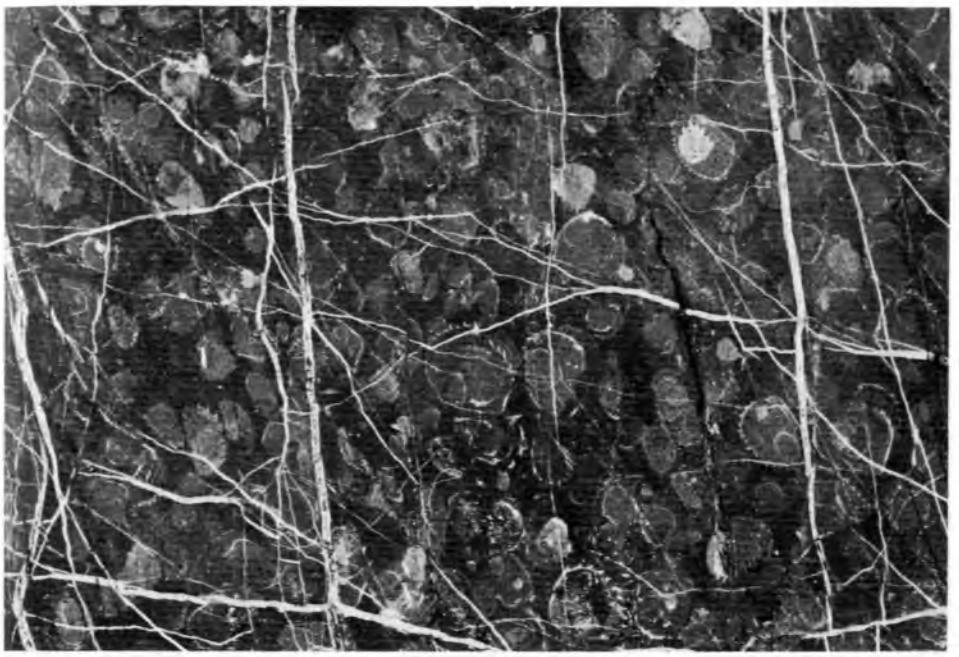


Abb. 34: *Costatoria costata* (ZENKER) im Dolomit der Anisbasisserie des Teufelskares in der Pleislinggruppe der Radstädter Tauern. Bildlänge 12,5 cm.

schwarzen Schiefern, Dolomitschiefern, dunklen Dolomitbrekzien, Kalkschiefern etc. werden zufolge der derzeitigen Tendenz der weltweiten Höherverlegung der Anisbasis wohl noch zum obersten Skyth zu stellen sein. Aus diesem Horizont im Teufelskar der Pleislinggruppe stammt *Costatoria costata* (ZENKER), vgl. A. TOLLMANN, 1968 c, S. 32, Abb. 1 – Abb. 34.

Die zusammenhängende mitteltriadische Karbonatserie setzt mit einem dunklen Aniskalk ein, der nur selten noch dichte Beschaffenheit besitzt, wie im Feitschengraben bei Tweng, wo er radialbüschelförmig ausgeblühte Coelestin-Aggregate enthält (Hinweis E. OTT), meist aber als gebänderter Marmor in verschiedenen bläulichen, rosa und gelben Farbtönen vorliegt. Crinoiden wie *Encrinus liliiformis* (LAM.) erscheinen darin nicht zu selten, die Schnecke *Loxonema constrictum* BOEHM ist von H. SCHEINER (1960, S. 89) von der Kalkspitze beschrieben worden. Im dunklen Oberaniskalk der Lahngangrinne im Flachautal hat R. ROSSNER (1976 b, S. 554) Holothuriensklerite von *Schizotheelia spiniperforata* (ZAWIDZKA) gefunden. In den höheren Partien des noch crinoidenführenden Aniskalkes schalten sich vielfach sehr bezeichnende, in der zentralalpinen Fazies weithin verfolgbare Dolomitschlierenkalk-Typen mit Hornsteinknollenführung ein, wie sie am schönsten nördlich vom Wildsee ausgebildet sind. In dem kalkigen Bindemittel der anisischen Dolomitbrekzien NE der Windischscharte in der Mosermannlgruppe, die offenbar in das Hangende dieser Kalke gehören, fanden sich Algen der Art *Physoporella dissita* (GÜMBEL) – det. E. OTT –, die auf Pelson-Illyr hinweisen.

Im Anisdolomit tritt die oben erwähnte Faziesdifferenzierung deutlich in Er-

scheinung. Im Nordteil herrschen monotone dickbankige schwarze, gelegentlich Fluorit führende Dolomite entlang der Taurach. Auf der Gnadenalm haben sie *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL)? geliefert – det. E. OTT. Weiter im Süden ist eine reichhaltige Serie von Dolomitbrekzien, hellgelblich anwitterndem Dolomit und Trochitendolomiten mit *Encrinus liliiformis* (LAM.) sowie *Entrochus silesiacus* BEYRICH vorhanden (A. TOLLMANN, 1958 a, S. 82; E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1967, S. 5, Taf. 1, 9) – Abb. 35.

Der l a d i n i s c h e Wettersteindolomit ist im Ostteil der Radstädter Tauern kaum gebankt und unterscheidet sich hierdurch gut vom Hauptdolomit, gegen Westen hin aber stellt sich eine Bankung ein. In dem etliche hundert Meter mächtigen ladinischen Dolomit sind *Diplopora annulata* SCHAFH. (hierzu *Gyroporella debilis* bei GÜMBEL!) sowie *Teutloporella herculea* STOPP. gesteinsbildend häufig, Codiaceen kommen hinzu, die Foraminiferenart *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-T. stammt daraus (E. KRISTAN-T., 1964, Taf. 6, Fig. 4). Unter den nicht seltenen Großgastropoden ist *Omphaloptycha* cf. *eximia* HOERNES nachzuweisen (A. TOLLMANN, 1958 a, S. 86; 1961 a, S. 123). Aus den Nördlichen Radstädter Tauern wurden (ohne Angabe des Faziesraumes) von R. ROSSNER (1976 b, S. 547) aus dem ladinischen Wettersteindolomit das Problematikum *Tubiphytes obscurus* MASLOV und die Algen *Diplopora* cf. *annulatissima* PIA sowie *Teutloporella* cf. *nodosa* (SCHAFH.) PIA gemeldet.

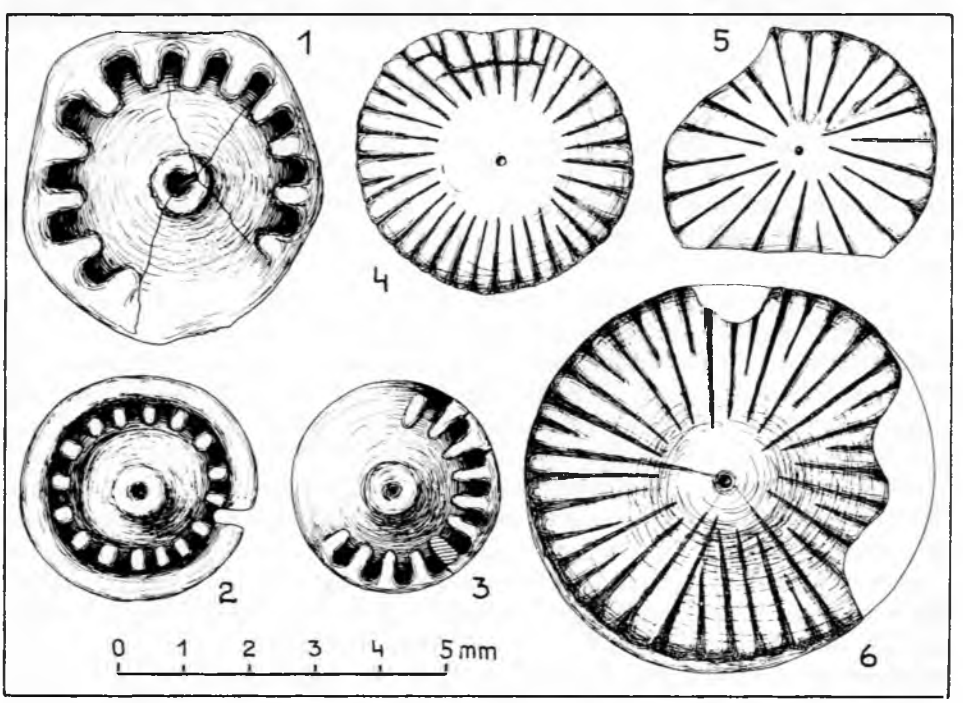


Abb. 35: *Encrinus liliiformis* (LAM.) [Fig. 1–3] und *Entrochus silesiacus* BEYRICH [Fig. 4–6] aus dem oberanisischen Trochitendolomit der Kesselspitz-Ostseite, Radstädter Tauern. Nach E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1967, Taf. 9 pp.).

Etwa dem Cordevol im alten Sinn entspricht die nun folgende Schichtgruppe aus einer bis fast 100 m mächtigen Serie gut geschichteter Dolomite spezifischen Aussehens, die kartierungsmäßig im Gelände stets zwischen dem Wettersteindolomit und dem Karn im alten Sinne faßbar ist: Die Gruppe wird mit einer grellocker bis schokoladebraun anwitternden geschichteten Dolomitpartie, die selten auch von blaugrauen Kalkbänken durchsetzt ist, eingeleitet und umfaßt in ihrem Hauptbestand graue und sandig anwitternde, dunkle, oft kristalline Dolomite, Bänderdolomite mit intraformationellen Brekzienlagen, auch graue Rauhwackenniveaus und untergeordnet Schieferlagen. Diese in den Originalarbeiten bei ihrer Abtrennung vom übrigen Karn vom Autor (1958a, S. 89) als Partnachschichten bezeichnete Gruppe wäre nach dem Vergleich mit weitgehend analogen Typen der Vorarlberger Fazies der Nördlichen Kalkalpen heute besser als Arlbergschichten zu bezeichnen.

Das übrige Karn ab der Tonschiefer-Lunzersandstein-Folge aufwärts wechselt primär in den einzelnen Profilen außerordentlich stark: So ist es z. B. am Nordabfall der Pleislinggruppe mächtig und schichtgliederreich entwickelt, am Südabfall nur wenig entfernt davon wird es ausschließlich durch eine etwas dünner gebankte Dolomitserie gebildet, die ohne scharfe Grenze zwischen Wetterstein- und Hauptdolomit vermittelt. Auch innerhalb der schichtgliederreichen Serie gibt es lateralen Wechsel im Aufbau von Profil zu Profil, auch in nicht gestörten Abschnitten. Die Tonschiefer- und Sandsteingruppe hält sich jedenfalls in einige Horizonte gegliedert mehr auf den tieferen Teil beschränkt, sie führt entlang der Tauernstraße kohlige Lagen und hier wie im Faulkogelostabfall Pflanzenreste. Selten ist mit den schiefrigen Horizonten oder mit den begleitenden Dolomiten eine meist dunkelblaugraue oder auch gelbliche bis rosa Kalklage verbunden, die gelegentlich eine Isocrinusbrekzie führen kann, in der besonders *Isocrinus tyrolensis* (Laube) auftritt. Die dolomitische Entwicklung der höheren karnischen Serien ist wiederum ähnlich wie jene der Radstädter Arlbergschichten, reich an verschiedenen gut geschichteten Gesteinstypen. Neben verschiedenfarbig anwitternden geschichteten Dolomiten treten gelbe Dolomitschiefer und vor allem Dolomitbrekzienlagen hervor.

Der etliche hundert Meter mächtige Hauptdolomit ist stets dick gebankt. An einer einzigen Stelle wurde darin am Pleislingkeil *Cardita* sp. gefunden. Vom Oberteil des Hauptdolomites stammen aus dem Lackenkogelfenster 3 km SE Flachau Holothuriensklerite von *Priscopedatus triassicus* Mostler (R. Rossner, 1976 b, S. 555). Ein Plattenkalkniveau an der Obergrenze des Hauptdolomites ist nur angedeutet. Hingegen sind bis etliche dm-starke Keuperlagen in den höheren Partien auf der Nordseite der Pleislinggruppe vertreten.

Das Rhät in Form der Kössener Schichten besteht aus dunkelgrauen Kalken, Thecosmilienkalkbänken, schwarzen Tonschieferlagen. Die reiche Fauna hat folgende Fossilgruppen geliefert, die auf eine eigenständige Biofazies, die sogenannte „Lungauer Fazies" (E. Kristan-T. & A. Tollmann, 1964, S. 558) hinweisen: Kleinkorallenstöckchen von *Astraeomorpha crassisepta* RSS., *Stephanocoenia schafhäutli* Winkler etc., größere Korallen oder Korallenstöcke von *Oppelismilia zitteli* (Frech), *O. rudis* (Emmr.), *Thecosmilia bavarica* Frech, *Th. fenestrata* RSS., *Th. clathrata* Emmr., unter den Echinodermen häufig *Isocrinus bavaricus* Winkler und *Triadocidaris lungauensis* Tollmann, unter den Foraminiferen besonders *Triasina hantkeni* Majzon – Abbildungen oder Beschreibungen bei A. Tollmann (1958 b, S. 331) und E. Kristan-T. & A. Toll-

Abb. 36: Korallen aus den rhätischen Kössener Schichten des Teufelskares in der Pleislinggruppe der Radstädter Tauern nach E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1964, Taf. 7 und 8 pp.). Links oben: *Oppelismilia zitteli* (FRECH) mit 8 mm Durchmesser; rechts oben: *Astraeomorpha crassisepta* REUSS mit 13 mm Durchmesser; links unten: *Thecosmilia bavarica* FRECH mit 22 mm Längsdurchmesser; rechts unten: *Oppelismilia rudis* (EMMR.) mit 25 mm Durchmesser.

Abb. 37: Megalodonten im Oberrhätkalk des Teufelskares in den Radstädter Tauern.

MANN (1964, Taf. 7, 8; 1969, Taf. 3, 6) sowie nebenstehende Abb. 36. Der im Hangenden folgende hellbläulichgraue, deutlich dickbankige, lokal auch dolomitisierte Oberrhätkalk führt großwüchsige Megalodonten, Stockkorallen, Gastropoden etc. (Abb. 37).

Der Jura der Pleislingfazies zeigt starken faziellen Wechsel in seinen tieferen Partien. Gelegentlich transgrediert Liaskalk unter Ausfall des Rhät direkt auf Hauptdolomit (Ht. Großwand-S). Häufig stellt sich eine schmale dolomitische Brekzie an der Basis des Lias ein. Ein recht konstantes Glied mit allerdings stark schwankender Mächtigkeit stellt im tieferen Lias ein gelblicher oder blaugrauer Crinoidenkalkmarmor dar: Die darin stellenweise massenhaft auftretenden Crinoiden gehören nach Mitteilung von Frau Dr. H. DORECK-SIEVERTS der Art *Isocrinus* cf. *basaltiformis* (MILLER) an. Belemniten sind in diesen Liaskalkmarmoren ebenfalls nicht zu selten. Mächtige kalkige Liasschiefer, bereits zum Teil vom Aussehen der Bündner Schiefer, folgen entweder im Hangenden der Kalkmarmore oder vertreten diese durch ihre basalen Anteile faziell. Aus ihnen stammt ein Teil der altberühmten „gestreckten" Belemniten der Radstädter Tauern. Meist sind diese Kalkschiefer fossilarm, an einer einzigen Stelle der Pleislinggruppe konnte der Verfasser bisher zwei nicht bestimmbare Ammoniten finden. Basale Brekzien sind im Lias dieser Fazies wesentlich seltener als in der Hochfeind-Entwicklung.

Einen höheren Anteil innerhalb des Jura nehmen lithologisch gut charakterisierte violette Crinoidenkalke ein, die z. B. im Muldenkern der Vd. Großwand neben den Crinoiden der Familien Millericrinidae oder Apiocrinidae reichlich gestreckte

Belemniten und Bivalven enthalten. Aus diesem Schichtglied stammen die Bestimmungen von canaliculaten Belemniten des Dogger von V Uhlig, während O. Kühn *Salpingotheutis* cf. *longisulcatus* (Voltz) des Lias zeta hierin zu erkennen glaubte. Eine Einstufung in den Dogger erscheint wahrscheinlicher. Der Untermalm ist nur aus Lesestücken von Radiolariten aus den Wänden des Teufelshornkares als jüngstes Schichtglied zu erfassen.

δ) Die fazielle Entwicklung

Da das Radstädter Mesozoikum den Typus für die zentralalpine Fazies im Ostalpenraum liefert, sind einige Bemerkungen über die Eigenart dieser Fazies etwa im Vergleich mit jener der Nordkalkalpen hier am Platz. Vorweg sei betont, daß hier nur von der primären Sedimentgesteinsfazies die Rede sein soll, während von der schwachen metamorphen Fazies, also der alpidischen Gesteinsumwandlung unschwer zu abstrahieren ist.

Der Begriff der zentralalpinen Fazies ist besonders durch F. Frech (1906) in Arthabers Lethaea eingebürgert worden, wurde aber lange Zeit hindurch durchaus verschiedenartig verwendet, zum Teil auch nach rein geographischen Lagebeziehungen. Eine erste präzisere, auf der Fazies selbst beruhende Fassung des Begriffes „zentralalpine Fazies" geht auf H. P. Cornelius (1949, S. 238) zurück, der hervorhob, daß dieser Faziesraum durch eine geringe Sedimentmächtigkeit, primäre Lückenhaftigkeit, Fossilarmut und durch bedeutenden Vorlandeinfluß gekennzeichnet sei. Erst in neuerer Zeit, nach detaillierter Untersuchung der Radstädter Tauern, wurde der Begriff der zentralalpinen Fazies durch den Verfasser (1963 a, S. 158; 1965 b, S. 117) in Einzelheiten erläutert, wobei sich eine Revision der bisherigen Vorstellung ergab. Zunächst fallen die Armut, die Lückenhaftigkeit und die geringe Mächtigkeit weg. Sämtliche zentralalpine Faziesreihen hatten ursprünglich vollkommene Schichtfolgen, die Mächtigkeit ist primär im unterostalpinen (Radstädter Tauern) ebenso wie im mittelostalpinen Stockwerk (Stubaier Alpen) keineswegs unbedeutend, die starke Reduktion der Kette der zentralalpinen mesozoischen Vorkommen geht vielmehr auf tektonische Abschuppung bzw. erosive Entfernung vor der Überschiebung zurück. Generell gilt auch nicht das Merkmal der Fossilarmut: Schichtglieder wie der Aniskalk, der Oberanisdolomit, der Wettersteindolomit, die Kössener Schichten, der Oberrhätkalk, der Crinoidenliaskalk, der Belemniten-Jurakalk sind in den Radstädter Tauern (und anderswo im zentralalpinen Bereich) abschnittsweise durchaus reich an Crinoiden, Diploporen, Bivalven etc., wohl aber kann in stärkerem Maß als in der nordalpinen Entwicklung in manchen Abschnitten des Zentralalpins ein Vorlandeinfluß in der Lithofazies und Biofazies verspürt werden.

Die zentralalpine Entwicklung kann demnach nicht einfach durch die bisher verwendeten Schlagwörter gekennzeichnet werden. Ihre Eigenart liegt vielmehr, wie die Serienfolge der Radstädter Tauern zeigt, in einer ganz bestimmten Folge von lithologisch charakterisierten Gliedern, die sich im zentralalpinen Gebiet über sehr weite Räume hin verfolgen läßt. Als solche Gemeinsamkeiten sind gegenüber der nordalpinen Fazies hervorzuheben (A. Tollmann, 1965 b, S. 118): Das Perm ist stets als Alpiner Verrucano ausgebildet, nicht gipshältig, nie Haselgebirge-führend. Das Skyth liegt stets als metamorpher Buntsandstein, als Quarzit vor, der zuoberst von einem

Rötschieferhorizont begleitet wird, im Gegensatz zur Werfener Schiefer-Fazies des Mittel- und Ostabschnittes der Nordkalkalpen. Die Mitteltrias setzt sich im Normalfall aus der weithin konstanten Abfolge Reichenhaller Rauhwacke, Gutensteiner Basisschiefer und -brekzien, Aniskalk, gelegentlich hornsteinführender Dolomitschlierenkalk, oberanisischer Trochitendolomit bzw. dunkler Anisdolomit und heller ladinischer Dolomit zusammen. Ein weiteres auffälliges Merkmal ist ferner der Dolomitsandgehalt in den nachtriadischen, besonders liassischen Schiefern, während man in den äußerst selten sandigen Allgäuschichten der Kalkalpen Quarzsand als Detritus antrifft; außerdem ist das Auftreten von Karbonatquarziten im zentralalpinen Jura im Gegensatz zur nordalpinen Fazies sehr bezeichnend. Faßt man demnach nun den zentralalpinen Faziescharakter zusammen, so läßt sich als Merkmal die gegenüber der stärker variierenden nordalpinen Trias weithin konstante bestimmte Serienzusammensetzung in Perm, Unter- und Mitteltrias sowie im Jura herausstellen, der Brekzienreichtum und die Armut an Vulkaniten betonen. In vielem zeigt demnach die zentralalpine Fazies s. str. eine Zwischenstellung zwischen nordalpiner Entwicklung einerseits und penninischen Eigenheiten andererseits, eine Zwischenstellung, die durch die graduelle interne weitere Angleichung der unterostalpinen Subfaziesbereiche in den Radstädter Tauern bei entsprechender Abwicklung nur noch unterstrichen wird.

ε) Tektonischer Baustil und Gliederung

Die Radstädter Tauern bilden trotz ausgedehnter verkehrter Serien im Faltenbau im großen gesehen nicht eine verkehrt lagernde mesozoische Hülle des sich im Osten darüber aufbauenden Schladminger Kristallins, sondern es liegt in ihnen eine vom sonstigen unterlagernden Twenger Kristallin-Sockel weitgehend abgescherte, in der

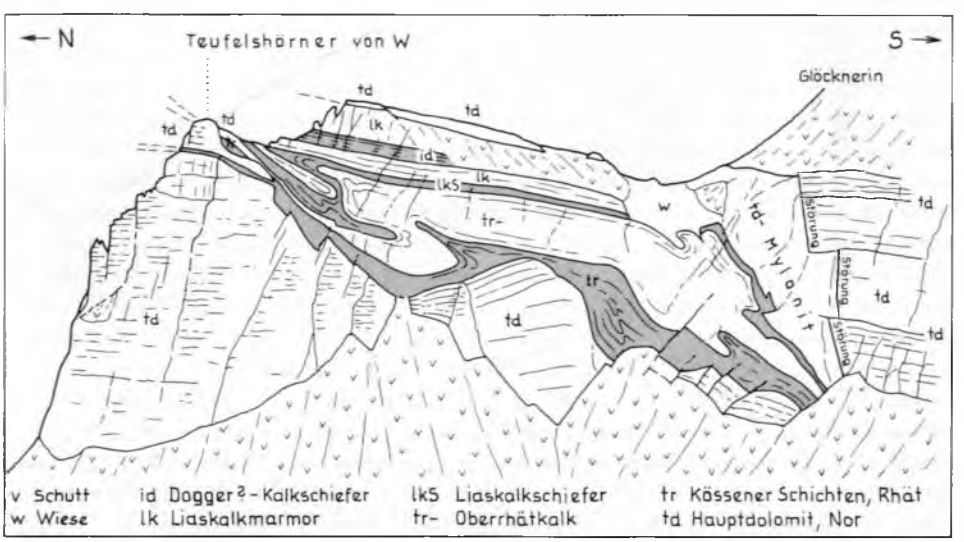


Abb. 38: Der Baustil der Faltentektonik in der Teufelshornmulde der Pleislinggruppe in den Radstädter Tauern.

Abb. 39: Faltung im unterostalpinen Stockwerk im Dolomitlagen(hell)-führenden Aniskalk (dunkel) der Radstädter Tauern.

Hauptsache aufrecht gelagerte Schichtplatte vor, die nordvergent über das penninische System überschoben, hierbei in eine Serie aus aufrechten Decken geschuppt wurde, welche bei ihrem Zusammenstau in Stirnposition des Tauernfensters angehäuft und intern intensiv in Liegendfalten geworfen wurden oder weitere Verschuppungen erlitten. Die tektonische Formung erfolgte in einer Tiefe, in der das Material bei der Umformung noch plastisch reagierte, nicht nur die mobileren Gesteine wie Quarzite, Schiefer und Kalke, sondern es wurde auch der spröder reagierende Dolomit in die Faltentektonik konkordant oder mit lokal diskordantem Zuschnitt einbezogen (Abb. 38, 44). Im plastischen Material kommt es auch noch zur Fließfaltenbildung wie im unterlagernden penninischen Stockwerk (Abb. 39). Eine nach der Position selektiv wirkende Formung ist in dieser tiefen Stufe bezeichnend: Teilweise bleiben die Fossilien fast unversehrt erhalten, in Nähe der Überschiebungsfläche hingegen werden Korallenstöcke zu Platten schnurförmiger Fäden ausgeschleift.

Die Hauptachsenrichtung der internen Groß- und Kleinfalten des Radstädter Deckenstapels taucht gegen Osten bzw. gegen ESE mäßig steil ab. Eine mehrphasige Formung ist mit Sicherheit an der Bildung von potenzierten Falten, also wiedergefalteten Falten abzulesen, für welche man ebenso wie für Überfaltungen schöne Beispiele auf der Südseite des Gr. und Kl. Mosermannls und des Maierkogels am Tappenkarsee antrifft (A. Tollmann, 1968 b, Abb. 2, 6, 7) – Abb. 40. Daneben begegnet man noch abschnittsweise einer kräftigen Querfaltung, die sich als $B' \perp B$ in der Spätphase

der Hauptlängsfaltung ausbildet. Hochbirg, Schliererkar, Windischscharte etc. in der Mosermannlgruppe liefern eindrucksvolle und prächtig aufgeschlossene Beispiele für diese Querfaltung mit um N–S schwankenden Achsenlagen und westvergenten liegenden Faltenstirnen (A. TOLLMANN, 1958 a, S. 106; Abb. 1 und Taf. 9; W SCHWAN, 1965, Abb. 15). W BAUMGARTNER (1976 b, S. 518) nimmt eine bogenförmige Anlage des Achsenplanes in der Pleislingdecke an, die durch spätere Deformation weiter rotiert worden sei.

Eine exzellente kleintektonische Analyse des Faltenachsenplanes der nordöstlichen Radstädter Tauern hat G. VOLL (1977, S. 1 f.) vorgenommen. Dieser Forscher konnte innerhalb des Alpinen Verrucano am Oberrand der – zuoberst wiederum aufrecht lagernden – Quarzphyllitdecke zwischen Forstau- und Preuneggtal sechs Teilphasen der alpidischen Faltung feststellen: Nach der ersten Schieferung erfolgte eine auf die Deckenbildung beziehbare nordvergente isoklinale Faltung (B_2). In ihrem Gefolge stellte sich auf Grund der Sprossung von Disthen und Chloritoid eine Temperatur von zirka 450° C und ein Druck von 4–4,5 kb ein, welche Bedingungen auch bei der dritten Faltung anhielten. Die Wiederfaltungen in den Phasen B_4 bis B_6, die nach dem Fernschub der Decken erfolgten, setzten in noch warmem Zustand des Materials ein (zirka 280° C bei der 4. Faltung) und endeten kalt, so daß zuletzt (B_6) bei Kaltdeformation die Glimmer geknittert und die Quarze verbogen wurden und nicht mehr ausheilten.

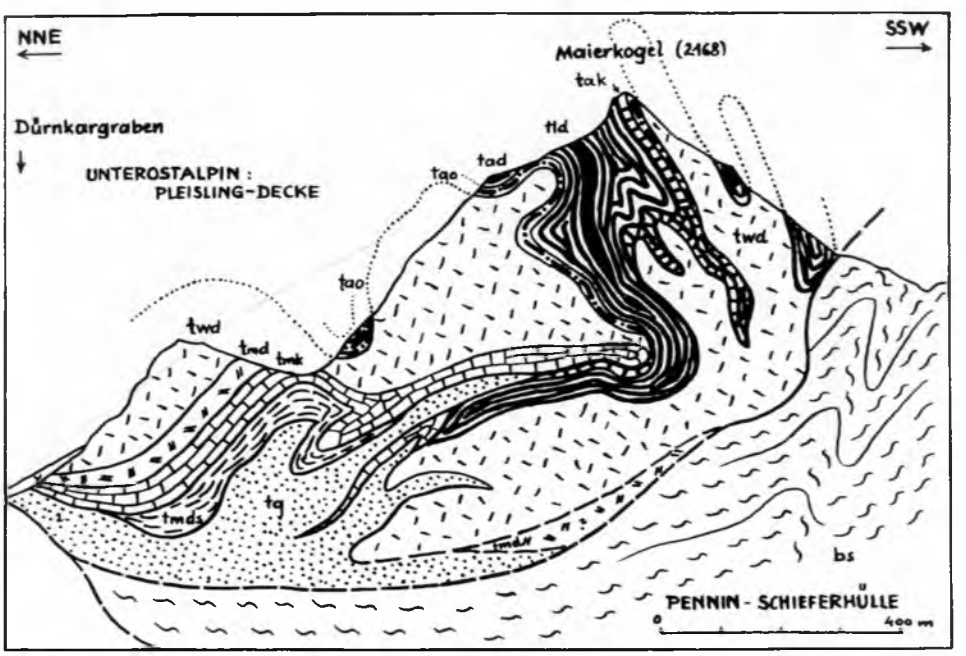


Abb. 40: Rückfalte einer gegen Süden geschlossenen Mulde aus Arlbergschichten und Raibler Dolomit im Maierkogel in den westlichen Radstädter Tauern nach A. TOLLMANN (1968 b, Abb. 7). Das Südende der Mulde (dunkle Signatur) wird durch sekundäre Bewegung noch unter den skythischen Lantschfeldquarzit der Basis eingewickelt; bs = Bündnerschiefer, tq = skythischer Lantschfeldquarzit, tmk, tmd, tmds = Muschelkalk, twd = Wettersteindolomit, tao, tak = Arlbergschichten, tld = Raibler Schichten.

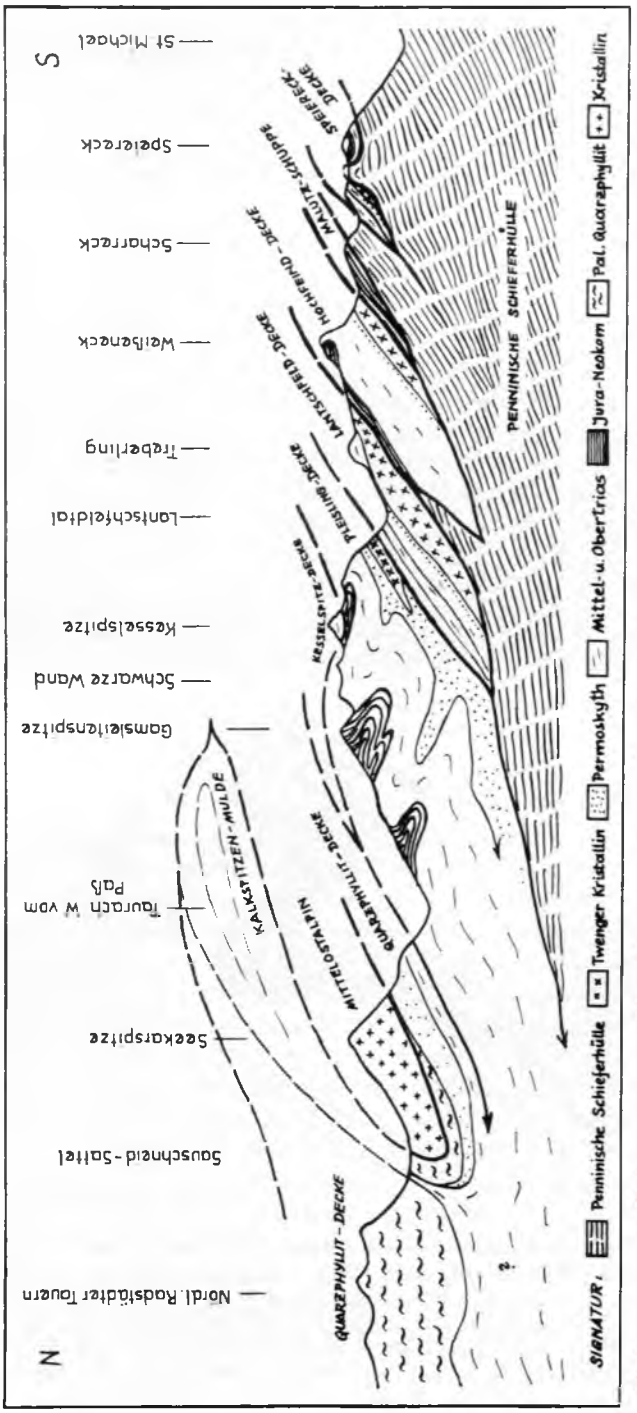


Abb. 41: Sammelprofil durch das Radstädter Deckensystem nach A. TOLLMANN (1964 b, Abb. 1). Das Profil zeigt in der Unteren Deckengruppe mit Hochfeindfazies das Übereinander von Speiereck-Decke samt Malutz-Schuppe und Hochfeind-Decke, welche mit aufrechten Serien in ihrer Stirnzone in die unterlagernde penninische Schieferhülle einspießen und diese einwickeln. Die in Pleislingfazies ausgebildete Obere Deckengruppe umfaßt von liegend gegen hangend Lantschfeld-Decke, Pleisling-Decke, Kesselspitz-Decke und Quarzphyllit-Decke, von denen die unteren drei Einheiten aufrecht lagern, die oberste aber im wesentlichen verkehrt liegt. In der Hochfeind-, der Lantschfeld- und besonders der Pleisling-Decke herrscht zusätzlich kräftiger interner liegender Faltenbau. Während in den tieferen Decken meist Altkristallin die Basis des Permomesozoikums bildet, stellt in der Quarzphyllitdecke mächtiger altpaläozoischer Quarzphyllit den Sockel der alpidischen Serie dar. Durch das gegen Norden hin digitierende und eintauchende mittelostalpine Schladminger Kristallin wird das unterostalpine Mesozoikum im Bereich der Kalkspitzen-Mulde sekundär weit gegen Süden rückgefaltet. Die Länge des schematischen Profiles beträgt etwa 25 km.

Die Deckenabfolge in den Radstädter Tauern: Von Liegend gegen Hangend reiht sich folgende Deckenserie über der penninischen Schieferhülle des Zederhaustalgebietes gegen Norden hin an (Abb. 41).

1. Die Speiereckdecke bildet die tiefste, in einzelne Großschollen zerrissene Einheit, die nur im Südostteil der Radstädter Tauern westlich von Mauterndorf auftritt und aus Permotrias sowie Kristallinresten besteht. Die Zmülingschuppe westlich des Hochfeind entspricht ihr in ihrer Position unmittelbar über der Schieferhülle und im Liegenden der Hochfeinddecke. Zur Speiereckdecke kann man wohl auch die ebenfalls noch im Liegenden der großen Hochfeinddecke auftretende Malutzschuppe rechnen, die auf der Südseite der südlichen Hauptkette der Radstädter Tauern SE vom Schwarzeck entwickelt ist und nur aus nachtriadischen, faziell sehr spezifisch entwickelten Schichtgliedern, und zwar Karbonatquarziten, Quarziten, Radiolarit und Schwarzeckbrekzien besteht. Hier ist offenbar der Juraanteil der Speiereckdecke tektonisch selbständig geworden.

2. Die Hochfeinddecke stellt das Hauptelement der unteren Radstädter Deckengruppe in Hochfeindfazies dar. Sie erstreckt sich von der Guglspitze und dem Hochfeind N Zederhaus bis in den Raum westlich von Mauterndorf und bildet mit ihren Trias- und Juragesteinsmassen den südlichen Hauptkamm der Radstädter Tauern, dem

Abb. 42: Nordvergent im Hauptdolomit eingefaltete Liasschiefermulde im Hochfeind, Radstädter Tauern.

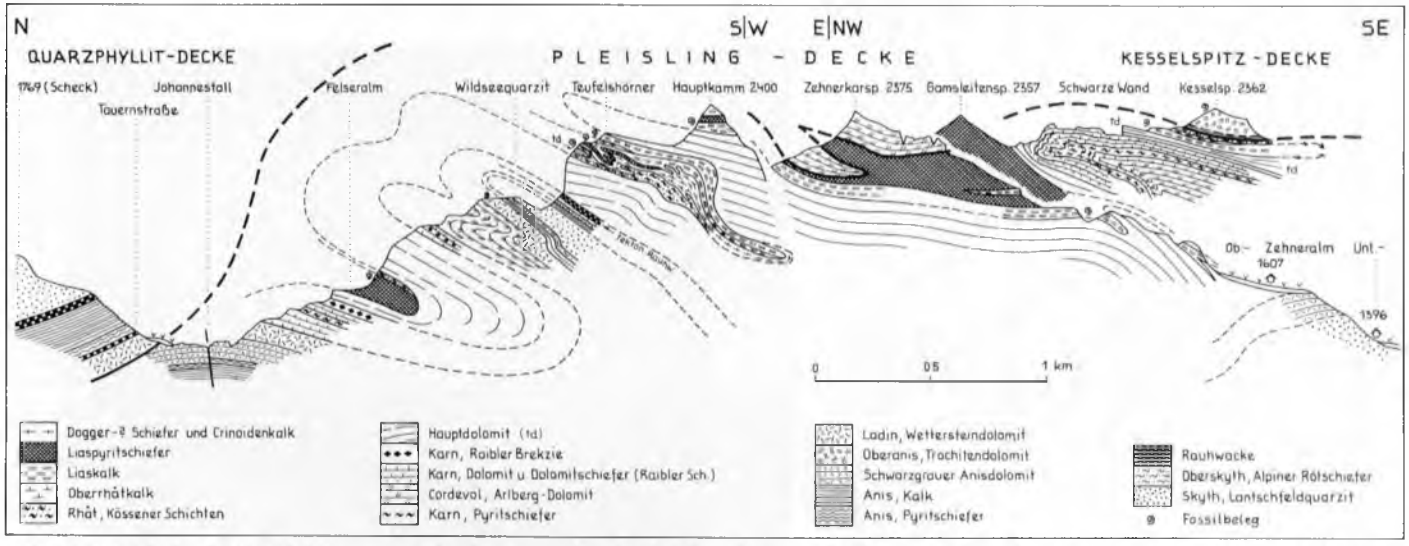


Abb. 43: Profil durch die Pleislinggruppe in den zentralen Radstädter Tauern, Salzburg (nach A. TOLLMANN, 1956, Taf. 2). Der Schnitt zeigt den Baustil des unterostalpinen Deckensystems in den Radstädter Tauern: Die Decken bestehen – von der Quarzphyllitdecke mit ihrer verkehrten Schichtfolge (linker Abschnitt) abgesehen – aus aufrechten Sedimentgesteinsfolgen, die intern einen kräftigen nordvergenten Faltenbau aufweisen. Die Haupteinheit dieser Gruppe, die Pleislingdecke, zeigt im Profil vier übereinanderliegende Faltenmuldenelemente, deren Kerne aus Juragesteinen bestehen, und die bei der Felseralm, auf den Teufelshörnern, in der Gamsleitenspitze und in der bereits rechts außerhalb befindlichen Modleitenwand durchziehen. Beim Wildsee kommt als Ältestes einer solchen Falte im Kern noch der skythische Lantschfeldquarzit an die Oberfläche. Der intensive Faltenwurf klingt noch innerhalb der Pleislinggruppe rasch gegen Westen aus. Als nächstes Element über der Pleislingdecke folgt die Kesselspitzdecke, die im Norden ebenso wie der Faltenbau der Pleislingdecke durch die höchste unterostalpine Einheit, die verkehrt lagernde Quarzphyllitdecke, diskordant abgeschnitten wird.

auch das Weißeneck angehört. In dieser Einheit liegt die Hauptmasse der bekannten Schwarzeckbrekzien. Die Decke zeigt eine aufrechte Schichtfolge, aber einen kräftigen nordvergenten internen Faltenbau (Abb. 42), der z. B. im Schwarzeck die landschaftlich eindrucksvolle, im Hauptdolomit steckende, gegen Süden geschlossene dunkle Juramulde zeigt (L. Kober, 1923, Abb. 56; 1938, Abb. 4; 1955, Abb. 84; E. Clar, 1937, S. 289, Fig. 18). Die Hochfeinddecke weist einen gegen Westen aufsteigenden basalen Schrägzuschnitt auf, so daß ihr Altkristallinanteil in nicht unbedeutender Mächtigkeit bei Mauterndorf am Großeck und bei der Holzeralm aufscheint, während gegen Westen hin immer jüngere Schichtglieder bis zum Hauptdolomit an die basale Überschiebungsfläche gelangen. Das Zederhauser Weißeck und die Riedingspitze, als isolierte Klötze von Radstädter Mesozoikum jenseits des obersten Zederhaustales, des Riedingtales gelegen, sind als abgetrennte, in penninische Schieferhülle eingewickelte westliche Ausläufer der Hochfeinddecke zu werten. Sie haben durch F. Thalmann (1962, 1963) eine eingehende Bearbeitung erfahren, der im Weißeck eine gegen Süden geschlossene Mulde einer Tauchfalte erkannte, deren Achse flach gegen WNW abtaucht (Ch. Exner, 1971 a, S. 97).

3. Die Lantschfelddecke bildet die basale Einheit der mittleren Deckengruppe, die durch einen langen Keil aus penninischen Schieferhüllgesteinen, der vom oberen Zederhaustal in das obere Lantschfeldtal hinüberreicht, randlich vom südlicheren Unterostalpin getrennt ist. Diese Decke ist charakterisiert durch ein im Vergleich zu den anderen Decken mächtiges diaphthoritisiertes Altkristallin, als Twenger Kristallin bezeichnet, durch Permoskyth und Mitteltrias, während die jüngeren Schichtglieder tektonisch reduziert sind. Die Decke erstreckt sich aus der Region beiderseits des Lantschfeldtales westlich von Tweng zur Unteren Gasthofalm, wo sie halbfensterartig unter der Pleislingdecke am Talgrund hervorschaut. Gegen das Kleinarltal hin wird sie durch die Ennskraxenschuppe (W Demmer, 1962) vertreten. Die Lantschfelddecke zeigt in den Profilen des südschauenden Lantschfeldtalhanges eine extrem starke isoklinale Verfaltung und Verschuppung: Die Schichtfolge wird dort Schichtglied für Schichtglied auf wenige Meter tektonisch reduziert, Falten und Schuppen wechsellagern miteinander.

4. Die Pleislingdecke repräsentiert die Stammdecke der mittleren Deckengruppe in Pleislingfazies. In ihr sind die unterostalpinen Serien in größter Mächtigkeit und in vielfältiger Schichtgliederung bei guter Fossilführung entwickelt. Sie baut die Pleisling-, Steinfeldspitz-, Mosermannl-, Faulkogelgruppe und den Hauptteil der Draugsteingruppe auf. Das Kristallin fehlt dieser Decke weitgehend. Man trifft es noch am ehesten in der im Westen darunter abgesplitterten Hofalmschuppe an. Die mesozoische Schichtmasse ist durch die Stauwirkung am Nordrand des Tauernfensters in einen großzügigen Faltenwurf gelegt, vier Großfaltenelemente haben die gesamte Schichtmasse der Pleislinggruppe erfaßt (A. Tollmann, 1956, Taf. 2) und zeigen mit den gegen Süden geschlossenen Mulden und den nordgerichteten Antiklinalkernen beispielgebend die Nordvergenz der Hauptformung an (Abb. 43). Das Musterbeispiel einer solchen gegen Norden gerichteten Falte, vielfach studiert und abgebildet (z. B.: A. Tollmann, 1963 a, S. 97; W Schwan, 1965, S. 234, Abb. 18) bietet die Schwarze Wand südlich vom Radstädter Tauernpaß, in der die karnischen Tonschiefer zwischen den gebankten Dolomiten prächtig die Faltenstruktur nachzeichnen (Abb. 44). Ähnlich eindrucksvolle Faltenbilder trifft man nicht nur in der Pleislinggruppe (Teufels-

Abb. 44: Die Schwarze Wand in den zentralen Radstädter Tauern im Westen. Im Kern der liegenden Falte Arlbergdolomit, im Faltenscharnier karnische Tonschiefer und Dolomite. Die gegen Norden (links) weisende Faltenvergenz beweist den einseitigen nordvergenten Zuschub des Tauernfensters durch das Ostalpin, das mit dem dunklen Schladminger Kristallin des Mittelostalpins darüber (dahinter) aufscheint.

hörner, Hirschwand etc.), sondern auch in der Mosermannlgruppe, in der sich die Hauptverfaltung hingegen mehr in den basalen triadischen Gliedern abspielt, wie etwa eine bloß 1–2 m mächtige Skythquarzitlamelle als mehrere Kilometer breiter liegender Faltenkern im beiderseits anschließenden Muschelkalk in der Rieselwandgruppe zeigt oder ähnlich das die ganze Breite der Berggruppe durchsetzende ausgewalzte Neukarfaltensystem mit fünf übereinander gestapelten Falten mit Skythquarzitkernen südlich des Ennsursprunges (A. Tollmann, 1958 a, Taf. 7) – Abb. 45. Die wilden Verfaltungen und Einrollungen der Pleislingdecke in ihrem westlichsten Abschnitt, der Draugsteingruppe, sind vom Verfasser, 1963 b, dargestellt worden.

5. Die Kesselspitzdecke ist als hangendste Einheit der mittleren Deckengruppe nur in großen Deckschollen und in einem lang gegen Südosten hin im Twenger Wandzug auslaufenden Span erhalten geblieben. Ganz im Westen gehört ihr die Wildkarschuppe mit Kristallin, Quarzphyllit und Permotrias östlich vom Tappenkarsee an (W Demmer, 1962; A. Tollmann, 1963 b, Taf. 1–3), in der Pleislinggruppe die Deckscholle der Glöcknerin und der Kesselspitze.

6. Die Radstädter Quarzphyllitdecke schließlich repräsentiert die obere Radstädter Großeinheit. Sie hebt sich von den übrigen Radstädter Decken durch zwei Eigenheiten grundsätzlich ab: Durch den Reichtum an Quarzphyllit, der die über-

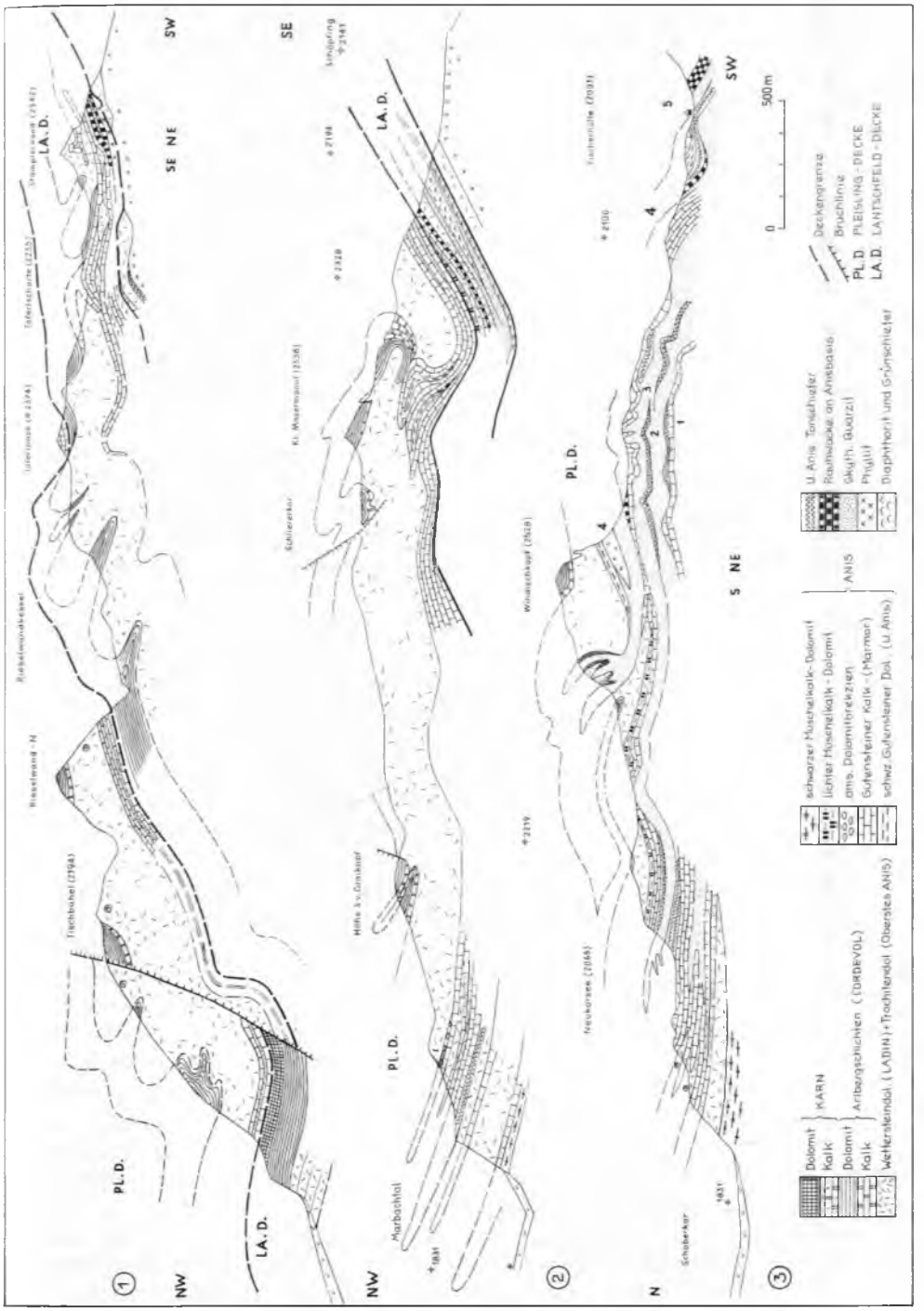


Abb. 45: Das Neukar-Faltensystem der Pleislingdecke in der Mosermannlgruppe der Radstädter Tauern zeigt die intensive Auswalzung des unterostalpinen Materials zu liegenden nordvergenten Falten nach A. TOLLMANN (1958 a, Taf. 7).

wiegende Masse der Decke aufbaut und durch die verkehrte Lage des Deckenkörpers, die man am deutlichsten in ihrem östlichen Abschnitt, der schmalen Fortsetzung am NE-Rand des Tauernfensters, erkennen kann: Unter der an der Basis abschnittsweise quer abgeschnittenen und diaphthoritisierten mittelostalpinen kristallinen Serie des Gurpitscheckzuges ober dem Twenger Wandzug liegt stets zuoberst der altpaläozoische Quarzphyllit, dann erst darunter die zugehörige, mit hellen Phengitschiefern des Alpinen Verrucano einsetzende permotriadische Folge dieser Quarzphyllitdecke, die verkehrt lagert und maximal bis in die Mitteltrias reicht (A. TOLLMANN, 1961 a). Diese Verhältnisse mit der verkehrten Lagerung sind ebenso schön beiderseits über der Gnadenalm an der nördlichen Taurach abzulesen, wo die Quarzphyllitdecke in verkehrter Lagerung einerseits den Sockel der Seekarspitze im Scheck (östlich des Tales), andererseits die mit einer Reihe von distinkten Triasschichtgliedern verkehrt lagernde Spatzeck-Deckscholle N der Südwienerhütte (westlich des Tales) aufbaut. Der Quarzphyllitdecke aber gehören weiter im Norden die ausgedehnten monotonen Bergzüge zwischen Preuneggtal im Osten und den Arltälern im Westen an.

Das fingerförmige Ausspitzen dieser Quarzphyllitdecke im Osten unter dem von oben her in sie einspießenden Schladminger Kristallin, auf das ja seit langem von L. KOBER (1938, S. 38) hingewiesen worden ist, kommt auch auf den Karten von H. FORMANEK et al. (1962, Taf. 1) und H. FORMANEK (1964, Taf. 3) zum Ausdruck. Wiederum werden die Quarzphyllite dort durch Skythquarzite (Hirzeggquarzit als Synonym zu Lantschfeldquarzit) begleitet.

In der obersten, mit dem Schladminger Kristallin verschuppten Partie der Quarzphyllitdecke erscheint im Bereich des Forstau- und Preuneggtales nochmals Alpiner Verrucano als Rest einer wiederum aufrecht lagernden Partie dieser Decke (G. VOLL, 1977, S. 1). Hiedurch wird einmal mehr gezeigt, daß das mittelostalpine Stockwerk darüber überschoben auflagert und die Quarzphyllitdecke nicht einfach den verkehrten Schenkel des Schladminger Kristallins darstellt, wie einst gedacht: Schladminger Kristallin, Radstädter Quarzphyllit und Permomesozoikum dieser Decke bilden demnach in weiten Teilen des Ostrahmens des Tauernfensters ein ideales Beispiel für eine verkehrte Scheinserie.

Im tief eingeschnittenen Taurachtal kommt zwischen Untertauern und Brandstatt im Norden Radstädter Mesozoikum halbfensterförmig unter der Quarzphyllitdecke, die die Höhen ringsum einnimmt, zutage. Bereits F. TRAUTH (1927, S. 37, Taf. 2) hatte diese Fenster beim Lackengut und bei der Brandstatt erkannt, W MEDWENITSCH (1956, S. 69; 1963, Verh. geol. B.-A., S. A 32) vermutete hier eher ein zusammenhängendes, gegen Süden geöffnetes Taurach-Halbfenster. R. ROSSNER (1976 a, S. 297 f.) hat hingegen die Existenz dieser beiden getrennt auftretenden Fenster im Sinne von F. TRAUTH wiederum bestätigt, da sie vom Geisstein-Strimskogel-Quarzitzug getrennt sind. R. ROSSNER (l. c., Abb. 6) hat den mehrfach verschuppten Inhalt dieser Fenster als verkehrte Serie gedeutet, die dann die Trias der ja als ganzes verkehrt lagernden Quarzphyllitdecke selbst darstellen würde, so daß keine Überschiebungs-, sondern Überfaltungsfenster vorliegen würden.

In gleicher Position in Fortsetzung dieser Aufwölbungsachsen gegen Westen tritt jenseits des Labeneckkammes im Bereich des Zauchtales und Ennsquertales SE Flachau nochmals ein mächtiger, in sich intensiv verkneteter Aufbruch von Radstädter Meso-

zoikum auf, den F. TRAUTH (1927, S. 39 f., Taf. 2) zufolge seiner Überlagerung im Norden und Süden durch Elemente der Quarzphyllitdecke als Fenster erkannt und als Lackenkogelfenster bezeichnet hat. R. ROSSNER (1976 a, S. 294 ff., Abb. 5) nimmt eine Umdeutung dieses Fensters in eine beiderseits zugeschobene Beutelmulde vor, obgleich er neue Argumente erbracht hatte, die für die Fensternatur dieses Aufbruches sprechen. Als neues, nicht umdeutbares Hauptargument (1.) ist die von R. ROSSNER genau studierte Fazies des Fensterinhaltes zu berücksichtigen: Sie zeigt vollkommene Übereinstimmung mit der Spezialfazies, wie wir sie nur am Nordrand der Pleislingdecke, am besten etwa im noch zusammenhängenden Körper dieser Einheit im Profil vom Johannesfall/Taurach gegen Süden ausgebildet haben: Schwarze gebankte Anisdolomite, verbunden mit reichlich vorhandenen schwarzen anisischen Tonschiefern, das Fehlen typischer Partnachschichten, der Übergang vom Karndolomit zu untypischem ähnlichem dunklem Hauptdolomit, der vom Kössener Rhät überlagert wird, all diese Eigenheiten des Profiles Johannesfall–Felseralm–Hirschwandsteig im Nordsockel der Pleislinggruppe finden wir präzise im Inhalt des Lackenkogelfensters wieder. Auch die aufrechte Lagerung (2.) der in diesem Fenster bis in das Rhät reichende Serie wurde nun von R. ROSSNER (l. c.) erfaßt, ebenso wurde die Überlagerung durch die Quarzphyllitdecke (3.) im Süden und Norden bestätigt, wobei in der Darstellung des Lackenkogelkammprofiles bei diesem Autor (l. c., Abb. 5) und nach eigenen Beobachtungen im Süden noch die verkehrte mesozoische Serie der Quarzphyllitdecke mit Skythquarzit und Aniskalk über der diskordanten Hauptüberschiebung des Rahmens über dem aufrecht lagernden Inhalt vorhanden ist! Wir sehen demnach – besonders nach der sehr spezifischen dunklen Pleisling-Nordfazies, die in dem in verkehrter Lagerung weiter im SE erhaltenen Mesozoikum der Quarzphyllitdecke niemals auftritt – im aufrecht lagernden Hauptinhalt des Lackenkogelfensters das Wiederauftauchen der Pleislingdecke, im Rahmen noch den in Resten erhaltenen überschobenen Verkehrtschenkel der Quarzphyllitdecke und im Gesamtaufbruch ein Fenster und keine Mulde. Der von R. ROSSNER angeführte angebliche südvergente Zuschub seiner Mulde von Norden her wird durch die nordvergente Schleppfaltung entlang von Scherflächen, die vom Verfasser vielerorts im Nordrahmen beobachtet worden sind, widerlegt. Das scheinbare Ausheben des Mesozoikums des Fensters im Osten kann durch eine diskordante Überschiebung (analog den Verhältnissen im Wechselfenster) vorgetäuscht werden, die subvertikale Schichtstellung des Fensterinhaltes am Westende spricht nur für jüngere Quereinengung.

R. ROSSNER (1976 a, S. 300) hat auch die Position der Radstädter Quarzphyllitdecke als Ganzes durchaus verkannt, wenn er den von verschiedenen Bearbeitern sehr gut erfaßten sekundären Aufbruch der tieferen Einheiten im Ennskraxen- und Steinfeldspitz-Vorstoß nicht anerkennt. Er kommt so zur paradoxen Hilfshypothese der Annahme von zwei Quarzphyllitdecken, einer hangendsten Einheit und einer tieferen Einheit. Während man aber die Position der Quarzphyllitdecke als hangendste Radstädter Einheit im ganzen NE-Rahmen des Tauernfensters gut und sicher überblicken kann, ist die Annahme einer zweiten Quarzphyllitdecke statt einer lokalen Aufschuppung durch nichts gerechtfertigt: Noch im Bereich der Steinfeldspitzgruppe sieht man in der Spaziegerscholle die Auflagerung dieser Decke über den tieferen Einheiten, nirgends im nun genau auskartierten Bereich der zentralen und südlichen Radstädter Tauern bis zur penninischen Unterlage erscheint eine Spur einer solchen

gedachten tieferen Quarzphyllitdecke zwischen den übrigen Einheiten und die Berufung auf die Position der Innsbrucker Quarzphyllitdecke als Liegendeinheit des Tarntaler Mesozoikums zielt nach Richtigstellung der dortigen Verhältnisse (vgl. S. 150) daneben.

Die Erklärung für die Lagerungsverhältnisse im Südteil der Quarzphyllitdecke westlich des nördlichen Taurachtales liegt hingegen in dem bekannten Sekundär-Vorstoß der Steinfeldspitze (W MEDWENITSCH, 1956, S. 68; 1957, S. 39) und der Ennskraxe (W DEMMER, 1962), wodurch die Quarzphyllitdecke lokal und ohne großen Tiefgang unter diese beiden in junger Phase gegen Norden aufgeschuppten Bergstöcke eingewickelt ist.

Über die bei F. TRAUTH (l. c.) gerade noch dargestellten komplizierten Verhältnisse am Westrand der Quarzphyllitdecke zwischen Kl. und Gr. Arltal liegt von H. MOSTLER (1963) ein Kurzbericht über neue Beobachtungen vor: Die Quarzphyllitdecke zeigt hier Einschuppungen unter Radstädter Mesozoikum, sie zeigt eine intensive Verschuppung ihrer Basis mit penninischen Gesteinen. Die flachen Achsen der Quarzphyllitdecke heben sich in diesem Abschnitt mit ihrem ESE-Gefälle deutlich von jenen der nördlich angrenzenden Grauwackenzone mit Ostfallen und jenen des Penninikums mit Westfallen ab. Die Nordgrenze der Quarzphyllitdecke wird allenthalben durch eine Überschiebungsfläche erster Ordnung gebildet. So berichtet H. MOSTLER (1963, S. 132) von der klaren Abgrenzung zur Grauwackenzone im Westteil, so stellt sich im Osten der zungenförmige, gegen Westen hin ausspitzende mittelostalpine Kristallinlappen der Obertaleinheit der Schladminger Masse an einer durch Mylonitisierung markierten Überschiebungsfläche getrennt ein (H. FORMANEK et al., 1962, S. 49; H. FORMANEK, 1964, S. 59; W MEDWENITSCH, 1962, S. A 38).

Imposant ist die riesige Rückfalte am Ostrand der Radstädter Tauern, die in Form der Kalkspitzen-Synklinale wohl aus der verkehrten Serie der Quarzphyllitdecke ableitbar ist. Sie kommt durch das tauchende Einspießen des digitierenden Schladminger Kristallins zustande, das die Rückwärtseinfaltung dieser sechs Kilometer breiten, flach zurückgeschlagenen Mulde verursacht hat (H. SCHEINER, 1960, Taf. 11; A. TOLLMANN, 1968 b; Abb. 8; H. FORMANEK, 1964, Taf. 1–3) – Abb. 46.

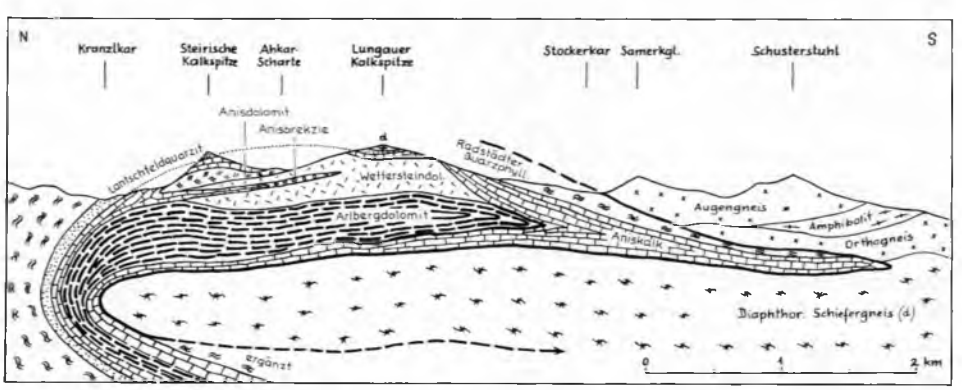


Abb. 46: Die Einwicklung der Kalkspitzen-Mulde in den östlichen Radstädter Tauern im Schladminger Kristallin nach H. SCHEINER (1960, Taf. 11) aus A. TOLLMANN (1968 b, Abb. 8).

ζ) Lagerstätten

Die Vererzung der Radstädter Tauern ist durchaus unbedeutend (vgl. F. TRAUTH, 1925, S. 142) – abgesehen von der zu den Ausläufern der Radstädter Serie im Bereich der Schladminger Tauern gehörigen Uranlagerstätte Forstau und der bei Besprechung der Schladminger Tauern erwähnten Kupfer-Silber-Lagerstätte Seekar (siehe S. 308). Außer geringfügigen Eisenvererzungen im Gebiet der Steinfeldspitze (O. FRIEDRICH, 1953 a, S. 397, Kt.) sind hier nur noch die in stratigraphischer Hinsicht interessanten, da an den untermalmischen Radiolarit synsedimentär gebundenen Manganerze (Braunit mit Manganspat und Mangansilikaten) NE vom Schwarzsee in der Hochfeinddecke in den südlichen Radstädter Tauern erwähnenswert (H. MEIXNER, 1935, S. 504 ff.). Sie wurden in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts beschürft.

Die Uranerzlagerstätte Forstau ist an die permoskythische Chlorit-Serizitquarzitserie, die als Ausläufer des Unterostalpins über das Forstautal streicht, gebunden. Das Erz ist, offenbar sedimentär an kohlige Substanz angelagert, in oft mehreren hundert Meter langen und einigen Meter mächtigen Lagen dem West-Ost-streichenden Quarzitkomplex eingeschaltet. Die Lagerstätte, die derzeit auf 4 km Länge abgebohrt und auf 800 m im Stollenbau aufgeschlossen ist, besitzt eine Mindestlänge von 15 km. Der mittlere Gehalt des Erzes beträgt etwa 0,08 % Uran. Bisher wurden etwa 1500 t Uranerzreserven erschlossen (W E. PETRASCHECK, 1975, S. 352; W E. PETRASCHECK et al., 1974, S. 293).

η) Literatur

W BAUMGARTNER, 1976 b; F. BECKE & V UHLIG, 1906; P. BECK-MANNAGETTA, 1964; S. BLATTMANN, 1937; E. CLAR, 1937, 1940 a; H. P. CORNELIUS, 1949; W DEMMER, 1962, 1976; CH. EXNER, 1957 a, 1971 a, 1971 c; H. FORMANEK, 1964; H. FORMANEK, H. KOLLMANN & W. MEDWENITSCH, 1962; F. FRECH, 1901; H. HENDRY, 1972; L. KOBER, 1911, 1912 a, b, 1922, 1923, 1938, 1955; E. KRAUS, 1936; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1964, 1971; E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1964, 1967; E. KRISTAN-TOLLMANN, A. TOLLMANN & J. GEYSSANT, 1969; W MEDWENITSCH, 1956, 1957, 1962 b; H. MEIXNER, 1935; H. MOSTLER, 1963; R. MURCHISON, 1850; K. PETERS, 1854 b; W E. PETRASCHECK, 1975; W. E. PETRASCHECK et al., 1974; R. ROSSNER, 1974, 1976 a, b; H. SCHEINER, 1960; W. SCHMIDT, 1921, 1924; H. SCHÖNLAUB, 1975 b; H. SCHÖNLAUB, CH. EXNER & A. NOWOTNY, 1976; W SCHWAN, 1965; R. SCHWINNER, 1935 b; J. STINI, 1941; D. STUR, 1854; P. TERMIER, 1904; F. THALMANN, 1962, 1963; A. TOLLMANN, 1956, 1958 a, b, c, 1959 b, 1961 a, b, 1962 a, 1963 a, b, 1964 b, 1965 b, 1968 c; F. TRAUTH, 1925, 1927; V UHLIG, 1908; M. VACEK, 1901; G. VOLL, 1977; H. WAGNER, 1972.

c) Die Katschbergzone – der unterostalpine Rahmen am Ostrand des Tauernfensters

(vgl. Abb. 5)

Das Radstädter System stellt sich, als Ganzes betrachtet, als tropfenförmig gegen Norden zusammengestaute Deckenmasse dar, die unter allmählicher Ausdünnung des Hinterendes dieser Masse gegen Süden bzw. Südosten hin in einen schmalen Stiel ausläuft, der den Ostrand des Tauernfensters in kontinuierlicher Weise begleitet.

Daß diese Formung demnach nicht durch aktiven Schub der Deckenmasse aus der Wurzelzone südlich des Tauernfensters erfolgen konnte, sondern nur durch Mitschleppen unter dem mächtigen Schlitten des mittelostalpinen Deckensystems, ergibt sich aus der Form dieses Abschnittes der unterostalpinen Einheit von selbst.

Die Fortsetzung des Unterostalpins von den Radstädter Tauern weg gegen Süden verläuft von Mauterndorf über St. Michael, den Katschbergsattel nach Rennweg, weiter über die Torscharte nach Gmünd, Zelsach und Pusarnitz, wo die SE-Ecke des Fensters im NW von Spittal/Drau erreicht ist (A. TOLLMANN, 1963 a, Taf. 4) – vgl. Abb. 5.

Von Mauterndorf reicht über den Raum von Lessach südlich vom Preber im östlichen Lungau gegen Osten hin eine Phyllonitzone in das mittelostalpine Kristallin hinein und trennt die Tamsweger Glimmerschiefereinheit im Süden vom Schladminger Gneismassiv im Norden. Dieser seit G. GEYER (1893, S. 52) bekannte und wiederholt erwähnte Span von Gesteinen ist von A. TORNQUIST (1921, S. 335, Abb. 1) als eine (halb-)fensterförmige Aufpressung der Unterlage des Altkristallins der Zentralalpen gedeutet worden. Es hätte sich nach dieser Darstellung demnach um einen an einer Überschiebungsfläche im Mittelostalpin hochgeschleppten Streifen der unterostalpinen Quarzphyllitdecke gehandelt, der halbfensterförmig nach Osten bis Lessach vorgreift. Aus der Neuuntersuchung dieser Lessacher Phyllitzone durch G. ZEZULA (in H. SCHÖNLAUB & G. ZEZULA, 1975, S. 254) ließe sich eher ableiten, daß hier nicht ein unterostalpines Halbfenster, sondern eine verschleifte und diaphthoritisierte Partie des Westausläufers der Wölzer Schieferserie an einer inneren Bewegungsfläche des Mittelostalpins vorliegt (siehe S. 303), was aber durchaus nicht gesichert ist.

Der Hauptteil des von CH. EXNER (1944, S. 59; 1971 a, S. 52) als Katschbergzone bezeichneten Streifens in direkter südlicher Fortsetzung des Radstädter-Mauterndorfer Unterostalpins besteht aus altpaläozoischen Quarzphylliten in Fortsetzung der Radstädter Quarzphyllitdecke sowie aus diaphthoritischem Altkristallin. Zwei Kalk- und Dolomitschollenzüge treten im Verband dieser Katschbergzone auf. 1. Der tiefere Zug, die sogenannte Tschaneckschollenzone (CH. EXNER, 1939, S. 302; 1944, S. 71 ff., Taf. 1) stellt die stark lamellierte und reduzierte südliche Fortsetzung der tieferen Schichtglieder des Radstädter Mesozoikums dar, die mit Quarzit, Kalkmarmor und Dolomit sich als verkehrte Serie an der Basis der Quarzphyllitmasse einstellt und demnach nicht als Fortsetzung der tiefsten Radstädter Decke, der Speiereckdecke (CH. EXNER, 1944, Taf. 1), sondern als Bestandteil der verkehrt lagernden Radstädter Quarzphyllitdecke anzusehen ist. Die Fortsetzung dieser Schollenzone im Süden umfaßt auch die etwas umfangreicheren Schollen zwischen Dornbach und Pusarnitz (CH. EXNER, 1954, S. 23).

2. Der höhere Zug, die sogenannte Lisabichlschollenzone (CH. EXNER, 1939, S. 302; 1944, S. 78 ff., Taf. 1), die inmitten des Radstädter Quarzphyllitstreifens auftritt, ursprünglich von CH. EXNER (1939, S. 303) ebenfalls als Fortsetzung des Radstädter Mesozoikums aufgefaßt, ist später von diesem Autor (1971 a, S. 52) auf Grund des Gehaltes an spezifischen Eisendolomiten, graphitischen Bändermarmoren etc. zum Altpaläozoikum der Quarzphyllitdecke gerechnet worden – eine Auffassung, die nun durch eine obersilurische Conodontenfauna mit *Hindeodella* cf. *equidentata* RHODES, *Ozarkodina fundamentata* (WALL.), *O. media* WALL., *Spathognathodus inclinatus*

inclinatus (RHODES), *S. i. inflatus* WALL.?, *S. i. posthamatus* WALL., die auf Ploeckensis-Zone, Mittelludlow, hinweist, bestätigt wurde (H. SCHÖNLAUB, CH. EXNER & A. NOWOTNY, 1976, S. 128). Diese Fauna stammt aus dem Eisendolomit 700 m SW vom Katschbergpaß und dem Marmor der Südflanke des Katschberges 1,6 km NE St. Peter. An der Veränderung der Conodonten konnte hier (l. c., S. 136) übrigens festgestellt werden, daß während der Metamorphose dieses Gesteins eine Temperatur von über 400° C geherrscht hatte.

Die Radstädter Quarzphyllitdecke verschwindet in der Katschbergzone mit einem bis zur SE-Ecke des Tauernfensters anhaltenden östlichen bis südöstlichen Faltenachsen-Gefälle (CH. EXNER, 1954, Taf. 1; 1971, Taf. 3) unter dem überschobenen mittelostalpinen Kristallin. Mögliche altkristalline Anteile der Quarzphyllitdecke sowie das basale mittelostalpine Kristallin (S. PREY, 1941, S. 119) haben unter der Wucht der zwischen Unter- und Mittelostalpin verlaufenden Großüberschiebung eine enorme Diaphthorese mitgemacht, bei der nicht nur die Glimmerschiefer, sondern auch die Gneise phyllonitisiert wurden (CH. EXNER, 1954, S. 24 ff.). So entstand durch absteigende Metamorphose im Altkristallin und aufsteigende Umprägung im paläozoischen Quarzphyllit eine „tektonische Angleichung" der Serien, so daß die Grenze auch hier, wie in so vielen vergleichbaren Abschnitten der Ostalpen, zwischen mittelostalpinem Kristallin und den Quarzphylliten lokal sehr schwer genau zu ziehen ist: Während aber im Falle der schwächer metamorphen Schubmasse über höherkristallinen Serien sich stets die Diskussion über die Realität der Überschiebung entfacht hat (Obergrenze Mittelostalpin in bestimmten Teilstücken), ist hier durch die Überlagerung des hochmetamorphen Altkristallins über dem Quarzphyllit diese Diskussion überflüssig. Daß die Radstädter Quarzphyllitdecke und ihre südlichen Ausläufer bis hierher aber nicht einfach einen verkehrten Schenkel des mittelostalpinen Kristallins darstellen, wie L. KOBER zeitweise verständlicherweise angenommen hat, geht aus dem durchgehenden Abstoßen verschiedenster Kristallinserien des Mittelostalpins an seiner Unterseite in 60 km Breite an dem durchlaufenden Radstädter Quarzphyllitstreifen hervor, der auf der Oberseite dieses Kristallins unter dem auflagernden Stangalm-Mesozoikum und der Pfannockserie fehlt, während er bei Faltenabrollung des Kristallins unter Annahme einer primären Zugehörigkeit auch auf dem Rücken oder über der Stirn der mittelostalpinen Schubmasse vorhanden sein müßte. Das Fehlen von mesozoischen Deckenscheidern entlang der großen, tektonisch so arg beanspruchten Überschiebungsgrenze über der Quarzphyllitdecke ist allerdings schon sehr auffällig. Die Quarzphyllitdecke stellt demnach die größte, komplett verkehrt liegende Decke der Ostalpen dar, sieht man von dem aufrechten Rest im Bereich des Forstautales ab (siehe S. 128).

Literatur zur Katschbergzone: CH. EXNER, 1939, 1944, 1954, 1971 a; G. GEYER, 1893; S. PREY, 1941; H. SCHÖNLAUB, CH. EXNER & A. NOWOTNY, 1976; H. SCHÖNLAUB & G. ZEZULA, 1975; A. TOLLMANN, 1963 a; A. TORNQUIST, 1921.

d) Die Matreier Zone – die unterostalpin/penninische Mischungszone im Südrahmen des Tauernfensters

Zur Erforschungsgeschichte der Matreier Zone. Die erste zutreffende Großgliederung des Raumes der Matreier Zone geht in Grundzügen bereits

auf D. Stur (1856, Taf. 1) zurück. F. Löwl (1903, S. 9) prägte den Begriff Matreier Zone („Matreier Schieferzug"), die er tektonisch gegen die Schieferhülle im Norden und das Altkristallin im Süden begrenzte. Mit den Arbeiten von L. Kober (ab 1912) erhält die Matreier Zone ihren Platz im Verband des Unterostalpins. Seit R. Staub (1924) wird die Matreier Zone als Verschuppungszone zwischen Ostalpin und Pennin gedeutet, welche Deutung mit Einschränkung auf unterostalpin-penninische Mischungszone auch bei H. P. Cornelius & E. Clar (1935, 1939), E. Clar (1937), S. Prey (1936, 1964), W J. Schmidt (1952, S. 359), Ch. Exner (1964, S. 103 f.) und später beibehalten worden ist. Die umfangreichste Spezialstudie der Matreier Zone im österreichischen Anteil stammt von W J. Schmidt (1950, 1951 a, 1952 a), weitere neue spezielle Untersuchungen über Teilstücke liegen von Ch. Exner (1962 a, 1964), S. Prey (1964), W Senarclens-Grancy (1972) über den österreichischen und von Gb. Dal Piaz (1969) über den Südtiroler Anteil vor.

Der Verlauf der Matreier Zone (vgl. Abb. 5): Die Matreier Zone bildet als südlichste unterostalpine-oberstpenninische Schuppenzone am Tauernfenster-Südrand die bei W J. Schmidt (1950, S. 326) noch nicht erfaßte unmittelbare Fortsetzung der Katschbergzone, wie Ch. Exner (1962 a) im Detail belegt hat. Sie folgt zunächst nördlich der Kreuzeckgruppe dem Verlauf des Mölltales von Pusarnitz über Kolbnitz bis Außerfragant, quert dann gegen Westen hin die nördliche Sadnig-Berggruppe in Richtung Döllach, wobei sie in dieser Gruppe die ersten Berggipfel im Makerni und Mohar aufbaut, läuft dann südlich von Heiligenblut und südlich der Glocknergruppe gegen Kals und Matrei in Osttirol weiter, hierbei zwischen den glatten Steilwänden der Kalkglimmerschiefer der Schieferhülle im Norden („Bratschenhänge") und dem massig oder blockig anwitternden Altkristallin der Schobergruppe im Süden eine durch Pässe, Mulden und Becken gekennzeichnete Ausräumungszone in der Landschaft bildend. Von Matrei streicht die Zone entlang und südlich vom Virgental, nördlich vom Lasörling zum Klammljoch, wo sie die Staatsgrenze erreicht. Auf Südtiroler Seite ist sie bis zu ihrem Westende bei Sprechenstein bei Sterzing tektonisch stärker reduziert, zerrissen, ausgedünnt.

Der Gesteinsbestand der Matreier Zone. Durch die intensive Verschuppung von unterostalpinen Elementen mit randlichen penninischen Gliedern, durch die Zerreissung und Lamellierung größerer Schichtfolgen in dieser sichtbaren Wurzelzone des Unterostalpins sowie durch das Fehlen von Fossilien ist die Aufstellung einer stratigraphischen Ordnung sehr erschwert und auch durch Serienvergleich nur in großen Zügen durchzuführen. Nach den eingehenden Darstellungen des Serienaufbaues der Matreier Zone durch H. P. Cornelius & E. Clar (1939, S. 240 ff.) und W J. Schmidt (1950, 1952 a) und weiteren oben genannten Arbeiten, ist folgende stratigraphische Reihung am wahrscheinlichsten: Vom Altkristallin sind Diaphthorite von Augengneisen und Glimmerschiefern anzutreffen, der altpaläozoische Quarzphyllit streicht aus der Katschbergzone in die Matreier Zone weiter, mächtige Serizitphyllite und Quarzitschiefer werden den permischen Alpinen Verrucano, helle plattige Quarzite den skythischen Lantschfeldquarzit vertreten, die Rauhwacke und hellgraue bis gelbliche Bänderkalke des Anis sind erfaßbar, in den Dolomiten will W J. Schmidt (1952 a, S. 347) einen mitteltriadischen Anteil durch Phyllite, Rauhwacken und helle Kalke als karnische Einschaltungen von einem obertriadischen Anteil abtrennen. Die genaue Altersstellung der

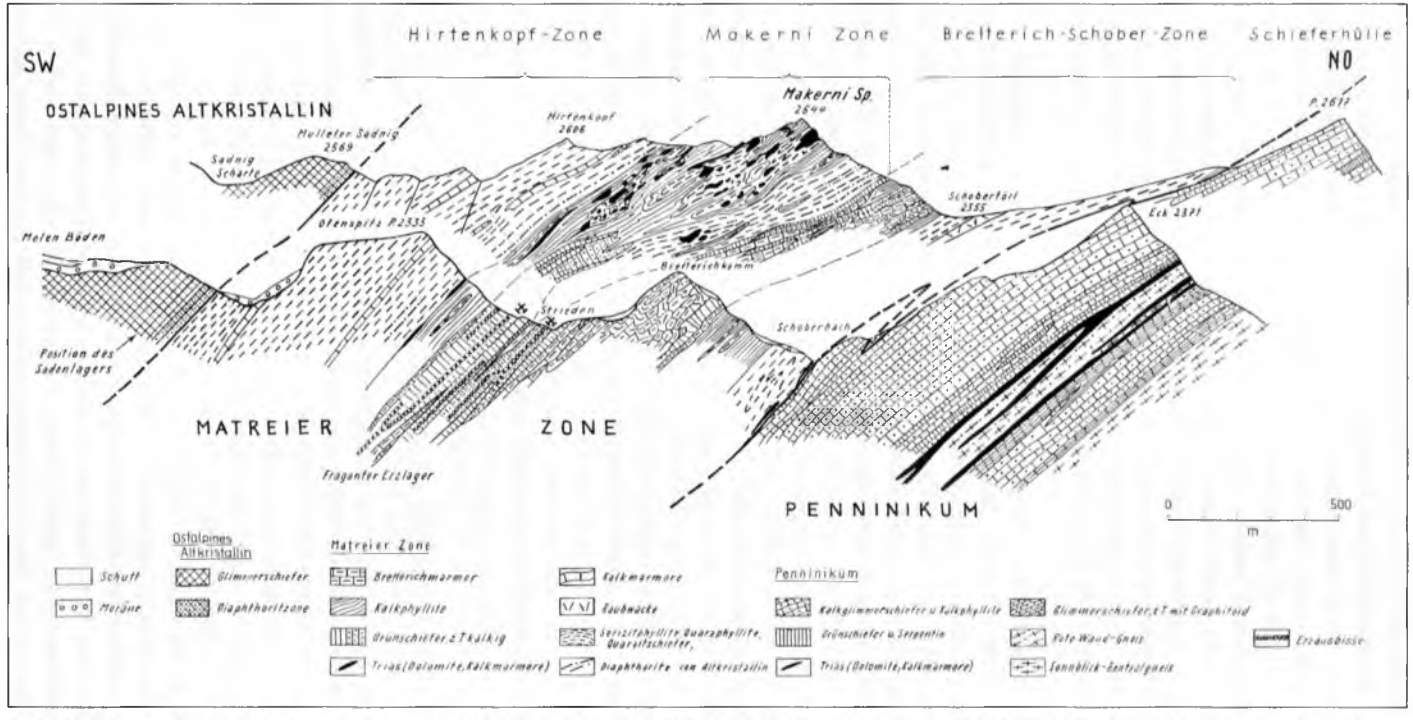


Abb. 47: Profil durch die Matreier Zone im Makerni, 8 km E Döllach/Mölltal nach S. PREY (1962, Taf. 2). Diese Zone rahmt das Penninikum des Tauernfensters im Süden entlang der Überschiebung des mittelostalpinen Kristallins. Das Penninikum dieses Profiles zeigt zunächst über dem Sonnblick-Zentralgneis parautochthone Schieferhüllanteile, sodann die Gneislamelle mit zugehöriger Trias der Rote-Wand-Decke und zuoberst die bereits der Glocknerdecke angehörige Kalkglimmerschiefermasse. Die Matreier Zone dokumentiert so recht eine tektonische Mischungszone zwischen Pennin und Unterostalpin. Sie ist seit J. W SCHMIDT in drei, hier durch diaphthoritisches Altkristallin getrennte tektonische Hauptelemente gegliedert. Die im Makerni mit den jüngeren Schiefern wild verfaltete und verspleiste Trias liefert gut den Typus für den in der Matreier Zone weithin herrschenden Baustil.

bis 30 m mächtigen triadischen Gipse ist unsicher. W J. SCHMIDT neigte zu der – nicht wahrscheinlichen – Einordnung in das (basale) Anis. Rhät wird in dunklen Kalken und Dolomiten vermutet, der Jura umfaßt dunkle Phyllite, Liasbrekzien, Grünschiefer, grünliche Kalke, fein gebänderte, wohl untermalmische Radiolarite und eine bis 100 m mächtige Brekzie vom Typus der Schwarzeckbrekzie. Hinzu kommen in verschiedener Position Serpentinitlinsen und -stöcke, die man aus den Radstädter Tauern nicht kennt, die aber schon im Tarntaler Unterostalpin vorhanden sind. Während die bisher genannten Gesteine unterostalpinen Habitus aufweisen, erscheinen als ebenso charakteristische Bestandteile Einschaltungen mit nachtriadischen Gesteinen von penninischem Typus, wie sie etwa anhand der Serie Kalkphyllite, Grünschiefer und dem Kalkglimmerschiefer-ähnlichen Brettrichmarmor S. PREY (1964, S. 150; Taf. 9) vom Makerni beschreibt – Abb. 47

Zur tektonischen Stellung und dem Baustil der Matreier Zone sei folgendes vermerkt. Die Position zwischen der Masse der Schieferhülle und dem unterostalpinen Kristallin ist stets evident. Die Einheit fällt im allgemeinen, der Lage am Südrand der Tauernkulmination entsprechend, steil gegen Süden ein. Die Verschuppung mit dem ostalpinen Kristallinrahmen ist unbedeutend oder fehlt auf großen Strecken überhaupt. Verkehrte Serien erreichen nach W J. SCHMIDT (1952 a, S. 362) niemals ein größeres Ausmaß, so daß auch hier das Unterostalpin nicht als Liegendschenkel des ostalpinen Kristallins angesehen werden kann, wie schon bei der Besprechung der Radstädter Tauern ausgeführt. Die tektonische Diskordanz des auflagernden Kristallins ist besonders im Abschnitt südlich von Heiligenblut eindrucksvoll. Auf der anderen Seite zieht die Matreier Zone auch gegenüber ihrer tektonischen Unterlage, der Oberen Schieferhülldecke, selbständig und streckenweise diskordant durch, wie besonders auch die außerordentlich schwankende Mächtigkeit der Schieferhüllanteile unter der Matreier Zone bis hinein zu den Gneiskernen anzeigt. W J. SCHMIDT (1951 a) hat eine Gliederung der Matreier Zone in ihrer gesamten Länge in zwei nördliche und in eine südliche Teildecke in Karten und Profilen vorgenommen. Die besten Aufschlüsse im Ostteil liegen an der Makernispitze und am Mohar, die wiederholt ihre Würdigung erfahren haben (z. B. R. STAUB, 1924, Taf. 13, Fig. 15, 16; W J. SCHMIDT, 1952 a, S. 365, Prof. 1; S. PREY, 1964, Taf. 9). Unterostalpine und penninische Anteile wechseln unter intensiver Verknetung miteinander ab – Abb. 47 Im Mittelabschnitt ist die Zone im Profil des Ganotz westlich von Kals besonders breit entwickelt. In diesem Abschnitt sind Serpentinitzüge in großer Zahl in der Schuppenzone eingeschlichtet. Der bedeutendste Serpentinitstock der Matreier Zone liegt wohl in der Gösleswand westlich vom Lasörling im Deferegger Gebirge (W J. SCHMIDT, 1951 a, Prof. 16; W SENARCLENS-GRANCY, 1972, Kt.), sonderbarerweise wie so oft von Skythquarziten und Quarzkonglomeraten begleitet. In diesem Abschnitt der Deferegger Alpen verläuft die Überschiebungsgrenze des ostalpinen Altkristallins parallel zu dessen Innenstruktur.

Die Einzelheiten der Fortsetzung der Matreier Zone auf italienischem Staatsgebiet mögen hier übersprungen werden. Hierüber liegen die neuen Blätter der italienischen Landesaufnahme vor. In sehr reduzierter Form setzt sich der Typus der Matreier Zone auch am Westrand des Tauernfensters gegen Norden hin fort: Schmale unterostalpine Späne besetzen streckenweise den penninischen und mittelostalpinen Randsaum auf der Linie Sterzing–Gossensaß–Brenner–Nößlach–Stein-

ach–Matrei: Über den unterostalpinen Zug im Abschnitt SW des Brenners haben G. Langheinrich et al. (1970, S. 57 ff.) unter der Privatbezeichnung „Zwischen-Serie" berichtet. Vom Raum Gries–Steinach skizzierten nach den letzten zusammenfassenden Studien von O. Meier (1927) zuletzt O. Schmidegg (1964, S. 32, Taf. 2), J. Geyssant (1973 a, b) und J. Geyssant & F. Sassi (1972) die Verhältnisse am Westrand des Tauernfensters. Beim Bau der Brenner-Autobahn wurden ja mehrfach Trias- und Serpentinitschollen entlang des Silltales angefahren. Der dem Silltal weithin folgende SSE-NNW streichende steile und tiefgreifende Silltalbruch (O. Schmidegg, 1964, S. 30 ff., Taf. 1–3) stutzt hier den unterostalpinen Rahmen am Westrand des Fensters um ein Beträchtliches zu. Er quert bei der Stefansbrücke im vertonten Mylonit des Quarzphyllites die Sill und wendet sich in seiner Fortsetzung mehr gegen Nordwesten, um bei der Mündung des Sellraintales den Inntal-Längsbruch zu erreichen (siehe S. 399).

Im Südwestteil des Tauernfensters liegen ferner getrennt von den unterostalpinen Randschollen der Matreier Zone noch Deckschollen im Inneren des Fensters über der Oberen Schieferhülldecke, und zwar einerseits in der Weißspitze östlich von Gossensaß (A. Tollmann, 1963 a, Taf. 5, IV; P. Baggio & C. Friz, 1964), andererseits auf den Padauner Kögeln östlich von Gries am Brenner (J. Geyssant & F. Sassi, 1972), und zwar unterostalpine Lantschfeldquarzite und Quarzphyllite unsicherer Stellung.

Literatur zur Matreier Zone: P. Baggio & C. Friz, 1964; P. Beck-Mannagetta, 1964 a; E. Clar, 1937; H. P. Cornelius & E. Clar, 1935, 1939; Ch. Exner, 1953 b, 1962 a, 1964; J. Geyssant, 1973 a, b; J. Geyssant & F. Sassi, 1972; L. Kober, 1938; G. Langheinrich et al., 1970; F. Löwl, 1903; O. Meier, 1927; G. Dal Piaz, 1969; S. Prey, 1941, 1964; O. Schmidegg, 1964; W J. Schmidt, 1950, 1951 a, 1952 a; W Senarclens-Grancy, 1972; R. Staub, 1924; D. Stur, 1856.

e) Das Unterostalpin der Tuxer und Kitzbühler Alpen

(Innsbrucker Quarzphyllitzone, Tarntaler Berge und Gerlosgebiet)

α) Erforschungsgeschichte und tektonische Problematik

Ähnlich interessant wie die Radstädter Tauern in der Nordostecke des Tauernfensters erscheinen die allerdings weniger umfangreichen Tarntaler Berge mit ihrem unterostalpinen Mesozoikum und benachbarte Schollen in der Nordwestecke dieses Fensters. Wiederum reicht die Erforschungsgeschichte weit zurück, und man hat bereits vor der Jahrhundertwende den großartigen liegenden Faltenbau aufzulösen versucht. Trotz aller weiteren Forschung ist die Berggruppe aber bis zum heutigen Tag nicht befriedigend analysiert, weder in feinstratigraphischer noch in tektonischer Hinsicht. So wird hier im folgenden das vom Verfasser auf Grund der bestehenden Literatur und eigener Anschauung am wahrscheinlichsten vertretbare Bild dieser Region entworfen werden.

Ähnlich wie in den Radstädter Tauern hat man bereits in der Mitte des vorigen Jahrhunderts trotz der Metamorphose der Gesteine das mesozoische Alter durch die Erfassung des fossilführenden Lias erkannt (A. Pichler, 1859, S. 227). Eingehende tek-

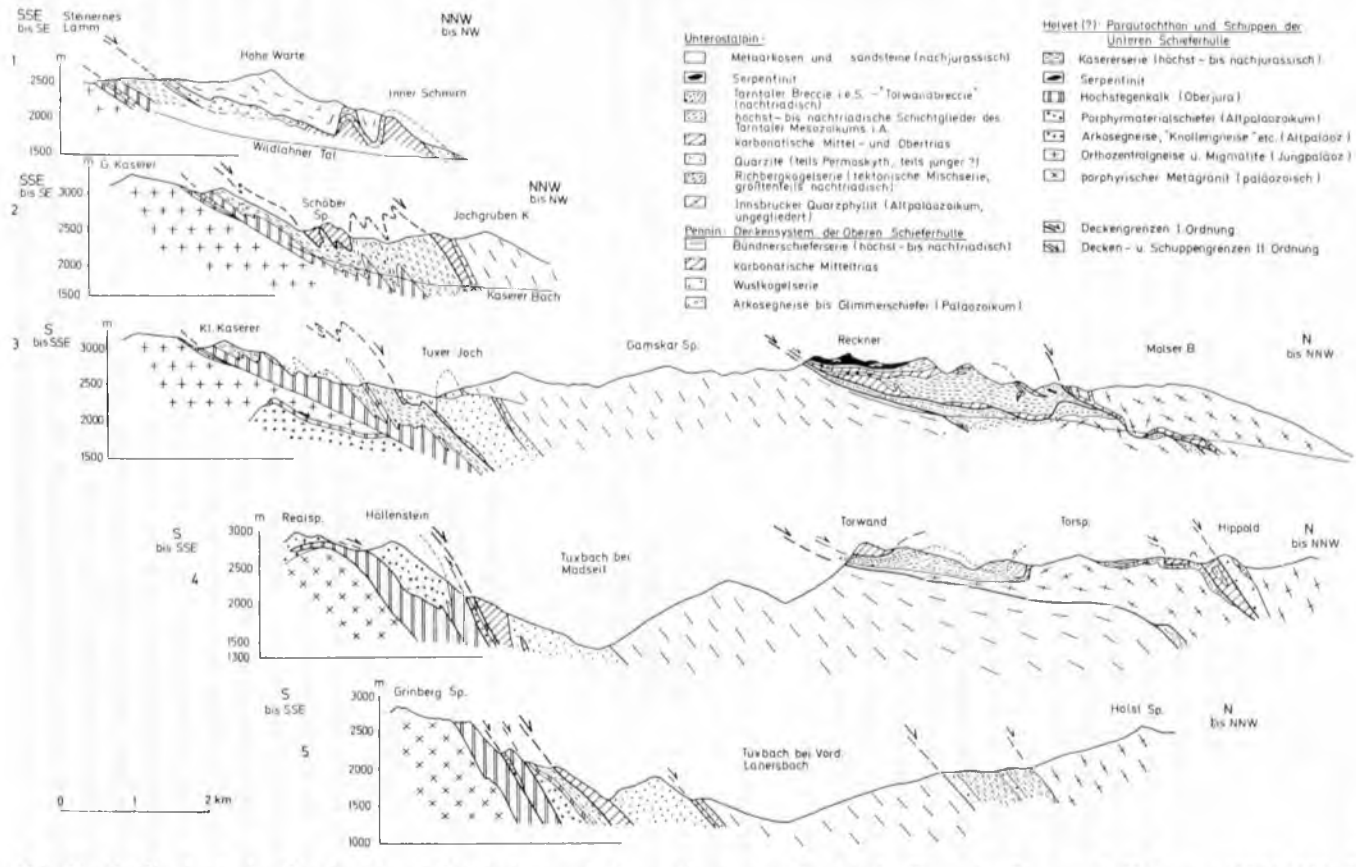


Abb. 48: Profile durch den Nordrand und Nordrahmen des Tauernfensters im Bereich der Tarntaler Berge nach O. THIELE (1976, Abb. 2).

tonische Studien gehen bereits auf F. E. Suess (1895) und E. Hartmann (1913, S. 345) zurück, der in den Tarntaler Bergen eine komplizierte, S-förmige, gegen Süden überkippte Falte als Grundstruktur vermutete, wogegen A. Spitz (1919 a, S. 202) mit Recht opponierte, der selbst aber ebenfalls noch an eine nördliche Herkunft der Reckner-Decke dachte. A. Spitz unterschied wie seine Vorgänger und wie B. Sander (ab 1910) eine tiefere tektonische Einheit – von ihm als Hippold-Serie bezeichnet – im Bereich von Hippold und Torjoch, von einer höheren Einheit, seiner Reckner-Serie in den Tarntaler Köpfen und in der Kahlwand. A. Spitz (1919 a, S. 194) führte auch als erster umfangreiche fazielle Vergleiche mit äquivalenten Einheiten durch – L. Kober (1923, S. 121) hatte ja seit je dieses unterostalpine Mesozoikum jenem der Radstädter Tauern gleichgesetzt, R. Staub (1924, S. 175 f.) die Tarntaler Berge ebenfalls als unterostalpin betrachtet – allerdings mit der jetzt für hochpenninisch gehaltenen Arosazone verglichen.

Diese Vergleiche mit dem Unterostalpin der Radstädter Tauern wurden in neuerer Zeit weiter gefestigt: während noch bei R. Schwinner (1935) die stratigraphische Seriengliederung der Tarntaler Berge grob im argen lag, haben E. Clar (1940 b: Tarntaler Brekzie), E. Kristan-Tollmann (1962: Penken) und M. Enzenberg (1967, 1976: Tarntaler Serie) Entscheidendes zur Verbesserung der Gliederung dieser Serien durch den Vergleich mit dem Radstädter Mesozoikum beigetragen. Zuletzt ist das Gebiet nochmals durch O. Thiele (1976) kartiert worden.

β) Großtektonische Gliederung

Die Tarntaler Berge sind zwar das thematische Kernstück, aber doch nur ein flächenmäßig kleiner Abschnitt des Unterostalpins im nordwestlichen Vorland der Hohen Tauern, noch dazu durch Mehrphasigkeit des tektonischen Baues reichlich kompliziert – Abb. 48. Die Großgliederung des Gesamtraumes des Unterostalpins zwischen der südlichen Begrenzung Krimml–Gerlospaß–Penken–Tarntaler Berge–Matrei und der durch den Nordrand des hierher gehörigen Innsbrucker Quarzphyllites gegebenen Nordgrenze Innsbruck–Wattens–S Kellerjoch–S Rettenstein–Mittersill läßt drei verschieden umfangreiche Deckeneinheiten erkennen: Von unten nach oben bzw. von Süden nach Norden folgen übereinander: 1. Brekzienreiche Hippolddecke und Äquivalente, 2. Karbonatreichere Recknerdecke mit ihrem Serpentinit, 3. Innsbrucker Quarzphyllitdecke.

γ) Fazies, Schichtfolge und Bau

1. Die Hippolddecke (jüngeres Synonym: Thorwanddecke O. Thiele, 1975, S. 29) nimmt in ihrem zentralen Gebiet den Hauptteil des östlichen Kammes der Tarntaler Berge, östlich der Lizum, ein, der sich vom Junsjoch im Süden über Torwand, Torjoch und Torspitze zur Hippoldspitze fortsetzt. Über den Kalkschiefern der Oberen Schieferhülldecke des Pennins setzt am Junsjoch mit Glimmerschiefer (E. Clar, 1940 b, S. 84) bzw. breit mit Innsbrucker Quarzphyllit (O. Thiele, 1976, Abb. 2) ein. Es folgen Reste der Trias, mit Reichenhaller Rauhwacke beginnend. Die Hauptmasse der Hippolddecke aber besteht aus dem brekzienreichen, Kalkschiefer führenden Jura (Abb. 49, Tab. 5). Permoskyth in etwa 150 m Mächtigkeit ist nur im Norden in der Hippoldgruppe erhalten (B. Sander, 1921, Taf. 11, Prof. 4). Die tektonische Deutung dieser

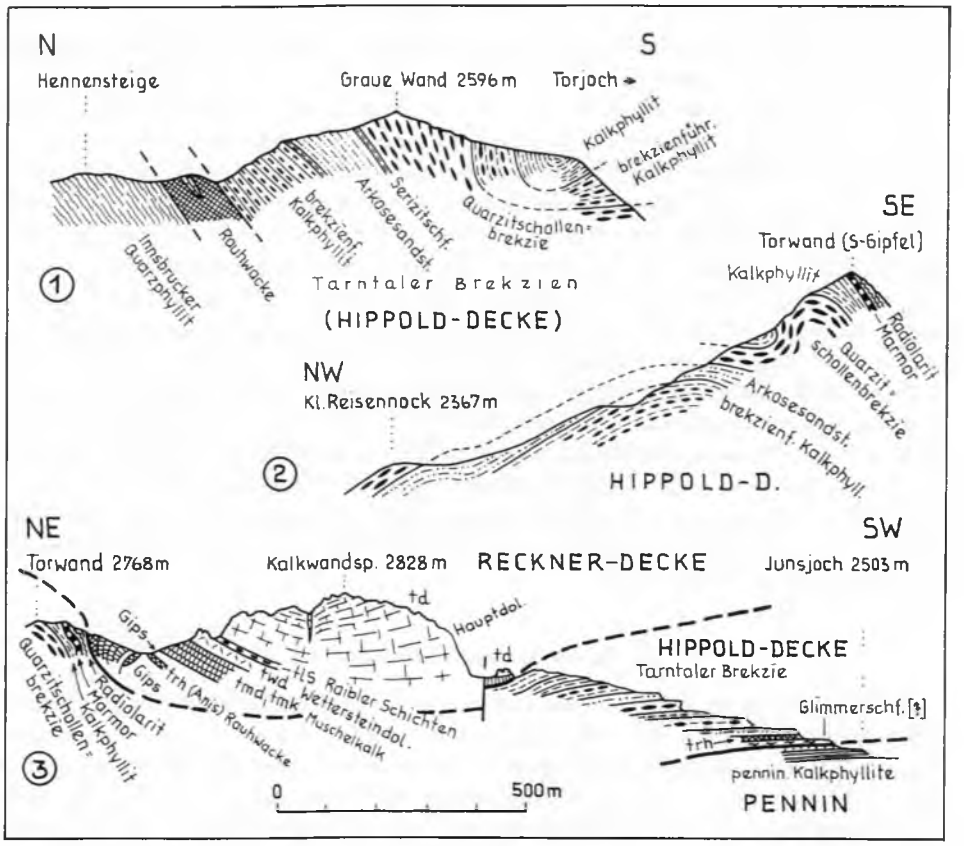


Abb. 49: Die Hippolddecke in den Tarntaler Bergen nach E. Clar (1940, S. 73) unter Ergänzung von Grenzen und Leitlinien S des Hippold.

stark verschuppten Region wurde in verschiedener Weise vorgenommen (vgl. B. Sander, 1913, S. 45, Abb. 18; O. Thiele, 1976, S. 419 f.) – eine endgültige Entscheidung ist heute noch nicht zwingend belegt.

Die eigenartige Jurabrekzie der Hippolddecke wird seit A. Young (1909, S. 344) als Tarntaler Brekzie bezeichnet (Abb. 50). Der Vorschlag einer Umbenennung dieses sehr gut charakterisierten Schichtgliedes und die Unterdrückung des gut eingebürgerten Namens Tarntaler Brekzie durch O. Thiele (1976, S. 417) ist duchaus unbegründet und abzulehnen, auch wenn man heute einen jüngeren Anteil von Arkosen und Quarziten von der Tarntaler Brekzie in engen Muldenkernen im Torwand-Reisennock-Stock oder auf der Grauen Wand abgliedern kann. Ausführliche Beschreibungen und lithologische Studien über die Tarntaler Brekzie liegen besonders von B. Sander (1910, 1941), A. Spitz (1919 a), E. Clar (1940 b, S. 72) und M. Enzenberg (1967, S. 26; 1976, S. 170 ff.) vor. Die Meinungen über Genese und Alter sind von A. Tollmann (1962 b, S. 465) zusammengefaßt. Das lithologische Bild der Tarntaler Brekzien gleicht ganz jenem der Türkenkogelbrekzie in der Hochfeinddecke der Radstädter Tauern:

Die groben Komponenten werden teilweise von Dolomit oder Kalk, vielfach und abschnittsweise überwiegend von Quarzitschollen und Serizitquarzitschieferplatten gebildet. Rasches An- und Abschwellen der einzelnen Brekzienlinsen, der Wechsel von feinkörnigen und gröbstkörnigen Lagen und die Einschaltung von kalkigen Schiefern sind bezeichnend für diesen Tarntaler Brekzientypus. Für die Genese gilt dasselbe, was bei den Schwarzeckbrekzien angeführt worden ist: Der Transport in das Sedimentationsbecken erfolgte nicht so sehr durch die Strömung des Wassers als Transportmittel, sondern durch Hineingleiten in Form einer submarinen Lawine oder zumindest durch die auf die Komponenten unmittelbar als Antrieb wirkende Schwerkraft, also durch submarine Massenbewegung. Als Alter dieser Brekzien wird von E. Clar (1940 b, S. 81) Lias angegeben, da die Serie mit den Juraradiolariten endet. Da wir heute die Radiolarite nicht mehr als Dogger, sondern mit guten Gründen aus dem großregionalen Vergleich als Untermalm ansehen, kann demnach die Tarntaler Brekzie Lias bis Dogger um-

Tab. 5: Die Schichtfolge der Hippoldfazies

(E.CLAR, 1940; M.ENZENBERG, 1967; E.KRISTAN-TOLLMANN, 1962)

Mächtigkeiten : Maximalwerte

Höh. MALM	?10 m	Geierserie : Kalkschiefer, Mergelschiefer, Quarzite, Quarzitschollenbrekzie, Metaarkosen
U.- MALM	?20 m	Radiolarit : grün und rot mit Manganschieferlagen
LIAS – DOGGER	600 m	Tarntaler Brekzie des Hippold (analog der Richbergkogelbrekzie und Penkenbrekzie) Tarntaler Serie (nach E.CLAR): Kalkphyllit Kalkphyllit mit Brekzien Quarzitschollen-Grobbrekzie Arkosesandstein Kalkphyllit mit Brekzien
U.- LIAS	100 m	Liaskalke mit Quarzitlagen und Karbonatquarzitlagen (Penken)
LÜCKE		
ANIS	100 m 50 m 10 m	Anisdolomit (Penken) Dolomitschlierenkalk am Penken mit *Omphaloptycha* cf. *gracillima* KOKEN Reichenhaller Rauhwacke
PERMO-SKYTH	150 m	Quarzitgruppe des Hippold
BASIS		Quarzphyllit

Abb. 50: Die Tarntaler Brekzie unter dem Torjoch. Die Komponenten dieser hier gezeigten Liasbrekzie bestehen vorwiegend aus Quarzit (helle gerundete Brocken) und Dolomit.

fassen. Die höhermalmische bis kretazische Schwarzeckbrekzie der Radstädter Tauern fehlt nach CLAR in den Tarntaler Bergen – als ein geringes Äquivalent kann die Brekzienserie auf der Geier-Südseite (M. ENZENBERG, 1967, S. 29) gewertet werden, die über dem Radiolarit folgt, bzw. die oben erwähnte Serie aus Quarziten und Arkosen im Abschnitt Torwand–Graue Wand (O. THIELE, 1976, S. 417).

Die Hippoldecke mit ihren so spezifischen Schichtgliedern läßt sich in einer Schollenreihe immer unmittelbar über der penninischen Schieferhülle weithin verfolgen. Ganz im Westen gehört ihr der Mieslkopf bei Matrei am Brenner an, im Westabschnitt der Tarntaler Gruppe westlich der Lizum erscheint ein Rest dieser Decke in Form der typischen Brekzien mehrerenorts zwischen den Bündner Schiefern im Liegenden und der Trias der Recknerdecke im Hangenden, so z. B. an der Westbasis des Lizumer Reckners in der „Knappenkuchl", im Süden unter der Geierspitze, im Osten in der innersten Lizum (M. ENZENBERG, 1967, Taf. 1; S. 26). Die erwähnte Hauptmasse im Hippold-Torwand-Kamm, die im Süden ebenfalls unmittelbar über den penninischen Kalkphylliten aufruht, liegt im Nordteil noch über Innsbrucker Quarzphyllit. Diese Position wird verschieden gedeutet: B. SANDER (1912, Abb. 5) hat diese Unterlagerung des Tarntaler Mesozoikums durch Quarzphyllit als Einwicklung eines Teiles der ja tektonisch höheren Innsbrucker Quarzphyllitdecke gedeutet. Diese Deutung wäre durchaus plausibel, sehen wir die vergleichbare sekundäre Einwicklung des homologen Quarzphyllites unter dem Ennskraxenvorstoß in den Radstädter Tauern. O. THIELE (1976, S. 419, Abb. 2) legt eine einfachere Deutung vor, indem er den liegenden Quarzphyllit als normale Basis der Hippoldecke wertet. H. MILLER (1977, S. 30, Abb. 1) hat die das Tarntaler Meso-

zoikum unterlagernden unterostalpinen Quarzphyllite einer vom übrigen Innsbrucker Quarzphyllit tektonisch unabhängigen tieferen „Randphyllit-Serie" zugeordnet.

Zehn Kilometer weiter im Osten ist wiederum im Gipfelaufbau des Penkenberges W Mayrhofen ein Stück der Hippolddecke erhalten. Wir haben bereits im Zusammenhang mit der Besprechung der Verlagerung der penninischen und unterostalpinen Grenze ins Hangende der Gschößwandfalte – die die tektonische Unterlage der Penkenscholle bildet – erwähnt, daß der Sockel dieses Berges nun zur Oberen Schieferhülle zu rechnen ist (S. 68). Die Schichtfolge des Penken, hier in zwei Schuppen gegliedert, zeigt ganz analog zum Hippold selbst – nach der Detailaufnahme von E. KRISTAN-TOLLMANN (1962, Taf. 2) – über dem Skythquarzit und einem am Knorrn übrigens fossilführenden Aniskalk mit Gastropoden – die nach freundlicher Mitteilung von Dr. G. TICHY am ehesten mit *Omphaloptycha gracillima* KOKEN (Abb. 51) verglichen werden können – und Anisdolomit sofort die Liaskalke und die groben Brekzien des tieferen Jura.

Das nächstöstlichere ausgedehnte Vorkommen von Hippolddecke liegt schließlich in der sogenannten Richbergkogelbrekzie vor, wiederum einem Synonym der Tarntaler Brekzie, das H. DIETIKER (1938, S. 85) aufgestellt hat – Literatur hierüber bei A. TOLLMANN, 1962 b, S. 390. Die Zugehörigkeit der Richbergkogelbrekzie zum unterostalpinen Rahmen ist seit längerem bekannt, zuletzt von O. THIELE (1974, S. 72; 1976, S. 419) bestätigt. Von Schwendau im Zillertal im Westen streicht die Scholle aus Richbergkogelserie über den Richberg, die Larmer Hochalpe bis nördlich von Krimml im Osten und wird vielfach von Krimmler Trias, die eher zum Unterostalpin als zum Penninzu rechnen ist, unterlagert. Die Karte Taf. 1 von O. THIELE (1974) zeigt ihre Ver-

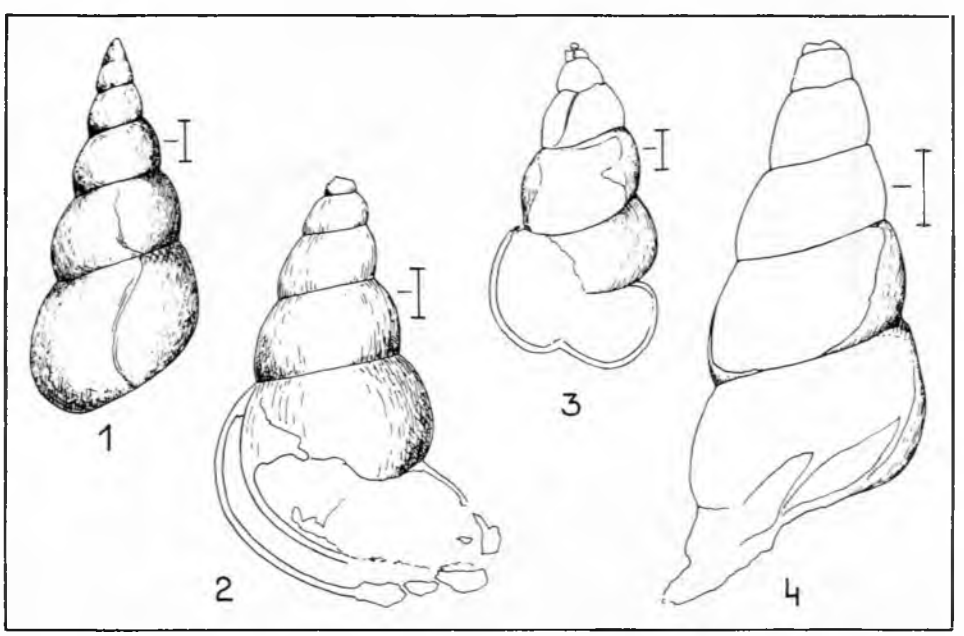


Abb. 51: *Omphaloptycha* aff. *gracillima* KOKEN aus dem Aniskalk des Gschößwandstockes W Mayrhofen/Zillertal.

Tab. 6 : Die Schichtfolge der Recknerfazies

(E.CLAR, 1940; M.ENZENBERG, 1967; E.KRISTAN-TOLLMANN et al., 1969)

Mächtigkeiten approximativ

MALM	160 m gering 10 m gering 20 m	Serpentinit Tonschiefer-Kalkarenitserie des obersten Tarntales Oberer Radiolarit (Kieselschiefer) des Untermalm „Aptychenkalk" des Untermalm Unterer Radiolarit mit Manganoxyden des Untermalm	
DOGGER LIAS	5 m 5 m 90 m	Kieselkalk Brekzie Kalkschiefer-Tonschiefer-Komplex mit Hornstein- und Spatkalklagen; *Arnioceras cf. arnouldi* DUM. Crinoiden, Belemniten	100 m Brekzien mit Dolomit- und Kalkkomponenten
RHÄT	30 m	Kössener Schichten mit *Aulotortus sinuosus* WEYNSCH., *Thecosmilia clathrata* (EMMR.), *Th. fenestrata* (RSS.), *Oppelismilia zitteli* (FR.), *Astraeomorpha confusa* WINKL., *A. crassisepta* RSS., *Thamnastraea rectilamellosa* WINKL., *Cardita austriaca* (HAUER), *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Zugmayerella uncinata* (SCHAFH.), *Terebratula piriformis* SUESS, *T gregaria* SUESS, *Isocrinus bavaricus* (WINKL.), *Triadocidaris lungauensis* TOLLM. u.a. Gliederung: 4 m Plattiger heller Kalk und dunkler Dolomit 14 m Tonflatschenkalk und Tonschiefer 4 m Plattiger schiefriger Kalk 4 m Thecosmilienkalk und -dolomit Crinoidendolomitschiefer 4 m Rhätbasisdolomitbrekzie	
NOR	300 m	Hauptdolomit : basal massig, hangend gebankt	
KARN	150 m	Raibler Schichten : Dolomite, Mergeldolomite, Gipse(?), Brekzien, (blau)graue Kalke; schwarze Tonschiefer mit Sandsteinlinsen	
LADIN	z.T. entfernt	Wettersteindolomit mit *Diplopora* cf. *annulata* SCHAFH.	
Basalteil aus Quarzphyllitdecke ergänzt :			
ANIS	? 60 m 50 m 20 m 30 m	Blaugraue Tonschiefer ? Heller Dolomit Gelbliche, graue und rosa Bänderkalke, z.T. Hornstein-führend Reichenhaller Rauhwacke mit Gipslinsen, Dolomit	
SKYTH	5 m 40 m	Alpine Rötschiefer : Serizitquarzitschiefer, hangend dunkle Schiefer Lantschfeldquarzit	
PERM	5 m	Alpiner Verrukano : Serizitquarzitschiefer	
BASIS	mächtig	Quarzphyllit der Innsbrucker Quarzphyllitdecke	

breitung. Auch hier ist ja eine breite Zone südlich dieser Scholle im Bereich der Gerlos jüngst vom Unterostalpin zu Recht abgetrennt und in die Obere Schieferhülldecke eingegliedert worden, wie S. 68 vermerkt. Für unsere weiter unten noch zu behandelnde Frage der Stellung der Innsbrucker Quarzphyllitdecke erscheint es wesentlich, darauf hinzuweisen, daß in diesem Abschnitt das unterostalpine Mesozoikum der Richbergkogelserie samt Krimmler Trias durchwegs gegen Norden unter die Quarzphyllite einfällt, so daß deren tektonisch höhere Position hier nicht zu bezweifeln ist (Profiltafel 2 bei O. THIELE, 1974). Lithologische Ähnlichkeiten der Richbergkogelbrekzie zur Kasererserie des Deckensystems der Unteren Schieferhülle der Tauern, wie sie O. THIELE (1976, S. 416) erwähnt, sollen weder zu einer altersmäßigen noch zu einer tektonischen Gleichsetzung dieser in ihrer zeitlichen und räumlichen Position durchaus verschiedenwertigen Komplexe verleiten. Der an THIELE anknüpfenden Meinung von H. MILLER (1977, S. 30 f.) von einer penninischen Zugehörigkeit von Penken und Richbergkogelbrekzie kann demnach durchaus nicht zugestimmt werden.

2. Die Recknerdecke. Wie bereits erwähnt, liegt die Recknerdecke mit intensiver innerer Verfaltung im Abschnitt Geierspitze–Reckner–Sonnenspitze westlich des hintersten Lizumtales den Resten der unter ihr zerriebenen Hippolddecke auf, tritt aber auch am Kamm östlich des obersten Lizumbaches über der dort mächtigen Hippoldeinheit mit Deckschollen wie jene der Kalkwandspitze auf (vgl. Abb. 49).

Zur Schichtfolge dieser an Brekzien wesentlich ärmeren höheren unterost-

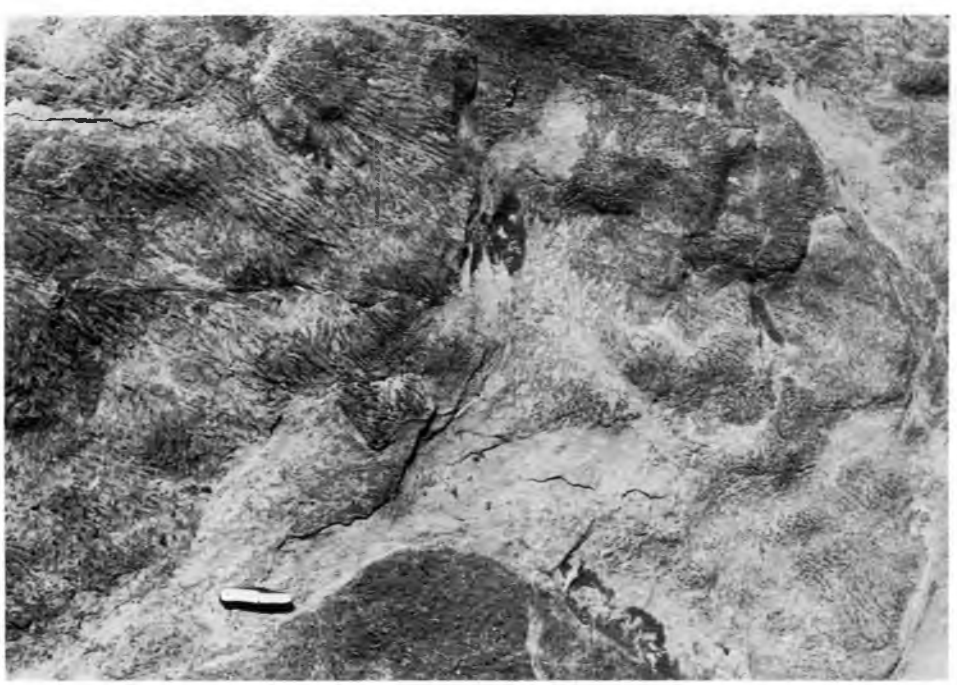


Abb. 52: *Thecosmilia clathrata* (EMMR.) aus den Kössener Schichten von der Nordostseite des Reckner in den Tarntaler Bergen.

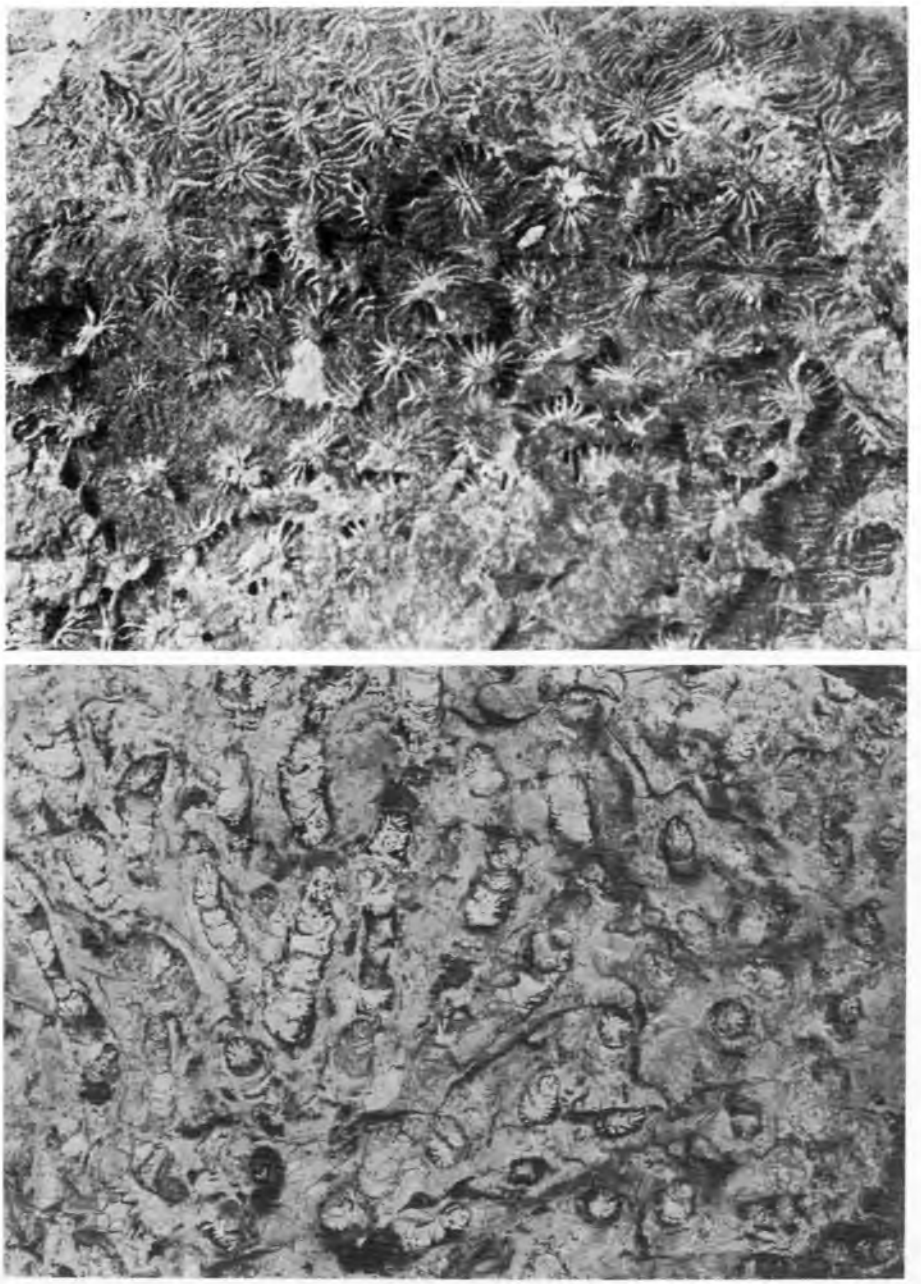


Abb. 53: *Thamnasteria rectilamellosa* WINKLER (oben) und *Oppelismilia* n. sp. (unten) aus den rhätischen Kössener Schichten der Nordostseite des Reckner nach E. KRISTAN-TOLLMANN et al. (1969, Taf. 1, 3 pp.). Länge der Bildausschnitte: 6 cm (oben) bzw. 23 cm (unten).

alpinen Einheit, die der mittleren Deckengruppe der Radstädter Tauern, also etwa der Pleislingdecke, entspricht, sei auf Tab. 6 verwiesen. In ihr liegen die schichtgliederreichen, in mehreren Etagen fossilführenden mesozoischen Serien vor, in ihr gleicht sogar der Baustil mit der intensiven Formung durch Liegendfalten jenem der Pleislingdecke.

Zu dieser Schichtfolge sei auf Grund der Neubearbeitung durch M. Enzenberg (1967, S. 11) und weiterer Beobachtungen (E. Kristan-Tollmann et al., 1969) noch vermerkt: Zunächst kommt deutlich ihr zentralalpiner, unterostalpiner Charakter zum Ausdruck (vgl. S. 118). Die Permoskyth-Kombination Alpiner Verrucano-Schiefer, Semmering-Lantschfeld-Quarzit des Skyth und oberskythischer Rötschiefer ist für sie genauso typisch wie die Mitteltrias-Kombination mit Rauhwacken und der Kalk-Dolomitabfolge, die in ihrem ladinischen Anteil nun durch Algen fossilbelegt ist. Ebenso ist die Obertrias mit spezifischer Raibler Schichtentwicklung bis zum Rhät jener der Pleislingdecke sehr ähnlich. Als eigenständige Schichtglieder gegenüber den Radstädter Tauern treten in der Mitteltrias Tonschiefer über dem Aniskalk auf, Gipse im Karn (E. Clar, 1940 b, S. 84; Taf. 1 – hingegen als Skyth/Anis von M. Enzenberg, l. c., S. 14, gedeutet), ferner sind tiefere Anteile des Kössener Rhät-Profiles dolomitisiert, wie M. Enzenberg (l. c., S. 15) zu Recht hervorgehoben hat. Die interne Rhätgliederung ist bei E. Kristan-Tollmann et al. (1969, S. 4, 10) revidiert worden: Bis 1967 dort als Rhätdolomit kartierte Schichten haben sich hierbei als liegende Faltenkerne aus Hauptdolomit erwiesen. Eindrucksvoll ist der Fossilreichtum der Kössener Schichten. Die in der letzterwähnten Arbeit auf S. 13–14 zusammengestellten Listen umfassen rund 40 zu einem guten Teil artlich be-

Abb. 54: Liaskalkschiefer an der Wurzel des Isselgrabens in den Tarntaler Bergen, Unterostalpin.

Abb. 55: Malmradiolarit SW der Tarntaler Scharte. Unterostalpin der Tarntaler Berge, Tirol.

stimmter Formen, von denen die wichtigsten Typen auch dort abgebildet sind. In fazieller Hinsicht ist interessant, daß hier der sonst in den Kössener Schichten so konstante basale Horizont mit Schwäbischer Fauna fehlt und das Rhät mit einer basalen Dolomitbrekzie einsetzt. Die Kössener Schichten der Tarntaler Berge zeigen hingegen die aus dem Bereich der Zentralalpen weithin bekannte Lungauer Biofazies mit einem Reichtum an bestimmten Korallenarten und Echinodermen (Abb. 52–53).

Über den Jura der Recknerdecke steht noch eine genauere stratigraphische Bearbeitung aus, obgleich er vielfach fossilführend ist und z. B. schön erhaltene Crinoiden-Trochiten nicht selten sind. Altberühmt ist ja der Ammonitenfund von A. Young von *Arnioceras* cf. *arnouldi* Dem., wodurch höherer Unterlias, Sinemur, belegt wäre. Diese tieferjurassische Kalkschieferfazies (Abb. 54), die von Brekzien untergeordneten Ausmaßes überlagert wird, kann aber auch zur Gänze durch eine Brekzienentwicklung mit (Kalk- und) Dolomitkomponenten faziell ersetzt werden, die nach ihrem Auftreten zwischen basalem Liasschiefer und untermalmischem Radiolarit offenbar den Hauptteil von Lias und Dogger einnimmt. Die dunklen Mn-führenden malmischen Radiolarite (Abb. 55) und Kieselschiefer enthalten auch hier ganz wie in der Hochfeindgruppe der Radstädter Tauern ein lithologisch ganz dem „Aptychenkalkband" E. Clars (1937, S. 267) entsprechendes Kalkmarmorniveau! Der für die Recknerdecke bezeichnende Serpentinitstock der Geierspitze verzahnt mit dem oberen Teil der Radiolarite und überlagert sie. Als jüngstes Glied der Recknerdecke ist nur ein sehr geringmächtiges Niveau von Tonschiefern und Areniten im Hangenden des Radiolarites zu erwähnen.

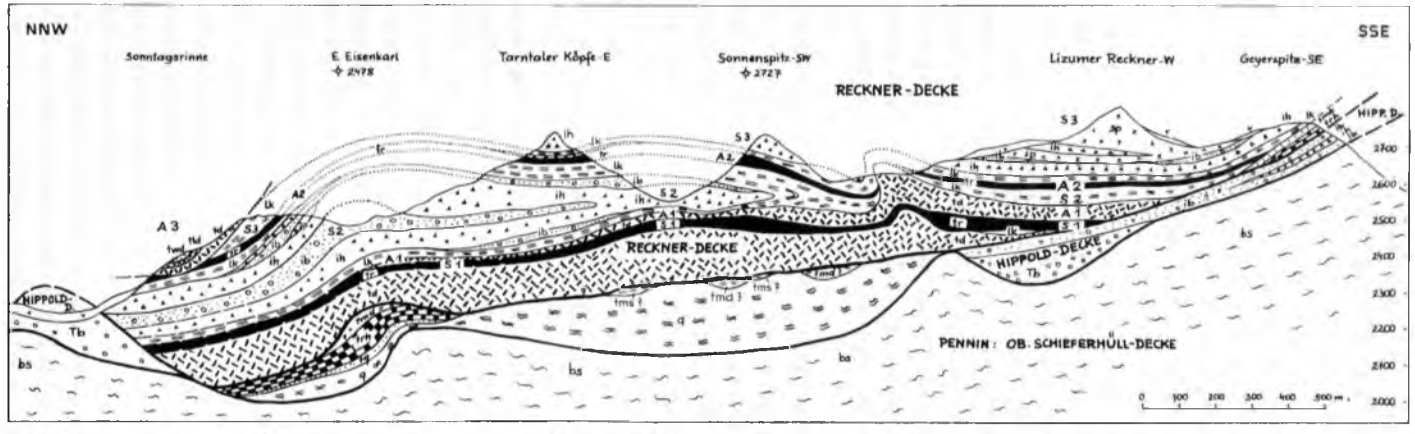


Abb. 56: Profil durch die Recknerdecke am Reckner in den Tarntaler Bergen, den engen liegenden Faltenbaustil des Unterostalpins zeigend; nach A. TOLLMANN (1968 b, Abb. 1). Signatur: v – Schutt, bs – penninische Bündner Schiefer, sp – Serpentinit, ib – Jurabrekzie, ih – Malmradiolarit, Tb – Tarntaler Brekzie, lk – Liaskalk (-Schiefer), tr – Kössener Schichten, td – Hauptdolomit, tld – karnischer Dolomit, twd – Wettersteindolomit, tmd – Anisdolomit, tmk – Aniskalk, tms – Anisbasisschiefer, trh – Anisrauhwacke, tq – Skythquarzit, q – Innsbrucker Quarzphyllit. A 1–3: Liegendantiklinalen, S 1–3: Liegendsynklinalen der Recknerdecke.

In tektonischer Hinsicht hat bereits R. STAUB (1924, Taf. 24, Abb. 49) den extrem ausgewalzten liegenden Faltenbau der Recknerdecke in der Reckner-Sonnenspitzgruppe vollkommen zutreffend erfaßt. Nach eigenem Besuch dieser Region muß das Profil von M. ENZENBERG (1967, Taf. 1) durch die Erfassung von extrem schmalen Hauptdolomitantiklinal-Lamellen statt eines Rhätdolomites in der hier in Abb. 56 wiedergegebenen Form umgedeutet werden. Ein wunderbarer Baustil, der ganz etwa an das Neukarfaltensystem der homologen Pleislingdecke in den Radstädter Tauern erinnert (vgl. Abb. 45), wo die ausgewalzten liegenden Antiklinalzungen den gesamten Bergstock mehrfach übereinandergehäuft durchqueren.

3. Die Innsbrucker Quarzphyllitdecke hat durch M. ENZENBERG (1967, S. 33 ff.) nach intensiver Diskussion eine Deutung als liegendstes Element dieses unterostalpinen Systems erfahren. Zunächst ist der Fortschritt hervorzuheben, daß nun entgegen der vielfach bis 1964 (P. BECK-MANNAGETTA, O. SCHMIDEGG) anders lautenden Meinung der Innsbrucker Quarzphyllit als unterostalpines Element im Sinne von L. KOBER (1938, S. 39) und vom Verfasser (1963 a, S. 107) anerkannt wird. Seine Position zwischen dem unterostalpinen Mesozoikum im Süden und dem darüber noch in einer längeren Schollenreihe südlich der Grauwackenzone folgenden mittelostalpinen Kellerjochgneis-Diaphthorit im Norden ist aber auch zu eindeutig für eine andersartige Einordnung.

Drei Umstände aber sprechen für die Position der Innsbrucker Quarzphyllitdecke als ursprünglich hangendstes unterostalpines Element: 1.Die absolute Parallelität der drei Haupteinheiten in den Radstädter Tauern nach Fazies, Tektonik und Abfolge mit jenen des Unterostalpins der Tuxer Alpen in Tirol. Das Unterostalpin am NW-Rand des Tauernfensters ist mit Sicherheit die direkte westliche Fortsetzung des Radstädter Systems, nur daß die Tauern-Nordrandstörung die leicht bogenförmige Verbindung im Mittelstück gekappt und in die Tiefe versenkt hat. 2. Auf der Hauptstrecke der Südgrenze der Quarzphyllitdecke ist auch hier das Abtauchen der Mesozoikum führenden tieferen Decken unter erstgenannte nach Norden zu sehen, vom Krimmler Gebiet über die Gerlos bis zum Penken W der Ziller. 3. Würden die mesozoischen Decken höhere Elemente als die Quarzphyllitdecke bilden, dann hätte man sie unbedingt am Nordrand über der Quarzphyllitdecke, entlang der Überschiebungsfläche des mittelostalpinen Kristallins zu erwarten, wo sie aber durchaus fehlen. Das letztgenannte Argument spricht übrigens ebenso wie die Parallelität der Verhältnisse zu der Quarzphyllitdecke der Radstädter Tauern – das ist ja ein- und dieselbe Decke! – für die verkehrte Lagerung der Innsbrucker Quarzphyllitdecke: Kein Mesozoikum ist auf ihrem jetzigen Rücken anzutreffen.

Hingegen ist die nach M. ENZENBERG (l. c., S. 34 f.) untrennbar mit dem Quarzphyllit verbundene Permotrias des Mölstales im Nordwesten der Tarntaler Berge nicht nur nach den früheren Bearbeitern als Fenster (Mölstal-Überfaltungsfenster) aufzufassen, in dem eine verkehrt lagernde Permotrias unter dem Quarzphyllit auftaucht, sondern auch nach der Karte Taf. 1 von M. ENZENBERG selbst taucht die Permotrias dort, wo sie vollständig mit Quarzit am Rand gegen den Quarzphyllit hin auftritt, nämlich westlich der Mölser Hochleger, verkehrt unter den Quarzphyllit ab.

O. THIELE (1975, S. 29; 1976, S. 420) bestätigt die inverse und fensterförmige Lage des Mesozoikums im Mölstal und verbindet diese verkehrte Serie ebenfalls mit dem darü-

berfolgenden Innsbrucker Quarzphyllit. Seine dort verwendete Bezeichnung „Mölser Decke" ist allerdings ein – im Zuge seiner derzeitigen Umbenennungsbestrebungen auf selbst verliehene neue Namen – jüngeres und unnötiges Synonym zum gut eingebürgerten Namen „Innsbrucker Quarzphyllitdecke"

Das Material, das die Quarzphyllitdecke aufbaut, besteht abgesehen von dem geringen, maximal nur in die Mitteltrias reichenden permomesozoischen Anteil (vollkommene Parallele zur Radstädter Quarzphyllitdecke!) nicht nur aus der allerdings bei weitem vorherrschenden eintönigen altpaläozoischen Quarzphyllitmasse, sondern in dieser eingeschaltet erscheinen (abgesehen von phyllonitisiertem Altkristallin) Graphitschiefer, Kieselschiefer, Metadiabase, selten auch Porphyroide sowie Linsen und Lagen von Kalk- und Dolomitmarmoren bzw. Eisendolomite (R. Klebelsberg, 1935, S. 126 f.; U. Lagally & H. Miller, 1974, S. 379; O. Thiele, 1976, S. 416). Die Serie gleicht in ihrem Bestand vollkommen dem Radstädter Quarzphyllit. Die blaugrauen Kalk- und Dolomitmarmore sind besonders südlich von Innsbruck und in den Tuxer Voralpen vertreten, in den Kitzbühler Alpen hingegen nur am Südrand vorhanden. Außerdem sind Metadiabaslagen bekannt geworden. Aus einer 50 m mächtigen Dolomit-Magnesit-Einschaltungen mit kalkigen Lagen im Bereich der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux ist es R. Höll & A. Maucher (1968, S. 7) gelungen, einige schlecht erhaltene Conodontenfaunen zu gewinnen, deren Alter O. Walliser aus den tieferen Proben auf den Zeitraum zwischen oberstem Ludlow und unterem Enns, aus einer höheren Probe auf Gedinne bis Ems, also Unterdevon einengen konnte. Auch Brachiopoden (Atrypiden) und Crinoiden lieferten diese Kalke. Es zeigt sich demnach, daß diese ausgedehnte Innsbrucker (und die analoge Radstädter) Quarzphyllitmasse außer dem sicherlich vertretenen älteren Altpaläozoikum auch noch einen devonischen Anteil umfaßt (vgl. S. 106).

δ) Lagerstätten

Unter den Lagerstätten der Innsbrucker Quarzphyllitzone heben sich vorzugsweise drei verschiedene Gruppen ab, deren beide letzteren noch heute von wirtschaftlichem Interesse sind: 1. Eine Reihe kleinerer synsedimentärer Eisenspatvererzungen in den den Quarzphylliten eingeschalteten Karbonatzügen, 2. die Scheelitlagerstätte Tux, 3. die Magnesitlagerstätten im Raume Tux–Lanersbach.

Ad 1. Zur Gruppe der Eisenspatlagerstätten gehören nach O. Friedrich (1953 a, S. 394) und K. Vohryzka (1968, S. 42 ff.) die Vorkommen von Arztal südlich vom Patscherkofel, Eisenkar im hinteren Mölstal, Volderbad im Voldertal 15 km SW Schwaz, Lamarek im Finsingtal 10 km SSE zu S Schwaz, Kleinboden im Zillertal etc. Die Erzführung dieser Lagerstättengruppe weist neben Ankerit, Pistomesit und Siderit Pyrit, Magnetkies, Arsenkies, Kupferkies, Fahlerz und, meist geringfügig, Bleiglanz auf. Die Vorkommen wurden meist nur in unbedeutendem Ausmaß beschürft, am wichtigsten erscheint noch das seit etwa 1300 in Urkunden erwähnte Revier von Kleinboden, dem jüngst eine Neuuntersuchung von H. Wenger (1974) galt. Demnach und nach O. Schulz (1974, S. 98) sind diese dem altpaläozoischen Nebengestein schieferungsparallel eingelagerten Eisenkarbonat- und Erzzüge synsedimentär entstanden und später metamorph überprägt worden.

Ad 2. Die Scheelitlagerstätte Tux, unmittelbar im Liegenden der Magnesitlager von Tux bei Vd. Lanersbach im altpaläozoischen Innsbrucker Quarzphyllit eingeschaltet, ist in der Zeit von 1957 bis 1971 abgebaut, dann durch zunehmende Verarmung stillgelegt worden und wird in naher Zukunft jedenfalls nach Anlaufen der Produktion der unvergleichlich bedeutenderen penninischen Lagerstätte Mittersill/Felbertal nicht mehr aufgenommen werden. Die Tuxer Scheelitlagerstätte hatte in der angegebenen Zeit im Jahr durchschnittlich etwa 10.000 t Roherz gefördert.

H. Wenger (1964) hat dieser Lagerstätte eine monographische Bearbeitung gewidmet. Der Scheelit, der älter als die Magnesitvererzung ist, erscheint in linsenförmigen Körpern von durch Tungstenit grau gefärbtem Scheelit konkordant im Phyllit eingeschaltet, er tritt als brauner Scheelit nesterförmig in Quarzgängen als jüngeres Mobilisat auf und erscheint schließlich in durchscheinenden Kristallen auf Klüften als jüngste Bildung (H. Wenger, l. c., S. 113 f.). Als begleitende Erzminerale des Scheelites treten weitere Wolframminerale wie Tungstenit und Wolframit auf, ferner stellen sich Antimonit, Pyrit, Glieder der Magnesit-Siderit-Reihe, Bleiglanz, Molybdänglanz, Kupferkies, Kupferglanz und Fahlerz ein. K. Vohryzka (1968, S. 47) stufte die erste Phase, den grauen s-parallel eingeschalteten Scheelit noch als hydrothermale variszische Bildung, die späteren Generationen als alpidisch ein. Die Vermutung (A. Maucher, 1965, S. 185) aber, daß die Lagerstätte schichtgebunden sei, konnte von R. Höll & A. Maucher (1968, S. 9) und R. Höll (1970 a, S. 186; 1971, S. 276) bestätigt werden. Als Alter kommt zufolge der Einstufung des unmittelbar hangend folgenden Dolomit-Magnesit-Lagers durch Conodonten in das Unterdevon zwischen Gedinne und Unterems ein analoges (oder nur wenig höheres) Alter in Frage.

Ad 3. Die Tuxer Magnesitlagerstätten 2 km NE Vd. Lanersbach haben durch F. Angel & P. Weiss (1953) eine eingehende Untersuchung erfahren. Sie liegen dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit nahe der Basis eingeschaltet. Das Muttergestein hat, wie die zuvor erwähnte Conodontenfauna angibt, unterdevonisches Alter. Die Magnesitkörper stecken in verschiedenen Lagern innerhalb der Quarzphyllitmasse, vom Wangl-Lager in 2150 m Höhe im Norden über den Kristaller, die beiden Barbara- und Martha-Lager bis zum 500 m tiefer im Süden gelegenen Werkslager. Die Begleitminerale der Tuxer Magnesitlagerstätte sind gerade zuvor bei Besprechung der im Liegenden des Magnesitlagers auftretenden Scheelit-Vererzung aufgezählt worden. Während bei F. Angel & P. Weiss (1953, S. 351) die Bildung des Magnesites im Zuge der damals noch herrschenden Vorstellung von einer metasomatischen Bildung durch heiße, aus der Tiefe aufdringenden Magnesialösungen erklärt worden war, ist man heute von einer derartigen Vorstellung auf Grund zahlreicher Hinweise abgekommen (vgl. besonders S. 71), auch gerade anhand der Lagerstätte Tux mit ihrem schicht- und zeitgebundenen Stoffbestand (R. Höll & A. Maucher, 1968).

Die Förderung von Rohmagnesit ist im Bergbau Tux im Rückgang und hat im Jahre 1975 die 100.000 t-Grenze bereits nicht unbeträchtlich unterschritten.

ε) Die Fortsetzung des Unterostalpins am Tauernnordrand

Die Fortsetzung des unterostalpinen Systems von den Kitzbühler Alpen gegen Osten hin ist durch die jungtertiäre Tauern-Nordrandstörung abgeschnitten, wie mehrfach er-

wähnt. Nur wenige unterostalpine Triasschollen sind als Andeutung der ehemaligen Verbindung erhalten geblieben: Östlich der Krimmler Trias die Trias von Neukirchen, die fossilführende Trias von Wenns-Veitlehen bei Mühlbach, Späne entlang des östlichen Teiles der Salzachstörung, über die H. Mostler (1964 a, Taf. 9) berichtet hat. Schließlich stellt sich im Schuhflicker NE Dorfgastein bereits der Vorbote des Radstädter Mesozoikums ein, der über eine Triasschollenreihe N Großarl zur Draugsteingruppe hinüberzielt. Es ist in historischer Hinsicht besonders hervorzuheben, daß diese unterostalpine Schollenreihe bereits ganz früh, zur Zeit der ersten durchgehenden Landesaufnahme durch K. Peters (1854 b, S. 846) als westliche Fortsetzung der „Radstädter Tauerngebilde" erkannt worden war.

ζ) Literatur zum Unterostalpin Tarntal-Gerlos und Innsbrucker Quarzphyllit

F. Angel & P Weiss, 1953; F. Becke, 1903; P. Bleser, 1934; E. Clar, 1940 b; M. Enzenberg, 1967, 1976; O. Friedrich, 1953 a; E. Hartmann, 1913 a, b; R. Höll, 1970 a, 1971; R. Höll & A. Maucher, 1967, 1968; R. Klebelsberg, 1935; L. Kober, 1923; E. Kristan-Tollmann, 1962; E. Kristan-Tollmann, A. Tollmann & J. Geyssant, 1969; E. Kupka, 1956; U. Lagally & H. Miller, 1974; A. Maucher, 1965; H. Miller, 1977; H. Mostler, 1964 a; K. Peters, 1854 b; A. Pichler, 1859; A. Rothpletz, 1894; B. Sander, 1910, 1912, 1921 a, 1941; O. Schmidegg, 1964; O. Schulz, 1974; R. Schwinner, 1935 b; A. Spitz, 1919 a; R. Staub, 1924; D. Stur, 1854; F. E. Suess, 1894; P. Termier, 1904 a; O. Thiele, 1951, 1967, 1970, 1974; A. Tollmann, 1963 a, 1968 b; K. Vohryzka, 1968; H. Wenger, 1964, 1974; A. Young, 1907, 1909.

3. Das Semmering-Wechsel-System

a) Erforschungsgeschichte

Nach den ersten tastenden Versuchen zu einer geognostischen Schau des Semmeringgebietes in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts (A. Stütz, 1807, S. 134; u. a.) wird der Einsatz einer intensiven Beschäftigung mit den Serien des Semmeringsystems durch die großartigen Aufschlüsse beim spektakulären Bau der Semmeringbahn und des Semmeringtunnels herausgefordert, so daß damals erste geologische Serienbeschreibungen des dem Silur zugerechneten Semmeringmesozoikums durch J. Kudernatsch (1850, S. 375), F. Foetterle (1850, S. 576 ff.) u. a. geliefert worden sind. Marksteine für die Kenntnis des weiteren Raumes bildeten in der Folge zwei auch diesen zentralalpinen Abschnitt betreffende Übersichtsarbeiten, nämlich das Blatt 6 der Übersichtskarte der Monarchie von F. v. Hauer (1868), die österreichischen Alpenländer betreffend, und die „Geologie der Steiermark" von D. Stur (1871). In den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts erschienen bereits in zunehmendem Maße detaillierte Beschrei-

bungen der Schichtfolgen und Profilreihen über das Semmeringgebiet (F. v. HOCHSTÄTTER, 1871; G. TSCHERMAK, 1873; F. v. HAUER, 1875; F. TOULA, 1876 etc.), in denen das Semmeringmesozoikum allerdings stets noch als altpaläozoisch, dem Silur (Schiefer) und Devon (Karbonate) angehörig, betrachtet wurde. F. v. HOCHSTÄTTER und F. TOULA hatten zur Erklärung der Wiederholung der Kalkzüge in den Schiefern bereits eine tektonische Verfaltung der Serie angenommen.

Über die Erforschungsgeschichte des Semmering, besonders in der frühen Periode, informieren die beiden Studien von E. ANGERMAYER (1947) und E. JÜNGER (1951), ferner die Abhandlungen von F. TOULA (1885, S. 123 ff.; 1903, S. 37 ff.).

Wesentlich später als im unterostalpinen Gegenstück des Semmerings im Westen, den Radstädter Tauern, hat man im Semmeringsystem selbst die umfangreiche Beteiligung von Mesozoikum am Aufbau erkannt. Erst 1877 gelang es F. TOULA (1877 a, S. 196; 1877 b, S. 243), die Semmeringkalke durch Fossilien als Trias einzustufen. In seiner ersten Monographie des Semmeringgebietes faßte F. TOULA (1885) die Reihe skythischer Semmeringquarzit, (Keuper-)Schiefer, Liegendkalk (Anis), Rhät, und (Mitteltrias-)Dolomit noch als Normalabfolge der Trias auf. Die Erkenntnis vom höheren Alter der Mitteltriasdolomite und der Kalke mit Rundstiel-Crinoiden geht auf F. TOULA (1903), die Erfassung des Bunten Keupers auf H. P. CORNELIUS (1936), die Erfassung des Alpinen Röt im Oberskyth und die Eliminierung der MOHRschen Jurakalke – die sich als Anis erwiesen – auf E. KRISTAN & A. TOLLMANN (1957, S. 78, 84) zurück, die Einstufung der als altpaläozoisch erachteten Tattermannschiefer als permischer Alpiner Verrucano erfolgte durch A. TOLLMANN (1959 a, S. 30). Die Verfeinerung der internen Gliederung des Semmeringmesozoikums ist demnach erst eine sehr junge Errungenschaft und hat ihren besonderen Impuls erst durch das vergleichende Studium mit dem seit 1956 neu gegliederten Radstädter Mesozoikum erhalten, was in den erwähnten Arbeiten sowie in der Studie von 1958 b vom Verfasser zum Ausdruck kommt.

Die tektonische Erforschungsgeschichte steht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Fortschritt in der Stratigraphie. Der große Umschwung in der Auffassung über den tektonischen Bau kam naturgemäß einerseits mit der Erkenntnis vom mesozoischen Alter der Semmeringserie, die die frühere Vorstellung eines Normalprofiles bis hinauf zu den Kalkalpen über den Haufen warf, sie kam aber ebenso durch die von P. TERMIER, 1903, auf den Bau der Ostalpen übertragene Deckenlehre, die im Semmeringsystem sofort tiefes, vom übrigen Ostalpin überschobenes Stockwerk erkannte. Die fundamentalen Arbeiten über den tektonischen Bau des Gebietes stammen von H. MOHR (1910, 1912), dann von L. KOBER (1912, 1925, 1926, 1938, 1955), der die unterostalpine Stellung und die Beziehung zu den keuperführenden Einheiten der Karpaten hervorhob. Durch die Kartierung des Westteiles von H. P. CORNELIUS (1936 a) ist eine detaillierte Deckengliederung durchgeführt worden, während für den Abschnitt östlich des Semmeringpasses eine laufende Kartierung des Verfassers die Hauptzüge der tektonischen Gliederung herausgearbeitet hat (A. TOLLMANN, 1958 b–1968 a). Für Baufragen der Buckligen Welt ist namentlich die Untersuchung von G. FUCHS (1962 b), für den Südostabschnitt sind Arbeiten von A. PAHR (1960 a, 1972, 1975) maßgebend. Die Klärung der Genese der Kristallinserien und ihrer Metamorphose ist in erster Linie H. WIESENEDER (1932–1971) zu verdanken.

In der jüngsten Phase schließlich kam es einerseits zur Entdeckung oder Klarstellung einer größeren Anzahl weiterer Fenster der Wechselserie im Liegenden der Grobgneisdecken des Unterostalpins durch A. PAHR (1972) und A. TOLLMANN (1959 a, S. 35; 1976 c, 1977 b), andererseits aber erfolgte in den beiden letztgenannten Arbeiten des Verfassers unter Anregung durch P. FAUPL eine tektonische Umgruppierung der Einheiten in diesem Raum durch Angliederung des Wechselsystems an das Unterostalpin, wodurch nur die Fenster der Rechnitzer Serie beim Pennin verblieben und die Wechselserie gegenüber A. PAHR nicht mehr als Untergrund, sondern als tektonisch Hangendes der Rechnitzer Serie zu sehen ist. Hierdurch aber ergab sich mit der Allochthonie der Wechselkuppel eine noch wesentlich größere Breite der alpidischen Gesamtgeosynklinale als bisher vermutet.

b) Die geologische Position

Wunderbaren Einblick in die geologische Schönheit der Landschaft im Grenzgebiet des Semmeringsystems und der Kalkhochalpen gewährt der Ausblick vom Sonnwendstein (Abb. 57). Mit einem Rundblick erfaßt das Auge von dort die domförmige Aufkupplung des gesteinsmäßig wie morphologisch monotonen tiefunterostalpinen Wechselgebietes als tiefste tektonische Etage des Raumes im Süden, erkennt im Sonnwendstein und Otterzug das tiefste große mesozoische Faltenelement des Semmeringsystems, an das sich im Norden das unruhige Falten-Schuppen-Gebiet des Unterostalpins bis zu der Wandflucht Heubachwand–Pfefferwand–Weinzettelwand–Polleroswand jenseits des Adlitzgrabens mit den Tunneln und Galerien der Semmeringbahn erstreckt. Das Abtauchen des Semmeringmesozoikums in dieser Wandflucht unter die mittelostalpine Tattermannschuppe mit ihrem Alpinen Verrucano und unter die aus Paläozoikum bestehende Grauwackenzone mit ihren beiden Decken wird sichtbar, jener Grauwackenzone, die auf ihrem Rücken das Mesozoikum der Kalkalpen trägt: Das landschaftliche Nebeneinander, das geologische Übereinander von Mesozoikum in zentralalpiner Fazies mit Keuper herüben im Semmeringsystem und in nordalpiner Fazies in den Kalkalpen mit ihrer Kulisse von Rax und Schneeberg im Norden, hat die Lösung des Problems im Sinne der Deckenlehre gefordert, wo die alte Geologie vor Erfassung des mesozoischen Alters der Semmeringserien noch ein normales Profil sehen konnte.

Im weiteren Rahmen gesehen erscheint uns das Semmeringsystem samt den in ihrem Zentrum auftauchenden penninischen Aufkuppelungen als ein Wiedererscheinen der tiefen zentralen Zonen der Ostalpen, rund 150 km nach ihrem Verschwinden am Ostrand des Tauernfensters (Abb. 58): Zunächst erscheinen diese schmal entlang der Mürz ab dem Raum nördlich Bruck/Mur, dann breit ab der Linie Stanz–Birkfeld–Anger, wo das mittelostalpine steirische Altkristallin gegen Osten hin ausdünnend und aushebend verschwindet. Von Kapellen an bis Gloggnitz bildet die Grauwackenzone den Nordrand; Unterostalpin und Pennin aber bilden den gesamten Ostsporn der Alpen, zusammenhängend erschlossen bis zur Buckligen Welt, dann nur an einzelnen inselförmigen Aufragungen aus dem Tertiär des Alpenostrandes, wie Brennberg und Leithagebirge, verfolgbar. Die Heraushebung des tektonisch offenbar tieferen Untergrundes jenseits eines zu erwartenden Bruches im kristallinen Untergrund der Brucker Pforte bringt dann noch auf österreichischem Boden in den Hainburger Bergen einen Rest

Abb. 57: Der Ausblick vom Sonnwendstein nach Norden zeigt die Überlagerung von unterostalpinem Mesozoikum im Vordergrund bis zur Polleroswand im Bildmittelpunkt, von mittelostalpinen Schiefern und oberostalpiner paläozoischer Grauwackenzone im Wiesen- und Waldgelände des Kobermannsberges rechts hinter der Polleroswand und dem zuhöchst liegenden oberostalpinen, faziell eigenständigen Mesozoikum der Kalkalpen und dem Stock der Rax im Hintergrund.

des in den Westkarpaten so weit verbreiteten Hochtatrikums zutage. Dieses ist ja bekanntlich außer durch seine granitoiden Kerngesteine durch eine lückenhafte mesozoische Hülle in Keuperfazies ausgezeichnet, während man die Fortsetzung des unterostalpinen Systems mit seiner lückenlosen mesozoischen Abfolge in Keuperentwicklung nach Auffassung des Verfassers im Križna Deckensystem der Karpaten zu suchen hat (A. TOLLMANN, 1965 c, 1969 b).

Für die Entstehung des Semmeringfensters ist ebenso wie für jene der übrigen großen Fenster der österreichischen Zentralalpen das primäre Auskeilen des mittelostalpinen Kristallins im Hangenden eine entscheidende Voraussetzung gewesen – ähnlich wie ja auch seinerseits das Kristallin der unterostalpinen Grobgneisserie durch sein am Nordrand beiderseits des Sonnwendstein-Mesozoikums so gut sichtbares primäres Auskeilen über dem Wechsel dem Heraustreten der Wechselkulmination Raum gibt. Im Semmeringgebiet keilt das mittelostalpine Kristallin über dem Fenstergebiet weitgehend aus, wie man bereits aus der Verschmälerung des mittelostalpinen Kristallinstreifens bei Anger im Liegenden des Grazer Paläozoikums westlich vom Semmeringsystem spürt, wie man aber auch schrittweise am Ausdünnen des Floning-Troiseck-Kristallins im Nordrahmen des Fensters gegen Osten hin bis zum völligen Verschwinden dieses Spanes unmittelbar ersehen kann. Reste von mittelostalpinem Kristallin innerhalb des Bereiches des Semmeringsystems sind nur in einigen wenigen Deckschollen am Rücken des Unterostalpins erhalten geblieben, die sich durch den höheren Metamorphosegrad von ihrer schwächer metamorphen Unterlage abheben: So sind die Deckschollen von Schäffern, Kirchschlag, Steinbach und Sieggraben noch die umfangreichsten Zeugen der einstigen schmalen Überlagerung von Mittelostalpin, das bezeichnenderweise sogar im Wurzelgebiet nördlich vom Eisenberg vollkommen reduziert ist.

c) Der Gesteinsbestand

α) Überblick

Im Gesteinsbestand des Unterostalpins am Alpenostrand ist seit je ein Unterschied zwischen dem tektonisch tieferen Anteil, dem Wechselsystem, und dem höheren Stockwerk des Unterostalpins, dem Semmeringsystem, mit seiner Grobgneisserie gemacht worden. Während das Permomesozoikum der beiden Einheiten sich vollkommen gleicht, ist der altkristalline Anteil namentlich durch eine verschieden starke metamorphe Umgestaltung und unterschiedliche Beteiligung des Granitgneises so weit unterschieden, daß er im folgenden eine getrennte Besprechung erfordert.

β) Der vormesozoische Anteil des Semmeringsystems

Dieser Anteil erscheint in Form der sogenannten Grobgneisserie H. WIESENEDERS bzw. dem Raabalpenkristallin SCHWINNERS – jüngeren Synonymen für „Kernserie" H. MOHR (1912, S. 641). Diese Grobgneisserie besteht aus dem Grobgneis und seinem altkristallinen „Hüllschiefer" (H. MOHR, 1910, S. 166), die ausgedehnte Areale westlich und östlich der Wechselkulmination einnehmen, und zwar in den Fischbacher Alpen und im Birkfelder Kristallin im Westen, in der Buckligen Welt, dem Rosalien- und Leitha-

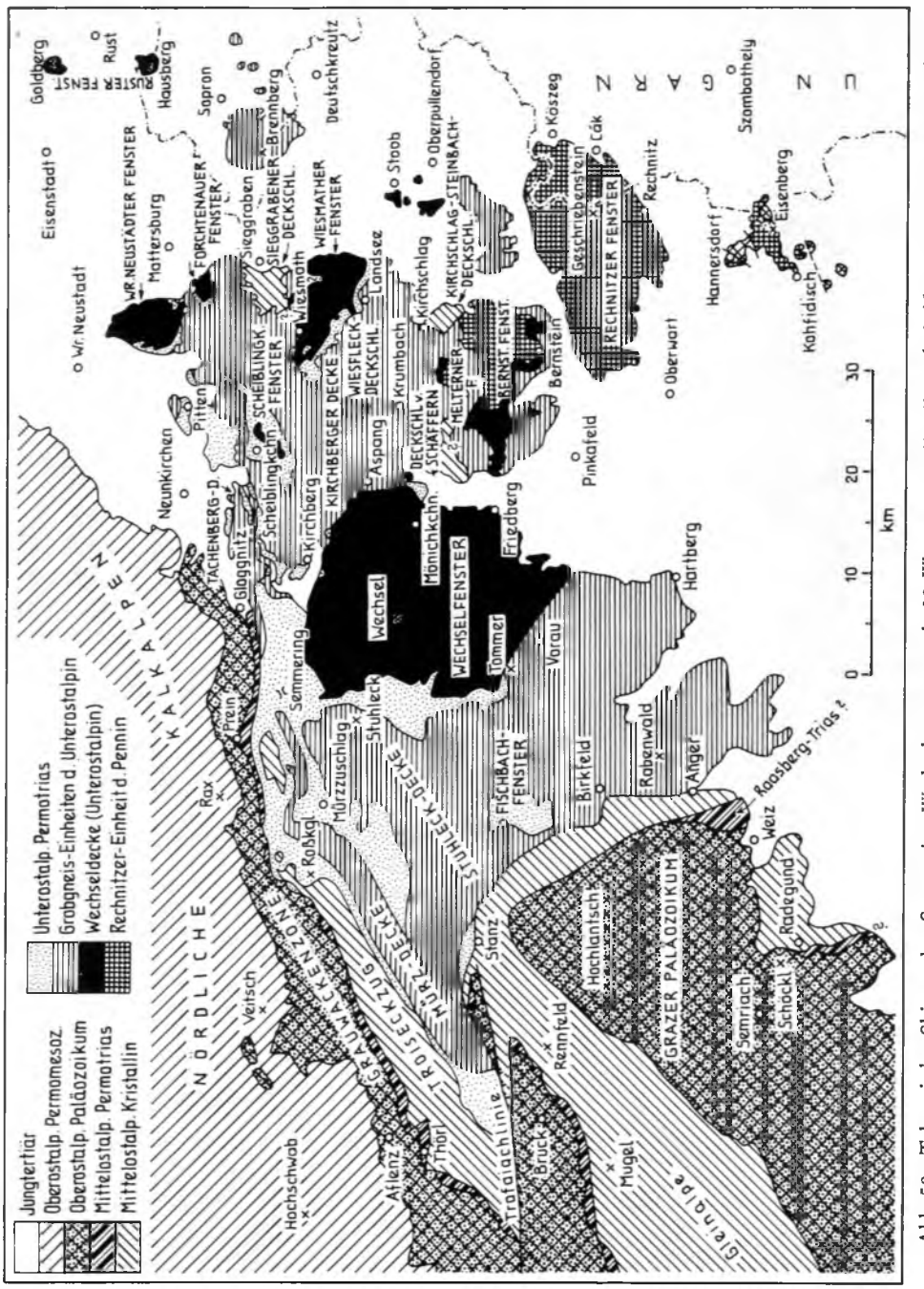


Abb. 58: Tektonische Skizze des Semmering-Wechselsystems nach H. Wiesenedер (1971) und A. Tollmann (1976 c, 1977 b).

gebirge im Osten. Über der Kulmination der Wechselkuppel keilt die Grobgneisserie aus: Hier ist das in größerer Mächtigkeit erhaltene Permomesozoikum gegen Norden hin zusammengeschoppt worden und liegt als Falten-Schuppen-Paket in dem West-Ost ziehenden Streifen beiderseits des Semmeringpasses.

Als ältester Gesteinsbestand des Semmeringsystems ist die Altkristallinhüllserie des Grobgneises aufzufassen. Letzterer war wohl im Karbon in dieses Altkristallin als sein Altes Dach in Form eines Granites intrudiert worden. Die randliche Feldspatsprossung (Mikroklin) im Grenzgebiet der Grobgneise zwischen dem vorwiegend aus Glimmerschiefern zusammengesetzten Altbestand wird allgemein als Bildung am primären Kontakt gedeutet. Wir werden uns demnach im folgenden zunächst mit dem unterostalpinen Altkristallin, dann mit dem Grobgneis und schließlich der permotriadischen Hülle beschäftigen. Wir folgen in der Darstellung des Altkristallins und der Grobgneise, die – wie erwähnt – zusammen als Grobgneisserie bezeichnet worden sind, im wesentlichen den Angaben von H. Wieseneder (1932–1971), die auf ausgedehnten petrographischen Untersuchungen im gesamten Areal des Nordostsporns basieren.

Das unterostalpine Altkristallin des Semmeringsystems (Hollerbergserie) besteht in seinem Hauptteil aus einförmigen phyllitischen Glimmerschiefern. Diese sind besonders in den nördlichen Abschnitten verbreitet, erst in den wurzelnäheren Partien, etwa im Raum SE Birkfeld, wird die Zusammensetzung des Altkristallins etwas bunter. Neben den Glimmerschiefern, die vor allem aus Muskowit, Chlorit, Quarz und vielerorts Granat bestehen und gelegentlich auch Albit-Oligoklas enthalten, stellen sich quarzitische Glimmerschiefer, auch Amphibolite und hin und wieder Linsen von Turmalinfels ein. SE Birkfeld besteht das Altkristallin aus Biotitschiefern mit Pseudomorphosen aus Staurolith, aus Biotitgneisen und Migmatiten. Entlang des Feistritztales stellen sich helle Arkosegneise ein, die in disthenführende Quarzite übergehen. H. Wieseneder (1971, S. 352) deutet diese Gesteinsgesellschaft als jedenfalls voralpidisch regional metamorph gewordenes Produkt aus lateritisch beeinflußten Tonen, Kaolinsanden und Arkosen, das in einer späten Phase der voralpidischen Metamorphose noch eine Migmatisierung erlitt. Diese Migmatisation ist – entgegen der älteren Vorstellung von R. Schwinner (1935 a, S. 74) – nicht auf die den Grobgneis formierende Granitintrusion zurückzuführen, sondern von dieser räumlich und zeitlich unabhängig. Vom Ostabschnitt des Semmeringsystems, aus der Buckligen Welt NE Hochwolkersdorf, berichtete G. Fuchs (1962 b, S. 23 ff.) ebenfalls von einem bunt zusammengesetzten unterostalpinen Altkristallin mit Orthogneisen, Amphiboliten, Graphitquarziten und Konglomeratlagen im Glimmerschiefer seiner „Hollerbergserie“

Der Grobgneis des Semmeringsystems steckt nun in Form alpidisch gestalteter Faltendeckenkerne in verschiedenen Abschnitten der Mürztal-, Pretuldecke und in der Buckligen Welt in dieser Hüllserie. Zahlreiche Lokalnamen sind für den Grobgneis des Semmeringsystems im Schwange, wie etwa Mürztaler Grobgneis und Wenigzeller-, Birkfelder-, Aspanger-, Kirchberger- und Eselsberg-Granit. Auf Grund der regional einheitlichen Ausbildung in Form von grobkörnigem Granitgneistypus wird dieser Granit aus einer plutonischen Phase abgeleitet, wobei allerdings Hinweise auf anatektische Entstehung des Granitmagmas vorliegen. Die inneren Partien der Granitgneiskörper sind nur wenig verschiefert, liegen als Metagranite vor, die randlicheren Teile zeigen stärkere Schieferung. Der Grobgneis setzt sich aus Mikroklineinsprenglingen, gefüllten

Plagioklasen, häufig chloritisiertem Biotit mit Zirkonen und Quarz zusammen. Granat, Epidot, Zirkon und Apatit kommen als Akzessorien hinzu (F. ANGEL, 1924, S. 68 ff.; H. WIESENEDER, 1971, S. 346). Als Alter der Granitbildung ist aus geologischer Überlegung Karbon anzunehmen. Durch die alpidische Metamorphose erfolgte eine Neusprossung von Quarz, Muskowit, Epidot und einschlußreichen albitreichen Plagioklasen. Entlang alpidisch beanspruchter Bewegungsflächen wurde der Grobgneis in Leucophyllit (Weißschiefer) umgewandelt, die schmale weiße Zonen aus Muskowit, Leuchtenbergit (Mg-reicher Chlorit), Quarz und Albit darstellen: Bei niedrigeren Temperaturen von vielleicht 300° C wurde der Kalifeldspat in diesen Streßzonen serizitisiert und durch Mg-Zufuhr Leuchtenbergit gebildet. Varietäten des Grobgneises sind selten, als solche werden mittelkörnige Granitgneise und pegmatitisch durchtränkte Metagranite angegeben.

Eine radiometrische Datierung des Grobgneises mit der Rb/Sr-Methode durch H. WIESENEDER & S. SCHARBERT (1977, S. 58) hat ein Gesamtgesteinsalter von etwa 350 Millionen Jahren (Basis des Karbons) ergeben.

Eine interessante Gesteinsgesellschaft von Biotit-Hornblende-Metagabbros, die an einigen Stellen unregelmäßige Partien von Korund- und Spinellfels führen, kommen in Form der Eckberg-Serie WIESENEDERS (1961, S. 12) stets nur im Grenzbereich vom Grobgneis zum Altkristallin (Glimmerschiefer) vor. H. WIESENEDER (1962, S. 243) hat diese basischen aluminiumreichen Randgesteine als Rückstände bei der Aufschmelzung eines granitischen Ausgangsmaterials in der Tiefe, also als Restite einer Anatexis gedeutet. Nach der Plagioklasart und den Spinellen ist eine Bildungstemperatur von zirka 700° C anzunehmen, was dem hochtemperierten Bereich der Amphibolitfazies entspricht.

Die alpidische Metamorphose hat sich in dem Altkristallin als kräftige Diaphthorese geäußert: Die Granate der Glimmerschiefer sind gelegentlich chloritisiert, der phyllitische Charakter geht auf eine Umprägung unter Kornverkleinerung zurück. Kräftige Diaphthorese äußert sich in den Biotitgneisen des Altkristallins. Die Umformung der variszischen Granite zu den Grobgneisen ging ebenfalls unter rückschreitender Metamorphose bei Neubildung von Albit, Chlorit und Muskowit vor sich. Die gabbroide Gesteinsgesellschaft zeigt als alpidische Neubildung außer den erwähnten Mineralen auch blaugrüne Hornblende und Chloritoid. Den Beweis für das alpidische Alter dieser mäßigen Metamorphose liefert die Bildung von Phengit im Alpinen Verrucano und im Semmeringquarzit (A. BERAN, 1969, S. 119; P. FAUPL, 1970, S. 40), die Neusprossung von Tremolit im Triasmarmor von Fischbach etc. Im Stockwerk des Semmeringsystems hat die alpidische Metamorphose im allgemeinen nur den schwachen Grad der Chlorit-Muskowit-Subfazies der Grünschieferfazies erreicht. Der Phengit ist an die niedrigstmetamorphe Subfazies der Grünschieferfazies gebunden und kommt in der Biotit-Subfazies nicht mehr vor.

Als Alterswert der alpidischen Metamorphose des Grobgneises, bei der Temperaturen von etwa 380° C angenommen werden, können nach H. WIESENEDER & S. SCHARBERT (1977, S. 58) etwa 70 Millionen Jahre (oberste Kreidezeit) gelten.

γ) Die permomesozoische Serie des Semmeringsystems

Diese ist auf Tab. 7 in Kurzform zusammengefaßt. Sie umfaßt nur Perm und Trias und steigt obertags nicht in den Jura empor, wie noch H. MOHR geglaubt hat. Fossil-

belege sind in Form von Lebensspuren aus dem Alpinen Röt, von artlich bestimmten Crinoiden aus dem Aniskalk, Diploporen aus dem ladinischen Dolomit und Faunen verschiedener Zusammensetzung aus dem Rhät mit starkem Einschlag außeralpiner Faunenelemente vorhanden. Die Fazies der Serie ist nach der Permoskyth-Ausbildung und nach der Mitteltrias auf Grund zahlreicher Einzelheiten typisch zentralalpin. Die

Tab. 7 : Die Schichtfolge der Semmeringserie

(A.TOLLMANN, 1958b, 1964e)
Mächtigkeiten stark schwankend, Maximalwerte angegeben

LIAS	? m	Kalkig-sandiger Lias mit Schwammnadeln (Bohrung im Wiener Becken G.WESSELY, 1975).
RHÄT	60 m	Rhätkeuper : Schiefer, dünnplattiger Kalk mit *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Atretra intusstriata* (EMMR.), *Myophoria inflata* EMMR., *Isocrinus bavaricus* (WINKL.), Thecosmilien, Gastropoden, Terebrateln etc.; selten dickbankiger schwarzer Dolomit
NOR	100 m	Bunter Keuper : violette und grüne Serizitschiefer, Quarzitzüge, Dolomitlinsen, Rauhwackenbänder
KARN	150 m	Bunter Keuperschiefer mit Anhydrit, Gips und dunklem Dolomit; schwarze Schiefer
	20 m	Lokal Kapellener Schiefer und Lunzer Sandstein im Unterkarn
LADIN	150 m	Wettersteindolomit mit *Diplopora annulata* SCHAFH.
LADIN–ANIS	500 m	Mitteltriasdolomit mit dunklem Anisanteil.
ANIS		Dünnschichtiger schwarzer Anisdolomit mit Algen, Gastropoden; Anisdolomitbrekzie
	200 m	Bänderkalk mit Hornsteinknollenkalkpartie im Hangendteil. *Encrinus liliiformis* (LAM.), *Dadocrinus gracilis* (BUCH). Dolomitschlierenkalk und Dolomit mit Kalklagen als Faziesvertretung
	10 m	Gutensteiner Basisserie : Tonschiefer, Kalklagen, Dolomitschiefer, Brekzien
	100 m	Reichenhaller Rauhwacke
SKYTH	10 m	Alpiner Rötschiefer
	200 m	Semmeringquarzit mit Quarzkonglomeratlagen
PERM	150 m	Alpiner Verrucano : Phengitschiefer, Serizitschiefer, Arkoseschiefer, Brekzien, Porphyroide, metamorpher Andesit
BASIS		Kristallin der Kernserie

Obertrias zeigt ebenfalls zentralalpinen Charakter, aber durch den aus dem Karpatenraum herüberreichenden Keupereinschlag bereits eine stark individuelle Note gegenüber etwa der Radstädter Entwicklung. Im einzelnen ist zu der tabellenartigen Darstellung das Folgende hinzuzufügen.

Entscheidend für die Permoskythgliederung ist die Erfassung der durchgehend kartierbaren Dreiteilung dieses Basalkomplexes in den Alpinen Verrucano, Semmeringquarzit und Rötschiefer (E. KRISTAN & A. TOLLMANN, 1957, S. 78; A. TOLLMANN, 1959 a, S. 30) gewesen: Der Alpine Verrucano besteht hier entgegen älteren Auffassungen in der Ostalpengeologie nur zum untergeordneten Anteil aus groben Brekzien und Fanglomeraten – wie im Unterostalpin des Semmeringsystems etwa die Scharfeneckarkose S. PREY (1949, S. 74) am Nordhang des Leithagebirges mit Quarz-, Gneis- und Pegmatitgeröllen oder die Roßkogelkonglomerate W Mürzzuschlag (G.GAAL, 1966, S. 117) –, in der Hauptmasse aber aus grünen feinschuppigen Phengitschiefern und weißen, sich talkig anfühlenden Serizitschiefern. Diese basale Serie der Permotrias im Liegenden des festen, gut bankig geschichteten Semmeringquarzites, der den metamorphen untertriadischen Buntsandstein darstellt, ist von letzterem lithologisch klar abtrennbar. Durch das Auftreten im Liegenden des skythischen Semmeringquarzites und der Verbindung mit den permischen intermediären und vor allem sauren Vulkaniten (siehe unten) ist der Alpine Verrucano in das Perm einzuordnen. Eine gute Beschreibung dieser Serie lieferte P. FAUPL (1970, S. 40) unter der zu dem Begriff Alpiner Verrucano synonymen Arbeitsbezeichnung „ABP-Serie" Bezeichnend für den Alpinen Verrucano sind auch hier die in den tieferen Teilen eingeschalteten, als weiße bis hellgrüne Porphyroide vorliegenden ehemaligen Quarzporphyre oder sauren Tuffe und Schmelztuffe. Besondere Mächtigkeit erreichen solche Porphyroide auf dem ebenfalls noch zum Unterostalpin gehörigen Roßkogel W Mürzzuschlag, von wo H. P CORNELIUS (1952 a, S. 98 ff.) und G. GAAL (1966, S. 121 ff.) diesen „Roßkogelporphyroid" näher beschrieben haben. Es ist von besonderem Interesse, daß dort ausnahmsweise nicht nur saure Vulkanite mit dem Alpinen Verrucano verbunden sind, sondern auch in enger Verbindung mit den Porphyroiden Biotit-Uralitschiefer als Umwandlungsprodukte eines andesitischen Ergußgesteins auftreten, wie die genannten Autoren ausführen.

Der dem Alpinen Verrucano auflagernde Semmeringquarzit stellt metamorphen Buntsandstein als fazielle Vertretung der Werfener Schichten dar. So ist sein skythisches Alter gewiß. Der Semmeringquarzit besteht aus gut geschichtetem, weißem bis grünem reinem Quarzit oder aus Arkose. Gelegentlich sind in Basisnähe oder basal auch im Semmeringquarzit Konglomeratlagen eingeschaltet, mit gut gerundeten Geröllen von manchmal auch rosa gefärbtem Quarz und untergeordnet schwarzen „Lyditen", die sich nach W VETTERS (1970, S. 80) als Turmalinquarzite erwiesen haben. Stellenweise ist Schräg- und Kreuzschichtung ebenso wie Rippelmarkenstruktur noch zu erkennen (M. KIRCHMAYER, 1961). Über dem hellen bis mittelgrauen Schiefer des Alpinen Röt des obersten Skyth sind auch noch Gutensteiner Basisschichten gelegentlich hier anzutreffen, nämlich schwarze Tonschiefer mit Kalkschieferlagen sowie Dolomitschiefer und Dolomitbrekzien.

Für die Mitteltrias verbleiben ferner die anisischen Marmore, deren Farbe zwischen weiß, rosa, schwarz und bläulichgrau wechselt und deren Mächtigkeit von wenigen Metern im Süden bis 200 m im Norden schwankt (Abb. 64). Der Anis-

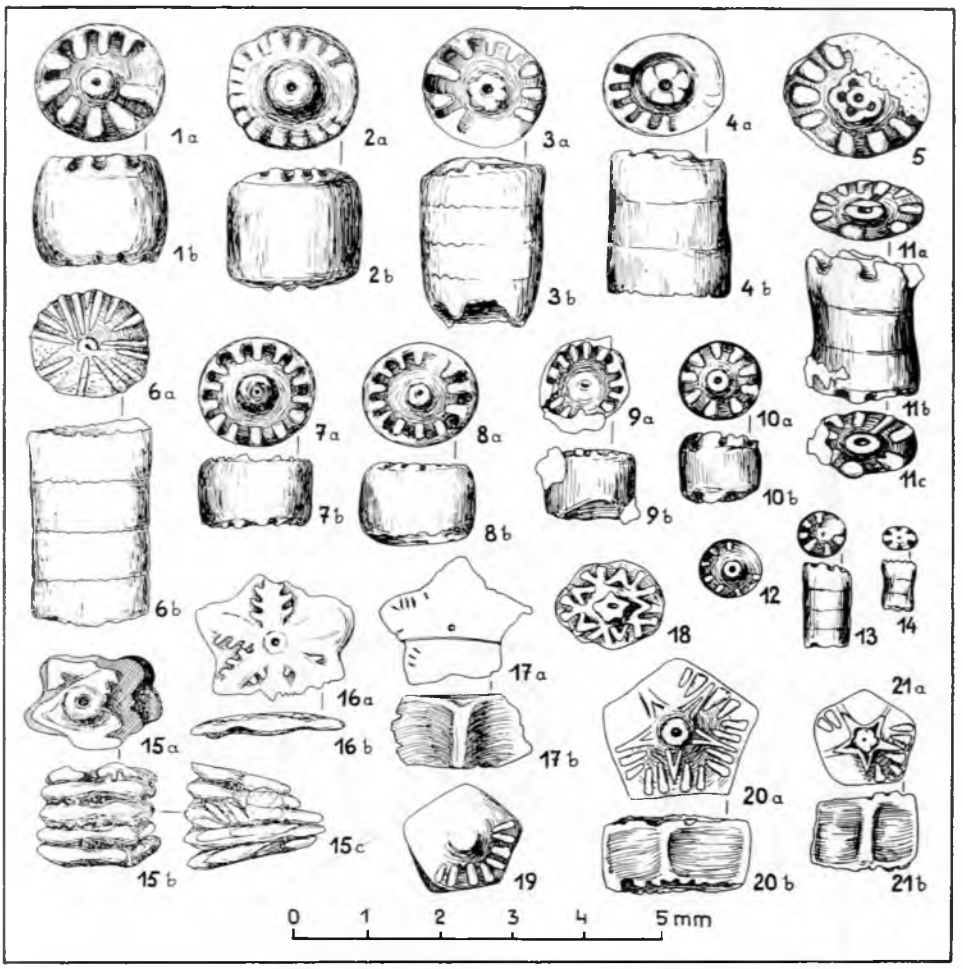


Abb. 59: Trochiten von *Dadocrinus gracilis* BUCH aus dem unterostalpinen Aniskalk von Wimpassing im Leithagebirge nach E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1967, Taf. 7).

kalk hat sowohl in der engeren Umgebung des Semmering als auch besonders im Leithagebirge zahlreiche Elemente von Crinoiden sowie Kleingastropoden geliefert. Von Wimpassing am Leithagebirgs-Westrand haben E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1967) Stielglieder (Nodalia und Internodalia) sowie Kelchteile von *Encrinus liliiformis* (LAM.) sowie Stiel- und Kelchteile von *Dadocrinus gracilis* (BUCH) in großer Zahl abgebildet (l. c., Taf. 1–8) und beschrieben – Abb. 59–60. Im Verband mit den Aniskalken treten sehr selten, wie z. B. am Dürrkogel im Sonnwendsteinzug, auch Hornsteinknollenkalke auf.

Teils als stratigraphisches Niveau im Liegenden dieser Kalke, teils diffus innerhalb der Mitteltriasdolomite sind R a u h w a c k e n im Semmeringgebiet weit verbreitet. Nur die aus dem Liegenden erwähnten sind streng niveaugebunden. Rauhwacken aus

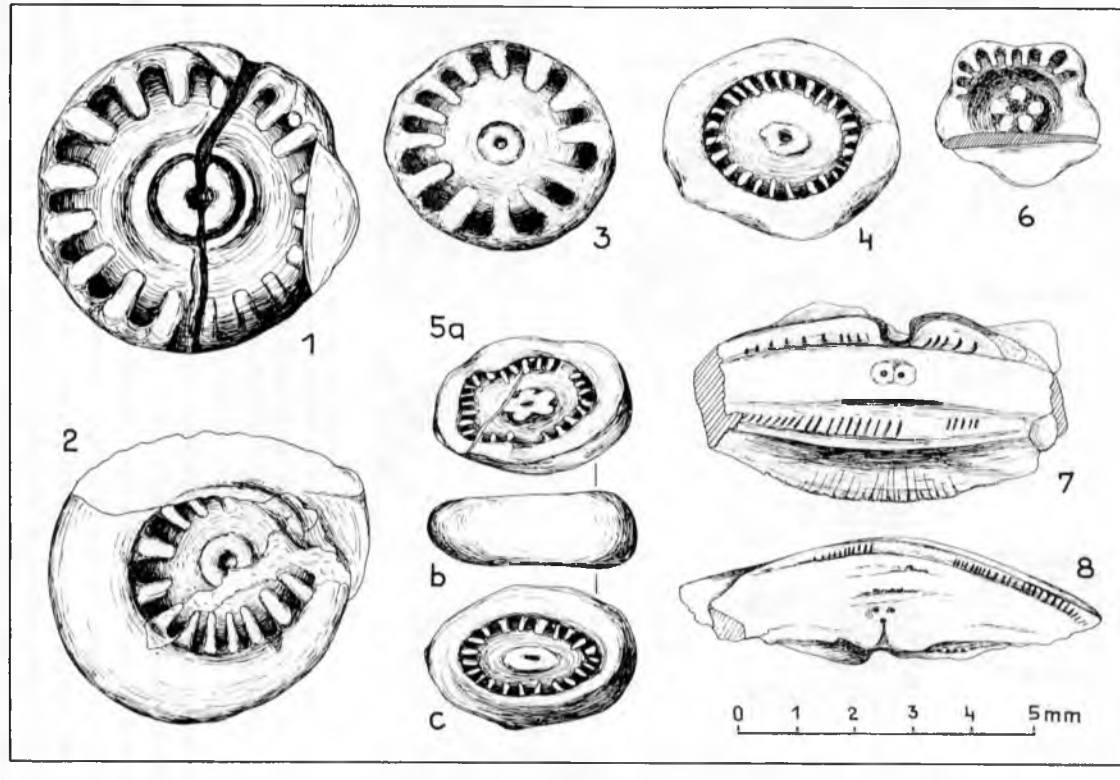


Abb. 60: Trochiten, Radialia und Brachialia von *Encrinus liliiformis* (LAM.) aus dem unterostalpinen Aniskalk von Wimpassing im Leithagebirge nach E. KRISTAN-T & A. TOLLMANN (1967 Taf. 2–6 pp.). Fig. 1 und 3: Trochiten aus der unteren Stielregion, Fig. 2: Nodale, Fig. 4 und 5: Nodalia aus der höheren Stielregion, Fig. 6: pentagonales Internodale aus dem obersten Stielabschnitt, Fig. 7: Radiale, Fig. 8: Brachiale.

dem Grenzbereich der Kalk- und Dolomitmarmore im Pittental hat G. RIEDMÜLLER (1976) eingehend mit modernen Methoden untersucht und eine Reihe von Phasen in der Rauhwackenbildung ablesen können: Auf eine erste Kataklase des dolomitischen Ausgangsgesteins folgt hier eine Sprossung von Phlogopit, Serizit, Albit und Quarz, dann eine zweite Kataklase und Diaphthorese unter Chloritisierung des Phlogopites, hierauf eine hydrothermale Dedolomitisierung und schließlich eine Freisetzung von Fe-Mn-Verbindungen und Bildung der porösen Struktur durch Lösungsumsätze.

Der Mitteltriasdolomit führt im anisischen Anteil häufig schwarzgraue geschichtete Typen wie im Steinbruch bei der Myrtenbrücke der Semmeringstraße, in denen früher Rhät vermutet worden ist. Der ladinische Dolomit, durch Diploporen nur sehr selten gekennzeichnet, hat stets helles Aussehen.

Die Obertrias liegt in Keuperausbildung vor und ist nur schwer stratigraphisch zu gliedern, da diese äußerst mobile und bisher nur im Rhät fossilbelegte Schieferserie eine intensive tektonische Verschuppung erfahren hat, so daß auch die Mächtigkeiten extrem schwanken. Die Sonderausbildung des Karn in Form der schwarzen Kapellener Schiefer mit Lunzer Sandstein-Partien und Arkosen im Bereich von Kapellen NW Mürzzuschlag wurde von H. BARNICK (1967) beschrieben. Ansonsten aber sind für das Karn neben schwarzen Schiefern auch bereits bunte Schiefer, vor allem aber bis 70 m oder mehr mächtige Anhydritlager, die randlich in Gips umgewandelt sind, sowie schwarze Dolomite im Hangenden dieser Gipse bezeichnend. Über die Gipslagerstätten des Semmeringsystems und ihre Position haben K. NEUNER (1964) und F. K. BAUER (1967) berichtet. Gipsabbaue befinden sich in der Semmeringpaß-Mulde im Myrtengraben und bei Göstritz, ferner bei Edelsdorf im Stanzertal am Westrand des Semmeringsystems, von wo aus dem begleitenden Schiefer ein sporendiagnostischer Hinweis auf Karn von BAUER (l. c., S. 83) erwähnt worden ist.

Wohl mit dem Schwerpunkt in das Nor kommt die übrige bunte Keupermasse mit den roten, violetten, grünen, auch dunklen Schiefern, den Quarzit- und Arkosehorizonten, den für diese „karpatische Keuperfazies" bezeichnenden bunten, hier bis wenige Meter mächtigen Dolomitlagen, Rauhwacken und brekzienführenden Rauhwacken zu liegen.

Das Rhät ist ebenfalls noch in Keuperfazies, nicht in Kössener Fazies entwickelt: Keuperschiefer dominieren über die bezeichnenden dünnen, oft feinstplattigen kalkigen Lagen, aber auch kalkige Partien mit Kalkschiefern und dickbankigen Kalken treten auf. Ausnahmsweise gibt es hier auch schwarzen dickbankigen Dolomit im Rhät, wie er z. B. hinter dem Hotel Panhans beim Semmeringpaß ansteht. Die Fossilführung ist zuerst von F. TOULA (1885, S. 138) aus dem Krenthaler Steinbruch bei Göstritz ausführlich beschrieben worden, der dort eine Fauna mit 11 Arten anführt, darunter *Anomia alpina* WINKLER, *Pecten valoniensis* DEFR., *Rhaetavicula* cf. *contorta* (PORTL.), *Leda alpina* WINKLER, *Mytilus minutus* GOLDF. etc. Neuaufsammlungen haben in der letzten Zeit erbracht: *Atreta intusstriata* (EMMR.), *Myophoria inflata* EMMR., *Isocrinus bavaricus* (WINKLER), *Thecosmilia*, Gastropoden, Terebrateln etc.

Hinweise auf Lias finden sich im Semmeringsystem nur in Bohrungen im Untergrund des Wiener Beckens, wo gelegentlich noch schwammnadelnführende kalkig-sandige Gesteine von möglicherweise liassischem Alter angetroffen worden sind (G. WESSELY, 1975, S. 276).

δ) Die vormesozoische Serie des Wechselsystems

Im Wechselfenster sind folgende vier übereinanderliegende Gesteinsgruppen zu unterscheiden, die eine – mindestens für alpidische Zeit betrachtet – primäre Abfolge darstellen: Zutiefst (1.) die Serie des Wechselgneises, darüber (2.) die Liegenden Wechselschiefer, dann (3.) die Hangenden Wechselschiefer und darauf (4.) die zugehörige Permotrias. Jüngere Gesteine als Mitteltrias sind im Wechselfenster nicht vorhanden.

Die Serie der Wechselgneise (1) und die im Süden damit verbundene Waldbacher Kristallinserie stellt ein voralpidisches Altkristallin in Amphibolitfazies dar, das in alpidischer Zeit unter den Bedingungen der schwächsttemperierten Subfazies der Grünschieferfazies diaphthoritisiert worden ist. Der Altbestand ist zum Teil, besonders im Raum des Waldbacher Kristallins, noch gut an Relikten zu erfassen. Der Ausgangsbestand der heutigen Wechselgneisserie beinhaltet: Im Norden Granat-Biotit-Plagioklas-Glimmerschiefer bis -gneise, granatführende Amphibolite, weiter im Süden auch Granite, die heute in mehreren Abschnitten als Mikroklingranitgneise anzutreffen sind, und die Ähnlichkeit der Serie zu der des benachbarten unterostalpinen Systems unterstreichen. Im Südteil der Wechselgneisserie stecken Hornblendegneise, Amphibolite und Granatglimmerschiefer als voralpidisches Ausgangsmaterial. Die diaphthoritische Umprägung in alpidischer Phase hat im Nordteil der Wechselkuppel bei Trattenbach am stärksten gewirkt, so daß es dort zu einer fast vollkommenen Auslöschung der reliktischen Altbestandsmineralien wie Granat etc. gekommen ist, und das Altkristallin zu monotonen Schieferserien von phyllitischem Habitus umgeprägt worden ist. Durch eine umfassende Albitsprossung in der Wechselserie zur Zeit der alpidischen Metamorphose umfaßt demnach die Serie der Wechselgneise heute vor allem Serizitchloritalbitgneise, Albitchloritphyllite, Quarzschiefer, Grünschiefer (P. Faupl, 1972).

Die Serie der Liegenden und Hangenden Wechselschiefer (2–3), von P. Faupl (1970) aufgestellt und auskartiert, ist bereits in voralpidischer Zeit durch einen deutlichen Metamorphosehiatus vom übrigen Altkristallinbestand getrennt gewesen, der später durch die regressive alpidische Metamorphose in den Wechselgneisen, aber eine gleichzeitige progressive Metamorphose in den Wechselschiefern weitgehend ausgeglichen worden ist. Als Ausgangsmaterial der Wechselschiefer ist jedenfalls eine altpaläozoische sedimentär-vulkanogene Mischserie anzunehmen. Die Liegenden Wechselschiefer bestehen heute aus dunklen Phylliten, Quarzphylliten, Graphitschiefern und graphitischen Albitschiefern, über einem Phyllitband folgen die Hangenden Wechselschiefer, aus Grauwackenphylliten und Phylliten mit tuffogener basischer Beimengung bestehend. Über das Alter des Ausgangsmaterials des Altkristallins der Wechselgneisserie läßt sich nichts Sicheres aussagen: Es kann einerseits älter als das aufliegende Altpaläozoikum der Wechselschieferserie sein, es kann der Metamorphosesprung aber auch – ganz analog zu den alpidischen Verhältnissen in der Beziehung des schwach metamorphen Altpaläozoikums der Gurktaler Decke und dem unterlagernden höher metamorphen Altpaläozoikum des mittelostalpinen Kristallinkomplexes – auf tektonische Ursachen zurückgehen, also auf voralpidische Überschiebung eines schwächer metamorphen über einen höher metamorphen, aber gleichaltrigen Komplex.

Vergleichen wir hiermit die Zusammensetzung der Wechselserie, wie wir sie weiter im Süden, etwa im Raum um Hattmannsdorf im Bernsteiner Fenster aufgeschlossen haben. Sie umfaßt hier albitführende Schiefer, Graphitquarzite, diaphthoritische Amphibolite, allerdings keine Relikte von Mikroklingneisen wie die Waldbach-Kristallinserie. Die alpidische Metamorphose hat einen etwas höheren Grad, es liegt die Quarz-Albit-Epidot-Biotit (bis Almadin)-Subfazies der Grünschieferfazies vor. Wiederum stellen sich über der Wechselserie Reste von Semmeringquarzit ein. Marmore und Dolomite in Verbindung mit Serizitschiefern (Alpiner Verrucano?) können als Trias aufgefaßt werden.

ε) Permotrias des Wechselsystems

Die nur geringmächtig erhaltene permotriadische Sedimentgesteinshaut über den Wechselschiefern umfaßt basal den unter- bis oberpermischen Alpinen Verrucano, also eine Serie aus hellgrünen, silbrig glänzenden, feinst geschieferten Phengitschiefern, Arkoseschiefern, Brekzien und Porphyroiden, die von A. Tollmann (1962, S. 13) durch den vom Semmeringsystem ausgehenden Vergleich über die ganzen Zentralalpen hin als lithologisch erfaßbarer Komplex im Liegenden des festen (skythischen) Semmeringquarzites ausgegliedert worden ist. Die Bezeichnung Alpiner Verrucano für diesen basalen permischen detritischen Komplex ist gerade hier aus dem Vergleich zum benachbarten Semmeringsystem voll anwendbar, der hierfür von P. Faupl (1970, S. 38) verwendete Begriff ABP-Serie stellt ein jüngeres Synonym dar. (Die Unterscheidung des Alpinen Verrucano ist vom Semmeringquarzit auch dann durchführbar, wenn dieser gelegentlich Geröllbänke enthält oder dieses gut geschichtete Gestein Arkoselagen führt). Über den Semmeringquarzit hinaus sind nur noch geringe Reste von Reichenhaller Rauhwacke und gebänderten anisischen Kalken sowie Dolomiten der Mitteltrias erhalten. Obertrias aus Keuper und Nachtrias fehlen dem Wechselsystem entweder durch Erosion vor der Überschiebung oder tektonische Abschiebung – was hier ebenso wie in den meisten ähnlich gelagerten Fällen der Ostalpen nicht zu entscheiden ist.

d) Der tektonische und regionalgeologische Bau

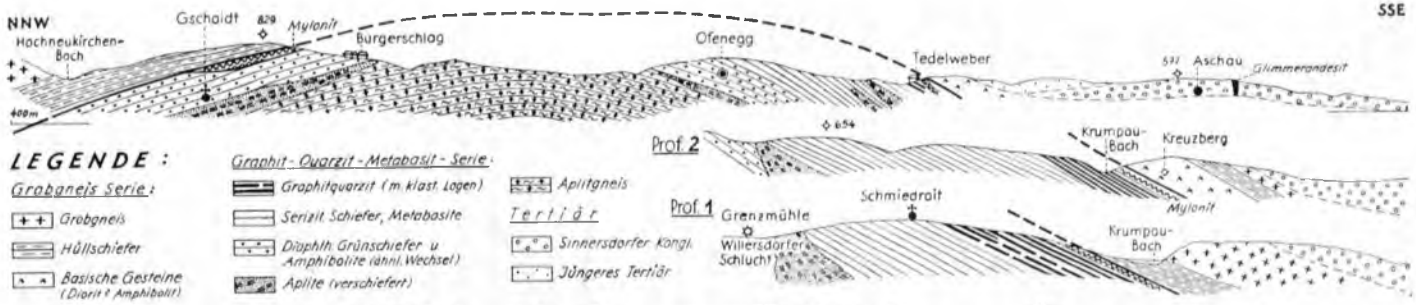
Der Baustil: Im inneren Aufbau von Semmering und Wechsel treten starke Analogien zum Unterostalpin des Tauernfensters auf, obgleich sich die unterostalpinen Decken hier durch ihre durchgehende Anlage als Faltendecken mit aufrechtem und verkehrtem Schenkel mit bedeutendem Kristallinanteil von den Abscherungsdecken mit nur aufrechter (und in einem Fall nur verkehrter) Serie der Lungauriden deutlich unterscheiden. Die tektonische Gemeinsamkeit aber zwischen den beiden erwähnten unterostalpinen Deckensystemen liegt darin, daß die Deckenpakete durch das einst darüber hinwegbewegte höhere Ostalpin schräg abgeschert wurden und die hangenden Decken im Norden des Fensters zusammengestaut vorliegen (Abb. 26). Die Wurzelzone ganz im Süden zeigt ähnlich wie die Matreier Zone in den Tauern hier bei Kohfidisch und nördlich vom Eisenberg im Burgenland eine weitgehende bis vollkommene tektonische Ausquetschung.

Unter den beiden großen Systemen des Unterostalpins, die der Rechnitzer penninischen Serie auflagern, stellt die Wechseldecke die tiefere Haupteinheit dar. Sie zeigt im Westen eine auf den älteren Innenbau weithin diskordant-transgressiv auflagernde Permotrias (P Faupl, 1972, Abb. 4) und im NE einen kräftigen tektonischen Hangendzuschnitt. Über dieser in zahlreichen Fenstern unter dem Semmeringsystem auftauchenden Wechseldecke liegt im Hauptabschnitt des Unterostalpins am Alpenostrand nur eine geschlossene unterostalpine Decke, die Pretul-Kirchbergdecke, auf. Erst im Norden erscheinen unter und über ihr weitere Deckenelemente in Stirnposition zusammengestaut – wie in den Radstädter oder Tarntaler Bergen des Tauernfensters. Hier hat sich im Semmeringpaßgebiet besonders das Mesozoikum zu einem intensiv verfalteten und verschuppten Wulst zusammengestaut.

Die Abfolge der Decken von Liegend gegen Hangend im Semmering-Wechsel-System lautet: 1. Wechseldecke, 1 a. Pfaffmulde; 2. Stuhleck-Kirchberg-Decke, 2 a. Semmeringmulde; 3. Mürz-Tachenberg-Decke, 3 a. Kapellener Mulde; 4. Roßkogeldecke. Von diesen Einheiten ist im einzelnen das Folgende erwähnenswert.

α) Die Position des Wechselsystems am Alpenostrand
(Abb. 26, 58)

In dreizehn verschieden großen Fenstern zwischen Kirchberg/Wechsel einerseits und dem Ruster Höhenzug andererseits im Norden und dem Eisenberg an der burgenländisch-ungarischen Grenze westlich von Steinamanger (Szombathely) im Süden kommen auf einer Nord-Süd-Strecke von 60 km mit dem Wechsel- und Rechnitzer System tiefere Einheiten unter dem Semmeringsystem im kristallinen Ostsporn der Alpen zutage, bevor sie unter das Tertiär der Ungarischen Tiefebene absinken. 170 km lang ist das Pennin nach seinem Abtauchen am Tauernfenster-Ostrand gegen Osten hin unter den ostalpinen Deckenmassen in der Tiefe begraben gewesen, bevor es mit der stärkeren Heraushebung des Alpenkörpers als Ganzes, der zunächst im Semmering und Wechsel unterostalpine Decken an die Oberfläche bringt, nach dem tunnelförmigen Durchgang unter den kristallinen Bergen des steirischen Anteiles der Zentralalpen wiederum in mehreren Kuppeln bei Rechnitz hochkommt. Hier am Ostrand setzt bereits der karpatische Baustil (A. Tollmann, 1972 a, S. 200) mit seiner in vielen Einzelaufkuppelungen geteilten Aufwölbungstendenz ein und ist nicht mehr durch die extreme nachträgliche Pressung vor einem sich in den Alpenkörper einbohrenden Südalpenbogen wie im Raum des Tauernfensters eine einheitliche, hoch emporgetragene Aufwölbungszone als Rückgrat der Zentralalpen vorhanden, sondern es stellt sich hier eine Reihe von Teilaufwölbungen ein: Die größte Kuppel bildet der Hochwechsel im Wechselfenster zwischen Kirchberg (N) und Rohrbach (S), zwischen Rettenegg (W) und Friedberg (E) mit einer Breite von 23 km und einer Nord-Süd-Erstreckung von 27 km. Domförmig erhebt sich diese Kuppel im Hochwechsel auf 1738 m und taucht allseits an den Rändern unter das höhere unterostalpine Deckensystem ab. Von dem südlicheren Teil des Wechselfensters zweigt eine W-E-orientierte Längsaufwölbungszone ab und bildet östlich von Pinggau jenseits der jungtertiären Ablagerung im Abschnitt Bernegg (W)–Hattmannsdorf (N)–Meltern (Mitte) und dann sich verbreiternd im Raum um Bernstein das sogenannte Bernsteiner Fenster, in welchem nun neben den metamorph gewordenen paläozoi-



Figur 1

Figur 2

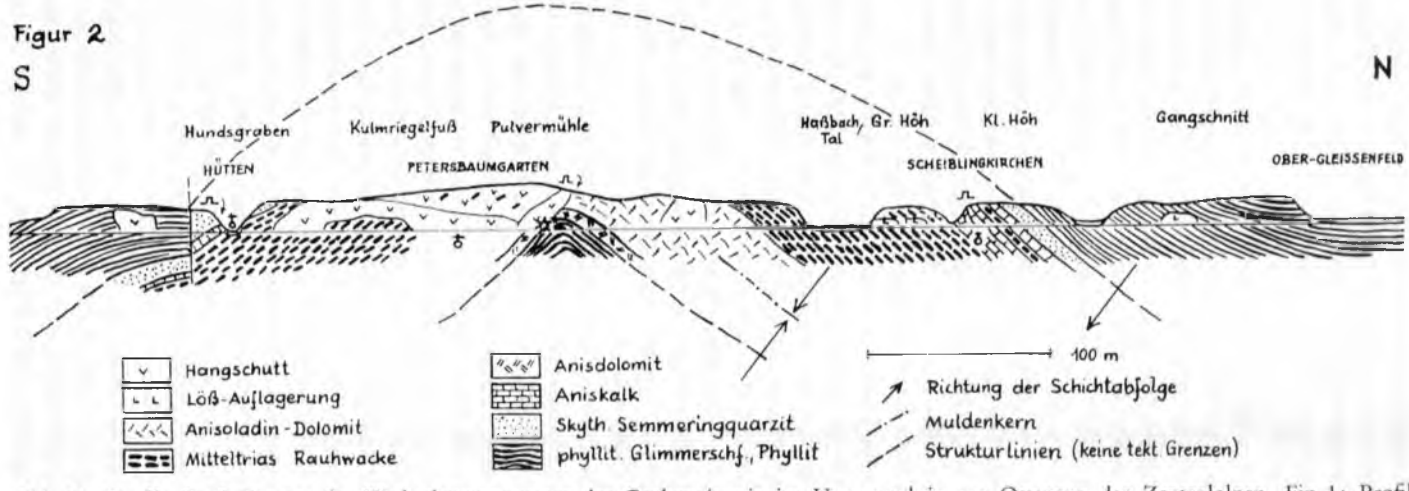


Abb. 61: Profile durch Fenster des Wechselsystems unter der Grobgneisserie im Unterostalpin am Ostsporn der Zentralalpen. Fig. 1: Profil durch die Wechselserie im Westrahmen des Bernsteiner Fensters W Bernstein/Burgenland nach A. Pahr (1960, Abb. 1). Fig. 2: Profil durch das Scheiblingkirchener Fenster entlang des Pittentales in der Buckligen Welt nach A. Tollmann (1963 a, Abb. 2).

schen Serien und Resten von Permotrias, wie wir sie im Wechselfenster ausschließlich antreffen, zum ersten Mal seit Verlassen des Tauernfensters gegen Osten hin als Tiefstes auch die nachtriadischen Bündner Schiefer aufscheinen (Abb. 61/1). In der Nachbarschaft des Bernsteiner Fensters stellt sich dann in weiteren vier Fenstern die penninische Rechnitzer Serie ein, wie S. 87 ausgeführt.

Heute aber wird bereits zur Gewißheit, daß sich die Fenstergruppe des Wechselsystems vom Wechsel auch gegen Nordosten hin im Bereich der Kirchbergdecke des Unterostalpins und darüber hinaus fortsetzt, was zum ersten Mal vom Verfasser, 1959 a, S. 35 und Karte Taf. 1, anhand des Inhaltes des Scheiblingkirchener Fensters im Pittental erfaßt (Abb. 61), aber in der Folge von allen Bearbeitern abgelehnt wurde (G. Fuchs, 1962 b, S. 34; O. Jordan, 1972, S. 181). 1965 hat W. Fuchs vom Ruster Bergland Äquivalente der Wechselserie gemeldet. 1967 wurden bei der AWP-Pipelinetrassenkartierung vom Verfasser als Wechselserie angesprochene Graphitschiefer unter dem Kristallin der Kirchbergdecke 500 m SW Petz/Ungerbach SE Ober-Aspang angetroffen. Ferner hat 1972, S. 254, A. Pahr in entschiedener Form auf die weite Unterlagerung des Unterostalpins im Bereich der Buckligen Welt durch die Wechselserie hingewiesen, die in etlichen Fensteraufbrüchen zutage tritt.

Aus den Untersuchungen des Verfassers im Jahre 1975 ergab sich unter Berücksichtigung der bisher bekannten Fakten, daß die Wechseldecke in geringer Tiefe das gesamte Semmeringsystem unterlagert, in zahllosen Fenstern aufbricht und vor allem weit unter den jungtertiären Ablagerungen am Alpenostrand gegen Osten in Ungarn weiterzieht. Nach den Ausführungen des Verfassers von 1976 c und 1977 b erscheint das Wechselsystem in folgenden Fenstern am Alpenostrand: Wechselfenster, Bernsteiner Fenster, Wiesmather Fenster mit Fortsetzung in Richtung Stoob, Fenster von Ungerbach, Scheiblingkirchener Fenster, Forchtenauer Fenster, Wiener Neustädter Fenster und Ruster Fenster (Abb. 58).

Als neuntes Fenster der Wechseldecke unter dem Semmeringsystem ist schließlich auf den von F. Heritsch (1927 a) monographisch bearbeiteten Aufbruch des Fischbacher Fensters N Birkfeld nahe dem Westrand des Unterostalpins der Semmeringregion zu erinnern. Dieses Fenster weist – besonders im Nordteil – einen schmalen, verkehrt lagernden Rahmen aus Semmeringquarzit und Mitteltrias im Raum Fischbach–Dissau auf, während der Hauptteil des Fensterinhaltes aus einer unter diesen Rahmen einfallenden Semmeringquarzitmasse besteht (F. Heritsch, l. c., Abb. 2, 3, Taf. 3), die demnach noch Bestandteil der Wechseldecke darstellt.

Im folgenden soll ein Überblick über die Struktur dieser Fenster und ihrer Rahmen aus Semmeringserie gegeben werden. Die Abgrenzung des Inhaltes des Wechselfensters gegen den Rahmen hin stieß in den verschiedenen Teilabschnitten aus mehreren Gründen auf Schwierigkeiten. Beginnen wir den Überblick am Westrand, wo eine Permotrias von zentralalpinem Faziestypus auftritt, welche die aus altpaläozoischen Serien entstandenen Wechselschiefer und -gneise von der Grobgneisserie der unterostalpinen Stuhleckdecke im Westen bzw. dem unterostalpinen Permomesozoikum im Sonnwendstein-Otter-Zug im Norden trennt. Die Schwierigkeit liegt in diesem Abschnitt darin, daß hier einerseits die Stuhleckdecke als Faltendecke entwickelt ist, so daß sie Semmering-Permotrias in einem schmalen Verkehrtschenkel an die in der Fazies gleichartig entwickelte aufrecht lagernde Permotrias, die dem Wechsel selbst angehört, heran-

bringt – wodurch eine gestörte Mulde, die sogenannte „Pfaffmulde", entstanden ist. Dieser permotriadische Sedimentgesteinsstreifen läßt sich über das Fröschnitztal von Norden herüberkommend über den Pfaff, Rettenegg und westlich von Waldbach bis auf die Nordseite des Tommer verfolgen, wie bereits die geologische Karte des Nordostsporns von H. MOHR (1912) zeigt und wie neue Kartierungen von P. FAUPL (1970) im Nordteil, W VETTERS (1970) im Mittelabschnitt und G. HUSKA (1970) im Südabschnitt bestätigt haben. Hierbei haben besonders die Untersuchungen von P FAUPL gezeigt, daß hier keine ungestörte Mulde vorliegt, sondern die Quarzitspäne unter der Stuhleckdecke über der normal den Wechselschiefern auflagernden Permotrias aufgefahren sind. (Den Deckenbau im Sinne von W VETTERS, 1970, S. 100, hier hingegen als variszisch zu betrachten, ist nach vollständiger Einbeziehung der Trias im gesamten Wechsel- und Semmeringsystem des Ostsporns völlig irreal.)

Am Nordrand der Wechselkuppel gehört noch eine schmale Zone von Alpinem Verrucano und basaler Trias der Wechseleinheit an, die tektonische Grenze zum unterostalpinen Mesozoikum liegt darüber: Im Abschnitt nördlich von Trattenbach z. B. konnte P. FAUPL (1970, Taf. 1) den trennenden Span zwischen der Permotrias des Wechselsystems und jener des Otterzuges kartierungsmäßig erfassen. Im Abschnitt SE vom Sonnwendstein wird die Grenze von P FAUPL (1972, Abb. 4) zwischen den beiden großtektonischen Einheiten an die auch vom Verfasser als Überschiebungslinie gewertete Basis der zusammenhängenden Permotrias des Semmeringsystems gelegt; die lokal erhaltenen Permoskyth-Schollen entlang des Weinweges gehören wohl eher der Wechseldecke an.

Einen interessanten Beitrag zum Ostrand des Wechselfensters im Raum südlich von Aspang hat G. HUSKA (1972) gebracht. Es zeigt sich, daß die Wechselserie nicht, wie früher vielfach angenommen, hier durch einen sekundären Querstau über den höheren unterostalpinen Rahmen aufgepreßt ist, sondern ebenfalls unter den Rahmen abtaucht, daß aber sowohl der Rücken des Wechselsystems als auch die Basis des höheren unterostalpinen Falten-Decken-Systems rigoros tektonisch diskordant zugeschnitten sind. Der tektonische Hangendzuschnitt des Wechselsystems zeigt sich an dem konstant bis zuletzt zum östlichen Abtauchen der Deckengrenzfläche gegen Westen gerichteten Einfallen der Schiefer der Wechselserie selbst.

Der Basalzuschnitt des höheren Unterostalpins zeigt sich darin, daß dieses am NE-Rand des Wechselfensters teils mit Grobgneis, teils mit Glimmerschiefer, im Bereich östlich vom Bahnhof Mönichkirchen aber auch mit dem dem Kristallin auflagernden Permoskyth, mit Alpinem Verrucano-Schiefer und Semmeringquarzit, an die Überschiebungsfläche herantritt (G. HUSKA, 1972, Taf. 5). In der auf Abb. 1 dieser Studie mitgeteilten 120 m tiefen Bohrung SB 3, die im unterostalpinen Rahmen südlich von Aspang angesetzt worden ist, ist der direkte Beweis vom Abtauchen der Wechselserie auch am Ostrand der Wechselkuppel erbracht, da in einem intensiven Schuppensystem jeweils Wechselalbitgneis unter der unterostalpinen Grobgneisserie und ihrer Permotrias angefahren worden ist.

Noch schwieriger war die Erfassung des Südrandes des Wechselsystems der Wechselkuppel zum unterostalpinen Rahmen hin, was P. FAUPL 1972 gelang. Während die Seriengliederung dieses Raumes in Strahlegger Gneise, Tommerschiefer etc. sowie die daran geknüpfte tektonische Vorstellung von R. SCHWINNER (1932, 1935 a, 1951 a,

1951 b) aufzugeben ist, da sie auf einer unzutreffenden Deutung der Migmatisierung in Abhängigkeit vom Grobgneis beruht (H. WIESENEDER, 1971, S. 348), war zunächst der regionale Rahmen für die Seriengliederung des Raumes in den Arbeiten von H. WIESENEDER (l. c.) gegeben. G. HUSKA (1970, S. 64) konnte noch keine Entscheidung über die Fortsetzung der Deckengrenze südöstlich des Tommerberges S Waldbach fällen, wo ja der Semmeringquarzit als Deckenscheider ausfällt. P. FAUPL (l. c.) fand nun einen mächtigen Phyllonithorizont als Bewegungsanzeiger in südöstlicher Fortsetzung der Überschiebungslinie am Tommer, der zwischen Vorau im Süden und Reinberg im Norden durchstreicht und demnach etwas weiter nördlich liegt als die von H. MOHR (1912) angegebene Linie. An diesem 100–150 m mächtigen Phyllonitstreifen stößt das südlichste Wechselkristallin mit seiner voralpidischen Metamorphose in Amphibolitfazies und seiner alpidischen retrograden Umwandlung in schwächsttemperierter Grünschieferfazies, die sogenannte Waldbach-Kristallinserie (entspricht ungefähr den „Tommerschiefern" SCHWINNERS), gegen die unterostalpine, in ihrer heutigen Tracht sehr ähnliche Kristallinserie von Vorau ab, in welcher man Hornblendegneise, Amphibolite und grobschuppige Glimmerschiefer sowie Pegmatite antrifft. Die Schwierigkeit der Grenzziehung zwischen Semmering- und Wechselsystem liegt bei Mangel von mesozoischen Zwischenschaltungen hier besonders daran, daß Kristallinserien mit sehr ähnlicher petrographischer Zusammensetzung beiderseits der Grenze aufeinandertreffen, daß sie ähnlich hohe voralpidische Metamorphose erlitten haben und auch in alpidischer Zeit die Diaphthorese beide ergriffen hat – das tiefere Stockwerk des Wechsels allerdings etwas stärker, so daß die Diaphthorite dort ein feineres Korn zeigen. Unterschiede im präalpidischen Ausgangsmaterial liegen nur darin, daß die Grobgneisserie eine buntere petrographische Zusammensetzung zeigt und die zugehörigen Glimmerschiefer eine kräftige, pegmatoide Durchtränkung erfahren haben, die im Wechselkristallin fehlt (P FAUPL, 1972, S. 33). Relikte von Granitgneisen wurden nun auch in der Wechseleinheit gefunden, so z. B. südlich von Bruck a. d. Lafnitz durch H. HOLZER (1960, S. A 41) und an weiteren Stellen durch P. FAUPL (1972, S. 24, 46 und Abb. 5).

Es ist bei all diesen angeführten Gegebenheiten kein Wunder, daß die Fortsetzung der Wechselserie im Raum des unterostalpinen Kristallins E und SE vom Wechselfenster, also im Raum der Buckligen Welt und nördlich der Pinkafelder Tertiärbucht lange Zeit unbekannt geblieben ist und erst in den letzten Jahren von A. PAHR in mühevoller Kleinarbeit bei schlechten Aufschlußverhältnissen mehr und mehr erfaßt worden ist. So ist die Abgrenzung der Wechselserie im Westabschnitt des Fensters von Maltern–Bernstein auf Grund ihres Stoffbestandes und ihres Abtauchens unter das unterostalpine Kristallin erst jüngst (1972) für den Bereich im Süden von Hattmannsdorf von PAHR durchgeführt worden und sind wichtige Anregungen für die Suche nach weiteren möglichen Fenstern mit Wechselserie in der Buckligen Welt gegeben worden (l. c., S. 249).

Das Abtauchen des Inhaltes des Bernsteiner Fensters unter weite Abschnitte seines Rahmens kommt bereits auf der Karte von A. ERICH (1960, Taf. 1) über diesen Aufbruch klar zum Ausdruck, obgleich ERICH bis zuletzt entschiedener Gegner eines Gedankens an penninische Fenster geblieben ist und die mesozoische Bündner Schiefer-Serie als ein dem unterostalpinen Kristallin auflagerndes oberostalpines (Alt-)Paläozoikum betrachtet hat. Wiederum zeigt sich, ähnlich wie beim Wechselfenster-Ostrand,

daß hier z. B. am Nordrand des Bernsteiner Fensters die Gesteinszüge des Rahmens häufig ein von der Überschiebung unabhängiges Einfallen zeigen, eben auch gelegentlich zur Überschiebungsfläche hin gerichtet, so daß wiederum die diskordante basale Abscherung verdeutlicht wird. Daß die rahmende unterostalpine Einheit schließlich am südlichen Rand des Bernsteiner Fensters rund 1 km SSW Bernstein nicht die Unterlage der penninischen Bernstein-Rechnitzer Serie darstellt, wie A. Erich dachte, hat die nahe der Grenze angesetzte Bohrung Bernstein VII (S 9) gezeigt, die bis zur Endtiefe von 150 m in den von graphitischen Phylliten durchsetzten Grünschiefern der Rechnitzer Serie verblieben ist (M. Feuerbach & J. Unger, 1969, S. 31; Anlage V).

Wichtig für die Deutung der Lagerungsverhältnisse in dem hier dargestellten Sinn, nämlich der tektonischen Abfolge von Rechnitzer-, Wechsel- und Grobgneiseinheit vom Liegenden gegen hangend sind die Gegebenheiten im Bernsteiner Fenster: Die hier zentral auftauchende Rechnitzer Serie wird in diesem Fenster im Norden, Süden und Westen zunächst von der Wechselserie umrahmt, bevor der äußere Grobgneisrahmen aufsetzt. Wenn man im Sinne von A. Pahr das Wechselsystem als tiefste Einheit und die Rechnitzer Serie als Hangendes betrachtet, müßte man die Rechnitzer Serie im Bernsteiner Fenster rundum jeweils vor Erreichen des Randes abgequetscht denken – was sehr gekünstelt erscheint. So hingegen ergibt sich aus der Position der Wechseleinheit als innerer Rahmen des penninischen Fensterinhaltes deren tektonisch höhere Lage gegenüber der zentral auftauchenden Kuppel aus Rechnitzer Serie.

In der 381 m tiefen Bohrung Maltern 1, die im Grobgneisrahmen des Bernsteiner Fensters 4 km NW Bernstein im Zuge der Untersuchungen der Schlaininger Antimonit-Lagerstätte niedergebracht worden ist, ist schließlich der direkte Beweis für das tektonische Übereinander von penninischer Rechnitzer Serie im Liegenden, Wechselserie in mittlerer Position und Grobgneisserie im Hangenden erbracht worden (A. Pahr, 1975, S. 493, Bohrprofil 2), wodurch diese Diskussion als abgeschlossen betrachtet werden kann.

Die nächste bedeutende Struktur des Wechselsystems in diesem Raum stellt das Fenster von Wiesmath dar. Es umfaßt im Zentrum seiner Aufwölbung im Bereich zwischen Wiesmath im Westen und Schwarzenbach und Kobersdorf im Osten eine ausgedehnte Masse von Aplitgneis, den hellen plattigen Wiesmather Gneis (K. Lechner, 1957, S. 10). Herum legt sich die Hüllschieferserie, die reich ist an Gesteinstypen, die wir als bezeichnend für die Wechselserie fanden, die für die unterostalpine Glimmerschieferserie hingegen nicht typisch sind: So haben K. Lechner (1957, S. 16), H. Küpper (1957, S. 15) und O. Jordan (1972, S. 83 ff.) aus dieser Hüllschieferzone S Wiesmath, die im Hangenden durch eine Permoskythserie zum unterostalpinem Kristallin begrenzt wird, Typen wie die Biotitplagioklasgneise bis chloritreichen Paragneise des Pauliberges, ferner Albitporphyroblastenschiefer, Hornblendeschiefer mit Albit, Hornblendeprasinit, Amphibolit etc. beschrieben. Der Südrahmen des Fensters ist im Streifen Stickelberg–Landsee–Neudorf durch eine aufrecht lagernde, dem Fensterinhalt demnach noch zugehörige Permoskythserie klar begrenzt, über welcher überschoben die phyllitischen Glimmerschiefer der Kirchbergdecke folgen. Der Nordrahmen des Fensters muß erst auskartiert werden, er liegt jedenfalls noch südlich der nahen mittelostalpinen Sieggrabener Deckscholle, unter der ja nördlich von Schön sogar noch unterostalpiner Grobgneis her-

vorkommt. Diese Nordgrenze, die etwa entlang der Linie N Kobersdorf–Rainbach–SW Oberau–NE Wiesmath verläuft, muß durch eine sekundäre Aufschiebung des Fensterinhaltes gegen Norden verschleiert sein und ist bisher noch nicht im einzelnen erfaßt worden.

Bei den Untersuchungen des Gebietes durch K. LECHNER (1957, S. 24), CH. EXNER (1958, S. 207) und O. JORDAN (1972, S. 179 ff.) wird eine Zuordnung der Serien von Wiesmath zur Wechselserie noch nicht in Erwägung gezogen bzw. werden sie ausdrücklich der Grobgneis-Glimmerschieferserie zugeordnet. Durch O. JORDAN wird auch die vom Autor vorgenommene Einordnung des in der Stellung analogen Inhaltes des Fensters von Scheiblingkirchen in die Wechselserie abgelehnt. Demgegenüber kann man aber auf Grund der Position der Kirchbergdecke in beiden Fällen nur Wechseleinheit erwarten, da ja die als Hilfslösung für den Fensterinhalt von Scheiblingkirchen von H. MOHR, 1912, angenommene unterostalpine „Buchdecke" am gesamten Unterrand der Stuhleck-Kirchberg-Decke am Rand gegen den Wechsel hin nicht existiert, während sie sonst, wie die Entdeckung der Äquivalente der tieferen Einheit unter der Kirchbergdecke im Rosaliengebirge durch G. FUCHS, bei Wiesmath usw. zeigt, allenthalben darunter verbreitet sein müßte. Als Hinweis auf Wechsel-Position dieser Fensterinhalte in der Buckligen Welt kommen noch die oben erwähnten typischen Gesteine, unter denen bereits A. PAHR (1972) den Aplitgneis von Wiesmath auf Grund der großen Ähnlichkeit zum Aplitgneis von Hattmannsdorf weiter im Süden hervorgehoben hat, was der Verfasser (1977 b) bestätigen konnte.

Ohne im einzelnen auf die oben erwähnten weiteren kleinen Fenster eingehen zu können, seien nur noch das Fenster von Forchtenau und das Wiener Neustädter Fenster am Ost- und Nordrand des Rosaliengebirges erwähnt. Diese von K. LECHNER (1957, S. 24) angedeutete und von G. FUCHS (1962) herausgearbeitete, aber noch zum Semmeringsystem gestellte tiefere Einheit, die im Inneren dieser Fenster auftaucht, entspricht in ihrer Position genau jener im Fenster von Scheiblingkirchen bzw. im Wechselfenster. Ihr Schiefer-Altbestand ist durch einen lückenhaften Permotrias-Gürtel von der auflagernden Kirchbergdecke abgegrenzt.

Es ist vielsagend, daß W TUFAR (1966 a, S. 204) bei der Untersuchung der Kupferlagerstätte Eichbüchl im Wiener Neustädter Fenster das schieferige Nebengestein als typische Wechselserie mit hohem Feldspatgehalt und bezeichnenden Albitverwachsungen („Löschblattalbit") erkannt hat – noch bevor die Frage der Zuordnung zur Wechseldecke aufgeworfen worden war.

Noch weiter im Nordosten liegt das Ruster Fenster, das in der Mörbischer Scholle W Mörbisch im Süden und im Goldberg W Oslipp im Norden im Ruster Höhenzug an die Oberfläche kommt. In diesen Albitchloritgneisen des Goldberges hatte bereits W FUCHS (1965, S. 160) die Wechseleinheit vermutet. Auch der von W FUCHS noch der Kernserie (Grobgneisserie) zugeordnete Hausberg W Mörbisch gehört nach Neuuntersuchung von ungarischer Seite (M. VENDEL, 1973, S. 10) noch zur Albit-führenden Serie, d. h. in unserem Sinne zur Wechseleinheit.

Der Brennberg bei Sopron hingegen, der isoliert aus dem Tertiär aufragt, ist entgegen dem Vergleich von K. LECHNER (1957, S. 117) nicht der Wiesmather Einheit, also dem Wechselsystem, zu parallelisieren, sondern nach M. VENDEL (1973, S. 7 ff.) zur Grobgneisserie zu stellen – vgl. A. TOLLMANN (1977 b). Das Ruster Fenster ist hier-

durch vom Wiesmather Fenster getrennt, während ein Zusammenhang mit dem Wiener Neustädter Fenster unter dem Tertiär möglich wäre.

Wenden wir uns nun der Besprechung der Grobgneis-führenden höheren Einheiten, die dem Semmeringsystem angehören, zu.

β) Die Stuhleck-Kirchberg-Decke

Diese mächtige Decke bildet die unterste Einheit des Semmeringsystems s. str., die die Wechseldecke in ganzer Breite unmittelbar überlagert, da die einst von H. Mohr (1912, S. 393) im Inhalt des Scheiblingkirchener Fensters (Abb. 61/2) erfaßte tiefere Einheit, seine „Buchdecke", nicht mehr dem Grobgneis-Deckensystem, sondern dem Wechselsystem selbst entspricht, ebenso wie die Fortsetzung dieser Decke in den Nordost-Ausläufern des Rosaliengebirges, die G. Fuchs (1962 b, Taf. 1) als Einheit I bezeichnet hat. Der Name für den Westflügel der Stuhleck-Kirchberg-Decke stammt von L. Kober (1912 a, S. 393), jener ihres Ostflügels von H. Mohr (1910, S. 192), der später (1912, S. 643) das jüngere Synonym Eselsbergdecke verwendet hat. Der Begriff Pretuldecke H. Mohr (1912, S. 693) ist ebenfalls synonym zu Stuhleckdecke.

Diese Decke bildet die Hauptmasse des Unterostalpins im Semmeringfenster: Die Kristallinmasse und ihre Hülle im Raum Hartberg–Birkfeld–Stuhleck gehört ihr im Westen an, das Kristallin der Buckligen Welt, eines Teiles der Rosalia, und das gesamte Leithagebirge sind ein östlichster Bestandteil dieser Decke. Sie ist in ihrer gesamten großen Breite als liegende Faltendecke entwickelt: Beide Teilabschnitte westlich und östlich der Wechselkulmination zeigen in ihrem Verkehrtschenkel mesozoische Serien sowohl gegen den Wechsel hin – besonders schön in der sogenannten Pfaffmulde östlich vom Stuhleck-Pretul-Stock, aber auch in den großen inneren Fenstern wie dem von F. Heritsch, 1927 a, monographisch beschriebenen Fischbacher Fenster im Stuhlecklappen oder dem oben erwähnten Scheiblingkirchener Fenster im Kirchberglappen, das seit J. Czjžek (1854, S. 469, Abb. 1) wiederholt die besondere Aufmerksamkeit auf sich zog, zuletzt vom Verfasser (vgl. Abb. 61/2), von G. Fuchs (1962 b, S. 33) und G. Riedmüller (1968, S. 219) bestätigt. Im wurzelnäheren südlichen Teil dieser großen Überfaltungsdecke fehlt das verkehrte Mesozoikum weithin an den Rändern dieser Fenster. Nur A. Pahr (1972, S. 253) hat spärliche Reste von Permomesozoikum an den Deckengrenzen NW Hattmannsdorf, N Hochneukirchen etc. aufgefunden. Über die Grenzfindung zwischen Wechsel-Altkristallin und jenem des Semmeringsystems, d. h. der Stuhleckdecke, auf der Strecke im Süden der Wechselkuppel, wo Permotrias-Einschaltungen fehlen, wurde bereits bei Besprechung des Wechsels eingegangen (S. 172), ebenso auf die tektonische Aufgliederung der sogenannten Pfaffmulde. P. Faupl (1970, 1972) hat ja die Verhältnisse hier eindeutig klären können.

Daß die auflagernde Permotrias der Stuhleckdecke wiederum Muldenbau aufweist und die nächsthöhere Decke wieder eine Faltendecke darstellt, zeigt der Sedimentgesteinsstreifen entlang des Mürztales bei Mürzzuschlag. Bemerkenswert ist der Umstand, daß alle jüngeren Schichtglieder als Mitteltrias in diesem Mesozoikum im Mürztal und Fröschnitztal westlich von Spital am Semmering aus tektonischen Ursachen fehlen – primär waren sie sicher vorhanden, wie die noch erhaltene Obertrias in Keuperfazies im östlich anschließenden Abschnitt des Semmeringpasses und im Südwesten in der Anhydritlagerstätte Edelsdorf zeigen.

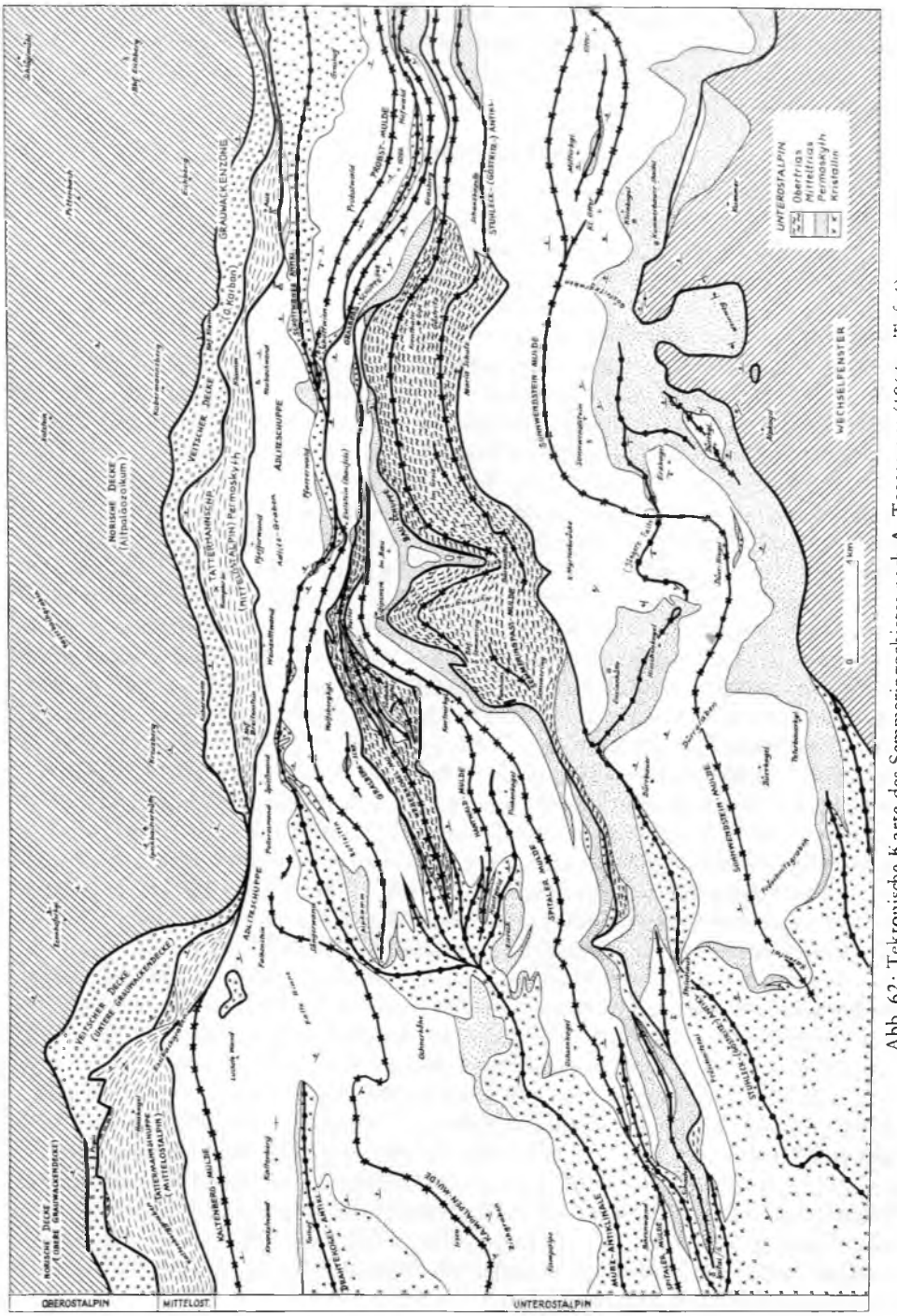


Abb. 62: Tektonische Karte des Semmeringgebietes nach A. TOLLMANN (1964 c, Taf. 1).

Die sedimentäre Hülle an der Westgrenze des Stuhlecklappens zwischen Stanz und Anger ist ebenfalls tektonisch stark reduziert, und zwar auf eine schmale, in Linsen auftretende Schuppenzone im Liegenden des mittelostalpinen Gasener-Rennfeld-Kristallins. F. K. Bauer (1967 a, Abb. 8) gibt eine Skizze und Profildarstellung durch diese Schuppenzone im Bereich der Gips-Anhydrit-Lagerstätte Edelsdorf bei Stanz. Man sieht das ziemlich steile Abtauchen des Unterostalpins hier an seinem Westrand gegen Südwesten. F. K. Bauer nimmt verkehrt lagernde Schuppen an, die tektonischen Grenzlinien der Skizze sind aber revisionsbedürftig (Fehlen der Eintragung der Überschiebung zwischen Rauhwacke und hangendem Altkristallin etc.).

SW vom Semmeringpaß keilt der Kristallinkern der Stuhleckdecke mit zwei Teilantiklinalen zungenförmig gegen Osten hin aus, zwischen denen sich das mächtige Permomesozoikum der Sonnwendsteinmulde einschaltet (Abb. 62). Diese Sonnwendsteinmulde zeigt die komplizierte, zweiphasig entstandene Bauform einer potenzierten Synklinale: Die gegen Süden geschlossene Mulde eines steil nordfallenden Tauchfaltensystems wurde durch einen zweiten, nach der Versteilung des Systems erfolgten nordvergenten Vorstoß in ihre Flanken hinter dem Sonnwendsteingipfel nochmals verfaltet, so daß am Nordhang dieses Bergstockes sekundär normallagernde Serien aufscheinen, die in ihrer Entwicklung ein verkehrt lagerndes Stadium durchschritten haben

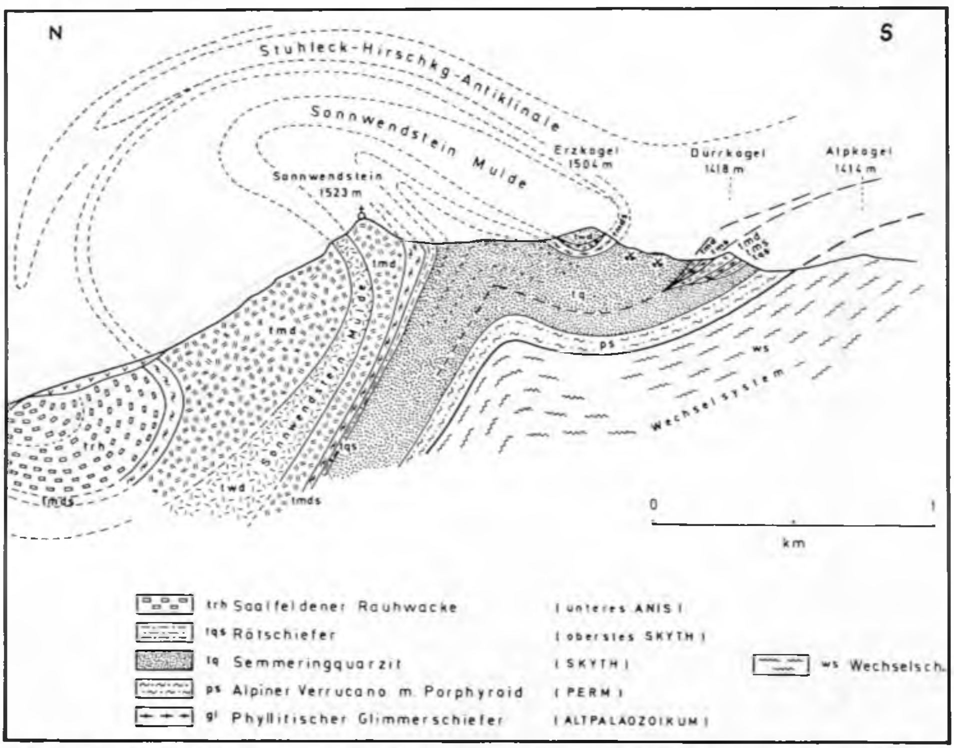


Abb. 63: Profil durch den Sonnwendstein am Semmering nach A. Tollmann (1968 a, Abb. 3 a).

Abb. 64: Die Polleroswand am Nordrand des Semmeringsystems bildet ein Glied der nördlichsten Felsklotzkette aus anisischen Bänderkalken nördlich des Adlitzgrabens. Die Wandstufen werden durch die gegen Süden blickenden Schichtkopfsteilen dieser nordfallenden Kalkplatte gebildet.

(A. TOLLMANN, 1968 a, Taf. 1) und Abb. 63. Die Fortsetzung dieser nordvergent tauchenden Großmuldenstruktur im Otterzug wurde jüngst erfaßt.

Gegen Norden hin reiht sich an die Sonnwendsteinmulde noch eine größere Anzahl weiterer Falten und Schuppen bis zur Adlitzschuppe, der nördlichsten unterostalpinen Einheit entlang des Adlitzgrabens, an. Durch das weitgehende seitliche Auskeilen der kristallinen Kerne der Semmeringdecken ist diese Region zwischen Semmeringpaß und Schottwien durch eine zusammengestaute, abgescherte Sedimentgesteinsmasse gekennzeichnet. Die oberste Schuppe (Adlitzschuppe), in der die von der Semmeringbahn durchtunnelte Wandflucht von der Heubachwand bei Klamm im Osten bis zur Polleroswand W Breitenstein im Westen (Abb. 64) liegt, taucht gegen Norden mit aufrechter Serie und nur Spuren eines verkehrten Faltenansatzes unter die schmale, schieferreiche mittelostalpine Tattermannschuppe ab (Abb. 72–73).

Westlich von Kranichberg setzt gegen Osten hin sich rasch verbreiternd wiederum das Kristallin als Kern der Stuhleck-Kirchberg-Decke ein. Die Randverhältnisse zur flach gegen Osten abtauchenden Wechselkuppel im Raum südlich von Aspang auf Grund von G. HUSKA (1972) wurden bereits S. 171 besprochen: Die diskordante Überschiebungsfläche, von Schuppungen begleitet, wurde ja durch die Bohrung SB 3 der Aspanger Kaolinwerke durchfahren und die unterlagernde Wechseldecke angetroffen. Das über den Rahmen Quellen des Wechselsystems am Ostrand wird demnach nur durch das interne Westfallen der Serien vorgetäuscht, die aber an der Überschiebungsfläche abgeschnitten werden.

Wie bereits S. 170 berichtet, ist dieser östliche Abschnitt der Stuhleck-Kirchberg-Decke von zahlreichen Fenstern, in denen die Wechseldecke auftaucht, siebförmig durchlöchert – wie erst jüngst erkannt worden ist.

Klarzustellen sind schließlich noch die Verhältnisse am Nordrand südlich von Wiener Neustadt. Von Westen her zieht, wie weiter unten ausgeführt wird, die Tachenbergdecke als nächsthöheres Element am Südrand des Wiener Beckens zwischen Gloggnitz, Wimpassing und Schwarzau dahin. Ihr Kristallinkern liegt über dem zur Kirchberg-Decke im Süden vermittelnden Permomesozoikum, wie nicht nur H. Mohr (1912, Kt.) gezeigt hat, sondern auch die Neuaufnahme (A. Tollmann, 1971 e, S. A 90 ff.) ergeben hat. Die die beiden Kristallinkerne trennende Permotrias zieht von Kranichberg über Haßbach und Seebenstein weiter in Richtung Walpersbach. Im Türkensturz S Seebenstein tritt demnach in völliger Übereinstimmung mit dem nordvergenten Einfallen das dem Kristallin der Kirchberger Decke auflagernde Permomesozoikum auf, nicht eine – im Sinne von G. Fuchs (1962 b, Taf. 2) – rückgefaltete, aus der Tiefe beziehbare Trias aus dem Verband der Unterlage, wie sie im Scheiblingkirchener Fenster zwischen Kulmriegel und Haidenberg zu sehen ist. Demnach ist auch die Verbindung dieser auflagernden Permotrias mit der das Kristallin der Kirchberger Decke unterlagernden Permotrias am Nordausläufer der Rosalia zu revidieren – eine Verbindung, die G. Fuchs (1962 b) unter Annahme der gleichwertigen Positionen dieser Sedimentgesteinszüge gezogen hatte. Die Trennung der beiden Permotriaszüge durch das zwischengeschaltete Kristallin der Stuhleck-Kirchberg-Decke vollzieht sich hingegen durch den zum Wiener Becken vorstoßenden Glimmerschieferstreifen, der in kleinen Aufbrüchen unter der tertiären Verhüllung vom Gaisrücken über den Abschnitt östlich und nordöstlich von Frohsdorf nach Norden zieht (Abb. 65).

Im Kirchberger Lappen dieser Decke ist Grobgneis als echter Faltendeckenkern weithin im Raum der Buckligen Welt verbreitet. Die zugehörige Breite dieser liegenden Faltendecke beeindruckt deshalb hier besonders, da man sich in der ganzen Breite immer wiederum von der verkehrten Lagerung der Serie im Liegenden des Grobgneiskernes überzeugen kann, vom Einfallen der Hüllschiefer in Form der phyllitischen Glimmerschiefer unter den Grobgneis – wie vom Verfasser auch anläßlich der Kartierung der Öl- und Gasleitungstrassen AWP und TAG immer wieder beobachtet worden ist. Der Grobgneis bildet als überdimensionale, bei der alpidischen Tektonik zusammengewalzte, gegen Norden stirnende Lamelle den Kern der liegenden Faltendecke, von der ja durch die zahlreichen Fenster auch noch mehrfach Reste ihrer mesozoischen Hülle im Verkehrtschenkel zugänglich sind.

Während man im Nordteil des Ruster Höhenzuges im Goldberg und Seeberg SE Schützen die Fortsetzung der Wechseldecke anzunehmen hat (siehe S. 174), stellt der Südteil des Zuges und das inselförmig aus dem Tertiär aufragende Leithagebirge mit seinem Grobgneiskern im Westabschnitt die Fortsetzung des Unterostalpins, wahrscheinlich der Stuhleck-Kirchberg-Decke dar. Über das Leithagebirge ist zufolge der Aufschlußlosigkeit weiter Teile und des einförmigen kristallinen Grundgebirges nur wenig bekannt. Das Altkristallin besteht aus Glimmerschiefern, schiefrigen Gneisen, selten auch Amphiboliten (P. Richarz, 1908, S. 33; S. Prey, 1949, S. 74). Die zu dieser Kernserie zugehörigen permotriadischen Schichtglieder sind am West- und Ostrand und am mittleren Nordrand des Leithagebirges in geringem Umfang er-

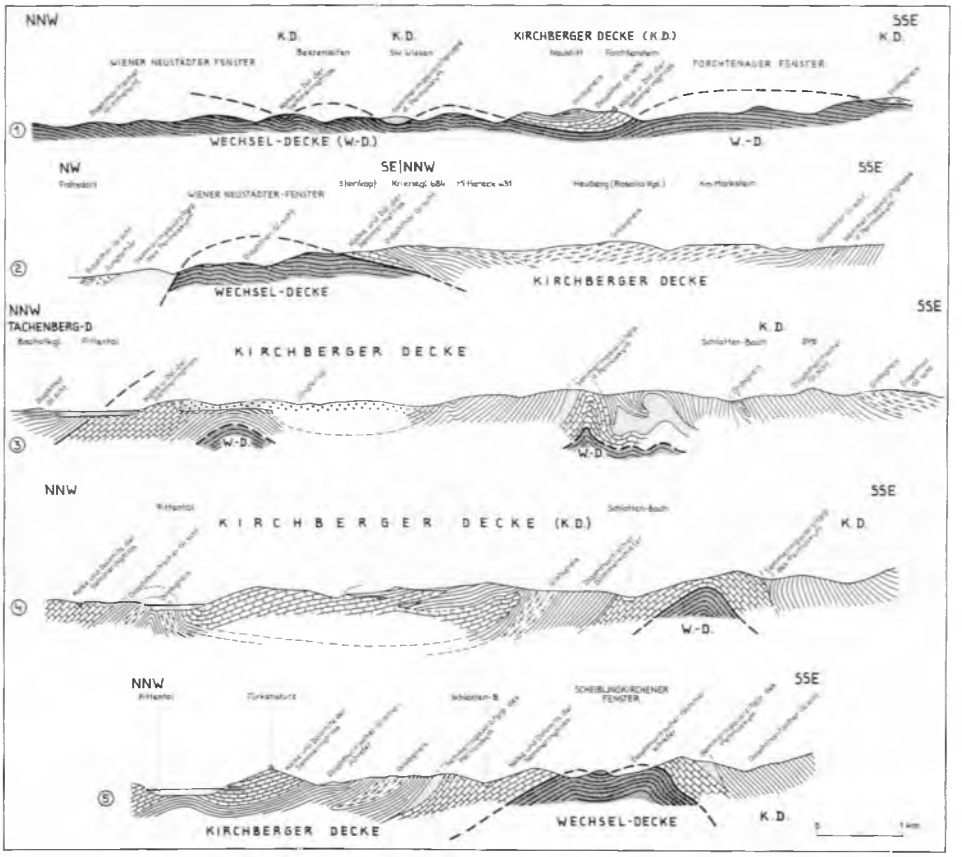


Abb. 65: Profile durch die Bucklige Welt nach G. Fuchs (1962, Taf. 2), tektonische Linien modifiziert.

halten geblieben. Es ergibt sich eine klare Übereinstimmung mit der Serie des Semmering, und zwar durch die Abfolge Alpiner Verrucano mit Scharfeneckarkose an der Basis und Phengitschiefern im Hangenden, Semmeringquarzit, Rauhwacken, Mitteltriaskalk und -dolomit (S. Prey, 1949, S. 79; E. Kristan-Tollmann & A. Tollmann, 1967, S. 9). Der Fund einer großen Zahl von artlich bestimmbaren Crinoidenresten aus dem sonst im Leithagebirge berühmt fossilleeren Aniskalk im Abschnitt von Wimpassing am Westrand des Gebirges wurde bereits S. 163 beschrieben (Abb. 59–60). Unterostalpin ohne Zuordnung zu einer bestimmten Decke ist schließlich noch weit NNE vom Leithagebirge in der Bohrung Orth im Untergrund des Wiener Beckens in der Tiefe von 3775–3868 m erfaßt worden (J. Kapounek & A. Papp, 1969, S. 118).

γ) Die Mürz-Tachenberg-Decke

Diese Einheit wurde im Westen nach ihrem Verlauf entlang des Mürztales von L. Kober (1912 a, S. 49, Taf. 1) benannt – Stürzerkogeldecke H. Mohr (1912, S. 641)

und Kampalpendecke H. P. Cornelius (1952 a, S. 72) sind synonym hierzu –, im Osten nach der SE Gloggnitz gelegenen Ortschaft Tachenberg (H. Mohr, 1912, S. 643). Sie ist ebenso wie die tiefere Einheit als liegende Faltendecke angelegt, wie die verkehrte Permotrias im Liegenden des Kristallinkerns im Mürztal bei Mürzzuschlag zeigt und wie die als Liegendfaltenmulde struierte hangende Permotrias beweist, in deren Kern im Westen karnische Kapellener Schichten bei Kapellen/Mürz erhalten sind. Der Westabschnitt dieser Decke ist durch die Bruchstörung der Trofaiachlinie im Süden abgeschnitten. Durch die relative Heraushebung dieses Abschnittes N der Trofaiachstörung stößt das Unterostalpin der Mürzdecke nach Westen bis in den Raum N Bruck/Mur vor. Mächtige „Mürztaler" Grobgneise bilden hier den Kern der Decke, das Mesozoikum ist reduziert. Gegen Osten hin besteht der Deckenkern ab Langenwang aus phyllitischem Glimmerschiefer, der dann im Gebiet westlich des Semmeringpasses ebenfalls zurückbleibt und in sich teilenden Teilspießen ausspitzt. Die Permotrias der Decke teilt sich östlich der Ochnerhöhe in einen Strang von intensiv beanspruchten Falten und Schuppen (vgl. Abb. 62), unter denen die südlichere Bauschuppe und die nördlichere Grasbergschuppe (E. Kristan & A. Tollmann, 1957) noch die am längsten anhaltenden Elemente darstellen und die Adlitzschuppe als auffallendstes Nordrandelement hinzieht. Die Hauptmulde, die die Stuhleckdecke und Mürzdecke im Abschnitt des Semmering trennt, ist die vom Semmeringpaß gegen Osten ziehende Göstritzmulde, die in sich mehrfach verschuppt die große Masse des Keuper samt den Anhydrit-Gipslagerstätten und drei Züge von fossilführendem Rhät enthält. Der Semmeringtunnel ist in ihr mit großen Schwierigkeiten erbaut worden (W. J. Schmidt, 1952 b). Von der Umgebung von Schottwien setzt gegen Osten hin wiederum der Kristallinkern der Decke, sich bei Tachenberg rasch verbreiternd, ein, verschwindet aber SE Wimpassing unter dem Pleistozän des Wiener Beckens, und ist nur nochmals östlich von Schwarzau in der Bischofkogelscholle wiederum faßbar.

δ) Die Roßkogeldecke

Als höchstes unterostalpines Element, vom mittelostalpinen Muralpen-Kristallin des Troiseckzug-Ostausläufers diskordant abgeschnitten und überschoben, erscheint noch eine Großfaltenantiklinale mit Alpinem Verrucano und dem zugehörigen (Roßkogel-)Porphyroid als Kern im Abschnitt des Roßkogels W Mürzzuschlag. Als Bezeichnung wird der markanteste Gipfel dieser Einheit, der Roßkogel gewählt, obgleich der Name Roß-(Kogel-)Decke bereits von H. Mohr (1912, S. 641) für eine ganz anders abgegrenzte Einheit dieses Raumes vorvergeben ist, die in erster Linie heute zum mittelostalpinen Troiseckzug zu rechnen ist. Man müßte demnach genau genommen von Roßkogeldecke nov. sens. sprechen.

Diese Einheit hat gegenüber der Darstellung vom Verfasser (1963 a, S. 23), die sich auf H. P. Cornelius (1936 a) stützte, eine Abänderung durch die Neubearbeitung des Gebietes durch G. Gaal (1966) erfahren, der aber noch nicht die sich aus dem Durchstreichen der großen mittelostalpinen Überschiebung ergebende notwendige Abgrenzung zwischen Unter- und Mittelostalpin vorgenommen hatte. Bei Berücksichtigung aller Fakten stellt der Roßkogelporphyroid und sein eingefalteter Semmeringquarzitzug diese nur lokal auftretende und sich nur im Quarzit östlich des Mürzquertales W des Drahtekogels fortsetzende höchste unterostalpine Einheit dar. Der Trois-

eckzug aber, der sich mit dem Hirschbachlappen nördlich vom Roßkogel, mit der Mahdtalkogel-Deckscholle SW Kapellen und dem Drahtekogel östlich dieses Ortes in seinem muriden Altkristallinanteil fortsetzt, gehört in das tektonisch nächsthöhere Stockwerk über dem Unterostalpin. Nordwestlich vom Roßkogel kommt nahe der Grenze der Grauwackenzone übrigens noch in fensterförmigem Aufbruch steil aus der Tiefe herausgewürgt der Inhalt der Kapellener Mulde mit Mittel- und Obertrias zutage, also jener zwischen Mürzdecke und Roßkogeldecke gelegenen Einfaltung.

ε) Bruchtektonik

Während kartierungsmäßig im Semmeringsystem keine nennenswerten Brüche erfaßt werden konnten, kommen auf den Satellitenbildern doch einige bedeutende, tektonisch bedingte Lineamente zum Ausdruck (A. Tollmann, 1977 a, Taf. 1). So läßt sich in Fortsetzung der Mürztalstörung mit WSW-ENE-Verlauf eine Linie von Raach bis in die Rosalia verfolgen und läßt sich als Fortsetzung der W-E-ziehenden Trofaiachlinie nach kurzer Unterbrechung die Störung S Ratten–Waldbach–Friedberg–Lockenhaus–Rattersdorf auffassen.

Eine Schar paralleler, WNW-ESE streichender Störungen liegt bei Kirchberg/Krumbach, bei Kirchschlag, Landsee und Kobersdorf. Die Querstörung im Pittental N Aspang schließlich wird auch durch das jüngst aktive Erdbebenzentrum bei Pitten markiert.

e) Lagerstätten

Von den Talklagerstätten im Bereich des Rabenwaldes ENE Anger abgesehen, kommt den bisher bekannten zahlreichen und verschiedenartigen, aber kleinen Erzlagerstätten des Semmering-Wechselgebietes keine nennenswerte wirtschaftliche Bedeutung zu, wohl aber ergibt sich nach detaillierter Neubearbeitung einer Reihe verschiedenartiger Typen durch W Tufar ein hoher grundsätzlicher Wert für die Kenntnis des Alters und der Genese zentralalpiner Lagerstättentypen. Im folgenden soll zunächst ein Überblick über die Hauptarten der Vererzung im unterostalpinen Semmering-Wechsel-System auf Grund dieser Darstellungen von W Tufar (zusammenfassende Arbeiten 1963, 1965 a, 1968 a, 1969 a, b, 1974) gegeben werden und dann die altersmäßige und genetische Interpretation auf dieser Basis vorgenommen werden – Abb. 66.

Unter den größeren Lagerstätten des Semmering-Wechselgebietes sind vor allem karbonatische, oxydische und sulfidische Typen vertreten. Betrachten wir sie im folgenden nach dem jeweils vorherrschenden Erzgehalt.

α) Eisenerzlagerstätten

Die von W Tufar (1972 a) monographisch bearbeitete Eisenspat Lagerstätte Pitten liefert den Typus der karbonatischen hochtemperiert gebildeten voralpidischen Lagerstätte in der Grobgneisserie des unterostalpinen Altkristallins (vgl. K. Redlich, 1931, S. 7 ff.). Die Lagerstätte Pitten wurde bereits im Spätmittelalter (15. Jahrhundert) abgebaut, wie R. Pittioni (1967, S. 113 ff.) auf Grund des Nachweises der Verhüttung ihrer – durch spezifischen Spurenelementgehalt gut charakterisierten –

Abb. 66: Die Erzlagerstätten des Alpenostrandes nach W TUFAR (1969 a, Taf. S. 2).

Erze im Stift Heiligenkreuz belegen konnte. Seit dem 17 Jahrhundert sind direkte Nachrichten von der Nutzung dieser Lagerstätte erhalten, die erst 1945 heimgesagt worden ist.

Die Vererzung der Lagerstätte Pitten tritt in Form von zwei Lagergängen mit maximalen Mächtigkeiten von 2–3 m an der Grenze vom Augengneis und Glimmerschiefer, in beiden Gesteinstypen schieferungsparallel eingeschaltet, südlich von Pitten 12 km SSW Wiener Neustadt auf. Als Erz stellt sich in der Hauptmasse Siderit ein, es kommen Ankerit, Magnetit, Eisenglanz, Ilmenit, Pyrit, Magnetkies, Wismutglanz etc. hinzu. Zum Altbestand zählen außerdem Magnetkies und eine charakteristische Cu-Bi-Au-Kombination mit Kupferkies, Wismutglanz, gediegen Gold und Bornit. Das Auftreten von Hochtemperatur-Kupferkies mit charakteristischen lanzenförmigen Umwandlungslamellen im Altbestand des Erzlagers verweist durch die hohe Bildungstemperatur auf voralpidische Entstehung – vielleicht in Beziehung mit der Intrusion des wohl variszischen Granitmagmas der Grobgneise. Die Sprossung des Magnetites zeigt eine erste – auf Grund der Ausheilung durch Biotit – voralpidische Metamorphose an. In alpidischer Zeit kommt es unter anderem zur Bildung von Eisenglanz und Ankerit und einer jüngeren Pyrit- und Magnetit-Generation.

Ein analoger Typus einer voralpidischen Eisenspatlagerstätte aus dem unterostalpinen Altkristallin findet sich in Arzberg bei Fröschnitz SE Steinhaus/Semmering, wo unter den Erzmineralien auch Schwerspat, Bleiglanz, Zinkblende und Spuren von Tetraedrit und Pyrit aufscheinen (K. Redlich, 1931, S. 62 ff.; W Tufar, 1963, S. 19 f.; 1968 a, S. 277).

Im Fröschnitztal tritt weiter talauswärts sowie in etlichen anderen Abschnitten des Semmeringmesozoikums (W Tufar, 1963, S. 15 ff.) im Grenzbereich vom skythischen Semmeringquarzit zu den Karbonaten der Mitteltrias eine alpidische Eisenvererzung, übrigens häufig begleitet von Barytvorkommen, auf. Diese Vererzung im Semmeringmesozoikum ist mineralärmer und niedriger temperiert. Außer dem Eisenspat tritt reichlich Eisenglanz und Magnetit als Verdrängung des letzteren auf. Bereits A. Stütz (1807, S. 139 f.) berichtete von der Beschürfung derartiger Eisenlagerstätten im Gebiet des Ottergrabens bei Ma. Schutz. Das in diese Gruppe gehörige Sideritvorkommen am Erzkogel SW vom Sonnwendstein, entdeckt im Jahre 1614 von der Herrschaft v. Hoyos, ist in der Zeit von 1783–1850 intensiv abgebaut worden (E. Katzer, 1976, S. 81 ff.).

Der skarnähnlichen Eisenerzlagerstätte von Buchwald S Waldbach in der Oststeiermark in den phyllitischen Glimmerschiefern des Tommer („Tommerschiefer") 5 km NW Vorau ist von W Tufar (1963, S. 21 ff.; 1968 c) ebenfalls eine monographische Arbeit gewidmet worden. Bei diesem Typus tritt im Altbestand Siderit und Magnetit auf, wobei Siderit durch Granat, der verlegte Einschlußzüge von Ilmenit aufweist, verdrängt wird. Damit ist ein Alter der Entstehung unter höheren pt-Bedingungen, als sie durch die alpidische Metamorphose erreicht worden sind, und damit eine voralpidische Genese, belegt. Einer zweiten Phase gehören hier noch einige hochtemperierte Sulfide an, einer jüngsten diaphthoritischen, wohl alpidischen Phase, ist die schwache Martitisierung des Magnetites zuzuschreiben.

Als Typus einer sulfidischen Eisenerzlagerstätte schließlich soll die ebenfalls voralpidische Vererzung vom Silberloch 7 km SSW Ratten in der Ost-

steiermark im unterostalpinen Phyllit erwähnt werden, wo sich eine höhertemperierte Kies-Vergesellschaft (Pyrit, Magnetkies, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und wenig Arsenkies) in der Nähe von Amphibolitzügen einstellt (W TUFAR, 1963, S. 40 ff.; 1968 a, S. 280).

β) Kupferlagerstätten

Unter den zahlreichen Kupferkies führenden Lagerstätten des Semmering-Wechselgebietes sind nur zwei durch die Vorherrschaft des Kupferkieses als Kupferlagerstätten anzuführen, nämlich Trattenbach im Wechselfenster und Eichbüchl im Wiener Neustädter Fenster, beide in der Wechselserie gelegen.

Die Kupferlagerstätte Trattenbach, SW des gleichnamigen Ortes in den Albitgneisen der Wechselserie am Nordfuß des Wechselmassivs gelegen, wurde von W TUFAR (1963, S. 35 ff.; 1968 b) speziell untersucht. Diese mit Unterbrechungen von 1589 bis 1925 abgebaute Vererzung besteht vorwiegend aus Kupferkies, zu dem Buntkupferkies als wesentlicher Bestandteil tritt, der noch die Umwandlungslamellen des einstigen Hochtemperatur-Bornites erkennen läßt.

Die zweite erwähnte Kupferlagerstätte, der Eichbüchl am NW-Abhang des Rosaliengebirges, 7 km SE von Wiener Neustadt gelegen, stellt nach einer Spezialstudie des gleichen Autors (1966 a) eine höhertemperierte Bildung mit einer Paragenese von Kupferkies (mit Umwandlungslamellen von Hochtemperatur-Kupferkies), etwas Arsenkies, Magnetkies und Pyrit etc. dar. Das Nebengestein der Lagerstätte ist hier der albitreiche Wechselschiefer, der in diesem Fenster unter der Grobgneisserie emporkommt.

γ) Blei- und zinkführende Lagerstätten

Sie finden sich im Semmering-Wechselsystem sowohl im Altkristallin als auch innerhalb des Semmeringmesozoikums.

Der seit 1467 urkundlich erwähnte Blei-Zink-Bergbau am Prinzenkogel 3 km SE Rettenegg/Feistritztal liegt in den albitführenden Wechselschiefern an der Obergrenze des Wechselsystems gegen den Permoskythkomplex der auflagernden Pfaffmulde hin. Die gangförmige Vererzung führt als Gangart Quarz, Baryt, Braunspat und Albit, als Erze Bleiglanz, Zinkblende (Honigblende), untergeordnet Magnetit, Tetraedrit, Pyrit, Bournonit und Kupferkies. W TUFAR (1963, S. 42 ff.; 1968 a, S. 285), der eine eingehende Darstellung dieser Lagerstätte brachte, zieht bezüglich Paragenese und Alter einen Vergleich mit den voralpidischen Blei-Zink-Lagerstätten des Grazer Paläozoikums, hier im Wechselgebiet auch durch absolute Altersbestimmungen mit Daten von 320 ± 70 Millionen Jahren gestützt (W TUFAR, 1963, S. 45).

Alpidische Blei-Zink-Lagerstätten kleinen Ausmaßes treten im Semmeringmesozoikum auf. So stellt sich in der Barytlagerstätte im SE des Gr. Otter 7 km S zu W Gloggnitz eine gegenüber dem Baryt ältere Vererzung mit Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit ein. Im Myrtengraben 3 km SW Schottwien betrifft die Vererzung die karnische Serie aus Gips, Anhydrit und Dolomit. W TUFAR (1963, S. 47 ff; 1968 a, S. 285) hat die Teilphasen der Vererzung herausgearbeitet: Am frühesten kristallisierten Bleiglanz, Zinkblende (Wurtzit) und Pyrit I. Die folgende As- und Sb-Zufuhr führte zur Bildung einer

zweiten Generation mit Fahlerz und Boulangerit unter heiß-hydrothermalen Bedingungen, und schließlich folgte in einem nächsten selbständigen Akt unter kühl-hydrothermalen Verhältnissen die Kristallisation von Enargit, der die älteren Bildungen verdrängte. Diese an Selengehalten in allen Erzen der früheren Phasen reiche Lagerstätte zeigt eine für die Ostalpen ausgesprochen seltene Paragenese, die außer den obgenannten Erzen auch Tennantit, Luzonit und das Uranmineral Andersonit enthält.

δ) Barytlagerstätten

Bis in die Gegenwart genutzt werden die Barytlagerstätten im Semmeringgebiet. Baryt tritt zunächst (a) als Gangart der erwähnten Blei-Zink-Lagerstätten (Prinzenkogel SE Rettenegg; Arzberg im Fröschnitztal) im Bereich des Altkristallins auf. Auf Grund von bestimmten Metamorphose-Erscheinungen in diesen Lagerstätten wird dieser Typus von W Tufar (1963, S. 55; 1968 a, S. 287) als älter als die wirtschaftlich bedeutenden und weitverbreiteten Barytvererzungen der Semmeringtrias betrachtet. Diese Vererzung im Semmeringmesozoikum (b) betrifft den skythischen Semmeringquarzit ebenso wie den mitteltriadischen Dolomit im Hangenden dieses Quarzites. Hand in Hand mit dem teils in Lagern (mit Serizitschiefer), teils in Gängen auftretenden Baryt geht häufig auch eine relativ ältere Bleiglanz-Zinkblende- oder Kupferkies- bzw. Eisenglimmer-Vererzung in den Gängen dieses tieftriadischen Niveaus einher. Am ausführlichsten hat H. Mohr (1954) die Geologie der Schwerspatlagerstätten des Semmeringgebietes studiert: Von diesem Autor im Jahre 1932 zunächst am Hirschenkogel südlich vom Semmeringpaß entdeckt, wurde der Baryt wirtschaftspolitisch bedingt erst ab dem Jahre 1949 SW vom Sonnwendstein gefördert und ab 1951 in größerem Umfang am Kleinkogel 3,5 km SSE Schottwien abgebaut. Derzeit wird in Österreich ausschließlich am Kleinkogel – vorwiegend gangförmig auftretend – Baryt gefördert, die Produktion sank in den letzten Jahren ab und betrug 1974 361 t. Die Vorkommen erstrecken sich innerhalb des erwähnten skythisch-anisischen Niveaus im Semmeringgebiet auf die Zone vom Hirschenkogel südlich des Semmeringpasses im Westen über den Erzkogel SW vom Sonnwendstein, den Kleinkogel SW vom Kl. Otter bis zur Süd- und Ostflanke des Gr. Otter bei Ottertal (H. Mohr, 1954, S. 111, Abb. 10). Die Prüfung des Strontiumgehaltes im Schwerspat durch W Tufar (1965 b, S. 247) hat einen Durchschnittsgehalt von 3 % $SrSO_4$ und einen Maximalgehalt von 4,8 % $SRSO_4$ im Baryt des Semmeringmesozoikums erbracht, der mit einer hydrothermalen Bildungsweise harmoniert, während im Baryt von Rettenegg und Arzberg/Waldbach niedrigere Werte von Strontium auftreten, die auf sekundäre Mobilisation und Umlagerung hinweisen. In genetischer Hinsicht leitete H. Mohr (1954, S. 137) den Ba-Gehalt der Vererzung teils noch direkt aus den magmatischen Prozessen, die sich zur Zeit der Bildung des Permoskyths durch die Quarzporphyrdecken und ihre Tuffe im Alpinen Verrucano dokumentieren sollten, ab, teils dachte dieser Autor an eine sedimentäre Bildung in marinem Milieu. W Tufar (1963, S. 56 f.; 1968 c, S. 290) hingegen sieht in diesen Vorkommen insoferne metamorphogene Bildungen, als er mit einer Mobilisation des Bariums aus den Feldspäten der Semmering-Arkose während der alpinen Metamorphose rechnet und diese an Barium reichen Lösungen an bereits zuvor vorhandenen, mit den oben genannten anderen Erzen imprägnierten Klüften ausgefällt denkt.

ε) Uranglimmervorkommen

In Klüften des Semmeringquarzites tritt außerdem in der Pfaffmulde im Hangenden der Wechselserie bei Rettenegg in der Oststeiermark in mineralogisch interessanter Dimension Uranglimmer auf, der durch einen hohen Bariumgehalt und durch einen nahe davon den Semmeringquarzit durchschlagenden Barytgang gewisse Beziehungen zum Auftreten des Barytes zeigt. R. SEEMANN & R. KALBSKOPF (1972, S. 615) führen den bis 4 mm große Kristalle bildenden Uranglimmer (Verwachsung von Uranocircit und Autunit) auf aufsteigende tiefsthydrothermale Wässer zurück, die den Urangehalt aus dem den Semmeringquarzit unterlagernden permischen Alpinen Verrucano bezogen haben.

ζ) Talklagerstätten

Die wirtschaftlich bedeutendsten Lagerstätten im Bereich des Semmeringsystems stellen heute aber die Talklagerstätten des Rabenwaldes im Raum 5 km E Anger in der Oststeiermark dar, die im Jahre 1975 mit 56.720 t Rohtalk-Förderung zwei Drittel der österreichischen Talk-Produktion bestritten. Die Talklager bilden drei flache, wellig-parallel verlaufende Lager im Altkristallin des Unterostalpins, das hier aus Glimmerschiefern („Tommerschiefer"), Paragneis („Strahleggergneis") und Zügen von Amphibolit sowie Grobgneis besteht (O. FRIEDRICH, 1947, S. 67 ff.; E. CLAR et al., 1965, S. 173 f.). Die Talkbildung erfolgte para- bis posttektonisch entlang von intensiv beanspruchten Bewegungsflächen innerhalb des Kristallins. Die Talkzüge treten SE des Rabenwaldgipfels auf, und zwar zu beiden Seiten des breiten Rückens des Krughofkogels und in einer tieferen Zone von Floing über den Abschnitt nördlich vom Kreilkogel in Richtung Stubenberg. Der Talkbergbau am Rabenwald besteht nun bereits seit über 100 Jahren. Eine Nachricht von 1888 berichtet über einen Betrieb mit über 200 Beschäftigten und Export über ganz Europa.

Die Bildung der Talklagerstätte vollzog sich nach den oben genannten Autoren wie folgt. Nach einer ersten Kalizufuhr, die in diesen Zonen zur Weißschieferbildung führte, stellte sich eine kräftige Magnesia-Metamorphose in diesen Bewegungsbahnen ein, die die Karbonatschollen in Magnesit, das mylonitisierte Kristallin zu grauen Talk und die hellen Ausgangsgesteine wie Grobgneis, Pegmatit und besonders Quarzit zu dem gesuchten lichten Talk umwandelte. An Mineralien wurden hierbei neben Talk und Magnesit Leuchtenbergit, Fuchsit, Disthen, Apatit, Rutil, Titanit, Anatas, bei zusätzlichem Kalkangebot Hornblende und Tremolit gebildet. Die abenteuerliche Vorstellung von O. FRIEDRICH (1947, S. 72), daß die Restlösungen des Granitmagmas, das zur Bildung der unterostalpinen Grobgneise führte, die z. B. aus dem Burgenland bekannten Serpentinite (der Rechnitzer Serie) angegriffen hatten, worauf diese basische Stoffe auf die Wanderschaft schickten, die die Talkbildung auslösten, steht im Widerspruch zur Vorstellung der Bindung der Talkbildung an die alpidische Überschiebungsfläche zwischen Angerkristallin und unterostalpinem Kristallin in diesen Arbeiten, da ja die erwähnten Granite auch nach radiometrischer Datierung variszisches Alter aufweisen, damals noch gebirgeweit von den späteren Bildungsräumen der noch nicht existierenden penninischen Ultrabasite entfernt waren und schließlich erst bei den alpidischen Bewegungen passiv über letztere überfaltet und überschoben worden sind. Für die Her-

kunft des Magnesiums müssen jedenfalls andere Wege gesucht werden. Hiebei ist zu berücksichtigen, daß die Bildungstemperatur des Talkes, die nach H. HERITSCH (1967, S. 44) bei 2 kb Druck bei 450°–500° C liegt bzw. bis 550° C angestiegen war, auf höhere Metamorphosebedingungen hinweist, als sie zur Zeit der alpidischen Ära hier geherrscht haben (siehe S. 160).

η) Gipslagerstätten

Schließlich seien noch einige Worte über die Gips Anhydrit Lagerstätten des Semmeringmesozoikums angefügt. Diese Evaporite sind mit Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern in der karnischen Keuperschieferserie eingeschaltet, bilden also bedeutende Lager in einem stratigraphischen Niveau, das uns auch aus den Nördlichen Kalkalpen vielfach als gipsführend bekannt ist. Da diese Lager aber wesentlich geringere Ausdehnung als jene des permischen Haselgebirges der Nördlichen Kalkalpen aufweisen, sind die im vorigen Jahrhundert eröffneten Gipsbergbaue im Semmeringmesozoikum allesamt stillgelegt worden (1968 Edelsdorf im Stanzertal, 1969 Haidbachgraben NE vom Semmeringpaß und 1970 Göstritz, von wo bereits 1807, S. 136 f., A. STÜTZ Gipsbrüche und Gipsbrennereien gemeldet hatte).

Zwei Arbeiten berichten über diese Gipslagerstätten gerade noch aus der Zeit vor ihrer Stillegung, und zwar jene von K. NEUNER (1964) und F. K. BAUER (1967 a). Der Hauptzug an Evaporiten liegt im karnischen Keuper in der intern geschuppten Göstritzmulde, die vom Semmeringpaß über den Myrtengraben nach Göstritz streicht. In der Gipslagerstätte Haidbachgraben im Myrtengraben liegt das Katharinenlager, das größte Gipslager am Semmering, in der tieferen, nördlicheren Schuppe (Göstritzschuppe I), während das Eugenlager 1 km NNE Bhf. Semmering in der höheren Einheit, der Göstritzschuppe II auftritt. Das Katharinenlager 800 m E Bhf. Semmering zeigt einen kuppelförmig-linsigen Bau mit einem Anhydritkern und einer schmalen mantelförmigen Gips-Randzone. Die Mächtigkeit im zentralen Teil überschreitet 50 m noch beträchtlich (K. NEUNER, l. c., Abb. 3–4; F. K. BAUER, l. c., Abb. 2–3). Das Eugenlager stellt ein geringmächtiges, konkordant dem Serizitschiefer eingeschaltetes Gipsvorkommen dar. In der Lagerstätte Göstritz am Nordrand des gleichnamigen Ortes erreicht der Gips maximal 35 m Mächtigkeit. Ferner wurde beim Gudenhof SE davon ein analoges Gipslager im Serizitschiefer des Keupers abgebaut.

Bei dem domförmig gebauten Gipslager Edelsdorf im Stanzertal (F. K. BAUER, l. c., S. 85 ff.) beim Abtauchen des Semmeringmesozoikums gegen Westen unter das Mittelostalpin besteht der Kern ebenfalls aus Anhydrit, der Mantel des ovalen, 65 m Mächtigkeit aufweisenden Stockes aus Gips. Der in der Göstritzmulde den Gips begleitende Bunte Keuper ist im Stanzertal an der Oberfläche nicht mehr erfaßbar, da dort die Schichtfolge über der Mitteltrias obertags tektonisch amputiert ist.

ϑ) Lagerstättengenese

Faßt man die Ergebnisse bezüglich der Erzlagerstättengenese im Gesamtraum des Semmering-Wechsel-Systems nach den obigen Daten auf Grund der Neubeobachtungen von W TUFAR (1965 a, 1968 a, 1969 a, b, 1974) zusammen, so zeigt sich, daß die früher herrschende Meinung von einem im wesentlichen

einheitlichen Vererzungsvorgang, der sich ausschließlich jung, also in der alpidischen Ära vollzogen und einen Zonarbau der Lagerstättenanordnung bewirkt habe (E. Clar, 1953 c; O. Friedrich, 1953 a, 1962; W Petrascheck, 1927 a, 1947; W E. Petrascheck, 1955, 1963), hinfällig geworden ist. Wir haben hingegen in diesem nun durch W Tufar mustergültig untersuchten Raum – wie heute übrigens auch im übrigen Teil der Ostalpen – nicht nur zahlreiche, sicher präalpidische Erzlagerstätten vor uns (in denen z. B. Granat einen prinzipiellen Bestandteil der Paragenesen bildet), sondern auch die alpidischen Lagerstätten dieser Region zeigen auf engstem Raum verschiedenartige Mineralvergesellschaftungen, die keineswegs durch einen einheitlichen Vererzungsvorgang zu erklären sind. Versucht man sich einen ersten Überblick über die alpidischen Vererzungsphasen zu verschaffen, dann könnte man mit W Tufar (1968 a, S. 291; 1960 a, S. 15) als Ältestes die tiefer temperierten sideritischen Eisenlagerstätten einordnen, die ihren Stoff etwa durch Mobilisation aus älteren Lagerstätten im Kristallin erhielten und selbst noch Metamorphose-Erscheinungen zeigen, einer zweiten Phase die tiefthermalen Blei-Zink-Lager zuordnen, einer nächsten Phase die Kupfer-Arsen-Mineralisation vom Typus Myrtengraben zuschreiben, einer noch jüngeren Generation die monomineralischen Barytlagerstätten zuweisen und als letzten Vorgang die Bildung der erzleeren Quarz- und Karbonatgänge werten. Die Lagerstättengruppe im Semmeringgebiet hat demnach trotz ihres überwiegend geringen wirtschaftlichen Wertes durch die eingehende moderne Bearbeitung grundsätzliche Bedeutung für eine zutreffende Beurteilung des Vererzungsvorganges gewonnen. Gerade auch bezüglich der Herkunft der Erze weist uns dieses Gebiet durch das Fehlen von alpidischen magmatischen Gesteinen auf die bisher viel zu wenig beachtete Möglichkeit der Ableitung zumindest eines Teiles des Stoffes aus älterem Bestand mit Hilfe der alpidischen Regionalmetamorphose, durch welche Lösungen produziert worden sind, die weitgehend den hydrothermalen Lösungen entsprechen und die man mit W Tufar (1968 a, S. 289) als metamorphogen-hydrothermale Lösungen bezeichnen könnte.

f) Literatur

F. Angel, 1924; E. Angermayer, 1947; H. Barnick, 1967; F. K. Bauer, 1967 a; A. Beran, 1969; E. Clar, 1953; E. Clar et al., 1965; H. P. Cornelius, 1936 a, 1952 a, b; J. Čžjžek, 1854; P. Faupl, 1970, 1972; F. Foetterle, 1850; O. Friedrich, 1947, 1953 a, 1962; G. Fuchs, 1962 b; W Fuchs, 1965; G. Gaal, 1966; F. v. Hauer, 1868; F. Heritsch, 1927 a; H. Heritsch, 1967; F. v. Hochstätter, 1871; G. Huska, 1970, 1972; O. Jordan, 1972; E. Jünger, 1951; J. Kapounek & A. Papp, 1969; E. Katzer, 1976; M. Kirchmayer, 1961; L. Kober, 1912 a, 1925, 1926, 1955; E. Kristan, 1956; E. Kristan & A. Tollmann, 1957, 1967; J. Kudernatsch, 1850; F. Kümel, 1935; H. Küpper, 1957; K. Lechner, 1957; W Linke, 1970; H. Mohr, 1910, 1912, 1913, 1954; K. Neuner, 1964; A. Pahr, 1960 a, b, 1972, 1975; W Petrascheck, 1927 a, 1947; W E. Petrascheck, 1955, 1963; R. Pettin, 1960; R. Pittioni, 1967; S. Prey, 1949; K. Redlich, 1931; P Richarz, 1908, 1909; A. Riedmüller, 1968, 1976; W J. Schmidt, 1952 b, 1956; R. Schwinner, 1932, 1935 a, 1951 a, b; R. Seemann & R. Kalbskopf, 1972; A. Stütz, 1807; A. Tollmann, 1958 b, 1959 a, 1964 e, 1965 c, 1967 b,

1968 a, 1969 b, 1971 e, 1976 c, 1977 a, b; F. Toula, 1876, 1885, 1903; G. Tschermak, 1873; W Tufar, 1963, 1965 a, b, 1966 a, 1968 a, b, c; 1969 a, b; 1970, 1972 a, 1974; M. Vendel, 1973; H. Vetters, 1904; W Vetters, 1970; G. Wessely, 1975; H. Wieseneder, 1930, 1932, 1936, 1961, 1962, 1965, 1966, 1967, 1968, 1971; H. Wieseneder & S. Scharbert, 1977

D. DAS MITTELOSTALPINE DECKENSTOCKWERK IN DEN ZENTRALALPEN

(Abb. 1)

1. Zur Entdeckungsgeschichte

Anstoß für die Erfassung des mittelostalpinen Deckenstockwerkes in den Ostalpen in der heute vorliegenden Fassung war für den Verfasser die Untersuchung des zentralalpinen Stangalm Mesozoikums in den Gurktaler Alpen im Rahmen einer vom Geologischen Institut der Wiener Universität durchgeführten Kartierungsübung im Sommer 1958. Die Gesteinsserie der Unter- und Mitteltrias dieses Raumes – der faziell neutralere Charakter der Obertrias wurde erwähnt – waren im Vergleich mit der durch den Verfasser gerade zuvor von 1955 bis 1958 eingehend studierten zentralalpinen (unterostalpinen) Trias der Radstädter Tauern eindeutig der zentralalpinen Fazies zuzuordnen, die Kalkalpen auf Grund ihrer nordalpinen Faziesentwicklung waren vom Stangalm-Mesozoikum nicht ableitbar. Im tektonischen Ausblick der Stangalm-Arbeit von 1958 d, S. 71, wurde der großregionale Charakter der Überschiebung des gesamten Paläozoikums der Gurktaler Decke, des Grazer Paläozoikums und der Grauwackenzone über dem zentralalpinen Mesozoikum klargestellt und so der Ostabschnitt der Zentralalpen in zwei Deckenstockwerke über dem Unterostalpin geteilt: „Die Erkenntnis der weiten Verbreitung des zentralalpinen Mesozoikums im Liegenden der paläozoischen Schubmasse, in unserem Falle der Gurktaler Decke, ist für das Verständnis der Tektonik der ostalpinen Decken von entscheidender Bedeutung. Die tatsächlich enorme Überschiebungsweite im untersuchten Raum erkennt man an dem noch weit gegen Süden in Richtung Afritz verfolgbaren N-S-Flügel des Stangalm-Mesozoikums, bei dem die W-E gerichteten Faltenachsen dominierten und auf die primäre, von Süden gegen Norden gerichtete Bewegung hinweisen. Das in letzter Zeit an der Basis des Grazer Paläozoikum vermutete und auch im Liegenden der Grauwackenzone gefundene zentralalpine Mesozoikum weist auf den regionalen, großräumigen Charakter dieser Erscheinung hin." Bei der Murauer Arbeitstagung im September 1959 wurde vom Verfasser auf den erwähnten großräumigen Deckencharakter der Gurktaler Decke über den bis dahin vielfach noch als Paläozoikum gedeuteten Resten zentralalpiner Trias bei der Exkursionsführung hingewiesen. Noch im gleichen Jahr wurde diese großtektonische Zweiteilung des Ostalpins im Hangenden des unterostalpinen Stockwerkes im gesamten Raum der Ostalpen unter Berücksichtigung aller übrigen Argumente durchgezogen

(A. TOLLMANN, 1959 a – erschienen Anfang 1960), für die mittlere ostalpine Etage wurde der Name Mittelostalpin eingeführt. Auf der denkwürdigen 50-Jahr-Jubiläumstagung der deutschen Geologischen Vereinigung in Würzburg wurde im März 1960 neben der Verteidigung der neuen Tektonik in heftiger Diskussion diese neue Großgliederung des Ostalpins mit Erfolg auch auf die Fortsetzung der ostalpinen Einheiten in den Karpaten von D. ANDRUSOV und vom Verfasser unabhängig und gleichzeitig übertragen (vgl. Publikationen in Band 50 der Geologischen Rundschau sowie Einleitung zu diesem Band).

In Österreich war H. FLÜGEL (Vortrag Dezember 1959, Publikation 1960) der Erste, welcher sich der neuen Untergliederung des Ostalpins, der Fernüberschiebung aller paläozoischen Massen über dem zentralalpinen Stockwerk anschloß – zu diesem Zeitpunkt allerdings entsprechend der bis dahin vom Verfasser publizierten Kurzergebnisse der Stangalm-Arbeit erst für den Ostteil der Zentralalpen und noch ohne Verwendung des Begriffes „Mittelostalpin", welcher ja in der 1958-Arbeit noch nicht eingeführt worden war. Knapp vor 1958 hatten sich ja H. FLÜGEL & V MAURIN (1957, S. 203) eben mit dieser Frage der Bedeutung des zentralalpinen Mesozoikums über dem Kristallin der Zentralalpen beschäftigt und glaubten den Gedanken an eine weitreichende Überschiebung über sichere und fragliche zentralalpine Trias am Beispiel des Grazer Paläozoikums mit Sicherheit ausschließen zu können. Von einer zusammengehörigen, einheitlichen mittelostalpinen Schubmasse im gesamten Raum der Ostalpen im Sinne des Verfassers nimmt H. FLÜGEL auch später (1964 a, S. 132) Abstand, hiebei auch noch den Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen im Sinne von C. W KOCKEL in Frage stellend (l. c., S. 131).

Auch die Vorgeschichte der Entdeckung des Mittelostalpins ist nicht uninteressant. Zum ersten Mal taucht der Begriff Mittelostalpin in allerdings anderer Verwendungsart als heute in den frühen zwanziger Jahren unabhängig voneinander bei R. STAUB und L. KOBER auf: R. STAUB hat 1920, S. 37, in seinem Artikel zur Nomenklatur der ostalpinen Decken ausgeführt, daß es günstig wäre, die oberste unterostalpine Decke am Westrand der Ostalpen, die Campodecke, unter dem Namen „Mittelostalpin" abzugliedern, was er ab 1923 beim Zeichnen der geologischen Profile durch die Alpen in A. HEIM (Geologie der Schweiz, Bd. 2, Taf. 35 etc.) konsequent durchführte. Die durchlaufende tektonische Abtrennung eines solchen Mittelostalpins ist in der Zwischenzeit eindeutig widerlegt worden. Auf der anderen Seite haben L. KOBER (1922, 1923), H. JENNY (1924) und R. STAUB (1924) in ihren Alpensynthesen eine tektonische Grenze mitten im Altkristallin der Ostalpen in voneinander abweichender Art zu ziehen versucht, wobei L. KOBER (1922, S. 379, Abb. 1) bestimmte Teile des Altkristallins und Sedimentkeile südlich des Tauernfensters als sein „Mittelostalpin" bezeichnete, eine von ihm selbst in der Folge wiederum aufgelassene Gliederung, bei der die Grenzen mitten durch alpidisch untrennbare Kristallinregionen ziehen. Während dieser mittelostalpine Begriff in KOBERS Geologie von Österreich (1938) ganz verschwindet, taucht er in seinem „Bau der Alpen" 1955 wiederum für ganz andere Einheiten auf, wie z. B. für die Ötztaler Alpen oder das Semmeringsystem (Taf. 1), dessen unterostalpine Position aber klar ist.

Der Name Mittelostalpin in der neu definierten Form, wie er heute verwendet wird, hat mit diesen älteren, nur zeitweise verwendeten nichts gemeinsam. Auf der anderen Seite ist die von R. TRÜMPY für das Mittelostalpin in neuem Sinne

aufgestellte Bezeichnung Zentralostalpin (um dem ja mit einem ganz bestimmten Inhalt verknüpften Begriff „Mittelostalpin" zu entgehen) als jüngeres Privatsynonym durchaus ungerechtfertigt und würde auch nur Anlaß zur Verwechslung mit dem Zentraloberostalpin, einem mittleren Faziesstreifen des Oberostalpins führen. Andererseits beruht die Idee von H. Bögel (1975, S. 53), den gut eingebürgerten Begriff Ostalpin als Ganzes samt seinen Unterbegriffen durch den Ausdruck Austroalpin zu ersetzen, auf einem Übersetzungsfehler: das in diesem Zusammenhang zitierte Wort von E. Clar (1973, S. 255) ist keine neue Schöpfung Clars, sondern bekanntlich die übliche Übersetzung ins Englische, da ja Clars Arbeit in Englisch erschienen ist. Man möge nicht klar definierte, verständliche und einheitlich verwendete Begriffe der deutschen Fachsprache ohne zureichenden Grund durch andersartige ersetzen wollen.

Als historisch wichtige Tat aber, die letztlich auch für die Abtrennung eines Mittelostalpins in heutiger Form mit von Bedeutung war, ist die Entdeckung des mesozoischen Alters des Stangalm-Sedimentstreifens durch den Wiener Zoologen K. Holdhaus hervorzuheben. Erst im Jahre 1921/22 wagte K. Holdhaus die in ihrer Tragweite auch schon von ihm zum guten Teil richtig eingeschätzte Entdeckung des mesozoischen Alters dieses früher als Paläozoikum eingestuften Sedimentzuges im Liegenden der paläozoischen Gesteinsmasse der Gurktaler Decke zu veröffentlichen, nachdem er bereits 1905 darin Triasfossilien gefunden hatte.

Die Hauptbearbeiter der Gurktaler Region, A. Thurner (1958) und P. Beck-Mannagetta (1959), haben in neuerer Zeit ebenso wie R. Schwinner (1951) lange nicht die Gültigkeit des mesozoischen Alters auch für die Fortsetzung der Stangalmzone in der Flattnitz und bei Murau gelten lassen bzw. das Triasalter in Frage gestellt – trotz der großangelegten Untersuchung dieses Mesozoikums durch H. Stowasser (1946, 1956) –, noch bei der Murauer Arbeitstagung im Jahre 1959 mußte die Anerkennung der weiträumigen Ausdehnung dieses Mesozoikums im Liegenden der Gurktaler Decke gegen manchen Widerstand durchgekämpft werden.

Literatur: D. Andrusov, 1961; H. Bögel, 1975; E. Clar, 1973; H. Flügel, 1960, 1964; H. Flügel & V Maurin, 1957; K. Holdhaus, 1921, 1922; H. Jenny, 1924; L. Kober, 1922 b, 1938, 1955; R. Schwinner, 1951 a; R. Staub, 1920, 1924; H. Stowasser, 1956; A. Thurner, 1958; A. Tollmann, 1958 d, 1959 a, 1961 d, e.

2. Der Umfang des Mittelostalpins. Argumente für die tektonische und fazielle Selbständigkeit des mittelostalpinen Systems

Die Umgrenzung des Mittelostalpins. Die mittelostalpine Deckenmasse umfaßt in der Hauptmasse das zentralalpine Kristallin im Hangenden der großen penninisch-unterostalpinen Fenster der Ostalpen mit einer schmalen permomesozoischen lückenhaften Sedimentgesteinshülle in zentralalpiner Fazies. Es bildet das tektonisch Liegende des Oberostalpins, das im wesentlichen das schwach bis kaum metamorphe fossilführende Paläozoikum und das darauf in Transgressionsverband aufruhende Permo-

mesozoikum in nordalpiner Fazies umfaßt. Das mittelostalpine System zeigt demnach im Bereich der Ostalpen eine Länge von 530 km und eine Breite zwischen 60 km (Mittelteil) und 140 km (Osten). Es besitzt am Westrand gegen das penninische und unterostalpine System in Graubünden und im Prätigau eine Mindestschubweite von 100 km, an seinem Ostrand sind durch die Obertagsaufschlüsse im Rahmen des Wechsel-Semmering-Fensters nur 50 km Schubweite direkt ablesbar, obgleich hier der Betrag durch die größere Breite der Einheiten sicherlich bedeutend darüber liegt. In größerem Rahmen betrachtet stellt das mittelostalpine System und seine Fortsetzung in Form des Veporiden-Deckensystems in den Westkarpaten den Inhalt eines gigantischen längsorientierten Halbfensters, das gegen Westen geöffnet ist und dessen oberostalpiner Rahmen, den im Norden die Kalkalpen darstellen, erst in den Gemeriden im Osten geschlossen ist, so daß die Länge des Halbfensters 800 km beträgt.

Das mittelostalpine System stellt den typischen Fall einer Sockeldecke dar, bei der der Kristallinsockel die Hauptmasse des Deckenkörpers bildet und die sedimentäre Hülle – die vor der Überschiebung z. T. erodiert und später tektonisch abgeschoben worden ist – praktisch vernachlässigt werden kann. Dies war ja auch der Grund, warum die Selbständigkeit der mittelostalpinen Einheit so lange nicht erfaßt worden war. Die wenigen, kaum fossilführenden Reste von zugehörigem Mesozoikum waren lange Zeit zum guten Teil noch dazu als Paläozoikum angesehen worden, die überschobene Deckgebirgsdecke des Oberostalpins war mit dem Kristallinkörper zu einer Scheinserie vereinigt worden. Diese Situation bildet ein ideales Beispiel für den Fall der „Substitution de couverture" großen Stiles, den F. Ellenberger (1958, S. 349) anhand der westalpinen Beispiele ausführt, wo weithin die Schistes lustrés-Decke des Südpennins über den ihrer einstigen Hülle entkleideten mittelpenninischen Kristallinkernen des Briançonnais überschoben als Scheinhülle aufruht – vgl. hierzu Beispiele bei A. Tollmann (1968 d, S. 220 ff; 1973 b, S. 160).

Im Gebiet der Ostalpen umfaßt das Mittelostalpin folgende Gebirgsabschnitte (Abb. 1): Vervall, Silvretta mit Ducan, Campo, Münstertaler Alpen, Engadiner Dolomiten mit Ortler; Ötztaler, Stubaier und Sarntaler Alpen; Kellerjochgneiszug bei Schwaz nördlich des Tauernfensters; Deferegger Gebirge, Schober-, Sadnig und Kreuzeckgruppe südlich des Tauernfensters; Millstätteralpen, Niedere Tauern, Seetaler Alpen, Saualpe, Koralpe, Poßruck, Bachergebirge, Stubalpe, Gleinalpe, Rennfeldzug, Anger-Kristallin, Troiseckzug; Deckschollen über dem Semmeringsystem bis zur Sieggrabener Scholle.

Primär dem Mittelostalpin zugehöriges, nicht überschobenes Permomesozoikum ist in folgenden Abschnitten noch erhalten: Aela-Ducan-Gruppe, Engadiner Dolomiten-Ortler, Thialspitzserie unter dem Landecker Phyllit, Stubaier (-Brenner-Tribulaun-)Mesozoikum, Schneeberg, Telfer Weiße; Stilfser, Brunnecker, Rasener, Kalksteiner Trias südlich vom Tauernfenster; Stangalm-Flattnitz-Murauer Mesozoikum unter der Gurktaler Decke; Rosegger Trias in Kärnten; fragliche Trias von Köflach und vom Raasberg unter dem Grazer Paläozoikum; Rannachserie und Thörler Permotrias unter der Grauwackenzone. Von der fraglichen Trias im Liegenden des Grazer Paläozoikums abgesehen sind fast alle Vorkommen durch Fossilien altersmäßig gesichert.

Welches sind nun die Fakten, die für eine Selbständigkeit dieses mittelostalpinen Deckenstockwerkes und einen Ferntransport zeugen. Der Wichtigkeit

nach geordnet sind folgende Gründe anzuführen, die sämtliche auch sogleich bei der Abgliederung des Mittelostalpins geltend gemacht wurden: 1. Die zentralalpine Fazies des mittelostalpinen Mesozoikums verbietet eine Ableitung der Nördlichen Kalkalpen vom Mittelostalpin. 2. Die durchgehende tektonische Trennung von Mittel- und Oberostalpin, die tektonische Übereinanderlagerung in der genannten Reihenfolge verbunden mit Anzeiger von nordvergentem Transport spricht in der gleichen Richtung. 3. Die Dynamometamorphose und lokal hohe Thermometamorphose im mittelostalpinen Mesozoikum und das Fehlen oder weitgehende Zurücktreten einer solchen Metamorphose im oberostalpinen Stockwerk läßt sich nur durch die Überschiebung des Mittelostalpins durch eine mächtige Masse, eben das vielfach noch darüber erhaltene Oberostalpin, erklären. 4. Die früher rätselhaften Diaphthoresezonen, die in weiten Regionen den Oberrand des mittelostalpinen Kristallins begleiten und namentlich dort auftreten, wo die oberostalpine Schubmasse direkt (oder bei unbedeutender mesozoischer Zwischenschaltung) den Rücken des Mittelostalpins deformiert hat, sind nun verständlich geworden. 5. Die Fortsetzung der ostalpinen Zonen in den Westkarpaten, wo durch das Fehlen einer zentralen einheitlichen Längsaufwölbung noch nicht die Zusammenhänge des Oberostalpins mit der Wurzelzone im Süden zerstört sind, zeigen die ursprünglich höhere, südlichere, tektonisch selbständige Position der Fortsetzung des Oberostalpins im Ensemble Choč-Gemeriden gegenüber dem unterlagernden mittelostalpinen Veporidensystem direkt an. Diese angeführten Hauptfakten belegen jeder für sich die Notwendigkeit der tektonischen Selbständigkeit des Mittelostalpins. Zusammengenommen sind sie durch keine andere Hypothese erklärt worden oder zu erklären versucht worden, auch nicht in der Zeit unmittelbar nach Aufstellung des Mittelostalpins, als sich als natürliche Reaktion bei etlichen hierdurch betroffenen früheren Bearbeitern von Teilabschnitten des Gebietes und der für die oberostalpine Überschiebung nötigen Schubweite von 165 km eine Ablehnung des Konzeptes von mancher Seite ergeben hatte.

Im einzelnen seien zu diesen erwähnten fünf Punkten bereits hier, vor Eingehen auf die regionalen Details noch einige zusätzliche Anmerkungen für die Gültigkeit der Darstellung vorgebracht.

Ad 1. Die Faziesgegensätze zwischen dem mittelostalpinen und oberostalpinen, nordalpinen Mesozoikum sind bei der Untersuchung der mesozoischen Schollen natürlich stets nach Abstraktion der Metamorphose im mittelostalpinen Stockwerk vorgenommen worden, was unschwer ist, da diese Metamorphose nur mäßiges Ausmaß erreicht. Materialunterschiede zwischen gipsreichem Haselgebirge einerseits und detritischem Alpinem Verrucano andererseits, von schiefrigem Skyth einerseits und Quarzsandstein bzw. Quarzit andererseits, von Hornstein führendem Reiflinger Kalk einerseits und grobbankigem Wettersteindolomit andererseits, von karbonatsandigem zentralalpinem Jura einerseits und verschiedenen Juragliedern frei von Karbonatsanden andererseits etc. etc. können in keinem Fall auf die schwache, leicht durchschaubare Regionalmetamorphose zurückgeführt werden, wie dies etwa am Beispiel des Stangalm-Mesozoikums von Anhängern relativer Autochthonie versucht worden ist. Wir sind heute ja durchaus bereits im Stande, in den meisten Fällen auch im hochmetamorphen Pennin des Tauernfensters das Ausgangsmaterial bei so deutlichen primären Unterschieden erfas-

sen zu können. In den hohen ostalpinen Stockwerken bereitet dies keinerlei Schwierigkeiten.

Die erwähnten Faziesgegensätze werden auch für den nicht näher damit befaßten Geologen in jenen Abschnitten besonders augenfällig, wo oberostalpines Mesozoikum unter Ausquetschung der paläozoischen Unterlage direkt auf mittelostalpines Mesozoikum überschoben ist und man daher den Vergleich im gleichen Blickfeld unmittelbar vollziehen kann: Wer etwa die ganz verschiedenen Obertrias-Jura-Schichtfolgen im Stubaier Sockel-Mesozoikum mit seinem weitgehend den unterostalpinen Faziesverhältnissen gleichenden Gliedern mit dem sich darüber aufbauenden Kesselspitz-Oberostalpin mit einer Serie mit Plattenkalk, Kössener Schichten, Oberrhätkalk und ammonitenreichem Adneter Liaskalk aus eigener Anschauung kennt, wird der Aussagekraft der Fazies ihr Recht einräumen müssen. Ähnlich einprägsam ist der Faziesgegensatz östlich des Tauernfensters, wo die zentralalpine Entwicklung im permo-mitteltriadischen Anteil des Stangalm-Mesozoikums mit dem nordalpinen Permomesozoikum am Rücken der Gurktaler Decke im Krappfeld, bei Griffen und St. Paul, am Ulrichsberg etc. klar konstrastiert. Die Untersuchungen seit G. Riehl-Herwirsch (1965) haben hier in neuerer Zeit weiter dazu beigetragen, die altbekannten Gegensätze zwischen der (zentraloberostalpinen) karbono-permoskythischen Basisfolge über dem Altpaläozoikum der Gurktaler Decke und dem ganz andersartigen zentralalpinen Permoskyth im Liegenden der Gurktaler Decke, transgressiv auf dem mittelostalpinen Altkristallin auflagernd, noch klarer fassen zu können – von den übrigen Triasschichtgliedern ganz abgesehen. Mit der erst jüngst erfolgten Erfassung des Drauzug-Mesozoikums südoberostalpiner Provenienz in der im Hangendteil des Stangalm-Mesozoikums eingewickelten Pfannockscholle (Begründung für Drauzugfazies bei A. Tollmann, 1975 b) kommt der Faziesgegensatz sogar innerhalb des Stangalm-Mesozoikums zum Ausdruck. Besonders vielsagend ist aber auch der Faziesgegensatz im mittelostalpinen Permomesozoikum unter der östlichen Grauwackenzone (Rannach-Thörler-Tattermannzug) und dem dieser Zone auflagernden, sich unmittelbar nördlich darüber aufbauenden oberostalpinen kalkalpinen Permomesozoikum – vom Haselgebirge und den Prebichlschichten einerseits und dem Alpinen Verrucano mit seinen charakteristischen milden Serizit-Phengit-Schiefern, den Tattermannschiefern, andererseits angefangen. Nichts kann für den objektiv vorhandenen Faziesgegensatz besser zeugen als der Umstand, daß man vor der Aufstellung des Mittelostalpin-Konzeptes die Tattermannzone entweder einfach als unterostalpines Mesozoikum deutete, oder aber, nach Auskartierung des Raumes und Erfassen der Position über dem zentralalpinen Kristallin durch H. P Cornelius (1952 a, b) sich eher veranlaßt sah, diese Semmering-artige Permotrias als Altpaläozoikum zu deuten, denn mit den Kalkalpen zu vergleichen! Heute ist aber durch den Fund von artlich bestimmten und beschriebenen Aniscrinoiden aus Thörl (E. Kristan-T. & A. Tollmann, 1967) das mesozoische Alter belegt, der Faziesgegensatz aber natürlich aufrecht geblieben, wie im entsprechenden Abschnitt ausgeführt wird.

Es erscheint für die Frage des Faziesvergleiches außerdem wesentlich, daß bei einer A b w i c k l u n g der Einheiten unter Beachtung der mittelostalpinen Position des mittleren ostalpinen deckentektonischen Stockwerkes sich auch ein sinnvolles Aneinanderpassen der verschiedenen mesozoischen Schollenreste ergibt, während es ohne Berücksichtigung des Mittelostalpins ein Ineinanderschachteln gegensätzlicher Faziesentwick-

lungen wäre: Man kann nicht das heutige tektonische Nebeneinander von Streifen und Schollen in abwechselnd zentralalpiner und nordalpiner Fazies im Raum der Zentralalpen, die noch dazu jeweils in verschieden hoher tektonischer Position stehen, als primäres Faziesverbreiterungsmuster annehmen, wenn man überhaupt noch an eine sinnvolle Faziesabwicklung denkt. Die in diesem letztgenannten Sinne versuchsweise angenommene Abwicklung unter Aufsplitterung faziell klar zusammengehöriger Räume bei H. Bögel (1975, Taf.), bei der die kalkalpinen Deckschollenreste der Steinacher Deckengruppe in den Stubaier Alpen primär von den Kalkalpen durch die mittelostalpine (zentralalpine) Fazies getrennt werden, ist nicht nur aus faziellen Gründen unannehmbar, sondern scheitert auch auf Grund der alpidischen Metamorphose des Brennermesozoikums mit Mineralbildungstemperaturen von 470° bis 545° C (S. Hoernes et al., 1975, S. 13), die eine bedeutende auflagernde Masse (eben das noch in Resten erhaltene Oberostalpin) erfordern – vgl. S. 380.

Auch ist es nicht möglich, das auf dem zentralalpinen Kristallin transgredierende ausgedehnte Stangalm-Mesozoikum aus einer inneren Region der – ja auf der Grauwackenzone primär aufruhenden – Nordkalkalpen zu entnehmen, wie E. Clar (1965, Taf. 3) dies aus Gründen der Ökonomie gewollt hat. Die sich hieraus ergebenden faziellen Widersprüche waren auch schon vor der Erkenntnis der Beteiligung von Drauzugmesozoikum im Stangalm-Oberbau unüberwindbar, wie 1971 a, S. 981, vom Verfasser ausgeführt.

Schwierig hingegen gestaltet sich die Deutung der primären Faziesanordnung im Bereich westlichste Kalkalpen und Engadiner Dolomiten – wenn man ohne Kenntnis der Zusammenhänge und Beziehungen gegen Osten hin diesen Abschnitt isoliert betrachtet. Dieser Umstand wird zunächst dadurch bewirkt, daß die Engadiner Dolomiten eine recht klar individualisierte selbständige Fazies innerhalb des gesamten Raumes der zentralalpinen Entwicklung aufweisen; er wird aber in erster Linie dadurch bewirkt, daß der westlichste Abschnitt der Nordkalkalpen zufolge des primären Endens des nordalpinen Faziestroges gegen Westen hin bereits unverkennbar zahlreiche zentralalpine Faziseinflüsse erkennen läßt, wie vom Verfasser bereits vor der Abgrenzung des Mittelostalpins bei dem Vergleich mit den Radstädter Tauern erkannt wurde: Die Eigenheiten wie Alpiner Verrucano im Perm statt Haselgebirge, Buntsandstein statt Werfener Schichten, Partnach-Arlbergschichten analog jenen der unterostalpinen Radstädter Tauern, Lungauer Biofazies in den Kössener Schichten des Rhätikon und der Klostertaler Alpen und Eisenspitz-Jurabrekzien vom Typus der zentralalpinen Jurabrekzien in den Lechtaler Alpen – all das gibt bei isolierter Betrachtung unvergleichlich größere Schwierigkeiten für die Deutung der Abwicklung von Mittel- und Oberostalpin als weiter im Osten. Es hat aber der von R. Trümpy seit 15 Jahren wiederholt ausgesprochene Versuch, das Mittelostalpin in der vorliegenden Form durch die vergleichende Faziesanalyse Engadiner Dolomiten–Nordkalkalpen durch seine Schule zu widerlegen, bis heute kein derartiges Ergebnis gezeigt, sondern umgekehrt die Eigenständigkeit der Engadiner Dolomitenfazies nur noch klarer gegenüber jener der Nordkalkalpen herauskommen lassen. Wenn nun R. Trümpy (1972, S. 83) die Selbständigkeit des Mittelostalpins in den Ostalpen von Osten her bereits bis eventuell in die Stubaier Alpen mit der oben geschilderten eindrucksvollen Situation der verschiedenen Mesozoika übereinander – und damit untrennbar verbunden eine Herkunft der Kalk-

alpen und ihrer Schollen in den Zentralalpen aus dem Heimatgebiet südlich des Mittelostalpins – gelten läßt, dann ergibt sich als eherne Konsequenz aus Gründen der Geometrie jene Schlußfolgerung, die sich auch für den Verfasser bei Aufstellung des Mittelostalpins ergeben hat, daß nämlich der Restabschnitt der Kalkalpen im Westen auch aus derselben Längszone wie die übrigen Kalkalpen abzuleiten ist, da ja kein durchgehender Querriß eine Herholung aus anderer Region ermöglicht und daß ebenso das Mesozoikum der Engadiner Dolomiten der gleichen Großeinheit zugehört wie das Stubaier Mesozoikum, da es ja primär über dem gleichen Kristallin der Münstertaler-Ötztaler-Stubaier-Masse abgesetzt wurde und die Schliniglinie etc. auch im Sinne von R. Trümpy nur spätere und auslaufende, aber nicht durchgehende, Verschiedenartiges trennende Überschiebungsfläche ist.

Ad 2. Zur Frage der durchgehenden großtektonischen Trennung der beiden höheren ostalpinen Deckensysteme sei vermerkt, daß – von der verschieden beurteilten Goldeckgruppe abgesehen – kein tektonischer Zusammenhang im gesamten Raum der langen Grenzen vom Mittelostalpin zum Oberostalpin trotz Überprüfung der Grenzen im letzten Jahrzehnt bekannt geworden ist, sondern sich umgekehrt auch an jenen Abschnitten, wo man Zusammenhänge vermutete, klare Grenzen ergeben. Beginnen wir den Überblick über diese sehr wichtige Frage im Osten, so ist zunächst die tektonische Auflagerung der Grauwackenzone in ihrem Ostabschnitt über dem Mittelostalpin durch den Nachweis von Permotrias im Liegenden des Paläozoikums im Bereich des Tattermann-Thörler-Rannach-Zuges in der Steiermark vom Ostende der Zentralalpen bis in die Palten-Liesing-Talung heute evident. Von der Fortsetzung dieser Grenze im Westen ist aus dem Bereich um den Bösenstein herum die permoskythische Rannachserie an der Grenze zur Grauwackenzone von K. Metz (1964 a, Taf. 4) weiter verfolgt worden. Vom Grenzabschnitt weiter im Westen, südlich des Enntales, hat K. Metz (1971 a) gezeigt, daß hier eine klare tektonische Diskordanz zwischen den Ennstaler Phylliten der Grauwackenzone und dem Glimmerschiefer der Zentralalpen vorliegt, daß in dieser Grauwackenzone die Sölker-Gumpeneck-Marmore eingeschuppt sind, aus denen ja A. Hauser & W Brandl (1956, S. 71) Triascrinoiden gemeldet haben und daß eine beträchtliche Phyllonitisierung und Diaphthorese der randlichen Glimmerschiefer auffällt. Die zuvor von W Fritsch (1953, S. 14) über diese Region geäußerte Meinung von einem alten voralpidischen Sedimentärverband der Grauwackenzone über dem Wölzer Glimmerschiefer ist hier demnach überholt. Der tektonische Kontakt an dieser Linie weiter im Westen zwischen Schladminger Kristallin und Grauwackenzone wurde von H. P. Formanek (1964, S. 61) beschrieben, dabei wurden feinkörnige Quarzite an dieser Grenzfläche, die der Verfasser auch noch SE von Radstadt angetroffen hat, aufgefunden, welche durchaus noch Permoskyth der Deckengrenze darstellen können. Die tektonische Grenze der Grauwackenzone zum Tauernfenster, verschärft durch die Salzach-Längsstörung, ist altbekannt. Neue Untersuchungen des Kellerjochgneiszuges zwischen Grauwackenzone und Innsbrucker Quarzphyllit durch H. Mostler (in H. Bögel, 1975, S. 73) haben neben der ungeheuren tektonischen Beanspruchung dieses mittelostalpinen Gneisspanes auch seine tektonische Begrenzung gegen Liegend und Hangend erneut bestätigt. Der tektonische Kontakt zwischen der jung vorgestoßenen Stubaier-Ötzmasse zu den Kalkalpen ist bekannt. Aber auch der westlichste Abschnitt dieser Linie, die Grenze zwischen Silvrettakristallin und dem im

Norden vielfach unter überstürzter Lagerung aufliegendem Oberostalpin, ist tektonischer Natur: Hier reicht die oberostalpine Serie ausnahmsweise vom Mesozoikum über Karbon und Landecker Phyllitzone bis zu tektonisch stärkst verschürften Kristallinresten in Form der Phyllitgneiszone, die noch dieser obersten Einheit angehört. Darunter stellt sich stellenweise bei Piller und an der Thialspitze die zentralalpine Permotrias als Rest eines Sedimentanteiles des im Süden folgenden mittelostalpinen Silvrettakristallins entlang dieser Bewegungszone ein (vgl. A. TOLLMANN, 1963 a, S. 78 ff.). Die enorme Bewegungsbahn entlang der Basis der Phyllitgneiszone hat ja in diesem Abschnitt bereits O. REITHOFER (1931, 1935, 1937), noch unbeeinflußt von der großtektonischen Deutung dieser Zone, anschaulich geschildert.

Betreffs der oberostalpinen Schollen in den Zentralalpen ist zunächst von der Basis des Grazer Paläozoikums hervorzuheben, daß H. FLÜGEL heute, nach Neuüberprüfung sämtlicher basaler Kontakte, die durchgehende tektonische Auflagerung des Grazer Paläozoikums an allen aufgeschlossenen Grenzen erfaßt hat, so daß nicht nur im Rahmen des Gesamtbildes, sondern auch aus der lokalen Gegebenheit die Auffassung von H. FLÜGEL & V MAURIN (1957, S. 203), bei der mit Sicherheit eine Fernüberschiebung des Grazer Paläozoikums ausgeschlossen wurde, überholt ist, ebenso wie die einstige Angabe von W PLESSMANN (1955, S. 306), daß eine als variszisch angesehene Gleinalmkristallisation am Westrand des Grazer Paläozoikums in verschieden hohe Niveaus der ordovicisch-devonischen Serie aufgestiegen sei.

Ein bedeutender oberostalpiner Deckenlappen ist in den östlichen Zentralalpen schließlich noch in Form der Gurktaler Decke erhalten geblieben. Diese stellt in der Form, wie sie der Verfasser 1959 a, Taf. 1, abgegrenzt hat, eine 60 km breite und ebenso lange Überschiebungsmasse dar, die sich im SE um den Südrand der Saualpe und Koralpe herum, durch die Erosion stark verschmälert, fortsetzt. Die Abgrenzung zum Mittelostalpin an ihrem Westrand und Nordrand, von Kl. Kirchheim im Süden bis zum Schadinger Wald bei Murau ist klar markiert durch die Unterlagerung des Paläozoikums dieser Decke durch zentralalpines Mesozoikum. Die Fortsetzung der Bewegungsfläche gegen Süden hin war früher entlang des sogenannten „Grenzquarzites" um die Gerlitzen herum erfolgt. Daß dieser Quarzit aber nicht Permoskyth ist, wie eine Zeitlang vermutet, sondern als wesentlich ältere Einschaltung des Kristallinsockels im Sinne von W FRITSCH & H. HAJEK (1965, S. 18) zu deuten ist, kann nur bestätigt werden. Trotz Fehlens einer mesozoischen Zwischenschaltung ist aber der Bewegungshorizont in genauer Fortsetzung der weiter im Norden mit Mesozoikum belegten Fuge an einem Diaphthoresestreifen im Hangenden des Sockelkristallins zur ja auch metamorphosemäßig getrennten auflagernden Paläozoikums-Decke vorhanden, wie schon W PETRASCHECK (1927 b, S. 162) beschrieben hat und wie nach kurzfristiger Leugnung auch W FRITSCH & H. HAJEK (1965, S. 27) selbst erneut im Gerlitzenstock erfaßt haben. Südlich davon ist ja über dem diaphthoritisierten mittelostalpinen Untergrund im Klagenfurter Becken bei Viktring und Rosegg auch noch zentralalpines Mesozoikum in Form des Mittelkärntner Triaszuges im Raum dieser Bewegungsfläche erhalten.

Wesentlich schwerer zu erfassen war der Verlauf der großen Bewegungsfläche zwischen Gurktaler Decke und Mittelostalpin am Ostrand dieser Schubmasse entlang der Linie Oberwölz, Mühlen und Friesach, Hüttenberg, Eberstein und vor allem am Südrand der Saualpe: Hier fehlt auf der gesamten Strecke Mesozoikum am Rücken

des Kristallinsockels, so daß das alpidische Alter der Überschiebung lokal nicht direkt belegbar ist. Die Karbonatzüge (bei Mühlen SE Neumarkt und) bei Haimburg W Griffen, an denen ja in der Vergangenheit mehrfach und gerade im Zusammenhang mit der Abgrenzung der Gurktaler Decke auch vom Verfasser fragliche Trias vermutet worden ist, haben sich als Paläozoikum erwiesen. Die Erscheinung eines streckenweisen Aussetzens von Mesozoikum unter dem überschobenen oberostalpinen Paläozoikum ist aber eine Eigenheit, die – wohl auf Erosion und tektonische Abquetschung zurückführbar – uns vielerorts im Raum der Ostalpen, z. B. auch weithin an der Basis der Grauwackenzone, entgegentritt, wobei durch gelegentliches Wiederaufscheinen von solchen mesozoischen Resten dann doch immer wieder das alpidische Alter dieser Hauptüberschiebungsfläche bestätigt wird.

Im Bereich der S a u a l p e und um Hüttenberg aber hatte sich E. Clar bereits vor der Entdeckung der großen oberostalpinen Überschiebung im Jahre 1953 (S. 227) dahingehend festgelegt, daß eine der Gleinalmkristallisation gleichzustellende voralpidische, wahrscheinlich variszische Kristallisation den altkristallinen Unterbau und das Paläozoikum der Magdalensbergserie – also eines Bestandteiles der Gurktaler Decke – gemeinsam ergriffen habe und daß demnach eine alpidische Überschiebung der Gurktaler Decke hier nicht möglich sei. Andere Möglichkeiten, etwa jene der Überschiebung einer anchimetamorphen Decke aus Paläozoikum über epimetamorphem Untergrund oder die Überholung einer älteren Metamorphose durch eine schwächere alpidische Metamorphose etc. zur Erklärung dieser Situation, daß schwach metamorpher Phyllit über zum Teil diaphthoritisch an der Grenze umgeprägten Glimmerschiefer liegt, ähnlich wie wir es von der Basis der Grauwackenzone, von der Basis des Grazer Paläozoikums etc. kennen, wurden von E. Clar hiebei als Deutungsmöglichkeit nicht herangezogen. Ein guter Teil der Mitarbeiter der Saualpenarbeitsgruppe und anschließende Gebietsnachbarn folgten ihm hiebei zu Beginn der Untersuchung der Saualpe und ihres Rahmens im letzten Jahrzehnt (E. Clar et al., 1963, S. 49; W Fritsch, 1962 a, S. 209; 1964, S. 332; 1965, S. 4; G. Riehl-Herwirsch, 1965, S. 232; R. Schönenberg, 1967, S. 477; 1970, S. 5; etc.). Daß diese Auffassung aber jedenfalls unrichtig ist, ergibt sich bei Betrachtung der Gurktaler Decke als Ganzes mit Sicherheit aus den geometrischen Überlegungen: Es kann eine Decke von 60 km Länge und 60 km Breite (!), die auf dem Hauptteil ihrer Erstreckung auf der West- und Nordseite durch Mesozoikum unterlagert ist, das an W-E-Achsen verfaltet ist und demnach meridionalen alpidischen Transport verkündet, nicht an ihrer Ostseite dem Untergrund autochthon oder parautochthon auflagern. Außerdem darf ein sehr wichtiger Umstand hier keineswegs übersehen werden – der bei der semiautochthonen Deutung von E. Clar keine Erwähnung gefunden hat –, daß nämlich das Paläozoikum der Gurktaler Decke sich gegen Südosten trotz aller Erosion in fast zusammenhängenden großen Resten über den Koralpen-Südrand und den Remschnigg in den Untergrund des Grazer Beckens fortsetzt und sich hier nach der modernen Kenntnis des Untergrundes (S. 459, Abb. 139) mit dem Grazer Paläozoikum verbindet, dessen Allochthonie heute belegt ist (E. Clar nahm hier bereits 1935, S. 15, Überschiebungsweiten von 20–30 km an, welche Zahl sich heute noch wesentlich vergrößert hat). Es ergibt sich demnach auch aus dem Vergleich der in ihrer Position beiderseits der Saualpen-Koralpen-Aufwölbungszone erhaltenen, im Süden noch fast zusammenhängenden paläozoischen Lappen die Allochthonie des ganzen Systems gegenüber

dem Untergrund. Die Fazies des Mesozoikums am Rücken der SE-Ausläufer der Gurktaler Decke aber ist bezeichnenderweise nordalpin und nicht zentralalpin ausgebildet. Auf dieser Grundlage mußte daher vom Verfasser (1959 a, S. 20) in aller Entschiedenheit der Ferntransport der Gurktaler Decke und damit das Durchziehen einer tektonischen Grenze am Ostrand durch diese lokal schwierig analysierbare Region von Phylliten über (phyllonitischen) Glimmerschiefern gefordert werden.

Im Endresultat der Untersuchung dieser kritischen Region der Saualpe kam die seit 1957 dort intensiv forschende Arbeitsgemeinschaft „Saualpe" unter hauptsächlicher Beteiligung deutscher Geologen in der uns hier interessierenden Frage über die Existenz einer alpidischen Bewegungsfläche unter dem schwach metamorphen Oberbau zu dem folgenden Ergebnis.

Die Grenze der Phyllitgruppe zum Glimmerschiefer Unterbau tritt in dem von G. KLEINSCHMIDT (1968, S. 109) kartierten Gebiet der südlichen Saualpe als eine scharfe und klare Fläche in Erscheinung, mit plötzlichem Auftreten von Diopsid, Staurolith und Oligoklas im Sockel. „Die Grenze wird überdies noch dadurch betont, daß sie unmittelbar im Hangenden des Großgranat-Glimmerschiefers verläuft. Sie ist überall genau und leicht kartierbar." Es ist also hier zunächst ein Sprung des Metamorphose-Gradienten erfaßt worden. Über die an eben dieser Grenze gleichfalls noch vorhandene tektonische Diskordanz hat J. NEUGEBAUER (1970, S. 67 ff.) berichtet: Die Mächtigkeitsabnahme bestimmter Fazieszonen von 2400 m im Nordwesten auf 400 m im Südosten geht besonders an zwei diskordanten Flächen vor sich, einer noch im Inneren der Serie und einer zweiten, weiter verfolgbaren, an der Grenze Phyllit/Glimmerschiefer. Die Bedeutung der diskordanten Überlagerung wird durch den Nachweis von Sillimanit im Sockel unter der Phyllitschubmasse durch J. NEUGEBAUER (1970, S. 76) unterstrichen; Sillimanit ist bis nahe der Obergrenze der Glimmerschiefergruppe nachgewiesen worden, der aber als Faziesmineral des Starkwirkungsbereiches der Metamorphose nach H. G. WINKLER bestenfalls in der tieferen „Staurolithzone" erscheint. Da nun die Metamorphose des Sockels voralpidisch ist, im Übergangsbereich aber neuerdings doch wiederum die eine Zeitlang in Abrede gestellte Diaphthorese nachgewiesen worden ist, die von NEUGEBAUER (S. 85) begründet als alpidische Metamorphose gewertet wird, ist das alte, oben angeführte, 1975, S. 191, noch immer aufrechterhaltene Postulat von E. CLAR von der Unmöglichkeit einer alpidischen Überschiebung der Gurktaler Decke an ihrem Ostrand durch die sorgfältige Untersuchung der Saualpenarbeitsgruppe widerlegt worden (vgl. hierzu A. TOLLMANN, 1971 a). Die aus Gründen der Geometrie unabdingbare Überschiebung der durch Mesozoikum weithin im Westen unterlagerten Gurktaler Decke in ihrer Gesamtheit hat nun auch in dem schwierig durchschaubaren SE-Abschnitt eine Unterstützung im Geländebefund erhalten.

Ein alpidisches Alter dieser Überschiebungsfläche hier am Südrand der Saualpe ist zwar nicht direkt belegbar, kann aber nach den Schlußberichten der Saualpen-Arbeitsgruppe keineswegs mehr (wie einst von mancher Seite gedacht) ausgeschlossen werden – was entscheidend ist für das sich aus den regionalen Verhältnissen (s. o.) zwingend ergebende Durchstreichen der Fortsetzung der Gurktaler Überschiebung.

Ad 3. Im Zusammenhang mit der verschieden hohen tektonischen Stockwerklage der Deckeneinheiten hat das Mittelostalpin stets auch einen höheren Regionalmeta-

morphosegrad als das ja nicht mehr von weiteren Einheiten überfahrene und überlagerte Oberostalpin, am besten ablesbar an den mesozoischen Sedimenten dieser Einheiten. Der Metamorphosesprung ist bereits makroskopisch auffällig: Die Sprossung von Serizit, Phengit bis sogar Biotit in den Schiefern, die Umwandlung von Kalken in Marmore fällt in den mesozoischen Sedimentgesteinen dieser Einheit auf. Man hat anhand der verschiedenen Metamorphosewirkungen und Strukturumprägungen verschiedene Kriterien zur Erfassung der einstigen Überschiebung des Oberostalpins über dem Mittelostalpin zur Verfügung: Zunächst (3a) die dynamometamorphen Erscheinungen, die sich in der ganz andersartigen Auswalzung des Materials (Abb. 67) und der Fossilien im Mittelostalpin unter der oberostalpinen Auflast äußern, dann (3 b) die zum Teil beträchtliche Thermo- und Regionalmetamorphose in diesem tieferen tektonischen Stockwerk der Zentralalpen, die sich in der progressiven Kristallisation in den mesozoischen Sedimentgesteinen äußert, für die man heute das Ausmaß der nötigen, einst darüber befindlichen Auflast aus der Mineralfazies bzw. aus $^{16}O/^{18}O$-Messungen auf dem Weg über die einst herrschenden Temperaturen berechnen kann. Jedes Kriterium für sich genommen fordert bereits bei genauer und sorgfältiger Untersuchung mit aller Entschiedenheit eine Rekonstruktion, bei der das Mittelostalpin samt seinem Mesozoikum nicht als oberste, von Süden her nicht mehr überfahrene bzw. tektonisch nicht überlagerte Einheit gesehen werden kann.

Zu Punkt 3 a soll von den vielen vorhandenen Beispielen nur jenes der oberostalpinen Blaserdecke in den Stubaier Alpen herausgegriffen werden. Die mechanische Auswalzung des mittelostalpinen Mesozoikums, besonders der Juramarmore in den Stubaier Alpen, im Tribulaun etc. ist enorm, es kommt zur Bildung fließender, extrem reduzierter Falten (Abb. 67), die man im oberostalpinen Stockwerk in dieser Art niemals antreffen kann. Darüber hinaus aber sind auch noch die in Form der Blaserdeckscholle in der Serlesgruppe auf den Gipfeln über dem Mittelostalpin liegen gebliebenen basalen Späne von oberostalpinen Schollen mit Adneter Kalken etc., die von der Hauptmasse der Kalkalpen überfahren worden sind, intensiv verknetet und verformt, die Liasammoniten darin verzerrt und gewalzt. Hier kann man nicht einfach einen zweiten kalkalpinen Trog im Süden der Zentralzone annehmen (H. Bögel, 1975), aus dem diese oberostalpinen Reste stammen, da sie derart mechanisch deformiert sind, hier muß tatsächlich noch über die höchsten, auf den Gipfeln der Stubaier Alpen erhaltenen Deckschollen eine große höhere Gesteinsmasse mit ablesbarer Nordvergenz hinweggegangen sein, die wir nur in den heute nördlich davon befindlichen Kalkalpen suchen können.

Zu Punkt 3 b sei an den oft durch eine weitere, spätere Bewegung zu einem richtigen Metamorphosesprung zwischen Mittel- und Oberostalpin verschärften Gegensatz in der thermisch bedingten, regional wirksamen Umprägung erinnert. Diese Metamorphose ist bereits makroskopisch durch die Umwandlung von Kalken in Marmore, von Tonschiefern in Serizitschiefer etc. bemerkbar. Wiederum läßt sich auch in dieser Hinsicht das vorhin in anderem Zusammenhang erwähnte Beispiel der Stubaier Alpen anführen: Die Kristallisation im Mesozoikum reicht über Biotitbildung bis zur Disthensprossung in der Trias der Telfer Weiße. Die aus $^{16}O/^{18}O$-Untersuchungen ermittelten erforderlichen Temperaturen für eine derartige Kristallisation betragen nach S. Hoernes & H. Friedrichsen (1975, S. 13 und Vortrag Salzburg) im Nordteil des Stubaier Meso-

Abb. 67: Die Fließfaltung unter enormer Belastung und Temperaturerhöhung im mittelostalpinen Liaskalk der Tribulaungruppe weist auf die einstige Überschiebung durch das oberostalpine Deckenpaket hin. Photo J. GEYSSANT.

zoikums 470° C, im Karn der Telfer Weiße 455° C, in der Schneebergtrias 510° C. Solche Temperaturen können nicht an der Erdoberfläche oder knapp darunter innerhalb des mittelostalpinen Mesozoikums auftreten, hierzu ist einfach eine entsprechende bedeutende Überlagerung erforderlich, für die nur die einst hier darüber gegangene und in Resten (Steinacher Decke etc.) erhaltene oberostalpine Masse herangezogen werden kann. Durch die weiteren Bewegungen der Deckenkomplexe nach dieser hier durch radiometrische Untersuchungen als altalpidisch eingestuften Metamorphose kommt es dann noch in zahlreichen Abschnitten zu einer Verschärfung des Metamorphosesprunges, wenn noch schwächer beeinflußtes Oberostalpin weiter nachgeschoben wird.

So berichtete z. B. W WASCHER (Vortrag Wien 1974) von dem überaus deutlichen Schnitt in der Metamorphose zwischen dem Mesozoikum der (mittelostalpinen) Melitzenscholle im tieferen Teil und der (eingewickelten oberostalpinen) Pfannockscholle im höheren Teil des Stangalm-Mesozoikums. In gleicher Weise berichtete J. GEYSSANT (1971, 1973 b) über den frappant deutlichen Schnitt im Metamorphosegrad zwischen dem mittelostalpinen Stubaier Mesozoikum im Liegenden mit seinen Querbiotiten in den karnischen Raibler Schiefern und den darüber metamorphosemäßig unversehrt aufruhenden oder auch eingewickelten Schollen und Spänen von kalkalpinem Mesozoikum.

Ein weiteres Beispiel für den deutlichen Metamorphosesprung zwischen zentralalpiner, mittelostalpiner Trias und der daneben liegenden nordalpinen bietet auch das fossilbelegte, typisch zentralalpine Vorkommen von Rosegg-Viktring, das eine an der Grenze

von anchi- zu epimetamorph liegende Umprägung zeigt (W Fritsch, 1965, S. 19) angesichts des sich dahinter aufbauenden, nicht metamorphen Nordkarawanken-Mesozoikums des Oberostalpins.

Der umgekehrte Fall einer tektonisch mitbedingten Metamorphoseangleichung tritt hingegen in der Mittelostalpin/Oberostalpin-Grenzregion dort ein, wo die schwach metamorphen paläozoischen Phyllite des Oberostalpins auf Glimmerschiefer des mittelostalpinen Sockels ohne Zwischenschaltung von Mesozoikum überschoben worden sind, wie gerade im oben angeführten Beispiel vom Ostrand der Gurktaler Decke. Hier kann nur eine so sorgfältige Untersuchung wie im genannten Beispiel den Metamorphose-Unterschied herausarbeiten. Im allgemeinen aber hat man bei der geländemäßigen Untersuchung solcher Strecken den Eindruck der Angleichung der verschiedenen Gesteine durch leichte alpidische Metamorphosezunahme in den Phylliten und eine absteigende Metamorphose in den Diaphthoriten entlang der Bewegungsbahnen. Derartige Beispiele sind besonders vom Unterrand der Grauwackenzone im mittleren Ennstal, von der Basis des Grazer Paläozoikums und von weiten Gebieten Kärntens bekannt.

Es darf ferner der vom Verfasser seit je betonte Umstand, daß eine zusätzliche schwache alpidische Metamorphose derartige Kontakte verschleiern kann („metamorphe Tektonik"), nicht außer acht gelassen werden: In neuerer Zeit hat man ja durch absolute Altersmessungen in zunehmendem Maß erkennen können, daß tatsächlich eine überraschend kräftige alpidische Metamorphose durch das mittelostalpine Kristallin noch hoch emporgestiegen ist.

Ad 4. Besonders in jenen soeben erwähnten Abschnitten, wo das Oberostalpin mit paläozoischen Schiefermassen direkt über das mittelostalpine Kristallin überschoben wurde, ist die Bewegungsbahn in den obersten Partien des Kristallins durch eine absteigende alpidische Metamorphose, durch Diaphthorese charakterisiert. Die Diaphthorese ist ja sogleich nach ihrer Entdeckung durch F. Becke am Twenger Kristallin im Jahre 1909 als ein Bewegungsanzeiger, ein Überschiebungsanzeiger erkannt und charakterisiert worden, da nur bei einer bis ins Korngefüge durchgreifenden Umformung unter regional wirkender Durchbewegung eine derart umfassende, großräumige absteigende Umprägung des Altbestandes erfolgen kann. Die Bindung der Diaphthoresezonen am Rücken des mittelostalpinen Kristallins an diese große Überschiebungsbahn ist unter diesem Gesichtspunkt verständlich, sonst aber nicht erklärbar. Bereits Jahrzehnte vorher ist über solche tiefgreifende Diaphthoresezonen aus allen Teilabschnitten dieser Bewegungsbahn, gelegentlich mit Rückschluß auf lokale Überschiebungen, berichtet worden: So liegen seit R. Schwinner (1929) und H. Wieseneder (1939) bis zu den zuvor genannten Arbeiten von W Fritsch (1953) und K. Metz (1971 a) Beobachtungen über das Auftreten von Diaphthoriten am Nordrand der Niederen Tauern im Liegenden der Grauwackenzone, seit F. Heritsch (1926 a, S. 56), A. Kuntschnig (1927, S. 108), A. Kieslinger (1928 a, S. 503), J. Robitsch (1949, S. 103) etc. über die Diaphthorese im Kristallin unter dem Grazer Paläozoikum vom Raabtal im Osten über das Radegunder Kristallin bis zum Gradener Gebiet bei Köflach im Westen vor. Die ausgedehnte Diaphthorese am Ostrand der Gurktaler Decke im Raum Friesach ist von H. Beck (1931) erfaßt worden, wenn auch auf der Karte maßstabgemäß eine Übertreibung des Ausmaßes der Verbreitung eingetreten ist. A. Kieslinger (1926, S. 7 ff.; 1928 a, S. 477 ff.,

S. 514) hat in so anschaulicher und eindringlicher Art die weiträumige Diaphthorese am Südrand der Koralpe in allen Einzelheiten beschrieben; A. WINKLER (1927 a, S. 241; 1933, S. 62 ff.; 1938, S. 50) schließlich jene im Poßruck und Remschnigg, die er ebenso wie A. KIESLINGER bereits mit flachen Überschiebungen der hangenden Sedimentdecke in Beziehung brachte. Bis in den wurzelnahen Streifen im Bergland westlich von Klagenfurt (O. HOMANN, 1962 a, S. 250, 270) und im Kristallin am Westrand der Kreuzeckgruppe usw. ist die Diaphthorese immer an und nahe dem Oberrand der Kristallinmasse bekannt.

Bei der anfänglichen Ablehnung des Mittelostalpin-Konzeptes durch die Arbeitsgruppe der Saualpe wurden auch gegen diese schon von früher her bekannten Diaphthoresezonen und namentlich gegen ihre tektonische Bedeutung Argumente vorgebracht. W FRITSCH (1962 a, S. 207; 1967, S. 25) hat sogar für eine rückschreitende Metamorphose, die er in bezug auf die ursprüngliche aufsteigende Metamorphose als kausale, unmittelbar daran gebundene Nachwirkung betrachtete, als einen einzeitigen Vorgang nach B. SANDER, als in direkter Form zur Hauptkristallisation gehörig, eigene Namen geprägt wie Retromorphose, Finaltiefendiaphthorese etc. – und diese Idee auf die Saualpe übertragen (E. CLAR et al., 1963, S. 49; W FRITSCH, 1965, S. 7, 12, 20; 1967, S. 25). Existenz und altbekannte Ursache der ausgedehnten Diaphthoresezonen im Friesacher Gebiet, im Südteil der Koralpe etc. wurden in dieser Zeit zum guten Teil entweder in Abrede gestellt oder in obigem Sinne zu erklären versucht. Ferner kam hinzu, daß man darauf aufmerksam wurde, daß es naturgemäß auch voralpidische Diaphthorite in den Ostalpen gibt, so z. B. im Bereich des Gailtal-Kristallins, dessen Diaphthorite bereits in permischen Basalbildungen aufgearbeitet enthalten sind (H. HERITSCH & B. PAULITSCH, 1958, S. 194; B. PAULITSCH, 1960, S. 117). Nun, diese Phase der Negation von umfangreichen alpidischen Diaphthoresezonen ist heute wiederum überwunden. Gerade am umstrittensten Beispiel der Diaphthoresezonen entlang der Überschiebung der Gurktaler Decke am Südrand der Saualpe konnte J. NEUGEBAUER (1970, S. 85) die Unabhängigkeit dieser als alpidisch gedeuteten dritten Metamorphose (Diaphthorese) von den älteren aufsteigenden Metamorphosen nachweisen: „Für eine zeitliche Lücke zwischen 3. und 2. Kristallisation spricht, daß die schwache Metamorphose (3. Kristallisation) im Untersuchungsgebiet alle Gesteine, die sie erfaßte, unabhängig vom vorher erreichten Metamorphosegrad (Amphibolitfazies-Grünschieferfazies) in die Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies überführte. Granitisierungen, Biotitisierungen als Zeichen eines Überganges oder ‚verbundenen Gleichgewichtswechsels' (F. ANGEL, 1965) konnten im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden. Demnach läßt sich die 3. Kristallisation als alpidische Metamorphose (Diaphthorese) deuten." Von der gleichen Überschiebungszone im Nordabschnitt des Ostrandes der Gurktaler Decke berichtete A. THURNER (1970 b) neuerdings über analoge Beobachtungen einer mehrfachen Metamorphose, die im Gegensatz zur ursprünglichen Annahme einer einheitlichen variszischen Metamorphose der Hüttenberger Arbeitsgemeinschaft stehen.

Der fünfte erwähnte Punkt, der Rückschluß aus den karpatischen Verhältnissen auf die Ostalpen, der nach Klärung der dortigen Verhältnisse auf der Basis der Ostalpin-Gliederung zugleich Bestätigung für dieses Konzept in den Ostalpen bringt, soll hier im Rahmen einer Geologie von Österreich nicht näher ausgeführt werden.

Überblicken wir zum Abschluß dieser einführenden Bemerkungen zum Mittelostalpin als Ganzes noch den heutigen Stand der Abgrenzung, der Bestätigung und der Probleme dieser für das Verständnis des Baues der Ostalpen recht wesentlichen Einheit. Die Abänderungen, die sich gegenüber der ursprünglichen Abgrenzung des Verfassers (1959) ergeben haben, sind im Vergleich zum Gesamtumfang der Einheit unerheblich: Es hat sich gezeigt, daß der Schneeberger Zug vom Oberostalpin abgetrennt und dem Mittelostalpin einverleibt werden muß, es ist andererseits das seinerzeit problematische Gailtal-Kristallin als oberostalpiner Bestandteil, als ursprüngliches Kristallin des Drauzuges und nicht als mittelostalpines Element aufzufassen, der hangende Teil des Stangalm-Mesozoikums ist als eingewickeltes Drauzugmesozoikum erkannt worden (siehe unten), und es ist schließlich der Roßkogelberg westlich von Mürzzuschlag als oberster unterostalpiner Faltenkern vom Mittelostalpin abzutrennen.

An echten Problemen des Mittelostalpins waren für den Verfasser in der Zeit seit der Aufstellung noch folgende drei Fragen offen geblieben: 1. Wie verläuft die über ein Jahrzehnt so umstrittene Grenze am Ostrand der Gurktaler Decke zwischen den Phylliten des Deckenkörpers einerseits und dem Glimmerschiefer des Sockels andererseits im einzelnen. 2. Wie ist der sonderbare angebliche „Faziesanschluß" am Nordrand des Mittelostalpins in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck zum Südrand der Kalkalpen zu erklären, der sich aus der Existenz von Partnachschichten im Profil der Saile im Stubaier Mesozoikum ergeben würde und den M. Sarnthein (1965) bei seiner autochthonen paläogeographischen Darstellung des ostalpinen Raumes um Innsbruck als Grundlage nahm. 3. Wie ist der Einfluß der südoberostalpinen Drauzugfazies im Stangalm-Mesozoikum zu verstehen, der sich in der Gruppe der basalen Schichtglieder über dem Pfannock-Kristallin, in den Pfannockschichten äußert, der vom Verfasser, 1968 c, S. 33, beobachtet worden ist. 4. Wo liegt im einzelnen die Grenze in Abschnitten, wo Mesozoikum zwischen den beiden Deckenkörpern fehlt, wie etwa im Goldeck oder am Nordrand der Silvrettadecke.

Während der letztgenannte Punkt letztlich nur eine Frage der detaillierten Neukartierung der entsprechenden Zonen mit tektonischer Fragestellung bildet, enthielten die drei erstgenannten Fragen echte Probleme. Durch den Fortschritt in den letzten Jahren sind heute all diese drei erwähnten Fragen des Mittelostalpins einer Lösung zugeführt worden. Die Frage 1 ist durch die Untersuchungen der Saualpen-Arbeitsgemeinschaft in dem oben angedeuteten Sinne gelöst worden, daß am Ostrand der Gurktaler Decke keinesfalls eine voralpidische Verschweißung von Mittel- und Oberostalpin vorliegt, sondern eine tektonische wie metamorphosemäßige Diskordanz entlang des Südrandes der Saualpe diese Trennung ermöglicht (vgl. A. Tollmann, 1971 a). Ein nicht faßbares Verschwinden und Auslaufen der Überschiebungsfläche innerhalb des ostalpinen Altkristallins in Mittelkärnten im Sinne von E. Clar (1965, S. 25) ist auch in theoretischer Hinsicht aus geometrischen Gründen nicht möglich, da eine Fläche, an der der Vorderteil einer Decke weit über 100 km überschoben ist, nicht auf kurze Distanz gegen hinten auslaufen kann. Auch wäre dieses Enden nur unter Leugnung der Existenz von zentralalpinen Triasvorkommen noch weiter im Süden möglich, so daß bei diesem Postulat auch der zentralalpine Faziescharakter des altbekannten derartigen Triasvorkommen von Rosegg-Viktring konsequenterweise in Abrede gestellt werden mußte (W Fritsch,

1965, S. 19) – während der Faziesgegensatz zwischen dieser Mittelkärntner Trias mit ihrem Semmeringquarzit etc. und ihrer stellenweise bereits epizonalen Metamorphose (W Fritsch, 1965, S. 19) und dem sich dahinter in nordalpiner Fazies aufbauenden Nordkarawanken evident ist.

Das zweite Problem ist seit der Neukartierung des Stubaier Mesozoikums durch J. Geyssant (1973) gelöst worden. J. Geyssant hat erkannt, daß die mitteltriadische Schichtgruppe in nordalpiner Fazies mit den Partnachschichten, die im Pfriemesköpfl im Nordsockel der Sailespitze innerhalb der zentralalpinen Trias auftritt, an zwei Überschiebungsflächen abgegrenzt eingeschuppt ist. Die Bewegungsflächen greifen schräg zur mittelostalpinen Schichtfolge durch und steigen weiter im Süden noch in den kristallinen Sockel ab. Die nordalpinen Späne stammen aus einem hangenden tektonischen Stockwerk, das in den Stubaier Alpen an vielen Stellen bei sekundären Bewegungen tief eingewickelt ist und so in Stücken erhalten geblieben ist. Das Pfriemes-Saile-Profil ist der ideale Typus für eine sogenannte Scheinserie, also eine tektonisch komponierte Serie nur scheinbar zueinander gehöriger Schichtglieder.

Die dritte noch eine Zeit lang in Schwebe gebliebene Frage nach dem nordalpinen Fazieseinfluß im Stangalm-Mesozoikum hat folgende Lösung gefunden. Die Schichtglieder mit nordalpinem Faziescharakter einschließlich der Pfannockschichten liegen sämtlich im höheren Teilstück des Stangalm-Mesozoikums, dessen tektonische Selbständigkeit in Form der Pfannockscholle K. Liegler (1970, S. 30; 1973, S. 154, Taf. 7) erkannt hat. Während nun der basale, zum mittelostalpinen Kristallin zugehörige Anteil des Stangalm-Mesozoikums, die sogenannte Melitzenscholle, zentralalpinen Faziescharakter aufweist, zeigt die Pfannockscholle zufolge etlicher Merkmale Drauzugfazies und wurde deshalb vom Verfasser 1975 b als fernüberschobene und eingewickelte südoberostalpine Scholle vom Drauzug abgeleitet. So ist auch dieses fremde Faziesstück im Raum der Zentralalpen verständlich geworden. Es ist befriedigend zu verfolgen, welch feines Instrument die Fazieskunde darstellt, um bei der paläogeographischen Entscheidung schwieriger Situationen mitzuhelfen: In den genannten und weiteren Beispielen, wo faziell zur Entwicklung der Umgebung unpassende Glieder auftauchten, hat eine spezielle Untersuchung die tektonische Ursache des ungewohnten Auftretens zutage gefördert!

Ein weiterer Einwand schließlich ist naturgemäß seit der Abtrennung des Mittelostalpins wiederholt vorgebracht worden: Das große Ausmaß der Überschiebung von mindestens 165 km im Osten, das damals wohl der eigentliche und hauptsächliche, mehr im Gefühlsbetonten wurzelnde Anlaß für die Unglaubwürdigkeit einer solchen tektonischen Gliederung gewesen war. Es wurden in diesem Zusammenhang Argumente vorgebracht, wie in der Zeit der Entdeckung des Tauernfensters, obwohl ja nur quantitative, aber nicht qualitative Unterschiede bei der Überschiebung des Ostalpins als Ganzes gegenüber der Überschiebung des Mittelostalpins vorhanden sind. Heute, im Zeitalter der Plattentektonik, erkennt man bereits weltweit das gewaltige Ausmaß der transversalen Verschiebungen der Erdkrustenstücke zur Zeit der alpidischen Orogenese und sieht daher auch nicht mehr wie früher im Theoretischen den Hauptwiderstand gegen eine aus dem Gebirgsbau selbst zwingend ableitbare Struktur.

Literatur: H. Beck, 1931; F. Becke, 1909; E. Clar, 1965, 1975; E. Clar et al., 1963; H. P. Cornelius, 1952 a, b; F. Ellenberger, 1968; H. Formanek, 1964;

W Fritsch, 1953, 1962 a, 1964, 1965, 1967; W Fritsch & H. Hajek, 1965; J. Geyssant, 1971, 1973 b; A. Hauser & W Brandl, 1956; F. Heritsch, 1926 a; H. Heritsch & B. Paulitsch, 1958; S. Hoernes & H. Friedrichsen, 1975; O. Homann, 1962 a; A. Kieslinger, 1926, 1928 a; G. Kleinschmidt, 1968; E. Kristan-Tollmann & A. Tollmann, 1967; A. Kuntschnig, 1927; K. Liegler, 1970, 1973; K. Metz, 1964 a, 1971 a; J. Neugebauer, 1970; B. Paulitsch, 1960; W Petrascheck, 1927 b; W Plessmann, 1955; O. Reithofer, 1931, 1935, 1937; G. Riehl-Herwirsch, 1965; R. Schönenberg, 1967, 1970; R. Schwinner, 1929; A. Thurner, 1970 b; A. Tollmann, 1959 a, 1963 a, 1968 d, 1917 a, 1975 b; R. Trümpy, 1972; H. Wieseneder, 1939; A. Winkler-Hermaden, 1927 a, 1933, 1938.

3. Überblick über den Bau des Mittelostalpins als Ganzes

Vor der detaillierten Besprechung der Einzelabschnitte des Mittelostalpins erscheint noch ein kurzer Überblick über Bau und Gesteinsinhalt dieser Einheit als Ganzes angebracht. In tektonischer Hinsicht handelt es sich um eine in alpidischer Zeit als aufrechte Platte herausgeschnittene und ferntransportierte Einheit, die in den einzelnen Abschnitten kristalline Anteile mit recht verschiedenartigem voralpidischem Schicksal und daher recht verschiedenartiger Zusammensetzung umfaßt und die erst in der Zeit der alpidischen Gestaltung einerseits durch eine gemeinsame permozoische Hülle in zentralalpiner Fazies, andererseits durch den tektonischen Herausschnitt während der alpidischen Orogenese zur Einheit wurde.

Wie bereits von R. Staub (1924, Taf. 24, Fig. 45) für den Tauernfenster-Rahmen angegeben, und wie vom Verfasser (1963 a, S. 190) für den gesamten Ostalpenanteil ausgeführt, zeigt diese aufrecht überschobene Kristallinplatte im ostalpinen Längsprofil ein extremes primäres An- und Abschwellen der Mächtigkeit in der Westostrichtung, so daß schon durch diesen in der Dicke stark wechselnden Zuschnitt des Mittelostalpins zu Beginn des Ferntransports die Bildung von großen Fenstern in diesem ostalpinen Deckenkörper vorweg genommen war. Man erkennt an den Rändern aller großen penninischen Fenster der Zentralzone der Ostalpen dieses linsenförmige Ausdünnen der mittelostalpinen Deckenplatte gegen den Fensterrand hin durch das jeweils deutlich werdende Auskeilen des mittelostalpinen Kristallins zwischen der unterlagernden tektonisch tieferen Einheit (Unterostalpin, Pennin) und dem der Decke selbst angehörigen auflagernden mesozoischen Sedimentmantel, der an den Fensterrändern vielfach unter weitgehender oder völliger Abquetschung des Kristallins verschieden nahe an die tektonische Unterlage herankommt: Das Silvretta-Kristallin keilt gegen Westen unter dem Ducan-Landwasser-Mesozoikum gegen die penninische Bündner Schiefer-Unterlage vollkommen aus, es keilt das Kristallin am Südrand des Engadiner Fensters unter dem Mesozoikum der Engadiner Dolomiten so vollkommen aus, daß die mittelostalpine Stammerspitz-Deckscholle dem penninischen Fensterinhalt unmittelbar auflagert. An der Brennerlinie sieht man am Westrand des Tauernfensters nicht nur das Stubaier Kristallin gegen Osten hin weitgehend bis vollkommen ausdünnen, sondern auch das Stubaier Mesozoikum wird unter

der oberostalpinen Steinacher Decke so weit abgequetscht, daß in den Padauner Kögeln offenbar oberostalpiner Phyllit dem penninischen Fensterinhalt in Deckschollen unmittelbar auflagert (J. Geyssant & F. Sassi, 1972). Der Kellerjochgneiszug am Nordrand des Tauernfensters zeigt im Westen, das ausspitzende Schladminger Kristallin im Osten, daß hier die kristalline Deckmasse weitestgehend tektonisch reduziert ist. Die Entdeckung von wahrscheinlich auflagernder Trias über dem mittelostalpinen Ostrahmen im Hirneck SW Rennweg durch Ch. Exner (1971 a, Taf. 1) gibt das Ausdünnen des Mittelostalpins noch in mittlerer Region des Fenster-Ostrandes an. Zum Semmering hin ist das Verjüngen der Kristallinplatte durch die Verschmälerung zwischen dem Unterostalpin im Liegenden und dem Grazer Paläozoikum im Hangenden im Anger-Kristallinstreifen ebenso auffällig wie im Troiseckzug, dessen sedimentärer Mantel unter vollkommenem Fehlen des Kristallins dann noch lange am Nordrand über dem Semmeringsystem in Form der Tattermannschuppe ausstreicht. Besonders extrem ist die Abquetschung des Mittelostalpins im noch sichtbaren Südteil des Semmeringfensters, wo im Bereich des Eisenberges bei Kohfidisch im Burgenland Oberostalpin sichtbar an Pennin grenzt – eine ähnliche Situation wie bei den Padauner Kögeln am Tauernfenster-Westrand. Dieser beobachtbare Umstand des primären Auskeilens des Mittelostalpins über den großen Penninfenstern ist auch für die Frage der einstigen Überlagerung während der Tauernkristallisation im Zusammenhang mit den nötigen Auflastdrucken von Interesse (siehe S. 32).

In großtektonischer Hinsicht stellt das Mittelostalpin, wie bereits erwähnt, eine aufrechte Platte mit verschieden hoch greifendem Basalzuschnitt dar. Der Gedanke, daß diese große Kristallinmasse als Ganzes alpidisch zu einer Überfalte geformt und abgerollt worden sei, geht auf L. Kober (1938, S. 31, 47) zurück, der die Radstädter Tauern als im wesentlichen verkehrt lagerndes Mesozoikum unter der großen ostalpinen Kristallinmasse ansah. Seit durch die Detailkartierung der Radstädter Tauern gezeigt worden ist, daß diese Decken ebenfalls aufrechte Serien darstellen und nur die Quarzphyllitdecke, die aber mit dem Mittelostalpin nicht zusammenhängt, verkehrt liegt, ist diese Anschauung nicht mehr begründet. Wir finden im Gegensatz hierzu auf der Unterseite der mittelostalpinen Masse an allen Fensterrändern zum Unterostalpin oder Pennin hin keine damit zusammenhängende verkehrte Serie, die Kristallinplatte ist häufig diskordant quer zu älteren Strukturen abgeschnitten.

Jüngst hat außerdem noch G. Voll (1977, S. 1) durch Erfassung von Resten eines aufrechten Schenkels der Radstädter Quarzphyllitdecke im Forstautal mit Hilfe von Gefügen einer aufrechten Lagerung (siehe S. 128) diese hier dargelegte Auffassung der tektonischen Unabhängigkeit von Unter- und Mittelostalpin bestätigt.

Die innere alpidische tektonische Gestaltung der mittelostalpinen Decke zeigt, im ganzen gesehen, mäßiges Ausmaß. Aus voralpidischer, und zwar variszischer Zeit, steckt ein bedeutender Deckenbau im Ostflügel des Mittelostalpins im Bereich der Saualpe–Koralpe–Stubalpe, der auf Grund von katazonalen Koralm-Gesteinen über mesozonalen Gleinalmserien schon durch L. Kober (1938, S. 52, 57) erfaßt, damals allerdings als alpidisch eingestuft war, während heute doch vieles für das voralpidische, variszische Alter dieses inneren Deckenbaues spricht (A. Pilger & N. Weissenbach, 1970, S. 26; H. Flügel, 1975 b, S. 26). Auch dieser Deckenbau ist vorübergehend in der Phase der Umdeutung auf autochthone Strukturen in den sech-

ziger Jahren ohne Zuhilfenahme von Tektonik zu erklären versucht worden (vgl. H. FLÜGEL, 1963, S. 20). Die Neuuntersuchung des Saualpen-Kristallins aber hat abschließend in aller Klarheit einen noch bedeutend größeren Deckenbau auch im mittelostalpinen Kristallin zutage gefördert, als je zuvor bekannt war, da weitere Fenster von schwächer metamorphem Kliening-Kristallin (Wolfsberger Kristallin) unter dem katazonalen Saualpen-Kristallin bekannt geworden sind, und zwar als Wolfsberger Fenster, Klieningfenster und Ameringfenster – noch wesentlich weiter im Süden als das Stubalpen-Halbfenster – und auch die Tiefendiaphthoresezone erneut erfaßt wurde (A. PILGER & N. WEISSENBACH, 1965, S. 197; 1970, S. 23). Schubweiten von über 45 km sind ablesbar (Abb. 78). Eine weitere höhere Decke noch im mittelostalpinen Bereich der südlichen Saualpe wurde von N. WEISSENBACH (in A. PILGER et al., 1970, S. 22, Abb. 10) erfaßt.

In alpidischer Zeit ist zum Internbau des Mittelostalpins folgendes beigetragen worden: Späte südvergente Schuppung in der Aela-Ortlerzone; mäßig weite Überschiebungen im Münstertaler-Sesvenna-Kristallin und westvergent an der Schlinig-Überschiebung am Westrand der Ötzmasse, deren junge Eigenbewegung den Ostrand des Engadiner Fensters umformte; steile Pressung des Mittelostalpinstreifens im Westabschnitt südlich des Tauernfensters, der in drei Längszonen mesozoische Mulden und Keile eingeklemmt hat (F. SASSI et al., 1974, Abb. 1); schließlich kräftiges Digitieren und Auflösung in alpidische Schuppung der Stirnpartie in den Schladminger und in den Niederen Tauern, die L. KOBER seit 1922 a (S. 227; Tektonogramm) so anschaulich vom Nordostrand des Tauernfensters geschildert hat und die jüngst H. FORMANEK (et al.), 1962, 1964, in den Schladminger Tauern und K. METZ (1962–1971) in den Niederen Tauern herausgearbeitet haben. Bis zu einem Deckenbau allerdings steigert sich diese Verspleisung der mittelostalpinen Stirnzone nicht.

Eine wichtige, wohl alpidische innere Aufschuppungslinie im mittelostalpinen Baukörper östlich der Tauern verläuft an der Linie von Mauterndorf über Lessach südlich vom Preber ins Innere des mittelostalpinen Kristallin, trennt die Tamsweger Glimmerschiefermasse im Süden von der Schladminger Gneismasse im Norden. Die einst von G. GEYER (1893, S. 52), V UHLIG (1908, Kt.), A. TORNQUIST (1921, S. 355, Abb. 1) und S. PREY (1941, S. 116) vertretene Auffassung, daß hier in einem „Fenster von Lessach" unterostalpine Quarzphyllite an die Oberfläche geschleppt worden seien, hat sich allerdings nicht beweisen lassen (siehe S. 303).

Auf die Frage nach dem Alter der großen Kristallinmasse des mittelostalpinen Grundgebirges ist in letzter Zeit im westlichen und südlichen Abschnitt mit Hilfe von modernen petrographischen Untersuchungen in Kombination mit radiometrischen Altersdatierungen bereits eine erste Antwort gegeben worden, die die Entwicklungsgeschichte in großen Zügen erhellt, während im steirisch-kärntnerischen Abschnitt die Zahl der ungelösten Probleme jene der befriedigenden Antworten noch bei weitem übertrifft.

Zunächst soll eine kurze Charakteristik des Ötztaler Kristallins als Beispiel für die Petrogenese und Tektonik im Westabschnitt gegeben werden (vgl. Tab. 14). Aufbauend auf K. SCHMIDT et al. (1967), D. MILLER et al. (1967), F. PURTSCHELLER (1969, 1971, 1975) u. a. läßt sich folgendes Bild von der Entwicklung des Ötztaler Kristallins gewinnen. Das Alter des Ausgangsmaterials ist vorkaledonisch

bis frühkaledonisch. In kaledonischer Zeit oder früher erfolgte im Zuge einer – heute von manchen bestrittenen – Orogenese eine Schieferung und Faltung des damals bereits regionalmetamorph bis zur Eklogitfazies umgeprägten Materials, wie Falten führende Schollenrelikte in den als kaledonisch datierten Plutoniten (mit rund 485 bzw. 415 Millionen Jahren) beweisen. Es folgte eine kräftige Orogenese, die die Schlingentektonik bewirkte, bei der die sauren kaledonischen Intrusiva bereits miteinbezogen wurden. Diese Orogenese der Schlingentektonik und die sie überholende Metamorphose in Amphibolitfazies (mit Maximaltemperaturen von 650° C) kann heute bereits als altvariszisch eingestuft werden. Der im äquivalenten Altkristallin südlich und östlich des Tauernfensters aus der Zeit nach der Schlingentektonik sichtbare jungvariszische Deckenbau mit flachen Überschiebungen bis über 45 km Weite, kann im Ötzkristallin (mangels tektonischer Abscherung des unteren Stockwerkes in alpidischer Zeit) nicht beobachtet werden. Die jungvariszische Metamorphose erweist sich mit ihren niedrigeren Temperaturen bis maximal 550° C als retrograd. In der alpidischen Ära schließlich kommt es einerseits im Zuge der deckenförmigen Verfrachtung im Bestand des Mittelostalpins zu kräftigem Transversaltransport, andererseits im Rahmen der Schneeberger Kristallisation zu einer letzten, namhaften, allerdings nur randlich wirksamen Umprägung zwischen etwa 120–80 Millionen Jahren.

Sehr ähnlich ist die Entwicklung im mittelostalpinen Kristallin in der Rieser- ferner Antholzer Gruppe nach F. Sassi et al. (1974, S. 427 ff.) abgelaufen. Einer frühkaledonischen Phase ist das Gesteinsalter der Paragneise und Glimmerschiefer mit 497 ± 38 Millionen Jahre zuzuordnen, wobei die Almandin-Amphibolitfazies vom Barrow-Typ mit Disthen- und Staurolith-Assoziationen geherrscht hat (Temperatur etwa 600° C bei 6–8 kb). Der kaledonische Plutonismus ist auch hier einer jüngeren Phase dieses Zyklus einzureihen auf Grund der Alterswerte von 434 ± 4 Millionen Jahre am Antholzer und Gsieser Orthogneis. Wiederum bewirkte die schwächere variszische Metamorphose unter niedrigen Druck-Temperatur-Bedingungen eine Diaphthorese des kaledonischen Kristallins, die Orthogesteine erhielten ihre Gneisstruktur, Disthene und Staurolithe wurden serizitisiert, das Alter dieser Umkristallisation liegt bei 300 Millionen Jahren. In alpidischer Zeit schließlich ist auch hier eine ältere Phase mit Bildung von Phengit und lavendelblauer Hornblende von etwa 90 Millionen Jahren und ferner Rejuvenation der Glimmer in den Nordrandpartien dieses mittelostalpinen Streifens südlich vom Tauernfenster im Zusammenhang mit der Tauernkristallisation mit Abkühlungsalter von rund 20 Millionen Jahren erfaßt worden. Die Kristallisationsgeschichte des mittelostalpinen Altkristallins deckt sich demnach in den beiden genauer untersuchten Räumen in großen Zügen.

Im steirisch kärntnerischen mittelostalpinen Kristallin sind hingegen trotz einer langen Erforschungsgeschichte erst in jüngster Zeit Ansätze zu einer echten Altersgliederung im Kristallin im Saualpengebiet erzielt worden, wie J. Neugebauer & G. Kleinschmidt (1971, S. 115) dargelegt haben: Nur der Versuch Serien gleichen Stoffbestandes im Ausgangsmaterial unter Abstraktion der Metamorphose für den stratigraphischen Vergleich zu erfassen, kann hier, solange man nicht absolute Altersbestimmungen in größerer Zahl zur Verfügung hat, weiterführen. Die älteren Seriengliederungen in diesem Raum von F. Angel & F. Heritsch (1920, 1921) angefangen bis P. Beck-Mannagetta (1954) und W Fritsch (1962 a)

haben nach J. NEUGEBAUER (1970) echt stratigraphisch zu keinen Ergebnissen geführt. So war z. B. die Stubalpe durch F. ANGEL & F. HERITSCH (1920, 1921, 1923) in sieben Serien, die Koralpe von P. BECK-MANNAGETTA (1954) in sechs Serien, die Saualpe von W FRITSCH (1962) in 13 Serien und Teilserien gegliedert worden, die aber mit den Serien der Nachbargebiete nur teilweise korreliert waren, die wie im Beispiel der Saualpe über fünf Decken hinweggingen – davon drei voralpidische und zwei aller Wahrscheinlichkeit nach alpidische. Wenn man wie im Beispiel der Saualpe etwa in der sich nach W FRITSCH (1962 a, S. 209) siebenfach wiederholenden Serie von verschieden stark metamorphen Tonabkömmlingen, Grünschiefern und Karbonatgesteinen altpaläozoische Serien vermuten würde, dann hätte man sich in der Metamorphose zwangsläufig auf variszisches Alter eingeengt, wie denn auch in den Arbeiten der Saualpen-Arbeitsgemeinschaft geschehen. Dann aber müßte man zwei vollständige orogene Teilzyklen im Variszikum für die Entstehung der vorliegenden Strukturen fordern, was ähnlich wie bei der zuvor gegebenen Gliederung des Mittelostalpins westlich des Tauernfensters zur Annahme einer alt- und jungvariszischen Orogenese und den zugehörigen Metamorphosen führen würde. Diese Gliederung beruht ja im Westen auf absoluten Alterswerten – es ist aber erstaunlich, daß wir aus dem nichtmetamorphen Paläozoikum von Oberostalpin/Südalpin keinen Hinweis auf ein derartiges zweizyklisches Geschehen in der variszischen Ära haben! Die Entwicklung dieses Kristallins wird wohl erst durch eine größere Zahl von radiometrischen Daten endgültig zu klären sein.

Die permomesozoische Hülle des Mittelostalpins reicht im österreichischen Anteil nirgends über den hohen Jura empor. Im allgemeinen aber ist sie, wie bekannt, sekundär weitgehend reduziert und oft nur auf die basalsten permotriadischen Glieder beschränkt oder fehlt weithin überhaupt. In fazieller Hinsicht sind die Ähnlichkeiten zur unterostalpinen Fazies enger als zur oberostalpinen Faziesentwicklung, so daß die Zugehörigkeit zur zentralalpinen Entwicklung deutlich wird.

Literatur: F. ANGEL & F. HERITSCH, 1920, 1921; P. BECK-MANNAGETTA, 1954; CH. EXNER, 1971 a; H. FLÜGEL, 1963, 1975 b; H. FORMANEK et al., 1962; W FRITSCH, 1962 a; J. GEYSSANT & F. SASSI, 1972; L. KOBER, 1922 a, 1938; K. METZ, 1962–1971; D. MILLER et al., 1967; J. NEUGEBAUER & G. KLEINSCHMIDT, 1971; A. PILGER & N. WEISSENBACH, 1970; F. PURTSCHELLER, 1969, 1971; F. SASSI et al., 1974; K. SCHMIDT et al., 1967; R. STAUB, 1924; A. TOLLMANN, 1963 a; G. VOLL, 1977

4. Das Mittelostalpin östlich des Tauernfensters

Beginnen wir die regionale Besprechung der einzelnen Abschnitte des Mittelostalpins im Osten. R. SCHWINNER hat 1935 a den unterostalpinen Raum des Semmeringsystems als Raabalpen von dem mittelostalpinen Gebiet westlich davon, das seit E. SUESS 1909 als Muralpen bezeichnet wurde, unterschieden. L. KOBER unterschied innerhalb der Muralpen das schwächer metamorphe, tektonisch tiefere Stockwerk der Muriden (mit der mesozonalen Gleinalmkristallisation und der hochmesozonalen bis epizonalen Ameringkristallisation) im Raum der Glein- und Stubalm, der Glimmerschieferserien der Niederen Tauern, des Rennfeldes, Angerkristallins und Troiseckzuges und das

höhermetamorphe, tektonisch höhere Stockwerk der Koriden weiter im Süden mit der bis in die Katazone reichenden Koralpen-Kristallisation, das sich südlich vom Muriden-Kristallin in der Koralpe, Saualpe und in den Seetaler Alpen, ferner im Radegunder Kristallin bei Graz anreiht und vielleicht im Bundschuhgneiszug westlich der Gurktaler Decke sein Pendant findet. Eine Eigenstellung innerhalb der Muriden weisen die Seckauer Tauern auf, worauf zuerst W SCHMIDT (1921, S. 103 ff.) – allerdings auf der unrichtigen Grundlage einer tektonischen Gleichsetzung des Seckauer Gneises mit den über den Muralpen gedachten Semmeringgrobgneisen – hingewiesen hat. In neuerer Zeit hat K. METZ (1965, S. 243) wiederum auf die Eigenstellung der Seckauer und Schladminger Tauern nach Gesteinsbestand und Kristallisationsgeschichte aufmerksam gemacht.

Um zunächst einen Eindruck vom Typus des muriden Kristallins zu geben, sei die Besprechung der hierfür bezeichnendsten Gruppe der Stub- und Gleinalm vorausgestellt und dann die östliche Fortsetzung dieses Gebirgszuges im mittelostalpinen Anteil der Fischbacher Alpen und des nur bruchtektonisch versetzten Troiseckzuges angefügt.

a) Die Pack- und Stubalpe

α) Die Lage und Bearbeitung

Der Ameringkogel im Nordteil der Packalpe und die Stubalpe erstrecken sich westlich des Grazer Paläozoikums, östlich des Obdacher Sattels und südlich des Fohnsdorfer Tertiärbeckens. Die grundlegende Bearbeitung der kristallinen Serien dieses Gebietes erfolgte durch F. ANGEL & F. HERITSCH (1920, 1921); F. HERITSCH & F. CZERMAK (1923) lieferten eine geologische Karte der Stubalpe mit Erläuterungen, O. HOMANN (1962) kartierte und analysierte das gegen SE anschließende Gebiet im Raum Pack, L. BECKER (1973, 1974, 1975), L. BECKER & R. SCHUMACHER (1973) und R. SCHUMACHER (1974) beschrieben Metamorphose und Tektonik des von ihnen neu aufgenommenen Gebietes, das im NE in Richtung Gleinalpe anschließt. L. BECKER (1977) führte einen Vergleich der Serien der Stubalpe mit jenen des umgebenden Raumes durch.

β) Die Seriengliederung

Die noch in historischer Hinsicht wichtige Seriengliederung des Kristallins von F. ANGEL & F. HERITSCH (1921, S. 49 ff.) umfaßt die im folgenden wiedergegebenen sieben übereinanderliegenden Gesteinsgruppen. Bei dieser Gliederung aber muß man sich allerdings vor Augen halten, daß sie, wie A. KIESLINGER (1928 a, S. 458, 501) aufgeführt hat, als eine petrographische Seriengliederung gedacht war, aber nicht einheitlich durchgeführt worden ist: Stratigraphische, tektonische und petrographische Gliederungsprinzipien sind vermischt, so daß diese Aufstellung heute nicht mehr brauchbar ist, wie unten ausgeführt wird. So ist etwa in der Gliederung von F. HERITSCH, die eine Abfolge von Liegend gegen Hangend (F. HERITSCH, in F. ANGEL & F. H., 1921, S. 51) darstellen soll, die Obdacher Zone als tiefste angeführt, während sie ein Äquivalent wesentlich höherer Serien bildet, indem sie die Fortsetzung von Teilen der Almhausserie (4)

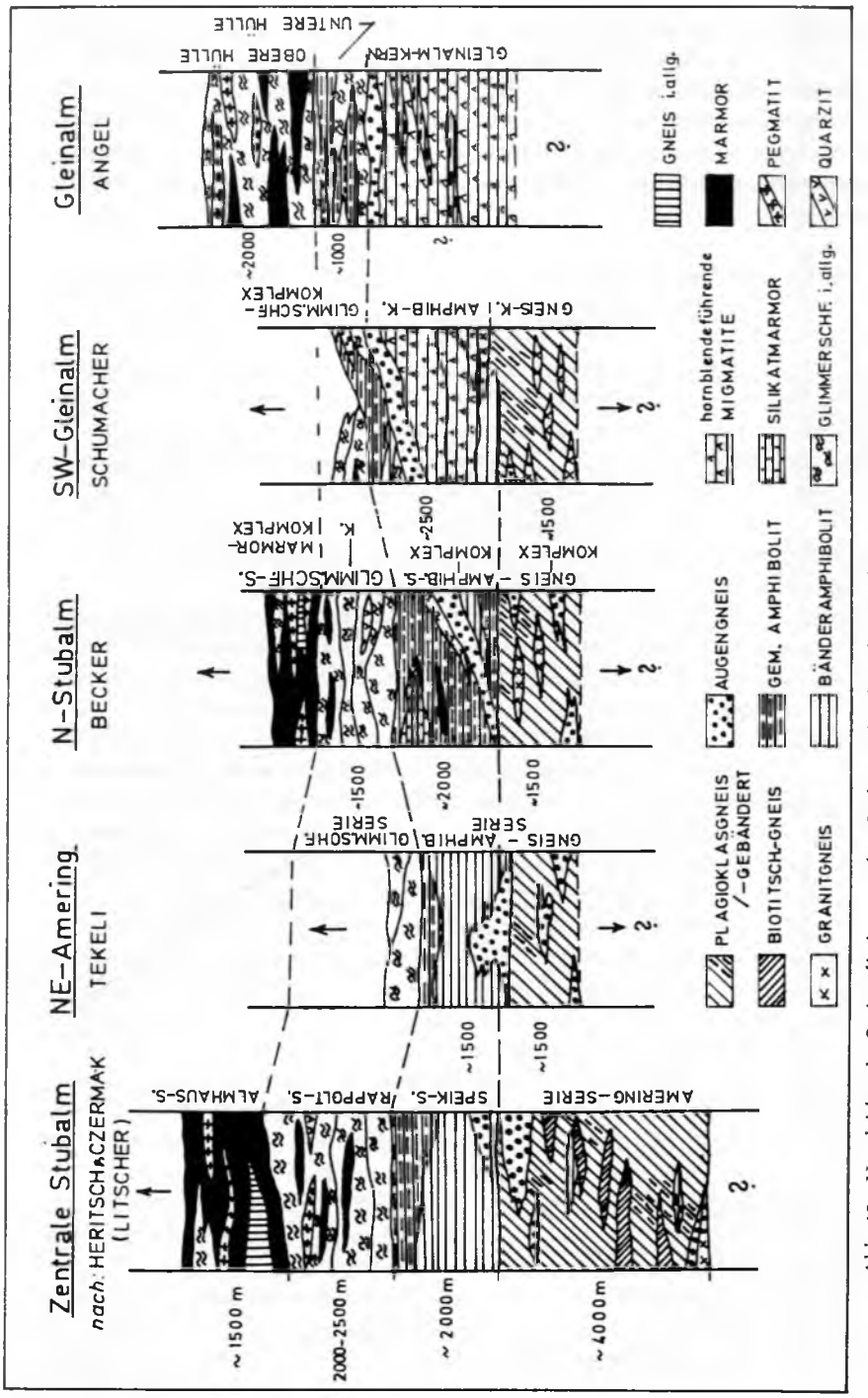


Abb. 68: Vergleichende Seriengliederung der Stub- und Gleinalpe nach L. Becker & R. Schumacher (1973, Abb. 5).

und der Teigitschserie (5) darstellt, die am Westrand der Ameringkuppel eingeklemmt ist und daher scheinbar tiefer liegt. Außerdem sind in dieser Serienabfolge von F. HERITSCH die Serien ab Folge 4 (Almhausserie) tektonisch aufgeschoben und mindestens ab 5 (Teigitschserie) im Verband der Saualpendecke über mehr als 45 km voralpidisch fernüberschoben, so daß in dieser ehemaligen „Seriengliederung" im Raum der Stubalpe stratigraphisch, metamorphosemäßig und tektonisch sehr Heterogenes durcheinander liegt.

Tab. 8 : Serienvergleich im mittelostalpinen Kristallin von Saualpe, Koralpe, Gleinalpe und Stubalpe

(L.P.BECKER, 1971, 1977; W.FRITSCH et al. 1960, 1962; F.HERITSCH, 1921; F.HERITSCH & F.CZERMAK, 1923; O.HOMANN, 1962; H. KAMP & N.WEISSENBACH, 1961; A.KIESLINGER, 1928; R.SCHUMACHER, 1972; N.WEISSENBACH, 1975 etc.etc.)

Mächtigkeiten : Maximalwerte

Tektonische und metamorphe Gliederung	Saualpe	Koralpe	Gleinalpe und Stubalpe
Oberostalpin Unmetamorph bis Epizone	Hangend : Gurktaler Decke mit Serie aus c) Unmetamorphem Jungpaläozoikum bis Tertiär b) Anchizonaler Magdalensbergserie a) Epizonaler Phyllitgruppe (Bischofberserie etc.)		Hangend Grazer Paläozoikum
Saualpendecke : (Koridendecke) Mesozone (Glimmerschiefer gruppe)	Waitschacher Serie (400 m) Marmorreiche Glimmerschiefer Kräupinger Serie (über 500 m) Amphibolitreiche Granatglimmerschiefer Zossener Serie (800 m) : Marmore. Amphibolite, Glimmerschiefer Plankogelserie (600 m): Staurolith-Disthen-Granatglimmerschf., Serpentin. Manganquarzit Hüttenberger Serie (über 600 m) Pegmatitreiche Glimmerschf. mit Erzberg-Marmor Injektionsglimmerschieferserie (300 m) mit Pegmatit	Gradener Serie : Alpidisch diaphthoritisierte Serie aus Staurolithgneisen, Glimmerschiefern, Marmoren und Amphiboliten Venitische (Granat-)Glimmerschieferserie mit Pegmatit	
Saualpendecke Katazone	Eklogitserie (3000 m) Obere Eklogitserie D I Disthenflasergneis I mit Kalksilikaten Sg I Schiefergneis I mit Eklogit D II Disthenflasergneishorizont II Sg II Schiefergneis II mit reichl. Eklogit Kalksilikathorizont Untere Eklogitserie D III Disthenflasergneishorizont III Sg III Schiefergneishorizont III Preimser Serie s.str. : Schiefergneis mit Pegmatit- und Marmorlinsen	Schwanberger Serie nov.nom. (Oberteil d. „Zentralen Serie") („Brettsteingruppe" KIESL.p.p.) Obere S.S.: Schiefergneis und Disthenflasergneis mit Eklogit Untere S.S.: desgl. mit Kalksilikaten und Marmor Koralpenserie (Plattengneisserie) (Unterteil d. „Zentralen Serie") Disthenflaser- und Plattengneis	Teigitschserie : Disthenflasergneisserie Pegmatoide Gneise Bundscheck(augen)gneis Hirschegger (Lagen)-Gneis Gößnitz (Para-)Gneis
Stubalpendecke : (Muridendecke) Mesozone	Stelzinger Marmorserie c) Stelzinger Marmor b) Schiefergneis mit Marmor und Amphibolit a) Quarzitserie : Schiefergneis mit Glimmerquarzit	Obere Marmorserie Injektionsglimmerschiefer mit Marmor	Almhausserie (1500 m) Marmor- und Pematit-führende Bunte Serie
	Wolfsberger Serie (=Klieningserie. über 500 m) c) Granatglimmerschieferserie und oberer Schiefergneis b) Amphibolitserie a) Liegender Schiefergneis Granit nicht erschlossen	Wolfsberger Serie c) Granatglimmerschieferserie b) Granatgneis, Amphibolit a) Wolfsberger Granit	Rappoltserie (2500 m) (Disthen-Granat-)Glimmerschieferserie Speikserie (2000 m) Amphibolitkomplex Ameringserie (4000 m) Gneiskomplex ; Granitgneis, Augengneis

Wenn man heute Seriengliederung im Altkristallin vornimmt, unterscheidet man naturgemäß diese oben erwähnten, von A. KIESLINGER herausgearbeiteten drei Gesichtspunkte und wird demnach in erster Linie bemüht sein, nach stratigraphischen Gesichtspunkten im Parakristallin zu gliedern (vgl. J. NEUGEBAUER & G. KLEINSCHMIDT, 1971, im Bereich des Saualpen-Kristallins) und wird dann zusätzlich über tektonische und petrographische Umgestaltungen des ursprünglichen Stoffbestandes berichten.

Aus historischen Gründen soll nun zunächst die die ganze Kristallinliteratur der Steiermark beherrschende Stubalpen-Gleinalpen Seriengliederung von HERITSCH angeführt werden. Im Anschluß daran soll hierzu Stellung auf der Basis der heutigen Vorstellung bezogen werden (Tab. 8; Abb. 68–69).

0. Die Obdacher Zone mit ihren Marmoren und Glimmerschiefern im Westen der Ameringkuppel wurde, wie erwähnt, von F. HERITSCH nach ihrer heutigen Position als tiefste Einheit des Raumes angesehen. Im Stoffbestand wurde sie allerdings bereits von F. HERITSCH mit der Almhausserie, bei weiterer Fassung von A. KIESLINGER (1928 a, S. 458) mit der Teigitschserie verglichen. Diese Vergleiche bestehen insofern zu Recht, als die Obdacher Zone nur durch eine durch Querstörung verursachte Versetzung in ihre heute tiefere tektonische Position gegenüber der Ameringserie gelangt ist.

Gleiches gilt von dem teilweisen Äquivalent der Obdacher Zone, nämlich der Lobminger Schuppenzone (F. CZERMAK, 1927) im Nordosten der Ameringkuppel. Die Lobminger Schuppenzone lagert am Nordrand der Stubalpe mit tektonischem Überschiebungskontakt in einem am Rand des Fohnsdorfer Beckens noch erhaltenen Streifen der Ameringserie unmittelbar auf, wobei die Randpartien letzterer kräftig diaphthoritisiert wurden. In der Lobminger Schuppenzone erscheint eine innig verschuppte, diaphthoritisch überprägte Gesteinsgesellschaft aus Marmor, Pegmatit, Disthen-Granat-Glimmerschiefer, quarzitischem Gneis, Amphibolit und Graphitschiefer. Ihre Zugehörigkeit zur Almhausserie ist übrigens auch von L. P. BECKER (1973, S. 55) – der sie zunächst neutral als „Marmor-Pegmatit-Glimmerschiefer-Serie" bezeichnet hatte – erkannt worden.

1. Die 4000 m mächtige Ameringserie baut das flache Gewölbe des Ameringkogels auf. Sie stellt die tiefste aufgeschlossene Einheit des Stubalpen-Kristallins dar. Sie besteht aus dem Ameringgranitgneis samt zugehörigen Aplit- und Pegmatitgneisen und dem damit verbundenen Plagioklasgneis (Größinggneis), einem granatführenden Biotitschiefergneis. Die Serie bildet am Ameringkogel selbst eine flache, an einer NNE-gerichteten Achse länglich gestaltete Kuppel, deren Flanken gegen Osten und Norden absinken. Die Fortsetzung dieser Serie aus Granitgneisen, Augengneisen und Plagioklasgneisen zieht mit SW-NE-gerichteten Achsen SE von Knittelfeld in den Nordteil der Gleinalpe bei Glein weiter. Der NW-Rand ist durch die Überschiebung der erwähnten tektonisch höheren Lobminger Schuppenzone bei Lobming diaphthoritisiert.

Von L. P. BECKER (1977) wird dieser Komplex als eine ehemalige, von ihm als unterbis mittelordovizisch aufgefaßte Arkose- oder Grauwackenserie (nachmaliger Schiefergneis) mit Einschaltungen von sauren bis basischen Vulkaniten (nachmaliger Granitgneis und vereinzelte Amphibolitzüge) gedeutet. Altersmäßig wird hier aber wohl auch das Kambrium darin enthalten sein. Seitlich verzahnt diese Kerneinheit des Stubalpen-Kristallins gegen NE hin mit der von W FRANK et al. (1976) als Edukt einer Wechsellagerung basischer und saurer Vulkanite erklärten Bändergneis-Amphibolit-Serie im Kern der Gleinalpe.

1 a. Die als Abschluß dieser Kerngesteine weithin über Stub- und Gleinalpe (siehe S. 220) verfolgbare Augengneisplatte wird seit H. HERITSCH & T. TEICH (1975) als metamorpher Quarzporphyr gedeutet – dem L. P. BECKER (1977) in Übereinstimmung mit der Blasseneckporphyroidplatte oberordovizisches Alter zumißt.

2. Die im Osten über der Ameringserie folgende, 2000 m mächtige Speikserie setzt entgegen älteren Darstellungen ohne basale tektonische Grenze auf (L. BECKER et al., 1973, S. 10). Sie wird durch Amphibolite und verschiedene andere Hornblendegesteine bei untergeordneter Einschaltung von Augengneisen gebildet.

3. Nun folgt vielfach mit klarer tektonischer Grenze die 2000–2500 m mächtige Rappoldserie, eine Glimmerschieferserie, die durch Disthen-Granatglimmerschiefer eingeleitet wird, in der Hauptmasse aus Hellglimmerschiefern bis Zweiglimmerschiefern besteht und im Hangenden noch Quarzite, Marmore, Amphibolite und Pegmatite führt. Die Serie zieht von der Hirscheggeralpe im Süden über Gaberl gegen NE weiter.

Serie 2–3 wird von L. P. BECKER (1977) aus oberordovizischen bis silurischen Vulkaniten und Tonschiefern abgeleitet.

4. Die im Osten darüber auflagernde Almhausserie mit einer ungefähren Mächtigkeit von 1500 m ist durch den Reichtum an Marmoren (Sallamarmor) und Pegmatiten in einer bunten Folge aus Gneisen, Quarziten, Amphiboliten und Glimmerschiefern gekennzeichnet. L. P BECKER (1977) vermutet in dieser marmorreichen Serie metamorphes Devon.

Der Vollständigkeit halber seien noch die weiteren hangenden Serien der HERITSCHschen Gliederung angeführt, die aber bereits dem im SE anschließenden, höher metamorphen, überschobenen Koridensystem angehören, und in der ab dem Packsattel einsetzenden Koralpe weiter verbreitet sind: Es ist dies (5.) die Teigitschserie, wie die aus pegmatoiden Gneisen bestehende Fortsetzung der Plattengneisserie der Koralpe hier bezeichnet worden ist. Diese pegmatoiden Gneise umfassen Augengneise (Bundscheckgneis), linsig-lagig-faserig struierte Lagengneise (Hirscheggergneis) sowie aplitführende Gneise mit Millimeter-Lagengefüge (Gößnitzgneis). Das genetische Verhältnis dieser Typen hat L. P. BECKER (1976) dahingehend klären können, daß die Augengneise (Bundscheckgneis) das Ausgangsgestein bildeten, daß bei zunehmender Deformation daraus zunächst die linsig-lagigen Hirscheggergneise entstanden und schließlich in Partien mit weiter zunehmender Beanspruchung durch extreme Längung der Feldspataugen in a Plattengneise mit Lineation in N-S bis NE-SW, senkrecht zu B, entstanden (vgl. S. 240). Zu ergänzen wäre noch innerhalb der Teigitschserie gegen Hangend nach O. HOMANN (1962) aus dem Raum Pack–Ligist die Disthenflasergneisserie (5 a), die dort lokal über der Plattengneisserie gut individualisiert ist.

Sie wird hier von der Granatglimmerschieferserie (6) überlagert. Zuoberst schließen dann die kräftig diaphthoritisierten Staurolithgneise der Gradener Serie an (7).

Jüngst wird übrigens von L. P. BECKER (1977) der Staurolithgneis im Raum N Salla im Liegenden der Teigitschserie auch als Gradener Serie bezeichnet, während diese weiter im Osten, gegen das Grazer Paläozoikum hin, das Hangende und nicht das Liegende der Teigitschserie bildet.

Über dieser stellt sich nach Resten von noch fraglichem Mesozoikum bei Köflach

das Grazer Paläozoikum als ein Teil des in alpidischer Zeit fernüberschobenen oberostalpinen Deckensystems ein. Dieser Großüberschiebung wird die Gradener Serie ihre Diaphthorese verdanken. Daß die Grenzfläche zwischen Stubalpen-Kristallin und Grazer Paläozoikum tektonischer Natur ist, wird jüngst von P. L. Becker (1975, S. 86 f.) eingehend begründet – vgl. S. 472.

γ) Metamorphose und Tektonik

Die Auffassung über die Metamorphose und Tektonik der Stubalpe und der im Osten damit verbundenen Gleinalpe hat seit F. Angel & F. Heritsch einen gewissen Wandel erfahren. Die genannten Autoren haben die von ihnen erfaßte posttektonische Metamorphose unter (kata- bis) mesozonalen Bedingungen als Gleinalpen Kristallisation bezeichnet (1921, S. 56). Für diese Gleinalpen-Kristallisation ist nach F. Angel (1939, S. XCIV) im Bereich der Gleinalm bezeichnend, daß ein einziger Kristallisationsprozeß in Amphibolitfazies Gleinalmkern und -hüllen erfaßt und aus einem Guß eine Mineralfazies erzeugt hat, für welche die folgende Vergesellschaftung typisch ist: Oligoklas, gemeine grüne Hornblende, Biotit, Zoisit-Epidot; Mikroklin, Muskowit; Granat, Staurolith, Chloritoid, Disthen; Antigorit, Chlorit, Talk, Breunnerit. Hiezu wird von F. Angel angeführt, daß diese Teilgesellschaften in allen Stockwerken nebeneinander vorkommen können.

Altersmäßig wurde diese Gleinalpen-Kristallisation hier allerdings von F. Angel unter der unrichtigen Annahme der normalen Auflagerung des überschobenen Grazer Paläozoikums als vorpaläozoisch erachtet, ferner eine jüngere, als karbonisch betrachtete schwächere, epizonale Kristallisation in der Ameringserie als Ameringkristallisation bezeichnet und die Diaphthorese auch in diese Phase gestellt.

Jüngst haben hingegen L. Becker & R. Schumacher (1973, S. 20 ff.) eine derartige Trennung einer Gleinalpen- und Stubalpen-Kristallisation abgelehnt und folgendes Entwicklungsschema entworfen: 1. Die älteste erfaßbare Kristallisation bildet die Regionalmetamorphose in Almandin-Amphibolit-Fazies (Disthen-Almandin-Muskowit-Subfazies im Glimmerschiefer erfaßbar). Sie wird aus Vergleichen von diesen Autoren als vor- bis frühvariszisch betrachtet. 2. Es folgt die als variszisch eingestufte Hauptdeformation mit intensivem Faltenbau in Klein- und Großbereich, wobei die Faltenachsen SW–NE streichen. 3. In der hierzu gleichzeitigen bis posttektonischen, für spätvariszisch gehaltenen zweiten Kristallisation mit Quarz-Oligoalbit/Oligoklas-Alkalifeldspat-Biotit-Epidot-Muskowit-Titanit-Wachstum kam es im Bereich von Wärmedomen bis zur Metablastese und Anatexis – aplitische Bänderung, migmatische Texturen sind bei einer offenbar hochgradigen Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies bei 670° C (Migmatit) bzw. 770° C (Aplit) und 3 kbar Druck entstanden. 4. Einer zweiten, als schwächer bezeichneten Deformation nach dieser bis zur Anatexis führenden Metamorphose soll sowohl die Überschiebung der Lobminger Schuppenzone über der Ameringserie, als auch die Bewegung der höheren tektonischen Einheit Rappold-Glimmerschieferserie samt Almhaus-Marmorserie über der tieferen Einheit Amering-Gneisserie samt zugehöriger Speik-Amphibolitserie angehören und soll der deutlich jüngere Achsenplan mit NW-SE Streichen einzuordnen sein (über die auch in diese Phase gehörige Überschiebung der koriden Teigitschserie samt zu-

gehörigen Zonen wird nichts ausgesagt). Diese zweite Hauptphase der Bewegungen, die mit einer weit verbreiteten Diaphthorese unter Grünschieferfazies-Bedingungen (Subfazies B 1.1 und B 1.2 nach H. G. F. WINKLER, 1967, S. 87) verbunden sind, werden als alpidisch betrachtet.

Während wir nun ein detailliertes Bild von der Entwicklungsgeschichte dieses Stubalpen-Gleinalpen-Kristallins haben, bringt die hier angeführte Alterseinstufung sicherlich nicht die endgültige Lösung, da dieser innere Überschiebungsbau im Kristallin (zweite Hauptphase) mit seinem weit über die Grenzen dieses besprochenen Abschnittes hinausgehendem Ausmaß doch wohl voralpidisch, jungvariszisch sein wird, und sich dann auch die übrigen Alterseinstufungen zurückverschieben – vgl. S. 264 ff.

δ) Literatur

F. ANGEL, 1924, 1939; F. ANGEL & F. HERITSCH, 1920, 1921; L. BECKER, 1973, 1974, 1975, 1976, 1977; L. BECKER & R. SCHUMACHER, 1973; F. CZERMAK, 1927; H. FLÜGEL, 1960, 1973; F. HERITSCH, 1921, 1925; F. HERITSCH & F. CZERMAK, 1923; O. HOMANN, 1962; A. KIESLINGER, 1928 a; K. METZ, 1965; J. NEUGEBAUER & G. KLEINSCHMIDT, 1971; W SCHMIDT, 1921; R. SCHUMACHER, 1974; H. G. F. WINKLER, 1967

b) Die Gleinalpe

Position: Die Gleinalpe stellt die nordöstliche Fortsetzung der Stubalpe nach Seriengliederung und Struktur dar und schiebt sich als ein SW-NE-streichendes Antiklinorium zwischen das tektonisch auflagernde Grazer Paläozoikum im Süden und den tektonisch daran entlang der Trasattel-Eywegg-Linie angrenzenden Mugel-Rennfeldzug im Norden ein.

Die grundlegenden Arbeiten über die Gleinalpe stammen von F. ANGEL (1923; 1940, S. 277 ff.), F. ANGEL & F. HERITSCH (1921) und J. STINY & F. CZERMAK (1932, Kt.). Neue Bearbeitung bzw. kartenmäßige Darstellungen fand die Gleinalpe in ihrem Westteil bis zur Linie Glein–Speikkogel durch L. BECKER (1973) und L. BECKER & R. SCHUMACHER (1973) und in ihrem Ostteil ab der Linie St. Michael–Speikkogel durch H. FLÜGEL (1960, Kt.; 1961, S. 8 ff.; 1975, S. 6 ff.). Jüngst hat W NOWY (1976) eine detaillierte Untersuchung im Bereich des Gleinalm-Autobahntunnels durchgeführt und W FRANK et al. (1976) im Zusammenhang damit radiometrische Daten über dieses Kristallin vorgelegt.

Die Großstruktur der Gleinalpe zeigt einen mächtigen Plagioklasgneiskomplex im Kern, um den sich eine bis 3000 m mächtige Schieferhülle mesozonaler Gesteine legt, die im unteren Teil wiederum reich an Amphibolit, hier auch an serpentinisierten Peridotiten ist, sowie Muskowitglimmerschiefer führt, und welche im oberen Teil – wie oben bereits von der Stubalpe geschildert – aus (vielfach graphitischen) Glimmerschiefern, reichlich Marmoren, Pegmatiten etc. aufgebaut wird. Diese auf der SE-Seite der Gleinalpe vollständige Hülle ist auf der NW-Flanke tektonisch reduziert (Abb. 69).

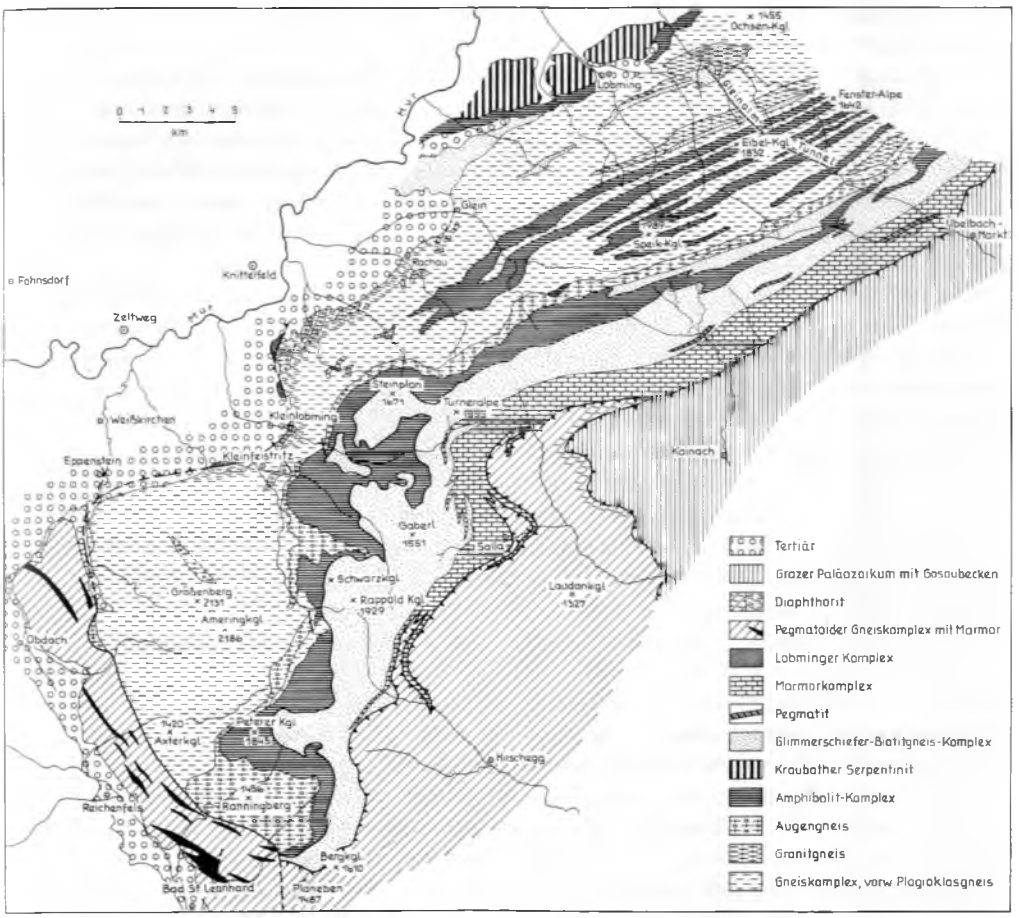


Abb. 69: Geologische Skizze des Gleinalpen-Stubalpen-Zuges nach L. BECKER (1977) und W. FRANK et al. (1976).

Der Kern der Gleinalpe besteht aus gebänderten Plagioklasgneisen, deren lagige Struktur durch die Wechsellagerung mit schmalen Amphibolitbändern betont wird. Granitische und besonders granodioritische Gesteine sind diesen Plagioklasgneisen eingeschaltet. Die hangenden Gneise wurden früher als hornblendeführende Migmatite angesprochen. Der Gneiskomplex der Gleinalpe entspricht der Ameringserie in der Stubalpengliederung von F. HERITSCH.

F. ANGEL (1923, S. 78; 1924, S. 44 ff.; 1928 c, S. 439 ff., 467 ff.) leitete die granitoiden Gesteine ursprünglich von einer magmatischen Intrusion ab, die eine Injektion der Hüllgesteine verursacht hätte, später (1939 c, S. 102) deutete er die Kerngesteine hingegen als selektive Mobilisate der als variszisch angesehenen Kristallisation. Auf die zuletzt auf L. BECKER & R. SCHUMACHER (1973) gegebene, zuvor referierte Darstellung der zwei Hauptkristallisationen im Grenzbereich Stubalm–Gleinalm sei nochmals verwiesen, da diese Ergebnisse für die Gleinalm gleichermaßen Gültigkeit haben. Nach

H. HERITSCH (1963 a, S. 4) fällt der Großteil der sauren Kerngesteine der Gleinalpe in das Feld der anatektischen Schmelzen.

W FRANK et al. (1976, S. 196) und W NOWY (1976) haben für die Entstehung dieser eng gebänderten Wechselfolge aus feinkörnigen glimmerarmen Gneisen und Amphiboliten, die beim Bau des Gleinalmstollens in großer Mächtigkeit aufgeschlossen waren, aber eine andere Deutung ins Auge gefaßt: Sie nehmen auf Grund des Habitus der Gesteine und zufolge des niedrigen initialen Strontium-Isotopenverhältnisses, welches auf eine Herkunft des Materials aus unterer Kruste oder oberem Mantel schließen läßt und nicht auf sialische Kruste hinweist, eine Vulkanitserie mit alternierenden Lagen von basaltischen und kaliarmen sauren Lagen als Ausgangsgestein an. Das von diesen Plagioklasgneisen von W FRANK (1975, S. 4) bzw. W FRANK et al. (1976, S. 195) nach der Rb/Sr-Methode ermittelte Alter von 500 ± 45 Millionen Jahren (Wende Kambrium/Ordovic) wird durch die erwähnten Autoren als Bildungsalter des Ausgangsgesteins angesehen. Die bisherige Annahme einer hochgradigen variszischen Metamorphose für die Bildung dieses Gesteins entfällt damit. Der Verfasser möchte aus regional-geologischen Überlegungen aber doch in diesem Datum von der Grenze Kambrium/Ordovic eher einen ersten, in den Zentralalpen ja genau in dieser Zeit weit verbreiteten Metamorphoseakt sehen, während das Bildungsalter derartiger spezifischer vulkanogen entstandener Serien höher läge, was mit der weltweiten Verbreitung dieses eigenartigen Gesteinstypus im Präkambrium besser harmonieren würde.

Eine radiometrische Altersdatierung des granitischen Gesteins aus dem Humpelgraben NW Übelbach durch W FRANK et al. (1976, S. 198) mit 285 ± 21 Millionen Jahren könnte auch nur als variszische Metamorphose gedeutet werden, das Entstehungsalter ist unsicher. Hiebei sind Muskowite aus Pegmatitgängen im Augengneis mit der Rb/Sr-Methode bestimmt worden.

An diesem Granit konnte ferner ein altalpidischer Metamorphoseakt radiometrisch erfaßt werden: An Feldspäten (K/Ar) des Granites wurde ein Alter von 70 Millionen Jahren (H. FLÜGEL, 1975 b, S. 9) ermittelt, am Biotit ein Abkühlungsalter von 76 ± 3 Millionen Jahren, am Muskowit (Rb/Sr) ein solches von 81 ± 9 Millionen Jahren (W FRANK et al., 1976, S. 200), wodurch sich eine kräftige alpidische Aufwärmung bis etwa 500° C ableiten läßt.

An der Grenze vom granitoiden Kern der Gleinalpe zu ihrer Schieferhülle stellt sich eine lange anhaltende, geringmächtige, aber markante Augengneislage ein. Sie war früher von F. ANGEL als Ergebnis einer Kalimetasomatose in der basalen Zone der Schieferhülle, ausgehend vom Kern, gedeutet worden. Neuerdings sehen H. HERITSCH & T. TEICH (1976, S. 115 ff.) darin einen Porphyroid-Abkömmling.

Die Untere Schieferhülle der Gleinalpe (Speik- und Rappoldserie) umfaßt einen etwa 1000 m mächtigen Stapel kalkarmer Gesteine, unter denen die Hellglimmerschiefer, Almandin-Disthen-Schiefer, Chlorit- und Hornblende-Zoisit führenden Schiefer im Vordergrund stehen und außer Metabasiten auch Granodiorite sowie pegmatitische und aplitische Abkömmlinge auftreten. Auffallend in dieser Unteren Schieferhülle der Gleinalpe ist vor allem der Reichtum an amphibolitischen Gesteinen und Ultrabasiten, die stets als Reihe von Differentiaten eines gabbroiden Ausgangsmagmas gedeutet werden (Zusammenstellung bei H. FLÜGEL, 1975 a, S. 9 f.). Unter den Serpentinitstöcken Ochsenkogel,

Traföß im Murtal etc. ist jener von Kraubath mit 13 km Länge und über 2 km Breite zu beiden Seiten des Murtales der bedeutendste und am eingehendsten studierte (E. Clar, 1929; F. Angel, 1939; H. Meixner & L. Walter, 1939; G. Hiessleitner, 1953, 1963; H. Flügel, 1975 a, S. 11 etc.). Die Hauptmasse des Stockes besteht aus Dunit mit Maschenserpentin, die randlichen Partien sind in Antigoritserpentin verwandelt. Als Umsetzungen stellen sich knollige, zum Teil sogar abbauwürdige Magnesite ein (K. Vohryzka, 1960, S. 12 ff.). In der Hauptdunitzone des Kraubather Stockes tritt im reinen Olivinfels Chromit in lagerstättenmäßig bereits fast interessanten Mengen auf.

In bezug auf die Obere (kalkreiche) Schieferhülle der Gleinalpe sei auf die Seriengliederung der Fortsetzung dieses Stockwerkes im SW, in der Almhausserie der Stubalpe, verwiesen. Eine Zusammenstellung einer größeren Zahl von Gesteinsanalysen aus Kern und Schieferhülle der Gleinalpe gab samt Interpretation H. Heritsch (1963 a, S. 7 ff.). Der Bestand dieser mesozonalen Serie umfaßt verschiedene Typen von Glimmerschiefern mit Granat, Chlorit etc., Hornblende-Garbenschiefer, Plagioklasschiefer sowie Tremolit- und Phlogopit-führende Marmore und Kalksilikatschiefer. Nach H. Heritsch (1963 a) ist in bezug auf die Marmore eine Bildungstemperatur von 610° C bei 2 kb Druck anzunehmen.

Ein diaphthoritisierter, wohl dieser Oberen Schieferhülle angehöriger Gesteinsstreifen westlich von Leoben, die sogenannte Traidersberg-Folge, ist mit Phylliten, Lyditen und dunklen Quarzitschiefern verschuppt, die als Altpaläozoikum aufgefaßt werden (A. Hauser, 1936 b; H. Flügel, 1975 a, S. 14).

Im Achsengefüge der Gleinalpe dominieren nach L. Becker & R. Schumacher (1973) die gegen ENE gerichteten B_1-Achsen. Jüngere Faltenachsen mit flachem NE-Gefälle sind Bildungen eines zeitlich selbständigen Prägungsaktes. Im Gleinalmstollen konnten in den jüngeren, diaphthoritisch geprägten Störungszonen keine Faltenbildungen größeren Ausmaßes festgestellt werden (W Frank et al., 1976, S. 194).

Bruchtektonik. Packalpe und Gleinalpe werden von einer Reihe von Bruchlinien durchzogen, deren Verlauf am besten am Satellitenbild verfolgt werden kann (A. Tollmann, 1977 a, S. 13, 15 f., Taf. 1). Zunächst sind zwei große NW-SE-verlaufende Linien hervorzuheben: Die Hirschegger Störung, die in Fortsetzung der Linie Pöls–Weißkirchen über den Sattel zwischen Stubalpe und Packalpe E vom Ameringkogel bis über Stainz hinaus am Ostfuß der Koralpe verfolgt werden kann sowie der Südast der Paltenstörung, der über St. Michael, SW der Fensteralpe nach Übelbach und Peggau in das Grazer Paläozoikum weiterstreicht.

Den Nordteil der Gleinalpe bis zur vorgelagerten Mugel durchzieht eine Schar altbekannter, leicht gekrümmter WSW–ENE verlaufender Störungen, von denen die südlichste, die Gleinalpen-Störung, am Satellitenbild von Knittelfeld über das Gleinalpenhaus, über Röthelstein/Mur zum Nordfuß des Osser trassiert werden kann, die nächstnördlichere Pöller-Störung von St. Lorenzen über Lobming, den Höhenwirt nach Pernegg/Mur und von dort weiter in die Eywegglinie zieht und die nördlichste, die Trasattelstörung von Kraubath durch den Sattel zwischen Hochalpe und Mugel ebenfalls auf Pernegg hinzielt.

Die Großstörung, die für die Anlage des Murtales zwischen Knittelfeld und Donawitz verantwortlich ist, folgt dem NW-Fuß der Gleinalpe.

Literatur: F. Angel, 1923, 1924, 1928 c, 1939 c, 1940; F. Angel & F. Heritsch, 1921; L. Becker, 1973; L. Becker & R. Schumacher, 1973; E. Clar, 1929; H. Flügel, 1960, 1961, 1975 a; W Frank, 1975; W Frank et al., 1976; A. Hauser, 1936 b; H. Heritsch, 1963 a; H. Heritsch & T. Teich, 1976; G. Hiessleitner, 1953; H. Meixner & L. Walter, 1939; W Nowy, 1976; R. Schumacher, 1974; J. Stiny & F. Czermak, 1932; A. Tollmann, 1977 a; K. Vohryzka, 1960.

c) Der Mugel-Rennfeldzug

Position: Die Mugel bei Leoben und das Rennfeld im Westteil der Fischbacher Alpen östlich von Kapfenberg stellen orographisch die Fortsetzung der Gleinalpe gegen Nordosten dar. In geologischer Hinsicht wurden sie vielfach als Ausläufer der Seckauer Tauern aufgefaßt (vgl. Zitate bei H. Flügel, 1961, S. 16), andererseits aber von R. Schwinner (1951 a, S. 110) und K. Metz (1971, S. 56) wohl besser als stoffliche Fortsetzung der Gleinalpe betrachtet.

Die Grenze im Süden wird durch die durch Zerrüttung des Gesteins gekennzeichnete Trasattel-Eywegglinie (W Schmidt, 1920, S. 542, 545; H. Flügel, 1960 b, Kt.; A. Tollmann, 1977 a, Taf. 1) gebildet.

Die nördliche Begrenzung ist auf der Hauptstrecke durch die tektonisch auflagernde Grauwackenzone gegeben, die über dem noch dem Mugel-Rennfeldzug angehörigen Permoskythstreifen der Rannach-Semmeringquarzit-Serie mit dem Karbon der Veitscher Decke entlang der Linie St. Michael–Göß b. Leoben–S Bruck–St. Marein–Edelsdorf überschoben ist.

Der Westteil des Gebietes ist noch auf den Karten von J. Stiny (1932) und H. Flügel (1960) enthalten. Über die Mugel liegt eine spezielle Studie von A. Hauser (1936 a) vor, der Nordrand des Rennfeldzuges ist in neuerer Zeit von O. Homann (1955) aufgenommen worden. Eine zusammenfassende kurze Darstellung hat H. Flügel (1975 b, S. 14 ff.) gegeben.

Aufbau: Gröberkörnige Granitgneise und feinkörnige Granodiorite als östliche Ausläufer der Seckauer Granite haben hier nur sehr untergeordnete Bedeutung (E St. Michael). Ihr mesozonaler Altbestand mit Oligoklas, Mikroklin, Biotit und Granat ist durch eine spätere, als alpidisch gedachte Kristallisation in Albit-Epidot-Amphibolit-Fazies mit Füllung der Oligoklase, Albitsaumbildung, Entstehung von Schachbrettalbit, Perthit, Orthit und Chlorit überholt worden (H. Flügel, 1961, S. 17). Das Hauptgestein dieses Zuges aber stellt der Mugelgneis dar, ein mit Amphiboliten verknüpfter Plagioklasgneis mit zum Teil zonar gebauten Plagioklasen. O. Homann (1955, S. 5) hat diese Gneise am Nordrand des Rennfeldes in Plagioklasgneise s. str. mit geringem Quarzgehalt und in Schiefergneise mit einem hohen Quarzgehalt gegliedert. Er bringt dort eingehende petrographische Beschreibungen dieser Gneise, der damit verbundenen Glimmerquarzite und Amphibolite, die in dieser Randzone beträchtliche Diaphthorese, auf die schon A. Hauser (1936 a, S. 375) hingewiesen hat, aufweisen.

Die alpidische Sedimentgesteinsserie, die dem Mugelgneis im Norden auflagert, ist im Abschnitt St. Michael–Göß–Pfaffenwald–SE Bruck auf einen

schmalen Streifen von permischem Alpinem Verrucano in Form von serizitischen Schiefern mit einzelnen Zügen von Rannachkonglomerat (Mießriegel E Göß) sowie den Semmeringquarzit („Plattlquarzit") beschränkt und reicht nicht in die Mitteltrias empor (A. Hauser, 1936 a, S. 374). Im Abschnitt östlich des Murquertales fehlt nach O. Homann (1955, Kt.) auch dieses Permoskyth weitgehend, abgesehen von drei kurzen Strecken.

Literatur: H. Flügel, 1960, 1961, 1975 b; A. Hauser, 1936 a, etc.; O. Homann, 1955; K. Metz, 1971; W Schmidt, 1920; R. Schwinner, 1951 a; J. Stiny, 1932; A. Tollmann, 1977 a.

d) Der Troiseckzug

Position: Der geologisch klar umgrenzte, geschlossene Altkristallinzug im Norden der Mur-Mürz-Längstalung vom Kletschachkogel 8 km NNE Leoben über den Floning zum Troiseck und weiter über Veitsch bis an den Roßkogel westlich von Mürzzuschlag bildet nach gesteinsmäßiger Zusammensetzung und tektonischer Position die klare Fortsetzung des Gleinalmkristallins, das wir über die Mugel und das Rennfeld bis südlich von Kindberg südlich der genannten Längstalung verfolgt haben (Abb. 58, 70).

Der eigenartige Positionswechsel dieses Kristallinzuges vollzieht sich an einem geradlinigen W-E-ziehenden Bruchstörungssystem, und zwar dem von H. Vetters (1911, Kt. S. 158) klar herausgearbeiteten und damals als „Trofaiachlinie" be-

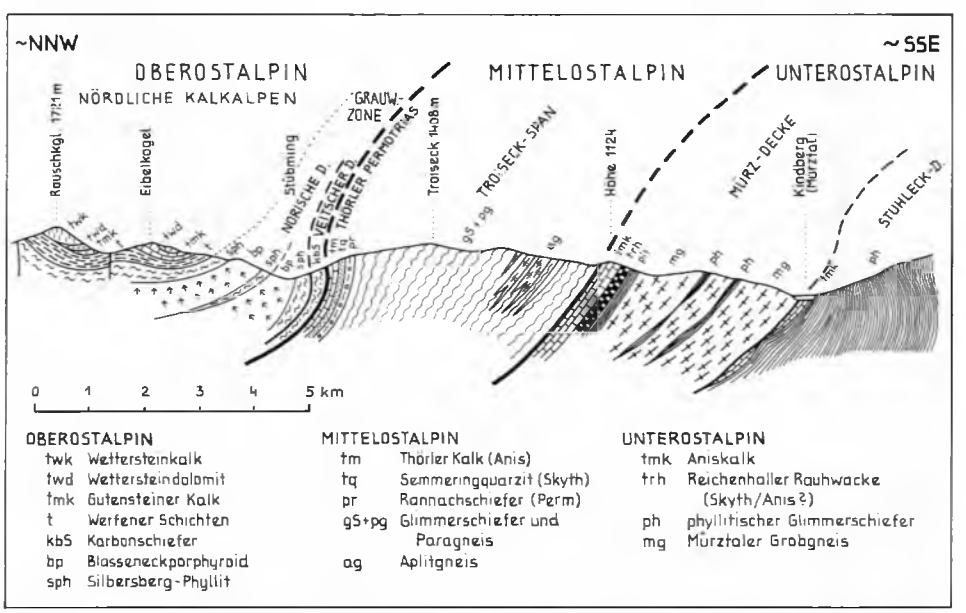


Abb. 70: Profil durch den Troiseck-Kristallinzug, konstruiert vom Verfasser nach der Karte Blatt Mürzzuschlag von H. P. Cornelius (1936 a).

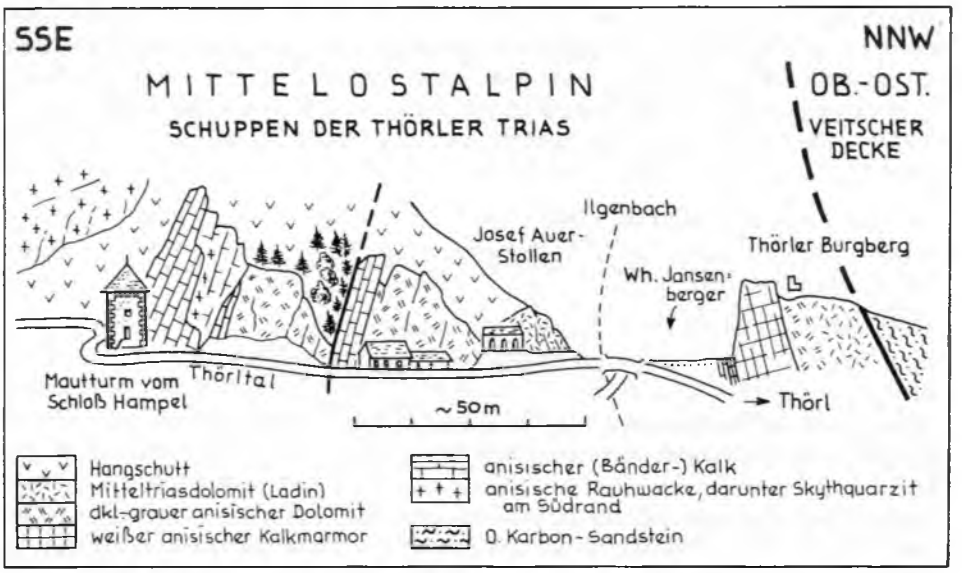


Abb. 71: Profil durch die Thörler Triasschuppen bei Thörl, Steiermark, nach A. TOLLMANN (1963 a, Abb. 3).

zeichneten Störungsbündel. Südlich dieser Linie sinkt das Kristallin generell gegen Norden unter die Grauwackenzone ab, an der Störung wird das in der Tiefe liegende mittelostalpine Kristallin – übrigens ebenso wie seine tektonische Unterlage, das Semmeringsystem – zutage gefördert. Es behält in der gesamten Länge seines WSW-ENE gerichteten Verlaufes sehr konstant den Bauplan der Zone bei: Vom Raum Kapfenberg bis zum Roßkogel wird es an seinem Südrand durch das mittelsteil nordfallende unterostalpine Kristallin samt schmächtiger Mesozoikumsauflage, das hier der Mürzdecke des Semmeringsystems angehört, unterlagert. Gegen Norden hin aber taucht der in diese Richtung einfallende Troiseckzug als Ganzes mit dem ihm zugehörigen schmalen Permotriassaum unter das Karbon der überschobenen Veitscher Decke der Grauwackenzone unter, meist steil bis sehr steil gegen Norden einschießend, ja abschnittsweise sogar überkippte Lagerung zeigend (Abb. 71).

Eine kartenmäßige Darstellung der Geologie des Troiseckzuges ist durch das Ensemble der österreichischen Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Leoben (J. STINY & F. CZERMAK, 1932), Eisenerz (E. SPENGLER & J. STINY, 1926) und Mürzzuschlag (H. P. CORNELIUS, 1936 a) gegeben. Spezielle Arbeiten über den Westteil im Raum Kletschachkogel liegen von L. HAUSER (1934) und I. LESKO (1960), über den Mittelabschnitt von J. STINY, 1926 (Erläuterungen Blatt Eisenerz in E. SPENGLER & J. STINY) und den Ostteil von H. P. CORNELIUS (1952 a, b) vor.

Der Bestand der mesozonal geprägten kristallinen Serie des Troiseckzuges umfaßt in erster Linie Paragneise und biotitreiche Glimmerschiefer mit zahlreichen Einschaltungen von Amphibolitzügen. Auffällig ist die großräumige Durchtränkung der kristallinen Schieferserie durch Pegmatite. Orthogneise treten hingegen stark

in den Hintergrund. Zur Schiefergneisserie gehören Biotit- und Zweiglimmergneise, sehr quarzreiche Gneise und Hornblendegneise. Als Feldspat der Schiefergneise tritt Oligoklas bis Oligoalbit auf. Die Amphibolite werden von L. HAUSER (1934, S. 273) auf Grund ihrer sehr basischen Feldspäte von Gabbros abgeleitet. Der Reichtum an Amphiboliten ist für den Vergleich mit der Gleinalmserie mitbestimmend. Die Anordnung der spärlichen Orthogneise zeigt im Troiseckkristallin keine Gesetzmäßigkeit. J. STINY (1926, S. 10) hat sie im Mittelabschnitt als Aplitgneise bezeichnet, da sie streckenweise wegen ihrer Glimmerarmut aplitisch aussehen. Im Ostabschnitt treten die Orthogneise in Form von hellen Augengneisen mit Albit und Kalifeldspat hauptsächlich im Südteil, also im tieferen Abschnitt des Troiseckkristallins auf.

Weit verbreitet im Troiseckkristallin ist Diaphthorese. Hinzu kommt Mylonitisierung, die sich angeblich zur Pseudotachylitbildung steigern kann (L. HAUSER, 1934, S. 277). Diese Erscheinungen sind an inneren Bewegungsflächen, besonders aber gegen die alpidische Überschiebungsfläche gegen die Grauwackendecken hin zu beobachten (I. LESKO, 1960, S. 10): Die Gneismylonite nehmen quarzitisches Aussehen an, die Amphibolit-Mylonite sehen Grünschiefern gleich. Die Diaphthorese ist der alpidischen Umgestaltung zuzuordnen. Das Alter der Hauptkristallisation ist heute nicht mehr wie bei H. P CORNELIUS (1952 a, S. 55) als vorpaläozoisch zu betrachten, da ja das schwach metamorphe Paläozoikum der Grauwackenzone als überschoben und nicht dem Troiseckkristallin auflagernd erkannt worden ist, so daß hieraus nicht das vorpaläozoische Alter abgeleitet werden kann. Es gilt vielmehr das über das paläozoische Alter der Kristallisation des Stub- und Gleinalmkristallins Ausgeführte auch für diesen hierzu gehörigen Abschnitt.

Der meist geringmächtige und nur streckenweise anschwellende Saum von transgressiv dem Troiseckkristallin auflagernden permotriadischen Sedimentgesteinen ist in seiner Alterseinstufung lange Zeit stark umstritten gewesen. Auf Grund der Fossilarmut und der spürbaren Metamorphose dieser Serie, zufolge der Position im Liegenden des Karbons der Veitscher Decke sowie andererseits nicht übersehbaren Ähnlichkeiten zum unterostalpinen Semmeringmesozoikum schwankte man lange zwischen paläozoischem und mesozoischem Alter. Die Thörler Kalke etwa, die einen wesentlichen Bestandteil dieses Zuges bilden, wurden in der Vergangenheit als Devon-Karbon (J. STINY, 1932, Kt.; R. SCHWINNER, 1951 a, S. 191), Unterkarbon (H. P. CORNELIUS, 1952 a, S. 45; 1952 b, S. 126) oder als Trias (E. SPENGLER, 1921, S. 250; L. KOBER, 1923, S. 134; 1938, S. 42; K. METZ, 1953, S. 48) eingestuft. Die basale permoskythische Serie aus Alpinem Verrucano galt ursprünglich und noch bei H. P. CORNELIUS (1936 a, Kt.) als altpaläozoisch, während seit W SCHMIDT (1921, S. 108) und besonders K. METZ (1947, S. 102; 1953 a, S. 51 etc.) ihr wahres Alter erkannt wurde. Die Ursache für dieses lange Zögern in der Entscheidung für Permotrias lag eben vor allem in der Tatsache, daß diese der Semmeringserie so ähnliche Schichtfolge um ein Stockwerk höher liegt und daß mit der Anerkennung des mesozoischen Alters und des zentralalpinen Fazescharakters dieser Serie sich unausweichlich die enorme tektonische Konsequenz der Abtrennung eines mittleren ostalpinen deckentektonischen Stockwerkes von einem dann eben überschobenen oberen ostalpinen Stockwerk der Grauwackenzone samt auflagernden Nordkalkalpen ergibt. Dies hatte zuletzt H. P. CORNELIUS bereits in aller Klarheit erkannt und hatte, um dieser Konsequenz ausweichen zu können, das Alter dieses Sediment-

gesteinsstreifens auf paläozoisch umgedeutet. Erst durch die generelle Abtrennung des Mittelostalpins in den Ostalpen und einem nochmaligen eingehenden Serienvergleich mit dem Semmeringmesozoikum (A. TOLLMANN, 1959 a, S. 28 ff.; 1963 a, S. 19 ff.) hat sich diese Schwierigkeit in jeder Hinsicht zufriedenstellend gelöst und ist schließlich auch durch den Fund von artlich bestimmbaren Crinoiden im Thörler Kalk bei Thörl das triadische Alter dieses Zuges direkt belegt worden (E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN, 1967, S. 24 ff.).

Dieser permotriadische Thörler Zug umfaßt im Hangenden des Kletschachkristallins im Westen nur geringe, aber konstant an der Grenze Kristallin-Grauwackenzone auftretende Linsen und Zügen von Permoskyth, Rauhwacke und Aniskalken (z. B. Graben NW Kletschachkogel) – I. LESKO, 1960, Taf. 1, S. 12 ff. Der Kalkzug schwillt in der Kulmspitze N St. Kathrein/Laming bedeutend an, ebenso beiderseits der Thörlerbachenge bei Thörl, am Mühlberg S Grasnitz und in einem langen Zug östlich von Turnau.

Die Schichtfolge der Thörler Serie ist im Thörler Profil am besten zu studieren (Abb. 71). Sie umfaßt hier die auf Tab. 9 angegebene Abfolge mit den für die tiefe Permotrias sehr charakteristischen zentralalpinen Faziesmerkmalen, was wiederholt begründet worden ist (A. TOLLMANN, 1965 b, S. 119; 1968 c, S. 31). Die Rannachkonglomerate des Westens werden nach Osten hin spärlicher, und es bleibt in der permischen Schichtgruppe vor allem der sogenannte Tattermannschiefer als Hauptglied (H. P. CORNELIUS, 1952 a, S. 46). Die bedeutendere Mächtigkeit der Alpinen Röt-Schiefer ist für diese mittelostalpine Serie hier bezeichnend. Auffällig ist die enorme tektonische Durchmischung der bei der Beanspruchung sehr mobil reagierenden Rauh-

Tab. 9 : Die Schichtfolge des Thörler Zuges bei Thörl

(A.TOLLMANN, 1963a, 1968c)
Mächtigkeiten z.T tektonisch reduziert

HANGEND		Tektonischer Zuschnitt
KARN ?	gering	Keuper(?)-Gips am Mitterberg ENE Thörl
LADIN	20 m	Heller Dolomit
ANIS	25 m	Schwarzgrauer geschichteter Anisdolomit
	20 m	Blaugrauer, schwarzer, rosa, weißer anisischer Bänderkalk mit Lagen von Dolomitschlieren-Hornsteinknollenkalk; *Entrochus silesiacus* BEYR., *Encrinus liliiformis* (LAM.), *Dadocrinus gracilis* (BUCH)
	60 m	Reichenhaller Rauhwacke
SKYTH	25 m	Alpiner Röt : Graue tonige Schiefer des Oberskyth
	100 m	Semmeringquarzit und -arkose
PERM	mäßig	Alpiner Verrucano, entspricht den Serizitschiefern und Konglomeraten der Rannach-Tattermann-Serie; auch Porphyroide
LIEGEND		Troiseckkristallin

wacke der Skyth/Anis-Grenze, die bei Thörl in ihrer gesamten Mächtigkeit Brocken des liegenden Semmeringquarzites und des hangenden Aniskalkes tektonisch durchmischt umfaßt. Die Crinoidengesellschaft im Thörler Kalk würde nach bisheriger Kenntnis für ein Alter an der Pelson/Illyr-Grenze sprechen, aber die stratigraphische Reichweite der Aniscrinoiden ist im einzelnen noch nicht so genau abgeklärt, daß die bisherigen Angaben über den stratigraphischen Wert innerhalb des Anis als endgültig aufgefaßt werden können. Als Hinweis auf die Existenz einer gipsführenden, vielleicht sogar in Keuperfazies analog den Verhältnissen in der Semmeringtrias ausgebildeten basalen Obertrias könnte der von E. SPENGLER (1921, S. 244) erwähnte Gips in der Nachbarschaft der karbonatischen Mitteltrias (und nicht vom Semmeringquarzit) am Westrand des Mitterberges ENE von Thörl gewertet werden.

Im folgenden werden Hinweise zur regionalen Tektonik im Bereich des Kletschach-Troiseck-Zuges gegeben. Zunächst erfordert die große Trofaiachstörung, die den gesamten Zug im SW an einer W–E verlaufenden Linie abschneidet, einige erläuternde Worte (vgl. Abb. 58). Zuerst sei klargestellt, daß die noch auf autochthoner Denkweise beruhende, aber bis in die jüngste Zeit überlieferte Auffassung von einer uralten „sigmoidalen Anlage" und späteren weiteren Ausgestaltung der am Kartenbild S-förmig aussehenden Gesteinszüge dieses Raumes nicht zutrifft. Die Verdoppelung der Grauwackenzone und des Rennfeld-Troiseck-Kristallins ist durch die seit H. VETTERS (1911) so präzise analysierte tertiäre Störungslinie bedingt. Sie ist jung, nachdem nun in diesem Raum der alpidische Deckenbau mit fossilbelegtem, in die Tektonik einbezogenem Mesozoikum gesichert ist, der von dieser Linie glatt zerschnitten wird. Im Trofaiacher Becken ist ja auch noch das Jungtertiär („Helvet") davon betroffen. Die Vorstellung einer voralpidischen Anlage des S-förmigen Bildes (R. SCHWINNER, 1930, S. 112 f.; J. STINY, 1931, S. 224; K. METZ, 1953 a, S. 69; O. HOMANN,1955, S. 42 etc.) ist demnach heute überwunden. Wohl aber ist die zweite Frage nach dem Anteil einer Seitenverschiebung oder der Wirksamkeit einer ausschließlich vertikalen Verstellung mit Kippung einer Drehscholle entlang der Trofaiachlinie noch nicht ganz geklärt. Auf der einen Seite existiert die Vorstellung einer Seitenverschiebung im Sinne von H. VETTERS (1911, S. 167), die sich darauf begründet, daß die Gneise am Südrand des Kletschachberges angeblich vom NE-SW-Streichen in die N-S-Richtung einschwenken, was als Schleppung gedeutet werden kann, daß ferner das Semmering-Mesozoikum von Einöd NW Kapfenberg eine analoge Schleppung erkennen läßt und daß schließlich die Silur-Devon-Kalke der Reitingtafel westlich vom Trofaiacher Becken offenbar die im Nordflügel nach Westen versetzte Fortsetzung der Silur-Devon-Kalke von St. Peter bei Donawitz darstellen. Man könnte diese Verhältnisse aber auch durch eine Heraushebung der Nordscholle (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 25) erklären, da die Störung gegen Osten und Westen hin zu rasch ausläuft, um als Transversalverschiebung solchen Ausmaßes gedeutet zu werden. Dann müßte der Westteil der Nordscholle – um den Versatz der Silur-Devon-Kalke zu begründen – durch eine Drehkippung versenkt worden sein. Für eine Heraushebung des Ostteiles der Nordscholle und eine Aufschleppung des angrenzenden Untergrundes der Südscholle spricht auch das umlaufende Streichen des Ostsporns der Karbonserie samt ihrem Rahmen südlich der Trofaiachstörung, die bereits H. VETTERS gemeldet und O. HOMANN (1955, Kt.) bestätigt hat. Vertikalbewegungen im Kletschachkristallin lassen auch I. LESKO (1960, S. 32) an eine Schollenheraus-

hebung denken. Eine moderne spezielle Untersuchung der Frage steht noch aus. Die starke Zerschlagung der Trofaiachlinie an ihrem Ostrand ist durch O. HOMANN (1955, S. 42) auskartiert worden: Die Teiläste bei Jassnitz, im Schröcknabachtal etc. äußern sich auch morphologisch als Tiefenlinien durch die stärkere Ausräumung des mylonitisierten Gesteins entlang der Bewegungsflächen. Trotzdem kann eine Fortsetzung der Trofaiachlinie im Satellitenbild nach einem etwas undeutlicheren Stück bei Kapfenberg doch über die Fischbacher Alpen und das Joglland entlang der Linie Stanz–Waldbach–Mönichwald–Friedberg–Bernstein–Lockenhaus–Rattersdorf weiterverfolgt werden (A. TOLLMANN, 1977 a, S. 16, Taf. 1).

Die alpidische Innentektonik des Troiseckzuges ist gering. Eine Mylonitzone im Kletschachkristallin – dessen Westteil im Bereich der Almkögerl abgerissen und verdreht ist (A. HAUSER, 1934, Abb. 4) – zeigt eine Längsschuppung an (I. LESKO, 1960, S. 30). Die Einschuppung von Alpinem Verrucano (Rannachkonglomerat, Porphyroid) und Semmeringquarzit markiert einige kleinere Verschuppungen am Schwabenberg S Turnau, im Massinggraben N Krieglach etc., die von H. P. CORNELIUS (1952 b, S. 178 f., 217, Taf. 1) einst noch zufolge Fehleinstufung der Rannachserie als vorvariszisch gedeutet worden sind. Stark hingegen äußert sich die Verschuppung und Verfaltung in der Stirnzone, besonders im auflagernden Thörler Permomesozoikum, dessen mehrfache Verschuppung z. B. bei St. Kathrein von I. LESKO (1960, S. 31) und bei Thörl von A. TOLLMANN (1963 a, Abb. 3, S. 21) – vgl. Abb. 71 – und dessen Verfaltung bei Thullin ESE Aflenz von E. SPENGLER (1926, S. 28) beschrieben worden ist. An letztgenannter Stelle bildet die überschlagene, gegen Norden tauchende Falte von Hinterberg mit kristallinem Kern das Überfaltungs-Halbfenster von Thullin, in dessen Tiefe die Thörler Kalke fensterartig unter dem älteren Rahmen auftauchen (vgl. K. METZ, 1953 a, Abb. 1).

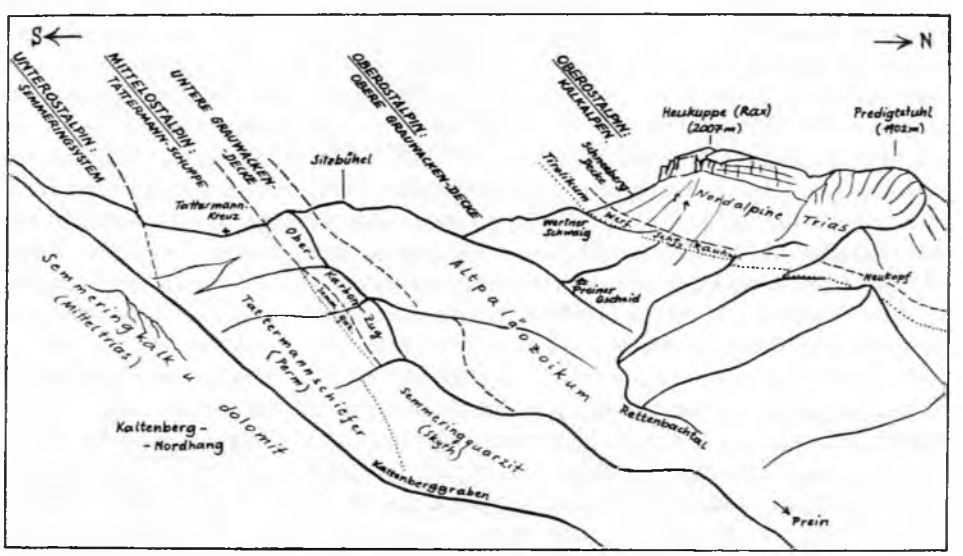


Abb. 72: Die tektonischen Verhältnisse im südlichen Rückland der Rax, das Übereinander von Unter-, Mittel- und Oberostalpin zeigend (A. TOLLMANN, 1964 e, Abb. 3).

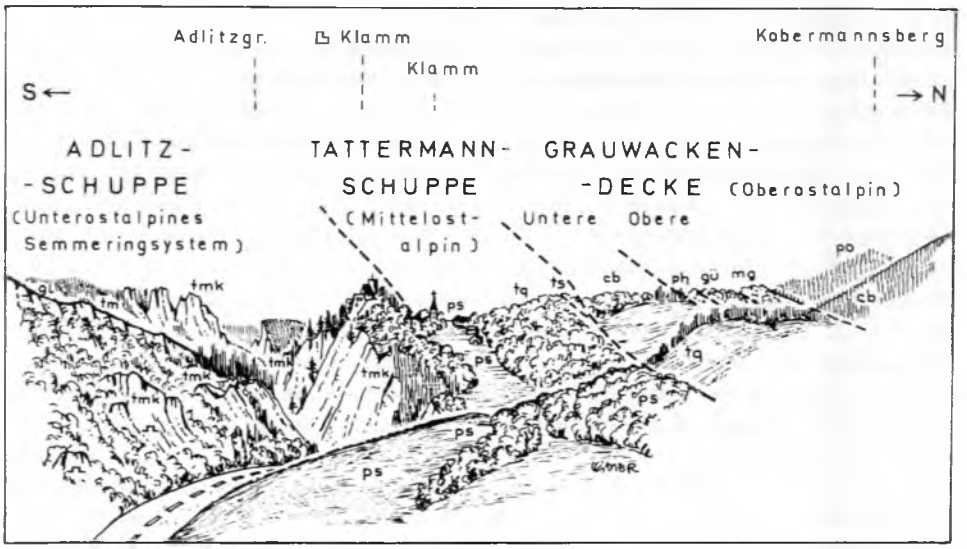


Abb. 73: Die Tattermannschuppe als Rest des Mittelostalpins zwischen Semmeringsystem und Grauwackenzone bei Klamm/Semmering; Blick von Aue nach Westen; Profillänge 1500 m; nach A. Tollmann (1968 a, Abb. 2). Schichtglieder: Unterostalpin: gl – phyllitischer Glimmerschiefer, tmk – Aniskalk; Mittelostalpin: ps – Tattermannschiefer (= Alpiner Verrucano), tq – Semmeringquarzit, ts – Alpiner Rötschiefer; Oberostalpin: ph – Silbersbergphyllit, gü – Grünschiefer, po – Blasseneckporphyroid, mg – Magnesit, cb – Oberkarbon.

Die Verhältnisse am Ostrand des Troiseckzuges wurden bereits bei Besprechung der Roßkogel-Einheit des Unterostalpins NW von Mürzzuschlag (S. 181) kurz erwähnt: Hier keilt das mittelostalpine Kristallin gegen Osten hin rasch aus und findet nur mehr in einigen Deckschollen bei Hirschbach, SW Kapellen und am Drahtekogel östlich dieses Ortes sowie in einem schmalen Sedimentgesteinsstreifen hart im Liegenden der östlichen Grauwackenzone in der sogenannten Tattermannschuppe seine Fortsetzung. Die Deutung der tektonischen Verhältnisse hier am Ostrand des Troiseckzuges hat lange deshalb Schwierigkeiten bereitet, da durch dieses Auskeilen des mittelostalpinen Kristallins SW von Kapellen das Semmeringmesozoikum bis an die Grauwackenzone herankommt und dieses dort im Nordrandbereich des Troiseckkristallins vor seinem Verschwinden unter der Grauwackenzone nochmals in steiler, SW-NE-streichender antiklinaler Aufpressung im Arzkogelgewölbe hochkommt (H. P. Cornelius, 1952 b, Taf. 2, Profil 26–35; G. Gaal, 1966, Taf. 6). K. Metz (1953 a, Taf. 3, Prof. 1; S. 49) hat durch ein unzutreffendes weiteres Durchziehen dieser Aufpressung gegen Westen auch das dem nächsthöheren Stockwerk, dem mittelostalpinen Troiseckkristallin, auflagernde Thörler Mesozoikum als empor- und zurückgeschlagenes unterostalpines Mesozoikum aus dem Liegenden dieses Kristallins gedeutet, was nach Klärung der Serienabfolge und der Auflagerung der Rannach-Thörler Serie über dem Mittelostalpin auch weiter im Westen widerlegt worden ist.

Die Weiterverfolgung des permomesozoischen Anteiles des Mittelostalpins unter dem östlichsten Abschnitt der Grauwackenzone ver-

danken wir H. P. Cornelius, der diese Serie auf Blatt Mürzzuschlag (1936 a) sorgfältig von dem faziell ja sehr ähnlichen Semmeringmesozoikum getrennt gehalten hat, die er selbst noch für altpaläozoisch bis karbonisch wähnte. Dieser östlichste Abschnitt, der vom Verfasser als Tattermannschuppe bezeichnet worden ist, besteht ganz überwiegend nur mehr aus Alpinem Verrucano („Tattermannschiefer" – benannt nach dem Tattermannkreuz nördlich vom Drahtekogel), Semmeringquarzit, Alpinem Rötschiefer, selten noch Rauhwacke bis wenig Aniskalk. Die Serie liegt zumeist aufrecht. Sie streicht NE von Kapellen durch, zieht über Tattermannkreuz, Prein, Orthof weiter gegen Osten und kann dann nördlich des Adlitzgrabens über Klamm, Aue, Weißenbach bis zum Rand des Wiener Beckens verfolgt werden (A. Tollmann, 1964 a, Kt. Taf. 1) – Abb. 58, 72, 73. Im Abschnitt bei Klamm zeigen Reste von Rauhwacken übrigens auch Andeutungen eines verkehrten Schenkels. Eindrucksvoll ist das in der Landschaft überblickbare Übereinander von Unter-, Mittel- und Oberostalpin mit ihren drei faziell unterschiedenen Mesozoika im südlichen Rückland der Rax, wie Abb. 72 zeigt.

Literatur: H. P Cornelius, 1936 a, 1952 a, b; G. Gaal, 1966; L. Hauser, 1934; O. Homann, 1955; L. Kober, 1933, 1938; E. Kristan-T. & A. Tollmann, 1967; I. Lesko, 1960; K. Metz, 1947, 1953 a; W Schmidt, 1921; R. Schwinner, 1930, 1951 a; E. Spengler, 1921; E. Spengler & J. Stiny, 1926; J. Stiny, 1931; J. Stiny & F.Czermak, 1932; A. Tollmann, 1959 a, 1963 a, 1964 e, 1965 b, 1968 c; H. Vetters, 1911.

e) Das Mittelostalpin im Nordabschnitt des Steirischen Randgebirges (Angerkristallin, Radegunder Kristallin)

Angerkristallin. Mit der Mächtigkeitsabnahme der mittelostalpinen Kristallinplatte gegen das Semmeringfenster hin und im Zusammenhang mit der Herauswölbung dieses Systems nimmt die Bedeutung des Mittelostalpins östlich vom Grazer Paläozoikum schlagartig ab. Es umfaßt hier den im Durchschnitt nur etwa 5 km breiten N-S-ziehenden Streifen westlich der unterostalpinen Grenzlinie Stanz–W Birkfeld–Anger, während die Westgrenze an der Überschiebungslinie des Grazer Paläozoikums bei Gasen liegt. Dieses Angerkristallin setzt sich (H. Flügel, 1961, S. 19) in der Hauptsache aus Muskowitglimmerschiefern und Glimmerquarziten mit gelegentlicher Granatführung zusammen. Manchmal treten Biotit-Almandinschiefer, Kohlenstoffquarzite und Schiefergneise auf. Amphibolite, Hornblendegneise und Kalksilikatschiefer bilden schmale bänderförmige Einschaltungen. Im Raum westlich von Anger stecken geringfügige Körper von Pegmatiten in der Schieferserie, die nördlich davon reichlich von Marmorzügen durchsetzt ist.

Die Metamorphose dieses Angerkristallins zeigt nach den grundlegenden Arbeiten von A. Kuntschnig (1927) und R. Purkert (1927) Amphibolitfazies. Die vorliegende Serie entspricht der Rappoldserie des Stubalpen-Gleinalpen-Zuges westlich des Grazer Paläozoikums, die hier offenbar wiederum aus der Tiefe unter der vom Paläozoikum erfüllten flachen Schüssel hervorkommt. Diese mesozonale Kristallisation wurde von einer durchwegs spürbaren Diaphthorese überprägt, die wohl im Zusammenhang mit der alpidischen Überschiebung durch das Grazer Paläozoikum steht. Die Westgrenze des

Angerkristallins gegen das hier aus Schiefern bestehende Grazer Paläozoikum zeigt jene lokale Unschärfe, wie wir sie schon aus mehreren Abschnitten an der Grenzlinie von überschobenem oberostalpinem Phyllit über diaphthoritisiertem mittelostalpinem Glimmerschiefer kennen. Sie liegt nach Aussage von H. FLÜGEL (1961, S. 20) weiter westlich als auf der Karte des Grazer Berglandes (1960) von ihm angegeben, so daß z. B. die granatführenden Phyllite westlich von Anger noch zum Angerkristallin zu stellen sind.

Die Einordnung der Raasbergserie im Bergzug Hohe Zetz–Raasberg zwischen Anger und Weiz, die sich an der Grenze zum Grazer Paläozoikum, dieses unterteufend, einstellt, ist noch nicht gesichert. Sie besteht aus Quarziten, Rauhwacken, Kalken und Dolomiten, in denen von H. FLÜGEL & V MAURIN seit 1956 (Verh. GBA.) und 1957 zentralalpine Trias vermutet ist. Im Zusammenhang mit der Aufstellung des Mittelostalpins hat sie eine mögliche Bedeutung als Beleg für den Fernschub des Grazer Paläozoikums erhalten, wie 1963 a, S. 34, unter näherer Charakterisierung der Gesteinsserie vom Verfasser im einzelnen ausgeführt wurde. Diese problematische Trias ist jedenfalls das Pendant zur vollkommen analogen fraglichen Köflacher Trias am Westrand des Grazer Paläozoikums (H. FLÜGEL & V MAURIN, 1957, S. 203), hat aber auch noch am Südrand des Grazer Paläozoikums über dem Radegunder Kristallin weitere Äquivalente, wie unten erwähnt wird. Nach wie vor ist das Alter dieser Serie weder durch Makrofossilien noch durch Conodonten oder Pollen trotz verschiedener Tests belegt, das triadische Alter sehr fragwürdig.

Das Kristallin von Radegund stellt die mittelostalpine tektonische Unterlage im Süden des Grazer Paläozoikums dar, die entlang des oberen Raab- und Rabnitztales im Raum um Radegund NE von Graz erscheint und im Süden unter das Tertiär des Steirischen Beckens absinkt. Es stellt im Gegensatz zu den zuvor erwähnten muriden kristallinen Serien die nordöstliche Fortsetzung des Koralpen-Kristallins dar, obgleich Eklogite hier fehlen (A. KUNTSCHNIG, 1927, S. 95; J. ROBITSCH, 1949, S. 114; H. FLÜGEL, 1961, S. 28). Hierfür spricht unter anderem auch der höhere Anorthitgehalt (An_{52}–An_{65}) der Plagioklase der Amphibolite, der sehr gut mit jenem der Koralpe vergleichbar ist (CH. EXNER & P. FAUPL, 1970, S. 253).

Der Kern der Serie besteht aus meroxenführenden Injektionsgneisen, und zwar hellen dickplattigen Gneisen mit lagenweiser Anreicherung von Feldspat, Quarz, Granat und Glimmerschuppen. Einschaltungen von Quarziten, Silikatmarmoren und Amphiboliten treten auf. Sowohl in diesem kata- bis mesozonalen Gesteinsbestand des Kernes der Serie als auch in der im folgenden erwähnten Glimmerschieferhülle stellen sich vielerorts Pegmatitstöcke und -linsen ein. Die Hülle dieses tieferen Kristallinabschnittes wird durch eine mesozonale Serie, bestehend aus Granatglimmerschiefern, phyllitischen Granatglimmerschiefern und Granat-Staurolith-Schiefern gebildet und enthält Einschaltungen von Paraamphiboliten (Plagioklas-, Granat-, Zoisit-Amphibolite), Hornblende-Diopsidfels und Kalksilikatschiefern. Die Grenze zwischen der Hülle, die in ihrer Fazies (nicht in der Stellung) mit Serien der Gleinalm verglichen werden kann, und dem liegenden koriden Kristallin ist durch einen Kalksilikatschiefer-Leithorizont markiert (J. ROBITSCH, 1949, S. 106). Am Oberrand des Radegunder Kristallins stellt sich im Zusammenhang mit der Überschiebung des Grazer Paläozoikums eine intensive Schuppungs- und Verschleifungszone ein (J. ROBITSCH, 1949, S. 103). E. CLAR (1933 a, S. 115, 134; 1935,

S. 4) hat auf diesen von ihm bereits als alpidisch gedeuteten Überschiebungskontakt in der sogenannten „Grenzzone" hingewiesen und auch darauf aufmerksam gemacht, daß aus dieser Zone F. HERITSCH (1924) Serizitschiefer, Kalke, Zellenkalke, dolomitisierte Kalke und Rauhwacken namhaft gemacht hat, die E. CLAR mit der heute als mögliche Trias angesprochenen Raasbergserie von Weiz verglich. Naturgemäß findet man in dieser Hauptbewegungszone kräftige Mylonitisierung und Diaphthorese.

Literatur: E. CLAR, 1933 a, 1935; CH. EXNER & P FAUPL, 1970; H. FLÜGEL, 1960, 1961, 1975 a; H. FLÜGEL & V MAURIN, 1957; F. HERITSCH, 1924; A. KUNTSCHNIG, 1927; R. PURKERT, 1927; J. ROBITSCH, 1949; A. TOLLMANN, 1959 a, 1963 a.

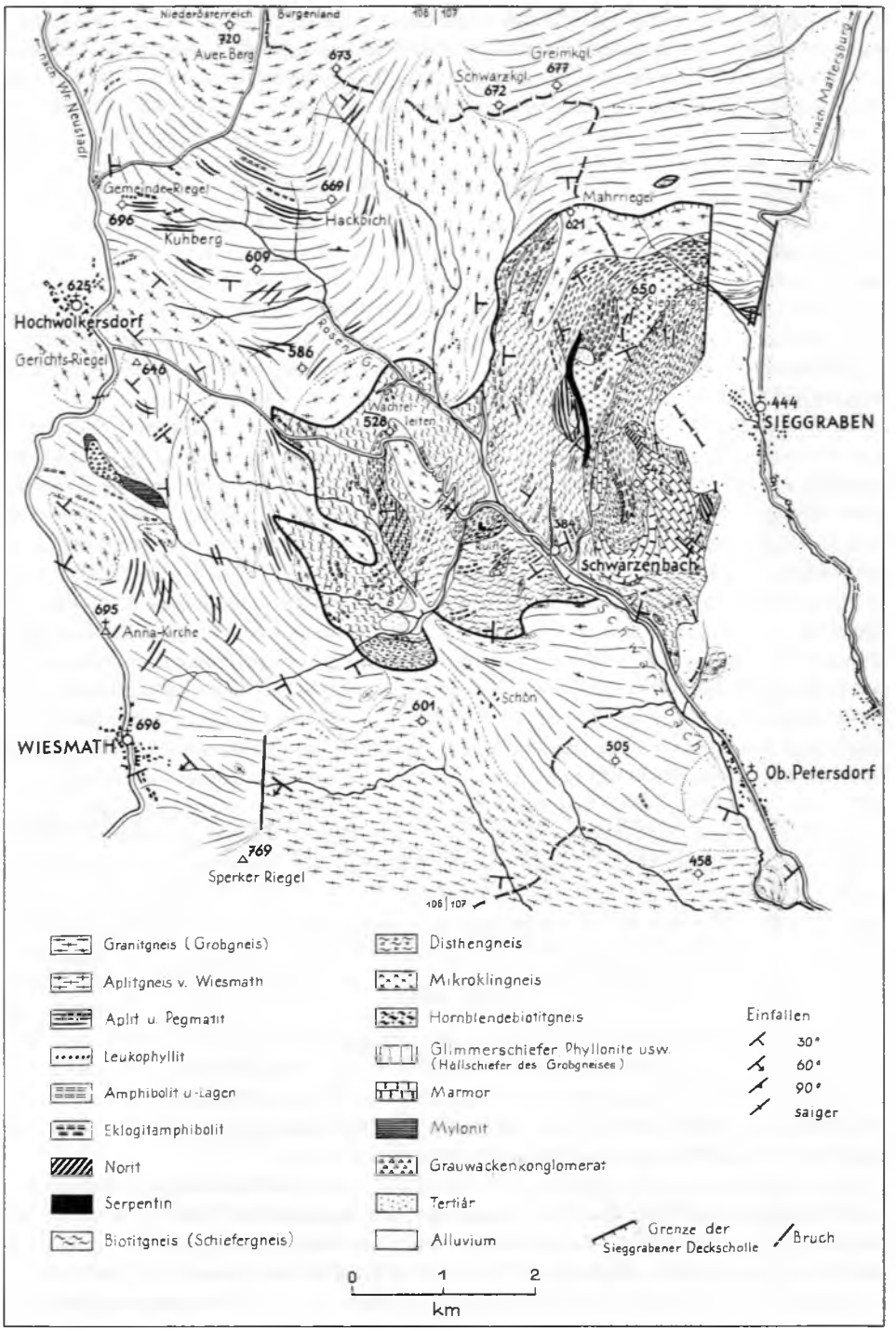
f) Die mittelostalpinen Deckenschollen im Bereich der Buckligen Welt

Wenden wir den Blick noch gegen Osten und betrachten wir kurz die mittelostalpinen Kristallin Deckschollen, die im Osten der Buckligen Welt als tektonische Auslieger oder Zeugenberge dem davon durch den Gesteinsbestand unterschiedenen unterostalpinen „Raabalpenkristallin" auflagern. Der für diese Schollenreihe gebrauchte Vergleich eines in Relikten erhaltenen östlichen Rahmens des Semmeringsystems hat nur bedingt Gültigkeit, da ja das unterostalpine und penninische System gegen Osten hin weiterziehen und das Mittelostalpin weiterhin bis zu dem Veporiden-Deckensystem der Westkarpaten nur mehr eine untergeordnete Rolle spielt. Die mittelostalpinen Deckschollen sind als solche gut erfaßbar, da in ihnen höher metamorphe Kristallinserien dem schwächer metamorphen Semmeringkristallin auflagern (Abb. 58).

Folgende Deckschollen aus mittelostalpinem Kristallin sind derzeit vom Alpenostrand bekannt: Die Sieggrabener Deckscholle liegt als größtes derartiges Relikt zwischen Sieggraben, Schwarzenbach und Oberau NE Wiesmath am Ostrand der Buckligen Welt eindeutig auf Semmeringserie (K. LECHNER, 1957, S. 25); als zweitgrößte Scholle folgt die Schäfferner Deckscholle an der niederösterreichisch-steirischen Grenze bei Schäffern, dann die Kirchschlager Deckscholle SW Kirchschlag in Niederösterreich und schließlich die benachbarte Steinbach-Deckscholle westlich von Steinbach im Burgenland.

Die Stellung dieser Schollen hat in neuerer Zeit der Verfasser (1959 a, Kt.; 1963 a, Taf. 2) in bezug auf die tektonische Einordnung umrissen, H. WIESENEDER (1962, S. 239; 1971, S. 345) hat sie bezüglich ihrer Gesteinsserie (der sogenannten Sieggrabener Serie F. KÜMEL, 1935, S. 141) präzisiert. Am eingehendsten ist die Sieggrabener Scholle studiert worden (F. KÜMEL, 1935, 1936, 1937; K. LECHNER, 1957, S. 17 ff.), deren Deckschollennatur von F. E. SUESS und KÜMEL erkannt worden ist. Anhand dieser Deckscholle ist von F. KÜMEL (1935, S. 180 ff.) der Gesteinsbestand der Sieggrabener Serie in einen dem Koralmkristallin vergleichbaren, katazonale Gesteine umfassenden Anteil und in einen mesozonalen muriden Anteil gegliedert worden, welche

Abb. 74: Die Sieggrabener Deckscholle nach F. KÜMEL (1935, Abb. 1) aus K. LECHNER (1957, Taf. 1).


Niederösterreich
Burgenland
720
Auer-Berg
673
Greimkgl.
677
Schwarzkgl.
672
nach Mattersburg
nach Wr. Neustadt
Gemeinderiegel
696
669
Hackbichl
Kuhberg
609
Mahrriegel
621
650
625
Hochwolkersdorf
Gerichts-Riegel
646
586
Rosen G.
Wachtel-leiten
528
444
SIEGGRABEN
542
384
Schwarzenbach
695
Anna-Kirche
601
Schön
696
WIESMATH
505
Ob. Petersdorf
769
Sperker Riegel
458
106 | 107
Granitgneis (Grobgneis)
Aplitgneis v. Wiesmath
Aplit u. Pegmatit
Leukophyllit
Amphibolit u. -Lagen
Eklogitamphibolit
Norit
Serpentin
Biotitgneis (Schiefergneis)
Disthengneis
Mikroklingneis
Hornblendebiotitgneis
Glimmerschiefer Phyllonite usw. (Hüllschiefer des Grobgneises)
Marmor
Mylonit
Grauwackenkonglomerat
Tertiär
Alluvium
Einfallen
30°
60°
90°
saiger
Grenze der Sieggrabener Deckscholle
Bruch
0
1
2
km

Vergleiche auch für die übrigen Schollen gelten. Die koriden Gesteine liegen im Ostabschnitt der Sieggrabener Scholle (Abb. 74): Es gehören hierher eklogitische Gesteine wie Eklogitamphibolite und Eklogite mit Omphazit, Granat, Rutil, Erz, Hornblende, Klinozoisit, Apatit, ferner Amphibolite, zum Teil Fleckenamphibolite mit Gabbrorelikten, Norit, Peridotit, Serpentin, Disthengneise, die dem Schwanberger Gneis der Koralpe entsprechen, Biotitgneise, Mikroklingneise, die den Stainzer Plattengneisen gleichen, sowie Marmore und Kalksilikatfelse. Dem Typus des muriden Kristallins entsprechen die Serien des westlichen Abschnittes der Sieggrabener Scholle mit Biotitgneisen, Paragneisen samt zugehörigen Amphiboliten und Apliten. In den analogen Gesteinserien der übrigen Deckschollen gleichen z. B. die Granat-Biotit-Mikroklingneise von Schäffern ebenfalls ganz dem Stainzer Plattengneis der Koralpe. Auch die Steinbach-Deckscholle führt typische Gesteine des Koralpen-Kristallins wie etwa straff geregelte Biotitgranatgneise (Stainzer Plattengneise), Turmalinpegmatite, Marmore, Kalksilikatschiefer, Amphibolite, Serpentinite etc.

In genetischer Hinsicht interessant ist eine umfangmäßig allerdings geringfügige metamorphe Eisenlagerstätte am SE-Hang des Sieggrabener Kogels mit Magnetit als Haupterz, das in Verbindung mit Granat auftritt. Das voralpidische Alter des Erzvorkommens hat W Tufar (1966 b, S. 62 f.) festgelegt. Durch die alpidische Diaphthorese wurde der Magnetit zum Teil martitisiert, das heißt zu Eisenglanz verwandelt.

In tektonischer Hinsicht bildet der Hauptteil der mittelostalpinen Deckschollen am Alpenostrand demnach ebenso wie das Radegunder Kristallin einen Bestandteil der höheren variszischen Teildecke der mittelostalpinen Großeinheit, nämlich der Saualpendecke, während die tiefere variszische Teileinheit, die Stubalpendecke, in alpidischer Zeit durch eine basale Abscherung hier im Vorderteil des Mittelostalpins weitgehend verschwunden ist – ganz analog zu den Verhältnissen im Westabschnitt der Zentralalpen, in der Ötz-Silvretta-Masse (Abb. 1).

Literatur: F. Kümel, 1935, 1936, 1937; K. Lechner, 1957; A. Tollmann, 1959 a, 1963 a; W Tufar, 1966 b; H. Wieseneder, 1962, 1971.

g) Die Koralpe

α) Position

Zwischen dem Westrand des Neogens des Steirischen Beckens im Osten und dem Lavanttal im Westen, vom Packsattel im Norden bis zur Drau jenseits der Landesgrenze im Süden erstreckt sich im steirisch-kärntnerischen Grenzgebiet die Koralpe (Verballhornung von „Karalpe"), die zwar mit ihrem Gipfel 2144 m erreicht, durch die sanften gerundeten Formen aber nur mäßig aufgeschlossen ist.

In geologischer Hinsicht besteht dieser N-S-gerichtete Bergzug aus einem hochmetamorphen Kristallin katazonaler bis mesozonaler Prägung, welches den Typus für das „koride" ostalpine Kristallin stellt, den Typus für die Koralpen-Kristallisation A. Kieslingers (1928 a, S. 495) liefert. Es bildet als Ganzes die bedeutendste voralpidische, wohl variszische Decke in den Ostalpen, da es in Form der Saualpendecke

über 45 km weit über das mesozonale Muralpen-Kristallin mit dem Typus der Gleinalmkristallisation überschoben ist, wie das Amering-Halbfenster und mehrere Fenster im Bereich der Sau- und Koralpe zeigen, besonders das Wolfsberger Fenster östlich von Wolfsberg im Lavanttal, wo die schwächer metamorphen Serien als Inhalt breit zutage treten.

β) Zur Erforschungsgeschichte

Die grundlegenden Daten über die komplizierte Entwicklungsgeschichte der Koralpe sind erst durch A. KIESLINGER (1926/1928) in einer Reihe sorgfältiger Studien zutage gefördert worden. A. KIESLINGER hat es verstanden, in der unübersichtlichen Vielfalt an Gesteinsvarietäten, die durch mannigfaltige Übergänge verbunden sind, durch eine Seriengliederung, bei der über diesen „unendlichen Wechsel im Kleinen" hinweg zusammengefaßt wurde, Ordnung zu schaffen. Er hat hier als erster das richtige Prinzip der Seriengliederung im (Para-)Kristallin entwickelt (1928 a, S. 458, 502), indem er zu einer stratigraphischen Gliederung auf Grund des Stoffbestandes unter Abstraktion der Metamorphose und späteren tektonischen Umgruppierung vorgedrungen ist: Derartige Einheiten hat er als „Gruppen" bezeichnet. Unabhängig davon sind von ihm die Bereiche der verschiedenen metamorphen Fazien als „Zonen" und die tektonischen Einheiten – so gut damals möglich – als „Serien" erfaßt und bezeichnet worden. Dieses Unterfangen ist wesentlich, da in zahlreichen anderen Bereichen des ostalpinen Kristallins die Seriengliederung ein Sammelsurium aus Einheiten aller drei Bereiche bildet und dann nicht mehr mit dem Nachbarraum korrelierbar ist. An diese Serien- und Metamorphoseuntersuchungen von KIESLINGER schließen jene von P BECK-MANNAGETTA (1942–1970), der tektonische Studien hinzufügt. Diese sind allerdings in neuerer Zeit von O. HOMANN (1962 b) und L. P. BECKER (1976) nach gefügekundlichen Messungen im Grenzgebiet der Kor- und Stubalpe nicht unwidersprochen geblieben. Zahlreiche minutiöse mineralogische Untersuchungen über die wichtigsten Gesteinstypen der Koralm hat in neuester Zeit vor allem H. HERITSCH (1963–1973) geliefert. Für das Verständnis des Metamorphoseablaufes schließlich werden in jüngster Zeit die Ergebnisse aus dem homologen Saualpenkristallin, die von J. NEUGEBAUER (1970), A. PILGER & N. WEISSENBACH (1970, 1975), N. WEISSENBACH (1975 c, d) und Mitarbeitern jüngst in übersichtlicher Form herausgearbeitet worden sind, von wesentlicher Bedeutung. Durch G. KLEINSCHMIDT (& U. RITTER) schließlich erfolgte zuletzt (1975, 1976) die direkte Übertragung der Kenntnisse von der Kristallingliederung der Saualpe auf den Südteil der Koralpe.

γ) Seriengliederung

In der Serienabfolge der Koralpe lassen sich bei Kombination und Revision der älteren Arbeiten vom Liegenden zum Hangenden folgende Einheiten unterscheiden: 1. Wolfsberger Serie, 2. Marmorserie, 3. Koralpenserie, 4. Schwanberger Serie und 5. Gradener Serie. Diese Gliederung gibt keine Primärabfolge von metamorphen Serien wieder, sondern stellt die voralpidisch tektonisch übereinandergebrachte Reihenfolge vor, von der im folgenden zunächst der Gesteinsbestand dargelegt wird. Die Parallelisierung dieser Reihe mit den kristallinen Serien der benachbarten Gebirge wird auf Tab. 8 vorgenommen.

1. Die Wolfsberger Serie (A. KIESLINGER, 1928 a, Teil V; P. BECK-MANNAGETTA, 1951, S. 128). Sie bildet den tektonischen Untergrund des Koralpen-Stockwerkes und ist im Bereich der Koralpe nur im Wolfsberger Fenster am Schoberkogel NW vom Speikkogel bei Wolfsberg aufgeschlossen, während die weiteren Fenster-Aufschlüsse dieser Serie bei Kliening bereits am Osthang der Saualpe bzw. bei Auerling nördlich des Waldensteiner Grabens in der Packalpe liegen. Das Wolfsberger Fenster enthält in Form der Unteren Wolfsberger Serie (1 a) im Kern den Wolfsberger Granitgneis und Augengneis, dessen Kontakt zu und Migmatisation mit den umhüllenden Wolfsberger Granatglimmerschiefern teilweise erhalten ist (P BECK-MANNAGETTA, 1949, S. 10; 1951, S. 128 f.; 1970, S. 494). Diese Granitgneis-Augengneisserie kann nach Bestand und Stellung eindeutig mit der Ameringserie der Stubalpe parallelisiert werden. Der Hangendteil der Wolfsberger Serie (Obere Wolfsberger Serie, 1 b) besteht aus Granatglimmerschiefer, Granatbiotitgneis und Amphibolit und entspricht schon nach A. KIESLINGER der Rappoltserie der Stubalpe.

2. Die Marmorserie der Koralpe (P BECK-MANNAGETTA, 1951, Taf. 17 bis 18) folgt im Hangenden der Wolfsberger Serie. Sie besteht im wesentlichen aus Injektionsglimmerschiefern, in denen in den tieferen Teilen vorwiegend Amphibolite (2 a – amphibolitreicher Anteil der Marmorserie), in den hangenden Teilen aber überwiegend Marmorzüge eingelagert sind (2 b – marmorreicher Anteil der Marmorserie). Aus dem Gesamtvergleich der Serien ist der letztgenannte marmorreiche Anteil in stratigraphischer Hinsicht einerseits der Almhausserie im Stubalpengebiet, andererseits der Stelzinger Marmorserie der Saualpe vergleichbar. Auch nach W FRITSCH et al. (1960, S. 18) wäre etwa der mineralreiche Marmor vom Sauerbrunngraben bei Stainz, ein Bestandteil der Marmorserie, dem Stelzinger Marmor stratigraphisch gleichzusetzen.

3. Die Koralpenserie („Koralpengruppe" A. KIESLINGER, vgl. 1928 a, S. 407, 460, 502 ff.) – der der Unterteil der „Zentralen Serie" P. BECK-MANNAGETTAS, 1951, Taf. 17, entspricht – umfaßt katazonale Teile der tieferen Partie der Saualpendecke, die der Wolfsberger (und eventuell auch der Marmor-) Serie überschoben auflagert. Die Koralpenserie zeigt einen vom Westen nach Osten seitlich abwandelnden Gesteinsbestand. Im Westen herrschen Disthengneise, Andalusit-Paramorphoseschiefer und Gneisquarzite vor, im Osten beherrscht der Stainzer Plattengneis diese Serie. Im Norden werden die auch als Hirschegger Gneise bezeichneten Disthenflasergneise besonders im Hangenden der Plattengneise selbständig. Diese Koralpenserie KIESLINGERS ist die direkte südliche Fortsetzung der Teigitschserie des Stub-Gleinalpen-Gebietes. Andererseits wird sie in der Saualpe durch die Disthenflasergneise im Liegendteil der Eklogitserie fortgesetzt.

Unter dem Begriff „Plattengneise" werden die verschiedenen texturellen Varietäten der Teigitschserie wie Bundscheckgneis, Lagengneis, Paragneis mit Aplit etc. in der Koralpe zusammengefaßt. Pegmatitgneise kommen in beiden Gebieten hinzu. Typisch für diese Serie der Plattengneise ist das Fehlen oder starke Zurücktreten von Marmoren und Eklogiten. P. BECK-MANNAGETTA (1970, S. 493 f.) teilt noch diese Plattengneisserie (2 a) von unten nach oben oder aber in lateralem Ersatz in die Gneis-Glimmerschiefer mit Pegmatoiden, die Zentrale Serie mit kataklastischen Gneisquarziten und die eigentlichen Plattengneise. Die Plattengneisserie bildet den Kern des Koralpenstockes. Die Hauptmerkmale der Plattengneise liegen einerseits in der lagenförmigen

Quarz-Feldspat-Durchtränkung und dem Feldspataugengehalt, andererseits in der plattigen, lagenweisen Anordnung von Gneis- und Pegmatitzonen im Kleinbereich, wobei durch eine starke Auswalzung – die auch eine streifenförmige Lineation bewirkt hat – das parallele brettartige Gefüge besonders betont ist. Hierdurch bildet dieser Gesteinstyp vorzügliches Material zur Gewinnung von technisch verwerteten Gneisplatten, besonders in der Umgebung von Stainz und Gams gebrochen.

Der Mineralbestand der Plattengneise (A. Kieslinger, 1928 a, S. 462 ff.; P. Beck-Mannagetta, 1942, S. 3; O. Homann, 1962 b, S. 23 f.; H. Heritsch, 1963 b, S. 31 ff.) umfaßt in den dunklen, schiefrigen, besonders stark durchbewegten Lagen Granat, Biotit, Muskowit, Disthen und Plagioklas mit Periklin- und Albitzwillingslamellen. Die hellen pegmatoiden Lagen bestehen aus Quarz, Kalinatronfeldspäten (Mikroklin, Anorthoklas) und Plagioklas (Oligoklase). In mächtigeren pegmatitischen Lagen treten die Pegmatitminerale Turmalin, Beryll sowie almandinreicher Granat auf. Paramorphosen von Disthen nach Andalusit sind durchaus bekannt. F. Angel (1940) ordnet die Plattengneise in die Eklogitfazies, in die Katazone ein. O. Homann (1962 b, S. 24) bestätigte diese Zuordnung. H. Heritsch (1963 b, S. 34) würde die Plattengneise nach Auswertung einer chemischen Analyse in die Almandin-Disthen-Subfazies der Amphibolitfazies vom Barrow-Typ einreihen.

Über die Entstehung der Plattengneisserie gingen die Meinungen insofern auseinander, als A. Kieslinger (1928 a, S. 504) die Feldspatung der ursprünglich (aus Sedimentmaterial entstandenen) Glimmerschiefer bzw. die Durchtränkung mit pegmatitischen Lagen auf einen nahen sauren Intrusivkörper zurückführte, während F. Angel (1940) und spätere Autoren (z. B. P. Beck-Mannagetta, 1949, S. 12; 1961, S. 439) an eine „venitische" Entstehung der Feldspatung der Plattengneise dachten, also eine am Ort gebildete metamorphe oder anatektische Differentiation annahmen. Die Begründung von P. Beck-Mannagetta (1949, S. 12), daß nach Auffindung der nicht injizierten schwächer metamorphen Wolfsberger Glimmerschiefer im Liegenden der Plattengneise die Möglichkeit einer Injektion von einem Intrusivkörper der Tiefe wegfällt, war unter Annahme der Autochthonie der höheren metamorphen Schubmasse über der Wolfsberger Serie gemacht. Wir wissen heute, daß diese Schubmasse von Süden kommend von einem anderen Kristallinsockel abgeschert worden ist, der sehr wohl in der nördlichen Fortsetzung des mitbewegten Bachergebirges im Sinne von A. Kieslinger voralpidisch eine Intrusion aus der Tiefe bezogen haben kann. Experimentelle Untersuchungen am Plattengneis der Koralpe durch H. v. Platen & H. Höller (1966, S. 106) ergaben Bildungsbedingungen von 8–10 kb und 550°–645° C Temperatur, wobei sich diese Autoren ebenfalls gegen eine Anatexis als Bildungsmechanismus dieser verschieferten Augengneise aussprachen.

Jüngst hat L. P. Becker (1976) die Genese der Plattengneise im Bereich ihrer nördlichen Ausläufer in der Stubalm durch eine gefügekundliche Studie geklärt. In diesem Raum am Ostrand der Stubalm gehen die eigentlichen Plattengneise liegend und hangend in linsig-lagige pegmatoide Gneise, die Hirscheggergneise, über, die ihrerseits gegen hangend in einen pegmatoiden Gneis mit noch erhaltenen Feldspataugen (Bundscheckgneis) abwandeln. Die Gefügeuntersuchung hat ergeben, daß diese Augengneise das Ausgangsgestein der gesamten Gneisgruppe darstellen, daß sie in Zonen zunehmender Deformation zunächst in Hirscheggergneis, schließlich bei hochgradiger

Deformation in Plattengneis umgeformt werden. In letzterem sind die Feldspataugen in a so weit ausgewalzt, daß eine Lineation in dieser Richtung senkrecht B entsteht. Damit wird die Vorstellung von H. v. PLATEN & H. HÖLLER (1966) von der Entstehung des Stainzer Plattengneises gefügekundlich bestätigt.

Die Disthenflasergneise, die – wie erwähnt – im Norden in der hangenden Partie der Koralpenserie über dem Plattengneis erscheinen, hat dort O. HOMANN (1962 b, S. 24 ff.; Kt.) auch kartierungsmäßig im Abschnitt des Packsattels von den eigentlichen Plattengneisen abgetrennt. Die Disthenflasergneise gehen bei gleicher Mineralkombination wie der Plattengneis aus diesem durch Übergang hervor und sind als eine Varietät letzterer nur durch die abweichende Struktur unterschieden, wie etwa die Aufblätterung der s-Flächen, die groblinsige Anordnung der Pegmatoidlagen, die als Andalusitparamorphosen erkennbaren Disthenflasern etc. Eklogitische Lagen und Kalksilikatfelse treten in dieser Serie nach P. BECK-MANNAGETTA (1970, S. 492) bereits auf.

4. Als Schwanberger Serie wird hier die von A. KIESLINGER (1928 a, S. 459, 504 etc.) nach überregionalem Vergleich als „Brettsteingruppe" bezeichnete Serie unter Ausklammerung der Injektionsglimmerschiefer- und Diaphthoritzone benannt, da diese Serie kraft ihrer Zusammensetzung mit namhafter Beteiligung von Eklogiten etc. durchaus nicht einfach der typischen Brettsteinserie der Niederen Tauern gleichzustellen ist. Sie entspricht dem Oberteil der „Zentralen Serie" P. BECK-MANNAGETTAS (1951, Taf. 17). Mineralfaziell umfaßt sie den katazonalen (bis mesozonalen) Bereich.

Diese Serie ist gegenüber den tieferen Serien etwas heterogener. Den Hauptteil der Serie machen Schiefergneise, Disthen führende Schiefer und Glimmerschiefer aus. Die Serie ist in verschiedenem Umfang von Pegmatiten durchschwärmt. Einlagerungen von Marmoren und Kalksilikatschiefern – besonders in den tieferen Partien – und von Eklogiten, Eklogitamphiboliten und Amphiboliten – besonders in den höheren Partien – ist eine bezeichnende Eigenart dieser Serie.

Es kann kein Zweifel bestehen, daß diese Serie im regionalen Vergleich dem Hangendteil der Eklogitserie der Saualpe entspricht, welcher Teil ja ebenfalls an der Basis mit einem bereits in der Saualpe über so weite Räume verfolgten Kalksilikat-Leithorizont einsetzt (E. CLAR et al., 1963, S. 34, Abb. 4–5), über welchem dort der Eklogit führende Schiefergneis der Eklogitserie folgt.

A. KIESLINGER (1928 a, S. 466) rechnete auch den durch seitliche und vertikale Übergänge zu den „Injektionsglimmerschiefern" verbundenen Schiefergneis im Ostteil der Koralpe, den sogenannten Schwanberger Gneis, zu dieser Serie. Zur Charakteristik der Hauptgesteinstypen der Schwanberger Serie sei erwähnt: Der zuletzt genannte Schwanberger Gneis ist ein braunvioletter feinkörniger Biotitgneis mit gelegentlich großen Kalkfeldspat- und Oligoklasporphyroblasten. Er führt ferner Granat, Disthen, Turmalin, Apatit, Titanit, Rutil. Absteigende sekundäre Metamorphoseerscheinungen sind vielfach erkennbar.

Eingehend studiert wurden die Eklogite und Amphibolite (A. KIESLINGER, 1928 a, S. 401 ff.; H. WIESENEDER, 1935, S. 194; F. ANGEL, 1957, S. 177; F. BECK-MANNAGETTA, 1961; H. HERITSCH, 1963, S. 36 ff.; besonders 1973; W RICHTER, 1973, S. 29 f.; W POSTL, 1976). Die Eklogite sind stets in den struppigen Injektionsglimmerschiefern eingeschaltet, bei Schwanberg ausnahmsweise auch im Schiefergneis. Große

Körper bilden plattenförmige Lagen, kleine zeigen Linsenform. Man erblickt in großen Stöcken von Eklogit ursprüngliche Gabbrokörper, in den Platten und Linsen Deckenergüsse oder tuffogene Bildungen als Ausgangsmaterial (H. HERITSCH, 1963, S. 37). Den Haupttypus der eklogitischen Gesteine der Koralpe liefert der Eklogitamphibolit. Eklogite sind sehr selten. Umbildungen zu Amphibolit vollziehen sich entweder in einer Art „Tiefendiaphthorese" unter niederen Druck- und Temperaturbedingungen, oder aber durch Wasserzutritt bei sonst gleichbleibenden Bedingungen. Der Eklogit s. str. besteht aus Omphazit und Granat, dessen Stabilität im Experiment bei wasserfreiem Medium bei 650° C und 15 Kilobar gelegen ist. Die Eklogitamphibolite enthalten Omphazit mit Symplektit (schwer auflösbare Diablastik von Hornblende, Klinopyroxen und saurem Plagioklas in randlichen Umwandlungszonen), Granat, Karinthin (die seit 1817 durch WERNER von der Saualpe bekannte makroskopisch fast schwarze Hornblende), auch Zoisit und Quarz und an Akzessorien Apatit, Rutil, Zirkon, Titanit und Erz. Ihre Prägung mag bei einem Druck von 10 kb und 600° C erfolgt sein. Bei den im Koralmgebiet weit verbreiteten Amphiboliten und ihren Untertypen ist der Omphazit ganz verschwunden, Granat tritt zurück, blaustichige Hornblende und basischer Oligoklas bis Plagioklas mit hohen Anorthitgehalten (bis um 70 % An) bilden den Hauptbestand an Mineralien. Als seltener eklogitischer Sondertypus ist Diallageklogit bei Hohl W Wies anzutreffen (A. KIESLINGER, 1928 a, S. 411), bei H. HERITSCH (1973, S. 214, 249) als Metagabbro des näheren beschrieben (Bestandteile: Omphazit bis diopsidischer Pyroxen, pyropreicher Granat, Zoisit, Disthen, Quarz) und in seinem Übergang zu Gabbro studiert. Auch die in der Schwanberger Serie enthaltenen Marmore haben spezielle Bearbeitungen seit A. KIESLINGER (1926) erfahren und sind auch durch die Gruppe der Quarz-Dolomit-Marmore, Tremolit-Marmore und Diopsid-Marmore vertreten. Eine moderne Zusammenfassung über die jüngeren Arbeiten zum Thema gab H. HERITSCH (1963 b, S. 35 f.).

5. Im Hangenden der Schwanberger Serie läßt sich die daraus durch Übergang hervorgehende Venitische Glimmerschieferserie abtrennen, welche Bezeichnung bei P. BECK-MANNAGETTA (1951, Taf. 17), ferner auch bei O. HOMANN (1962 b, S. 32) zu finden ist. Bei A. KIESLINGER (1928 a, S. 459 etc.) ist diese Serie noch nicht abgetrennt, sondern im Oberteil seiner „Brettsteingruppe" einbezogen.

Die Serie umfaßt in erster Linie Glimmerschiefer mit mehr oder weniger venitischem Habitus, ferner in nicht unbedeutendem Umfang Pegmatite, wozu noch in untergeordnetem Maß Epidotamphibolite und Marmore hinzutreten können.

6. Jüngst hat G. KLEINSCHMIDT (1975) auch noch die aus der Saualpe bekannte Plankogelserie in typischer Ausbildung im Südrandgebiet der Koralpe entlang der Landesgrenze südlich von Soboth und St. Lorenzen erfassen können. Sie führt neben Granatglimmerschiefer, Schiefergneis, Marmor, Kalksilikatschiefer und Amphibolit auch Meta-Ultrabasite, besonders Serpentinite und enthält überdies die spezifischen Manganquarzite. Diese werden von KLEINSCHMIDT als paläozoische, exhalativ-sedimentär manganvererzte Radiolarit-Formation gedeutet. Diese Serie ließ sich bisher nach Westen 70 km weit über die südliche Saualpe und den Raum von Hüttenberg bis Friesach in Kärnten verfolgen. Eine eingehende Beschreibung lieferten jüngst G. KLEINSCHMIDT & U. RITTER (1976).

7 Die Gradener Serie mit ihrer Typusregion bereits nördlich außerhalb

der Koralpe im Bereich Dietenberg–Wartenstein südlich der Linie Köflach–Voitsberg–St. Johann/H. wird meist als die oberste Serie der Koralmgesteine dargestellt. Sie besteht aus Granatglimmerschiefern mit Staurolith, Chloritoid und Disthen als Einzelkristalle (nicht als Andalusit-Paramorphosen), Gneisen sowie Marmor- und Amphibolitlinsen (O. HOMANN, 1962 b, S. 51 f.). Als charakteristisch für diese Serie wird immer die Diaphthorese angegeben, die aber doch ein sekundäres Merkmal darstellt und in den Gesteinen der Koralpe dort besonders stark zur Geltung kommt, wo die Nähe der oberostalpinen Überschiebung erkennbar wird. Daher wird ihr auch die Diaphthoritzone am Südrand der Koralpe äquivalent gestellt (A. KIESLINGER, 1928 a, S. 523, Abb. 6), deren Diaphthorese aber wiederum nur im Zusammenhang mit der nahen Überschiebung des Oberostalpins verständlich wird.

δ) Tektonik

Die tektonische Entwicklung der Koralpe im Zusammenhang mit dem Metamorphosegeschehen ist noch nicht unter modernen Gesichtspunkten untersucht. Manche Ergebnisse der Saualpenforschung lassen sich auf Grund der räumlichen Zusammenhänge auf die Verhältnisse der Koralpe übertragen, aber das gewonnene Bild bleibt vorderhand ein provisorisches.

1. Die ältere Epoche der tektonischen Entwicklungsgeschichte der Koralpe ist im einzelnen noch nicht geklärt. Im Vergleich mit der unten erwähnten, wesentlich jüngeren, ebenfalls noch voralpidischen großtektonischen Formung gehört sie aller Wahrscheinlichkeit nach in die vorvariszische, vielleicht kaledonische Ära. P. BECK-MANNAGETTA (1947, S. 174; 1949, S. 15 etc.) hat zwei Hauptphasen der Orogenese in dieser älteren Epoche angenommen: a) Als ältesten Akt eine Prägung der ESE-streichenden Achsen durch eine Faltung, die syngenetisch mit der ersten Regionalmetamorphose gewesen sei. In dieser Zeit sei der nordvergente Falten- und Gleitbretterbau erfolgt. b) Als zweiten Akt nahm P. BECK-MANNAGETTA die Prägung der im Hauptabschnitt der Koralpen gegen NNE (nur im Süden gegen SE) verlaufenden Lineation im Plattengneis durch eine gegen Westen gerichtete selbständige Faltung an.

Heute betrachten wir hingegen mit O. HOMANN (1962 b, S. 57) und vor allem nach dem Gefügestudium der pegmatoiden Gneise und Plattengneise durch L. P. BECKER (1976, S. 47) die Faltung mit etwa W–E verlaufenden Achsen und die senkrecht darauf stehende Lineation als Ergebnis ein und derselben (nordvergenten) Beanspruchung, da sich die Lineation als eine Längung in a, senkrecht zu den B-Achsen, erwiesen hat.

Als Alter der ersten metamorphen Prägung käme aus dem Vergleich mit dem übrigen mittelostalpinen Kristallin der Ostalpen (vgl. etwa Tab. 14) unseres Erachtens am ehesten die kaledonische Ära in Frage, als Alter der zuvor erwähnten Tektonik aus ebendiesem Vergleich etwa die altvariszische Ära. Zur Fundierung dieser Meinung des Verfassers fehlen aber radiometrische Daten aus dem Koralpen- und Saualpen-Kristallin vorderhand noch vollkommen.

2. Der ebenfalls noch voralpidische nächstjüngere tektonische Hauptakt ist die große nordvergente Überschiebung der hochmetamorphen Serien des Koralmkristallins als Bestandteil der Saualpendecke über die schwächer metamorphe, ursprüng-

lich nördlicher gelegene Stubalpendecke. Diese Überschiebung, die aller Wahrscheinlichkeit jungvariszischen Alters ist, zeigt auf Grund der in neuerer Zeit entdeckten Fenster im Bereich von Gleinalpe, Packalpe, Saualpe und Koralpe eine Schubweite größer als 45 km: Das Amering-Halbfenster östlich von Obdach, das Auerlingfenster N des

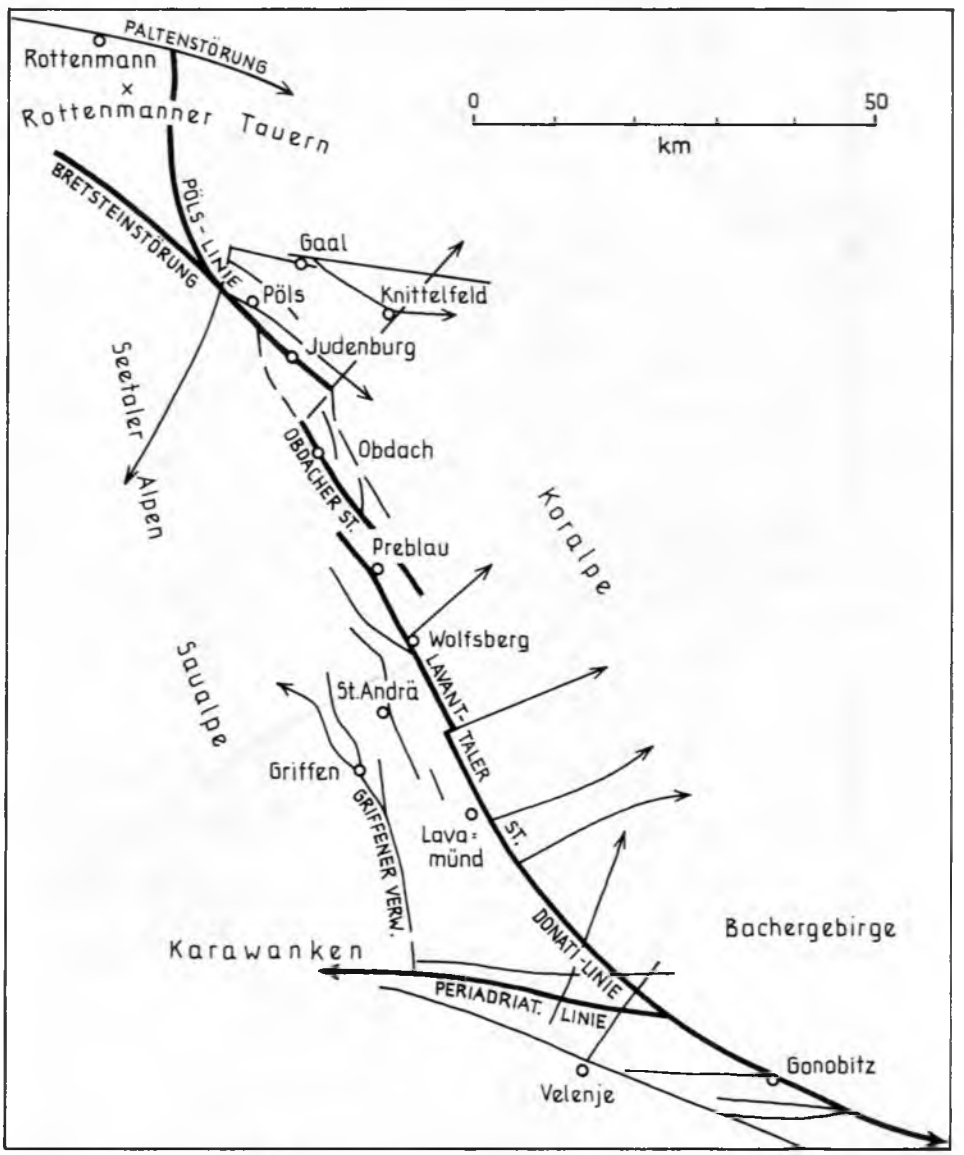


Abb. 75: Das Lavanttaler Störungssystem nach A. Kieslinger (1928 b, Taf. 1), P. Beck-M. (1952, Taf. 5), K. Metz (1962, Abb. 1), F. Thiedig & N. Weissenbach (1975, Abb. 1) und A. Tollmann (1977 a, Taf. 1).

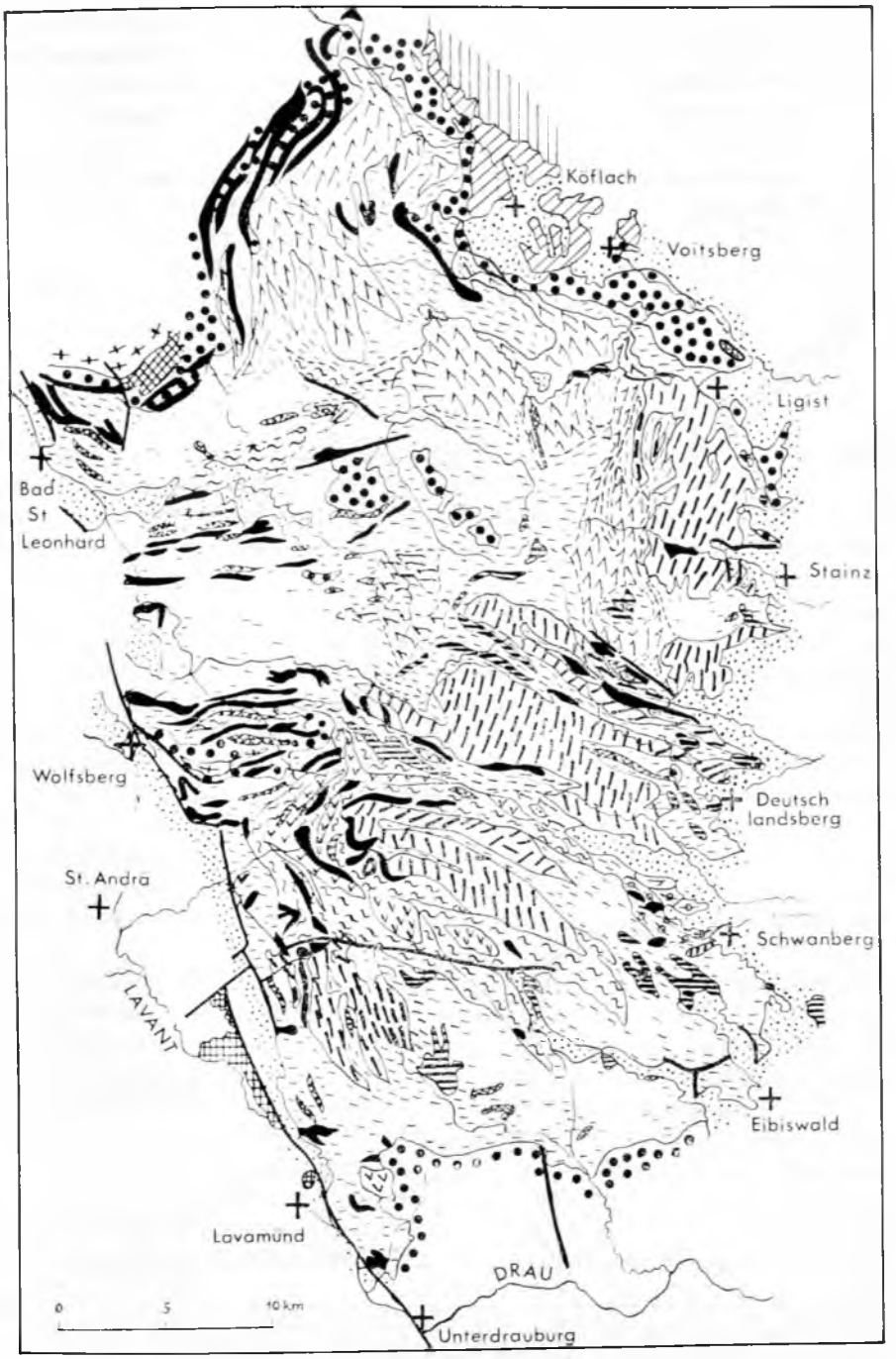


Abb. 76: Geologische Skizze der Koralpe nach P. BECK-MANNAGETTA (1970, Abb. 1).

Waldensteiner Grabens (P Beck-Mannagetta, 1967, S. 221), das Fenster nördlich von Trahütten, das Klieningfenster NE der Saualpe (A. Pilger & N. Weissenbach, 1965, S. 195) und das Wolfsberger Fenster (A. Kieslinger, 1928 a, S. 505), das früher lange nur vermutet und kaum geglaubt und erst durch A. Pilger & N. Weissenbach (l. c.) gesichert worden ist, bilden beredte Zeugen dieser weiten Überschiebung, obgleich man hier noch vor einem Jahrzehnt allein mit Metamorphose-Ausnahmszuständen eine derartige Tektonik zu umgehen gedachte. Durch diese Großüberschiebung nach der ersten Regionalmetamorphosephase kam es zu ausgedehnten Diaphthorese-Erscheinungen besonders in der Randzone zwischen Wolfsberger Kristallin und Koralmkristallin („Tiefendiaphthorese" Kieslingers). Auch noch weiterer interner Schuppen- und Deckenbau scheint in dieser Hauptüberschiebungsphase zur Ausbildung gelangt zu sein, wie die Kristallin-Deckscholle am Koralpengipfel anzeigt.

3. Der nächstjüngere Zyklus, der alpidische Deckenbau, der das Oberostalpin über die Koralpe hinwegtransportierte, hat zweifellos die umfassende Diaphthorese in der Gradener Zone und in den höheren Teilen der Koralpe im Süden bewirkt, außerdem in jüngerer Phase eine großwellige Faltung des Raumes mit W-E- bis WNW-ESE-Achsen verursacht, die eine Großgliederung des Gebietes in das Waldensteiner Synklinorium im Norden, die Wolfsberger Antiklinale zwischen Wolfsberg und Schwanberg in der Mitte und das Drautal-Synklinorium im Süden zur Folge hatte. In eine jüngere Phase dieses Zyklusses soll die Querfaltung im Wolfsberger Raum gegen Westen hin zu stellen sein. In das Miozän schließlich fällt die kratogene Tektonik der alpidischen Spätzeit, in der die Koralpe an Flexuren und kleineren Brüchen im Osten und Süden herausgehoben wurde und sich im Westen das gewaltige Bruchsystem der Lavanttaler Störung mit einer Sprunghöhe von 4000–5000 m herausbildete (P. Beck-Mannagetta, 1952, S. 4).

Dieser Lavanttaler Verwurf ist bereits von H. Höfer (1894, S. 480) erfaßt und als solcher erstmalig bezeichnet worden. A. Kieslinger (1928 b) hat dieser großen Bruchzone der Ostalpen eine eigene und zugleich die bisher eingehendste Studie gewidmet. Später hat P. Beck-Mannagetta (1952) im Zusammenhang mit dem Studium des Lavanttaler Tertiärs weitere Beiträge über den Verlauf dieser Störung geliefert. Die Lavanttaler Störung ist Teil einer größeren Querstörungszone der Ostalpen. Wie Fiederspalten versetzt greifen mehrere abgesetzte Teilstücke mit NNW-SSE-Verlauf vom Westrand der Seckauer Masse im Norden bis südlich des Bachergebirges nach Süden (Abb. 75). Das erste Teilstück besteht aus der Pölslinie zwischen St. Johann/Tauern im Norden und Judenburg am Westrand des Fohnsdorfer Beckens bzw. der NW-Flanke des Ameringkogels im Süden (siehe S. 289). Das zweite Teilstück, die Obdacher Linie, setzt westlich davon am Obdacher Sattel ein, wo ein schmales Tertiärstück eingeklemmt ist und verläuft über St. Leonhard entlang des oberen Lavanttales und weiter in die Westflanke der Koralpe. Das dritte Teilstück schließlich, die eigentliche Lavanttaler Störung, zieht, wieder etwas gegen Westen versetzt, von Preblau über Wolfsberg, Lavant und Unterdrauburg bis Wotsch südlich des Bachergebirges weiter. Überblick über den Gesamtverlauf geben auch die Arbeiten von K. Metz (1958, Taf. 1; 1965, Abb. 1, S. 253). Gegenüber dem in unsymmetrischer Mulde eingesenkten Tertiär des unteren Lavanttales im Wolfsberger Becken und im Andersdorfer Teilbecken ist die Koralpe kräftig herausgehoben. Bei St. Ulrich liegt der tiefste Punkt der tertiären Einsenkung dieses Beckens, von hier ist die Koralpe in schmal gestaffelt abgesetzten Brüchen emporgehoben. Eine Reihe von Autoren hat angenommen, daß dieses tertiäre Bruchsystem auch schon früher, älter alpidisch, ja auch schon weit voralpidisch an der gleichen Stelle wirksam gewesen sei (A. Kieslinger, 1928 b, S. 525; J. Stiny, 1931, S. 229; K. Metz, 1958, S. 236; P Beck-Mannagetta, 1960, S. 521), wobei sie an ein Wiederaufleben und Durchpausen von Leitlinien der Böhmischen Masse gedacht haben und einige Autoren auch diese Bruchlinien mit dem Streichen der altkristallinen Züge in Zusammenhang gebracht haben. Dies ist nun für diesen Raum durchaus unbegründet, zeichnet man den Verlauf des Streichens des Kristallins und der Teilstücke des Bruchsystems zusammen (A. Tollmann, 1970 a, S. 66, Abb. 21).

Die Hauptbewegungen an dieser Störung sind in jungalpidischer Zeit, mit dem Karpatien-Badenien einsetzend, vor sich gegangen. Darüber hinaus aber steckt – entgegen der 1970 a vom Verfasser vertretenen Auffassung eines ausschließlich jungalpidischen Alters – bei Einbeziehung der Pölslinie in diese Betrachtungen doch schon eine mindestens frühalpidische Bewegungskomponente in diesem Störungssystem, da die beiden Flügel der Pölslinie noch vor Überschiebung der Grauwackenzone, die mehrweniger ungestört auflagert, ihre Seitenversetzung erfahren haben (siehe S. 290).

Eine erste Hebung der Koralpe kann man nach A. Kieslinger (1928 b, S. 508) schon vor der Ablagerung des Lavanttaler Tertiärs auf Grund der lithologischen Verschiedenheit dieses Tertiärs und jenes des Weststeirischen Beckens annehmen, die nachmiozän wirksamen Störungen sind an der Versetzung des Tertiärs direkt abzulesen. Gegen Süden und Osten hin senkt sich die Koralpe hingegen in dieser Zeit mehr durch Flexuren und nur untergeordnet durch bruchtektonische Formung ab.

Bezüglich der regionalen Gestaltung der geologischen Züge der Koralpe sei auf die Übersichtsskizze von P Beck-Mannagetta (1970, Abb. 1–2) ver-

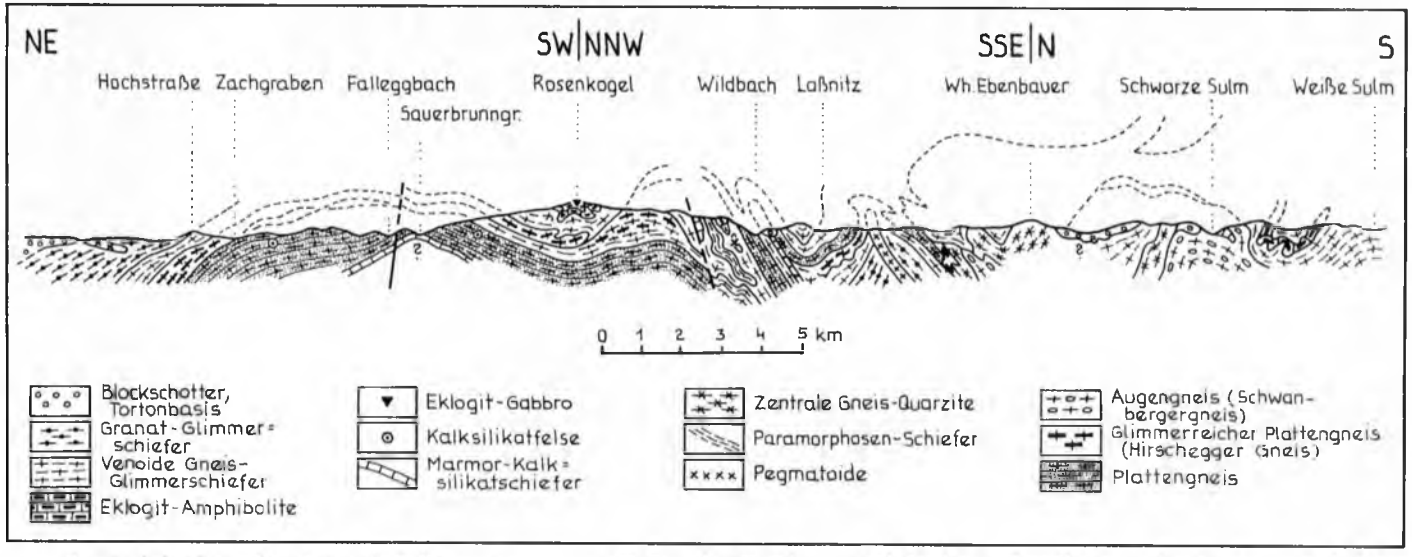


Abb. 77: Profil durch die Koralpe nach P. Beck-Mannagetta (1970, Abb. 2). Dieses Profil durch den Ostteil des Gebirgsstockes zeigt als Normalabfolge innerhalb des Kristallins von liegend gegen hangend über einer Marmorserie die Plattengneisserie der Koralpe mit Plattengneis und Hirschegger Gneis, darüber den Schwanberger Gneis mit begleitenden Eklogiten, zuoberst schließlich eine venitische Gneis-Glimmerschiefer-Serie mit Amphiboliten. Die Struktur des Gebietes wurde im Profil durch Hervorhebung der Plattengneis-Signatur verdeutlicht: An die breite Antiklinale vom Sauerbrunngraben im Norden schließen steile, lokal auch nordvergent überkippte (Wildbachgraben) Antiklinalen im Süden an.

wiesen – Abb. 76, 77: Von NE bei Ligist gegen SW bei St. Georgen i. L. reihen sich fünf Komplexe von teilweise WNW-ESE hinziehenden Plattengneis-Arealen aneinander, die in Aufwölbungszonen an die Oberfläche gelangen. Zwischen ihnen sind Gneis-Glimmerschieferzüge der Schwanberger Serie eingesenkt. Die Plattengneisschilde sind im NE (Ligist, Stainz, Gams) und im SW (E St. Georgen) nur sehr schwach herausgewölbt und liegen eher flach. Dazwischen aber kommen durch eine stärkere Einengung kräftige ESE-streichende Falten zustande, die teils steilstehen, teils sogar gegen Norden überkippt sind. Die Großstruktur mit dem symmetrischen Abtauchen unter das Oberostalpin des Grazer Paläozoikums im Norden und jenes südlich der Drau im Süden wird durch die Erhaltung der obersten Serie, der Gradener Serie entlang dieser Grenzzone markiert.

ε) Lagerstätten

Unter den Lagerstätten der Koralpe hat allein die Eisenlagerstätte Waldenstein/Packstraße südlich der gleichnamigen Ortschaft Bedeutung erlangt. Der Hauptabbau erfolgte um die Mitte des vorigen Jahrhunderts, zu welcher Zeit zwei Lagerstätten aufgeschlossen waren und Siderit, Limonit und später Hämatit gewonnen wurde. Der Eisenglimmerbergbau ist bis heute als Grubenbau in Betrieb. Im Durchschnitt werden 8000 bis knapp unter 10.000 t Eisenglimmer/Jahr gefördert, der zur Erzeugung von Mineralfarben verwendet wird.

Die Lagerstätte Waldenstein hat durch O. Friedrich (1929) eine eingehende Bearbeitung erfahren, der wir das Folgende entnehmen. Die Vererzung ist an die Marmorzüge, die sich neben Amphibolit- und Pegmatitbändern in die west-östlich streichende Glimmerschiefer-Gneismasse einschalten, gebunden. Hierbei sind größere Partien der Marmore in Breunnerit verwandelt, und in diesem bilden die Siderite und Hämatitzüge linsenförmige Einschaltungen. Der Bergbau hat zwei größere Eisenglimmerkörper aufgeschlossen, einen bis 40 m mächtigen liegenden Erzstock A und einen kleineren, hangenden, nördlichen Stock B. In der Mineralführung dominiert weitaus Eisenglimmer und Breunnerit, nicht selten sind Pyrit und Siderit, ganz untergeordnet können Antimonerz (Antimonit, Bournonit, Ullmanit) und gediegen Wismut innerhalb der Breunneritpartien angetroffen werden. Hiervon gehört der Breunnerit einer ältesten Vererzungsphase an, Siderit, Eisenglimmer und Bournonit bilden einen jüngeren, nicht in sich weiter gliederbaren Zyklus, die Quarz-Fahlerz-Vererzung schließt die Lagerstättenbildung ab. Die Auffassung Friedrichs von einem kretazisch-altmiozänen Alter der Lagerstätte ist heute sicherlich nicht mehr aufrechtzuerhalten, sondern wird nach der Art des Auftretens der Erze im voralpidischen Kristallin jedenfalls wesentlich höher sein, es fehlt aber eine moderne Prüfung der Lagerstätte mit genetischer Fragestellung.

ζ) Literatur

F. Angel, 1940, 1957; L. P. Becker, 1976; P. Beck-Mannagetta, 1942, 1951, 1952, 1954, 1959 b, 1960, 1961, 1967, 1970; O. Friedrich, 1929; H. Heritsch, 1963 b, 1973; H. Höfer, 1894; O. Homann, 1962 b; A. Kieslinger, 1926, 1928 a, 1928 b; G. Kleinschmidt, 1975; G. Kleinschmidt & U. Ritter, 1976; K. Metz, 1958, 1965; J. Neugebauer, 1970; A. Pilger & N. Weissenbach, 1965, 1970; H. v. Platen &

H. Höller, 1966; W Postl, 1976; W Richter, 1973; J. Stiny, 1931; A. Tollmann, 1970 a; H. Wieseneder, 1935.

h) Saualpe und Seetaler Alpen

α) Überblick über Position und Struktur

Geographische Lage: Zwischen dem Lavanttal im Osten und dem durch ein bedeutendes Bruchsystem bedingten Görtschitztal im Westen, zwischen dem Ostausläufer des Klagenfurter Beckens im Süden und der kärntnerisch/steirischen Landesgrenze im Norden erhebt sich der breite Höhenzug des Saualpenstockes mit der Großen Saualpe auf 2081 m im Ostkärntner Land. Die gegen NNW ziehende Fortsetzung dieses Höhenzuges auf der steirischen Seite bis zum Murtal im Norden, zwischen dem Obdacher Sattel im Osten und dem Perchauer Sattel im Westen wird als Seetaler Alpen bezeichnet, die im Zirbitzkogel 2396 m Höhe erreichen. Durch einen gleichmäßigen

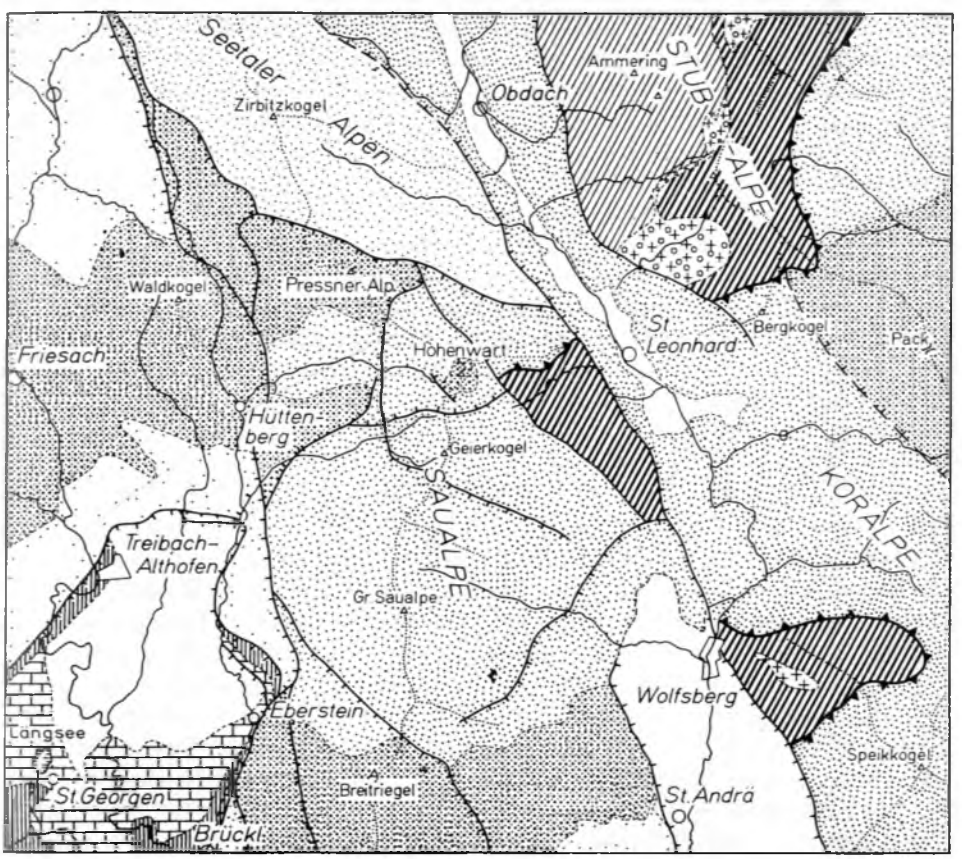


Abb. 78: Übersicht über das Kristallin im Raum der Saualpe nach A. Pilger & N. Weissenbach (1965, Abb. 1); 1 : 360.000; schräg schraffiert: Muridendecke, eng punktiert: Koridendecke.

allmählichen allseitigen Anstieg und eine nur mäßig tiefe Zertalung sind die Aufschlußverhältnisse nicht besonders günstig, die Kammregion liegt bereits oberhalb der Waldgrenze.

In geologischer Hinsicht bildet der Gebirgszug Saualpe–Seetaler Alpen Bestandteil des ostalpinen Altkristallins östlich der Gurktaler Decke. Platten- und Flasergneise (Injektionsgneise), (Injektions-)Glimmerschiefer, Pegmatite, Marmorzüge, Quarzite, Eklogite, Eklogit-Amphibolite und Amphibolite sind die bezeichnendsten Gesteinszüge, die mit einem vorherrschend NW-SE gerichteten Streichen auftreten. Zwei voralpidische deckentektonische Stockwerke liegen übereinander: Die tiefere Einheit, die Stubalpendecke, kommt mit mesozonalem Kristallin in diesem Raum im Klieningfenster zutage, das die Fortsetzung des muriden Kristallins aus dem Amering-Halbfenster und dem Wolfsberger Fenster der Nachbarschaft darstellt. Die Hauptmasse des Gebirgsstockes aber gehört der fernüberschobenen Saualpendecke an, deren katazonales Kristallin den Kern der Saualpe bildet und in die Seetaler Alpen weiterzieht, und dessen mesozonales Kristallin diesem Kern im Westen (Hüttenberg, Friesacher Bucht), und im Süden (Raum zwischen Eberstein und W St. Andrä) normal auflagert (Abb. 78). Die weiteren äußeren Hüllen dieser Kristallinscholle aus epizonalem sowie anchimetamorphem Paläozoikum gehören, wie wir ausführen werden, zum überschobenen Ostteil der oberostalpinen Gurktaler Deckenmasse und werden im Zusammenhang mit dem Oberostalpin (S. 423) ihre Besprechung finden. Der noch in jüngerer Zeit bestrittene durchgehende tektonische Kontakt (über dessen Alter noch diskutiert wird) ist heute belegt.

Die Längserstreckung des Saualpen-Seetaler Alpen-Zuges in Nord-Süd-Richtung ist durch den Zuschnitt durch das mächtige Lavanttal-Bruchsystem im Osten und das Görtschitztal-Bruchsystem im Westen mit Sprunghöhen von 4 km bedingt. Ein Netz von kleineren Zerrbruchstaffeln an N-S-Linien, aber auch an NW-SE- und SW-NE-Störungen gliedert zusätzlich in allerdings untergeordnetem Ausmaß das Innere des Gebirgszuges. Unabhängig von diesen Bruchgrenzen zeigt die Innenstruktur des Gebirgsstockes vorwiegend NW-SE gerichtete Züge.

β) Anmerkungen zur Erforschungsgeschichte, Bestand an geologischen Karten

Die heroische Phase der Durchforschung dieses Raumes durch V Lipold in Kärnten und F. Rolle in der Steiermark (1854) und noch H. Höfer im Süden (1894) und G. Geyer im Norden (1890–1893) wollen wir hier überspringen. Die Grundkenntnis über das Kerngebiet wurde durch die geologische Karte 1 : 75.000, Blatt Hüttenberg und Eberstein, durch H. Beck (1931) geliefert, auf der der Hauptteil der Saualpe außer ihrem Südrand enthalten ist. Über diesen Südteil gibt die Karte von P. Beck-Mannagetta (1957) 1 : 100.000 Auskunft. Die Kenntnisse über den engeren Bereich der Lagerstätte Hüttenberg am Westrand der Saualpe wurden von E. Clar & H. Meixner (1953: Kt. 1 : 10.000) geliefert, der Friesacher Raum ist zum Teil bei P. Beck-Mannagetta (1959), zum Teil von N. Zadorlaky-Stettner (1961, Taf. 5) erfaßt. Über die Seetaler Alpen liegen nur spärliche Berichte vor: Die zusammenfassende kurze Beschreibung von F. Heritsch (1922, S. 152 ff.) mit dem Hauptkammprofil sowie die Beschreibung

der NW-Abdachung mit Karte 1 : 25.000 von N. KREUZER (1954) sind zu erwähnen. Das gegen Westen anschließende Gebiet zwischen Perchauer und Neumarkter Sattel ist durch A. THURNER (1959 a, 1970 a) neu aufgenommen worden.

Seit dem Jahre 1957 hat eine aus 22 Vertretern der Geologischen Institute Clausthal und Tübingen unter Mitarbeit von W FRITSCH und H. MEIXNER (Hüttenberg) sowie E. CLAR (Wien) bestehende Arbeitsgruppe in detaillierter und intensiver Arbeit die Saualpe großmaßstäbig neu aufgenommen, petrographisch, geochemisch und kleintektonisch untersucht. Die Aufnahmsarbeit ist heute abgeschlossen, in zahlreichen Publikationen sind Teilergebnisse und erste Übersichten bekannt gegeben worden, die Herausgabe der Gesamtkarte der Geologie der Saualpe ist in Vorbereitung. Einen graphischen Schlüssel über die Arbeitsgebiete der einzelnen Forscher findet man bei A. PILGER & N. WEISSENBACH (1970 a, Abb. 2), anhand dessen die hier im Literaturverzeichnis genannten Arbeiten leicht einzuordnen sind. An zusammenfassenden Darstellungen aus dem Kreis der Arbeitsgruppe „Saualpe" seien hier die Publikationen von G. KLEINSCHMIDT, J. NEUGEBAUER, A. PILGER & N. WEISSENBACH und R. SCHÖNENBERG – alle aus 1970 – hervorgehoben, ferner die Stellungnahme von A. TOLLMANN (1971 a) zur Frage der großtektonischen Deutung dieser Ergebnisse erwähnt, vor allem aber sei auf den jüngst erschienenen Saualpenband (Sdb. *1* der Clausthaler geol. Abh., 1975) hingewiesen.

γ) Seriengliederung

Die Seriengliederung des Saualpenkristallins war neben der Kartierung das wesentlichste Ergebnis der Forschungen der Arbeitsgruppe „Saualpe", da hierbei in mustergültiger Weise die von J. NEUGEBAUER & G. KLEINSCHMIDT (1971) herausgearbeiteten Prinzipien und Möglichkeiten der Gliederung im Altkristallin angewendet worden sind und so ein schwer durchschaubarer Abschnitt im ostalpinen Altkristallin seine Auflösung erfahren hat. Durch Rekonstruktion der chemischen Zusammensetzung des Ausgangsgesteins und getrennter Betrachtung der Metamorphose sowie der Tektonik ergibt sich erst die Möglichkeit, im Serienvergleich die ursprüngliche stratigraphische Abfolge zu ermitteln, wie S. 215 ausgeführt. Leithorizonte (G. KLEINSCHMIDT, 1971) auf Grund ihrer Materialzusammensetzung, ihrer spezifischen Mineralbildung etc. wurden bei der Korrelierung der Einzelabschnitte der Kartierungen ausgewertet. Über die in der Seriengliederung festgehaltenen Ergebnisse berichtet eine größere Zahl von Schriften dieser Arbeitsgruppe, unter denen hier zunächst jene, die vorwiegend das mittelostalpine Altkristallin der Saualpe erörtern, angeführt seien, während jene über die Seriengliederung im epizonalen und anchizonalen Altpaläozoikum der umgebenden Gurktaler Decke im Zusammenhang mit der Darstellung des Oberostalpins besprochen werden sollen: E. CLAR et al., 1963; W FRITSCH, 1960, 1962 a, 1964 a, 1965; H. KAMP & N. WEISSENBACH, 1961; G. KLEINSCHMIDT, 1970; et al., 1975 a, b; W LODEMANN, 1966 a, J. NEUGEBAUER, 1970; A. PILGER & N. WEISSENBACH, 1970 a, 1975; F. THIEDIG, 1962, 1966; N. WEISSENBACH, 1975 c, d; F. WURM, 1968.

Im großen zeigt die Serienabfolge der Saualpe – besonders auch im Vergleich und unter Einbeziehung des auflagernden, zum Teil fossilmäßig eingestuften Altpaläozoikums der Gurktaler Decke – eine vielfache Wiederholung von Karbonatgesteinen und Metabasiten in der Schiefer- bzw. Gneis-Grundmasse, von der Anchizone

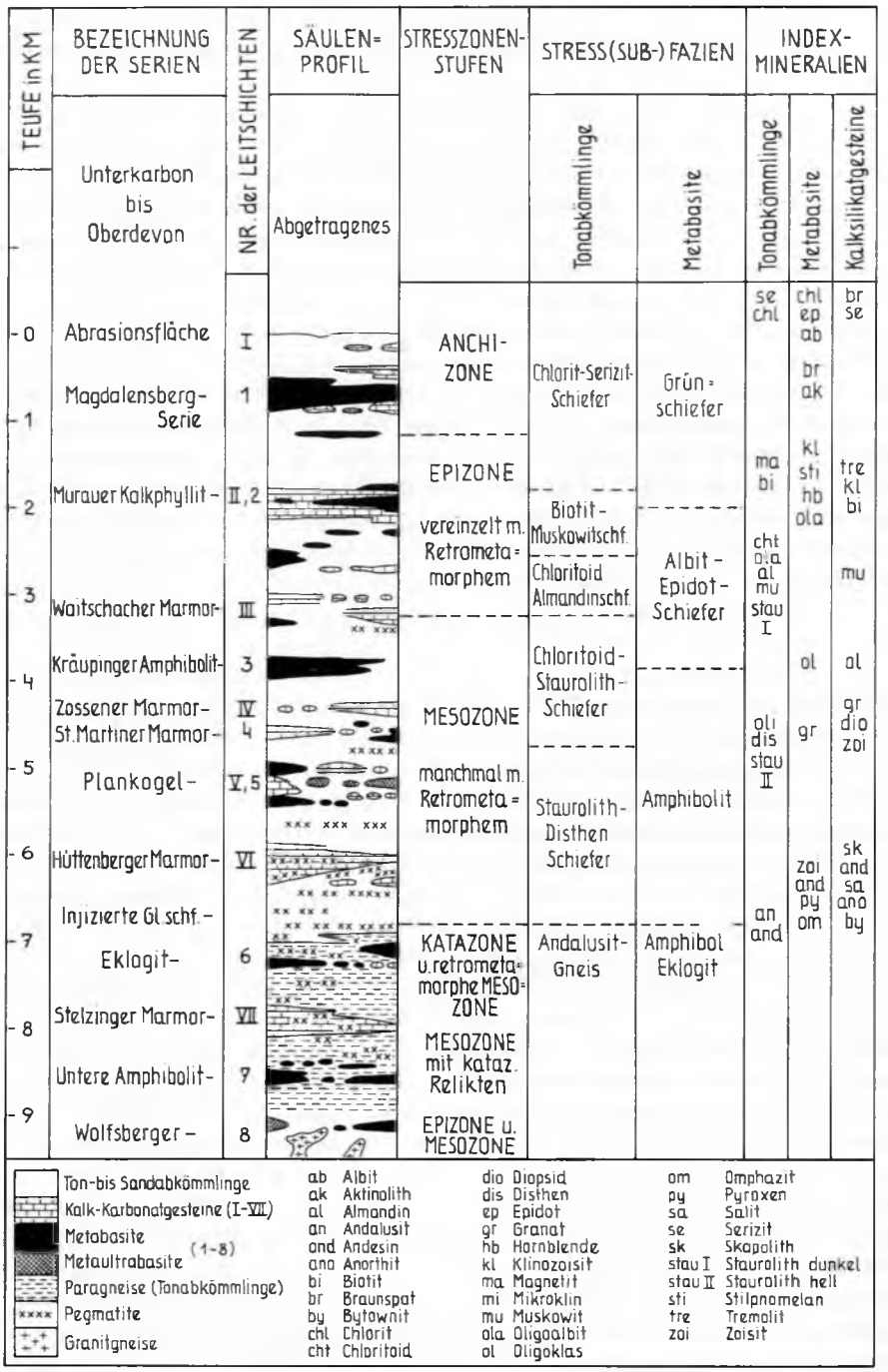


Abb. 79: Schematisches Säulenprofil durch die Saualpe nach W. FRITSCH (1962 a, Abb. 1).

bis zur Katazone hinab, so daß seit 1960 (W Fritsch et al.) der Verdacht laut wurde, daß diese siebenfache Wiederholung analoger Materialkombinationen durch eine tektonische Verschuppung eines altersgleichen Schichtpaketes entstanden ist, das aus dem Vergleich mit dem fossilführenden Altpaläozoikum der Gurktaler Decke eben als altpaläozoisch betrachtet wird (Abb. 79). In der Zwischenzeit ist die vielfache deckenförmige und schuppenförmige tektonische Wiederholung der Gesteinsserien in der Epi- und Anchizone (Gurktaler Decke) gesichert (vgl. z. B. G. Kleinschmidt & J. Neugebauer, 1975), die tektonische Wiederholung im mittelostalpinen Saualpenkristallin wahrscheinlich und die großräumige Überschiebung über dem zutiefst aufscheinenden Wolfsberger Kristallin ebenfalls gesichert (A. Pilger & N. Weissenbach, 1965, S. 198; 1975, S. 123; A. Tollmann, 1971 a, S. 988 ff.). Über das Alter dieser verschiedenen Überschiebungen wird weiter unten referiert.

Die Gesamtmächtigkeit der übereinander liegenden siebenfachen Wiederholung von Serien vergleichbaren Ausgangsmaterials beträgt im Raum der Saualpe etwa 9000 m (1200 m Anchizone, 2000 m Epizone, 3500 m Mesozone, 2500 m Katazone), bevor das tektonisch unterlagernde, noch 500 m mächtig aufgeschlossene Wolfsberger Kristallin im Klieningfenster erreicht wird. Es ist aber für verschiedene Überlegungen von Bedeutung festzuhalten, daß die Mächtigkeit des mittelostalpinen Saualpenkristallins hierbei nur 6 km beträgt, da die Serien der Epi- und Anchizone als Bestandteil der Gurktaler Schubmasse erst durch den – heute aus sehr vielen Indizien beweisbaren – alpidischen Fernschub in die heutige Position über dem Saualpenkristallin gelangt sind.

Die Berechnung der geothermischen Tiefenstufe zur Zeit der voralpidischen Metamorphose des Saualpenkristallins durch W Fritsch (1962 a, S. 208, in E. Clar et al., 1963, S. 48; 1965, S. 10) mit 16–18 m/° C auf Grund dieser Mächtigkeiten in Verbindung mit den einigermaßen abschätzbaren Druck-Temperatur-Bedingungen in der oberen Katazone von 550° C kann daher nicht akzeptiert werden, da er auf der sicher unzutreffenden Basis der Annahme der Auflagerung der Gurktaler Decke auf dem Saualpenkristallin zur Zeit der voralpidischen Hauptmetamorphose beruht. Wir können in anderen Abschnitten des Mittelostalpins östlich der Tauern hingegen zwar eine bedeutende voralpidische Abtragung im Altkristallin vor Sedimentation des mittelostalpinen Permomesozoikums feststellen, aber eine Abschätzung der einstigen Mächtigkeiten zur Zeit der Hauptmetamorphose und damit eine Berechnung der geothermischen Tiefenstufe auf dieser Basis ist nicht möglich. Hingegen hat W Lodemann (1966 a, S. 302 ff.) die Tiefenstufe aus dem Vergleich der kritischen Paragenesen innerhalb des Saualpenkristallins direkt berechnet und gelangte so zu einem Wert von 12–13 m/° C.

Die Serienabfolge im Kristallin der Saualpe ist durch die moderne mustergültige Bearbeitung zum Standardprofil für die Gliederung des ostalpinen Kristallins geworden. Ihrer Darstellung wird daher im folgenden ausführlicher Raum gegeben. Die Besprechung der einzelnen Serien erfolgt vom Liegenden gegen das Hangende hin (N. Weissenbach & A. Pilger, 1975; G. Kleinschmidt et al., 1975).

1. Wolfsberger Serie. Sie erscheint als tektonische Unterlage der Saualpendecke im Klieningfenster im Nordostteil der Saualpe westlich von St. Leonhard (Abb. 80). Der Bezeichnung Wolfsberger Serie A. Kieslinger, 1928 a, Tl. V, S. 101, für den in den Fenstern unter der Saualpendecke auftretenden Kristallinkomplex gebührt eindeutig die Priorität gegenüber späteren Bezeichnungen wie „Basisserie“ des Saualpenstockes oder

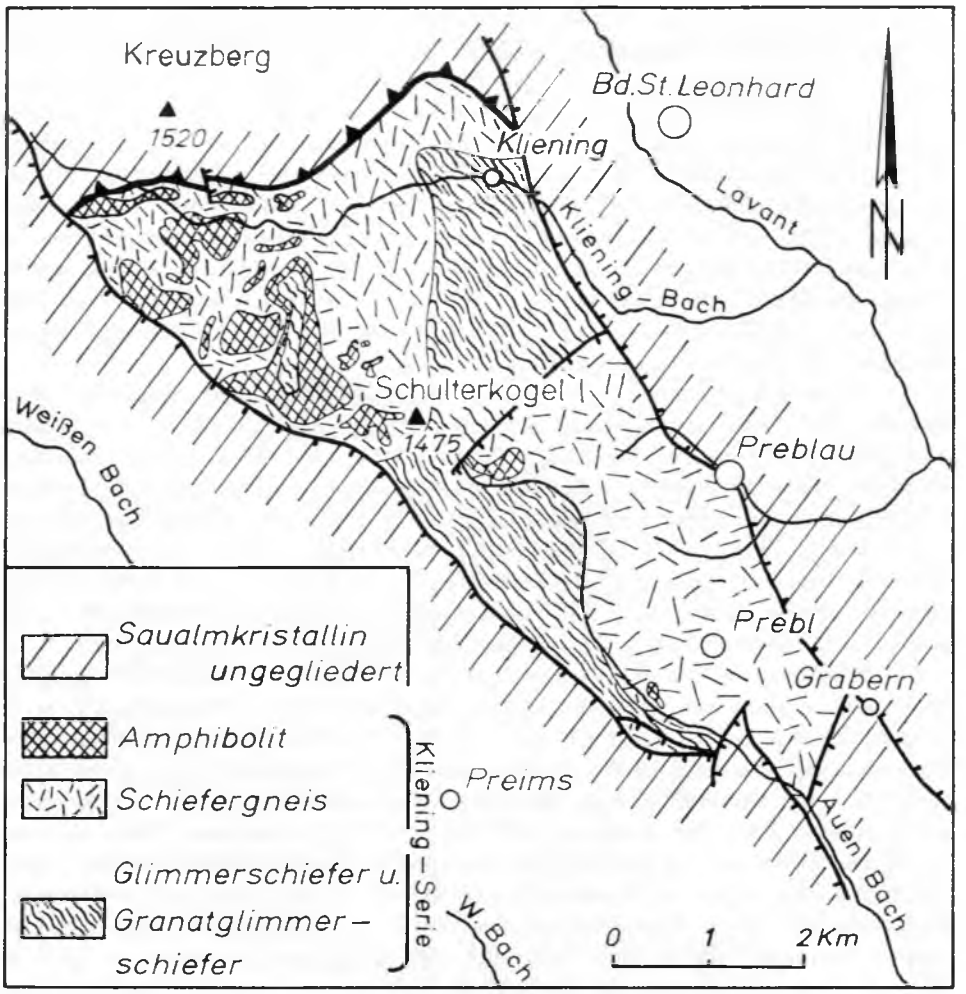


Abb. 80: Das Klieningfenster am Ostrand der Saualpe nach A. Pilger & N. Weissenbach (1965, Abb. 2).

„Klieningkristallin" bzw. „Klieningserie" (W Fritsch et al., 1960, S. 12; 1965, S. 6; A. Pilger & N. Weissenbach, 1964, S. 196; 1970 a, S. 19; N. Weissenbach & A. Pilger, 1975, S. 110). Ihre aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt 500 m. Die Wolfsberger Serie zeigt hier den bei Wolfsberg noch sichtbaren Granitgneis nicht mehr, sondern setzt mit der in dessen Hangendes gehörigen Granatglimmerschieferserie ein. Darüber folgt der entweder als eigene Serie („Untere Amphibolitserie", W Fritsch, 1962 a, Abb. 1) abgetrennte oder zur Wolfsberger Serie besser noch dazugegebene Granatschiefergneiskomplex (Zweiglimmergneis) mit mächtigen Oligoklasamphibolit-Einschaltungen. Die Wolfsberger Serie in dieser weiteren Fassung ist mit der Speik- und Rappoltserie der Stubalpe ident.

Es ist nun besonders zu bemerken, daß diese tektonisch zutiefst und unter der katazonalen Eklogitserie der Saualpe gelegene Wolfsberger Serie mesozonalen Gesteinscharakter zeigt, wobei dieser Charakter auf eine zunehmende Metamorphose, nicht auf eine retrograde Umprägung von katazonalem Kristallin zurückzuführen ist, wie etwa die Epidotamphibolite anzeigen. Die ursprünglich schwach metamorphen phyllitischen Gesteine am Oberrand der Wolfsberger Serie sind sogar aufsteigend metamorph überprägt, was nach A. PILGER & N. WEISSENBACH (1965, S. 197; 1975, S. 120) nur durch den Umstand der Überschiebung des Saualpenkristallins als noch heißer Block über das schwächer metamorphe Wolfsberger Kristallin erklärt werden kann.

2. Stelzinger (Marmor-)Serie H. v. KAMP & N. WEISSENBACH, 1961, S. 13) bzw. Preimser Serie (N. WEISSENBACH & A. PILGER, 1975, S. 108) als jüngeres Synonym (Abb. 81). Mit dieser Einheit setzt der an der Basis ursprünglich katazonale Körper der Saualpendecke ein. Die Serie besteht im wesentlichen aus Schiefergneisen mit eingelagerten Marmorkörpern, die Maximalbeträge von 150 m Mächtigkeit erreichen können. Im einzelnen trifft man vom Liegenden gegen das Hangende in diesem Komplex a) Schiefergneise mit Glimmerquarziteinschaltungen („Quarzitserie"), b) Schiefergneise mit Marmor- und mäßig mächtigen Plagioklas-Biotit-Amphiboliteinlagerungen, c) den Hauptzug der Stelzinger Marmoreinschaltungen im Schiefergneis, dessen Marmor gröber kristallin und heller gefärbt als jener der Hüttenberger Serie ist, d) Schiefergneise mit untergeordneten Pegmatit- und Marmorlinsen. Die Mächtigkeit der Serie beträgt über 600 m.

Diese Serie zeigt, wie H. KAMP & H. WEISSENBACH (1961, S. 32, 40) erwähnt haben, eine mesozonale Umprägung (Amphibolitfazies) eines ursprünglich katazonalen Kristallins, von welchem noch zahlreiche Relikte erhalten sind. Die ehemaligen Eklogite sind zu (Eklogit-)Amphiboliten umgeprägt. Diese Umprägung erfolgte (siehe S. 262) im Zusammenhang mit der voralpidischen Überschiebung der Saualpendecke über den Muralpenkristallin-Untergrund und entspricht genau den Erscheinungen, die von A. KIESLINGER (1928 a, S. 434) unter dem von F. E. SUESS stammenden Begriff der Tiefendiaphthorese aus der Fortsetzung der Zone in der Koralpe bekannt gemacht worden sind.

Der Horizont der Stelzinger Marmore ist deshalb von Bedeutung, da er einen wichtigen, weithin verfolgbaren Leithorizont im Saualpenkristallin bildet (E. CLAR et al., 1963, S. 35). Darüber hinaus ist aus dem Serienvergleich zu erwarten, daß dieser Stelzinger Marmorhorizont der Marmorserie der Koralpe korrelierbar ist.

L. P. BECKER (1977) vertritt die durchaus naheliegende, auch vom Verfasser ins Auge gefaßte Meinung, daß die Stelzinger Marmorserie entgegen obigen Angaben bereits dem mesozonal geprägten tektonischen Untergrund der Saualpen-Decke angehört und daß katazonale Disthenflasergneis-Einschaltungen darin nur tektonisch eingeschuppt seien, so daß sich eine Parallelisierung mit der Almhaus-(Marmor-)Serie der Gleinalpe ergäbe.

3. Die Eklogitserie (H. v. KAMP & N. WEISSENBACH, 1961, S. 11) im Hangenden der Stelzinger Marmorserie umfaßt in der später verwendeten erweiterten Fassung (z. B. W FRITSCH, 1965, S. 6) die Eklogitserie s. str. und die darüber noch folgende oberste, mächtige Disthenflasergneispartie, die ursprünglich als eigene hangende Serie abgetrennt worden war. Diese Eklogitserie s. l. (Abb. 81) besteht bei einer Gesamt-

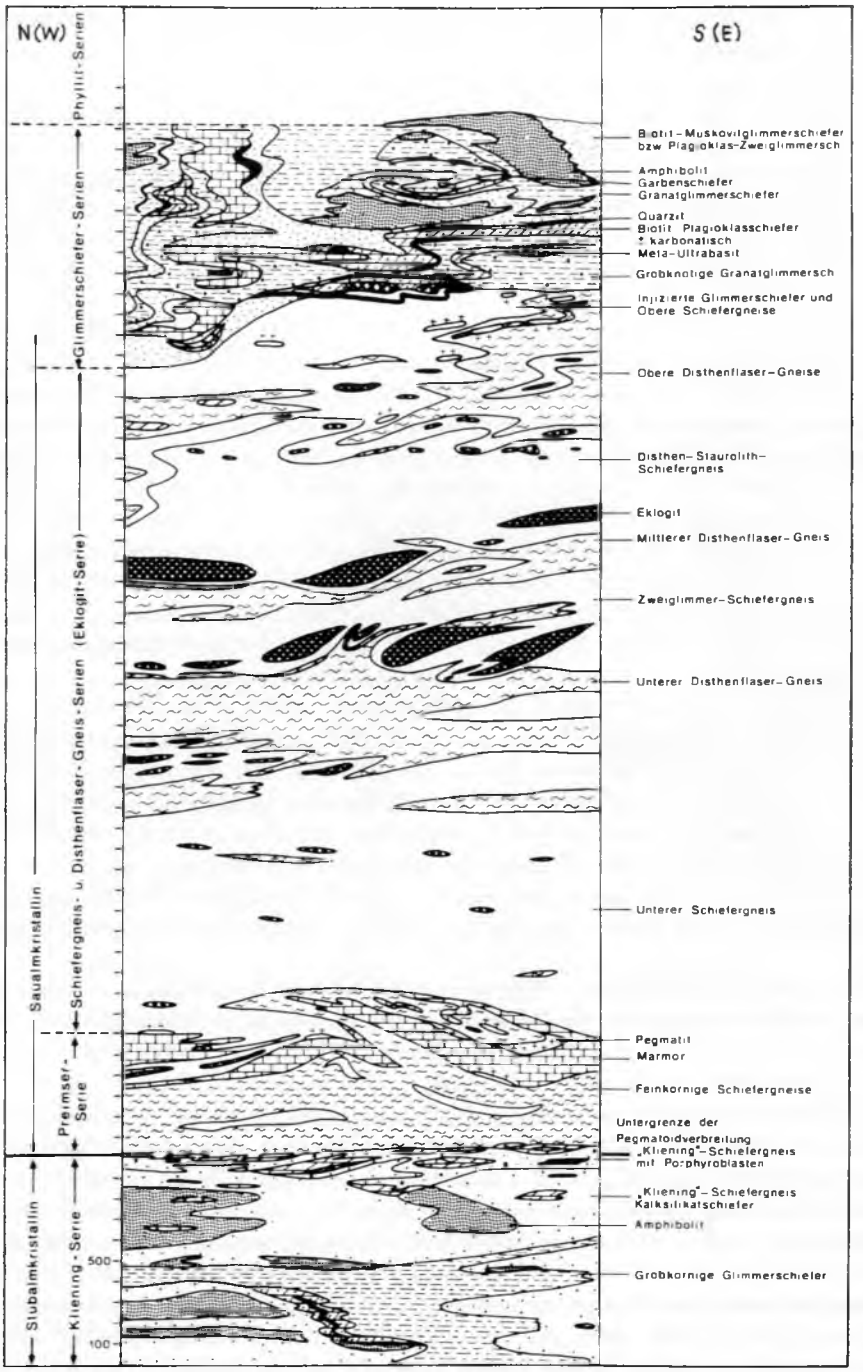


Abb. 81: Sammelprofil durch das Hochkristallin der Saualpe nach N. WEISSENBACH (1975 c, Abb. 1).

mächtigkeit von etwa (2500–)3000 m in der Hauptsache aus einer Wechsellagerung von drei Disthenflasergneishorizonten mit drei Schiefergneisniveaus (Tab. 8). Darin sind besonders im höheren Teil linsenförmig Eklogite mit maximaler Mächtigkeit von 50 m eingeschaltet, außerdem stellen sich Kalksilikatniveaus ein, welche Bytownit- bis Diopsidfelse führen. Die Serie zeigt katazonale Prägung („Sillimanitgneisfazies" bzw. alpine Eklogitfazies). Die weitergehende Aufgliederung wird bei N. Weissenbach & A. Pilger (1975, S. 100 ff.) zusammenfassend mitgeteilt.

Durch einen außerordentlich weit verfolgbaren Kalksilikat Leithorizont, der im Hangenden des dritten Disthenflasergneiszuges (von oben her gezählt) und im Liegenden des zweiten Schiefergneishorizontes auftritt, kann man einerseits die Eklogitserie in eine Obere und Untere Etage gliedern (A. Pilger & N. Weissenbach, 1970 a, S. 8, Abb. 5) – vgl. Abb. 81. Andererseits ist hierdurch eine Korrelierung der Gesteinszüge über weite Teile der Saualpe (und darüber hinaus) möglich – vgl. Abb. 82 –, so daß die bruchtektonische Zerhackung dieses Bergstockes geistig rückgängig gemacht werden kann.

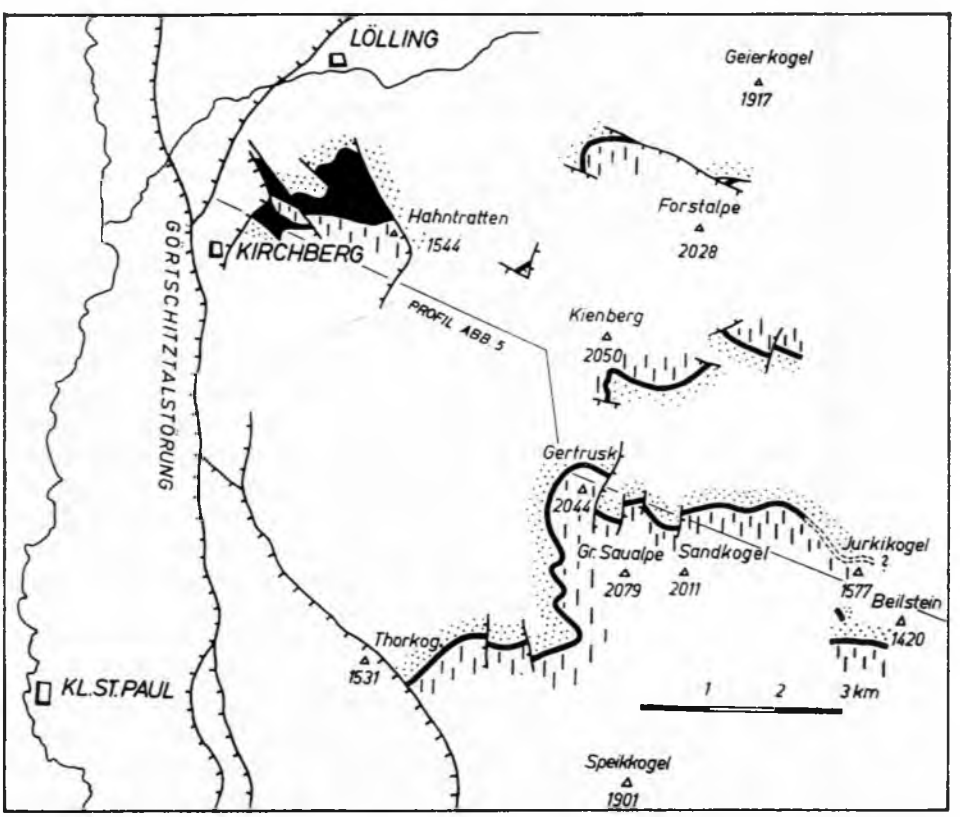


Abb. 82: Karte der Verbreitung des Kalksilikatleithorizontes der Eklogitserie der Saualpe nach E. Clar et al. (1963, Abb. 4–5).

Über das Charaktergestein der Eklogitserie, den Eklogit, liegen zahlreiche Untersuchungen vor. Sie sind in der Oberen Eklogitserie meist als Karinthineklogite unverändert erhalten geblieben (Gertrusk, Kupplerbrunn, Beilstein etc.), in der Unteren Eklogitserie sind sie durch Tiefendiaphthorese rückschreitend zu Eklogitamphiboliten verwandelt. Der Omphazit der Karinthineklogite liegt durch Symplektitbildung in der diablastischen Verwachsung von diopsidischen Klinopyroxen und Plagioklas vor. Der Gesteinschemismus der Eklogite der Saualpe entspricht völlig jenem der Koralpe (W Richter, 1973, S. 8). Die Obergrenze der Eklogitserie, zugleich die Grenze der Katazur Mesozone, wird nach W Lodemann (1966 a, S. 287) durch den raschen Wechsel der Amphibol-Eklogite im Liegenden (Eklogitserie) zu Granat-Amphiboliten mit der kritischen Paragenese Oligoklas/Andesin, grüne Hornblende, Zoisit, Almandin im Hangenden (Injektionsglimmerschieferserie) charakterisiert.

Die Entstehungsart der Eklogite der Saualpe wird verschieden gedeutet. A. Mottana et al. (1968, S. 338) nehmen für den – auch am locus classicus von Kupplerbrunn/Saualpe untersuchten – Eklogit eine Bildung aus gabbroiden Ausgangsgesteinen mit niedrigem Wassergehalt an, wobei im Zuge der Metamorphose aus dem Plagioklas und Pyroxen zunächst bei noch zureichendem Wassergehalt Amphibol und Zoisit, später nach Verbrauch des Wassers Omphacit, Granat und Disthen entstanden sei. A. Pilger & N. Weissenbach (1970 a, S. 20 ff. und Abb. 9) erwarten hingegen im Zusammenhang mit der dreiphasigen Metamorphose des Saualpenkristallins zunächst eine Umwandlung von basischen Tuffen durch Thermometamorphose zu Zoisitamphibolit, der während der folgenden Dynamometamorphose zu Eklogit umgewandelt wurde. Letzterer ist, wie erwähnt, in der späteren retrograden Phase wiederum zu Amphibolit zurückgebildet worden. W Richter (1973, S. 32) spricht sich gegen diese Annahme einer getrennten primären Amphibolitbildung als Vorphase der Eklogite aus.

4. In der Injektionsglimmerschiefer Serie (W Fritsch et al., 1960, S. 13; H. Kamp & N. Weissenbach, 1961, S. 8; F. Wurm, 1968, S. 182 ff.; N. Weissenbach & A. Pilger, 1975, S. 99 ff.) wird der Bereich der mesozonalen Prägung erreicht. Die etwa 300 m mächtige Serie besteht in der Hauptsache aus plagioklasreichen grobkörnigen Granatglimmerschiefern, die in ihrer Gesamtmächtigkeit von einer Vielzahl von kleinen Pegmatitinjektionen von geringer Stärke (im cm- bis dm-Bereich) durchschwärmt werden. Die Glimmerschiefer können in Biotit-Plagioklas-Schiefergneis übergehen. Einlagerungen von Andesin- und Zoisitamphiboliten sind spärlich.

5. Die gegen oben hin folgende, über 600 m mächtige Hüttenberger Serie (W Fritsch et al., 1960, S. 13), deren Matrix aus verschiedenen Typen von Glimmerschiefern besteht (Granat-, Staurolith-Granat-, Biotit-Plagioklas-Glimmerschiefer), ist durch mächtige Marmore, die bei Hüttenberg zum Teil vererzt sind („Hüttenberger Marmor"), durch die höchsten Diopsid-Kalksilikatgesteine und die reichsten Pegmatitlagergänge des gesamten Profiles ausgezeichnet. Die als Knappenberger Marmore bezeichneten dunklen, deutlich geschieferten Kalkmarmore erreichen am Löllinger und Hüttenberger Erzberg 400–600 m. Die für die Serie bezeichnenden Pegmatite („Pegmatitserie") weisen eine recht gleichförmige Zusammensetzung aus Quarz, Oligoalbit (15 % An), Mikroklin und Muskowit auf, während als Akzessorien Apatit, Granat, Turmalin, Zirkon und Pyrit hinzutreten.

6. Die außerordentlich bunt zusammengesetzte, etwa 600 m mächtige Plankogel-

serie (W FRITSCH et al., 1960, S. 14), benannt nach dem Plankogel SE Hüttenberg, wird durch das Auftreten von Serpentiniten (drei Niveaus bei Hüttenberg) und Manganquarziten (als Leitgesteine) in einer Grundmasse von (Staurolith-Disthen-) Granatglimmerschiefern charakterisiert. Hinzu kommen Granat-Oligoklas-Amphibolite und Marmorzüge. Die Manganquarzite werden von G. KLEINSCHMIDT (1975, S. 398 ff.), der die Plankogelserie über 70 km weit bis zum Südrand der Koralpe trassiert hat, als Edukte eines hydrothermal-sedimentär manganvererzten kieseligen Sedimentes (Radiolarit) gedeutet. Das Auftreten von Chloritoidschiefern sowie in Muskowit umgewandelten Staurolithen an Serpentin-Kontakten der Plankogelserie deutet bereits auf den Übergang vom tiefmesozonalen zum hochmesozonalen Faziesbereich. Eine ausführliche Beschreibung des mannigfaltigen Gesteinsbestandes hat F. WURM (1968, S. 173 ff.) gegeben.

7 Bis 800 m mächtig wird die folgende Zossener Marmorserie (Friesacher Marmorserie), in welcher zwar wiederum Glimmerschiefer (Quarz-Granat-Staurolith-Glimmerschiefer) die Hauptmasse bilden, für die aber die Einlagerung von zahlreichen, bis 150 m mächtigen Marmorzügen sowie von bedeutenden Oligoalbitamphibolitlagen bezeichnend ist. F. WURM (1968, S. 164 ff.) und N. WEISSENBACH & A. PILGER (1975, S. 74 ff.) haben eine ausführliche Beschreibung geliefert.

8. In der über 500 m mächtigen Kräuping er (Amphibolit-) Serie (W FRITSCH et al., 1960,S. 15) treten in der Matrix aus Granatglimmerschiefern in mittlerer Position reichlich Amphibolitlagen auf – besonders um Kräuping östlich von Friesach, während im hangenden Abschnitt z. B. um Hüttenberg bis zu 50 m dicke helle Quarzitbänke eingeschaltet erscheinen. Zufolge des vereinzelten Auftretens von Epidotamphiboliten oder prasinitischen Amphiboliten, in denen sogar bereits Primärrelikte nach vulkanischen Strukturen zu erkennen waren, scheint in dieser Serie bereits die Epidot-Amphibolit-Fazies auf. In fazieller Hinsicht treten von NW gegen SE hin die Glimmerschiefer-Quarzite auf Kosten der Amphibolite stark zurück (F. WURM, 1968, S. 162).

9. Die auflagernde Waitschacher (Marmor-) Serie mit etwa 350–400 m Mächtigkeit (W FRITSCH et al., 1960, S. 15; N. WEISSENBACH & A. PILGER, 1975, S. 73) im NW der Saualpe und einer kräftigen Reduktion gegen Südosten hin ist wiederum durch die Einschaltung von (bis 300 m) mächtigen Marmorlinsen und -lagen in einer Glimmerschieferbasis charakterisiert. Die Granat- und Staurolith-führenden Glimmerschiefer werden gegen Hangend mehr durch phyllitische Glimmerschiefer („Ungegliederte Glimmerschiefer") ersetzt. Von unten nach oben kann man folgende Einschaltungen unterscheiden: Den sehr mächtigen liegenden Waitschacher Kalkmarmor, eine schmale Amphibolitzone und den geringermächtigen, in seinem Oberteil aus Dolomit bestehenden hangenden Waitschacher Marmorzug. Kalksilikatgesteine (Tremolitfelse) und Pegmatite sind in der Waitschacher Serie noch anzutreffen (F. THIEDIG, 1966, S. 26), verschwinden aber im überlagernden Stockwerk. Die Serie liegt in Epidot-Amphibolit-Fazies vor.

Serie 4–9 wird in etlichen neuen Arbeiten auf Grund der gleichartigen Matrix und zufolge des sie verbindenden mesozonalen Metamorphosegrades auch als „Glimmerschiefergruppe" zusammengefaßt. Die hangend dieser Glimmerschiefergruppe besonders am Südrand der Saualpe gut ausgebildeten schwächer metamorphen Serien, die in Form der nur epizonalen „Phyllitgruppe" zusammengefaßt werden (von Liegend gegen Hangend: Wietinger-, Wandelitzen-, Haimburger- und Bischofbergserie) sind bereits Bestandteil der von Westen herüberziehenden Gurktaler Decke, die im Zu-

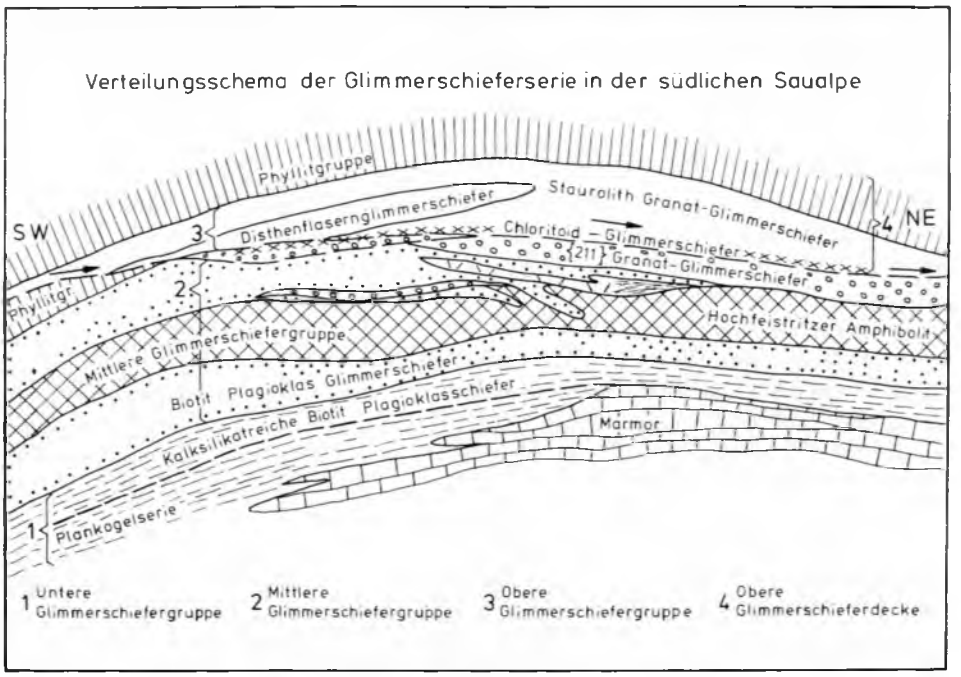


Abb. 83: Gliederung und Lagerung der mesozonalen Glimmerschiefergruppe der südlichen Saualpe nach N. WEISSENBACH (1975 c, Abb. 3).

sammenhang mit dem Oberostalpin besprochen wird (siehe S. 423). Zwischen dem mesozonalen Kristallin der Saualpe und dieser auflagernden Phyllitgruppe ist in neueren Arbeiten der Saualpen-Arbeitsgruppe eine klare Diskordanz und ein Metamorphosesprung festgestellt worden, worüber der Verfasser 1971 a, S. 985 ff., zusammenfassend referiert hat.

Die Parallelisierung der Serien der mesozonalen Glimmerschiefergruppe der nördlichen Saualpe um Hüttenberg mit jenen, die in der südlichen Saualpe jenseits des erodierten Mittelstückes erhalten sind, stößt zufolge lateralen Gesteinswechsels und durch Auskeilen bzw. Anschwellen der Einzelglieder auf Schwierigkeiten. Nur bei charakteristischen Gesteinsgruppen wie etwa der Plankogelserie ist eine Parallelisierung eindeutig möglich. Eine zusammenfassende Beschreibung der Eigenheiten der Glimmerschiefergruppe der südlichen Saualpen haben N. WEISSENBACH & A. PILGER (1975, S. 80 ff.) gegeben. Hier kann nur anhand der Abb. 83 auf das generelle Bild dieser südlichen Entwicklung verwiesen werden.

Bezüglich des Alters der Ausgangsgesteine dieser metamorphen Serien sind (ebenso wie in bezug auf die Metamorphose selbst) die Meinungen mangels radiometrischer Altersbestimmungen geteilt. Während in früherer Zeit R. SCHWINNER wiederholt (vgl. noch 1951 a, S. 106) von einem präkambrischen Alter des zentralalpinen Kristallins schrieb, gab es daneben auch damals eine Reihe von Forschern, die gute Teile des ostalpinen Altkristallins als metamorphes Paläozoikum betrachteten (vgl.

E. Clar et al., 1963, S. 24) – besonders K. Metz ist unter ihnen hervorzuheben. Mit der Neuuntersuchung des Saualpenkristallins bekam diese Auffassung von einem altpaläozoischen Alter von Großteilen des Kristallins wiederum dadurch besonderen Auftrieb, da man in der vielfachen Wiederholung stofflich gleichartiger Gesteinsgruppen unter tunlicher Abstraktion der Metamorphose und aus dem Vergleich dieser Gruppen mit dem fossilführenden anchi- bis epimetamorphen Altpaläozoikum der Gurktaler Decke im meso- bis katazonalen Saualpenkristallin sehr wohl eine tektonische Wiederholung von metamorph gewordenen altpaläozoischen Serien erblicken konnte. Die Kombination von tonschieferreichen Serien mit reichlich basischen Vulkaniten im Ordovicium, von schieferreichem Silur mit seinen untergeordneten Kalkeinschaltungen und kalkreichem Devon ließe sich unter Annahme von mehrfacher Schuppung gut auf die Verhältnisse im Ausgangsmaterial des Saualpenkristallins übertragen. In diesem Sinne haben sich die Vertreter der Saualpen-Arbeitsgruppe mit mehr oder weniger Sicherheit ausgespochen (z. B. W Fritsch et al., 1960, S. 23; G. Kleinschmidt, 1970, S. 133; R. Schönenberg, 1970, S. 4 etc.). Es kann aber gezeigt werden, daß die zur deckentektonischen voralpidischen Formung des Saualpenkristallins zumindest erforderlichen zwei selbständigen Orogenesen nicht einfach im variszischen bis spätvariszischen Zyklus unterzubringen sind (A. Tollmann, 1971 a, S. 994 f.), so daß man wohl auf ältere Orogenesen zurückgehen muß und damit auch das Alter des Ausgangsmaterials z. T. älter wird.

δ) Metamorphose

Wie bereits erwähnt, liegt in der Saualpe analog den Verhältnissen in der Koralpe und etlichen anderen steirischen Kristallinstöcken über dem mesozonalen Sockel der Wolfsberger Serie voralpidisch überschoben der Oberbau in Form der Saualpendecke auf, die einen vom katazonalen Bereich bis zum mesozonalen Kristallin aufsteigend metamorphen Komplex umfaßt, der nur an seiner Basis in der Stelzinger Marmorserie offenbar in Zusammenhang mit dieser Überschiebung durch Tiefendiaphthorese rückschreitend umgeprägt worden ist. Die mit epizonaler und noch schwächer metamorpher Umprägung auflagernden Elemente der Gurktaler Decke sollen als nur tektonisch und nicht primär zugehörig (vgl. S. 423 ff.) – wie erwähnt – einer getrennten Betrachtung unterzogen werden.

Durch die Arbeiten der Saualpen-Forschungsgruppe sind drei differente Metamorphoseprägungen des Saualpenkristallins unterscheidbar: Die älteste Kristallisation (1) stellt ein temperaturbetontes, präkinematisches Stadium der Prägung dar, die zweite Kristallisation repräsentiert eine druckbetonte synkinematische Metamorphose (2), die letzte eine absteigende, rückschreitende Umprägung. Unter den zahlreichen Arbeiten der jüngsten Zeit, die sich mit der Frage der Metamorphose des Saualpenkristallins befaßt haben, seien vor allem die präzisen Darlegungen von N. Weissenbach (1963, 1975), W Lodemann (1966 a, etc.) und J. Neugebauer (1970) hervorgehoben, denen wir im wesentlichen hier folgen.

1. Die temperaturbetonte, präkinematische Metamorphose ist in mineralfazieller Hinsicht nicht einfach dem temperaturbetonten Abukumatypus

Tab. 10: Leitminerale der Kristallisationsabfolge in der Glimmerschieferserie der Saualpe

(W.LODEMANN, 1966a, Tab.1)

Die erste Zeile jeder Rubrik bezieht sich auf sandig-tonige, die zweite auf basische und die dritte auf karbonatische Abkömmlinge

Teufe (km)		präkinematisch	synkinematisch	postkinematisch	spät-postkinematisch
	Serie der phyllitischen Glimmerschiefer	? Epidot-gem.Hornblende	Oligoalbit-Chloritoid Epidot-gem.Hornblende Epidot	Oligoalbit-Chloritoid Barroisit Tremolit	Chlorit
5,1	Zossener- und St.Martiner (Marmor-) Serie	Staurolith-Disthen gem.Hornblende Diopsid?	Disthen-(Staurolith?) gem.Hornblende Oligoklas-Diopsid	Staurolith-Disthen gem.Hornblende Oligoklas-Diopsid	Tremolit
5,7	Plankogel-Serie	Staurolith-Disthen gem.Hornblende Labradorit-Diopsid	Disthen gem.Hornblende Oligoklas-Diopsid	Staurolith-Disthen gem.Hornblende Oligoklas-Diopsid	Tremolit
6,2	Pegmatit-Serie	Andalusit-Biotit gem.Hornblende? Labradorit-Diopsid	Disthen gem.Hornblende Oligoklas-Diospid	Disthen-Staurolith gem.Hornblende Oligoklas-Diopsid	
6,5	Serie der Injizierten Glimmerschiefer	Andalusit-Biotit gem.Hornblende Labradorit-Diopsid	Disthen gem.Hornblende Oligoklas-Diopsid	Disthen-Staurolith gem.Hornblende Oligoklas-Diopsid	
7,0 ↓	Eklogit-Serie	Andalusit-Biotit gem.Hornblende Bytownit-Salit	Disthen Omphazit-Karinthin Andesin-Diopsid	Disthen-Staurolith Omphazit-Karinthin Andesin-Diopsid	Chlorit gem.Hornblende Tremolit-Klinozoisit

von H. G. WINKLER (1967, S. 88, 114) gleichzusetzen, sondern entspricht vielmehr einer seiner „intermediären Fazies“ bei mittelhohem Druck. Diese Kristallisation ist vor allem durch Andalusit, Staurolith und Sillimanit gekennzeichnet (Tab. 10). Andalusit und Sillimanit sind allerdings bei der späteren druckbetonten Metamorphose der zweiten Prägung instabil geworden und daher heute nur mehr selten in Relikten nachzuweisen. Besonders um die Existenz des Sillimanites ist eine längere Diskussion abgeführt worden, da diese einen besonders hohen Grad der einstigen Aufheizung bis in das oberste Stockwerk des mesozonalen Saualpenkristallins s. str., nämlich bis in die heute in Staurolith-Almandin-Subfazies vorliegende oberste Region der Glimmerschiefergruppe, belegen würde. Sillimanit, ein häufiges Mineral katazonalen außeralpinen Kristallins der Böhmischen Masse, galt bis in jüngste Zeit als für das regionalmetamorphe voralpidische mittelostalpine Saualpen-Koralpenkristallin nicht gesichert (H. MEIXNER, 1957, S. 94; CH. EXNER, 1966, S. 231) und war nur als alpidisches Produkt in Kontakthöfen von Pegmatiten besser bekannt. Nun ist das Auftreten von Sillimanit in Saualpenkristallin nicht nur im Schliff, sondern auch im Röntgendiagramm belegt (J. NEUGEBAUER, 1970, S. 74 ff., Abb. 14 f.). Andalusit liegt heute in Paramorphosen vor und ist von Disthen und randlich von Serizit verdrängt. Betreffs weiterer Leitminerale dieser Erstkristallisation vgl. Tab. 10. Orthoklas und Granat I sind der charakteristischen Mineralreihe dieser ersten Phase noch hinzuzufügen. Daß es sich bei dieser ältesten Metamorphose tatsächlich um die Erstkristallisation in der einstigen sedimentär-vulkanogenen Serie handelt, zeigen die Einschlußzüge von Altbestand in Prophyroblasten. Daß übrigens aber bereits vor dieser meist einfach als „präkinematisch“ bezeichneten ältesten Metamorphose bereits kräftige Tangentialtektonik mitgewirkt hat, das beweist eindeutig das eng verfaltete Interngefüge aus staubfeiner Opaksubstanz in den ältesten „Staurolith-Blasten“ (W LODEMANN, 1966 a, S. 309).

2. Die zweite, druckbetonte, synkinematische Metamorphose entspricht nach dem Auftreten von Disthen, Staurolith und Granat und dem Fehlen von Mineralien der temperaturbetonten Metamorphose wie Andalusit und Cordierit als stabile Komponenten (vgl. Tab. 10) in der Mineralfazies dem Barrowtyp in der Almandin-Amphibolitfazies im Sinne H. G. F. Winkler (1967, S. 87, 103 ff.). In bezug auf die tektonische Gestaltung müßte diese Kristallisation genauer als syn- bis postkinematisch zur zweiten Durchbewegung bezeichnet werden (W Lodemann, 1966 a, S. 298), da vor diesem Metamorphoseakt eine starke Durchbewegung der Gesteine auf Grund der Zertrümmerung der Pegmatite und der Minerale aus der ersten, temperaturbetonten Kristallisation und der Zerwalzung der Andalusitkristalle zu flaserigen Zügen zu beobachten ist (J. Neugebauer, 1970, S. 81), da außerdem die Durchbewegung während dieser zweiten Metamorphose noch eine zeitlang anhielt, wie an verdrehten Einschlußzügen von Graphit, am verdrehten si der in dieser Phase entstandenen Porphyroblasten von Granat und Staurolith abzulesen ist. C. W. Lodemann (1966 b, S. 343) hat sogar das quantitative Ausmaß der gegen WNW (ältere Teilphase) und gegen NNE (jüngere Teilphase) gerichteten Bewegung berechnet (Abb. 84). Über die Verteilung der Leitminerale dieser druckbetonten Metamorphose in den einzelnen Tiefenstufen gibt wiederum Tab. 10 Auskunft. Zur zeitlichen Gliederung dieses zweiten Aktes trägt der Umstand bei, daß sich im synkinematischen Stadium Disthen, im postkinematischen Staurolith in den Vordergrund schieben.

Die Temperatur dieser druckbetonten Metamorphose ist übrigens im Vergleich zu der vorhergehenden ersten Metamorphose im wesentlichen gleich geblieben, in bestimmten Zonen eher gesenkt worden. Für die Eklogitserie läßt sich für diese 2. Kristallisation eine Temperatur von etwa 600°–650° C, für die Obergrenze der Mesozone (Grenze Amphibolit-Fazies zu Epidot-Amphibolit-Fazies) ein Wert von etwa 450° bis maximal 550° C angeben (W Lodemann, 1966 a, S. 302, H. G. Winkler, 1967, S. 102). Damit wird im Saualpenkristallin in dieser Kristallisationsepoche die Staurolith- sowie die Disthen-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies erreicht. Mit Maximaldruck von 6,5 kb ist zu rechnen. In die Zeit dieser synkinematischen Phase fällt auch die Bildung der Eklogite der Saualpe (N. Weissenbach, 1963, S. 22). Eine anatektische Mobi-

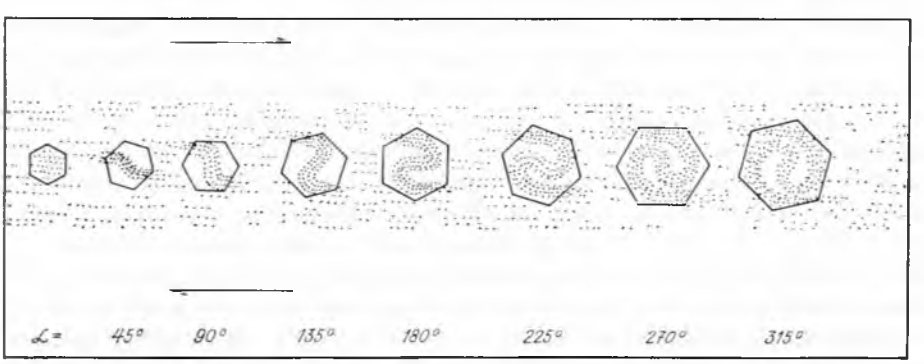


Abb. 84: Synkinematische Granatblasten des Saualpenkristallins zeigen bei orientierter Aufnahme Richtung und Ausmaß der Bewegung des Materials während der zweiten Metamorphose an. Nach W. Lodemann (1966 b, Abb. 3).

lisation und Granitisierung wird aber auch in den tiefsten Partien des Saualpenkristallins noch nicht erreicht.

Anhand von vergleichenden Untersuchungen der in den einzelnen Stockwerken der Saualpe verschieden stark metamorph gewordenen Metabasite konnte C. W LODEMANN (1973, S. 148) eine deutliche Zunahme der Na-Gehalte mit zunehmender Metamorphose konstatieren, also eine gerichtete Stoffverschiebung, eine gerichtete Na-Zufuhr während der Metamorphose von der Epizone zur Katazone belegen.

Als eigenartig muß hervorgehoben werden, daß in dieser Phase nach den temperaturanzeigenden Mineralen nach J. NEUGEBAUER (1970, S. 81) eine verkehrte Subfazies Folge im Saualpenkristallin steckt! Die tektonisch heute tiefer liegende „katazonale" Gneisgruppe der zentralen Saualpe zeigt die unter niedrigeren pt-Bedingungen gebildete Staurolith-Almandin-Subfazies, die darüberliegende „mesozonale" Glimmerschiefergruppe der südlichen Saualpe hingegen die höhergradige metamorphe Disthen-Almandin-Subfazies, was mit der sonst stets dargelegten Auffassung vom regelmäßigen Fortschritt der pt-Bedingungen gegen die Tiefe hin nicht harmoniert.

3. Als dritter Metamorphoseakt der Gesamtprägung stellt sich eine Retrometamorphose des tieferen Abschnittes des Saualpenkristallins, also namentlich der Stelzinger Marmorserie ein. Diese rückschreitende Metamorphose bewirkte die Anpassung des katazonalen Mineralbestandes des tieferen Saualpenkristallins an mesozonale Bedingungen, ein Vorgang, der ganz analog im entsprechenden tiefen Stockwerk der Koralpe unter Anzeichen erneuter Durchbewegung von A. KIESLINGER (1928 a, S. 434) beobachtet und als Tiefendiaphthorese bezeichnet worden ist. Diese rückschreitende Umprägung wurde in der Saualpe erstmalig von N. WEISSENBACH auf Grund der in allen Gesteinen der Stelzinger Serie noch erhaltenen katazonalen Relikte erkannt (H. KAMP & N. WEISSENBACH, 1961, S. 32, 40; N. WEISSENBACH, 1963, S. 21 f.): In dieser Phase kommt es im betroffenen Saualpenkristallin erneut zur Bildung von Querpegmatiten, es kommt zur Bildung von Biotit, zur Verdrängung von Zoisit in den Kalksilikaten durch Plagioklas, Kalifeldspat verdrängt die älteren Plagioklase. Die Eklogite setzen sich unter Hornblendewachstum in Eklogitamphibolite, dann in massige Amphibolite um, bis schließlich sogar scharf geregelte, intensiv durchbewegte plattige Amphibolite daraus entstehen (A. PILGER & N. WEISSENBACH, 1965, S. 196).

Bereits A. KIESLINGER (l. c.) hat an einer Vielzahl von Beispielen aus der Koralpe auf die Bindung dieser Tiefendiaphthorese an jüngere Bewegungszonen, an Zonen der Kornverkleinerung, der Verschieferung, der verschiedenartigen stärkeren tektonischen Beanspruchung hingewiesen. Auch in der Saualpe ist die rückschreitende Metamorphose in den tieferen Partien des Saualpenkristallins, das, wie heute belegt, voralpidisch über das Wolfsberger Kristallin überschoben worden ist, nur verständlich im Zusammenhang mit der erneuten Rekristallisation der an die Bewegungsbahn angrenzenden, intensiv durchbewegten basalen Abschnitte des katazonalen Kristallins, da ja die höheren Partien der Eklogitserie nicht mehr von diesem Vorgang erfaßt worden sind. In der Frühphase der Forschungen der Saualpen-Arbeitsgruppe hat man noch unter dem Einfluß der bereits aus dem Hüttenberger Raum von E. CLAR (1953 b) bestehenden autochthonen Vorstellungen mit atektonischen Erklärungen für derartige Metamorphose-Unstimmigkeiten auszukommen gesucht: So wird z. B. die Auflagerung der hochmetamorphen Serien über den niedermetamorphen ohne spätere Lagerungsstörungen ohne nennenswerte

Überschiebungen durch einen aus der Tiefe erneut (und zwar alpidisch) wirkenden Magmenkörper bei innerer Durchbewegung zu erklären versucht (W LODEMANN, 1966 a, S. 301 nach H. FLÜGEL, 1964). Am weitesten gingen E. CLAR et al. (1963, S. 49) und W FRITSCH (1967, S. 164; 1970, S. 25) bei der Negierung der Existenz von bewegungsanzeigenden Tiefendiaphthoresen und Diaphthoresenzonen, indem dort diese Erscheinungen als natürliche, sich mit Abnahme der pt-Bedingungen beim Ausklingen der Hauptmetamorphose ohne Durchbewegung, ohne namhafte zeitliche Zäsur, noch bei verbundenem Gleichgewicht zur Hauptprägung sich automatisch einstellende regressive Umprägungen, „Retromorphosen", dargestellt wurden. In unserem Fall wurden Begriffe wie „Finaltiefendiaphthorese" bei Durchbewegung, „Finaltiefenretromorphose" ohne nennenswerte Bewegung im Rahmen dieser Idee geprägt. Im Zusammenhang mit der gebundenen Tektonik war so auch ein verbundener Gleichgewichtswechsel zur statischen Erklärung des verkehrten Übereinanders der metamorphen Fazies herangezogen worden (W FRITSCH, 1967, S. 25). Die Arbeiten von A. PILGER & N. WEISSENBACH (1965, S. 196 f.; 1970, S. 22) haben die Verhältnisse unter Berücksichtigung der tektonischen Fakten wiederum in das rechte Licht gesetzt und haben – entgegen einer Deutung als Bildung einer ausklingenden Metamorphose im Sinne von P BECK-MANNAGETTA (1951) – die Retromorphose bis Diaphthorese entlang der Überschiebung des Saualpenkristallins auf das Wolfsberger Kristallin in unmittelbaren Zusammenhang mit dieser Überschiebung gebracht und die „Angleichung" der obersten Teile der Wolfsberger Serie auf die Wirkung der noch als heißer Block überschobenen Saualpenmasse zurückgeführt.

4. Das jüngste selbständige Metamorphose-Geschehen stellt die letzte Kristallisation in Form einer D i a p h t h o r e s e dar. Sie ist entgegen der zu breiten Darstellung bei H. BECK (1931) nur auf eine relativ schmale Zone an der Obergrenze des mesozonalen Saualpenkristallins begrenzt und konnte jüngst im südlichen Saualpengebiet an der Grenze zum auflagernden epizonalen Stockwerk, das der Gurktaler Decke angehört, erneut erfaßt werden.

Durch diese Diaphthorese werden sämtliche betroffenen Serien des Kristallins u n a b h ä n g i g vom früheren Metamorphosegrad in die Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies übergeführt (J. NEUGEBAUER, 1970, S. 83): Biotit und Granat werden chloritisiert, wobei besonders Pennin und Prochlorit sowie Serizit gebildet werden. Ferner tritt Stilpnomelan auf. Die Durchbewegung im Zusammenhang mit der Chloritisierung ist im allgemeinen schwach und nur in bestimmten Horizonten stärker.

Mehr noch als die Tiefendiaphthorese haben die zuvor genannten Gruppen von Autoren (E. CLAR et al., 1963; W FRITSCH, 1965 etc.) die Existenz einer nennenswerten Diaphthorese in der Saualpe in Abrede gestellt, haben die Erscheinung als (Final-)retro-(meta)morphose bezeichnet und als sanften Ausklang der (als variszisch angenommenen) Hauptmetamorphose gedeutet. Die Frage, ob die von den früheren Bearbeitern vom Oberrand der Koralpe (KIESLINGER), der Saualpe (BECK) und aus zahllosen anderen Regionen vom Oberrand des mittelostalpinen Kristallins beschriebenen Diaphthorese existierte, war im Zusammenhang mit der 1959 vom Verfasser beschriebenen alpidischen Überschiebung des Oberostalpins, hier der Gurktaler Decke, wichtig geworden, da ja die alpidischen Diaphthoresezonen stets junge Bewegungsbahnen im Altkristallin

höherer Stockwerke markieren, wie bereits der Entdecker der Erscheinung, F. Becke, betont hat. Bei der Ablehnung der Überschiebung der Gurktaler Decke über das Saualpengebiet durften demnach auch keine alpidischen Diaphthoresezonen in der entsprechenden Position existieren. In jüngster Zeit ist unabhängig von dieser Forderung die Existenz von Diaphthorese in diesem Raum von verschiedenen Forschern erneut bestätigt worden. Für eine unabhängige Bildung dieser Diaphthoresezonen vom älteren Metamorphosegeschehen am Südrand der Saualpe spricht nach J. Neugebauer (1970, S. 85), daß diese ja sehr schwache Metamorphose „alle Gesteine, die sie erfaßte, unabhängig vom vorher erreichten Metamorphosegrad (Amphibolitfazies – Grünschieferfazies) in die Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies überführte. Granatisierungen, Biotitisierungen als Zeichen eines Übergangs oder „verbundenen Gleichgewichtswechsel" (F. Angel, 1965) konnten im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden. Demnach läßt sich die 3. Kristallisation als alpidische Metamorphose (Diaphthorese) deuten." Sie war allerdings schwächer als in den älteren Arbeiten (H. Beck, A. Kieslinger) angegeben. Eine Entscheidung über das Alter dieser Diaphthorese läßt sich so wie bei allen übrigen drei Metamorphoseakten bei Fehlen absoluter Altersmessungen vorderhand nur aus regionalen Überlegungen geben, wie im Zusammenhang der Besprechung der Tektonik im folgenden ausgeführt wird.

Im Anschluß an diese Ausführungen über das komplexe Metamorphosegeschehen der Saualpe sei noch vermerkt, daß bei diesen Untersuchungen auch wichtige Ansätze zu einer geochemisch unterbauten Stratigraphie im Altkristallin erzielt worden sind, indem Spurenelement-Anreicherungen oder Elementanreicherungen in bestimmten Kristallinniveaus auf ursprüngliche sedimentäre Anlage zurückgeführt werden konnten (z. B. Borgehalt oder erhöhter Eisengehalt, welch letzterer zur Großgranat-Bildung führte etc.) – vgl. W Ernst & W Lodemann (1965), W Lodemann (1970 a, b), J. Neugebauer & G. Kleinschmidt (1971).

Schließlich ist noch zu bemerken, daß die jüngst von G. Kleinschmidt, F. Sassi & A. Zanferrari (1976, S. 653 ff.) mitgeteilte Auffassung, auf Grund der variszischen Niederdruck-Metamorphose der Phyllitgruppe der Saualpe auf ein vorvariszisches Alter der Hochdruckmetamorphose des Hochkristallins der Saualpe zu schließen, wiederum einmal nicht die oben begründete alpidische tektonische Auflagerung der Phyllitgruppe als Bestandteil der Gurktaler Decke auf dem übrigen Saualpen-Kristallin berücksichtigt und daher Schlußfolgerungen auf falscher Basis zieht.

ε) Die tektonische Entwicklung

Die Analyse der tektonischen Gestaltung und ihre altersmäßige Deutung ist ein schwieriges Problem. Die Vorstellungen hierzu sollen anhand der Tab. 11 in Kürze dargelegt werden.

1. Auf Grund der Annahme, daß das Saualpenkristallin eine tektonische Wiederholung von stofflich spezifischen, wiedererkennbaren Abfolgen (in denen von vielen Autoren heute Altpaläozoikum vermutet wird) darstellt (W Fritsch et al., 1960), muß man eine erste große tangentialtektonische, orogenetische Formung (Orogenese 1) noch vor der ersten, diesen Schuppenstapel durchgreifenden Metamorphose annehmen.

Tab. 11 : Das relative Alter der Orogenese- und Metamorphosephasen der Saualpe

4c	Alpidische Bruchtektonik
4b	Alpidische Diaphthorese in Verbindung mit
4a	Alpidischer Überschiebung der Gurktaler Decke
3b	Tiefendiaphthorese, wahrsch. jungvariszisch, bedingt durch die
3a	Überschiebung des Saualpen-Kristallins der Koridendecke über das Wolfsberger Kristallin der Muridendecke
2b	Druckbetonte Metamorphose vom Barrowtyp, syn- bis postkinematisch
2a	Hauptbewegung : Zertrümmerung der Pegmatite und der Minerale, Zerwalzung der Andalusite der ersten Metamorphose zu Flasern
1b	Temperaturbetonte Metamorphose „intermediärer Fazies": Diese mit Sillimanit bis zum Oberrand der Glimmerschieferserie emporreichende Metamorphose folgt auf die Hauptverschuppungsphase
1a	Hauptverschuppungsphase : Tektonische Repetition des Stoffbestandes vom Ausgangsmaterial, Fältelung und Schieferung (im Interngefüge in der Opaksubstanz der ältesten Staurolith-Blasten erhalten)

Eine solche erste Orogenese noch vor der metamorphen Prägung wird nun in den neuesten Arbeiten auch schon von der Saualpen-Arbeitsgruppe anerkannt (A. Pilger & N. Weissenbach, 1975, S. 126 ff.; N. Weissenbach, 1975, S. 135; A. Pilger, 1975, S. 146). Es gibt hierfür mikroskopische Belege im Interngefüge von Granat und Staurolith, die eine erste Transversalschieferung in sich spitzwinkelig schneidenden Flächenscharen und Faltenrelikte erhalten haben. Es liegen aber auch Hinweise im Makrobereich vor, wenn eine gelegentlich erkennbare stoffliche Schichtung senkrecht zur metamorphen s-Flächenprägung alte Strukturen ablesen läßt. Derartige Beobachtungen von vormetamorphen Strukturen anhand der Anordnung der Opaksubstanz in den ältesten Staurolith-Blasten gehen auf W Lodemann (1966 a, S. 309) zurück. Die darauffolgende erste durchgreifende, nach den neuen Untersuchungen wirklich erstmalige Metamorphose des Materials stellt die oben geschilderte temperaturbetonte Metamorphose 1 dar.

2. Die zweite bedeutende tektonische Gestaltung (2. tektonische Phase), läßt sich nun an der Zertrümmerung der Pegmatite dieser ersten Metamorphose, an der Zerwalzung der Andalusite der temperaturbetonten Metamorphose zu flaserigen Linsen ablesen (J. Neugebauer, 1970, S. 81). Mit dieser bedeutenden Bewegung – deren transversales Ausmaß und deren deckentektonische Bedeutung wir allerdings nicht abschätzen können – gemeinsam einsetzend, sie aber noch überdauernd, schließt der zweite große Metamorphoseakt an, diesmal die druckbetonte Kristallisation vom Barrowtyp, die demnach syn- bis postkinematisch abläuft (Metamorphose 2).

Von der Saualpen-Arbeitsgruppe wird diese mit der Hochdruckmetamorphose einhergehende tektonische Prägung als der Hauptformungsakt der Saualpe gewertet (A. PILGER & N. WEISSENBACH, 1975, S. 115): Die Bildung von Schuppen und großen liegenden Falten mit B-Achsen und Linearen in WNW-ESE-Richtung (108°/20°) würde demnach in diesen Akt fallen, in welchem die tektonischen Bewegungen auf metamorph entstandenen s-Flächen vor sich gehen. Als Vergenz wird auf Grund der Einrollung des Eklogitzuges vom Beistein die NE-Richtung angegeben. Ob die deckenförmige mehrfache Stapelung des Stoffbestandes im nachmaligen Hochkristallin der Saualpe erst in dieser orogenen Phase erfolgte, wie von der Saualpen-Arbeitsgruppe angenommen, oder bereits vorher zustande gekommen war, wie der Verfasser auf Grund der nach oben allmählich abklingenden Metamorphose in dem demnach schon zuvor gebildeten Deckenstapel annimmt, sei zur Diskussion gestellt.

3. Die nächste tektonische Phase stellt wiederum mit Sicherheit einen Hauptakt, eine Orogenese großen Stiles dar. In ihr erfolgte der großräumige deckenförmige Aufschub des Saualpenkristallins über das Wolfsberg-Kliening-Kristallin, das heißt in größerem Rahmen die große Überschiebung der Saualpendecke über die Stubalpendecke mit einer an Kliening-, Wolfsberger-, Auerling-Fenster, Stubalpen-Halbfenster usw. ablesbaren Mindestschubweiten von 45 Kilometer. Diese bedeutende Überschiebung hat weit über diesen Raum hinaus regionalen Charakter und setzt sich aller Wahrscheinlichkeit nach auch im Bundschuhgneis über dem Muralpenkristallin westlich der Gurktaler Decke fort, wie L. KOBER (1922 b, S. 380; 1938, S. 52) und der Verfasser (1971 a, S. 995) dargelegt haben, sowie in der Überschiebung der höhermetamorphen Südeinheit im Altkristallin-Südrahmen des Tauernfensters über der schwächer metamorphen Nordeinheit in diesem Mittelostalpin-Abschnitt. Während man zeitweise bis jüngst immer wieder an alpidisches Alter dieser Überschiebung dachte, scheint doch nach dem Fehlen von Einklemmungen von Mesozoikum und nach der Auflagerung des Stangalm-Mesozoikums westlich der Gurktaler Decke über beiden Einheiten des mittelostalpinen Kristallins diese bedeutende deckentektonische Gestaltung, die aus kleintektonischen Analysen in der Saualpe übrigens ebenfalls im großen gesehen gegen Norden vergiert hat, voralpidischen Ursprungs zu sein. Daß dieser Deckenbau andererseits erst nach der oben geschilderten vielfältigen Vorgeschichte erfolgt ist, zeigt die deckenförmige Überschiebung des Saualpenblockes über das Klieningkristallin nach der Durchprägung durch die druckbetonte Metamorphose, die z. B. die Eklogite schuf. Die Tiefendiaphthorese, die die rückschreitende Umprägung dieser Eklogite in Amphibolite in der tiefsten Partie der Saualpendecke bewirkte, war die in direktem Zusammenhang mit dieser Orogenese stehende 3. Metamorphose.

Aus der Beobachtung der verkehrten Metamorphose im Kliening-Kristallin im Liegenden der Saualpendecke wurde gefolgert, daß die erwähnte Großüberschiebung, also der Akt 3, in unmittelbarem zeitlichem Anschluß an Akt 2, also an die Hauptmetamorphose vor sich gegangen sein muß, da der Saualpenkomplex nur als überschiebender heißer Block die im unterlagernden Kliening-Wolfsberger Kristallin nach unten abklingende Metamorphose verursacht haben kann (A. PILGER & N. WEISSENBACH, 1975, S. 120).

4. Die heute aus dem Gesamtraum der Ostalpen (und Westkarpaten) sehr gut gesicherte (4.) alpidische Überschiebung des Ober- und des Mittelostalpins

haben in unserem Raum die östlichen Ausläufer der Gurktaler Decke nordvergent mit gewaltigen Schubweiten über das Saualpenkristallin verfrachtet. Diese vom Verfasser (1959 a, S. 14) beschriebene Überschiebung ist in den frühen Arbeiten der Saualpen-Arbeitsgruppe im Anschluß an die Gedankengänge von E. CLAR (1953 b, S. 227) abgelehnt worden: E. CLAR hatte angegeben, daß nur eine einzige, als variszisch angenommene Kristallisation mesozonales Saualpenkristallin und epimetamorphes bis schwach metamorphes Paläozoikum der Gurktaler Einheit überprägt habe und daher diese Einheiten bereits in variszischer Zeit übereinander gelegen gewesen waren, woraus sich logischerweise eine alpidische Überschiebung der Gurktaler Decke ad absurdum führen ließ. Auf die zahlreichen Gegenargumente ist bereits S. 194 eingegangen worden. Heute ist diese Ausgangsposition der Ideen von E. CLAR in mehrfacher Hinsicht durch die Ergebnisse der Saualpen-Forschungsgruppe widerlegt worden, so daß eine neue Grundlage vorhanden ist: a) Wir haben nicht mit einer, sondern mit einer Vielzahl von Metamorphosen zu tun. b) Die in Abrede gestellte Diaphthorese im Grenzbereich des Saualpenkristallins zur Gurktaler Decke am Südrand der Saualpe ist nun doch wieder, wie zuvor geschildert, bestätigt. c) Der lückenlose Zusammenhang zwischen mittelostalpinem Unterbau und Gurktaler Decke existiert nicht, sondern in der entscheidenden Zone am Südrand der Saualpe stellt sich zwischen Glimmerschieferserien des Sockels und Phyllitzone der Gurktaler Decke eine bedeutende tektonische Diskordanz ein (J. NEUGEBAUER, 1970, S. 67 ff.): Die Mächtigkeitsabnahme von bestimmten Zonen von 1400 m im Nordwesten auf 400 m im Südosten der Saualpe geht besonders an zwei Diskordanzflächen vor sich. d) In diesem Raum am Südrand der Saualpe, wo nicht Brüche – wie im Westen dieses Gebirges – ohnehin eine tektonische Trennung der Großeinheiten vornehmen, ist auch kein ununterbrochener Mineralfaziesübergang im entscheidenden Bereich vorhanden, sondern die Grenze zwischen Phyllitgruppe und Glimmerschieferunterbau tritt hier als scharfe und klare Fläche in Erscheinung, markiert durch plötzliches Auftreten von Diopsid, Staurolith und Oligoklas im Sockel. Sie ist überall genau und leicht kartierbar (G. KLEINSCHMIDT, 1968, S. 109). Der Metamorphosesprung ist beachtlich, besonders wenn man berücksichtigt, daß nun der stets bezweifelte Sillimanit als Anzeiger eines hohen Metamorphosegrades bis nahe an die Grenze der Glimmerschiefergruppe der Saualpe, also bis nahe an die Überschiebung des epizonal metamorphen Paläozoikums der Gurktaler Decke nachgewiesen worden ist (J. NEUGEBAUER, 1970, S. 76). e) Gegen ein alpidisch-autochthones Konzept spricht indirekt ferner die Entdeckung von immer weiterem ungeheuerlichem Interndecken- und Schuppenbau der an die Saualpe angrenzenden Gurktaler Decke, zuletzt so eindringlich von G. KLEINSCHMIDT & J. NEUGEBAUER (1975) vom Südrand der Saualpe beschrieben: Daß diese interne, für manche unerwartet starke transversaltektonische Formung der Gurktaler Decke durchaus nicht variszisch sein muß, zeigt die Einklemmung gesicherten Mesozoikums zwischen anchi- und epimetamorphen Teilen dieser Decke im Murauer Gebiet, worauf vom Verfasser wiederholt, zuletzt 1971 a, S. 989, hingewiesen worden ist. Die Beweisführung von G. KLEINSCHMIDT & J. NEUGEBAUER (1975, S. 550), daß dieser enorme NNE-vergente Decken- und Schuppenbau am Südrand der Saualpe in der Phyllitgruppe (Ausläufer der Gurktaler Decke) variszisch sei, beruht auf falscher Basis und ist demnach hinfällig: Das nichtmetamorphe Deckgebirge aus Oberkarbon-Jura liegt in allen Teilabschnitten – wie Abb. 1 der angeführten Arbeit zeigt – auf der obersten, anchimeta-

morphen Teildecke der Gurktaler Decke und greift nie transgressiv über die Grenzen der Gurktaler Teildecken und Schuppen. Dadurch kann man keineswegs ein variszisches Alter dieser Gurktaler Innentektonik ableiten (und noch viel weniger etwa auf ein variszisches Alter der Überschiebung der Gurktaler Decke als Ganzes schließen!).

Da nun auch neuerlich der eine Zeit lang geltende Einwand gegen ein mögliches alpidisches Alter der erneut bestätigten Diaphthorese (4. Metamorphoseakt) unter der Überschiebungsfläche der Gurktaler Decke wiederum gefallen ist (siehe oben), spricht wieder sehr viel für die Deutung dieser Diaphthorese im Zusammenhang mit der alpidischen Überschiebung der Gurktaler Decke, wie sie für diesen Raum vom Verfasser seit 1959 a, S. 21, vertreten worden ist.

Wenn wir uns nun ein Bild über die altersmäßige Einstufung dieser vier Zyklen der orogenetischen und metamorphen Prägung zu machen versuchen, sind folgende Überlegungen von Interesse. Zyklus 4, Gurktaler Überschiebung und damit verbundene Diaphthorese erscheint aus zahllosen Fakten als alpidischer Großakt belegbar. Zyklus 3 wird man aus oben geschildertem Grund der diskordanten Lagerung von Permotrias über Teileinheiten weiter im Westen als jungvariszischen Hauptakt des Deckenbaues betrachten können. Es bleiben zwei weitere, durchaus selbständige tektonisch-metamorphe Zyklen. Die Forscher der Saualpen-Arbeitsgruppe haben auch noch all diese älteren tektonischen und metamorphen Prägungen ebenfalls in die variszische Ära gestellt, auf Grund der Überlegung, daß einerseits das mit der Serie des Saualpenkristallins verglichene Paläozoikum der Gurktaler Decke bis in das hohe Devon fossilbelegt ist und daß andererseits in fossilführenden Serien der Karnischen Alpen und Karawanken in der kaledonischen Ära eine Orogenese eindeutig ausgeschlossen werden kann. Beide Argumente sind aber für unser mittelostalpines Kristallin, das nach Abwicklung des alpinen Deckenbaues weitab vom südalpinen und oberostalpinen Paläozoikum gelegen war und daher durchaus eine andere Vorgeschichte gehabt haben kann, nicht stichhältig. Hingegen sind viel ernster die bereits vorliegenden absoluten Altersbestimmungen aus dem West- und Südwestabschnitt des mittelostalpinen Kristallins jenseits des Tauernfensters für unsere Frage einzuschätzen: Dort haben mineralfaziell vergleichbare Metamorphosen mit Sillimanitbetonung bzw. mit der Disthen-Staurolith-Vergesellschaftung vom Barrowtyp kaledonische Alterswerte ergeben (siehe S. 210) – was allerdings auch nicht unbestritten geblieben ist. Trotzdem wird man bei der Datierung der ältesten orogenetischen und metamorphen Prägung des mittelostalpinen Kristallins auch im Ostabschnitt der Ostalpen eher in die kaledonische Ära zurückgehen müssen. Radiometrische Daten werden hier in Kürze die Entscheidung bringen.

ζ) Die Bruchtektonik

Die alpidische Bruchtektonik, die die Saualpe in ein kompliziertes Mosaik von verschiedensinnig versetzten parallelepipedischen Schollen an N-S-, W-E-, besonders auch an NNW-SSE- und WSW-ENE-Richtungen zerlegt hat, ist erst durch die nunmehr erfolgte Detailkartierung im einzelnen erfaßt worden, worüber in den regionalen Detailarbeiten berichtet wird.

Die Begrenzung des Saualpen-Seetaler Alpen-Blockes als Ganzes aber wird im Osten

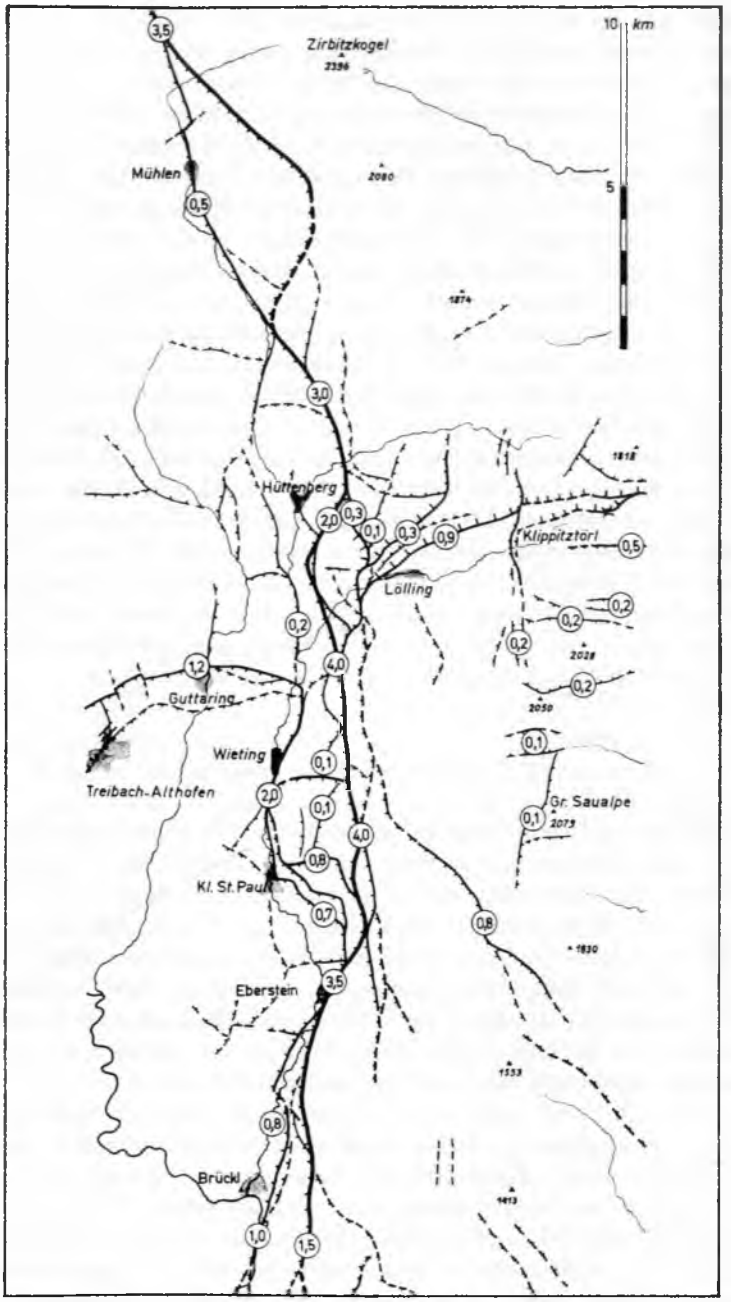


Abb. 85: Das Görtschitztaler Bruchsystem am Westrand der Saualpe nach E. CLAR et al. (1963, Abb. 6). Die Zacken an den Brüchen weisen zur abgesunkenen Scholle hin. Die Zahlen in den Kreisen geben die Versetzungsbeträge in Kilometern an.

und Westen durch die beiden großen Bruchsysteme mit 4–5 km Vertikal-Versetzungsbeträgen bewirkt, das Lavanttaler Störungssystem im Osten, über welches bereits S. 244 berichtet worden ist, sowie die Noreialinie SCHWINNERS (Görtschitztaler Störungszone) im Westen. Beide Großstörungssysteme der Kruste kommen in bereits bekannter Form auch am Satellitenbild klar zum Ausdruck. Speziell mit dem Görtschitztaler Bruchsystem haben sich in neuerer Zeit E. CLAR (1951), E. CLAR et al. (1963, S. 41 ff.) und W FRITSCH (1963) befaßt. Dieses Bruchsystem (Abb. 85) besteht aus der Görtschitztaler Hauptstörung, die vom Raum E Brückl im Süden über Eberstein und E Hüttenberg gegen Norden zieht und die hier 1500 m bis 4000 m Sprunghöhe in einer 100 m breiten Zone von Myloniten und Klemmschollen unterbringt. Ihr gewundener Verlauf und die Harnischstriemungen zeigen, daß es sich hier um keine Blattverschiebung, sondern um eine Abschleppung im Zusammenhang mit Zerrtektonik handelt. Subparallele Störungen begleiten den Hauptverwurf im Westen, und zwar die Wietersdorfer Störung im Südteil und die Waitschacher Brüche im nördlichen Abschnitt. Die große, rechtwinkelig auf die Görtschitztalstörung orientierte, östlich von Hüttenberg ins Innere der Saualpe ziehende Lölling-Klippitztörlstörung ist zufolge ihrer Bedeutung auch am Satellitenbild sehr gut auszunehmen. Der Gesamtwert der bruchtektonischen Versetzung am Saualpen-Westrand beträgt nach E. CLAR et al. (1963, S. 47) 5000–6000 m. Das Alter dieser Störungszone ist alpidisch, eine variszische Anlage ist nicht belegbar. Auch in der Kreide und im Eozän sind noch keine Anzeichen für diese Störungen vorhanden, erst im Miozän ist die Wirksamkeit des Systems sicher faßbar (vgl. A. TOLLMANN, 1970 a, S. 67 f.).

η) Die Vererzung der Saualpe

Die Saualpe birgt an ihrer Westseite im Raum von Hüttenberg nach dem Steirischen Erzberg die nächstwichtigste Eisenlagerstätte Österreichs. Pro Jahr werden im Bergbau Hüttenberg zwischen 220.000 und 240.000 t Siderit mit einem Eisengehalt zwischen 32 % bis 37 % gefördert. Diese Vererzung ist an den Marmor des Hüttenberger Erzberges östlich von Hüttenberg gebunden und tritt in etwa 60 getrennten Erzkörpern auf. Der Abbau der Lagerstätte samt den zugehörigen Eisenerzen der Oxydationszone ist bis in die Römerzeit (Funde von Münzen aus der Zeit 100 n. Chr.) zurückverfolgbar (F. MÜNICHSDORFER, 1870; H. WIESSNER, 1953; E. CLAR, 1957). Im Mittelalter wurde Hüttenberg bereits 1193 urkundlich erwähnt.

Die Erzkörper der Sideritlagerstätte des Hüttenberger Erzberges liegen in Form von „Lagern" meist schichtparallel im Nebengestein, dem zirka 2,6 km langen Hauptmarmorzug, der von Lölling über Knappenberg nach Gossen streicht. Übersichten über den Bau des Hüttenberger Erzberges mit Karten und Profilen geben die Darstellungen von K. REDLICH (1931, Abb. 8 ff.) und E. CLAR (1953 d, Abb. 3 ff.; 1957, Kt.). Das Einfallen der Erzzüge und des Nachbargesteins ist im allgemeinen etwa 50° gegen Süden bis Südwesten gerichtet. Eine Reihe von vorwiegend NE gerichteten Störungen gliedert den Lagerstättenkörper. Die Erzkörper selbst stellen Platten, flache Linsen, auch unregelmäßige Walzen und Stöcke dar. Vielfach bilden sie die voralpidischen Faltenzüge im Marmor ab. Man unterscheidet das Untere Knappenberger Revier im Westen mit dem bis

60 m mächtigen „Hauptlager" (Wilhelmlager) im Hangenden und einer Reihe schmächtiger Lager im Liegenden, das Obere Knappenberger Revier im Osten mit rund einem Dutzend Einzelzügen (Lager) von Erz und das Löllinger Revier im Südosten.

Durch E. Clar & H. Meixner (1953) wurde ein Überblick über diese Lagerstätte und ihren Mineralinhalt gegeben, wobei hier (l. c., S. 90) und später (E. Clar, 1953 c, S. 112; E. Clar et al., 1963, S. 39) die Annahme getroffen worden ist, daß das Alter der Lagerstätte tertiär (nachmitteleozän und vormiozän) sei, daß die Vererzung der „alpinen Metallogenese" im Sinne von W Petrascheck angehöre, daß sie epigenetisch in Bindung an die alpidische Bruchtektonik im Raum der ostalpinen Metallprovinz O. Friedrichs erfolgt sei. Mit der Widerlegung der Auffassung einer einheitlichen tertiären bzw. auch nur alpidischen Vererzung der Gesamtheit der ostalpinen Lagerstätten (vgl. W Tufar, 1974) ist auch die Frage nach dem Alter der Hüttenberger Vererzung neu zu untersuchen. Zuletzt hat H. Meixner (1975, S. 210) das Alter der Vererzung an die Wende Mesozoikum/Tertiär zurückverlegt.

Die primäre Mineralparagenese der Eisenspatvererzung von Hüttenberg umfaßt nach H. Meixner (1975, S. 211) im Gesamtbereich der Lagerstätte Siderit, Sideroplesit, Ankerit, Braunspat, Dolomit, Kalzit, ferner Pyrit, Markasit, Magnetkies, Quarz, Magnetit, Zinkblende, Anatas, Brookit, Rutil etc. Im Ostteil des Lagerstättenraumes kommen As-, Bi-, Ni-, Co-, Mo-, Au-, Ag- und U-Erze hinzu, im Westteil Cu-, Pb- und Sb-Erze mit Baryt als Gangart. Im tiefen Teil des Gossener Revieres stellen sich Gips, Cölestin und Strontianit ein.

Neben dieser wirtschaftlich wichtigen Sideritlagerstätte von Hüttenberg sind zahlreiche weitere Vererzungen im Raum der Saualpe bekannt, so z. B. weitere Siderit-Paragenesen bei Wölch, Waitschach, Friesach und Waldenstein, welch letztgenanntes Vorkommen reich an Hämatit ist. Stoffliche Beziehungen sind bei den Lagerstätten bzw. Vorkommen von Realgar (Stelzing, Lölling), Arsen und Antimonit (Wölch und bei Brückl), Bournonit-Paragenesen (Waldenstein, Wölch, Hüttenberg-Gossen) und Cölestin (Hüttenberg-Gossen) gegeben. Gänge mit As-Au-Ag-Ni-Co-Bi-Erzen treten in Kliening, St. Martin und Hüttenberg-Lölling auf. Pb-Zn-Vererzungen sind z. B. bei Hirt und Wandelitzen bekannt, Kupferkies-Fahlerz-Quarz-Gänge etwa von Trixen, Diex etc. (E. Clar et al., 1963, S. 40 f.). In der letztgenannten Arbeit wird auch eine Zusammenstellung der altberühmten mineralogisch interessanten Mineralparagenesen der Nichterze der Saualpe gegeben, die besonders im kata- bis tiefmesozonalen Bereich aufscheinen. H. Meixner (1957, 1975) hat den Mineralen von Kärnten, unter denen jene der Saualpe eine hervorragende Rolle spielen, neben zahllosen Einzelarbeiten auch eine zusammenfassende Darstellung gewidmet.

Eine spezielle Bearbeitung der westlichen Fortsetzung der Vererzung vom Typus Hüttenberg im Raum SW Friesach zwischen Metnitz- und Gurktal ist von N. Zadorlaky-St. (1962) vorgenommen worden. Auch dort tritt im Anschluß an die hydrothermale Eisenspatvererzung der Marmorzüge als Endphase die vom Hüttenberger Revier bekannte komplexe Metallvererzung auf. Die Bergbaue um Friesach wurden auf den im Fahlerz und Bleiglanz enthaltenen Silber- bzw. Edelmetallgehalt bereits im Frühmittelalter (mindestens ab 10. Jahrhundert) angesetzt. Schon im Hochmittelalter war Friesach eine der bedeutendsten Münzstätten unseres Raumes, wie auch die weit verbreiteten Friesacher Pfennige aus der Mitte des 12. Jahrhunderts belegen.

9) Der regionalgeologische Bau der Saualpe

Nach dem unmittelbar bevorstehenden Erscheinen der geologischen Detailkarte der Saualpe und ihren Erläuterungen als Gemeinschaftsarbeit der Forschungsgemeinschaft „Saualpe" wird eine ausgezeichnete Übersicht über den hier besprochenen Raum vorliegen. Hier wird anhand der bisher erschienenen Einzelarbeiten ein kurzer regionaler Überblick über die Saualpe vorgelegt.

Betrachten wir zunächst die geologischen Verhältnisse am Südabfall und Südfuß der Saualpe. An der morphologisch deutlichen Saualpen-Südrandflexur (F. THIEDIG, 1966, S. 36 ff. und Taf. 1) tauchen entlang der Linie Trixen–St. Martin–Haimburg–Griffen die epizonalen Phyllit- und Schieferserien des

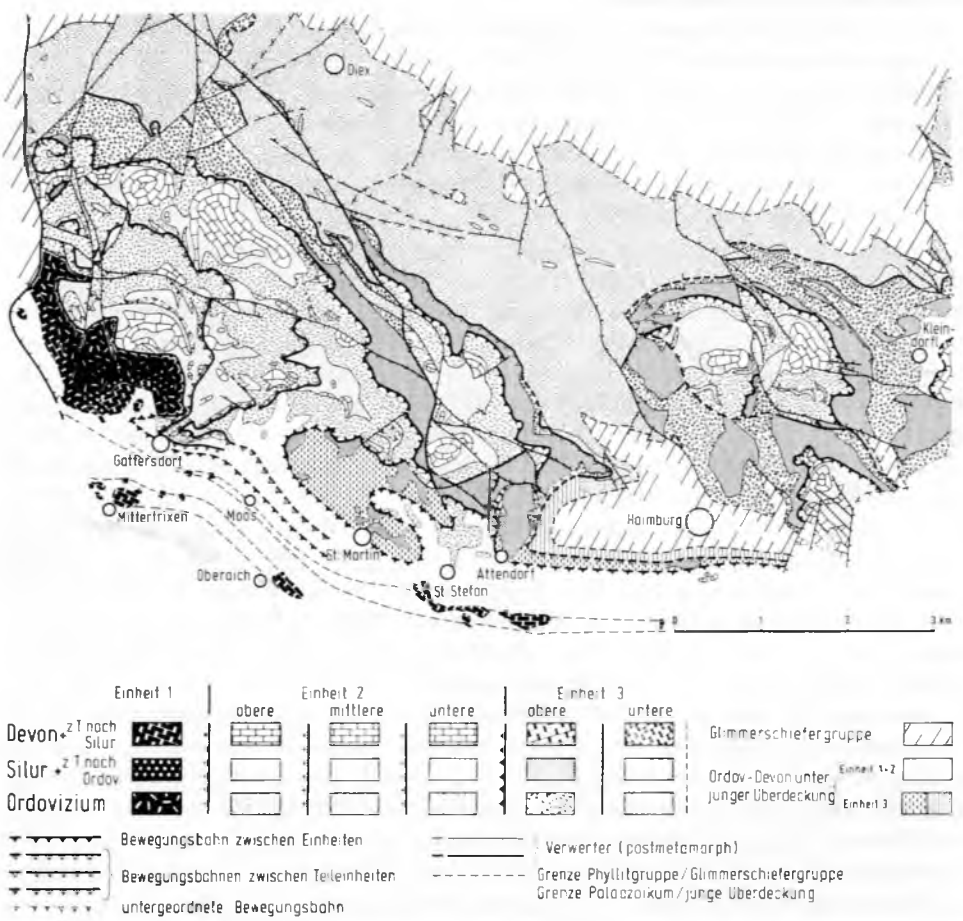


Abb. 86: Der Teildeckenbau innerhalb der Gurktaler Decke am Südrand der Saualpe. Kartenskizze nach G. KLEINSCHMIDT & J. NEUGEBAUER (1975, Abb. 2).

Südfußes der Saualpe unter die im Süden anschließenden quartären Ablagerungen der Drautalniederung im Raum von Völkermarkt bzw. unter das anchimetamorphe anschließende Paläozoikum im Abschnitt südöstlich von Haimburg ab.

Der Südabfall der Saualpe nördlich dieser Südrandflexur besteht nun aus der erwähnten epizonalen Phyllitgruppe, die sich aus Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern, Karbonatphylliten, Marmoren, Chloritschiefern, Metakeratophyren und sauren bis intermediären Metavulkaniten des Altpaläozoikums zusammensetzt, die einen Bestandteil der Gurktaler Decke bilden und dort (S. 425) näher besprochen werden. Die Nordgrenze der Phyllitgruppe, die gegen Norden hin über dem mesozonalen mittelostalpinen Kristallin der Saualpe, weithin durch einen Großgranathorizont markiert aushebt, zieht aus dem Raum NW Obertrixen entlang des S-N-laufenden St. Michaeler Verwurfs westlich vom Buchberg (F. THIEDIG, 1966, S. 39), östlich von St. Michael (J. NEUGEBAUER, 1970, Taf. 1) bis E St. Ulrich, verläuft dann als Überschiebung über den Diexerberg, weiterhin nördlich von Diex, südlich vom Großenegger Berg (G. KLEINSCHMIDT, 1950, Taf. 2), dann in geschwungenem Verlauf über Pustritz, Granitz (G. KLEINSCHMIDT & F. WURM, 1966, Kt.), Pölling bis zum unteren Lavanttal im weiteren Raum nördlich von St. Andrä.

Dieser der Gurktaler Decke angehörige Streifen am Südhang der Saualpe zeigt im großen gesehen muldenförmigen Bau, da an seinem Südrand bei Haimburg in einem tektonischen Fenster, das hier als Haimburger Fenster bezeichnet werden soll, nochmals mittelostalpines Saualpenkristallin emporkommt (G. KLEINSCHMIDT, 1970, S. 84, Taf. 2; G. KLEINSCHMIDT & J. NEUGEBAUER, 1975, Abb. 2). Wie die letztgenannten Autoren gezeigt haben, herrscht innerhalb dieser Phyllitgruppe ein intensiver Schuppen- und Deckenbau. Drei Teildecken mit weiterer innerer Schuppengliederung nehmen am Bestand dieses tieferen Abschnittes des Gurktaler Decken-Ostausläufers teil – ein überraschendes Resultat der jüngsten Untersuchungen in einem Gebiet, wo der Deckenbau vor 1959 nicht im geringsten vermutet worden war. Die Existenz von tektonischen Teildecken mit etlichen Kilometern Schubweite in Richtung NNE (das B-Achsenmaximum liegt bei 110°) ist durch die Wiederholung der stratigraphischen Serie im Altpaläozoikum gesichert (Abb. 86–87). Das Alter dieses Teildecken- und Schuppenbaues ist entgegen der Darstellung von G. KLEINSCHMIDT & J. NEUGEBAUER (1975, S. 550) nicht als variszisch gesichert, da die als Beweis herangezogene Transgression von Karbon bis Jura nie über den Teildecken oder Deckengrenzen der epimetamorphen Phyllitgruppe liegt, sondern (vgl. Abb. 1 bei den genannten Autoren) dem höheren tektonischen Stockwerk, der anchimetamorphen obersten Teileinheit der Gurktaler Decke, aufruht. Der Innenbau in den tieferen Teilen der Gurktaler Decke könnte daher im Zusammenhang mit der gewaltigen alpidischen Überschiebung dieser Decke ebenfalls alpidisches Alter haben.

Eine Reihe von jungalpidischen NNW–SSE ziehenden Brüchen gliedert diesen Südhang der Saualpe kräftig, und zwar von W nach E der Haimburger Verwurf mit Absenkung der Oststaffel um 100 m, die Grafenbacher Störung mit westabschiebender Wirkung (G. KLEINSCHMIDT, 1970, S. 137, Taf. 3), der schon von H. HÖFER (1894) erkannte Griffener Verwurf mit ostabschiebender Sprunghöhe von mehreren hundert Metern und 1 km linksseitigen Verschiebungen, außerdem weiter gegen Osten der Pustritzer Verwurf und die Renkerbach-Störung gleicher Anordnung (F. WURM, 1968,

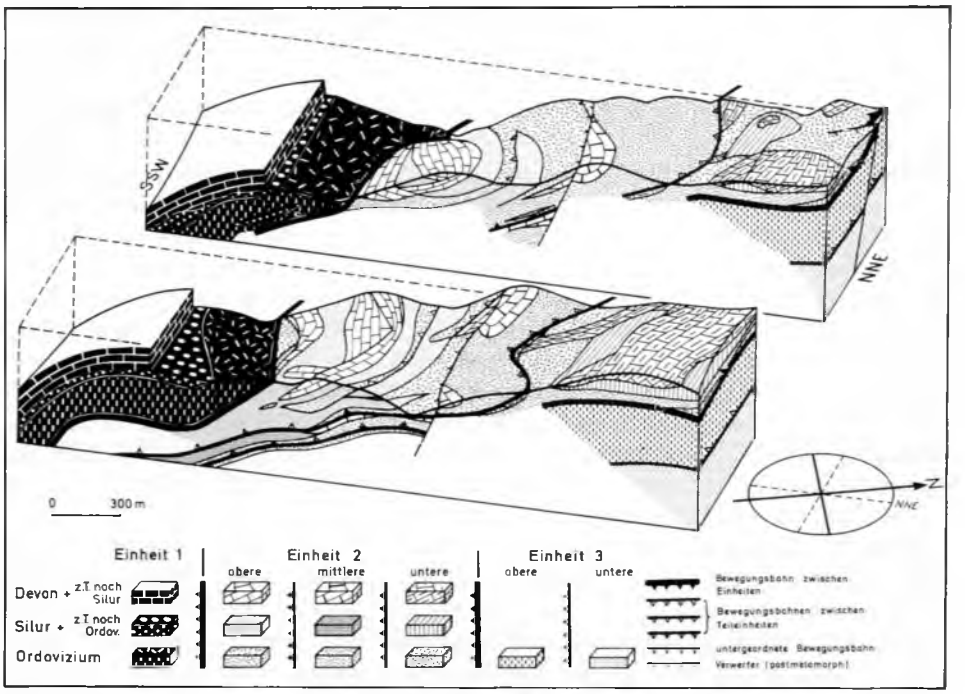


Abb. 87: Der Teildeckenbau in der Gurktaler Decke am Südrand der Saualpe. Blockbild nach G. KLEINSCHMIDT & J. NEUGEBAUER (1975, Abb. 3).

S. 200 ff., Taf. 3; G. KLEINSCHMIDT & F. WURM, 1966, S. 135 ff., Taf. 15; F. THIEDIG & N. WEISSENBACH, 1975, Abb. 3).

Am SW-Rand der Saualpe gehört westlich jenseits des N-S-ziehenden, horstförmig herausgehobenen Streifens von mesozonalem Saualpenkristallin die am N-S-ziehenden Görtschitztaler Verwurf mit etwa 2–3 km abgesetzte Scholle zwischen St. Walburgen, E Brückl und Kl. St. Veit der Phyllitgruppe an (F. THIEDIG, 1966, S. 38 f., Taf. 3).

Die nächstnördlichere Zone der Saualpe umfaßt das gegen Süden abtauchende und gegen Norden aushebende mesozonale Altkristallin, das in einem west-ost-verlaufenden Streifen den südlichen Hauptkamm der Saualpe quert. Dieser Streifen setzt an der Görtschitztal-Störung im Westen zwischen Eberstein (N) und St. Walburgen (S) an, quert den Saualpenkamm zwischen Breitriegel (N) und Sapotnigofen (S) und zieht mit ENE-Verlauf in Richtung Wolfsberg im Lavanttal. Das Streichen der Serie pendelt um W–E, das Einfallen weist gegen Süden. Am Gesteinsbestand beteiligen sich in erster Linie Glimmerschiefer, die verschiedenen Einschaltungen wie Marmore, Amphibolit, Manganquarzite etc. führen, die in den tieferen Teilen reichlich Granat, Staurolith und Disthen enthalten und im basalen Abschnitt pegmatitisch injiziert sind. Die Art der Seriengliederung ist S. 256 ff. besprochen worden. Die Verbreitung dieser Serien ist nun keineswegs ihrem Streichen entsprechend anzutreffen, sondern die Fortsetzung der bereits zuvor erwähnten großen NNW-SSE streichenden

Störungen wie Grafenbacher-, Griffener-, Pustritzer- und Renkerbach-Verwurf östlich des Hauptkammes gliedern diesen Raum in ein entsprechendes Schollenmosaik (F. WURM, 1968, S. 200 ff., Taf. 3–4).

Im Abschnitt zwischen Kl. Saualpe im Süden und Hohenwart bzw. Angerberg im Norden liegen der Hauptkamm und die Flanken der Saualpe, die hier am stärksten emporgewölbt sind, im Bereich der katazonalen, etwa 3000 m mächtigen Eklogitserie. Durch die Aufgliederung in sieben Horizonte ist eine genaue regionale Kartierung möglich gewesen. Das Profil entlang des Hauptkammes, Abb. 88, zeigt diese Gliederung, die das Übereinander der drei Disthenflasergneishorizonte, der Schiefergneiszüge mit ihren Eklogiten (z. B. Gertrusk) etc. sowie die starke Bruchtektonik erkennen läßt. Ein Profil durch den Gertrusk quer zum Hauptkamm, das den Kalksilikat-Leithorizont der Eklogitserie herausgreift (Abb. 82) veranschaulicht ebenfalls das Maß der Bruchtektonik. Das Querprofil durch den Hohenwart (Abb. 89) zeigt neben dieser Bruchtektonik vor allem die Unterlagerung der Eklogitserie durch die noch der Saualpen-

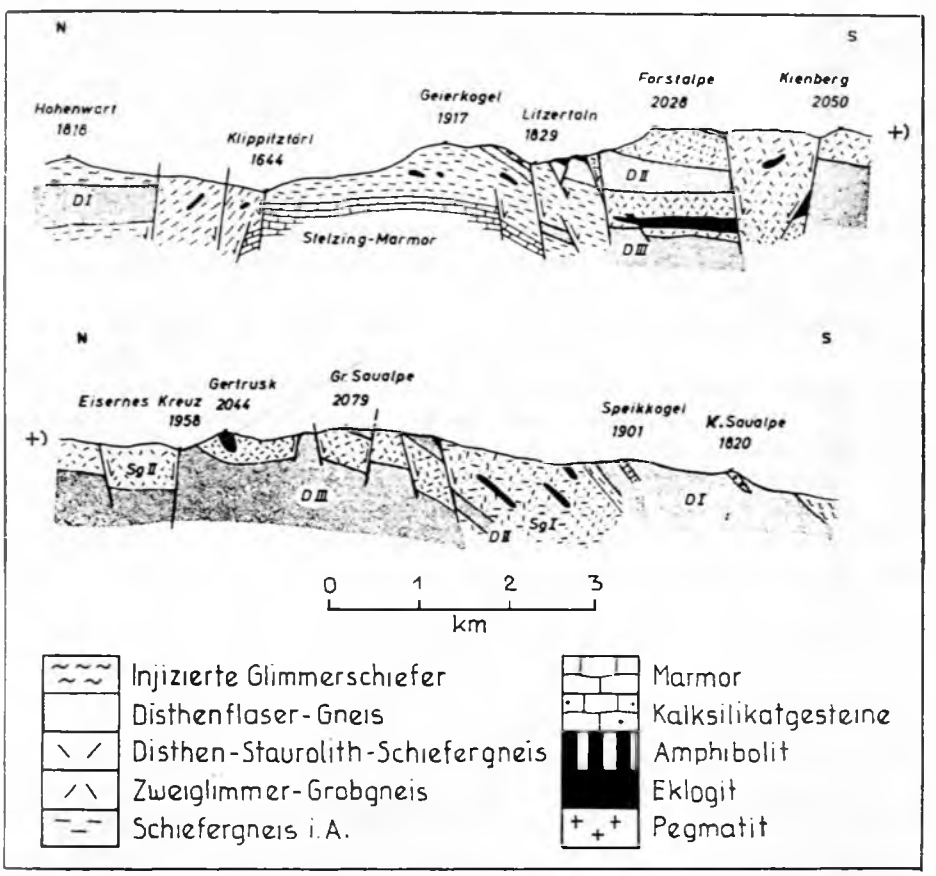


Abb. 88: Profil entlang des Hauptkammes der Zentralregion der Saualpe nach N. WEISSENBACH (1963, Abb. 3).

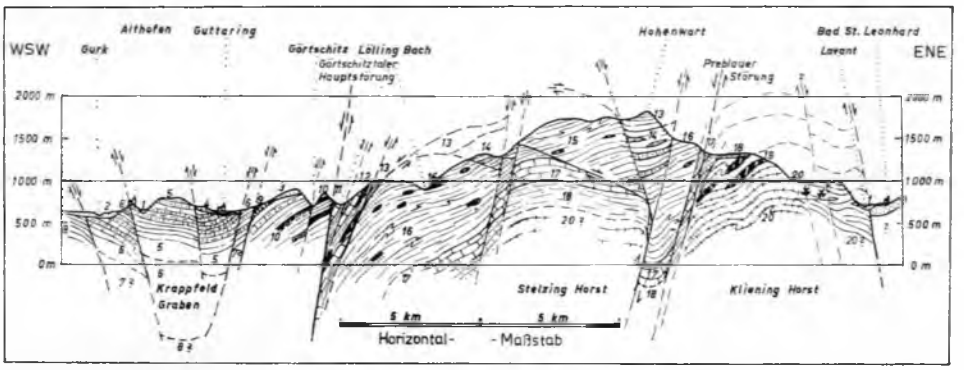


Abb. 89: Profil über den Hohenwart in der nördlichen Saualpe nach W. FRITSCH (1964 a, Abb. 2). Erläuterung: 1 – Alluvium, 2 – Diluvium, 3 – Jungtertiär, 4 – alttertiärer Rotlehm, 5 – Gosaumergel, 6 – paläozoische Kalk- und Tonschiefer, 7 – paläozoische Vulkanite, 8 – Phyllite der Bischofbergserie, 9 – obere Kalkphyllitserie, 10 – untere Kalkphyllitserie, 11 – Zossener Marmorserie, 12 – Plankogelserie, 13 – pegmatitisch injizierte Glimmerschiefer, 14 – Disthenflasergneis der obersten Eklogitserie, 15 – Schiefergneis mit Eklogitamphibolit, 16 – Disthenflasergneis der unteren Eklogitserie, 17 – Marmor der Stelzinger Serie, 18 – Schiefergneise und Quarzite dieser Serie, 19 – Amphibolite des Klieningkristallins, 20 – Paragneise des Klieningkristallins.

decke angehörige Stelzinger Marmorserie und darunter im Osten die tektonisch unterlagernde Wolfsberger Serie, die dort im Klieningfenster zutage tritt, aber auch unter der zentralen Aufwölbung des Stelzinger Horstes westlich vom Hauptkamm in nicht allzugroßer Tiefe zu erwarten ist.

Heute ist das geologische Kartenbild mit den auffälligen Marmorzügen, wie es bei H. BECK (Kt. 1931) in großen Zügen erfaßt ist, durch die neue Seriengliederung in einzelne Etagen aufgelöst: Zusammengehörig sind in diesem Raum der nördlichen Saualpe zunächst nur die Stelzinger Marmore im tiefsten Teil der Saualpendecke, die in einem schönen Gewölbe um Stelzing im oberen Löllinggraben westlich des Klippitztörls erscheinen (W FRITSCH et al., 1960, Abb. 2), sich über das Klippitztörl in den Klippitzgraben gegen SE fortsetzen und schließlich zufolge des Ansteigens gegen den Klieninger Horst nochmals mächtig östlich des Klippitzgrabens zutage treten. Die Marmorzüge am Westrand der Saualpe im Raum Hüttenberg aber gehören – je weiter wir gegen Westen fortschreiten – immer höheren Serien des Saualpenkristallins an, die einerseits steiler als das Gehänge gegen Westen eintauchen, andererseits durch eine Schar von kräftigen Brüchen im Bereich des Görtschitztal-Störungssystems abgesetzt werden (W FRITSCH et al., 1960, Abb. 1). So bilden die Marmore am Knappenberg Bestandteil der Hüttenberger Serie, jene am Plankogel SW davon Teil der höheren Plankogelserie, die Marmorzüge nördlich von Hüttenberg bei Zossen und St. Martin (vgl. A. PILGER & N. WEISSENBACH, 1970 a, Abb. 7) die Fortsetzung der tektonisch höheren Friesacher Serie, in der die Marmore besonders um Friesach herum mächtig anschwellen; der Marmorzug von Waitschach SW von Hüttenberg schließlich ist der höchste Horizont innerhalb des (mesozonalen) Altkristallins der Saualpe. Im Raum Hüttenberg wird das Bild durch die bunte Gesteinsgesellschaft in der Hütten-

berger- und besonders in der Plankogelserie sowie durch die intensive Bruchtektonik besonders kompliziert (E. Clar & H. Meixner, 1953; Kt.; H. v. Kamp & N. Weissenbach, 1961, Kt.; F. Thiedig, 1962, Kt.). Eine Zusammenstellung guter Aufschlüsse des Raumes wird bei W Fritsch (1964 a, S. 338 ff.) gegeben.

ι) Der regionalgeologische Bau der Seetaler Alpen

Die Seetaler Alpen bilden die morphologische Fortsetzung der Saualpe gegen Norden. Ihre geologische Erforschung liegt gegenüber jener der Saualpe sehr im argen. Eine geologische Karte liegt nicht vor, abgesehen von der sehr grob gezeichneten Dissertationskarte der NW-Abdachung von N. Kreutzer (1954). Die ausführlichste Beschreibung – der wir unten folgen – hat noch F. Heritsch (1921, S. 152 ff.) geliefert, die aber kaum eine genauere Parallelisierung der Gesteinszüge mit jenen der Saualpe zuläßt.

Der katazonale Gesteinskomplex der Saualpe wird am Hauptkamm nach Norden hin jenseits von Hohenwart und Angerberg zunächst durch die von Westen her aus dem Raum Hüttenberg und Zossen bis zur Pressneralpe vermittels Brüchen eingesenkte mesozonale Serie aus Glimmerschiefern, Marmoren, Amphiboliten und Pegmatitgneisen unterbrochen. Von der Pressneralpe gegen Norden und auch am Seitenkamm gegen Osten hinab in Richtung Obdach und zum Taxwirt folgen jenseits der NW–SE streichenden Störung zunächst flach lagernde katazonale Paragneise mit Sillimanit, von wenigen Marmorzügen durchsetzt (Abb. 90). Überlagert wird diese Paragneisserie am Hauptkamm vom Zirbitzkogel an gegen Norden bis zur Wenzelalpe von einer Schiefergneisserie mit reichlich Einschaltungen von Pegmatiten und granitoiden Gneisen; auch Eklogitamphibolite erscheinen in dieser der Eklogitserie der Saualpe vergleichbaren katazonalen Serie im Hauptkammbereich der Seetaler Alpen. Die Gneisserie setzt sich trotz interner Überschiebung nördlich der Wenzelalpe fort (Abb. 90) und nimmt im Hauptkammbereich nach Norden hin noch das Areal von Kalkriegel, Schafkogel und Tirolerkogel ein.

Dieser gesamte Gneiskomplex der Hauptkammregion der Seetaler Alpen ist nun als Fortsetzung und Bestandteil der Saualpendecke über den schwächer metamorphen Glimmerschieferkomplex des Sockels im Osten und Norden überschoben, lagert diesem Komplex tektonisch auf. Der Nordsockel der Seetaler Alpen besteht

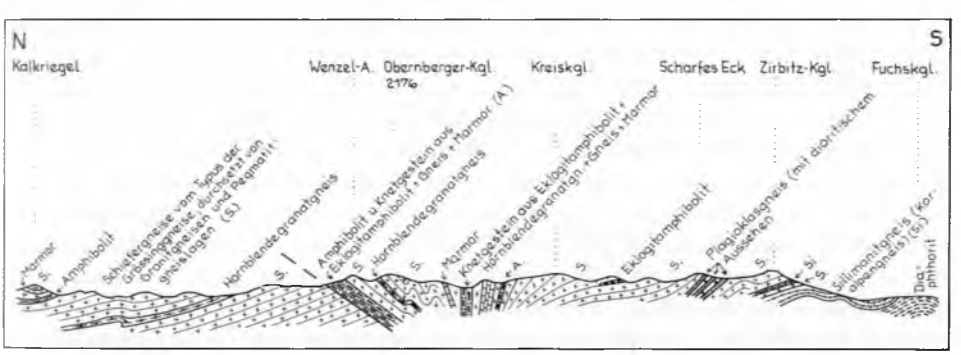


Abb. 90: Profil durch den Hauptkamm der Seetaler Alpen zwischen Zirbitzkogel und Kalkriegel nach F. Heritsch (1922, Abb. 28).

aus einer mächtigen Masse aus Glimmerschiefern mit Amphibolit- und Marmorzügen dieses tektonisch tieferen Systems. Seit langem werden in diesem Sockel zwei Hauptzüge von Marmoren getrennt: Der südliche Marmorzug zieht von (Scheifling bzw.) Unzmarkt über den Reiflingberg S Judenburg, Kathal und Obdachegg gegen SSE weiter. Er fällt gegen Süden bzw. Südwesten unter die umgebende Schiefer-Amphibolitserie ein. Der nördliche Marmorzug setzt von NW kommend bei Judenburg südlich der Mur fort, bildet den Liechtensteinberg SE Judenburg und läßt sich zum Burgberg von Eppenstein verfolgen, hinter dem er tektonisch abgeschnitten ist. Dieser nördlichere Marmorzug fällt generell gegen NE ein. Die Überschiebung des Saualpenkristallins über diese tiefere Einheit, die der Almhausserie vergleichbar ist, zieht vom Kamm bei 1588 m nördlich vom Schafkogel über den Meschitzgraben S St. Peter, hier durch Diaphthorit markiert, gegen SE südlich am Reiflingberg vorbei nach Obdach weiter.

Der Westrand der Seetaler Alpen ist durch die Fortsetzung der Noreialinie, also das Görtschitztaler Störungssystem markiert (Abb. 85). Der Hauptast des Störungssystems, der für die morphologische Abgrenzung der Berggruppe verantwortlich ist, zieht von Mühlen über Perchau nach Scheifling. Während im Bereich der Seetaler Alpen nur entlang des Ostrandes dieser großen Störungslinie noch ein schmaler Saum von mesozonalem Kristallin erhalten ist und westlich der Noreialinie – abgesehen vom Raum S Scheifling (A. Thurner, 1959 a, Abb. 1) – bereits das oberostalpine Altpaläozoikum der Gurktaler Decke anstößt, liegt etwas weiter im Süden, im Bereich der Friesacher Bucht, noch ein ausgedehnter Ausläufer des mesozonalen Saualpenkristallins im Friesacher Erosions-Halbfenster frei, an drei Seiten (Norden, Westen, Süden) von dem Überschiebungsrand der Gurktaler Decke begrenzt.

κ) Die Friesacher Bucht (das Friesacher Halbfenster) westlich der Saualpe

Der Inhalt dieses Friesacher Halbfensters besteht aus den mittelostalpinen mesozonalen kristallinen Serien, die vom Raum Hüttenberg gegen Westen hinüberstreichen. Die ungefähre Begrenzung dieses Halbfensters im Liegenden der altpaläozoischen Kalkphyllit- und Metadiabasserie ist bereits aus den Karten von P Beck-Mannagetta (1959 a, Taf. 5, 7) zu entnehmen (ohne daß dort schon der tektonische Kontakt im Hangenden der diaphthoritischen phyllitischen Chloritglimmerschiefer erfaßt worden wäre). Eine detaillierte Aufgliederung des Raumes um Friesach hat nach H. Beck (1931, Kt.) N. Zadorlaky-Stettner (1961, Taf. 5) vorgenommen. Die Grenze des Halbfensters verläuft im Süden vom SW Hüttenbergs über Zwischenwässern, S Osselitzen, S Straßburg, NE Gurk, von hier nach Norden bis Grades, dann nach Osten bis S Hörfeld bei Mühlen. Unter Diaphthoritisierung entlang einer Schar von Bewegungszonen, die noch ein Stück tief in das Saualpenkristallin eingreifen, ist entlang dieser Linie die Gurktaler Decke dem mittelostalpinen Untergrund aufgeschoben.

Innerhalb dieser Friesacher Bucht läßt sich im Norden das Hinüberstreichen der Granatglimmerschiefer und Zossener-St. Martiner Marmorzüge in den Raum Friesach und dann weiter entlang der Metnitz gegen Westen aufwärts in Form der Friesacher Serie verfolgen. Die tektonisch tiefere Hüttenberger- und Plankogelserie bleiben im Osten zurück. Die Granatglimmerschiefer führen hier beide Glimmerarten oder vorwiegend Biotit (östlich Gurktal), strichweise Plagioklas, gelegentlich Staurolith (S

Dörfl bei Friesach), auch Quarzitzüge. Amphibolit-Einschaltungen stellen sich ein; bei Stegsdorf NW Friesach steckt ein Antigoritserpentin mit Tremolitdolomit, Epidotfels und Klinochlorfels als Randgesteine.

Im südlicheren Hauptteil des Friesacher Halbfensters stellt sich mit dem großen Höllmarmorkomplex SW Friesach und seinen umgebenden Glimmerschiefern und untergeordnet Amphiboliten die Fortsetzung der tektonisch höchsten Saualpenkristallinserie, der Waitschacher Marmorserie, ein. Bei Unteraich NNW St. Georgen/Gurk steckt noch ein pegmatitischer Stock darin.

Die rahmenden Partien des Saualpenkristallins des Friesacher Halbfensters werden allenthalben von einer starken diaphthoritischen Umprägung betroffen (N. Zadorlaky-Stettner, 1961, S. 160 ff., 168), die sich z. B. am Osselitzen im Süden, am Saumarkt im Westen und in der Unterlage der Grebenzen im Norden besonders an Hornblenden, Granaten und Biotiten geltend macht, so daß für diese Randzone phyllitische Chloritglimmerschiefer bezeichnend sind. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß diese Diaphthorite, die genau die Überschiebungsfläche vom Oberostalpin zum Mittelostalpin begleiten, mit dieser Überschiebung in Zusammenhang stehen und daher alpidisches Alter aufweisen.

λ) Literatur

H. Beck, 1931; P Beck-Mannagetta, 1957, 1959 a; E. Clar, 1951, 1953 b–d, 1957, 1975; E. Clar, W Fritsch et al., 1963; E. Clar & H. Meixner, 1953; W Ernst & W Lodemann, 1965; Ch. Exner, 1966; Ch. Exner & P. Faupl, 1970; H. Flügel, 1964; W Fritsch, 1962 a, 1962 b, 1963, 1964 a, 1965, 1966, 1967, 1969, 1970; W Fritsch, H. Meixner et al. 1960; R. Groschopf, 1970; F. Heritsch, 1921; H. Kamp & N. Weissenbach, 1961; G. Kleinschmidt, 1968, 1970, 1971; G. Kleinschmidt & J. Neugebauer, 1975; G. Kleinschmidt, J. Neugebauer & R. Schönenberg, 1975 a, b; G. Kleinschmidt & F. Wurm, 1966; L. Kober, 1922 b, 1938; N. Kreutzer, 1954; C. W Lodemann, 1966 a, 1966 b, 1970 a, 1970 b, 1973; H. Meixner, 1957, 1975; K. Metz, 1968, Kt., 1971 b; F. Münichsdorfer, 1870; J. Neugebauer, 1970; J. Neugebauer & G. Kleinschmidt, 1970, 1971; A. Pilger, 1975; A. Pilger & R. Schönenberg, 1975; A. Pilger & N. Weissenbach, 1965, 1970 a, 1970 b, 1971, 1975; P. Ploteny, 1957; K. Redlich, 1931; W Richter, 1973; R. Schönenberg, 1970; R. Schwinner, 1951 a; E. Strehl, 1962; F. Thiedig, 1962, 1966, 1975; F. Thiedig & N. Weissenbach, 1975; A. Thurner, 1959 a, 1964, 1970 a, 1970 b, 1971; A. Tollmann, 1959 a, 1963 a, 1970 a, 1971 a; W Tufar, 1974; N. Weissenbach, 1963, 1970, 1975 a, b, c, d; H. Wiesner, 1953; H. G. F. Winkler, 1967; F. Wurm, 1968; N. Zadorlaky-St., 1961, 1962.

i) Die Niederen Tauern

α) Umgrenzung und Gliederung

In geographischer Hinsicht pflegt man die Niederen Tauern von Osten gegen Westen fortschreitend in die Seckauer, Rottenmanner, Wölzer und Schladminger Tauern zu gliedern. In geologischer (bzw. morphologischer) Hinsicht ergeben sich für die Gebirgs-

gruppe der Niederen Tauern folgende Grenzlinien: Im Norden die Südgrenze der auflagernden Grauwackenzone südlich vom Liesing-, Palten- und Ennstal; im Westen die digitierend verzahnte Überschiebungsfläche des mittelostalpinen Altkristallins der Schladminger Tauern über den unterostalpinen, vorwiegend aus mäßig metamorphen Sedimentgesteinen bestehenden Radstädter Tauern S Schladming, W Giglachsee, E Radstädter Tauernpaß, E Mauterndorf. Als Südgrenze bietet sich die Depressionszone mit den Tertiärbecken von Tamsweg im Lungau über Seethal, St. Peter, Oberwölz als Grenze an, die ab Niederwölz entlang der Mur gegen Osten nach St. Michael weitergeführt werden kann. Die Ostgrenze im Palten-Liesingtal ist sowohl deckentektonisch als auch bruchtektonisch bedingt.

β) Überblick über den Aufbau

Die Grundzüge des Aufbaues der Niederen Tauern können folgendermaßen umrissen werden: a) Die tiefsten Partien des Gebirges bestehen aus granitischen Gneisen und granitoiden Gesteinen, die einerseits beim Ausheben der Niederen Tauern im Abschnitt Schladminger Tauern an die Überschiebungsfläche zum unterlagernden Unterostalpin herantreten oder in Antiklinalkernen hochkommen, andererseits im Osten in der Seckauer-Hochreichart-Bösensteingruppe aufscheinen, hier zum Teil sekundär gegen Süden aufgeschuppt. b) Paragneisserien als „Altes Dach" der granitischen Intrusion hüllen diese tiefsten Kerne ein. Granite und Hüllgneise sind der Ameringserie jenseits der Mur gleichzusetzen. c) Darüber folgt abschnittsweise eine Amphibolit Serie, die der Speikserie in der Gleinalpe entspricht. d) Die Hauptmasse der zentralen Niederen Tauern (Wölzer Tauern, zum Teil Rottenmanner Tauern) nimmt der nun im Hangenden anschließenden Wölzer Glimmerschiefer-Komplex ein, der der Rappoltserie äquivalent ist. e) Zuoberst stellt sich im Altkristallin die marmorreiche Serie, die Bretsteinserie als Äquivalent der Almhausserie ein, welche im zentralen längsgerichteten Synklinorium als Doppelmulde aufscheint (St. Nikolai/Steinrineck im Westen, Bretstein/Pusterwald weiter im Osten) und sich auch beim beidseitigen Abtauchen der Niederen Tauern-Gesamtaufwölbung unter das Oberostalpin im Norden (Gumpeneckmarmor unter der Grauwackenzone) und Süden (N Oberwölz–Schöder–Seethal unter dem Nordrand der Gurktaler Decke) einstellt. f) Diskordant und transgressiv über diesem voralpidischen Komplex lagert am Nordrand, besonders mächtig gegen das Palten-Liesing-Tal hin, die permische Rannachserie (Alpiner Verrucano) samt Resten der triadischen Schichtfolge in zentralalpiner Fazies auf und säumt die Niederen Tauern bei ihrem Abtauchen unter die Grauwackenzone.

γ) Erforschungsgeschichte

Im Jahre 1923 schrieb R. Schwinner (S. 31) in seiner zusammenfassenden Darstellung der Geologie der Niederen Tauern: „Das östliche Ende der Zentralzone ist jenes Stück der Alpen, das von den Geologen bisher wohl die allermindeste Beachtung erfahren hat, und natürlich ist der von Städten und Straßen am weitesten entfernte Teil,

die Niederen Tauern östlich von Radstadt, am stiefmütterlichsten behandelt worden." Es gilt auch heute noch, daß der Hauptteil der Niederen Tauern – vom Ostabschnitt abgesehen – zu einer der geologisch am schlechtesten bekannten Regionen Österreichs gehört. Zentrale Teile dieses Gebirges etwa im Bereich der nie erschienenen geologischen Karte Blatt Schladming und Gröbming und mehr noch die Südabfälle der Niederen Tauern gegen den Lungau hin sind weiße Flecken auf der geologischen Detailkarte. So ist auch die Seriengliederung, das Alter der Serie, ihr tektonischer Bau und vor allem die großtektonische Beziehung noch weit von einer endgültigen Klarstellung entfernt.

Die erste Übersichtsaufnahme der Niederen Tauern geht auf D. Stur (1853, S. 461 ff.; 1854, S. 818 ff. – Nordbereich; 1871, S. 77, Taf. 5 – Gesamtüberblick) und F. Rolle (1854 – Südbereich) zurück. Aufnahmen für das geologische Kartenwerk 1 : 75.000 hatten einst G. Geyer (Verh. GBA., 1890, S. 268 ff.; 1891, S. 108 ff.; 1892, S. 319; 1893, S. 49 ff.) und M. Vacek (Verh. GBA., 1884, S. 390 ff.; 1886, S. 71 ff.; 1893, S. 382) begonnen.

In den zusammenfassenden Werken nach Einzug der Deckenlehre ergaben sich über Bau und Seriengliederung der Niederen Tauern, besonders in den zwanziger Jahren unseres Jahrhunderts, dieser Grundlage entsprechend, beträchtliche Divergenzen: Im Sinne der Deckenlehre wird die Masse der Niederen Tauern als fernüberschobener Bestandteil des Ostalpins bei A. Tornquist (1921), L. Kober (1922 a, S. 238) und R. Staub (1924, S. 187 f.) gedeutet; als gegen Westen mit den unterostalpinen Radstädter Quarziten verzahnt bzw. als relativ autochthon wird dieses Gebirgssystem vorwiegend von Grazer Geologen dieser Zeit gesehen, so von R. Schwinner (1923, S. 49 ff., transgressive Verbindung durch Radstädter Quarzite und Vergleich mit der Böhmischen Masse), von F. Heritsch (1923, S. 147), F. Angel (1924) etc. Von F. Heritsch (1921, S. 131 ff.) stammt die noch immer ausführlichste Darstellung des Gesamtraumes der Niederen Tauern.

An neueren Detailuntersuchungen sind besonders die Arbeiten von O. Schmidegg (Verh. GBA., 1936–1938), H. Haas (1956), K. Küpper (1956), K. Vohryzka (1957), E. H. Weiss (1958), H. P. Formanek et al. (1962), H. P. Formanek (1964), H. Schmied (1963), G. Hübel (1971) und L. P. Becker (1973 b) für die Schladminger Tauern hervorzuheben – sämtliche außer der erstgenannten mit Detailkarten versehen. Unter den neueren Studien der Nordrandzone sind Untersuchungen von H. Wieseneder (1938: Petrographie und Profilserie), W Fritsch (1953, sowie deren Revision durch K. Metz, 1971 a, S. 164), H. Bachmann (1964), H. Gamerith (1964), M. Abdelwahab (1964) und K. Dieber (1971) anzuführen. Der Südrand des Raumes wird durch die geologische Karte von A. Thurner (1958, samt Erläuterungen) sowie seiner Studie von 1976 erfaßt. Der Ostabschnitt in der Region der Rottenmanner und Seckauer Tauern erfuhr durch K. Metz und Mitarbeiter (1952–1971) sowie St. Hasler (1966) und H. Petak (1968) eine Neubearbeitung sowie kartenmäßige Darstellung im Maßstab 1 : 50.000 (1967). Da Neuaufnahmen des zentralen Teiles der Niederen Tauern aber noch immer ausstehen, gibt übersichtsmäßig noch heute die Vetterskarte von Österreich (1933) am besten Auskunft, da auf der geologischen Karte der Steiermark (2. Aufl., K. Metz, 1968) die Strukturzusammenhänge weniger klar zum Ausdruck kommen. Eine Kurzdarstellung des Baues der Wölzer Tauern hat soeben K. Metz (1976) geliefert.

δ) Seckauer Tauern und Bösensteinmassiv

Der Gebirgszug der Seckauer Alpen wird im Kern von der großen Masse des Seckauer Granit(gneis)es eingenommen, der in schmalem Zug im Osten bei St. Michael ansetzend das Murtal quert, rasch zu bedeutender Mächtigkeit zwischen Hochreichart im Norden und Gaal im Süden anschwillt, nach Westen bis St. Johann am Tauern anhält und dann durch die bedeutende rechtsseitige Verschiebung an der Pölslinie gegen Norden versetzt in der Bösensteingruppe in den nördlichen Rottenmanner Tauern noch bis zum Strechental S Rottenmann fortsetzt. Eine stark durchbewegte schmale Paragneishülle und ein Amphibolitgesteinsmantel legen sich im Süden primär über diesen Granitgneiskern, der im Norden auf weiten Strecken nach der spätvariszischen Erosionsphase im Perm direkt vom Alpinen Verrucano, hier in sehr schwach metamorpher Form als Rannachserie bezeichnet, transgressiv überlagert wird – Abb. 91.

δ 1) Die Seriengliederung (Tab. 12)

1. Die tektonisch primär zutiefst gelegene Einheit in den Seckauer Tauern stellt die Seckauer Granit(gneis)masse dar. Sie besteht aus Graniten bis tonalitischen Gesteinen, teils massiger Textur, teils zu Flasergneisen und Augengneisen verschiefert. Die rein granitischen massigen Partien im Kern der Seckauer Tauern nehmen nur beschränkte Teile ein, etwa im Bereich des inneren Ingeringgebietes bis zur Gaal und anschließend im westlichen Bösensteinmassiv, weite Regionen hingegen zeigen migmatische Typen, Granitisation des Nebengesteins, der angrenzenden Biotitschiefer und Schiefergneise: Die migmatischen Erscheinungen an Streifenmigmatiten, Schollenmigmatiten mit Xenolithen, Nebuliten etc. werden über F. Angel (1924, S. 62 ff.) hinausgehend bei H. Wieseneder (1938, S. 274) und K. Metz (1953 b, S. 148 f.) beschrieben. Die granitischen Typen reichen vom Biotitgranit zu biotitarmen Graniten mit Kalinatronfeldspä-

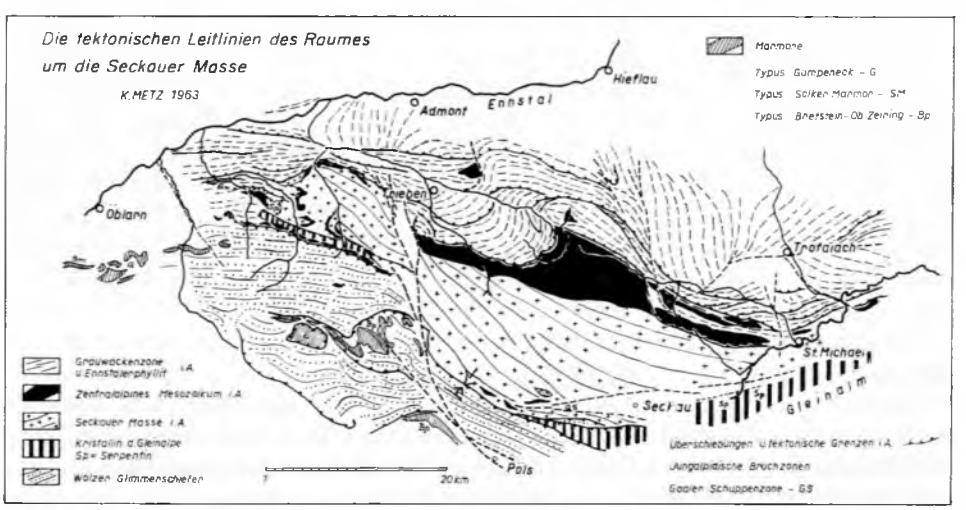


Abb. 91: Tektonische Skizze der Seckauer Tauern nach K. Metz (1964 b, Abb. 3).

ten (mit Einschlüssen von Plagioklas) und einschlußreichen Biotiten. Mikroklin, Perthit, Schachbrettalbit, Myrmekit etc. treten auf. Biotite können chloritisiert sein. In den Augengneisen und Porphyrgranitgneisen sind die spätgesproßten KNa-Feldspäte reich an Einschlüssen aus älterem Grundgewebe, das si ist unverlegt; Plagioklas II (Albit-Oligoalbit mit Zwillingslamellierung) und Plag. III (Oligoalbit-Oligoklas) treten bereits als Einschlüsse in den großen KNa-Augen auf.

K. METZ hält in zahlreichen Arbeiten seit 1940 (bes. 1953 b, S. 152; 1958, S. 228 etc.) – in Fortführung der auf E. WEINSCHENK (1901, S. 247, 269) zurückgehenden Idee von F. ANGEL & F. HERITSCH (1931, S. 522) daran fest, daß die Kristallisation der Seckauer Granite ein altalpidischer Prozeß, etwa seit Jura einsetzend, gewesen sei, da die im Norden auflagernde (permische) Rannachserie angeblich in ihren basalen Teilen hierdurch granitisiert worden sei. Die eigenen Beobachtungen (A. TOLLMANN, 1971 a, S. 991 f.) an den hierfür als maßgeblich angeführten Stellen haben aber keine solche Granitisierung gezeigt, sondern eine Angleichung des Materials durch tektonische Verschleifung der randlichen Granitpartien einerseits, eine schwache alpidische Metamorphose in der Rannachserie andererseits. Die Bildung des Seckauer Granites ist zwar jünger als die Regionalmetamorphose („Gleinalmkristallisation") seines Alten Daches, der erwähnten Paragesteinsserie, andererseits sicher voralpidisch. Der schwächeren alpidischen Metamorphose ist dann wohl die Umsetzung an den Feldspäten (Albit als jüngste Bildung), die Chloritisierung der Biotite etc. zu verdanken. Bei Bestimmung des absoluten Alters der letzten Aufwärmung werden demnach zwar alpidische Werte aufscheinen, die aber nicht die Daten der Granitbildung darstellen.

Tab. 12 : Vergleich der Seriengliederung von Gleinalpe
Niedere Tauern

Gleinalpenzug	Niedere Tauern
HANGEND	
Almhausserie (marmorreich)	Bretsteinserie : Marmorreiche Glimmerschiefer
Rappoldserie (Glimmerschieferserie)	Wölzer Kristallin : (Granat=)Glimmerschiefer mit Zügen von Grüngesteinen und Quarziten
Speikserie (Amphibolitkomplex)	Hornblendegneis-Amphibolit-Serie samt Hochgrößen-Serpentin
Größinggneis etc. (Altes Dach aus gebändertem Plagioklasgneis etc.)	Feinkorngneis mit Lagen von Amphibolit, Quarzit, Biotitgneis
Amering-Intrusiva	Bösenstein-Orthogneis: Granit(gneis)
LIEGEND	

Die Auffassung einer alpidischen Erstkristallisation der Seckauer Granitmasse geht, wie erwähnt, noch auf jene Zeit zurück, in der ein Teil der Forscher (entgegen L. KOBER) mit B. SANDER (1921, S. 289) und F. ANGEL & F. HERITSCH (1931, S. 521) einen direkten Zusammenhang zwischen dem Eindringen des Zentralgranites in den Hohen Tauern und der jungalpidischen Tauernkristallisation, die die Metamorphose der mesozoischen Schieferhülle der Tauern bewirkt hat, sahen und demnach die Zentralgranitbildung der Hohen Tauern als alpidisch ansetzten. Zufolge mancher petrographischen Ähnlichkeiten der Granitgneise der Niederen Tauern (von der Hohen Wildstelle bis zu den Seckauer Tauern) mit dem Zentralgneis wurde von den genannten Forschern dann auch das Entstehungsalter gleichgesetzt. Heute ist einerseits auf radiometrische Art der Zentralgneis der Hohen Tauern als jungvariszisch datiert, andererseits durch die Widerlegung einer Granitisation der Rannachserie dieser Auffassung eines alpidischen Alters der Seckauer Granit(gneise) der Boden entzogen. Aus den bisher bekannten Daten über Orogenese und Metamorphose auf Grund absoluter Alterswerte aus dem mittelostalpinen Kristallin westlich des Tauernfensters, aus der mustergültigen Analyse der Saualpe im Kristallin östlich der Tauern, durch welche zwei voralpidische Großzyklen von Orogenese und Metamorphose zutage gekommen sind, ist auch in diesem Abschnitt des mittelostalpinen Kristallins heute analog der Gleinalm mit über das variszische Alter hinausgehenden kaledonischen Regionalmetamorphosen zu rechnen, in deren Gefolge die Granitbildung ebenso wie im Zuge eines variszischen Zyklus denkbar wäre.

2. Die Feinkorngneis-Biotitschiefer-Serie bildet als nächsthöhere Einheit den ursprünglichen Mantel um die granitischen Gesteine, gleichsam das Alte Dach aus Parakristallin, in welches die Granite eingedrungen sind. Diese Serie ist besonders mächtig als eine gegen Westen einfallende Hülle des Bösensteingranites vom Steiner Mandl über das Strechental zum Gullingtal bei Oppenberg und darüber hinaus bis in die Nordbasis des Hochgrößen erhalten (Abb. 92).

Die Serie umfaßt bis 1000 m mächtige feinkörnige graugrüne Chloritepidotgneise von sehr variabler Zusammensetzung mit Quarz, Plagioklas (5–20 % An), Biotit, Chlorit, Serizit, Epidot, Granat und wenig Hornblende (H. BACHMANN, 1964, S. 71). Diese Feinkorngneise enthalten vielfach Lagen von Amphibolit, von quarzitischen Gesteinen, ferner auch von Biotit-Plagioklasgneisen und Biotitschiefern. Letztere formen besonders in den Seckauer Tauern das Alte Dach der Granite, sind in Zügen und Schollen in diesen eingeschaltet und randlich gegen die Gaal-Seckauer Senke hin am Südrand des Massives in breiterer Zone erhalten. Aus dem unteren Ingeringgraben SW Seckau werden von K. METZ (1971 a, S. 58) anschaulich die Erscheinungen der Granitisierung der Paragesteine geschildert.

Die beiden Serien zusammengenommen entsprechen der Ameringserie jenseits des Murtales, wobei dort den Orthogneisanteilen wesentlich geringere Bedeutung zukommt, während die Hülle der Kerne vom Typus Größinggneis sich dort in den Vordergrund schiebt.

3. Die Hornblendegneis-Amphibolitserie bildet als ungefähres Äquivalent der Speikserie der Gleinalpe den nächsthöheren Mantel um die tieferen Gesteinskörper, nur noch im SW des Granitkernes erhalten. Tektonisch abgeschuppt läßt sich diese Serie als selbständiger Zug vom Hochgrößen SW Oppenberg über die Reiteralm und den Perwurzpolster (Abb. 92) gegen ESE ziehend verfolgen und dann jenseits

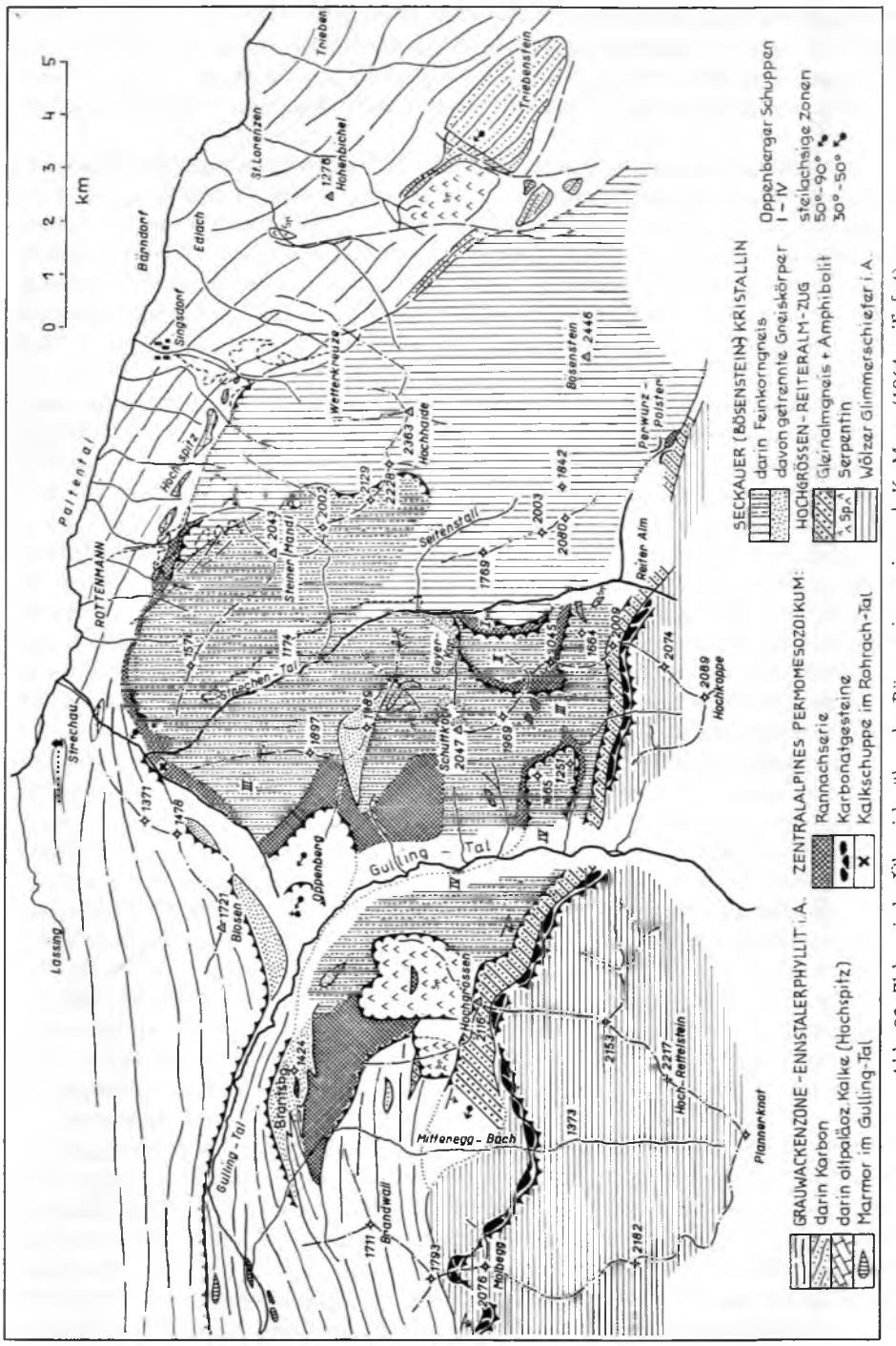


Abb. 92: Tektonische Übersicht über das Bösensteinmassiv nach K. METZ (1964 a, Taf. 4).

der Pölsstörung gegen Süden versetzt im Schöntalbergzug E St. Oswald (Karte K. METZ, 1967) sowie im Flatschachzug und Tremmelberg SW und S von Seckau in der Gaaler Schuppenzone (K. METZ, 1971 a, Abb. 1, S. 59) wiederfinden. In der Serie sind die liegenden Partien hornblendeärmer als die hangenden, wie im Hochgrößen-Reiteralmzug deutlich.

Mit der Amphibolitserie verbunden sind auch hier wie bei Kraubath Ultrabasite, die im Tremmelberg S Seckau in Form von zwei Serpentinit-Linsen (K. METZ, 1971 a, S. 61) aufscheinen und am Hochgrößen den von E. KITTL 1906 entdeckten mächtigen Serpentinitstock von Oppenberg bilden. Letzterer besteht aus Antigorit, Resten von Olivin, enthält Chromit, randlich Smaragdit und Chlorit (F. ANGEL, 1924, S. 144; H. BACHMANN, 1964, S. 77). Linsen von Hornblendeeklogiten und Eklogitamphiboliten hat H. WIESENEDER (1938, S. 288) im Hochgrößen-Serpentinit aufgefunden (vgl. H. P. CORNELIUS, 1939 a, S. 156; W RICHTER, 1973, S. 3 ff.).

4. Die Wölzer Glimmerschiefer-Serie, das Pendant der Rappoltserie, schließt südlich der zuvor genannten Amphibolitserie sowohl in der Gaaler Schuppenzone südlich vom Flatschacherzug und Kaiserstand an, als auch – westlich der Pölslinie gegen Norden versetzt – südlich vom oberen Pölsbach, Zinkenkogel und S Hochgrößen. Im letztgenannten Abschnitt ist wahrscheinlich zentralalpines Mesozoikum am Nordrand in der Mölbegg-Schuppung eingequetscht, das demnach nicht in die Serie einzubeziehen ist. Die Serie umfaßt in erster Linie graue Glimmerschiefer in mesozonaler Metamorphose, die phyllitisch oder fein- bis mittelkörnig ausgebildet sind und Granat führen können. Muskowit ist das Hauptmineral dieser Glimmerschiefer, Chlorit kommt hinzu, Biotit tritt zurück. Chlorit-Glimmerschiefer bilden den Übergang zu Hornblendegarbenschiefern. Amphibolitzüge schalten sich ein. Die Marmore hingegen entfalten sich erst in der nächsthöheren Serie, der

5. Bretstein (Marmor-) Serie. Sie bildet der Almhausserie entsprechend primär das hangendste Glied im Kristallin der Niederen Tauern. Die Bretsteinserie besteht aus Glimmerschiefern mit reichlich Marmorzügen, mit Amphiboliten und ist durchschwärmt von Pegmatiten, deren Alter bei Bretstein (siehe S. 293) mit 248 ± 29 Millionen Jahren datiert ist. Jüngere, wahrscheinlich mesozoische Marmore sind in den oben erwähnten Mölbegg-Schuppen abgetrennt worden – vgl. W SKALA (1964, S. 123), der eine spezielle vergleichende Betrachtung der Marmorarten in den östlichen Niederen Tauern durchführte.

6. Zentralalpine Permotrias (Rannachserie und mittelostalpines Mesozoikum). Diskordant und mit Metamorphosesprung lagert über diesem kristallinen Bau der östlichen Niederen Tauern eine nur mehr in Resten sehr verschiedener Mächtigkeit erhaltene Permotrias zentralalpiner Fazies. Ihr bekanntestes Glied repräsentiert der unter dem auf M. VACEK (1890, S. 18) zurückgehenden Namen „Rannachserie" auf der Nordabdachung der Seckauer Tauern entlang des Liesingtales mit vielen Kilometern Mächtigkeit erhaltene permische Alpine Verrucano (einschließlich dem schmächtigen skythischen Semmeringquarzit). Er setzt sich aus dem bedeutenden Rannachkonglomerat, Quarziten, Serizit-Quarzitschiefern und Serizit-Phylliten in enormer Mächtigkeit zusammen und enthält am Seitnerberg und Roßschwanz S Kalwang noch ganz untergeordnet Marmorflasern („Seitnerbergmarmor") eingeschaltet. Während R. SCHWINNER die Rannachserie ursprünglich (1929, S. 230) in das Präkambrium, Jottnium, ein-

stufte, später (1936, S. 124; 1951 a, S. 175 ff.) als Tremadoc betrachtete, und W Hammer (1925, S. 4 ff.) darin das Grundkonglomerat der Grauwackenzone sah, haben W Schmidt (1921, S. 108) und K. Metz (1947, S. 102) permotriadisches Alter der Rannachserie erkannt. Sie ist die direkte Fortsetzung der „Tattermannschiefer" Cornelius' vom Oberrand des weiter östlich gelegenen Abschnittes des Mittelostalpins und eine der Varietäten des Alpinen Verrucano, wie vom Verfasser 1962 b, S. 14, besonders aber 1964 d, S. 281, des näheren ausgeführt. Durch die Fortsetzung dieser zentralalpinen permotriadischen Serie in verschiedenen Abschnitten des Rannach-Thörler-Tattermann-Sedimentzuges in distinkte triadische Schichtglieder, die bei Thörl Anisfossilien geliefert haben, ist die Einstufung als basale alpidische Serie heute gesichert. Die enorme Bedeutung gerade der Rannachserie für die großtektonische Gliederung des Ostalpins, für die Abtrennung der weithin darüber auflagernden oberostalpinen paläozoischen Grauwackenzone, wird bei der Abtrennung des Mittelostalpins deutlich (A. Tollmann, 1959 a, S. 27 ff.).

Über diesem mächtigen permischen detritischen Komplex der Rannachserie folgt vielerorts der sogenannte „Plattelquarz", also der skythische Semmeringquarzit. Im Fenster von Gaishorn mit seinen drei Permo-Anis-Schuppen stellen sich darüber jeweils noch Reste der karbonatischen Mitteltrias ein. Jüngere Schichtglieder fehlen.

Durch die Untersuchungen von K. Metz und Mitarbeitern (1964, Taf. 4) ist die weite Verbreitung der zentralalpinen Permotrias am Nordrand der Seckauer und Rottenmanner Tauern, immer im Liegenden der Grauwackenzone, erfaßt worden: Nach dem Abschneiden des mächtigen Komplexes der Rannachserie S des Liesingtales gegen Westen an der Pölslinie W Hohentauern erscheint sie wieder als Nordsaum des mittelostalpinen Kristallins S Rottenmann, S Strechau, E und W Oppenberg und in den inneren alpidischen mittelostalpinen Stirnschuppen zwischen Strechen- und Gullingtal (Abb. 92). Aber auch an südvergenten alpidischen Schuppungen im Südteil der Seckauer Tauern eingeklemmt, ist dieses zentralalpine Mesozoikum in der Gaaler Schuppenzone erfaßt worden.

δ 2) Der tektonische Bau der Seckauer Tauern und des Bösensteinmassivs

1. Das Seckauer Granitmassiv bildet ursprünglich den tiefsten Anteil der mittelostalpinen Decke im Raum der östlichen Niederen Tauern. Die oben als ursprünglich angegebene Abfolge der Serien im Altkristallin der Seckauer Alpen geht einerseits aus dem Vergleich mit der Fortsetzung dieses Kristallins südlich der Mur im Amering-Gleinalmsystem hervor. Sie läßt sich andererseits am Abtauchen dieser Seckauer Serie unter die oben erwähnten Hüllserien aus Altem Dach und Schieferhüllen im Bereich des Südteiles der Gaaler Schuppenzone und des Raumes westlich vom Bösenstein bis hinüber zum Hochgrößen erkennen. Wichtig für die Erfassung der primären Abfolge der Serien ist auch die Erhaltung einer eingeklemmten Deckscholle von Wölzer Glimmerschiefern und Gesteinen der Gaaler Schuppenzone über dem geschlossenen Seckauer Kristallin nördlich von Gaal (K. Metz, 1971 a, S. 70 – Abb. 93).

Das Problem der Fixierung der primären Abfolge ist erst durch die kräftige sekundäre alpidische Umgestaltung innerhalb dieses Raumes im Zuge der spätalpidischen Phasen gestellt worden. Nach Bildung der auf den Fernschub der mittelostalpinen Decke folgenden zentralen Aufwölbung der Seckauer Tauern ist durch

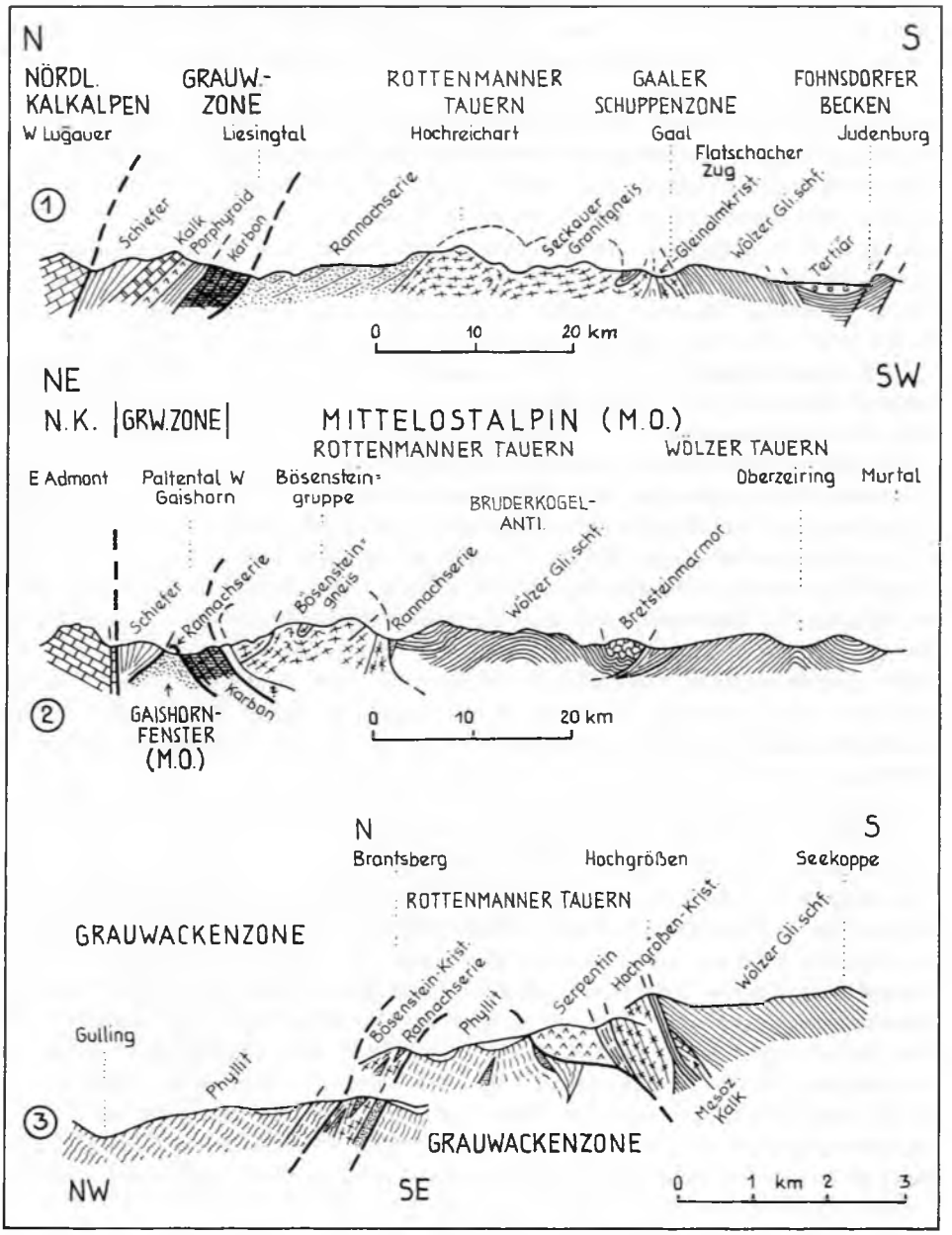


Abb. 93: Profile durch die Rottenmanner Tauern nach K. Metz (1971 b, Abb. 15, 16, 18).

weitere Einengung die Seckauer Masse einerseits gegen SSW über ihre einstigen Hüllen aufgeschuppt worden, wie die Verhältnisse NE Oberzeiring zeigen (geol. Kt. 1 : 50.000, Blatt Oberzeiring–Kalwang), andererseits ist das Bösenstein-Kristallin über sein tektonisch Hangendes im Norden, die Rannachserie und die Grauwackenzone, im Abschnitt Rottenmann sekundär aufgefahren, diese unter sich einwickelnd (K. METZ, 1964, S. 148). K. METZ bringt diese sekundäre junge Ausschuppung in Zusammenhang mit der Ausgestaltung der rechtsseitigen Verschiebung der Pölslinie, die aber kraft ihrer enormen Verstellung bereits ihre wesentlichste Gestaltung wohl schon vor Überschiebung der Grauwackenzone, des Oberostalpins, also noch während des Vortransportes des mittelostalpinen Deckensystems gefunden haben muß (für ein höheres Alter dieser Bruchstörung liegen keine Hinweise vor). Die lokale, keineswegs weitreichende beidseitige jungalpidische Ausschuppung der Seckauer-Bösenstein-Masse darf nicht mit der Struktur eines tektonischen Fensters verwechselt werden, das K. METZ (1964 b, S. 162; 1971 a, S. 70; 1971 b, S. 63) wiederholt von hier angibt: Es liegt keine tektonische regionale Überschiebung der Hüllserien des Seckauer Granitgneiskernes vor, sondern diese Hüllen sind ursprüngliche Mäntel der Granite, jung lokal bewegt und eingeklemmt.

Teilstücke des Südrandes und des Westrandes der Seckauer Tauern sind alpidische Bruchlinien mit beträchtlicher Wirksamkeit. Im Süden begrenzen zwei hintereinander gestaffelt angelegte Miozänbecken in der alpinen Längsrichtung, hier WSW–ENE orientiert, das Seckauer Kristallinland: Das seichte, schmale Seckauer Becken östlich von Gaal im Norden und das 1500 m tiefe Fohnsdorf Knittelfelder Becken (H. POLESNY, 1970; K. METZ, 1973 a) im Süden, deren asymmetrischer Querschnitt mit der größten Tiefe im Süden jeweils durch eine Schollenkippung an der tiefen vertikalen Bruchverstellung am Südrand zustande kam.

2. Im Westen werden die Seckauer Tauern durch die ebenfalls alpidisch angelegte Pölslinie begrenzt, an der sowohl die Wölzer Glimmerschieferzone als auch die Gaaler Schuppenzone und der Seckauer Granitstock rechtsseitenverschoben im Westflügel kräftig nordversetzt in Form der Wölzer Serie, des Reiteralmzuges und des Bösenstein fortsetzen. Auch das Fohnsdorfer Becken ist an dieser Querstörung im Westen abgeschnitten (K. METZ, 1973 a, S. 26; Abb. 11), was für die noch in jüngste Zeit anhaltende Wirkung der Pölslinie spricht. Die Pölslinie ist bekanntlich der nördlichste Teilast des großen Querstörungssystems der Zentralalpen, das über den Obdacher-, Lavanttaler-, Mißling- und Donatibruch bis zur Alpin-dinarischen Naht durchreicht (vgl. A. KIESLINGER, 1928 b, Taf. 10; A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 1). Da die Teilstücke sich fiederspaltenartig versetzt aneinanderreihen, war aus dem Vergleich mit dem Mechanismus eines Fiederspaltensystems ein Vorschub des Ostflügels zu erwarten – entgegen den beobachtbaren Versetzungen der Hauptstrukturelemente entlang der Pölslinie!

Diese Linie folgt zunächst von SSE, von Judenburg über Pöls kommend, dem Pölstal (bei St. Oswald den Bogen abschneidend). Ein Westast zweigt in das Bretsteintal ab, dessen Verlauf vorzeichnend. Der Hauptast verläßt W Hohentauern das einem Seitenast der Bruchstörung folgende, abbiegende Pölstal und läuft geradewegs zwischen Triebenstein und Bösenstein an der Hölleralm vorbei an die Grenze der Grauwackenzone südlich des Paltentales (K. METZ, Kt. 1967). Auch im Satellitenbild (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1) treten die erwähnten Hauptäste des Störungssystems hervor. K. METZ (1958, S. 236 f.; 1962, S. 219 f., Abb. 1; 1973 a, S. 29 ff.) hat wiederholt eine

Beschreibung dieses tiefgreifenden Bruchsystems gegeben, für die er bereits vorjungalpidische Anlage annimmt. Eine altalpidische Funktion der Pölslinie ist durchaus anzunehmen, da ja die Seitenverschiebung bereits beim tiefoberkretazischen mittelostalpinen Deckenschub entstanden oder vorhanden gewesen sein muß, weil sie nicht durch die alpidisch überschobene Grauwackenzone weiterläuft. Für eine voralpidische Anlage hingegen, die von zahlreichen anderen Autoren vermutet worden war, haben wir keine Indizien, wie vom Verfasser 1970 a, S. 64, ausgeführt worden ist. Eine Nachwirkung über das Jungtertiär bis in die Jetztzeit können wir hingegen aus der Einklemmung des Pölser Tertiärs (und aus der Auswirkung auf die Morphologie im Satellitenbild) annehmen.

Schließlich sei noch auf die Aufspaltung der Pölser Linie hingewiesen, die sich bei Beachtung des Satellitenbildes ergibt: Während die Hauptstörungszone zur Lavanttaler Linie fortsetzt, spaltet sich bei Pöls ein Ast gegen SE ab und verläuft über Weißenkirchen, Hirschegg nach Stainz (Hirschegger Störung).

3. Die Tektonik des Bösensteinstockes ist gekennzeichnet durch ein flaches Absinken der granitischen Serie unter die Feinkorngneishülle des Steiner Mandls, dann aber durch eine zunehmende Steilstellung der Serie und der Achsen gegen NW in den Raum Strechau und Oppenberg, so daß das Kristallin am Nordrand der Rottenmanner Tauern, hier und ebenso wiederum im Hochgrößenzug mit seiner Hülle aus Rannachserie steil unter die Grauwackenzone einfällt (und sie, wie erwähnt, bei Rottenmann sogar lokal sekundär überfährt). Durch die Erfassung einer Reihe von inneren Rannachschiefer-Zügen ist durch H. Bachmann (1964, S. 78, Taf. 4) hier das Übereinander von vier alpidischen Schuppen erfaßt worden (Oppenberger Schuppenzone – Abb. 92). Die Schuppung greift einige Kilometer tief in die Stirnzone des Mittelostalpins ein. Auch die Seriengrenzen in den höheren Etagen des Altkristallins weiter im Süden sind hier offenbar alpidisch nordvergent geschuppt, wie die gegen Süden einfallende Schuppe Hochgrößen–Reiteralm–Perwurzpolster sowie der Wölzer Glimmerschieferserie anzeigt, die die als Mesozoikum angesprochenen Karbonate des Mölbegg-Zuges eingeklemmt haben. Wir kennen heute auf Grund der Untersuchungen von K. Metz und Mitarbeitern diese alpidische Schuppung der Stirnzone der riesigen mittelostalpinen Sockeldecke. Sie ist ein Äquivalent der noch bedeutenderen Schuppung und Digitation des Altkristallins dieser Einheit in den Schladminger Tauern (siehe S. 304). Ein alpidischer großräumiger Deckenbau hingegen, den K. Metz (1963 b, S. 29) für den gesamten Raum der mittelostalpinen Masse der östlichen Niederen Tauern gewähnt hatte, eine deckentektonische Trennung von Seckauer und Wölzer Tauern und die Zuordnung ersterer (auf Grund lithologischer Ähnlichkeiten zum Mürztaler Grobgneis) zum Unterostalpin, das als echtes tektonisches Fenster innerhalb der Niederen Tauern auftreten sollte (siehe S. 289), trifft mit Sicherheit nicht zu, da weder eine durchlaufende deckentektonische Bahn den Hauptkörper der Niederen Tauern durchzieht, noch das Äquivalent dieser Granitgneise weiter im Westen, in der Hohen Wildstelle und in anderen Abschnitten der Schladminger Tauern vom übrigen mittelostalpinen Kristallin großtektonisch abtrennbar wäre, sondern auch das Schladminger Kristallin mit diaphthoritischer Basalabscherung dem Unterostalpin a u f l i e g t. Petrographische Ähnlichkeiten von Granitgneistypen im Tauernfenster, im Unterostalpin und im Mittelostalpin geben noch keine Berechtigung für deckentektonische Schlußfolgerungen.

δ 3) Lagerstätten

Unter den Lagerstätten dieses Gebietes, die durchwegs von geringerer Bedeutung sind, seien zwei Vorkommen auf Grund der Neubearbeitung hervorgehoben. Zunächst verdienen die Kupfererzgänge von Flatschach Erwähnung, die eng geschart 3–4 km NNW Flatschach, 7 km NW Knittelfeld, am Südhang des Flatschacherschlages hinziehen. Bereits um 1400 ist ein Goldbergbau im Zuge dieser Gangvererzungen am Westhang des Tremmelberges verbürgt, der bis 1680 in Betrieb stand. Nach der Wiedereröffnung des Bergbaues im Jahre 1716 wurde auf Kupfer gebaut. Der Betrieb hielt sich mit Unterbrechungen bis 1907 Die Lagerstätte, die von W Jarlowsky (1964) studiert worden ist, besteht aus einer Schar paralleler, diskordant die Glimmerschiefer-Paragneis-Amphibolitserie durchsetzender hydrothermal entstandener Gänge vom Typus des Mitterberger Hauptganges. Die Erze führen Kupfer, Gold, Silber und Eisen, meist sulfidisch oder arsenidisch gebunden. Das Alter der Vererzung ist ungewiß.

Die in Vergessenheit geratene Bleiglanz Zinkblende-Kupferkies-Lagerstätte Zinkenkogel in der Pölsen wurde jüngst von J. Haditsch (1966 c) wiederentdeckt und bearbeitet. Diese präalpidische Lagerstätte im Zuge der Wölzer Glimmerschiefer liegt zwischen Zinkenkogel und Perwurzpolster im obersten Pölstal 3 km SW vom Bösenstein, 7 km W zu S von Hohentauern. Die schwache Vererzung brachte in einer älteren Phase Pyrit oder Hämatit, Ankerit, Siderit, Bleiglanz und Zinkblende, in jüngerer Generation neben Ankerit die Hauptmasse an Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies.

δ 4) Literatur

F. Angel, 1924; F. Angel & F. Heritsch, 1931; H. Bachmann, 1964; H. P. Cornelius, 1939 a; W Jarlowsky, 1964; J. Haditsch, 1966 c; W Hammer, 1925; A. Kieslinger, 1928 b; E. Kittl, 1906; K. Metz, 1947, 1953 b, 1958, 1962, 1964 b, 1967, 1971 a, b, 1973 a; K. Metz et al., 1964; H. Polesny, 1970; W Richter, 1973; B. Sander, 1921; R. Schwinner, 1929, 1936, 1951 a; W Skala, 1964; A. Tollmann, 1959 a, 1962 b, 1964 d, 1970 a, 1971 a, 1977 a; M. Vacek, 1890; E. Weinschenk, 1901; H. Wieseneder, 1938. – Nachtrag: K. Metz, 1976 a, Jb. geol. B.-A., **119**, 151–205.

ε) Die Wölzer Tauern

ε 1) Abgrenzung

Unter diesem Begriff sei der Abschnitt zwischen der Pölslinie im Osten, der Linie Großsölktal–Sölker Paß–Katschtal im Westen, der Front der Gurktaler Decke entlang der Schöder-Oberwölzer Furche im Süden und der auflagernden Grauwackenzone bzw. der Südgrenze der Bösenstein-Hochgrößengruppe im Norden verstanden.

ε 2) Serienentwicklung

Diese gesamte zentrale Region der Niederen Tauern weist einen enorm monotonen Habitus auf: Sie wird fast zur Gänze aus der Wölzer Glimmerschieferserie und der Bretstein-Marmorserie aufgebaut. Die tieferen Gneise des Altkristallins bleiben in der Tiefe verborgen.

1. Wölzer Glimmerschieferserie (A. Thurner, 1958 a, S. 15 ff.; H. Gamerith, 1964, S. 90 ff.; W Neubauer, 1952, S. 6 ff. etc.): Glimmerschiefer mit vorwiegend Muskowit (Serizit), Quarz, untergeordnet Biotit, stets auch Chlorit, Granat (bis zu 5 cm Durchmesser), einem geringen Plagioklasgehalt (Albit-Oligoalbit) und verschiedenen Akzessorien wie Hornblende, Turmalin, Klinozoisit, Epidot etc. Außer dem normalen mittelkörnigen Typus gibt es einerseits phyllitische Glimmerschiefer, andererseits pegmatitisch beeinflußte Typen mit großen Muskowiten, Kohlenstoffglimmerschiefer, quarzitische Glimmerschiefer, Graphitquarzite, selbständige Biotitschieferlagen. Im Übergang zu Hornblendegarbenschiefer (R. Vogeltanz, 1964, S. 125) treten Chloritglimmerschiefer auf. Einschaltungen von Karbonatzonen und von schmalen Amphibolitlagen und Hornblende-Epidotschiefern stellen sich lokal ein. Die grobkristallinen, lokal Staurolith und Disthen führenden Glimmerschiefertypen treten nach K. Metz (1976, S. 52) besonders südlich des Hauptkammes der Wölzer Tauern auf, wo sich eine stärkere Metamorphose bemerkbar macht.

2. Bretstein-(Marmor-)Serie (Begriff: F. Heritsch, 1921, S. 134; W. Neubauer, 1952, S. 10 f.; A. Thurner, 1958 a, S. 18 ff.; W Skala, 1964, S. 119 ff.; R. Vogeltanz, 1964, S. 123 ff.). Die Grundmasse der Serie wird ebenfalls aus Glimmerschiefern gebildet. Der Reichtum an hierin eingeschalteten Marmoren (und Amphiboliten) ist charakteristisch für diese Schichtgruppe. Die Serie liegt in Almandin-Amphibolitfazies vor. Die Marmore hat W Skala (1964) in einer Spezialuntersuchung zu gliedern versucht: Der Bretsteinmarmor s. str. stellt den grobkristallinen, weißen oder bläulich-weiß gebänderten, zum Teil bituminösen, dolomitfreien, 200 m mächtigen Marmortypus innerhalb der voralpidischen kristallinen Serie dar, für welchen heute wohl zu Recht, hier allerdings ohne Fossilbeleg, altpaläozoisches Alter angenommen wird (vgl. S. 293). Ihm äquivalent ist der Sölker Marmor am Nordrand der Niederen Tauern. Abzutrennen hiervon sind die weiter unten erwähnten, gelegentlich als zentralalpines Mesozoikum betrachteten feinkörnigeren Typen des Gumpeneckmarmors und seiner Äquivalente.

In der Amphibolitgruppe der Bretsteinserie – nach R. Schwinner (1923, S. 36) bevorzugt im hangenden Teil auftretend – sind massige Granatamphibolite an karbonatarme Züge gebunden, Karbonat-Amphibolite trifft man in kohlenstoffreichen Glimmerschiefern in Verbindung mit unreinen Marmoren; die gut geschieferten Epidotamphibolite stehen ebenso in Wechsellagerung mit karbonatreichen Gesteinen.

Schließlich sind noch die Pegmatitkörper hervorzuheben, die die Bretsteinserie durchschwärmen und die angeblich die Erzbringer der silberreichen Lagerstätte bei Oberzeiring waren (F. Heritsch, 1921, S. 140; R. Schwinner, 1923, S. 35; W Neubauer, 1952, S. 6; A. Thurner, 1955, S. 206; K. Metz, 1971 b, S. 49). Sie konzentrieren sich im Raum Bretstein–Pusterwald, Pöls–Oberzeiring und WNW davon über das Schießeck zum Hohenwart etc. (Skizze der Verbreitung bei E. Jäger & K. Metz, 1971, Abb. 1). Aus der teilweise intensiven Verschieferung und Mitverfaltung der Pegmatite im Nebengestein, der teilweise aber auch völlig unversehrt erhaltenen Struktur der Pegmatite kann man mit den zuletzt genannten Auoren auf ein syn- bis posttektonisches Eindringen des Pegmatites schließen. Im Mineralbestand der Pegmatite sind außer den üblichen Hauptgemengteilen schwarze Turmaline, grüne Turmaline (Drawite), Spodumen, als Begleitmineral Granat hervorzuheben.

Als Alter der erwähnten beiden Serien des Kristallins der Wölzer Tauern wird heute vielfach Altpaläozoikum ins Auge gefaßt (K. METZ, 1967 b, S. 68). Die frühere Meinung vom „sicheren vorpaläozoischen Alter" (R. SCHWINNER; F. HERITSCH, 1921, S. 141) ist überwunden. Man wird aus der einstigen Zusammensetzung dieser Serie aus gewaltigen monotonen Massen von Tonschiefern und von Grüngesteinen auf die Füllung eines eugeosynklinalen Troges schließen dürfen, wie wir ihn aus dem schwach- bis nicht metamorphen Oberostalpin aus dem Ordovicium kennen. Im jüngeren Altpaläozoikum, das heißt im hangenden Bereich der gesamten Serie, schieben sich auch im vergleichbaren oberostalpinen Stockwerk die Marmore in den Vordergrund. Die alte Auffassung vom vorpaläozoischen Alter des mittelostalpinen Kristallins war damals in konsequenter Weise aus der als normalstratigraphisch betrachteten Auflagerung kaum metamorphen Altpaläozoikums der Gurktaler Decke über dem dann eben als älter einzustufenden Kristallinsockel der Niederen Tauern abgeleitet worden. Mit der großtektonischen Abtrennung der Gurktaler Decke und der Grauwackenzone als alpidisch überschobener Bestandteil des Oberostalpins über dem voralpidisch davon völlig unabhängigen mittelostalpinen Kristallin (A. TOLLMANN, 1959 a) ist zugleich die Basis für die Berechtigung der Einstufung der Wölzer- und Bretsteinserie als altpaläozoisch gegeben. Das Alter der Metamorphose dieser Serie ist noch nicht sicher festgelegt: Erst die Pegmatite sind anhand der Muskowite durch die Rb/Sr-Methode radiometrisch datiert (E. JÄGER & K. METZ, 1971, S. 414): Der Wert von 248 ± 29 Millionen Jahre (mittleres Perm) weist auf das spätvariszische Eindringen der Pegmatite hin, und zwar im Anschluß an eine variszische Orogenese (deren Spätphasen die ältere Pegmatitgeneration noch erfaßt haben).

Auf der anderen Seite aber müssen wir gerade auf Grund der vielfältigen Entwicklungsgeschichte des mittelostalpinen Kristallins, wie am Beispiel der Saualpen- und Stubalpen-Decke gezeigt, auf Grund der zahlreichen erfaßten orogenen und metamorphen Phasen in bezug auf das Ausgangsmaterial weit zurückgreifen, so daß aus diesem Grund eine umfangreiche Beteiligung von Vorpaläozoikum doch wiederum wahrscheinlich wird.

3. Die alpidische Serie aus zentralalpinem Permomesozoikum ist bisher nur in geringem Umfang und mit allen Vorbehalten am Nordrand der Wölzer Tauern gegen die Grauwackenzone hin erfaßt worden. L. KOBER (1938, S. 54) vermutete – auf der allerdings unberechtigten Hoffnung auf ein Auffinden der Kalkalpenwurzeln in der Stirnzone der Niederen Tauern beruhend – in den Gumpeneckmarmoren zum ersten Mal Trias. 1956 (S. 71) konnten A. HAUSER & W BRANDL aus der Fortsetzung des Gumpeneckmarmors im Sattental triassische (bis liassische) Crinoidengenera melden. Die Wahrscheinlichkeit vom Auftreten von Permotrias unter der Überschiebung der Grauwackenzone über dem Mittelostalpin war groß, auf Grund des Vergleiches mit dem durch Reste zentralalpiner, fossilführender Trias markierten östlicheren Abschnitt dieser Nahtstelle erster Ordnung, so daß durch die Erkenntnis der Bedeutung dieser Grenze durch den Verfasser (1959 a, S. 30, Taf. 1; 1963 a, S. 33) die mögliche Existenz einer derartigen Trias gerade in dieser Region gut verständlich wurde.

In der jüngsten zusammenfassenden Bearbeitung der Marmore der Wölzer Tauern durch W SKALA (1964, S. 120 ff.) finden wir analog wie bei K. METZ (1963 b, S. 29; 1967 b, S. 68; 1971 b, S. 49 etc.) einerseits den höheren der beiden Marmorzüge am Nordrand dieses Gebirges, den sogenannten Gumpeneckmarmor im Hangenden des wohl

älteren Sölker Marmors (Sattental, Gumpeneck, Kochofen), als wahrscheinlich mesozoisch eingestuft, andererseits dessen Fortsetzung in der Mölbegg-Schuppenzone (siehe S. 296) analog datiert. Im Inneren der Wölzer Tauern vermutet METZ (1963 b, S. 29) in dem tektonisch eingeklemmten Span des Steinwandkogels 5 km SSW des Bösensteins mit seinen Hornsteinkalken sowie in der Platte des Hirnkogelmarmors 6 km WNW Pusterwald ebenfalls zentralalpines Mesozoikum.

Diese Karbonatzüge sind von den Bretsteinmarmoren durch ein feines Korn und durch namhafte Beteiligung von Dolomit unterschieden. Gelegentlich, aber keineswegs immer, stehen sie in Verbindung mit serizitischen und quarzitischen Schiefern, die man als Permoskyth deuten könnte.

ε 3) Tektonik und regionaler Bau

Die Großstruktur des zentralen Teiles der Niederen Tauern, der Wölzer Tauern, ist durch ein Abtauchen unter das Oberostalpin im Norden (Grauwackenzone) und im Süden (Gurktaler Decke) und durch die Untergliederung der sich daraus ableitenden Aufwölbung des Rückgrates des Gebirges durch ein zentrales Längssynklinorium (St. Nikolai–Bretstein–Pölstal) mit den Bretsteinmarmoren gekennzeichnet. Die hierdurch entstehenden beiden Längsantiklinalen spannen sich im Norden zwischen der Hohen Wildstelle und dem Bruderkogel-Antiklinorium bei Hohentauern (K. METZ, 1963 b, S. 23) und in der Ostfortsetzung des Süßleitecks im Süden. Im Bereich Oberzeiring kommt eine lokale Komplikation hinzu. Zu ergänzen bleibt noch, daß die Wölzer Tauern im großen gesehen in einer achsialen Querdepression liegen, da die tieferen Serienanteile in Form der Granitkerne von Osten (Seckauer-, Rottenmanner Tauern) und von Westen her (Schladminger Tauern) achsial unter diesen zentralen Abschnitt der Niederen Tauern versinken (Abb. 94).

Beginnen wir die Betrachtung im Norden. Die Grenzverhältnisse des mittelostalpinen Altkristallins zur Grauwackenzone, die mit nördlich gerichtetem Einfallen auflagert, waren noch jüngst umstritten. Vor Erfassung der großtektonischen Selbständigkeit des Mittelostalpins gegenüber der Grauwackenzone wurde gerade in dem Abschnitt vom Hochgrößen im Osten bis nach Großsölk im Westen und darüber hinaus von etlichen Autoren ein primärer Zusammenhang zwischen den Serien der Niederen Tauern und der Grauwackenzone gesehen. Es liegt hier eine ganz analoge Situation wie am Ostrand der Gurktaler Decke vor: Das nur schwach metamorphe Altpaläozoikum der Ennstaler Phyllite des Oberostalpins ist vielfach lokal ohne Zwischenschaltung von Permotrias, die nur abschnittsweise gegeben ist, auf mesozonales Kristallin der Wölzer Glimmerschiefer des mittelostalpinen Stockwerkes alpidisch überschoben, wobei sich die beiden Serien in der Grenzregion – letzteres durch Diaphthorese absteigend geprägt, ersteres durch Annahme eines stark durchbewegten phyllitischen Habitus – einander angeglichen haben. Noch W FRITSCH (1953, S. 18) hat nach dem Spezialstudium dieser Frage eine Verschweißung dieser Grenze durch gemeinsame Deformation und durch gemeinsame, in die Grauwackenzone aufsteigende Metamorphose unter Hornblende- und Granatbildung durch eine „ältere" Tektonik angegeben, die später von einer jüngeren Umscherungstektonik mit Diaphthorese überholt worden sei. Diese Art der Darstellung führte hier wie am völlig homologen Ostrand der Gurktaler Decke bei manchen Autoren zur Annahme, daß diese „Verschweißung" vor der alpidischen,

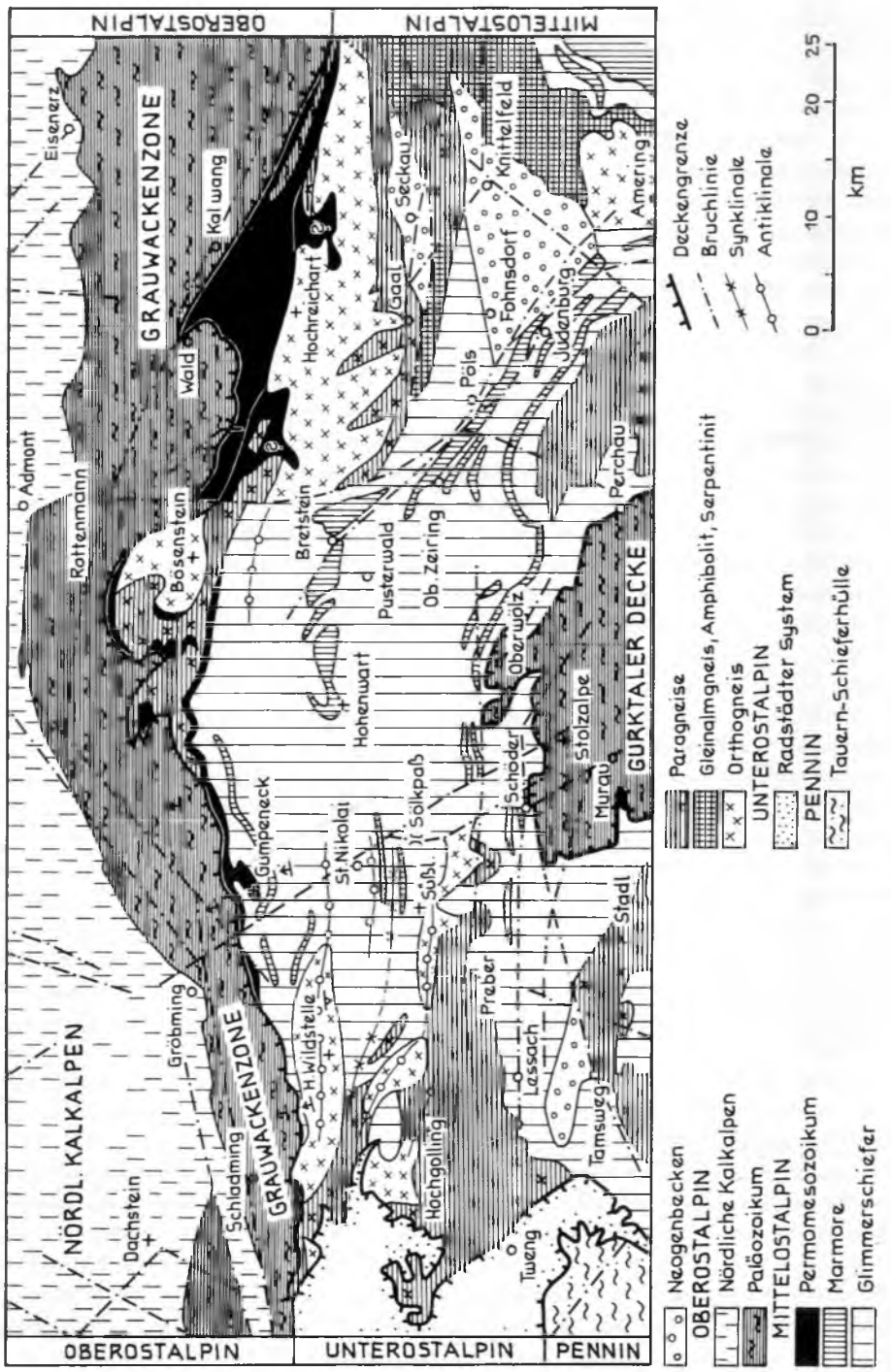


Abb. 94: Geologische Skizze der Niederen Tauern nach der im Text angeführten Literatur.

mit Diaphthorese verbundenen Bewegung voralpidisch gewesen sei, daß demnach hier in alpidischer Zeit keine deckentektonisch wirksamen Bahnen verlaufen könnten.

Mit der Entdeckung der Fernüberschiebung der ostalpinen Grauwackenzone (1959) war einer derartigen Auffassung im Sinne von W FRITSCH, „daß hier ein alter sedimentär-stratigraphischer Verband in späterer Zeit mehrfach tektonisch und metamorph überarbeitet wurde" (K. METZ, 1971 c, S. 159) der Boden entzogen. Durch die neueren Untersuchungen sind dementsprechend auch immer weitere Fakten gefunden worden, die gegen einen alten Zusammenhang der Einheiten in dieser Grenzzone sprechen. Die Bedeutung der Diaphthorese ist in allen neueren und manchen alten Arbeiten (H. WIESENEDER, 1938, S. 302; E. H. WEISS, 1958, S. 78; W SKALA, 1964, S. 116 usw.) richtig beurteilt worden. Wesentlich war die sich stets mehrende Entdeckung von Permotrias in der von Osten hereinstreichenden Grenzzone in Form der Rannachserie durch K. METZ und Mitarbeiter (Abb. 92), die auf die alpidische Trennung der Einheiten hinweist. Wesentlich aber war auch die Erkenntnis von der großräumigen tektonischen Diskordanz, an der die schräg aus den Niederen Tauern an die Grenzzone heranstreichenden Gesteinszüge abgeschnitten werden und von den Ennstaler Phylliten mit ihrer sehr konstant verlaufenden W-E-Achsenprägung überlagert werden: K. METZ (1971 c, S. 164 ff.; 1976, S. 68 f.) hat dies besonders klar herausgearbeitet, nicht nur im Gebiet um Oppenberg mit sehr auffälliger achsialer Diskordanz der beiden Hauptbaueinheiten, sondern auch im Grenzverlauf vom Höchsteinkamm E Donnersbach bis hinüber nach Schladming, wo die Diskordanz allerdings nur spitzwinkelig in Erscheinung tritt. Man muß ferner bei Betrachtung dieser Überschiebungszone zwischen den tektonischen Großeinheiten berücksichtigen, daß es sich tatsächlich nicht nur um eine scharfe Grenzfläche handelt, sondern daß einerseits Elemente des wahrscheinlichen Permomesozoikums (Rannachserie und Gumpeneckmarmor) in verschiedener randnaher Position im Kristallin der Wölzer und Rottenmanner Tauern eingeschuppt sind und daß andererseits – wie schon im Palten- und Liesingtal erkannt – altkristalline Späne tektonisch in die Grauwackenzone eingeschleppt worden sind.

Auch der in Grenznähe hinziehende Sölk-Gumpeneck-Marmorzug zeigt die intensive Verschuppung der Grenzzone an. Für das alpidische Alter der Verschuppungen im Grenzbereich von Mittel- und Oberostalpin, aber auch noch in der Stirnzone der Wölzer Tauern selbst, spricht das Hereinreichen der Serizitschiefer der Rannachserie von Osten über Donnersbach hinaus im Stubegg-Graben (K. METZ, 1976, S. 68), in der Walchen bei Öblarn und an der Mündung des Strickergrabens SE Gr. Sölk. Von der Fortsetzung der Permotrias entlang dieses Grenzsaumes gegen Westen auch noch an der Front des Schladminger Mittelostalpins zeugen entsprechende Vorkommen SW Schladming. Die Auffassung von K. METZ (1976, S. 73), daß die Ennstaler Phyllite das primäre Dach der Wölzer Glimmerschiefer bildeten, ist hiermit nicht vereinbar.

In dieser gegen Norden abtauchenden Randzone der Niederen Tauern mit dem gegen Norden gerichteten Einfallen der höheren Anteile der kristallinen Serien kommt in Fortsetzung der Hohen Wildstelle der Granitgneiskern des nördlichen Antiklinoriums noch bis in der Talgabel von Kl.- und Gr.-Sölktal zutage (Abb. 95), wo er an der Karlspitze 7 km S Großsölk die beiderseits davon abfallenden Glimmerschiefer unterlagert. Diese Antiklinale scheint in dem noch unzureichend bekannten Raum S Donnersbachwald das Gr. Sölktal nördlich von St. Nikolai zu übersetzen und

im Hintergrund des Schwarzabachtales weiterzuführen. Die Bruderkogel-Antiklinale NW St. Johann/Tauern ist demnach nicht die direkte Fortsetzung dieser nördlichen Hauptaufwölbung, sondern erscheint als nördlichere kulissenförmige Ablösung gegen Osten hin.

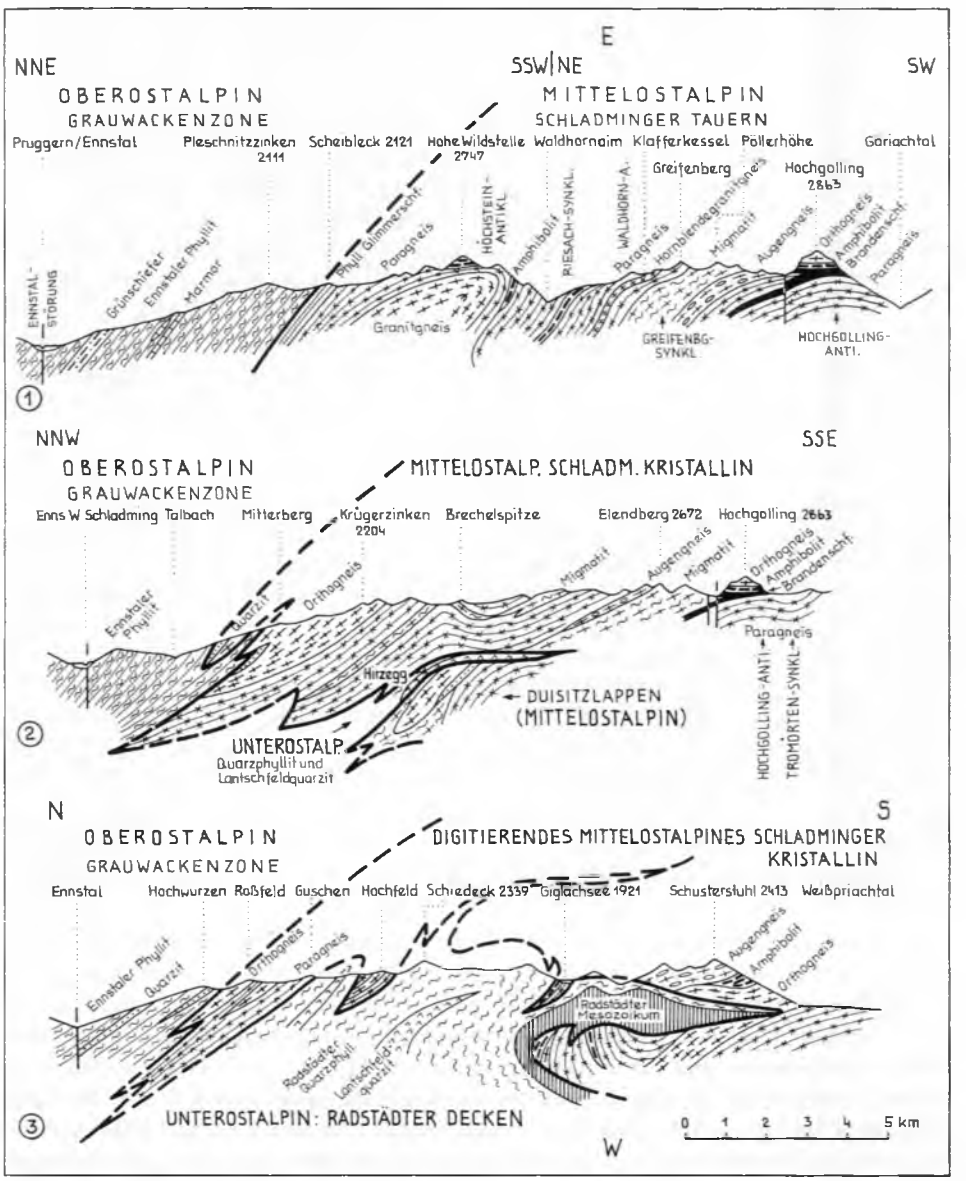


Abb. 95: Profile durch die westlichen Schladminger Tauern nach H. Formanek et al. (1962, 1964), K. Küpper (1956), H. Scheiner (1960) und K. Vohryzka (1957).

Die Struktur im Westteil des zentralen Synklinoriums geht aus den Profilen St. Nikolai–Sölkpaß und westlich davon in F. HERITSCH (1921, Abb. 22) und BECKER (1973, Abb. 2) hervor – Abb. 94, 95. Südlich der von der Karlspitze und dem Kl. Knallstein gegen Osten laufenden Antiklinale erscheint eine erste untergeordnete Mulde bei St. Nikolai und jenseits der im Süden folgenden Antiklinale der Seekarspitze die Hauptmulde, die vom Mittereck über das Steinrineck in den Nordhang des Deneck hineinzieht und durch die im Granatglimmerschiefer eingeschalteten Amphibolit-/Marmorzüge markiert ist. Mit der Süßleiteck-Antiklinale am Südhang des Süßleitecks ist der Südrand dieses zentralen Synklinoriums erreicht. Die Verhältnisse sind im einzelnen noch unklar, wie die Widersprüche in den wenigen vorliegenden Darstellungen des Gebietes zeigen. Auch ist die Beziehung der Bretsteinserie dieses Raumes zu dem weiter im Osten ab dem Hohenwart wiederum einsetzenden marmorreichen östlichen Abschnitt des Synklinoriums unklar. Auch in diesem Ostabschnitt lagert die Bretsteinserie im Kern einer hier in drei Teilfalten gegliederten Großmulde, die der Richtung des Bretstein- und Pusterwaldtales gegen SE folgt. Ihr muldenförmiger Bau kommt auf der Spezialkarte von K. METZ (1967) klar zum Ausdruck – vgl. auch Abb. 93. An der Pölslinie wird dieser Bretsteinmarmorzug gegen Süden versetzt und streicht ab Pöls gegen Judenburg östlich der Störung weiter. Auch dort geht der muldenförmige Bau aus dem Nordeinfallen des Südschenkels bei Judenburg und dem Südfallen des Nordschenkels am Katzlingberg N Pöls (A. THURNER, 1975, Abb. 1) hervor.

Eine eigenartige und unklare Stellung nimmt die Bretsteinserie bei Oberwölz ein, wo sie nach der Darstellung von W NEUBAUER (1952, Abb. 1, 2) den Kern der Blabachtal-Antiklinale bildet und auch nach K. METZ (Kt. 1967) fensterartig unter der Wölzer Serie aufzutauchen scheint. (Man möchte eher vermuten, daß ein im Nachbargebiet NE St. Oswald am Rand des Seckauer Massivs deutlich sichtbarer sekundärer südvergenter Schuppenbau auch hier in analoger Weise für die tektonische Tieferschaltung dieser Bretsteinserie verantwortlich ist.)

Der Südrand der Wölzer Tauern ist im Raum Oberwölz–Schöder durch ein mehrweniger steiles Abtauchen des Wölzer Kristallins unter das bei Oberwölz im dunklen Dolomit Orthoceren führende Paläozoikum (vgl. A. TOLLMANN, 1963 a, S. 48) der Gurktaler Decke markiert. Trias ist hier bei Oberwölz entlang dieser Grenze entgegen K. METZ nicht nachweisbar. Eine jungtertiäre Bruchtektonik mit Resten des Tertiärs der Norischen Senke (Wölzer-, Schöder-, Sauerfeldkonglomerat A. THURNER, 1958, Kt.) überlagert streckenweise den ansonsten normal abtauchenden Südrand der Niederen Tauern.

In der südrandnahen Zone der Wölzer Tauern gegen die Überschiebung der Gurktaler Decke hin schieben sich im Raum südlich der Längsstörung Schöder–St. Peter–Oberwölz Kohlenstoff-Granatglimmerschiefer in den Vordergrund, die in den östlichen Niederen Tauern sonst nur lagenweise dem Normaltypus der Glimmerschiefer eingeschaltet sind (A. THURNER, 1958 b, S. 317; 1976, S. 33). Sie bauen im Liegenden der Überschiebung des Paläozoikums der Gurktaler Decke ferner die Bergsockel des Pleschaitz S Oberwölz, des Aichberges, des Kramerkogels WNW Murau und den Nordabfall des Blasenkogels bei Frojach südlich der Mur auf. Unter der Wucht der alpidisch überschobenen Gurktaler Decke sind sie wesentlich stärker verfaltet und verschuppt als die tieferen, entfernteren Teile der Wölzer Tauern.

ε 4) Bruchtektonik

In bezug auf die das Gebiet betreffende Bruchtektonik sei hier zunächst nur kurz darauf aufmerksam gemacht, daß eine Vielzahl der Täler seine Entstehung direkt dieser Bruchzerlegung verdankt. An bruchtektonischen Hauptlinien des weiteren Raumes müssen sechs Elemente hervorgehoben werden, die sämtliche ausgezeichnet am Satellitenbild in Erscheinung treten (A. Tollmann, 1977 a, S. 14 f., Taf. 1). 1. Die große Längsstörung, die den Verlauf des Ennstales im Norden bedingt. 2. Die Murtallinie im Süden. 3. Die ihr parallele Wölzer Linie Tamsweg–Seethal–Schöder–Oberwölz, die am Satellitenbild noch schnurgerade von dort über den Krumeggerbach und die Nordseite der Roßalpe nach Möderbrugg durch die WSW–ENE verlaufenden Gräben beiderseits vom Glaneck N Rosenkogel und weiter über den Ringkogel in die Seckauer Tauern zieht. 4. Eine spitzwinkelig dazu verlaufende, hier als Salchauer Störung bezeichnete Linie, die am Sattel N der Kreuzhöhe östlich vom Göriachtal ansetzt, über das Mühlbachtörl N Preber, S Feldeck, SE Karleck, durch Pöllau N St. Peter in die Salchau NE Oberwölz und weiter gegen Osten zieht. 5. Das bereits oben erwähnte System der Pölslinie, das mit wesentlichen Seitenästen in die Wölzer Tauern eingreift (siehe S. 289). 6. Schließlich ein neues, aus der bisherigen Kenntnis des Terrains unbekanntes (K. Metz, 1962, Abb. 1) Großstörungssystem, das den gesamten Ostalpenkörper parallel zur Lavant-Pölslinie zerlegt. Das Satellitenbild dieser Region gibt Einblick in den Verlauf dieser gewaltigen, offenbar bis in die Gegenwart wirksamen Großstörung, die man nach dem Hauptteilelement als Sölker Störungssystem bezeichnen könnte. In den Zentralalpen bildet diese Linie die oben als Westbegrenzung der Wölzer Tauern angegebene schräge morphologische Furche von Sölk nach Schöder. Das Satellitenbild zeigt das Ansetzen dieses gewaltigen Bruchsystems bereits in den Nördlichen Kalkalpen an der altbekannten Radlingstörung im Straßental bei Aussee. In den Niederen Tauern verursachte die Störung die Anlage des Großsölktales. Der gerade fortlaufende, sich allerdings schon abschwächende Ast, der vom hintersten Sölktal gegen SE weiterzieht, ist im Satellitenbild noch über das Mittereckjoch in den Feistritzgraben und dann an der NW- und SE-Seite der Stolzalpe zu verfolgen. Der Hauptast aber schwenkt über den Sölker Paß leicht gegen Süden und setzt im Katschbachtal bis Schöder fort, läuft in Richtung SSE unter Einklemmung von Jungtertiär in den Unterlauf des Rantentales, kreuzt die Mur hart östlich von Murau, folgt dem Laßnitzbach vorbei an Laßnitz, dann dem Roßbach, quert Metnitz- und Gurktal, ist noch als SW-Rand des Krappfeldes zu spüren und SW bei St. Johann/Brückl vorbei bis ins Klagenfurter Becken wirksam.

ε 5) Erzlagerstätten

In dem sonst an namhaften Lagerstätten armen Gebiet der Wölzer Tauern hat nur der Zeiringer Erzbergbau mit seiner tausendjährigen Geschichte eine besondere Rolle dank des bedeutenden Silbergehaltes der sulfidischen Erze gespielt. Die Blüte des Zeiringer Bergbaues, von dessen Bedeutung bereits die Knappenkirche von 1111 kündet, fiel in die erste Hälfte des 14. Jahrhunderts. Zeiring war damals der reichste Silberbergbau der Ostalpen und Bergstadt europäischer Bedeutung mit eigener Münzstätte. Bereits 1361 aber kam der Erzbergbau durch einen katastrophalen Wasser-

einbruch, bei dem angeblich 1400 Knappen den Tod gefunden haben, endgültig zum Erliegen. Über die historische Bedeutung und die Entwicklung dieses Bergbaues berichteten J. SCHMUT (1904), J. HADITSCH (1967, S. 19 ff.) und F. KIRNBAUER (1971). Der Abbau von Schwerspat wurde erst 1964 eingestellt.

Man hat die Vererzung früher auf das hydrothermale Gefolge der in die Marmorserie eingedrungenen Pegmatite zurückgeführt – diese Beziehung ist keineswegs belegt. Die jedenfalls apomagmatische Vererzung ist durch W NEUBAUER (1952, S. 26) und ungefähr analog durch J. HADITSCH (1967, S. 174 ff.) in folgende Phasenabfolge aufgelöst worden (J. HADITSCH): In der Vorphase (a) erfolgte eine Eisenspat-Metasomatose mit manganreicher Ankerit- und Siderit-Bildung, sodann eine Bleiglanz-Silber-Bornit-Vererzung. In der sulfidischen Hauptphase (b) kam es zur Abscheidung der Pb-Zn-Ag-Cu-Sb-Ba-Minerale wie Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Bournonit, Bornit, Fahlerz, Silber, wiederum Eisenmineralen und Baryt. In der Nachphase (c) verstärkte sich die Zufuhr von Eisenlösungen, so daß besonders Magnetkies, Pyrit, Markasit, Ankerit etc. entstanden. Zuletzt (d) läßt sich eine heiße Rekurrenz mit Zinkblende, Magnetkies und Bleiglanz erfassen (vgl. E. CLAR et al., 1965, S. 176 f.).

J. HADITSCH vergleicht die Zeiringer Lagerstätten mit dem Typus Hüttenberg – und zwar der Schwerspat-Bournonit-Paragenese, trotzdem das Erz hier gangförmig und nicht lagerartig auftritt. HADITSCH denkt – im Gegensatz zu der oben erwähnten Bindung an den voralpidischen Pegmatit – an eine alpidisch-jungalpidische Vererzung und bringt sie in Zusammenhang mit der Pölsstörungszone.

In der Goldlagerstätte Pusterwald, die im 17 Jahrhundert in Betrieb stand, ist die Goldanreicherung nach A. THURNER (1955) an Arsenkies, Magnetkies und Kupferkies in Gängen gebunden. Ähnliche Lagerstätten sind nach der Karte von O. FRIEDRICH (1953 a, S. 391) auch im Plettental und im Flatschach-Tremmelbergzug in den Seckauer Tauern vorhanden. Die übrigen unbedeutenden Lagerstätten der Wölzer Tauern können der letztgenannten Karte entnommen werden. Die Vererzungen im Bereich des Bösenstein glaubt J. HADITSCH (1966, S. 150) sämtlich noch an alpidische Bewegungsbahnen gebunden.

ε 6) Literatur

L. P. BECKER, 1973; O. FRIEDRICH, 1953 a; W FRITSCH, 1953; H. GAMERITH, 1964; J. HADITSCH, 1966, 1967; A. HAUSER & W BRANDL, 1956; F. HERITSCH, 1921; E. JÄGER & K. METZ, 1971; F. KIRNBAUER, 1971; L. KOBER, 1938; K. METZ, 1962, 1963 b, 1967 b, 1971 b, c, 1976; W NEUBAUER, 1952; J. SCHMUT, 1904; R. SCHWINNER, 1923; W SKALA, 1964; A. THURNER, 1955, 1958 a, 1975; A. TOLLMANN, 1959 a, 1963 a, 1977 a; R. VOGELTANZ, 1964; E. H. WEISS, 1958; H. WIESENEDER, 1938. Ferner: K. METZ, 1976 a: s. S. 291.

ζ) Die Schladminger Tauern

ζ 1) Abgrenzung

In geologischer Hinsicht wird diese Berggruppe im Osten durch die Linie Großsölk–Sölker Paß–Katschtal begrenzt. Die Nordgrenze wird durch die auflagernde Grauwackenzone südlich des Ennstales markiert. Die Westgrenze wird durch die Basis der

in die unterostalpinen Quarzphyllitmassen von oben her hineindigitierenden Schladminger Gneismassen zwischen unterem Forstautal, Giglachtal, Gurpitscheckzug und Mauterndorf gebildet, während im Süden durch das Tamsweger Tertiärbecken und die Fortsetzung der Störung in der Seethal-Furche eine morphologisch deutliche, bruchtektonisch vorgezeichnete Abgrenzung existiert.

ζ 2) Seriengliederung

1. Die Serie der granitoiden Gneise bildet in den Schladminger Tauern ebenso wie in den Seckauer Bergen den Kern bzw. die tiefste Partie des Altkristallins. Sie erscheint ihrer Stellung gemäß in Antiklinalen der voralpidischen Strukturen. Ein nördlicher Zug von Graniten, Dioriten und Orthogneisen ist durch eine Reihe von Schollen und Linsen repräsentiert, die vom Schober 8 km SW Schladming über das Roßfeld zum großen Granitstock des Krügerzinken S Schladming zieht, welcher noch über das Untertal hinweg aushält. Von hier vermitteln kleinere Schollen zum Granit der Hohen Wildstelle.

Eine nächstsüdlichere Granitschollenreihe reicht vom Melcherspitz im Westen über die Fenzgwänd im Obertal zur Wildkaralpe 6 km N vom Hochgolling.

Eine dritte Kernzone streicht vom Duisitzgranitstock im Bereich des Giglachbaches zum NE-Kamm des Hochgolling (vgl. H. Formanek et al., 1962, Taf. 1) und weiter zum Südhang des Bauleiteck und Süßleiteck W des Sölker Passes.

Diese granitoide Serie umfaßt mittel- bis feinkörnige Granit-, Granodiorit-, Quarzdiorit- bis Dioritgneise, wobei sich im Kern der großen Stöcke fast massige leukokrate Granite finden. Augengneise und Porphyrgneise erscheinen als Randfazies zu den begleitenden Migmatiten. Petrographische Beschreibungen der vielfältigen Typen der Orthogesteine liegen bei F. Angel (1924, S. 80 ff.), K. Küpper (1956, S. 202), K. Vohryzka (1957, S. 11 ff.), E. H. Weiss (1958, S. 97 ff.), H. Formanek et al. (1962, S. 36) und H. Formanek (1964, S. 17 ff.) vor. In petrographischer Hinsicht bestehen viele Vergleichspunkte zwischen den Schladminger Granitgneisen und den Zentralgneisen der Hohen Tauern, wie seit der Arbeit von F. Angel & F. Heritsch (1931, S. 522) von einer Reihe von Forschern der Grazer Schule betont worden ist (K. Metz, 1953 b, S. 152; 1958, S. 228; E. H. Weiss, 1958, S. 107). Aus den Granitgneisen und Augengneisen werden in diesen Arbeiten alte Plagioklase, idiomorph und gefüllt (Granat, Quarz, Muskowit, Hornblende, Orthit, Zoisit, Epidot) vom Typus Plag. III (Exner, 1949, S. 230), aber auch Plag. II und Plag. I, also jüngere xenomorphe Albitporphyroblasten, gemeldet; ebenso Kalinatronfeldspat in hypidiomorpher bis xenomorpher Form als Porphyroblasten von Mikroklin, Mikroklinperthit, Faser-, Ader-, Haufenperthit tritt auf. Auch Myrmekit einerseits, Schachbrettalbit andererseits wurde beobachtet. Die Biotite enthalten reichlich Sagenit, Orthit ist vorhanden. Trotz dieser Homologien zum Zentralgneis der Hohen Tauern ist der in den zuletzt erwähnten Arbeiten gezogene Schluß auf ein altalpidisches Alter der Kristallisation dieser granitoiden Gesteine unrichtig – ebenso wie die dafür dienende Basis eines altalpidischen Alters der penninischen Zentralgneise in der Auffassung mancher Autoren. Hier wie dort (und in den Seckauer Tauern) ist die Granitbildung ganz zweifellos voralpidisch, in den Hohen Tauern heute ja radiometrisch als jungvariszisch belegt. Ob die Granite hier in einem kale-

donischen oder variszischen Zyklus entstanden, wird in Kürze die radiometrische Altersbestimmung ergeben. Für die Umsetzung des Altbestandes dieser granitoiden Serie analog den Vorgängen in den Tauern steht dann in den folgenden Zyklen noch Zeit genügend zur Verfügung.

2. Das Alte Dach dieser granitischen Gesteine, also die vorgranitische metamorphe Serie, bildet in den Schladminger Tauern eine bedeutende Masse von Paragneisen („Feinkorngneisen") und Amphiboliten. Letztere nehmen nach Beobachtung von K. Küpper (1956, S. 203) im Nordteil des Gebietes in den höheren Lagen des gesamten Komplexes an Bedeutung zu, in welchem Abschnitt auch quarzitische Partien im Paragneis häufiger sind. Den Amphiboliten kommt im Norden der Schladminger Tauern eine untergeordnete Bedeutung zu, während sie vom Hochgolling-Sockel an gegen Süden hin sich in der breiten Region zwischen Weißpriachtal, Göriachtal, Lessachtal und gegen Osten hin noch über den Preber hinaus stark in den Vordergrund schieben.

In den Randzonen im unmittelbaren Einflußbereich der Granite sind migmatische Erscheinungen mannigfaltiger Art ausgebildet. Man trifft entweder nebulitische, fleckige Durchtränkung der Paragneise durch granitisches Material an bzw. findet Paragneisschollen im Granit. Man begegnet aber auch Lagenmigmatiten im Paragneis, der von Apliten durchschlagen ist, oder trifft wenigstens eine Kornvergrößerung in Granitnähe im Paragneis, der dann großblättrigen Muskowit führt und Feldspatporphyroblasten enthält, ebenso wie im Amphibolit, der grobes Korn annimmt.

Der Haupttypus der Paragneise wird durch dunkle, fast massig aussehende Biotitgneise repräsentiert, die in Form von feinkörnigen, dunklen, graugrünen, ± Granatführenden Typen sehr eintönige mächtige Serien bilden. Biotit, Oligoklas, Granat sind Leitminerale dieser Gneise. Übergänge führen zu sehr quarzreichen Typen, andererseits auch zu dunklen, hornblendereichen Gneisen, die zu Paraamphiboliten überleiten. Biotitärmere Plagioklasgneise mit hellerem Habitus stellen muskowitreichere Gneise, aplitische Gneise und Granatgneise dar. In durchbewegten Zonen ist Diaphthorese weit verbreitet. Dort werden die Biotitgneise zu chloritreichen Gneisen, Serizit-Chloritgneisen, Epidot-Chloritgneisen etc. absteigend umgeprägt. An intensiven Bewegungsbahnen kommt es zur Bildung von Blastomyloniten und Myloniten. An solche Störungszonen sind vielfach auch Vererzungen gebunden (Zinkwand, Vötternspitze, Giglachseegebiet), die dann durch die Verwitterung als sogenannte Brandenschiefer auffällig in Erscheinung treten. Auch die Basis des Hochgolling ist von solchen Brandenzonen reich durchzogen.

Zum prägranitisch metamorph gewordenen Alten Dach gehören auch die mit den Paragneisen vergesellschafteten Amphibolite, die in zahlreichen Varietäten vom Gemeinen Amphibolit über Granat-, Biotit-, Plagioklas-Amphibolit bis zu Zoisit (Epidot)- und Chloritamphibolit vorliegen. Übergänge zu Hornblendegneis und den retrograd metamorphen Typus des Epidot-(Zoisit-)gneises bestehen.

3.–4. Die Wölzer-(Glimmerschiefer-)Serie samt den eingeschalteten Bretsteinzügen schiebt sich in drei gegen Westen ausspitzenden Zungen aus ihrem Hauptverbreitungsgebiet, den Wölzer Tauern, im Hangenden der Kernserie und ihres Alten Daches gegen Westen in die Schladminger Tauern ein: Die nördliche Zunge keilt nördlich der Hohen Wildstelle im Liegenden der Grauwackenzone gegen Westen aus. In ihren tieferen Partien treten hier, mit Granatglimmerschiefer wechsel-

lagernd, noch Hornblendequarzitschiefer auf (E. H. Weiss, 1928, S. 82). Die mittlere Zunge reicht gegen Westen bis südlich der Hohen Wildstelle ins Quellgebiet des Schladminger Untertales. Die südlichen Streifen dieser Glimmerschieferserie streichen über das Rantental zum Nordrand des Tamsweger Beckens im Lungau, sich hier über die südfallende Gneisserie legend. Die lithologische Charakterisierung dieser Einheiten ist bereits bei Besprechung ihres Stammgebietes, den Wölzer Tauern gegeben worden (S. 292). Von A. Thurner (1976, S. 33 f.) stammt noch eine – posthum erschienene – Beschreibung der Südabfälle der Niederen Tauern zwischen Preber und Oberwölz, in der ausgeführt wird, daß westlich des Katschtales unter der Granatglimmerschieferhülle der Granitkern und die zugehörige umgebende Migmatitzone sichtbar werden, wobei eine vielfältige Verspießung und Verschuppung zwischen Kern und Hülle zu verzeichnen ist. Östlich des Katschtales hingegen ist an der Oberfläche nur mehr die Granatglimmerschieferzone mit ihren Amphibolit- und Marmorzügen und mit einer wesentlich breiteren Faltung am Südrand der Wölzer Tauern sichtbar (vgl. S. 298).

Der oben erwähnte südliche Ausläufer der Wölzer Glimmerschieferserie ist in der Lessacher Zone im Abschnitt zwischen Lessach und Mauterndorf am Nordrand des Tamsweger Beckens infolge der Aufschuppung des Südteiles des mittelostalpinen Kristallins intensiv phyllonitisiert. H. Schönlaub & G. Zezula (1975, S. 254) und G. Zezula (1976) haben als Altbestand dieser Phyllonitzone Granatglimmerschiefer, Paragneise, Quarzite und Amphibolite erwähnt, in denen im Nordteil Marmor- und Eisendolomitzüge eingeschaltet sind. Obgleich dieser Streifen von A. Tornquist (1921, S. 335, Abb. 1) und anderen als Halbfenster der unterostalpinen Quarzphyllitzone gedeutet worden ist (vgl. S. 132), wäre eine Zuordnung dieses Zuges zur mittelostalpinen Wölzer Glimmerschieferserie möglich. Interessant ist der Fund von obersilurischen Conodonten (basales Oberludlow) in den Eisendolomiten dieser Zone am Zankwarner Berg 2 km N Mariapfarr durch die erwähnten Autoren (l. c., S. 258). Die Fauna umfaßt *Hindeodella equidentata* Rhodes, *Kockelella variabilis* Wall., *Lonchodina detorta* Wall., *Neoprioniodus excavatus* (Branson & Mehl), *Plectospathodus extensus* Rhodes, *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (Rhodes), *S. inclinatus inflatus* Wall., *S. inclinatus posthamatus* Wall., *Trichonodella symmetrica* (Branson & Mehl), *T excavata* (Branson & Mehl), *T inconstans* Wall. etc. Nach Sicherstellung der Zugehörigkeit dieser Phyllonitzone zur Glimmerschieferserie des Mittelostalpins würde demnach das für die Wölzer/Bretstein-Serie seit langem geforderte altpaläozoische Alter durch diesen Fund paläontologisch bestätigt werden können, doch ist die Stellung der Lessacher Zone noch unsicher – ein unterostalpines Halbfenster ist wahrscheinlicher.

5. Eine Reihe von permoskythischen Serizitquarzit- und Quarzitspänen begleitet als Rest einer einstigen alpidischen Sedimenthülle des Mittelostalpins den Nordrand des Schladminger Kristallins (S. 305), genau der Rannachserie samt Semmeringquarziten des östlicheren Abschnittes der Niederen Tauern entsprechend. Inwieweit die in Grenznähe zwischen Kristallin und Grauwackenzone verschuppt auftretenden Marmore mesozoisches oder höheres Alter aufweisen, ist noch nicht sicher entschieden.

3) Der tektonische und regionale Bau

Die tektonische Großposition der Schladminger Tauern erkennt man am besten an ihrem gegen Westen aushebenden Rand östlich vom Forstautal, östlich vom Radstädter

Tauernpaß und östlich vom Taurachtal auf der Strecke Tauernpaß–Tweng–Mauterndorf.

Grandios ist das Abtauchen des hellen unterostalpinen Mesozoikums samt der verkehrt auflagernden Quarzphyllitdecke unter das dunkle Schladminger Altkristallin etwa östlich der Tauernstraße zu überblicken, wo der komplizierte Bau des Radstädter Deckensystems im Twenger Wandzug mittelsteil gegen Osten unter das mittelostalpine Kristallin im Gurpitscheck absinkt. Noch im Weißpriachtal kommt fensterartig der Lantschfeldquarzit der Radstädter Tauern unter dem Kristallin zutage. Weiter im Norden ist an dieser Westgrenze ausgezeichnet die von L. Kober erkannte und beschriebene Digitation der Schladminger Masse im unterostalpinen System zu erkennen (Abb. 30, 94).

Als tiefster gewaltiger Finger spießt der Lappen der Seekarspitzeinheit (1) nördlich des Tauernpasses tief in das Radstädter Deckensystem, das sich steil aufbäumt und mit einem Mesozoikum der Kalkspitzenmulde (1 a) über die schmale saigere Zone beim Sauschneidsattel vom Hauptkörper im Westen über den Raum südlich der Ursprungalm zur gegen Süden geschlossenen, eingewickelten Rückfalte der Steirischen und Lungauer Kalkspitze (H. Scheiner, 1960, Taf. 9, 11) verbindet – Abb. 46. Die weitere Zerschlitzung der Basis der Seekarspitzeinheit im Raum NE des Radstädter Tauernpasses durch Einspießen von Lantschfeldquarziten aus dem Unterostalpin im Raum Tscheibitsch und Hundskogel ist bereits von O. Schmidegg (1937, S. 51) geschildert und von H. Scheiner (l. c., Taf. 9) kartenmäßig erfaßt worden. Eine kräftige Diaphthorese markiert den Kristallinrand.

Der nächstnördlichere, in die unterostalpine Quarzphyllit-Quarzitserie von oben her einspießende kristalline Lappen ist in der Arbeit von H. Formanek et al. (1962, S. 47, Taf. 1) als Duisitzeinheit (2) erfaßt worden. Er zieht mit dem Duisitzgranit im Kern vom Giglachtal über den Duisitzsee und Eiskarsee zum Hochgolling. Südlich der Wasserfallrinne ist er noch unter Einlagerung von Quarzit intern geschuppt (H. Formanek et al., 1962, Taf. 3). Als Nordbegrenzung der Duisitzeinheit steigt eindrucksvoll die unterostalpine Quarzphyllitmasse im Hirzeggspan (2 a) hoch und ist aus dem zusammenhängenden Areal des Preuneggtales über die Hopfriesenalm und das Hirzegg bis südlich der Wasserfallspitze zu verfolgen (und scheint dann gegen Osten südlich der Gamsspitze weiterzuziehen). Der von den erwähnten Autoren als Hirzeggquarzit bezeichnete unterostalpine rückgeschuppte trennende Span ist nichts anderes als skythischer Lantschfeldquarzit, wie bereits H. Formanek (1964, S. 70) selbst erkannt hat.

Die dritte, alpidisch geformte einspießende Einheit, die als Melcherspitzzug (3) bezeichnet werden soll, bildet den Südteil der nördlichsten Haupteinheit, der Obertaleinheit H. Formanek et al. (1962, S. 44, Taf. 1). Sie ist durch eine Zone von Paragneisen mit zahlreichen verzettelten kleinen Granitkernen gekennzeichnet. Ihre Nordgrenze kann nur nahe dem Westrand durch die Zwischenschaltung unterostalpiner Quarzphyllite und Serizitquarzite des Alpinen Verrucano klar erfaßt werden, die in Form des Kreuteralmspanes (3 a) den Kamm vom Preuneggtal zum Obertal 7 km SW Schladming übersetzt. Dann markiert nur eine auffällige Mylonitzone die Fortsetzung gegen Osten, die von den oben genannten Autoren (Kt. 1) bis zum Untertal NW der Granklalm verfolgt worden ist (Abb. 95).

Der viertnördlichste Lappen schließlich, die hier als Roßfeldspan (4) bezeichnete Digitation, umfaßt den Nordabschnitt der Untertaleinheit und zieht besonders lange anhaltend in schmalem Zug vom Granitstock des Krügerzinken über das Obertal zum Roßfeld und weiter über das Preuneggtal und den Schober zum Forstautal hinüber (O. Schmidegg, 1938, S. 46; H. Formanek, 1964, Taf. 3). In dieser Zone liegen größere isolierte Granitstöcke in einer homogenen Paragneishülle.

Als durchgehendes Merkmal dieses Westrandes der Schladminger Masse ist neben dieser alpidischen Zerreißung in einzelne auffingernde Späne die durchgehende intensive Diaphthoritisierung und Phyllonitisation sowohl an der Überschiebungsbahn des Kristallins über dem Unterostalpin als auch an den inneren Schuppungszonen hervorzuheben. Sie spricht im Verein mit dem Fehlen einer mesozoischen verkehrt lagernden Hülle des Schladminger Kristallins zur unterlagernden Quarzphyllitdecke der Radstädter Tauern gegen die eine zeitlang früher ins Auge gefaßte Auffassung einer alpidischen Faltendeckenstruktur des Altkristallins im Mittelostalpin. Wie auch an den im folgenden zu erwähnenden voralpidischen erhaltenen südvergenten internen Faltenelemente im Schladminger Kristallin zu ersehen, hat dieses keine alpidische Formung zu einer Faltendecke – wie etwa die Hauptdecken im Unterostalpin des Semmeringsystems – erfahren, sondern diese mittelostalpine Platte ist als aufrechte Abscherungsdecke mit ursprünglich scharfem Basalzuschnitt quer zum inneren Streichen der älteren Elemente (Beispielregion östlich vom Radstädter Tauernpaß) abgeschert, transportiert und im Stirngebiet zerspleist worden.

Am Nordrand taucht die Schladminger Masse an West-Ost verlaufender tektonischer Grenzfläche mittelsteil unter die von Grünschieferzonen durchsetzten Ennstaler Phyllite der Grauwackenzone unter. Es gilt das Gleiche, was schon über den östlich anschließenden Abschnitt im Kapitel Wölzer Tauern von der Fortsetzung dieser Grenze erwähnt worden ist: Kräftige Diaphthorese am Nordrand des Schladminger Kristallins, Verschleifung und Verschuppung dieses regionalen tektonischen Kontaktes zwischen mittel- und oberostalpinem Deckensystem und die gelegentliche Einschaltung von Resten einer einstigen permotriadischen Hülle des Mittelostalpins sind die Hauptmerkmale dieser Grenzzone. Die Vermutung, diese über dem Kristallin folgenden permoskythischen Serizitquarzitlinsen (NW Krahbergzinken, Gmeiner im Obertal im Raum südlich von Schladming) samt einem unbestimmten Anteil der angrenzenden Nördlichen Grauwackenzone zum Unterostalpin zu stellen (H. Formanek et al., 1962, S. 43) entbehrt – besonders nach dem Vergleich mit den Grenzverhältnissen weiter im Osten und der Unmöglichkeit einer internen Aufgliederung der Grauwackenzonen-Phyllite in einem unter- und oberostalpinen Anteil – jeglicher Grundlage.

Der Innenbau der Schladminger Tauern läßt außer diesen älteren alpidischen Schuppungen einen zum Teil noch erhaltenen voralpidischen Faltenbau erkennen. Die Granitgneiszüge bilden in diesen Antiklinalen häufig die Kernzonen. Nach langer Diskussion über den Baustil, für den K. Vohryzka (1957) nordvergenten Faltenbau und H. Schmied (1963) Schuppenbau angenommen hatten, neigt die Mehrzahl der Forscher zur Auffassung eines voralpidischen (variszischen?) südvergenten Faltenbaues im Sinne von O. Schmidegg (1936, S. 62), K. Küpper (1956, S. 217) und H. Formanek et al. (1962, S. 47). Durch das flache achsiale Gefälle der W–E orientierten Faltenzüge kommen im Westteil der Schladminger Tauern die tieferen

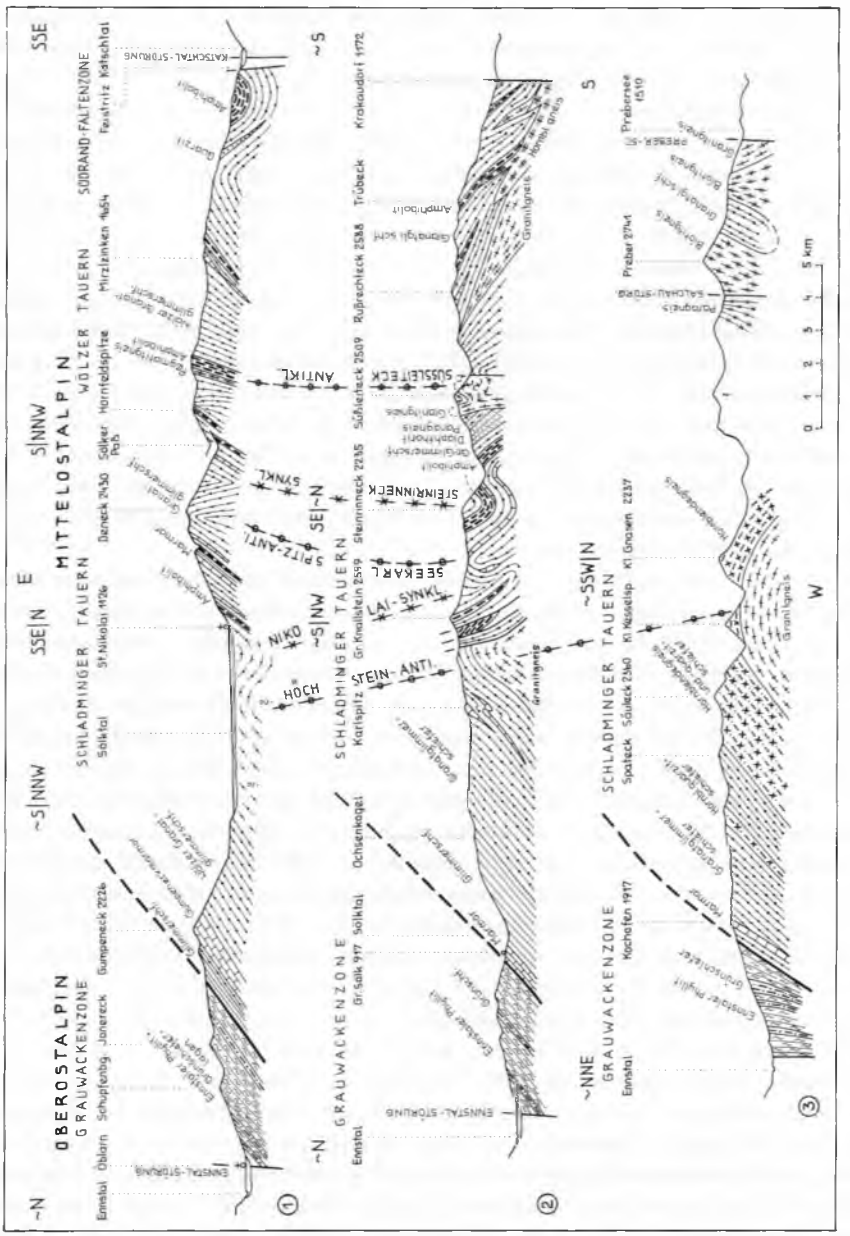


Abb. 96: Profile durch die östlichen Schladminger Tauern im Raum St. Nikolai-Sölker Paß und westlich davon. Nach L. Becker (1973), F. Heritsch (1921), F. Heritsch & R. Schwinner (1924), K. Metz (1971 b), A. Thurner (1976), E. H. Weiss (1958) und H. Wieseneder (1938).

Bauteile, im Osten höhere, in den Mulden fingerartig nach Westen vorgreifende und dorthin aushebende höhere Abschnitte zur Geltung.

Nach O. SCHMIDEGG (1936, S. 61 f.) lassen sich in den Schladminger Tauern von Norden nach Süden folgende Faltenelemente erfassen: 1. die Höchsteinantiklinale, die mit einem gegen Süden überkippten (H. KÜPPER, 1956, Profile Taf. 4) Gewölbe von der Hohen Wildstelle über den Höchstein zum Krügerzinken nach Westen zieht. 2. Die Riesachtalmulde, am besten im Bereich des Schareck S von der Hohen Wildstelle erfaßbar. Sie setzt im Riesachtal westlich davon fort. 3. Die Waldhornantiklinale bildet in Paragneisen und Migmatiten eine flache Aufwölbung am Waldhorn und an der Steinkarhöhe nördlich des Klafferkessels. 4. Es schließt die Greifenbergmulde in gleichem Material südlich des Klafferkessels an. 5. Die Hochgollingantiklinale zeigt wiederum eine wenig akzentuierte Aufwölbung mit granitoidem Kern im Gipfelaufbau und einer von zahlreichen „Brandenschiefern" an Bewegungsflächen durchzogenen Sockelzone aus Amphiboliten. Gegen Westen hin hebt diese Struktur achsial aus. Die Fortsetzung dieses Amphibolitzuges mit Brandenschiefern streicht gegen Westen in die Region Zinkwand–Vötternspitze, hier altberühmte Vererzungen führend. 6. Die enggepreßte Tromörtenmulde schließt im Süden an und läuft von der gleichnamigen Scharte nach Westen zur Rotsandspitze. 7 Die folgende Steinkarlspitz Antiklinale, gegen Westen im Graunock fortsetzend, liegt als südlichstes Hauptelement in der nun im Anschluß daran gegen Süden (mit anhaltendem Südfallen) regional abtauchenden, mehrere Kilometer mächtigen, amphibolitreichen Zone (8.), die bis zur Glimmerschiefer Auflagerung nördlich des Tamsweger Beckens anhält und seit G. GEYER (1891, S. 109; 1893, S. 51 f.) geologisch nicht mehr untersucht worden ist. Über die östliche Fortsetzung dieser Südrandzone mit der Schiefergneis-Hornblendegneis-Amphibolitserie vom Raum Preber an gegen Osten liegen durch den Beitrag von F. HERITSCH & R. SCHWINNER (1924, mit Profiltafel) und durch die Aufnahmen von A. THURNER (1958 a; 1976) sowie von L. P. BECKER (1973, Abb. 1) nördlich davon im Zuge Bauleiteck-Süßleiteck neuere Angaben vor. 9. Am Südrand der Schladminger Tauern zeigt die Glimmerschieferserie nördliche vom Tamsweger Becken in der Lessacher Zone eine starke Phyllonitisierung. Es ist unsicher, ob diese – wie S. 303 erwähnt – durch Conodonten eingestufte Serie dem Mittelostalpin selbst angehört oder einen aufgeschuppten Span von Unterostalpin darstellt.

Die muldenförmige Einlagerung der Wölzer- und Bretsteinserie über den Schladminger Gneisen, die im Osten der Schladminger Tauern in keilförmigen Zungen mehr und mehr an Breite gewinnt und schließlich das achsial absinkende Gneispaket zur Gänze überdeckt, wurde bereits S. 294 bei Besprechung des Westrandes der Wölzer Tauern erwähnt. Die innere Komplikation des zentralen Synklinoriums wird erst nach Neukartierung des näheren zu überblicken sein.

Betreffs des kräftigen Längsstörungs-Bündels am Südrand der Schladminger Tauern (Salchauer-, Preber-, Tamsweger Störung etc.) vgl. S. 298 f., 311 f.

4) Vererzung in den Schladminger Tauern

Die Lagerstättenkarte von O. FRIEDRICH (1953 a) sowie seine Arbeiten von 1933 a–c, 1967, 1968 und 1969 geben Überblick über die Lage der Haupttypen von Erzlager-

stätten in den Schladminger Tauern, und zwar der alpinen Kieslagerstätten (Kleinsölk), der Pb-Zn-Ag-Lagerstätten (Duisitz, Eiskar; l. c., S. 387), der heißthermalen Cu-Ag-Gänge (Krombach im Obertal SW Schladming und Seekar NE vom Radstädter Tauernpaß), sowie der hydrothermalen Co-Ni-As-Bi-Gänge, die besonders mit dem erwähnten Vorkommen Zinkwand–Vöttern 6 km W vom Hochgolling Berühmtheit erlangt haben.

Eine Detailbeschreibung der Nickel-Kobalt-Vererzung von Zinkwand-Vöttern hat G. Hiessleitner (1929 a) in monographischer Art gegeben, von O. Friedrich 1933 a–c und 1967 stammen zusammenfassende Darstellungen über die Erzführung der Schladminger Tauern. Die an Gänge gebundene Vererzung der Zinkwand bringt Arsenkies, Ni- und Co-Arsenide, Löllingit, Arsen, Wismut und sulfidische Wismutminerale, ferner Kupferkies; Gangart ist Ankerit. An der Kreuzung von Gängen mit den erwähnten Brandenschiefern an Bewegungszonen kommt dort Co- und Ni-Erzführung hinzu. Im Liegenden der Branden tritt in den Gängen häufig silberhältiges Fahlerz auf.

Die Abbaue im Zinkwand-Vöttern-Gebiet konzentrierten sich in der ersten Phase des Bergbaues seit dem Mittelalter (Erstnennung 1307 im Schladminger Bergbrief) bis zum 17 bis 18. Jahrhundert auf Silber, Kupfer (und Blei), in der zweiten Periode ab Beginn des 17 Jahrhunderts bis 1817 auf Kobalt und in der dritten Etappe seit der etwa 1820 in Europa erfolgten Entdeckung des Nickels auf Nickelgewinnung im Zeitraum 1832–1875. Im 16. Jahrhundert waren hier bis zu 1500 Knappen tätig, in welcher Zeit wahrscheinlich der Fahlerz-Silber-Abbau auf der Silberkluft dieses Reviers im Gange gewesen war. Die Lagerstätte Zinkwand ist durch den intensiven Abbau heute völlig erschöpft, während der Abbau von Vöttern an einer Störung endet, die nicht ausgerichtet werden konnte (G. Hiessleitner, 1929 a, S. 106, 123).

Von der Kupfer Silber-Lagerstätte Seekar an der Grenze Schladminger Tauern/Radstädter Tauern, die seit 1576 urkundlich belegt bis 1914 in Abbau stand, liegt von J. Haditsch (1964) eine Neubearbeitung vor. Es wurde hier die Grenzregion des Schladminger Kristallins zu den Phylliten und Quarziten der unterostalpinen Quarzphyllitdecke vererzt. Von einem im wesentlichen der Schieferung folgenden Lagergang zweigen quergreifende Gänge ab. Die Vererzung ist mit jener der Zinkwand vergleichbar. Eine ältere Phase brachte Pyrit entlang der „Branden", eine jüngere Erzgeneration durchsetzte diese Branden mit einem Gefolge von Silberfahlerz, Kupferkies, Schwefelkies, Bleiglanz, Zinkblende und Arsenkies (G. Mutschlechner, 1967, S. 165).

Über die geographisch in den Schladminger Tauern S Forstau gelegene Uranlagerstätte, die zum Unterostalpin des Radstädter Systems gehört, s. S. 131.

ζ5) Literatur

F. Angel, 1924; F. Angel & F. Heritsch, 1931; H. Bachmann, 1964; L. P. Becker, 1973 b; H. Böcher, 1927; E. Clar et al., 1965; H. P. Cornelius, 1939 a; K. Dieber, 1971; H. Formanek, 1974; H. Formanek et al., 1962; O. Friedrich, 1933 a–d, 1953 a, 1967, 1968, 1969; W Fritsch,1953; H. Gamerith, 1964; G. Geyer, 1891–1893; H. Haas, 1956; J. Haditsch, 1964, 1966 b, c, 1967; W Hammer, 1925; S. Hasler, 1966; A. Hauser & W Brandl, 1956; F. Heritsch, 1921, 1923; F. Heritsch & R. Schwinner, 1924; G. Hiessleitner ,1929; G. Hübl, 1971; J. Ippen, 1902; E. Jäger & K. Metz,

1971; W. Jarlowsky, 1964; F. Kirnbauer, 1971; E. Kittl, 1920; L. Kober, 1922 a; K. Küpper, 1956; K. Metz, 1947, 1953 b, 1958, 1962, 1963 a, b, 1964 b, 1965, 1966, 1967 a, b, 1968, 1971 a, b, c, 1973 a; K. Metz et al., 1964; G. Mutschlechner, 1967; W Neubauer, 1952; H. Petak, 1968; H. Polesny, 1970; F. Rolle, 1854; H. Scheiner, 1960; O. Schmidegg, 1936–1938; H. Schmied, 1963; J. Schmut, 1904; H. Schönlaub & G. Zezula, 1975; R. Schwinner, 1923, 1929, 1936; M. Shinnawi, 1964; W Skala, 1964; R. Staub, 1924; D. Stur, 1871; A. Thurner, 1953, 1958 a, 1975, 1976; A. Tollmann, 1959 a, 1963 a, 1971 a; A. Tornquist, 1921; H. Vetters, 1933; M. Vacek, 1890, 1893; R. Vogeltanz, 1964; K. Vohryzka, 1957; E. Weinschenk, 1901; E. H. Weiss, 1958; H. Wieseneder, 1938; G. Zezula, 1976.

j) Das Murtaler, Liesertaler und Radentheiner Gebirge

α) Umgrenzung

Unter dem oben angeführten Begriff wird das mittelostalpine kristalline Gebirge sowie seine lückenhafte mesozoische Bedeckung südöstlich des Tauernfensters und seines unterostalpinen Rahmens im Liegenden und der tektonisch auflagernden oberostalpinen Gurktaler Decke im Osten im Hangenden beschrieben. Es finden hier folgende Abschnitte ihre Besprechung: Die Berge beiderseits des Gurktales südlich der Seethaler Senke zwischen Murau im Osten und St. Michael im Westen, der mittelostalpine Anteil des Bundschuhgebietes und der Stangalmregion, das Gebiet beiderseits des unteren Liesertales, die Region der Millstätter Alpe, des Radentheiner Gebirges und des Mirnockzuges nördlich der Drau.

Die südöstliche Fortsetzung dieses Kristallins und seiner zugehörigen permomesozoischen Hülle im Westteil der Mittelkärntner Senke, also im Westabschnitt des Klagenfurter Beckens, wird im folgenden Abschnitt über das Klagenfurter Halbfenster getrennt besprochen.

β) Erforschungsgeschichte

Eine erste (zugleich aber auch letzte, das Gesamtgebiet betreffende) geologische Darstellung dieser Region im Westabschnitt des Nockgebietes der Gurktaler Alpen gab K. Peters (1855), versehen mit einer Reihe von durchgehenden Profilen zwischen Grebenze bzw. Turrach im Norden und der Drau im Süden, zwischen Rosennock im Westen und Metnitz im Osten. Alle späteren Untersuchungen betreffen nur Teilstücke des hier behandelten Raumes. Wenn wir die Untersuchungsperiode von G. Geyer (1892, 1893) und R. Canaval zu Beginn dieses Jahrhunderts überspringen und uns den neueren Arbeiten über Teilstücke dieser Region zuwenden, so sind als wichtigste Studien hervorzuheben: Neukartierung des Raumes Murau durch A. Thurner (Kt. mit Erläuterung 1958 a; Überblick 1958 b); Übersicht über die Gurktaler Alpen im Zusammenhang mit dem Studium des Ostabschnittes dieses Gebirgssystems durch P Beck-Mannagetta (1959); Beschäftigung mit dem Stangalm-Mesozoikum und seinen angrenzenden Gesteinszügen: K. Holdhaus (1922), A. Thurner (1927), H. Stowasser (1956), A. Tollmann (1958 d, 1968 c, 1975 b), E. Kristan-T. et al. (1964), K. Liegler

(1973), J. Pistotnik (1974); Untersuchungen im Liesertal- und Radentheiner Gebirge: F. Heritsch (1916), R. Schwinner (1927), W Petrascheck (1927), Ch. Exner (1944, 1954). Unter den Arbeiten im westlichen Klagenfurter Becken sind hervorzuheben: F. Kahler (1931, 1953, 1962), O. Homann (1962 a), H. Hajek (1963), W Fritsch & H. Hajek (1965) und B. Schwaighofer (1966).

Dieser Überblick zeigt, daß nur Teilabschnitte der Region in neuerer Zeit untersucht oder kartiert sind, dazwischen weite Gebiete einer Bearbeitung harren. Nur die Schichtfolge und Stellung des Stangalm-Mesozoikums und seine Fortsetzung im Osten und Süden ist seit der fundamentalen Entdeckung dieser alpidisch überschobenen Serie im Jahre 1905 durch K. Holdhaus zufolge der eminenten Bedeutung für die Gliederung des Deckenbaues in den Zentralalpen wiederholt und zureichend studiert worden, so daß nach der von K. Holdhaus und H. Stowasser gegenüber A. Thurner und R. Schwinner schrittweise durchgekämpften Anerkennung des permomesozoischen Alters der Stangalm-Flattnitzer Serie, die ja für Paläozoikum gehalten worden war, der Weg frei für die großräumige deckentektonische Abtrennung des obersten Stockwerkes, der dem Oberostalpin angehörigen Gurktaler Decke vom tektonischen Untergrund, dem mittelostalpinen Kristallin mit seiner mesozoischen Hülle in zentralalpiner Fazies war. Dieser Schritt zur großräumigen Abtrennung eines oberen tektonischen Stockwerkes in den Zentralalpen östlich der Tauern wurde vom Verfasser durch Klarlegung des zentralalpinen Fazescharakters eben dieses Stangalm-Mesozoikums im Vergleich mit anderen zentralalpinen Serien und seiner überregionalen Verbreitung im Hangenden des Kristallins der östlichen Zentralalpen im Jahre 1958, S. 71, vorgenommen, bald gefolgt von H. Flügel (1960). Der nächste Schritt war die Übertragung der vom Stangalm-Mesozoikum ausgehenden gewonnenen Vorstellung auf den Gesamtraum der Ostalpen unter Abgliederung des mittelostalpinen Deckenstockwerkes (A. Tollmann, 1959 a, 1963 a). Die jüngste Phase in der Erforschung des Stangalm-Mesozoikums gestattete die fazielle und tektonische Trennung des mittelostalpinen von einem eingewickelten oberostalpinen mesozoischen Anteil und die fazielle Neugliederung des oberostalpinen Mesozoikums (A. Tollmann, 1975 b). Wir erkennen aus Allem die enorme Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums für das Verständnis des Baues, der alpidischen Entwicklungsgeschichte und der Rekonstruktion der Faziesräume der Ostalpen, welche der große Wiener Zoologe, Karl Holdhaus, sogleich nach Entdeckung des Stangalm-Mesozoikums erahnt und ausgesprochen hatte.

γ) Seriengliederung und tektonischer Bau in regionalgeologischer Betrachtungsweise

γ 1) Überblick

Die großen Züge der Gliederung dieses kristallinen Gebietes zwischen Tauernfenster und Gurktaler Altpaläozoikum sind gut überschaubar (Abb. 98): Zutiefst lagert im Millstätter Seengebirge zwischen Millstatt und Radenthein im Norden und der Drau im Süden die sogenannte Liesergneisserie, eine Paragneisserie, die das normale Liegende der nun in den Liesertaler Alpen weithin herrschenden Radentheiner Glimmerschieferserie s. l. (= Wölzer Serie) bildet. Über ihr folgt voralpidisch überschoben als nächsthöheres tektonisches Stockwerk die Priedröf-

gneisserie im Raum Priedröf–Rosennock, im Raum Bundschuh und Stadl. Diese Serie umfaßt den Priedröf-Paragneis und darin steckend etliche Züge des Bundschuh-Orthogneises. Als vierte Einheit folgt über den verschiedenen kristallinen Serien diskordant die permomesozoische Serie des Stangalm-Mesozoikums, das stets nur im Liegenden der darüber aufgefahrenen Gurktaler Decke erhalten geblieben ist und aus einem N–S ziehenden Flügel des sogenannten Stangalmzuges, einem W-E-ziehenden Streifen, dem sogenannten Flattnitzer Zug und weiteren Spänen bis in die Region von Murau besteht. Über allem lagert durch eine gewaltige alpidische Überschiebungsbahn getrennt, das Paläozoikum der Gurktaler Decke auf.

γ 2) Die Murtaler Berge im Bereich westlich von Murau bis zum Tamsweger Becken

Die Wölzer Serie mit ihren Glimmerschiefern sowie den Einschaltungen von Marmoren, Quarziten und Amphiboliten im höheren Teil setzt grundsätzlich aus den Niederen Tauern in die Berge entlang des Murtales fort. Zwei junge Längsbruchstörungszonen gliedern jedoch morphologisch die Niederen Tauern von den Murtaler Bergen ab: Im Norden verläuft die Nd. Tauern-Südrandstörung (A. Thurner, 1951, S. 676) durch die Tiefenlinie von Lessach über den Prebersee, das Rantenlängstal nach Krakaudorf, Schöder, St. Peter und weiter bis Oberwölz und Salchau. Südlich davon wird durch ein zweites Längsbruchsystem, die Seethallinie, die von Tamsweg

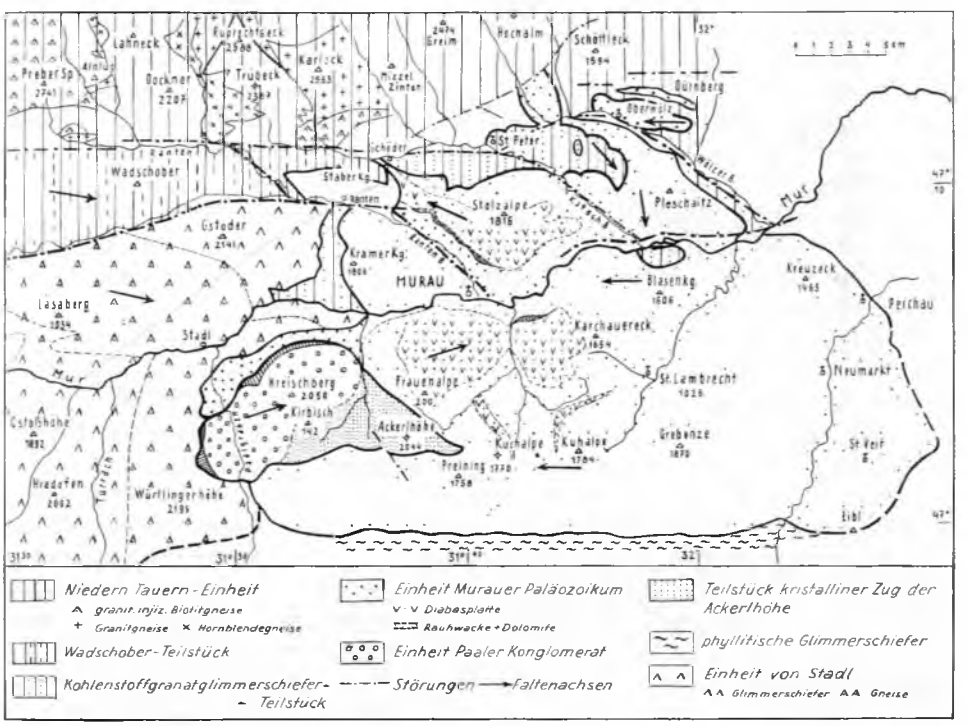


Abb. 97: Die tektonische Gliederung des Raumes um Murau nach A. Thurner (1958 a, Abb. 1).

über Sauerfeld, Seethal, den Seebach nach Ranten führt, die zwischenliegende streifenförmige Wadschoberscholle abgegliedert (A. THURNER, 1958 a, S. 55; 1958 b, S. 316) – Abb. 97 Diese Scholle besteht vorwiegend aus Glimmerschiefern, enthält geringfügige Marmor- und Amphibolitzüge eingeschaltet und ist nahe dem Ostrand westlich der im Rantental verlaufenden Schrägstörung von einigen Pegmatiten durchdrungen. Östlich vom Rantental wird die Zone am Staberkogel vom Nordrand der Gurktaler Decke überschoben. Die Wadschoberscholle zeigt muldenförmigen Bau mit etwas schräg liegenden, gegen ESE abtauchenden Achsen, so daß im Osten, durch die Südstörung verursacht, nur mehr der Nordschenkel der Mulde vorhanden ist.

Den Raum südlich der Seethallinie beiderseits der Mur, im Süden bis zur Auflagerung des Flattnitzer Mesozoikums vor der Front der Gurktaler Decke entlang der Linie Wurmstein NW Flattnitz–Turrach–Innerkrems umfassend, im Osten von der Gurktaler Decke an der buchtigen Linie Paalgraben–Kreischberg–Kramerkogel überschoben und im Westen bis zur Katschberglinie, zur Überschiebung über das Unterostalpin reichend, nimmt eine Abfolge von kristallinen Gesteinszügen ein, die im Sockel die direkte Fortsetzung der Glimmerschieferserie der Niederen Tauern, der Wölzer Serie, bildet, die aber im Hangenden den voralpidisch überschobenen Gneiskomplex dort umfaßt, wo er in Muldenkernen erhalten geblieben ist. In der Wölzer Glimmerschieferserie dieser Gurktaler Berge stellen sich die üblichen Typen von Granatglimmerschiefer ein, ebenso die üblichen Einschaltungen von Marmorzügen, Amphiboliten und Quarziten. Im Osten liegt am Kramerkogel südlich von Ranten ein Kohlenstoff-Glimmerschieferkomplex noch unter der Gurktaler Deckenüberschiebung auf.

Der östlichere große muldenförmig eingelagerte Gneiskomplex, der sogenannte „Einachgneis", F. HERITSCH (1924, S. 16, Fortsetzung des Priedröfgneises der Liesertalalpen), liegt in einer NW-SE streichenden Mulde mit einer gegen SE einfallenden Achse, die von Sauerfeld über Stadl/Mur und dann, südlich der Mur stärker südschwenkend, zur Würflingerhöhe westlich des Paalgrabens hinzieht. Die Struktur der flachen Mulde ist nördlich der Mur gut überblickbar (A. THURNER, 1958 a, S. 319): Der SW-Schenkel bildet den Lassaberg bei Ramingstein, der NE-Schenkel wird durch den Gstoderberg E Seethal repräsentiert. Dieser „Einachgneis", ein einschlußreicher Mikroklinaugen-Paragneis, zieht sich nach Westen bis Tamsweg hinüber.

Doch setzt er, an einer meridionalen Störung S Tamsweg versetzt, nun als „Priedröfgneis" bezeichnet, SW der Mur fort und nimmt das dreieckig begrenzte Areal zwischen Tamsweg im Norden, W Kilnprein im SE und E Rennweg im SW nördlich vom Kremstal ein (Abb. 98). Über die Struktur dieser Priedröfgneismasse im Bundschuhgebiet liegen keine neuen Untersuchungen vor. Den alten Berichten G. GEYERS (1892, S. 321 f.) zufolge aber ist an der Fortsetzung der muldenförmigen Struktur und der Auflagerung der Gneise vom Lassaberg nach Westen hinüber über den Tamsweger Schwarzenberg, über Bundschuh und die Ostausläufer des Aineck zur Schwarzwand E Rennweg kein Zweifel: GEYER beschreibt von diesem Gneis „synklinalen Bau" und die Auflagerung in den Ausläufern des Aineckzuges über den Glimmerschiefern, die sich allerdings gegen NE hin über steilstehende Position (Thomatal) am Tamsweger Schwarzenberg (lokal) umkehrt. Im Südteil dieser Gneismasse, die bei GEYER in ihrer Gesamtheit als „Bundschuhgneis" bezeichnet wird, schalten sich Züge und Linsen von Orthogneis granitischer Zusammensetzung ein, auf die heute

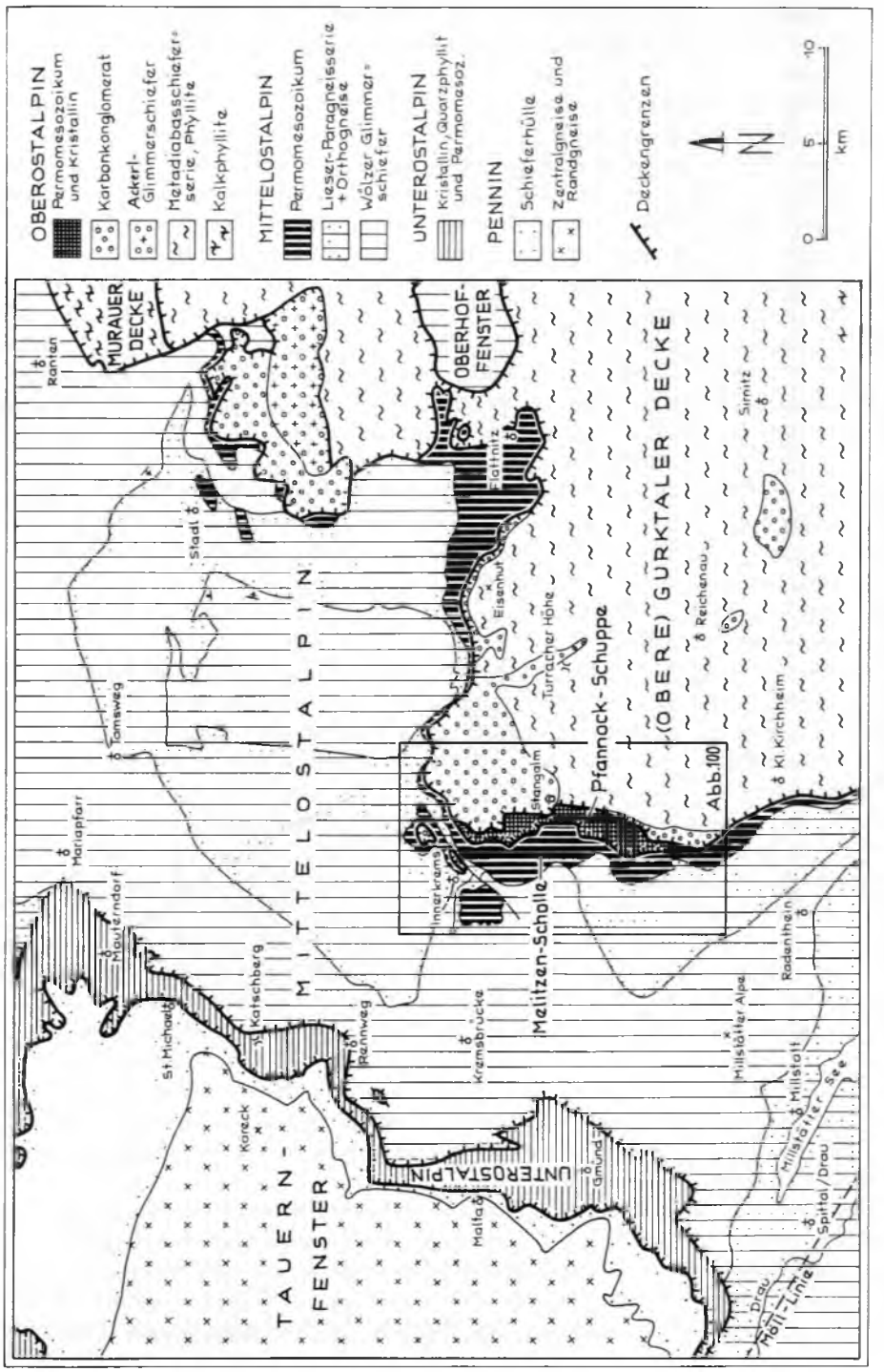


Abb. 98: Die Gliederung der westlichen Gurktaler Alpen nach A. TOLLMANN (1975 b, Abb. 1).

seit R. SCHWINNER (1927, S. 343) und H. STOWASSER (1956, S. 92) der Name beschränkt ist, während der Schiefergneis aus Paramaterial auch im Bundschuhgebiet seit R. SCHWINNER (1927, S. 342, 344) als Priedröfgneis bezeichnet wird (Synonym: Meroxengneis der Innerkrems A. THURNER, 1927).

Eine ausführliche Beschreibung des Priedröfgneises aus dem Raum N Turrach (wo er das ersterwähnte Vorkommen des „Einachgneises" vor dem Rand der Gurktaler Decke mit dem Gneiskomplex des Bundschuhgebietes verbindet) hat H. STOWASSER (1956, S. 86 ff.) gegeben: Granathältige Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise liegen dort vor, durch Umprägung reichlich chloritführend. In dieser Region sind die Bundschuhgneise im Hangenden der Schiefergneise eingeschaltet (l. c., 1956, Taf. 2, Kt., Profilserie). Beschreibungen dieser Bundschuh Orthogneise, also heller Mikroklin-Augengneise mit gefüllten Plagioklasen, liegen bei F. HERITSCH (1924, S. 14), H. STOWASSER (1956, S. 92 ff.) und J. PISTOTNIK (1975, S. 129: Innerkrems) vor. Im Raum um Innerkrems stecken die Orthogneiszüge in einer intensiven Schuppenzone zwischen dem erwähnten Bundschuh-Priedröfgneis-Vorkommen im Norden und den – regional gesehen – tektonisch tieferen Glimmerschiefern im Süden (A. THURNER, 1927, Kt.; J. PISTOTNIK, 1975, Taf. 1). Nach letztgenanntem Autor hat eine Rb/Sr-Gesamtgesteinsaltersbestimmung dieser Orthogneise bei Innerkrems nach R. A. CLIFF (1968) ein Alter von 371 ± 12 Millionen Jahren ergeben (oberstes Unterdevon). Eine neue Altersbestimmung der Bundschuh-Granitgneise durch HAWKESWORTH (1973) hat nach Mitteilung durch H. SCHÖNLAUB ein Alter von 381 ± 30 Millionen Jahren (mittleres Unterdevon) erbracht.

Zwischen den beiden eben besprochenen großen muldenförmig gebauten Schiefergneis-(Priedröfgneis-)Zügen von Stadl im Osten und vom Bundschuhgebiet im Westen kommt im Raum südlich von Ramingstein und Predlitz die tektonische Unterlage, die Glimmerschieferserie (Wölzer Serie bzw. Radentheiner Glimmerschieferserie, wie sie weiter im Süden bezeichnet wird) in einem voralpidischen Fenster zutage. Dieses Fenster von Ramingstein reicht nach Süden bis zum Vorderhütteneck nördlich von Turrach.

Westlich jenseits der Schiefergneis-Synklinale des Bundschuhgebietes erscheint dann wiederum die Glimmerschiefer-Unterlage im Zusammenhang mit dem regionalen Ausheben des Mittelostalpins gegen das Tauernfenster, gegen die Katschberglinie hin. Sie nimmt die Region von Mariapfarr und Tamsweg im Norden über Moosham, Aineck, E Rennweg ein und zieht weiter in die Glimmerschiefermasse der südlichen Liesertaler und Millstätter Berge. Die Basis dieser monotonen Glimmerschieferserie entlang der Hauptüberschiebungsfläche zwischen Mauterndorf und St. Martin–Katschberg–Rennweg–Eisentratten ist von einer kräftigen alpidischen Diaphthorese betroffen, über die CH. EXNER (1954, S. 24 ff.) berichtet hat. Wie so oft fällt auch hier die „Angleichung" des diaphthoritischen Altkristallins an dieser Überschiebungsbahn an die unterlagernden Quarzphyllite des Unterostalpins auf, so daß die Grenze als Überschiebungszone, nicht als scharfe Linie ausgebildet ist.

Den Südrand dieses mittelostalpinen altkristallinen Gebirges im Nordwesten der Nockberge säumt eine schmale, arg zerschuppte Zone von mesozoischen Gesteinen, die Reste der einstigen sedimentären Hülle dieses Kristallins aus der alpidischen Zeit darstellen. Dieser E-W-streichende Zug des Flattnitzer Mesozoikums streicht von Flattnitz über den Leckenschober, über Turrach, das Saueregggnock nach Innerkrems.

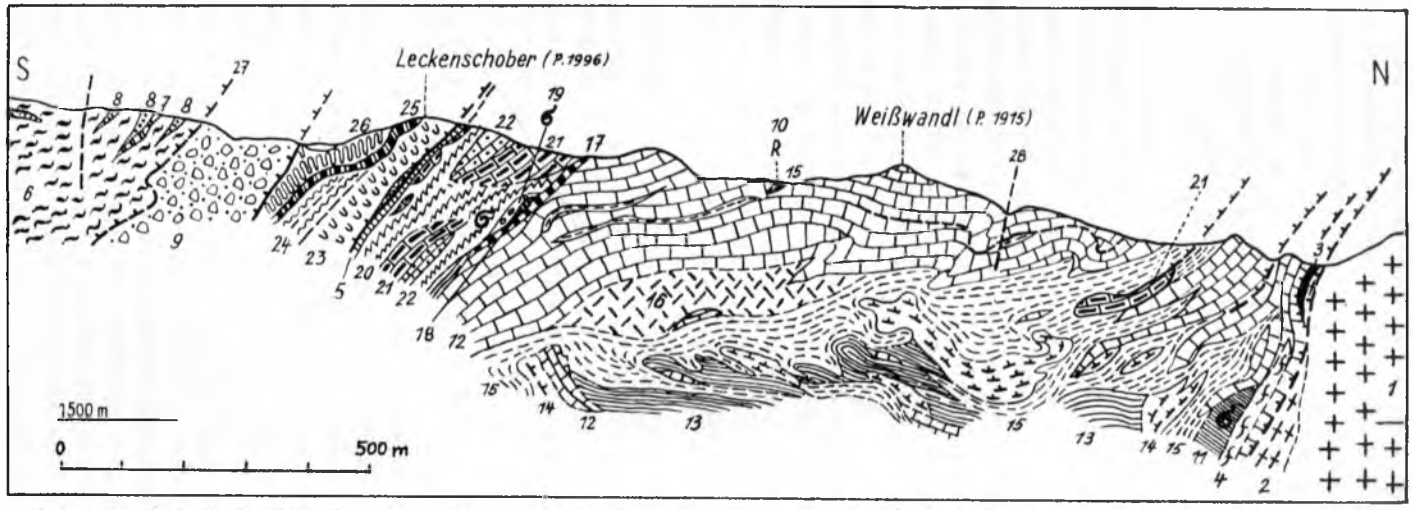


Abb. 99: Profil durch das Flattnitzer Mesozoikum am Leckenschober im Liegenden der Gurktaler Decke nach P. Beck-Mannagetta (Abb. 6 in N. Anderle et al., 1964). Erläuterung: 1 – Bundschuhgneis, 2 – Schiefergneis, 3 – Quarzit, 4 – Phyllit, 5 – Quarzphyllit, 6 – (Eisenhut-) Schiefer, 8 – Serizitquarzit, 9 – Oberkarbon-Konglomerate und Sandsteine, 10 – anisische Rauhwacke, 11 – anisischer Dolomit und Tonschiefer, 12 und 13 – Mitteltriasdolomite, 14 – mitteltriadischer Knollenkalk, 15 – anisische bis karnische Tonschiefer, 16 – Dolomit, 17 – karnische Brekzie, 18 – phyllitisches Karn, 19 – Cidaritenkalk, 20 – karnische bis rhätische Kalkschiefer, 21 und 22 – norisch(-rhätischer) Dolomit, 23 a – (rhätisch-)liassischer Kalkphyllit, 24 – liassischer Kieselkalk, 25 – Karbonatquarzit (Dogger?), 26 – Kalkphyllit des Malm.

Er bildet nur ein Teilstück des Saumes von permomesozoischen Sedimentrelikten am Rücken des mittelostalpinen Kristallins unter der Front der Gurktaler Decke, der sich von der Murauer Gegend am Nordrand des Schadingerwaldes, am Hansennock, entlang des Paalgrabens, dann über Flattnitz nach Innerkrems und von dort sich nach Süden wendend über die Melitzen, das Stangalmgebiet bis in den Raum von Arriach hinzieht. Auch der west-östlich gerichtete Ast dieses Stangalm-Mesozoikums, das sogenannte Flattnitzer Mesozoikum, hat für die Klärung des Baues dieses Abschnittes der Zentralalpen eine wesentliche Rolle gespielt: Noch nachdem K. HOLDHAUS das triadische Alter des Stangalmzuges im Jahre 1921 bewiesen hatte, beharrten die hier kartierenden Grazer Geologen R. SCHWINNER und A. THURNER lange auf dem altpaläozoischen Alter wenigstens der Flattnitzer Serie, da sich dann die Position des Gurktaler Paläozoikums im Hangenden des Nord-Süd ziehenden Stangalm-Mesozoikums noch immer relativ autochthon, nämlich durch lokale westgerichtete Aufschuppung deuten ließ. Erst die ausgreifenden vergleichenden Studien von H. STOWASSER (1956, S. 100 ff.) haben das mesozoische Alter auch des Flattnitzer Flügels bis hinüber nach Murau erwiesen und damit die Gurktaler Schubmasse in ihrem gesamten NW-Abschnitt entwurzelt. Triadische Thecosmilien und Calcispongien als direkten Altersbeweis hat P. BECK-MANNAGETTA – der während seiner Kartierung 1955–1962 selbst noch das damals bereits gut begründete mesozoische Alter des Flattnitzer Zuges bezweifelt hatte – im Jahre 1962 gefunden (vgl. N. ANDERLE et al., 1964, S. 317). Der Vergleich dieses Mesozoikums mit den übrigen Faziesregionen der Ostalpen und die Feststellung der absoluten Dominanz der alpidischen West-Ost-Achsen durch den Verfasser (1958 d, S. 71) hat schließlich die Gurktaler Decke als Bestandteil des Oberostalpins s. str. zur Gänze vom Untergrund gelöst.

Die Schichtfolge in der stark verschuppten Flattnitzer Serie umfaßt Glieder vom Permoskyth bis zum Malmradiolarit. Die Trias mit ihrer Dolomitvormacht stellt den Hauptbaustein dar. Die Einzelheiten der Serienabfolge werden zusammen mit dem übrigen Mesozoikum S. 321 besprochen. Der Baustil dieser Zone sei durch das Profil Abb. 99 vor Augen geführt.

γ 3) Der Liesertal Radentheiner Abschnitt

Die Gliederung des Mittelostalpins der Liesertaler-, Millstätter- und Radentheiner Alpen zwischen Rennweg und Innerkrems im Norden und dem Drautal zwischen Spittal und Villach im Süden ist seit der Arbeit von R. SCHWINNER (1927, Abb. 1–2) gut überblickbar. Die große Masse der aus den Niederen Tauern herüberstreichenden Granatglimmerschieferserie (Wölzer Serie) zieht über das mittlere Liesertal von Rennweg über Kremsbrücke nach Süden zur Millstätter Alpe, nach Radenthein und weiter nach SE fort, wiederum die bekannten Amphibolit-, Quarzit- und Marmorlagen umfassend. Im hangenden Teil, den R. SCHWINNER (1927, S. 341) als Radentheiner Glimmerschiefer bezeichnet hat, dominiert Muskowit-Glimmerschiefer mit reichlich Granat, es überwiegen die Hornblendegesteine über den Marmor, Kohlenstoff-Glimmerschiefer und Graphitquarzite treten auf, die Durchschwärmung von Permatiten fehlt hier noch. Auf der Nordostflanke der Mittstätter Alpe sind dieser Serie namhafte, wirtschaftlich bedeutsame Magnesitlager eingeschaltet. Im tieferen Teil

der Glimmerschieferserie, im sogenannten Millstätter Glimmerschiefer SCHWINNERS (1927, S. 339), tritt Granat zurück, die Marmorzüge werden mächtig, Amphibolite sind reduziert, die pegmatitischen Injektionen sind auffällig und zahlreich.

CH. EXNER (1967) hat interessante Beobachtungen über Pseudomorphosen von Hellglimmer nach Staurolith in diesem Glimmerschieferkomplex bei St. Nikolai im Liesertal 1 km N Kremsbrücke mitgeteilt. Hierdurch sind zwei Phasen der durch Polymetamorphose gekennzeichneten Entwicklungsgeschichte dieses Altkristallins abzulesen: Die ältesten Strukturen sind als reliktische Einschlußzüge im Granat und im ehemaligen Staurolith zu erfassen. Letzterer kennzeichnet den voralpidischen Hauptmetamorphoseakt mit mesozonaler Prägung in Amphibolitfazies. Auch ein begleitender voralpidischer Aplitlagergang aus der Spätphase dieser ersten Metamorphose zeigt durch seinen Oligoklas mit einem Anorthitgehalt von 26–27 % den Starkwirkungsbereich dieser Metamorphose. Die Glimmerschiefer in dieser von der alpidischen Hauptüberschiebung über das Unterostalpin 6 km horizontal entfernten Lokalität zeigen nun noch eine kräftige jüngere Durchbewegung, während welcher die Staurolithe in Hellglimmer umgewandelt worden sind. In noch späterem Stadium kristallisierte Chlorit und Albit. Für die epimetamorphe absteigende Umprägung des Kristallins in den beiden letzten Phasen ist alpidisches Alter anzunehmen.

Dem allgemeinen Achsengefälle von der Tauernkuppel weg gegen Osten entsprechend lagert über dieser das Tauernfenster rahmenden Glimmerschieferserie im Osten die bereits erwähnte Priedröfgneisserie mit voralpidischer Überschiebung auf, benannt nach dem Priedröf (1959 m) NE von Radenthein. Der Zug hält, sich allmählich verschmälernd, vom Gebiet des Rosennockes im NW über den Priedröf zum Wöllaner Ruck bei Afritz im SE an (R. SCHWINNER, 1927, S. 342 und Abb. 1; W PETRASCHECK, 1927, S. 152 ff. und Abb. S. 154; H. STOWASSER, 1956, S. 85 ff., Taf. 3; P. BECK-MANNAGETTA, 1959 a, Taf. 7). Am Priedröf selbst und am Kolmnock sind wiederum Bundschuh-Orthogneise in die hier sonst sehr quarzitischen Schiefergneise eingeschaltet. Im Hangenden folgt gegen Osten über dem Priedröfgneis ebenso wie über der weiter im Norden hervorkommenden Glimmerschieferserie einheitlich überlagernd das Stangalm-Mesozoikum (siehe S. 321), das von der Gurktaler Decke im Osten überfahren ist.

Südlich der Linie Lieserhofen–Millstatt–Radenthein–Afritz–Westrand vom Ossiachersee erscheint im Millstätter Seengebirge wiederum eine Schiefergneisserie, von R. SCHWINNER (1927, S. 339) als Liesergneisserie nach den Aufschlüssen in der Lieserschlucht nördlich von Spittal bezeichnet. Nach der Darstellung dieses Autors (l. c., Abb. 1) fällt der Liesergneis hier unter die Glimmerschieferserie gegen Norden ein, bildet demnach das Liegende der Schieferserie, während sich im Westen, im Bereich des Liesertales selbst, am Rahmenstück gegen das Tauernfenster, die Lagerung in Südfallen umkehrt (CH. EXNER, 1954, Taf. 1).

Die Eigenart der Liesergneisserie, die heute in ihrem westlichsten, Tauernfenster-nahen Abschnitt in Epidot-Amphibolitfazies vorliegt, weiter im Osten aber im Bereich von Radenthein als katazonal beschrieben wird (F. ANGEL, A. AWERZGER et al., 1953, S. 117), ist auf Grund des Mineralreichtums besonders in den Steinbrüchen nördlich von Spittal wiederholt studiert und beschrieben worden (F. HERITSCH, 1926; R. SCHWINNER, 1927; H. HERITSCH, 1933, 1934; F. ANGEL & H. MEIXNER, 1953 a, b; CH. EXNER, 1954 u. a.). Die Gneisserie umfaßt granatführende Albitgneise, Granat-

Staurolith-Albitgneise, granatführende Zweiglimmerquarzite, (plagioklasführende) Granatglimmerschiefer, auch tremolithältige Kalkmarmore und Granatamphibolit. Staurolith, Apatit, Turmalin, dazu die Epidotgruppe stellen häufige Mineralien dieser Serie dar. Der gegenüber dem Oligoklas häufiger auftretende Albit ist xenomorph ausgebildet. Die früher aus dieser Serie beschriebenen Eklogite haben sich aber angeblich als Granat-Diopsidfelse herausgestellt, die durch Stoffwechsel von Marmoren und Pegmatiten entstanden sind.

Auffällig ist ferner die kräftige pegmatitische Durchschwärmung der Liesergneisserie, die am Ausgang der Lieserschlucht N Spittal solches Ausmaß zeigt, daß hier das einzige österreichische Feldspatwerk zur Gewinnung der Feldspäte dieses Pegmatites angelegt ist. Hauptgemengteil des Pegmatites ist perthitischer, ungegitterter Mikroklin, daneben auffälligerweise auch fast reiner Albit. Sogar Schachbrettalbit ist als Verdränger des Kalifeldspates nachgewiesen. Die Pegmatite enthalten außer Granat, Turmalin und Beryll auch Apatit, Spodumen, ferner seltene Nb- und Ta-Minerale. Die pegmatitische Durchschwärmung der Gneisserie hält in ihrem Verbreitungsgebiet gegen Südosten hin bis in den Raum von Villach an, wobei für diesen Pegmatittypus die Führung besonders seltener Minerale, darunter Zinnstein, Arsenkies, Flußspat etc. bezeichnend ist.

R. Schwinner (1927, S. 339 f.) hat diese Pegmatit-Injektionen in direkten Zusammenhang mit dem Granitgneisstock vom Markogel NE Villach gebracht, wobei er in der Tiefe ein bedeutendes „Granitmassiv von Villach" annahm. Die migmatitische Beeinflussung dieses granatführenden Granitgneises wird von F. Angel et al. (1963) beschrieben. Daß der „Villacher Granit" jedenfalls kein junger Pluton ist, wie gelegentlich auch vermutet worden war, hat jüngst Ch. Exner (1976, S. 41) konstatiert, der die Gneisnatur dieses Bestandteiles des ostalpinen Altkristallins hervorgehoben hat.

Zur Genese des Villacher Granitgneises teilte R. Göd (1976, S. 269 f.) mit, daß das granitische Ausgangsprodukt in der kaledonischen Ära (409 ± 32 Millionen Jahre) bei 620° C und 2–3 kb (7–10,5 km Tiefe) kristallisierte, daß es als Spätdifferentiat eine hohe Konzentration von Rb, Sr und Ba in den Alkalifeldspaten aufweist, eine Anreicherung von Fluor (Fluoritbildung) und Beryll zeigt und bereits ursprünglich Granat führte. Bei der Vergneisung des Granites kam es durch Umkristallisation des Plagioklases (im Mittel bei 6 % An-Gehalt) zur Bildung von Fleckenperthit und Schachbrettalbit; Phengit entstand neu. Die Glimmeralter von 84 ± 3 Millionen Jahren belegen die alpidische Metamorphose, die sich bei etwa 400° C und 4 kbar in diesem Granitstock vollzog.

Der gewaltige Basalzuschnitt dieses Abschnittes des mittelostalpinen Kristallins an der Hauptbewegungsfläche über dem unterostalpinen Quarzphyllit der Katschberg-Gmünder Zone am Ostrand des Tauernfensters ist von Ch. Exner (1954, S. 23 ff.) ausführlich beschrieben worden: Analog den Verhältnissen am Katschberg weiter im Norden „sind auch hier die progressiv metamorphen Tonschieferabkömmlinge schwer und nur in Einzelfällen von regressiv metamorphen Granatglimmerschiefern und Gneisen zu trennen" Aufsteigend geprägte paläozoische unterostalpine Quarzphyllite im Liegenden und diaphthoritisches Altkristallin im Hangenden bilden – wie so oft – eine breite, einen scheinbaren Übergang vermittelnde Zone entlang der Hauptüberschiebung von Rennweg im Norden über das Stubeck, über Eisentratten,

Altersberg bis Pusarnitz im Süden. Bei letztgenannter Lokalität stehen Albit-führende Chlorit-Serizit-Phyllite der unterostalpinen Quarzphyllitzone dem Gneisphyllonit gegenüber, in dem, bedingt durch Überschiebungstektonik, alle Übergänge von Ortho- und Paragneisen zu phyllitischen Gesteinen zu studieren sind.

Über die Bruchtektonik des Raumes war noch wenig bekannt. Der Südrand wird durch eine der gewaltigsten Bruchstörungen der Zentralalpen, die WNW-ESE verlaufende Drau Möll-Linie gebildet, in der die breite Talzone ausgeräumt ist und die sich nach dem Satellitenbild gegen WNW – nach Unterbrechung – noch im obersten Abschnitt der Möll und im Verlauf des Pasterzenbodens nördlich vom Glockner fortsetzt. Näher studiert ist das Bruchnetz im Bereich der Magnesitlagerstätte der Millstätter Alpe bei Radenthein (F. Angel et al., 1953, S. 99): Subparallel zur Drau-Möllinie verlaufen weiter im Norden mit NW-SE-gerichtetem Streichen die Millstätter Störung als Ursache für die Anlage des Millstättersees, der Laufenberg-Bruch auf der Südostseite der Millstätter Alpe und die gewaltige Gegendtal-Störung, die bei Ma. Elend im Drautal am Karawanken-Nordfuß ansetzt, über das Gegendtal (Afritz- und Brennsee), über Radenthein, Kaning, Glabatschtal, Nöringtörl in das Nöringtal weiterleitet und dann nur wenig versetzt ab Gmünd in der Maltatal-Störung weiterzieht, wie F. Angel et al. (l. c.) zu Recht beschrieben haben. Kleinere, senkrecht auf diese WNW-ESE-Linie angeordnete Brüche mit SSW–NNE Verlauf sind für die Talanlagen nördlich des Millstätter Sees verantwortlich, unter denen nur die Döbriach-Störung SW Radenthein überregionales Ausmaß besitzt. Sie läßt sich nämlich am Satellitenbild von jenseits der Periadriatischen Naht über St. Stefan im Gailtal, Ferndorf, Döbriach, Kaning bei Radenthein, den Königstuhl, den Abschnitt E Sauerfeld/Mur bis zum SE-Fuß des Preber trassieren (A. Tollmann, 1977 a, S. 15, Taf. 1). Auch die übrigen hier genannten, bereits bekannten großen Störungen dieses Raumes springen am Satellitenbild frappant ins Auge.

Wenden wir uns nun noch dem permomesozoischen Sedimentgesteinsstreifen zu, der in Form des Stangalm Mesozoikums diskordant und primär transgressiv den verschiedenen Typen des mittelostalpinen Kristallins im Osten aufruht und dort zufolge des generellen Achsengefälles gegen Osten beim Abtauchen dieser Einheit unter die Gurktaler Decke im Streifen zwischen Innerkrems und Arriach reliktisch erhalten geblieben ist. Der tektonischen Bedeutung dieses erst so spät von K. Holdhaus erkannten Mesozoikums als alpidischer Deckenscheider wurde bereits mehrfach gedacht: Es ist deshalb so wichtig, weil bei seinem vorübergehenden Aussetzen (wie streckenweise im Flattnitz-Murauer Zug) oder bei großräumigem Mangel (wie am Ostrand der Gurktaler Decke) sogleich die Schwierigkeit der Erfassung der Überschiebung von anchi- bis epimetamorphem Altpaläozoikum der Decke über dem mesozonalen Kristallin des Sockels in Erscheinung treten könnte. Die besondere lokale Bedeutung in diesem N-S-ziehenden Flügel des Stangalm-Mesozoikums liegt ferner darin, daß durch die tiefe Reichweite nach Süden im Verein mit der Dominanz der etwa W-E-streichenden und gegen Osten unter die Gurktaler Decke eintauchenden Achsen im Mesozoikum die alpidische großräumige meridionale Überschiebung der Gurktaler Decke gesichert ist. Die besondere regionale Bedeutung aber in dem dem Mittelostalpin angehörigen Anteil des Stangalmzuges liegt darin begründet, daß dieses Mesozoikum noch zentralalpine Fazies zeigt, daß man demnach die in nordalpiner Fazies entwickelten Nordkalkalpen

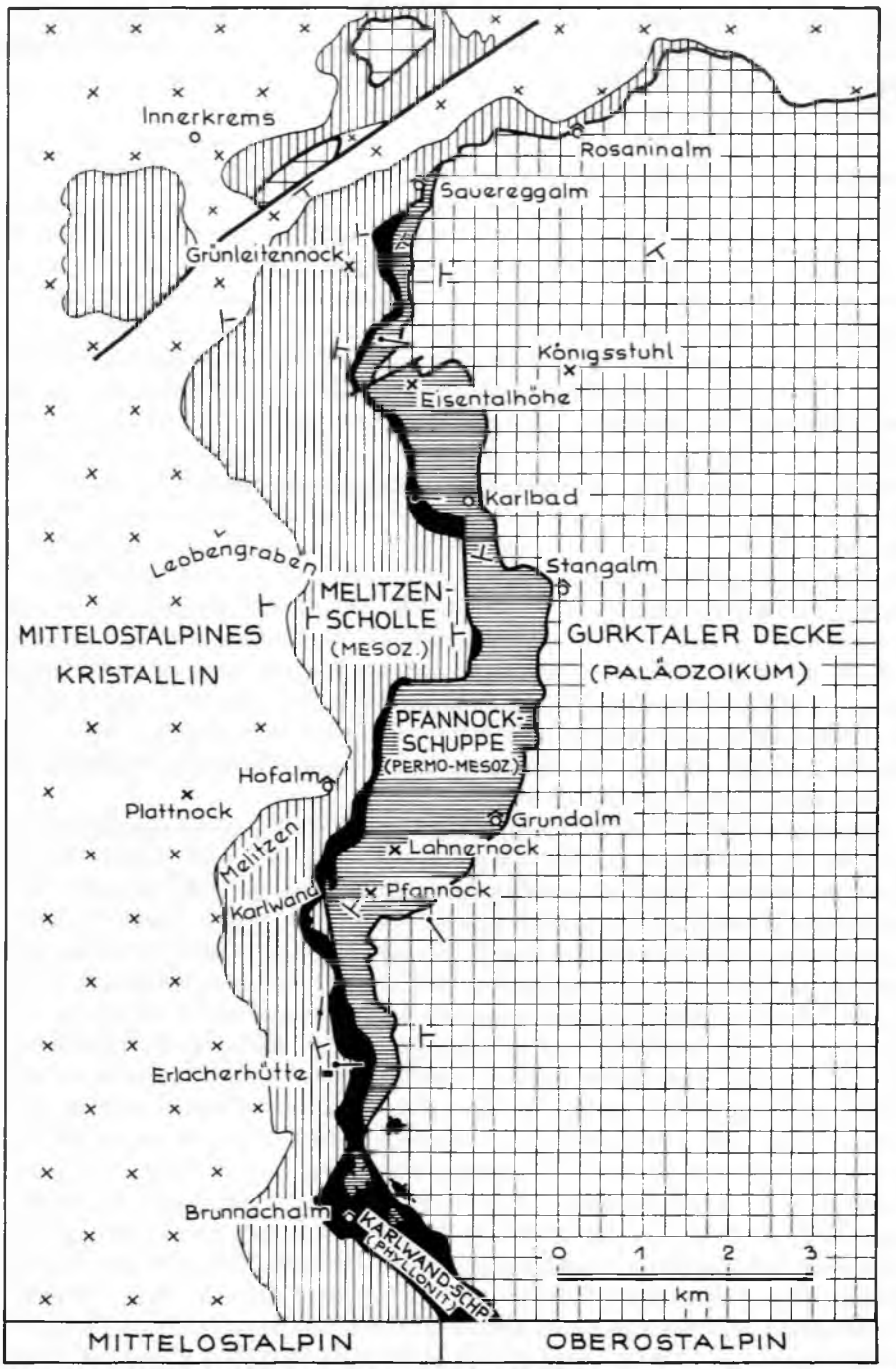


Abb. 100: Die tektonische Gliederung des zentralen Teiles des Stangalm-Mesozoikums nach A. Tollmann (1975 b, Abb. 2).

noch immer nicht von hier, sondern erst vom nächsthöheren Stockwerk, dem Oberostalpin, ableiten kann.

Wir wollen noch vor Besprechung der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums zum Verständnis der Situation die erst jüngst erkannte extreme tektonische Komplikation (A. TOLLMANN, 1975 b) der Einwicklung eines bedeutenden Lappens von oberostalpinem Mesozoikum (Pfannockschuppe) im Liegenden der Gurktaler Decke über dem mittelostalpinen Streifen alpidischer Sedimentgesteine (Melitzenscholle) erwähnen (Abb. 100–101). Wie dort näher ausgeführt, muß der höhere Anteil des Stangalm-Mesozoikums, der als Pfannockschuppe tektonisch isoliert und durch eine gewaltige Schiefermylonitmasse (Karlwandschuppe) vom tieferen Mesozoikum getrennt ist, zufolge seiner Drauzugfazies (also seiner südoberostalpinen Faziesentwicklung) bei Besprechung der Schichtfolge des mittelostalpinen Anteils des Stangalmzuges ausgeklammert werden, da er durch tektonische Einwicklung in seine heutige tiefe Position kam.

Die Schichtfolge des mittelostalpinen alpidischen Sedimentgesteinsstreifens, also Melitzenscholle, Flattnitzer Zug und Späne um Murau, umfaßt auf Grund von Beobachtungen von H. STOWASSER (1956), A. TOLLMANN (1958 d; 1963 a, Taf. 9; 1968 c; 1975 b), E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN (1964), K. LIEGLER (1970) und J. PISTOTNIK (1975) die in Tabelle 13 wiedergegebenen Schichtglieder. Zu dieser Serie ist folgendes zu bemerken. Sie ist zufolge ihrer Position an der Hauptüberschiebungsbahn zwischen Ober- und Mittelostalpin tektonisch enorm beansprucht, verschuppt, zerrissen, vielfach auf Null ausgequetscht, daneben wiederum zu mächtigen Linsen zusammengestaut, so daß die Gesamtfolge aus verschiedenen Teilabschnitten zusammengesetzt werden muß. Die äußerste Fossilarmut zwingt zu einer Seriengliederung im Vergleich mit anderen zentralalpinen Mesozoika, die dank

Tab. 13 : Der mittelostalpine Anteil am Stangalm-Mesozoikum

Mächtigkeiten : Maximalwerte

HÖHERER MALM	20 m	„Aptychenkalk": Kalkphyllit mit braunen Krusten
UNTERMALM	10 m	Rote Radiolarite mit Manganerz
LIAS–DOGGER	25 m	Kieselkalkschiefer und sandige Liaskalkschiefer
RHÄT	50 m	Kalke und Kalkphyllite
NOR	?	Hauptdolomit, tektonisch reduziert
KARN	100 m	Dolomit, Dolomitbrekzie, Cidariskalk ?, schwarze mächtige Tonschiefer
LADIN–CORDEVOL	450 m	Wettersteindolomit hell, undeutlich dickbankig mit Tuffithorizonten im Hangendteil
ANIS	100 m	Dunkler dünnschichtiger Dolomit
	30 m	Dunkelgrauer gebankter Kalk mit Dolomit- und Hornsteinschlieren
	30 m	Blaugrauer gebänderter, gebankter Aniskalk
	20 m	Anisbasisschiefer (Tonschiefer, Kalkschiefer)
	10 m	Reichenhaller Rauhwacke
SKYTH	gering	Alpiner Röt-Serizitschiefer
	10 m	Semmering-Lantschfeld-Quarzit
PERM	gering	Serizitquarzite und Quarzkeratophyre im Murauer Abschnitt
LIEGENDES		Altkristallin

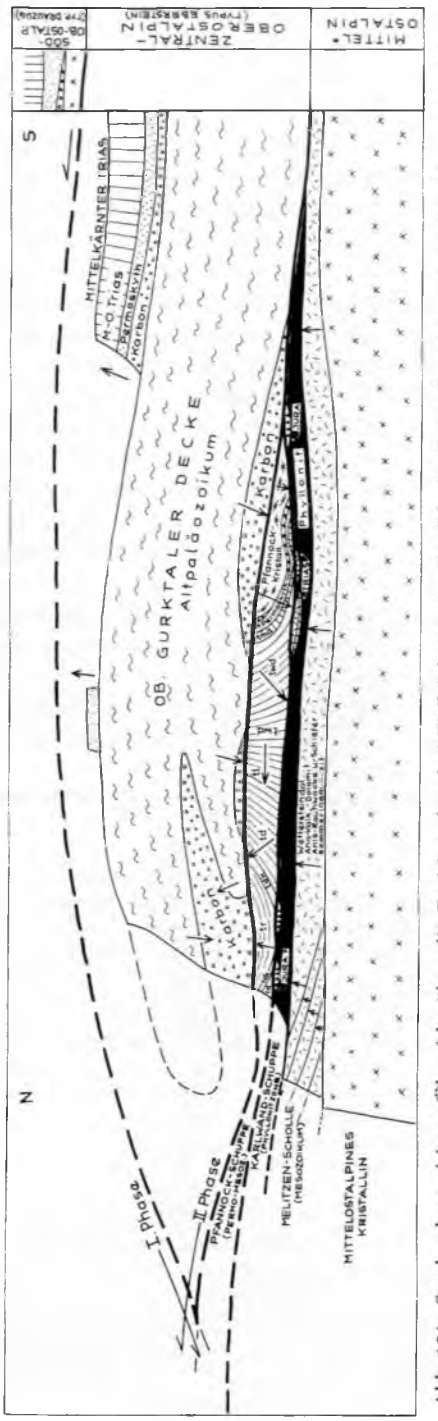


Abb. 101: Stark schematisierte Übersicht über die Position der drei Teileinheiten im Bereich des Stangalm-Mesozoikums im Nord-Süd-ziehenden Flügel südlich von Innerkrems nach A. Tollmann, 1975 b, Abb. 6. Das Bild soll die Platznahme der südoberostalpinen Pfannockschuppe mit ihrer Drauzugfazies durch Einwicklung unter die Gurktaler Decke zeigen, welch letztere unter Teilfaltenbildung gegen Norden ihr Karbon tief unter das Altpaläozoikum ihres Hauptkörpers eingerollt hat. Die Pfeile zeigen mit ihren Spitzen jeweils in Richtung der stratigraphisch aufsteigenden Serien. Der Lagerungswechsel in der Pfannockschuppe von verkehrt im Süden (vgl. Abb. 105) zu aufrecht im Norden ist schematisch angedeutet.

der charakteristischen Schichtfolgen sehr gut möglich ist. Aus dem mittelostalpinen Mesozoikum der Stangalm-Flattnitzer Serie sind bisher an Fossilien nur Thecosmilien, Calcispongien, Gastropoden, Terebrateln und Radiolarien bekannt. Das Perm mit den Quarzkeratophyren in Verbindung mit Skythquarzit, Rauhwacken und Mitteltriasdolomiten tritt nur als Schürfling verschuppt in der Bewegungsbahn der Teildecken der Gurktaler Decke im Murauer Gebiet, z. B. an der Stolzalpe, auf. Auch die Skythquarzite sind durch die basale Abscherung des Triasschichtstoßes selten erhalten, so z. B. im Saueregg-Graben und Heiligenbach bei Innerkrems. Getrennt davon sind reine Quarzitzüge des altkristallinen Priedröfgneises bei der Allachalm 5 km ENE Turrach zu halten, die zufällig gerade in die Position an der Basis der Flattnitzer Trias gelangt sind (H. Stowasser, 1956, S. 98). Skythquarzit, Rötschiefer und eine charakteristisch zusammengesetzte Mitteltrias mit den Anisbasisschiefern, dem blaugrauen Bänderkalk, den darüber folgenden (hornsteinführenden) Dolomitschlierenkalk und dem dunklen, im Hangenden hellen Mitteltriasdolomit sind bezeichnend für die zentralalpine Entwicklung des Stangalm-Flattnitzer Mesozoikums. Die Tuff-Führung im Mitteltriasdolomit, die K. Liegler (1970, S. 67 ff., Taf. 1) aus dem Südabschnitt des Stangalmzuges beschrieben hat, konzentriert sich auf einen tieferen Abschnitt und auf ein höheres Teilstück dieser Dolomite. Dieser Tuffgehalt ist als seltene Erscheinung des mittelostalpinen Faziesraumes hervorzuheben.

Für das Karn sind sehr mächtige Schwarzschiefer bezeichnend. Der Name „Bockbühelschiefer" Stowassers ist nicht als stratigraphischer Begriff verwendbar, da diese Bezeichnung für alle altersverschiedenen, getrennt auftretenden triadischen schwarzen Schiefer im Anis, Karn, Rhät aufgestellt worden ist. Auch Kalke, Dolomite und Dolomitbrekzien geringerer Mächtigkeit scheinen außerdem dem Karn anzugehören. Durch die intensive tektonische Umgestaltung gerade im Bereich dieses mächtigen Schieferhorizontes ist aber eine sichere Normalschichtfolge noch nicht erstellt. Die bis in neueste Zeit von den meisten Autoren mit mehr oder weniger Vorbehalt in das Karn gestellten Phyllonite und „Quarzphyllite" der Karlwandschuppe (K. Liegler, 1973, S. 71 ff.; J. Pistotnik, 1975, Taf. 1) haben mit Karn nichts zu tun. Auch die übrige Obertrias ist nur mangelhaft aus dem Leckenschoberprofil rekonstruierbar (Abb. 99), da ja das berühmte Obertrias-Profil mit dem fossilreichen Rhät der Eisentalhöhe 4 km SE Innerkrems sich – wie erwähnt – als eingewickeltes Oberostalpin erwiesen hat. Für die Erkenntnis des zentralalpinen Charakters des Flattnitzer Mesozoikums ist auch die Juraserie des Leckenschober wichtig, die vom Lias über den Radiolarit bis zu schwach metamorphem „Aptychen"-Kalkschiefer reicht, da sie die typischen dolomitsandigen Kalkschiefer der zentralalpinen Entwicklung birgt.

Die vielleicht jurassischen Hornsteinkalke (Eisentalalm-S etc.) und roten, sicherlich jurassischen Gesteine (Erlacher Hütte) des N-S streichenden Stangalm-Flügels sollen hier außer Betracht bleiben, da sie als tektonisch isolierte Späne an der intensiven Bewegungsfläche zwischen den Phylloniten der Karlwandschuppe und der Pfannockschuppe analog letzterer eingewickeltes Oberostalpin sein könnten (Abb. 100).

Über die Struktur des Flattnitzer Mesozoikums gibt das Profil Abb. 99 Auskunft, wobei allerdings Schuppungen in größerem Ausmaß auftreten als dort nach H. Stowasser verzeichnet. Besonders die mächtigen Tonschiefer-Einschaltungen im Mitteltriasdolomit sind tektonisch und nicht normal-stratigraphisch bedingt.

In allen Abschnitten kommt die basal mäßig verschleppte Auflagerung dieses Mesozoikums über dem Kristallin (Priedröf-Schiefergneis mit Bundschuhgneislagen) zum Ausdruck, andererseits die hier im Hangenden zunächst mit Oberkarbon einsetzende Auflagerung der Gurktaler Decke, wobei das Oberkarbon offenbar durch eine Teilfaltenbildung bei der Überschiebung unter dem darüber folgenden Altpaläozoikum eingewickelt worden ist.

Die Struktur des N-S-streichenden Stangalmzuges ist durch die erwähnte Einwicklung des oberostalpinen Mesozoikums der Pfannockscholle mit ihrer eigenständigen Fazies kompliziert (vgl. Abb. 101), da nun dieses Pfannock-Mesozoikum im Liegenden der Gurktaler Decke unter Vermittlung eines tektonisch wüst zerstörten Phyllonitstreifens (Karlwandschuppe) der mittelostalpinen Melitzentrias aufliegt. Letztere zeigt relativ einfache, aufrechte Lagerung und nur im Stirngebiet im Abschnitt Grünleitennock–Saueregg bach ESE Innerkrems eine intensive Verschuppung (A. Tollmann, 1958 d, Taf. 11; J. Pistotnik, 1975, Taf. 1). Hier liegt im Mattehans ENE Innerkrems noch ein erosiv isolierter Auslieger dieser verschuppten Trias vor, von einer Deckscholle aus Karbon der Gurktaler Decke überlagert. Der Mitteltriasdolomit in diesem Raum von Innerkrems ist weithin ankeritisch vererzt (O. Friedrich, 1936 a, 1953 b) und wurde an diesen Stellen beschürft (siehe S. 328).

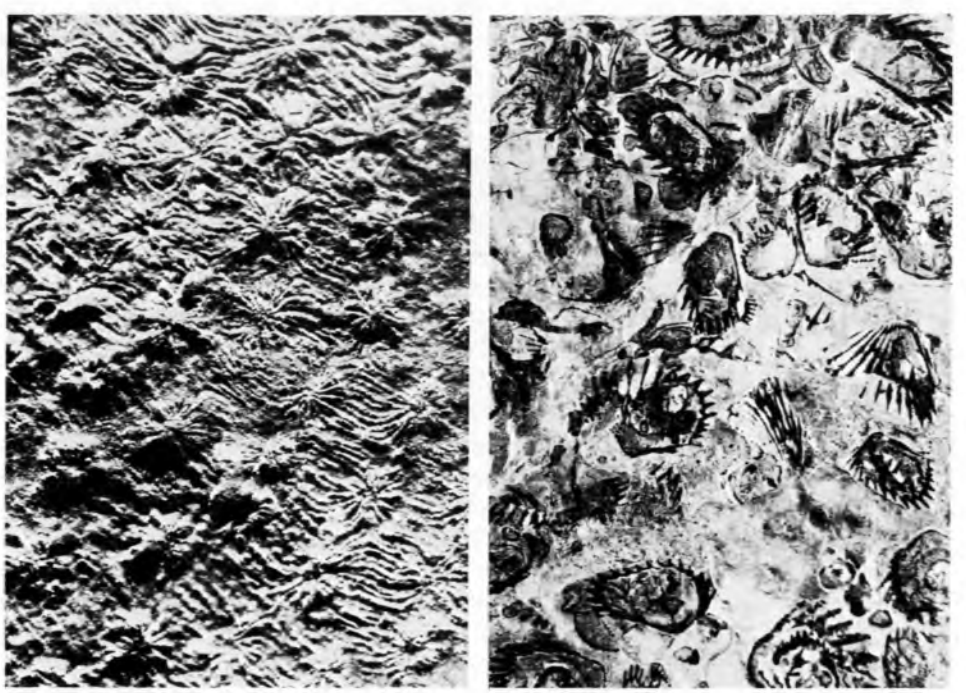


Abb. 102: Fossilien aus dem Rhätkalk der Eisentalhöhe im eingewickelten oberostalpinen Span der Pfannockschuppe nach E. Kristan-Tollmann et al. (1964, Taf. 6): Fig. 1 (links): *Thamnasteria rectilamellosa minor* Frech, 38 mm hoher Ausschnitt; Fig. 2 (rechts): *Cardita austriaca* (Hauer), 65 mm hoher Ausschnitt.

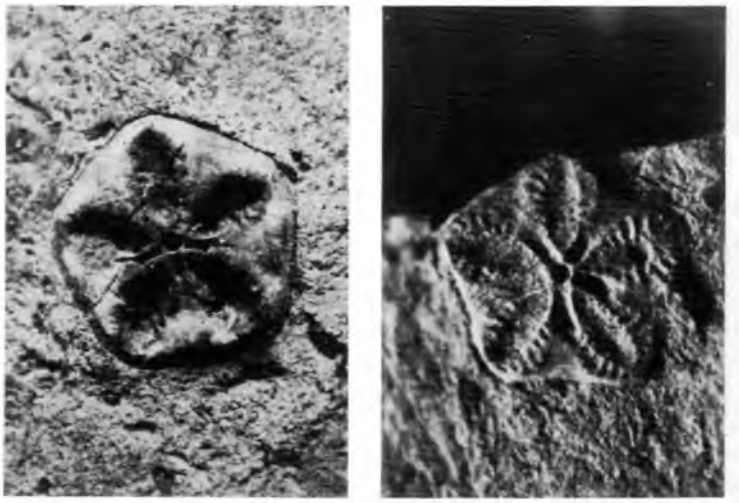


Abb. 103: Crinoiden aus dem Rhätkalk der Eisentalhöhe (Herkunft analog Abb. 102): *Isocrinus bavaricus* WINKLER mit 4 mm (links) bzw. 5 mm (rechts) Durchmesser.

Im Profil der Eisentalhöhe und bei Karlbad SE Innerkrems ergeben sich bei Gesamtbetrachtung von mittelostalpinem Sedimentstreifen (Melitzenscholle), Phyllonitband und der auflagernden Obertrias der Eisentalhöhe stellenweise geradezu ideale Scheinserien, die von allen Bearbeitern der neueren Zeit bis zur Gegenwart als wenig gestörte Normalserien gedeutet worden waren. Wohl ist der Phyllonit der tektonischen Zertrümmerungszone wiederholt sogar als Phyllonit nach Vollkristallin erklärt worden (F. HERITSCH, 1926; A. THURNER, 1927; R. SCHWINNER, 1932, 1938 – vgl. H. STOWASSER, 1956, S. 115), allein die Position im Eisentalprofil genau zwischen Mitteltrias und der höheren Obertrias der angrenzenden Schollen hat zur Deklarierung dieses Bandes als Karn verleitet. Hauptdolomit, Plattenkalk und die fossilreichen Kössener Schichten der Pfannockschuppe wurden dann als ein wenig bewegtes Hangendes gegen oben darangefügt – Abb. 101. Verfolgt man diese Dreiheit mit dem Phyllonitband (Karlwandschuppe) in der Mitte aber weiter gegen Süden, so erkennt man sehr bald (Abb. 101), und zwar im Bereich des Leobengrabens, daß Karn und Ladindolomit als tiefere Glieder der zunächst noch aufrecht lagernden Hangendeinheit, also der Pfannockschuppe, über dem Phyllonit erscheinen, daß schließlich im Bereich des Pfannockes selbst die Serie dieser hangenden Einheit über dem Phyllonit überstürzt lagert und sich nun auch noch dunkler, Crinoiden-reicher Anisdolomit mit *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und *Entrochus multifurcatus* LINCK einstellt (A. TOLLMANN, 1968 c, S. 35, Profil Abb. 2) – Abb. 104 –, welcher mit Sandsteinbänken primär in der Art wie im Drauzug wechsellagert, und daß über dem Permoskyth-Sandstein schließlich noch das Pfannock-Kristallin auflagert (Abb. 105). Über der auch hier noch normal und aufrecht lagernden mittelostalpinen Trias der Melitzen liegt verkehrt jenseits des Phyllonites die Permotrias der zuerst von K. LIEGLER (1970, S. 158) in ihrer Selbständigkeit gegenüber der Gurktaler Decke erfaßten Pfannockschuppe, faziell dem Drauzugmesozoikum anzuschließen, wie 1975 b, S. 35 ff., vom Verfasser des näheren ausgeführt.

Der mittelostalpine Triasstreifen läßt sich immer weiter verschmälernd mit den basalen Kalken und Dolomiten über St. Oswald, Aigen W Kl. Kirchheim bis östlich vom Wöllaner Ruck immer als Deckenscheider zwischen dem Kristallin im Westen und dem Altpaläozoikum der auflagernden Gurktaler Decke im Osten verfolgen (H. STOWASSER, 1956, Taf. 3; P. FAUPL, 1971, S. 153). Weiter im Süden, von Arriach an südlich um die Gerlitzen herum bis Bodensdorf am Ossiacher See und weiter südlich jenseits dieses Sees haben W PETRASCHECK (1927, Abb. 1 und S. 159) und H. STOWASSER (l. c.) einen als „Grenzquarzit" bezeichneten quarzitischen Horizont über dem Kristallin im Bereich der Überschiebungsbahn der Gurktaler Decke gegen Süden beschrieben. Es handelt sich bei diesen grünlichgrauen, bis 30 m mächtigen Quarzitniveaus aber nicht etwa, wie mehrfach vermutet, um eine Fortsetzung des Permoskyths nach Süden, sondern um einen dem Altkristallin zugehörigen glimmerreichen Quarzit (W FRITSCH & M. HAJEK, 1965, S. 18; eigene neuere Beobachtungen). Ohne daß hier im Süden also Permotrias entlang der Deckengrenze erhalten wäre, ist aber die Bewegungszone der Überschiebung weiterhin seit alters her einerseits durch die Diaphthorese am Rücken des Kristallinsockels, andererseits durch die intensive tektonische Beanspruchung der Basis der Gurktaler Decke erkannt und mit beredten Worten geschildert worden – auch schon vor Abtrennung der Gurktaler Decke in ihrem heutigen Ausmaß – W PETRASCHECK, 1927, S. 160 ff.; A. TOLLMANN, 1963 a, S. 38; W FRITSCH & H. HAJEK, 1965, S. 26. Da aber auch noch weiter im Süden, und zwar im Westteil des Klagenfurter Beckens Reste von faziell zentralalpiner Permotrias am mittelostalpinen Altkristallin erhalten sind, erkennt man, daß man mit der Überschiebung der Gurktaler Decke in diesem Raum bis vor die Kara-

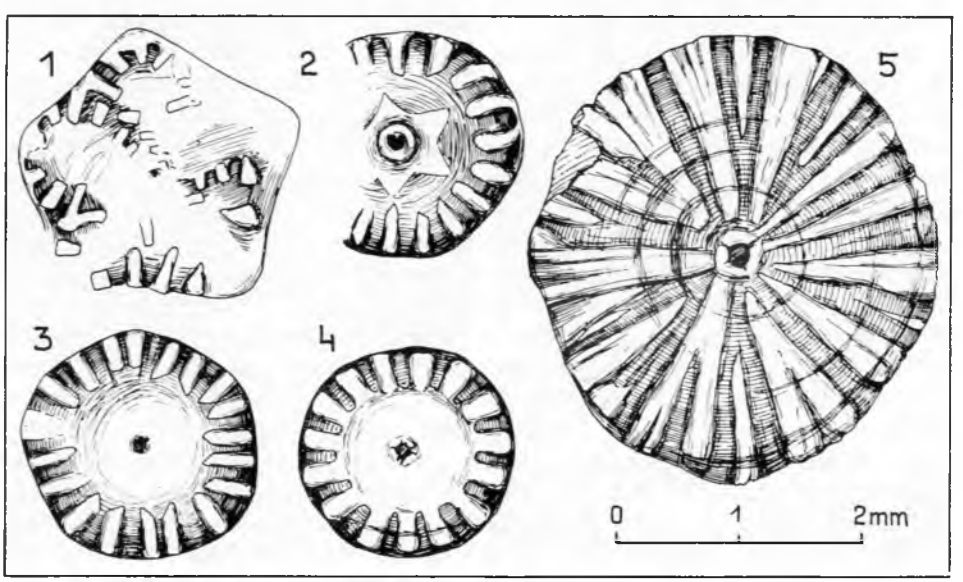


Abb. 104: Crinoiden aus den anisischen Pfannockschichten der eingewickelten oberostalpinen Pfannockschuppe im Stangalmgebiet nach A. TOLLMANN (1968 c, Taf. 1–2 pp.). Fig. 1–4: *Dadocrinus gracilis* (BUCH), Fig. 5: *Entrochus tardefurcatus* LINCK.

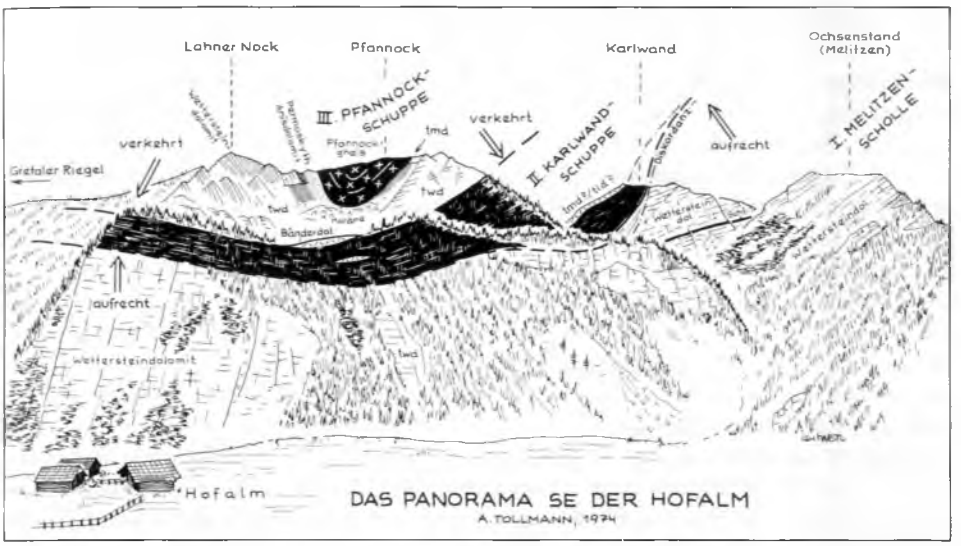


Abb. 105: Die Überlagerung der verschiedenen Mesozoika des Stangalmzuges in der Berggruppe Melitzen-Pfannock nach A. TOLLMANN (1975 b, Abb. 4).

wanken zurückgehen muß (A. TOLLMANN, 1959 a, S. 17; 1963 a, S. 40), wie S. 332 näher begründet wird.

δ) Zur Vererzung des Murtaler, Liesertaler und Radentheiner Gebirges

Unter den zahlreichen wirtschaftlich genutzten Erzlagerstätten des besprochenen Raumes (vgl. O. FRIEDRICH, Kt. 1953 a), seien hier nur die drei Haupttypen der Lagerstätten herausgegriffen: Die Pb-Zn-Lagerstätte Typus Ramingstein im Murtal, der Eisenlagerstättentypus Turrach im mittelostalpinen Mitteltriasdolomit und die wirtschaftlich auch heute noch bedeutende Magnesitlagerstätte Millstätter Alpe bei Radenthein.

Die silberreiche Blei-Zink-Vererzung R a m i n g s t e i n im Lungau liegt im mittelostalpinen Altkristallin. Der Blei- und Silberbergbau wurde im Jahre 1441 begründet, erlebte ab dem Mittelalter eine lange Blütezeit und kam 1816 zum endgültigen Erliegen (M. v. WOLFSKRON, 1884, 1885). Zusammenfassende Darstellungen liegen von O. FRIEDRICH (1936 a, S. 230 ff.) und P. F. WEISS (1951) vor. Haupterz ist Bleiglanz mit hohem Silbergehalt, häufig ist eine dunkle Zinkblende, seltener Eisen- und Kupferkies. Vereinzelt tritt Arsenkies und Fahlerz auf. Diese mit der Schneeberger Vererzung in Südtirol verglichene Lagerstätte wurde von O. FRIEDRICH (1962, S. 223) als epigenetische, alpidische, normalplutonische Bildung in einem tieferen Stockwerk betrachtet. W TUFAR (1971) konnte hingegen auch anhand von eindrucksvollen Photos das Sprossen des Granats des Nebengesteins im Bleiglanz zeigen, ferner die Existenz von Bleiglanz in gedrehten Einschlußzügen („si") der Granate nachweisen, so daß er eine syngenetische Bildung dieser Lagerstätte im Verein mit einer prämetamorphen Anreicherung in diesem voralpidischen Altkristallin überzeugend nachgewiesen hat.

Eine sichere alpidische Vererzung hingegen liegt in der Eisenerzlagerstättenreihe vor,

die sich perlschnurartig angeordnet und eng begrenzt an die basale Zone der Flattnitz Innerkremser Trias nahe ihrem kristallinen Sockel einerseits, der Überschiebung der Gurktaler Decke andererseits in E-W-Richtung knüpft. Ausführliche Darstellungen über diese Lagerstättenserie liegen von K. Redlich (1931, S. 142 ff.) und von O. Friedrich (1936 a, S. 237 ff.; 1953 b, S. 154 ff.; 1968 b, S. 84 f.) vor. Die Abbaue der Lagerstätten standen vielfach bis in neuere Zeit in Betrieb. Bei der Vererzung entlang der basalen Abschiebungsfläche der Trias wurden kataklastische Bänderkalke und besonders die Dolomite in Ankerit, seltener in Siderit übergeführt, welcher sekundär durch Tagwässer in Limonit umgesetzt wurde. Letzterer lieferte das Haupterz dieses einst wichtigen österreichischen Eisenbergbaugebietes. Erwähnenswert ist der Kiesgehalt des Eisenkarbonates; Eisenkies, Magnetkies sowie Kupferkies treten auf. Die Lagerstätten werden von O. Friedrich (1968 b, S. 80 ff.) als epigenetische, subsequente, subvulkanische, alpidische, bevorzugt an Mylonite entlang von Überschiebungsbahnen gebundene Vererzungen aufgefaßt.

Während die beiden erstgenannten Lagerstätten heute keine wirtschaftliche Bedeutung aufweisen, stellt die dritte erwähnte Lagerstätte von Magnesit im Altkristallin der Millstätter Alpe 6 km NW Radenthein einen wichtigen wirtschaftlichen Faktor des Landes dar: Noch im Jahre 1904 unbekannt, begann die Erschließung im Jahre 1907 und führte bereits vor dem Ersten Weltkrieg und zwischen den beiden Weltkriegen zu Spitzen der Jahresförderung bei 200.000 t Rohmagnesit. Die Förderung der letzten Jahre liegt jeweils über 300.000 t. F. Angel et al. (1948, 1953) geben Überblick über die Verhältnisse dieser dort auch kartenmäßig dargestellten Lagerstätte. Der gewundene N-S-streichende Magnesitzug am NE-Hang der Millstätter Alpe ist in den grobschuppigen Radentheiner Glimmerschiefern eingeschaltet. In den beiden nördlichen Teilabschnitten des insgesamt 3 km langen Lagerstättenzuges setzt der Magnesit in Form einer rund 50 m mächtigen Platte steil gegen Westen in die Tiefe, im südlicheren Hauptlager beträgt seine Mächtigkeit durchschnittlich 27 m.

Die Position des Magnesites läßt sich an einem W-E-gerichteten, also vom Hangend gegen Liegend führenden Profil folgendermaßen umreißen: Glimmerschieferkomplex, verlettete Schiefermylonit-Störungszone, heller Magnesit mit hellgrauen Dolomitrelikten, Pignolitmagnesit mit dunklen Dolomitresten und schwarzen Tonschiefern als Begleitung, Reste von Grauwackenschiefern, sodann jenseits der nun folgenden östlichen Bewegungsfläche Radentheinit (Gemenge von Disthen, Almandin, Biotit, auch Quarz) und Diaphthorite zum rahmenden Glimmerschieferkomplex. Beim Südlager tritt an der östlichen Bewegungsfuge noch ein vielfach als triasverdächtig bezeichneter Dolomitzug hinzu. Daraus folgern F. Angel et al. (1953, S. 112) einerseits, daß die Magnesit-Metasomatose paläozoische Dolomite betroffen habe, da dieser „Trias"-Dolomit nicht vererzt ist, andererseits, daß es sich bei der gestörten Position um alpidische Tektonik handle.

ε) Literatur

N. Anderle et al., 1964; F. Angel, 1953; F. Angel, A. Awerzger et al., 1948, 1953; F. Angel, E. Clar & H. Meixner, 1953; F. Angel & H. Meixner, 1953 a, b; P. Beck-Mannagetta, 1959 a, 1960; Ch. Exner, 1944, 1954, 1967, 1976; P. Faupl, 1971; H. Flügel, 1960 a; O. Friedrich, 1936 a, 1953 a, b, 1962, 1968 b; G. Geyer, 1892, 1893;

R. Göd, 1976; F. Heritsch, 1924, 1926b; H. Heritsch, 1933, 1934; K. Holdhaus, 1922, 1933; W Krieger, 1923; E. Kristan-Tollmann & A. Tollmann, 1964; K. Liegler, 1970, 1973; H. Mohr, 1927; K. Peters, 1855; W Petrascheck, 1927; J. Pistotnik, 1974; S. Prey, 1963; K. Redlich, 1931; R. Schwinner, 1927, 1931, 1938; H. Stowasser, 1956; P. Theyer, 1970; A. Thurner, 1927, 1937, 1958 a, b; A. Tollmann, 1958 d, 1959 a, 1963 a, 1968 c, 1971 a, 1975 b, 1977 a; A. Tornquist, 1917 a, b, 1921, 1923; W Tufar, 1971; H. Weinert, 1943, 1944; P. F. Weiss, 1951; M. v. Wolfskron, 1884, 1885.

k) Das Klagenfurter Halbfenster

α) Position und Stand der Bearbeitung

Südlich der Linie Ossiachersee–Tiffen–SW Ulrichsberg erstreckt sich zwischen Villach im Westen und Klagenfurt im Osten bis zum Nordfuß der Karawanken zufolge der relativen tektonischen Hochlage in Zusammenwirken mit der morphologischen Depression des Klagenfurter Beckens das uns aus dem Raum von Radenthein her bekannte mittelostalpine Kristallin im Raum des Klagenfurter Halbfensters. Die weiter im Norden breit auflagernde, schwach bis kaum metamorphe altpaläozoische Serie der Gurktaler Decke ist hier abgetragen. Nur einige kleine Reste von zentralalpiner (mittelostalpiner) Permotrias blieben auf dem Altkristallin oder darin eingeschuppt im Raum Faak–Rosegg und bei Viktring erhalten.

Aus der nördlich dieses Raumes durch die Einschaltung des Stangalmmesozoikums unter der Gurktaler Decke und den darin vorwiegend geprägten West-Ost-Faltenstrukturen notwendigerweise ableitbaren nordgerichteten Schub dieser Decke, die vom Murauer Gebiet über die Flattnitz bis in den Raum Arriach zufolge der mesozoischen Unterlagerung konsequenterweise über diesen rund 50 km weiten Weg bei der Abwicklung zurückgenommen werden muß, ergibt sich aus geometrischen Gründen zwingend die Überschiebung des Kristallins im Klagenfurter Halbfenster durch diese im SE ja noch mit der Wurzelzone zusammenhängende Decke (Abb. 106). Als weitere notwendige Konsequenz haben wir daher im Raum des Klagenfurter Halbfensters eine umfassende Diaphthorese und Phyllonitisierung des Altkristallins zu erwarten, die um so stärker sein müßte, je näher wir uns der Überschiebungsbahn befinden, das heißt je weiter wir im Kristallin gegen das Hangende fortschreiten. Diese Diaphthorese ist nun auch in allen neueren Arbeiten, die das Gebiet betreffen, als eines der Grundcharakteristika der höheren kristallinen Partien festgestellt worden, auch in den zahlreichen Schliffbeschreibungen der Arbeit von B. Schwaighofer (1966), der allerdings unter dem Einfluß der damals gerade im Schwange befindlichen Ablehnung der Existenz einer erwähnenswerten Diaphthorese im kärntnerischen Altkristallin durch W. Fritsch im Zusammenhang mit der Ablehnung der Existenz des meridionalen Fernschubes der Gurktaler Decke, diese Diaphthorese in Abrede stellte. Alle im folgenden angeführten neueren Arbeiten aus dem besprochenen Raum haben in den Schliffbeschreibungen aber das Gegenteil erbracht, der voralpidische Altbestand eines mesozonalen Kristallins ist in seinen höheren, als stärker durchbewegt beschriebenen Partien, unter Chloritisierung und Um-

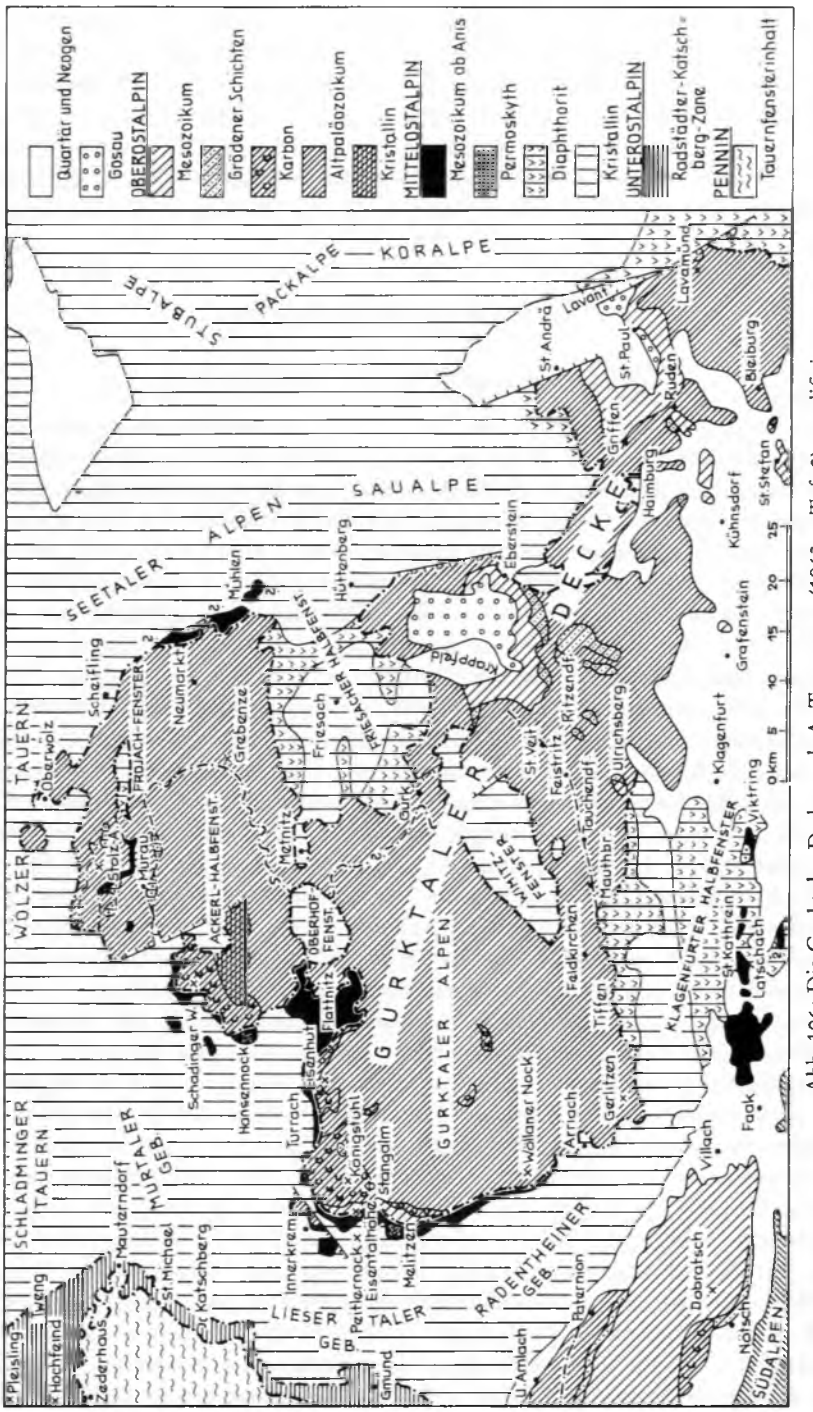


Abb. 106: Die Gurktaler Decke nach A. TOLLMANN (1963 a, Taf. 2), modifiziert.

setzung der Granate, der Biotite, unter Füllung der Plagioklase, unter Albitisierung etc. absteigend umgeprägt worden. Auch in den oberen, am stärksten davon betroffenen Partien der Glimmerschiefer, die phyllitischen Habitus angenommen haben, ist durch gelegentlich immer wieder anzutreffende derartige Relikte die Herkunft aus Altkristallin und die Entwicklungsgeschichte gewiß, wie in vielen Publikationen beschrieben.

Folgende Neubearbeitungen liegen nach den älteren Darstellungen, die bei F. KAHLER (1931, 1953) zusammengefaßt sind, über diesen Raum vor: W FRITSCH & H. HAJEK (1965) – Abschnitt nördlich vom Ossiacher See, H. HAJEK (1963) – Raum Feistritz/Glantal, O. HOMANN (1962 a) – Abschnitt südlich vom Ossiacher See zum Wörthersee, H. SORDIAN (1961, 1962) – Region Rosegg, B. SCHWAIGHOFER (1966) – Gebiet südlich des Wörthersees, F. KAHLER (1962) – Umgebung Klagenfurt.

β) Seriengliederung und Metamorphose im Kristallin

Das Altkristallin dieser Region weist grundsätzlich ähnliche Beschaffenheit wie im Radentheiner Abschnitt auf, von wo es gegen Osten hin im südlichen Vorland der Gerlitzen kontinuierlich fortstreicht. Als seitliche Abwandlung stellt sich bloß ein Zurücktreten der Schiefergneise, der Priedröfgneise auf Kosten der damit verzahnten Glimmerschiefer gegen Osten hin ein. Im Zusammenhang mit der rückschreitenden Umprägung des Kristallins gegen das Hangende hin lassen sich, durch gleitende Übergänge verbunden, folgende drei Gesteinsgruppen von liegend gegen hangend zusammenfassen:

1. Serie I bei O. HOMANN (1962 a, S. 246), die der Millstätter Serie (siehe oben), den Radentheiner Glimmerschiefern und den Ausläufern des nach Osten auskeilenden Priedröfgneises bzw. Gneisquarzites anderer Autoren entspricht. Sie wäre der Plankogelserie der Saualpe nach W FRITSCH & H. HAJEK (1965, S. 21) gleichzusetzen. In unserem Raum ist diese Serie aus Glimmerschiefern, Paragneisen, Quarziten etc. ebenfalls von Pegmatiten betroffen, von Amphiboliten und Hornblendeschiefern durchsetzt und von Marmoren durchzogen. Ausläufer des Villacher Granites stellen sich noch NE St. Michael südlich vom Ossiacher See ein. Pegmatite durchschwärmen den Raum Treffen westlich vom Ossiacher See, Sattendorf und Bodensdorf östlich davon, reich an Turmalin im Abschnitt N der Straße Moosburg–Wölfnitz NW Klagenfurt. Porphyrite werden aus der Region von Reifnitz, Albersdorf und Schiefling südlich des Wörthersees seit K. PETERS (1855, S. 522) wiederholt erwähnt (vgl. F. KAHLER, 1931, S. 102 ff.; B. SCHWAIGHOFER, 1966, S. 160 ff.). Namhafte Marmoreinschaltungen in die Serie I sind aus dem Abschnitt Treffen westlich vom Ossiacher See, Tiffen NE und St. Andrä SW davon hervorzuheben, unter den Hornblendegesteinen sind die Granat-Biotit-Amphibolite für diese Serie typisch.

2. Serie II HOMANNS (1962 a, S. 250), auch als „Glimmerschieferserie ohne Granat" oder bei anderen Autoren als „phyllitische Glimmerschiefer" bezeichnet, umfaßt grundsätzlich den gleichen Gesteinsbestand mit den gleichen Einschaltungen als Ausgangsgestein, der aber absteigend umgeprägt worden ist. Granat ist makroskopisch kaum mehr erfaßbar, mikroskopisch an Resten erkennbar, die stets randlich oder an den Spaltrissen Chloritisierung zeigen. Makroskopisch sind Chloritknoten nach Granat zu bemerken. Die Glimmer erfuhren eine Kornverkleinerung auf unter 0,3 mm, Muskowit wird bereits vom Serizit, der Biotit immer mehr durch Chlorit vertreten. Die Plagioklas-

führung ist gering (O. HOMANN, 1962 a, S. 250). Die Hornblendegesteine treten in dieser Serie als Epidotamphibolite, Prasinite oder auch Chloritamphibolite auf.

3. Die hangendste Serie im Altkristallin mit intensiver phyllonitisch-diaphthoritisch umprägender Durchbewegung (W FRITSCH & H. HAJEK 1965, S. 17) wird von O. HOMANN (1962 a, S. 250) als Serie III oder als „phyllonitische Glimmerschiefer" bezeichnet, findet sich auch unter dem Titel „quarzitische Phyllite" In diese Serie gehören auch weite Regionen, die früher unter Nichtbeachtung des reliktischen Mineralbestandes einfach als Phyllite galten (O. HOMANN, l. c.). Sie umfaßt häufig quarzitische Zonen (so auch den „Grenzquarzit" PETRASCHECKS an ihrem Nordrand), Marmore (z. B. Töschling am Wörther See) und die Amphibolitgesteine unter der Fazies der Chloritamphibolite, Epidotchloritschiefer und Grünschiefer.

Ausführliche Beschreibungen der Art der Auswirkung der Diaphthorese in diesen höheren Anteilen des Altkristallins gaben O. HOMANN (1962 a, S. 247 ff.), der gegenüber älteren Darstellungen präzise herausgearbeitet hat, daß im weiten Raum zwischen Ossiacher und Wörthersee „lediglich mehr oder weniger metamorphe Kristallinschiefer vorliegen und keineswegs Phyllite" (l. c., S. 270), W. FRITSCH & H. HAJEK (1965, S. 17, 25 – welche Autoren S. 26 allerdings nicht den bei HOMANN beschriebenen Zusammenhang zwischen Kornverkleinerung der Glimmer und Durchbewegung sowie Diaphthorese erfaßt haben), H. SORDIAN (1962, S. 331), B. SCHWAIGHOFER (1966, S. 155 ff., 160 f.) und F. KAHLER (1931, S. 115; 1953, S. 9 ff.).

γ) Die Permotrias und ihre Fazies

Am Rücken dieses Altkristallins hat sich nun im Raum von Rosegg/Drau, Viktring SW Klagenfurt und dazwischen in zahlreichen kleineren Schollen Permotrias erhalten, die ursprünglich (Viktring, A. BRUNLECHNER, 1897) als Paläozoikum aufgefaßt worden war. H. MOHR (1927, S. 104), erkannte als erster darin – auf Grund seiner Vertrautheit mit Mesozoikum zentralalpiner Fazies im Semmeringsystem – das mesozoische Alter, welcher Auffassung sich die späteren Bearbeiter anschlossen. Durch den Fund der mitteltriadischen Kalkalgen *Diplopora annulata dolomitica* (PIA) oder *Diplopora philosophi* (PIA) durch F. KAHLER (1931, S. 38), war dann erstmalig das mesozoische Alter der Schollenreihe fossilbelegt. Von E. WORSCH (1937) und H. SORDIAN (1962) ist die stratigraphische Gliederung und Fossilführung der Rosegger Trias, durch A. TOLLMANN (1959 a, 1963 a, S. 39 f.) und F. KAHLER (1962) jener von Viktring und des Keutschacher Tales S vom Wörthersee genauer erfaßt worden. Die Serie dieser Schollen enthält permischen Alpinen Verrucano in Form von grünen bis violetten Serizitschiefern und Serizitquarziten, zum Teil mit Quarzgeröllen, skythische Semmeringquarzite, Reichenhaller Rauhwacke, anisische Dolomitbrekzie, anisische Bänderkalke, dunklen Anisdolomit mit Diploporen, oberanisischen Trochitendolomit und hellen, wohl ladinischen Dolomit. Die Serie ist tektonisch extrem beansprucht und in der Region Wauberg–Rudnik–Petelin östlich vom Faakersee bis zu siebenfach geschuppt (H. SORDIAN, 1962, S. 333). Sie liegt typischerweise auf Kristallin.

Für die regionalgeologische Einordnung ist die fazielle Entwicklung dieser Serie wesentlich: Sie trägt im Vergleich mit nordalpiner Fazies (z. B. jener der im SE folgenden Karawanken) und mit zentralalpinen Serien (Stangalm, Radstädter

Tauern) eindeutig zentralalpinen faziellen Charakter, durch die Art der Ausbildung des Verrucano, des Semmeringquarzites statt Werfener Schichten, der charakteristischen Mitteltriaskombination einschließlich des Trochitendolomites. Hinzu kommt ferner eine spürbare Metamorphose dieser Trias, die ebenfalls im Gegensatz zur Karawanken-Trias steht. Der zentralalpine Charakter der Serie ist bereits von E. WORSCH (1937, S. 46 ff.) vermutet worden, vom Verfasser (1959 a, S. 17, 1963 a, S. 39) in Einzelheiten herausgearbeitet und von H. SORDIAN (1962, S. 337) bestätigt worden. Das bedeutet aber, daß diese Trias trotz lokaler Verschuppung Reste der primär dem mittelostalpinen Kristallin zugehörigen Hülle darstellt und bedeutet ferner, daß die Gurktaler Decke bei ihrer Abwicklung entgegen der Bewegungsrichtung nach Süden noch hinter diese Trias zurückgenommen werden muß. Für die Schubweite dieser Decke und auch die Schubweite des Oberostalpins in seiner Gesamtheit ist demnach auch die Rosegg-Viktringer Trias von Bedeutung.

δ) Tektonik

Die Struktur des mittelostalpinen Inhaltes des Klagenfurter Halbfensters ist einfach. Die Verhältnisse entlang der Überschiebungsgrenze der Gurktaler Decke werden im Zusammenhang mit diesem Kapitel Seite 441 erörtert. Eine alpidische Längsaufwölbung in W–E-Richtung beherrscht den Nordteil des Raumes in den Ossiacher Tauern östlich des Ossiacher Sees, wie O. HOMANN (1962 a, S. 264, Taf. 17) gezeigt hat. Im Kern dieser am besten als Ossiacher Antiklinale zu bezeichnenden Struktur erscheint das noch am besten erhaltene Kristallin der Serie I. Auf der Südseite dieser durch die westfallende Achse besonders im Ostteil kräftig herausgehobenen Struktur stellen sich mit dem gegen den Wörthersee hin gegen Süden steiler werdenden Abtauchen der Südflanke die gegen Hangend immer stärker phyllonitisierten Serien II und III ein, so daß bereits am Nordufer des Sees phyllitartige Typen herrschen. Im Bereich des Sees schließt eine Mulde an, hier als Wörtherseemulde bezeichnet. Eine nächste Antiklinale mit ENE-WSW-Streichen und ebenfalls westwärts gerichtetem Achsentauchen stellt sich südlich davon im Abschnitt vom Ostfuß des Pyramidenkogels bei Maria Wörth ein – wo der Granatglimmerschieferkern der Serie I auftaucht – und zieht nach Augsdorf. Die Triasschollen im Zug zwischen Faaker See und Reifnitz, also Wauberg, Rudnik, Petelin, Rosegg, St. Kathrein und Reifnitztal, liegen auf der Südflanke oder in der Achse der nächstsüdlicheren Reifnitzer Mulde, wozu noch das östlicher gelegene Vorkommen von Viktring in einer an Längsbrüchen eingesenkten schmalen Scholle kommt. Die südlichsten Teile des Halbfensters sind durch Sattnitzkonglomerat und noch jüngere Ablagerungen zu sehr verhüllt, um – abgesehen vom Drauufer – Einzelheiten über die Struktur vor der aufschiebenden Karawankenfront im Süden auszusagen. Die mittelostalpine Trias liegt nicht auf Karawanken-Paläozoikum!

Ein bedeutendes Bruchnetz liegt außerdem nach F. KAHLER (Kt. 1962) über dem Gebiet. Eine bis in die jüngste Zeit weit ausgreifende bruchtektonische Gestaltung, besonders entlang von WSW–ENE orientierten Linien (Ossiacher Störung, Wörthersee-Störung, Keutschacher Störung, Karawanken-Vorlandstörungen etc.) und quer dazu an SE-verlaufenden Brüchen (Linie Feldkirchen–SW Klagenfurt als Typus), ist überraschend klar dem Satellitenbild zu entnehmen (A. TOLLMANN, 1977 a, S. 17, Taf. 1).

Die beiden tektonischen Fenster, nämlich das Fenster von Wimitz und von Oberhof, in denen unter sehr gut vergleichbaren Bedingungen wie im Klagenfurter Halbfenster das mittelostalpine, im Hangenden diaphthoritisierte Kristallin mitten in der Gurktaler Decke an die Oberfläche kommt, werden im Zusammenhang mit dieser Decke S. 446 Erwähnung finden.

ε) Lagerstätten

Von den unbedeutenden Lagerstätten im Raum des Klagenfurter Beckens sei auf Grund der Neubearbeitung (F. Ucik, 1974) die kleine Blei Silber- und Eisen-Magnesium Lagerstätte von Plescherken 3 km W Keutschach südlich vom Wörthersee erwähnt. Marmorzüge im Altkristallin sind hier partiell in Eisendolomite verwandelt, die von silberhältigen Bleiglanz führenden Quarzgängen durchzogen werden. Die Genese dieser bis in die erste Hälfte des vorigen Jahrhunderts beschürften Lagerstätte ist nicht geklärt.

ζ) Literatur

N. Anderle et al., 1964; A. Brunlechner, 1897; O. Friedrich, 1953 a; W Fritsch & H. Hajek, 1965; H. Hajek, 1963; O. Homann, 1962 a; F. Kahler, 1931, 1953, 1962; K. Peters, 1855; W Petrascheck, 1927; B. Schwaighofer, 1966; H. Sordian, 1961, 1962; A. Tollmann, 1959 a, 1963 a, 1977 a; F. Ucik, 1974; E. Worsch, 1937

5. Das Mittelostalpin südlich des Tauernfensters

a) Allgemeine Anmerkungen

Eine maximal nur 25 km breite Zone von Altkristallin bildet mit einer Länge von 150 km einen äußeren Rahmen im Süden des Tauernfensters, überschoben auf die Matreier Schuppenzone im Norden, selbst überlagert von der Drauzugscholle mit ihrem Mesozoikum in nordalpiner Fazies, das samt Resten von schwach metamorphem Paläozoikum diesem im Norden vorgelagerten Altkristallinstreifen tektonisch auflagert. Dieses ostalpine Altkristallin südlich der Tauern mit den Berggruppen Goldeck, Kreuzeck, Sadnig, Schobergruppe, Deferegger Gebirge, Rieserfernergruppe und Pfunderer Berge stellt die direkte Verbindung zwischen dem mittelostalpinen Kristallin des Kärntner Seengebietes im Osten und jenem der Sarntaler und Stubaier Alpen westlich von Eisack und vom Brenner im Westen dar.

Es gliedert sich durchgehend in zwei voralpidisch überschobene Decken, die nach Material, Metamorphose und Position genaue Äquivalente – und nach Auffassung des Autors auch direkte Fortsetzung – der Saualpendecke (S) und Stubalpendecke (N) des Flügels östlich vom Tauernfenster darstellen. Die Grenze zwischen der primär höher metamorphen Eklogit-führenden höheren südlichen Einheit und der schwächer metamorphen Glimmerschiefer-reichen nördlicheren Einheit setzt im Norden der Kreuzeck/Sadnig-Gruppe an, zieht südlich von Mörtschach über die Möll, umkreist südlich vom

Hochschober die Prijaktgruppe, verläuft dann im Deferegger Gebirge nahe südlich des Defereggentales, dann beim Rieserfernerstock nördlich von Antholz und Uttenheim vorbei und kommt schräg an die sie abscheidende Periadriatische Linie heran. Nur wenig diesem Kristallin unmittelbar zugehöriges Mesozoikum in zentralalpiner Fazies ist in steil und tief eingekeilten Resten erhalten geblieben.

Die Entwicklungsgeschichte des Altkristallins, besonders der südlichen Einheit, ist in letzter Zeit auf der Südtiroler Seite durch italienische Forscher entschleiert worden (S. Borsi et al., 1973; F. Sassi et al., 1974 a, b). Demnach muß man für das sedimentär-vulkanogene Ausgangsmaterial ein kambrisch bis präkambrisches Alter annehmen. Die Hauptmetamorphose unter hohen Druck- und Temperaturbedingungen, die zur Bildung von Sillimanit-hältigem Gneis und Eklogit führte, hat altkaledonisches Alter (etwa 497 Millionen Jahre, das heißt Wende Kambrium/Ordovicium) erbracht. Es folgt innerhalb des kaledonischen Zyklus in der Zeit von 434 Millionen Jahren – bzw. 436 ± 17 Millionen Jahre nach Satir, 1976, S. 403 – (Wende Ordovicium/Silur) die Intrusion granitischer Magmen, die heute als Antholzer Orthogneis-Gruppe vorliegen. Die variszische Metamorphose, die nach Auffassung des Autors wohl in Verbindung mit der großen voralpidischen Deckenüberschiebung zu bringen ist, bewirkte Diaphthorese am Rücken der tieferen Einheit, und ebenso rückschreitende Metamorphose des höhergradigen Komplexes, unter Serizitisierung der Staurolithe und Disthene, mit einem Alter von rund 300 Millionen Jahren (Oberwestfal). In den nördlicheren altkristallinen Partien ist noch ein zweiphasiges alpidisches Metamorphosegeschehen nachweisbar: Im Zeitraum um 90–80 Millionen Jahren (Gosauzeit) eine niedrigtemperierte druckbetonte Metamorphose mit Phengit und Glaucophan-artiger Hornblende, in der Zeit um rund 20 Millionen Jahren nach dem Abkühlungsalter des Biotites – schließlich ein letztes thermisches Ereignis, das den Ausklang der alttertiären Tauernkristallisation im benachbarten ostalpinen Altkristallin anzeigt.

b) Die Goldeckgruppe

α) Position und Umgrenzung

Die Beschreibung des Südteiles der Goldeckgruppe, die letztlich einen Bestandteil des Drauzuges (Gailtaler Alpen) darstellt, wird im Zusammenhang mit jener des übrigen Drauzuges S. 633 erfolgen. Hier soll nur eine kurze Diagnose über den mittelostalpinen Anteil, der den Nordsockel aufbaut, gegeben werden. Die Goldeckgruppe nimmt mit ihrem Nordsockel Anteil an jenem Streifen von mittelostalpinem Altkristallin, der von der Millstätter Gegend über Spittal südlich der vorstoßenden Ecke des Tauernfensters vorbei zur Kreuzeckgruppe im Südrahmen der Tauern hinüberleitet. Während nördlich der Drau die kata- bis mesozonale Liesergneisserie emporkommt, stellen sich südlich des durch die gewaltige Drau-Möll-Störungslinie vorgezeichneten Drautales in der Goldeckgruppe zunächst wiederum höhere Serienanteile in Form der Glimmerschieferserie ein, tektonisch vom Paläozoikum und Mesozoikum des Oberostalpins überlagert. Morphologisch ist die Goldeck-Latschur-Gruppe im Norden durch das abgewinkelte Drautal, im Süden durch die Weißenbach-Weißensee-Furche klar abgegrenzt. Sie erreicht mit dem Goldeck 2142 m, mit dem Latschur 2236 m Höhe.

β) Erforschungsgeschichte

Älteste Kunde über die Geologie der Goldeckgruppe im Raum von Sachsenburg und Stockenboi erhalten wir aus den Reiseberichten von B. Hacquet (1784) und L. v. Buch (1824). Die ersten geologischen Kartierungsbeobachtungen gehen auf F. Foetterle (1855, S. 201) zurück, der im Jahre 1856 seinen Beitrag zur Ausfertigung der ersten geologischen Übersichtskarte von Kärnten liefert. Wir finden das Gebiet wiederum auf der handkolorierten geologischen Karte 1 : 75.000 aus dem Jahre 1874 von G. Stache & K. Peters bearbeitet, auch auf der Manuskriptkarte von G. Geyer, 1901. Nach den vielfältigen Beobachtungen namentlich lagerstättenkundlicher Art von R. Canaval (1891 etc.) stammt die erste systematische detaillierte Untersuchung der Goldeckgruppe erst aus dem Jahre 1939, ausgeführt von F. Angel & E. Krajicek.

Um die Serienkorrelierung mit dem übrigen kärntnerischen Kristallin hat sich R. Schwinner (1943) bemüht. Die deckentektonische Gliederung im Rahmen des alpidischen Bauplanes erfolgte durch den Verfasser (1959, Kt.; 1963 a, S. 62 ff.). In neuester Zeit befaßten sich L. Lahusen/München (1969), A. Deutsch/Wien (1976: Westteil) und H. Heinz/Wien (1976: Ostteil) im Rahmen von Dissertationsarbeiten mit der Goldeckgruppe.

γ) Die Serienabfolge

F. Angel & E. Krajicek (1939, S. 51) haben die Goldeckgruppe in drei W-E-streichende Teileinheiten gegliedert, in (Abb. 107) das mesozonale, heute aber

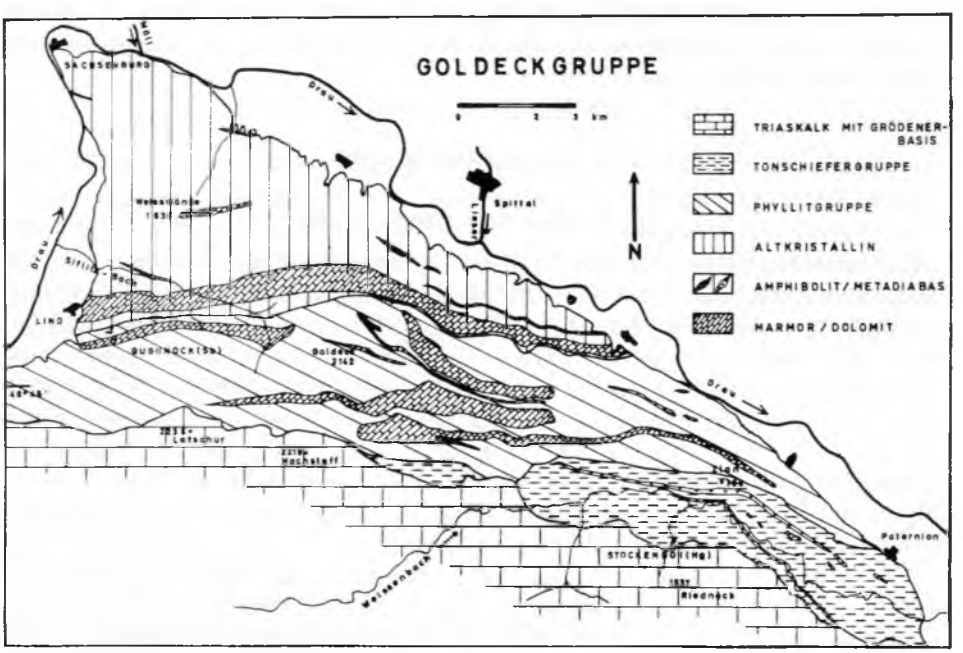


Abb. 107: Die Goldeckgruppe nach F. Angel & E. Krajicek (1939) aus L. Lahusen (1969, Kt. 7).

häufig diaphthorisierte Altkristallin (1) im Nord- und Nordostsockel des Bergstockes; das epizonale bis anchimetamorphe Stockwerk, welches im tieferen Teil eine als altpaläozoisch betrachtete Quarzphyllitgruppe (2) mit Quarziten, Diabas- und Marmorzügen umfaßt und darüber eine (einst für Karbon gehaltene) Tonschiefergruppe mit Diabasen (3), aber ohne Kalkzüge darstellt; schließlich das Permomesozoikum des Drauzuges (4). Nach R. SCHWINNER (1943, S. 148 f.) sind zwischen dem Altkristallin und der Quarzphyllit/Tonschiefergruppe sowie zwischen letzterer und der Permotrias Überschiebungsflächen vorhanden, die von diesem Autor als verschieden alt gedeutet worden waren.

Zum Stoffbestand dieser Hauptzonen sei folgendes zu den Beobachtungen von F. ANGEL & E. KRAJICEK (1939), R. SCHWINNER (1943), L. LAHUSEN (1969), A. DEUTSCH (1976) und H. HEINZ (1976) vermerkt.

1. Das Altkristallin umfaßt untergeordnet noch Orthogneise, von A. DEUTSCH (1976, S. 175) als metamorphe (altpaläozoische) Vulkanite angesehen, in der Hauptmasse aber Granatglimmerschiefer, Zweiglimmerschiefer, Granatquarzite sowie zwei Marmorzüge und Orthoamphibolite. Dieses im tieferen Teil Staurolithe führende Altkristallin wurde in Amphibolitfazies geprägt (A. DEUTSCH, 1976, S. 142 f.). Die deutliche Diaphthorese dieses Altkristallins wird in allen Arbeiten hervorgehoben, deren Bedeutung bei A. DEUTSCH (l. c., S. 184) abgeschwächt. Der Granat wurde bei dieser Diaphthorese durch Chlorit (Pennin) ersetzt, der Biotit ebenfalls chloritisiert (Klinochlor), die Plagioklase wurden durch Bildung von Serizit und Klinozoisit getrübt. Als Alter des Ausgangsmaterials dieser Serie wird in den neueren Arbeiten Altpaläozoikum angenommen (L. LAHUSEN, 1969, S. 76).

2. Die Quarzphyllitgruppe schließt südlich der Linie Amlach–Lind tektonisch an das Altkristallin. Als Grundmasse dieser Zone stellen sich Phyllite bis phyllitische Glimmerschiefer ein, wobei die Typen von Serizitschiefern über Muskowit-, Chlorit- zu Graphitschiefern variieren. Als Einschaltungen darin sind einerseits bis 10 m mächtige Quarzite, andererseits in vier großen Zügen mächtige Kalkmarmore, begleitet von Kalkschiefern, zu verzeichnen, außerdem ist ein vielfältiges Spektrum von Diabasen und ihren Abkömmlingen in epizonaler Metamorphose vertreten. So etwa die aus Diabaslaven hervorgegangenen Hornblende-Epidot-Chlorit-Albit-Schiefer der Goldeckgipfelregion und die aus Tuffiten entstandenen Albit-Chlorit-Schiefer mit Quarz- und Serizitführung. Diese Gruppe, von H. HEINZ (1976, S. 46 ff.) als „Grenzzone" bezeichnet, steht in ihrer Metamorphose zwischen dem Altkristallin und dem im Süden folgenden Altpaläozoikum. Die phyllitischen Glimmerschiefer zeigen Diaphthorese-Erscheinungen. Die karbonatreiche Serie, die die Quarzphyllitgruppe im Hangenden beschließt, hat nach H. HEINZ (1976, S. 75) E Hollernach an der Straße N Zlan Conodonten des Oberdevon geliefert.

3. Die deutlich schwächer metamorphe Metavulkanit-Tonschiefergruppe darüber ist nur im Raum S Paternion–Zlan–Stockenboi entlang des Weißenbachtales erhalten und fehlt weiter im Westen. Die materielle Zusammensetzung der Gesteinsserie gleicht mit ihrer Metavulkanitgruppe W Zlan mit Diabasen, Tuffen und Tuffiten sowie der Metaquarzit-Phyllitgruppe im Weißenbachgebiet bis Pöllau im Osten (H. HEINZ, 1976, Abb. 30, S. 74) mit Schiefern, Grauwacken und Quarziten weitgehend jener der vorgenannten Gruppe, nur daß Kalkzüge fehlen. Die Einstufung

dieser Serie durch ANGEL & KRAJICEK (1939, S. 51) in das Karbon ist unbegründet, die Serie wird ebenso wie die stofflich ähnlichen beiden zuvor genannten dem Altpaläozoikum angehören. H. HEINZ (1976, S. 84 ff.) hat die Metavulkanitserie gründlich analysiert und die Vielfalt der Kristall-, Aschen- und Lapillituffe und -tuffite sowie der Tuffbrekzien und Diabaslaven geschildert.

4. Die permomesozoische Serie setzt mit dem permischen Sandstein der Grödener (Griffener) Schichten transgressiv auf diesem Unterbau, und zwar auf Serie 2 (Westen) und 3 (Osten) auf. W FRITSCH (1961, S. 54) hat die ungestörte Transgression des Perm im Tiebelbachgraben W Stockenboi gezeigt, CH. EXNER (1974 b) hat aus dieser Transgressionsserie bereits voralpidisch rückschreitend metamorph gewordene Granitgerölle vom Typus des Nötscher Granites beschrieben.

δ) Gebirgsbau

Eine Hauptüberschiebungsfläche zwischen den oben geschilderten Serien verläuft nach der Darstellung fast aller Forscher zwischen dem mesozonalen Kristallin und der Quarzphyllit-Tonschiefergruppe. In der Grenzzone entlang der Linie Unteramlach–Lind kam es zur Verschuppung der aneinandergrenzenden Komplexe verschiedener Metamorphoseprägung (ANGEL & KRAJICEK, 1939, S. 52; R. SCHWINNER, 1943, S. 149; A. TOLLMANN, 1963 a, S. 63). Wiederum liegt hier ein Beispiel ähnlich den zahlreichen übrigen entlang der Überschiebungsfläche von schwach Metamorphem über höher Metamorphem am Rücken des Mittelostalpins vor, welches zeigt, wie sehr eine gemeinsame Durchbewegung und Verschleifung unter Diaphthorese der Liegendeinheit eine tektonische Sekundärfazies prägt, die die verschiedenen aneinandergrenzenden Serien ähnlich macht – wie R. SCHWINNER trefflich ausführte.

Die offensichtlich altpaläozoische, nur schwach metamorphe Serie im Hangenden erscheint als Quarzphyllitgruppe und Tonschiefergruppe tektonisch verdoppelt, über ihr transgrediert aber primär die Permotrias des Drauzuges, so daß die von deren Basis beschriebene Bewegungsfläche nur lokales Ausmaß hat.

Da einerseits das Drauzugmesozoikum mit zweifellos nordalpiner Fazies als wurzelnaher Teil des Oberostalpins primär mit dem schwach metamorphen Paläozoikum verbunden ist, andererseits die Glimmerschieferserie des Sockels zweifellos Bestandteil des mittelostalpinen Altkristallins darstellt, ergibt sich als Konsequenz, daß die alpidische Hauptbewegung zwischen diesen beiden so weit überschobenen Enheiten in die tektonisch so arg beanspruchten Zonen zwischen Altkristallin und schwach metamorphem Oberbau zu liegen kommt. Wir erachten deshalb diese Bewegungszone Unteramlach–Lind als gleichwertig wie etwa jene zwischen Radentheiner Kristallin und Gurktaler Decke. In dieser wurzelnahen Zone fehlen Mesozoikumspäne. Die Diaphthorese der oberen Partien des Untergrundes wird daher als alpidisch erachtet, auch wenn gerade hier unweit davon im Süden im oberostalpinen Gailtalkristallin außerdem auch voralpidische Diaphthorese registriert werden konnte.

Die Lagerung der lange im Streichen verfolgbaren Gesteinszüge der Goldeckgruppe zeigt vorwiegend steiles südliches Einfallen. Eine Überdrehung der Gesteinsserie über saiger bis nordfallend ist mehrfach zu registrieren, so z. B. südlich von Sachsenburg bei den Weißwänden oder bei Stockenboi nördlich des Weißenbachtales. Die Perm-

transgressionsfläche an der Front von Latschur, Hochstaff und Riednock liegt allenthalben wiederum steil südfallend. Die Faltenachsen in der Goldeckgruppe sind vorwiegend W-E bis WNW-ESE orientiert.

ε) Vererzung

Unter den verschiedenartigen kleineren Vererzungen der Goldeckgruppe (vgl. O. Friedrich, 1953, Kt.) haben die als schichtgebunden aufgefaßten Vorkommen durch L. Lahusen (1969) jüngst eine neue Bearbeitung erfahren. Hierzu gehören das an das Altkristallin gebundene Antimonit- und Goldvorkommen in der Umgebung von Lind (Gudinock, Weißwand etc. – l. c., S. 77, 83), der als Begleiter der Marmore in der Phyllitgruppe auftretende Magnesit und untergeordnet Siderit von Zlan NW Paternion (l. c., S. 85) und schließlich die in neuerer Zeit mehrfach studierte Zinnober-Vererzungen bei Stockenboi. Letztere wurden seit der Mitte des 17 Jahrhunderts abgebaut. Sie sind an die Serizitquarzite und Serizitphyllite der Tonschiefergruppe gebunden und kommen als primär-sedimentäre Einschaltungen als Bänder im Quarzit eingelagert vor. Die Paragenese umfaßt Zinnober (und als Umsetzung Quecksilber), Pyrit, Kupferkies, Magnetkies und Baryt (O. Friedrich & E. Krajicek, 1952; O. Schulz, 1969; L. Lahusen, 1969; S. Polegeg, 1971).

ξ) Literatur

F. Angel & E. Krajicek, 1939; L. v. Buch, 1824; R. Canaval, 1891; A. Deutsch, 1976; Ch. Exner, 1974 b; F. Foetterle, 1855; O. Friedrich & E. Krajicek, 1952; W Fritsch, 1961; B. Hacquet, 1784; H. Heinz, 1976; L. Lahusen, 1969; S. Polegeg, 1971; O. Schulz, 1969; R. Schwinner, 1943, 1951 a; A. Tollmann, 1959 a, 1963 a.

c) Die Kreuzeck- und Sadniggruppe

α) Position

Die Kreuzeckgruppe nimmt den durch breite Talniederungen begrenzten Raum zwischen Drautal im Süden und Mölltal im Norden von Möllbrücke bei Sachsenburg als östlichsten Eckpunkt bis zum Iselsberg-Sattel bei Lienz im Westen ein. Die breite Talniederung im Nordosten ergibt sich durch die Ausräumung entlang der bedeutenden ESE-streichenden Drau-Möllstörung, jener breite Talzug im NW durch die ebenso stark wirksame Störung, die von Sillian über Lienz nach Obervellach mit ENE-Streichen hinzieht. Die Kreuzeckgruppe mit dem namengebenden Gipfel des Kreuzecks von 2702 m gipfelt im nördlicher gelegenen Polinik mit 2784 m. Miteinbezogen in die Betrachtung wird die Sadniggruppe, die sich im Nordwesten innerhalb der Möllschlinge anreiht.

In geologischer Hinsicht bilden diese Berggruppen ein Teilstück des altkristallinen Südrahmens des Tauernfensters, durch die Fortsetzung der Gesteinszüge von Sachsenburg gegen Südosten direkt mit der Goldeckgruppe und in weiterem Sinne dem Drau-

kristallin weiter östlich verbunden, im Westen über das Mölltal hinweg mit der Schobergruppe zusammenhängend.

β) Zur Erforschungsgeschichte

Eine zusammenfassende Darstellung der Geologie der Kreuzeckgruppe in Karte und Text steht bis heute aus. Die grundlegende Kenntnis über Kreuzeck- und Sadniggruppe geht im vorigen Jahrhundert auf die großräumige Untersuchung in Osttirol und Westkärnten von D. Stur (1856) für die gegen Osten bis Obervellach reichende geologische Karte von Lienz und Umgebung zurück. Später finden wir erst wiederum im ausgehenden vorigen Jahrhundert Forschungsbeiträge zur Lagerstättenkunde und Petrographie dieses Raumes von R. Canaval (1896 etc.) und F. Berwerth (1895). Die systematische Aufnahme für die geologische Spezialkarte hat H. Beck in den Jahren 1930–1939 durchgeführt, die Karte fertiggestellt – sie ist aber nie erschienen. Die meisten Untersuchungen unseres Jahrhunderts beschäftigen sich mit der Petrographie des vielfältigen Altkristallins der Kreuzeckgruppe, besonders seit der anregenden Studie von F. Angel (1930 b). Die Arbeiten von R. Schwinner, Ch. Exner (1962 b, 1964) und H. Holzer sind hervorzuheben. Bruchtektonische (H. Holzer, 1958) und faltentektonische (E. Oxburgh, 1966) Analysen haben den Verformungstypus in diesem Abschnitt südlich des Tauernfensters in neuerer Zeit erfaßt, die vielfältigen kleineren Vererzungen, welche zahlreiche Edelmetallbergbaue im 16. Jahrhundet bedingten, wurden von O. Friedrich (1956, 1963) durchforscht. Der Nordteil der Sadniggruppe ist noch auf der geologischen Karte der Sonnblickgruppe von Ch. Exner (1962 c) erfaßt worden.

γ) Der Gesteinsbestand

Überblick: Im Bereich der Kreuzeck-Sadnig-Gruppe lassen sich mit R. Schwinner (1951 a; S. 159) unter anderem folgende Gesteinszonen abgrenzen: 1. Eine Eklogitamphibolit-führende Paragneisserie von primär katazonaler Fazies, die auf mesozonale Metamorphosestufe umgeprägt ist. Sie zieht im Nordteil vom Sadnig zum Polinik in ESE-Richtung dahin und kann im Süden entlang der Linie Wöllatratten bei Stall im Mölltal–Möllkopf–Teuchl–Salzkofel–Möllbrücke abgegrenzt werden. 2. Eine Granatphyll(on)it Zone nimmt mit SW-NE-Streichen den SW-Teil der Kreuzeckgruppe im Raum des Ziethenkopfes ein. 3. Gegen Osten hin schließt in diesem Südabschnitt ebenfalls mit SW-NE-Streichen die Wildhorn Orthogneiszone an. 4. Der ausgedehnte mittlere und östliche Südabschnitt des Kreuzeckstockes wird von der Granatglimmerschiefer Serie eingenommen. 5. Tektonische Einklemmungen von schwach metamorphem Paläozoikum stellen sich in untergeordnetem Ausmaß mehrfach auf der Südabdachung der Gebirgsgruppe ein. 6. Jüngere, u. zw. alpidische Intrusiva verschiedener Art durchschlagen vielerorts diesen Altbestand. Im folgenden sollen diese erwähnten sechs Gesteinsgruppen etwas näher charakterisiert werden.

1. Die Eklogitamphibolit führende Paragneisserie im Norden umfaßt eine Vielfalt höhermetamorpher und polymetamorpher Gesteinstypen. Schiefergneise verschiedener Art wie Biotitgneise oder Flasergneise stellen sich neben Augengneisen, Biotit-, Granat-, Staurolithglimmerschiefern ein, Amphibolite, Marmore,

Kalksilikatschiefer begleiten sie (Ch. Exner, 1962 c, Kt.; 1964, S. 113 ff.). Pegmatite durchdringen diese Gesteinsgesellschaft. F. Angel (1930 b, S. 22 ff.) beschrieb anhand der Eklogitamphibolite und der Zoisitamphibolite dieser Zone aus der Teuchl im Nordostteil der Berggruppe die genetische Entwicklung dieser Gesteinsgruppe: Aus basischen katazonalen metamorphen Gesteinen eklogitischer Art entstanden durch Tiefendiaphthorese zweitstufig rückgebildete Eklogitamphibolite, diablastische Amphibolite und Granatamphibolite. Serienbestand und Entwicklungsgeschichte dieser Gruppe ist anhand dieser Eklogitamphibolite, der Kalksilikatschiefer etc., gut der von der Saualpe beschriebenen äquivalenten Gruppe vergleichbar.

Elf K-Ar-Altersbestimmungen an Muskowit und Biotit aus Glimmerschiefern, Amphiboliten, Augengneisen und Pegmatiten dieser Serie durch E. Oxburgh et al. (1966, S. 26 f.) haben ein Alter von rund 80 Millionen Jahren im Inneren des Kristallins, ein stärker schwankendes Alter von 60 bis 91 Millionen Jahren in Nähe des Überschiebungsrandes über dem Tauernsystem im Norden erbracht. Das bedeutet, daß sich eine kräftige metamorphe alpidische Beeinflussung des Altkristallins wohl im Zusammenhang mit der Orogenese und dem phasenweisen Fernschub des Mittelostalpins über die tieferen Einheiten in der Zeit der höheren Kreide geltend macht.

2. In der südwestlichen Ecke der Kreuzeckgruppe treten im Abschnitt oberhalb Dölsach und Nikolsdorf gegen den Ziethenkopfkamm gegenüber den Glimmerschiefern die (Granat)-Phyll(on)it-Typen bis Mylonite (Ch. Exner, 1956, S. 25) in den Vordergrund. Dies mag in Zusammenhang mit der Nähe der Hauptbewegungsfläche gegen das Oberostalpin stehen, das hier mit Permotrias beim Tiroler Tor SE Nikolsdorf und im Gödnachgraben E Dölsach noch auf das Nordufer der Drau übergreift.

3.–4. Östlich des erwähnten, an diese Granatphyllonite anschließenden Muskowit-Mikroklin-Orthogneises vom Wildhorn dehnt sich die einförmige Glimmerschiefermasse der südöstlichen Kreuzeckgruppe aus. Die Glimmerschiefer führen Granat, Staurolith, Turmalin. An Einschaltungen in dieser Glimmerschiefermasse sind hervorzuheben: Quarzite bis Graphitquarzite, Amphibolite vom normalen Plagioklasamphibolittypus bis zum diaphthorisierten Saussuritgabbro (Nikolaital E Grakofel – F. Angel, 1930 b, S. 30), Garbenschiefer, seltener auch Marmorzüge. Diese zweitstufige Serie ist abschnittsweise kräftig diaphthoritisiert, wie die Chloritisierung von Granat und Biotit im Glimmerschiefer sowie dessen Umprägung zu phyllitischen Schiefern mit Relikten anzeigt (F. Angel, 1930 b, S. 33; H. Holzer, 1957, S. 34).

5. Eine Zusammenstellung über die an tektonischen Flächen eingekeilten paläozoischen Sedimentgesteine in der Kreuzeckgruppe gab Ch. Exner (1956), wobei manche früheren Auffassungen anderer Autoren revidiert wurden. Wahrscheinliches Oberkarbon in Form von Tonschiefern, Quarzkonglomeraten, Feinbreccien, Sandsteinen und Quarziten ist als muldenförmige tektonische Einkeilung über verschmiertem diaphthoritischem Kristallin am Gnoppitztörl 5 km NNE Greifenburg erhalten geblieben. Perm- und Triasreste liegen ebenso an mylonitischer Bewegungsbahn im Gödnachgraben E Dölsach bei Lienz tektonisch am Altkristallin (Ch. Exner, 1956 a, S. 33; 1962 b). Die übrigen, früher als paläozoische Sedimentgesteine angesprochenen Typen sind durch Exner (l. c.) als Mylonite und Brekzien nach Glimmerschiefer erkannt worden, so auch das durch einen als Trilobiten-Kopfschild der Gattung

Ellipsocephalus durch I. Peltzmann (1940, S. 75, Abb. a–b) bestimmten verdrückten Granatkristall ehemals in das Kambrium eingestufte Gestein, das sich als Diaphthorit eines Granatglimmerschiefers erwies (Ch. Exner, 1956 a, S. 37; 1956 b, S. 25).

6. Verschiedene Abschnitte der Kreuzeckgruppe sind von Ganggesteinen durchschwärmt, einige Regionen von Granodiorit Intrusionen erreicht, die das Altkristallin durchsetzen, ohne mehr von nennenswerter Deformation oder Metamorphose betroffen zu werden. Schon zu Beckes und Berwerths Zeiten (1895) wurden diese Intrusionen zu Recht mit den periadriatischen spätalpidischen Intrusiva vom Typus Rieserferner verglichen. Südlich von Wöllatratten bei Stall im Mölltal trifft man am „Kopf" einen 1 km langen und 100 m breiten Stock eines Granodiorites mit zonar gebautem Plagioklas (stark basischer Kern mit 75–55 % Anorthit, Randsaum mit 23–19 % An) und xenomorphem Kalinatronfeldspat, welcher massig und frisch ohne Umsetzungen erhalten ist, vertikal und diskordant im Altkristallin steckt und demnach offensichtlich den spätalpidischen Intrusionen angehört (Ch. Exner, 1961, S. 42 ff., 49; 1976, S. 41). Für diese spätalpidischen Typen ist oszillierende Zonarstruktur des Plagioklases typisch. Die von F. Angel (1930, S. 12 ff.) beschriebenen Granodiorite am Polinik-Südostkamm zeigen in den zonar gebauten Plagioklasen ebenfalls keinerlei Fülle, Epidot ist nicht entwickelt. Wohl aber kann man hier am Granat und Biotit bereits Chloritisierungen erkennen. Biotite des Granodiorites von Wöllatratten haben nach der K/Ar-Methode ein radiometrisches Alter von 31–44 Millionen Jahren geliefert (R. Cliff et al., 1971, S. 239).

Unter den ebenfalls jungalpidischen Ganggesteinen der Kreuzeckgruppe sind wiederholt einerseits Quarzporphyrite und granatführende Porphyrite aus der Region Wöllatratten, vom Naßfeldriegel NNW Greifenburg, von der Rauscheralm SW vom Naßfeldriegel, vom Teuchlstollen, vom Stawipfl und Grakofel S der Teuchl etc., andererseits Malchite N vom Kreuzeck und Kersantite vom Striedenkopf weiter im Norden beschrieben worden (F. Angel, 1930 b, S. 18; R. Schwinner, 1951 a, S. 159; H. Holzer & H. Scharbert, 1958; Ch. Exner, 1961; 1976, S. 41 und Abb. 10). Hydrothermale Umsetzungen dieser Ganggesteine sind nicht selten, aber durchaus auch von anderen spätalpidischen Gängen bekannt. Das radiometrische Alter nach K/Ar-Untersuchungen an Gängen der Kreuzeckgruppe beträgt 32 ± 2 Millionen Jahre (vgl. Ch. Exner, 1976, S. 41).

δ) Der tektonische Bau

Im großen gesehen liegen die höhermetamorphen Partien dieses mittelostalpinen Kristallins, das in kretazischer Phase als aufrecht lagernde Masse dem Pennin und Unterostalpin der Tauern überschoben worden ist, in der an das Tauernfenster angrenzenden Nordzone. Durch die späte Aufkippung der Gesamtscholle im Süden der Tauernaufwölbung folgt der höhere Mantel dieses Gneiskernes heute im südlichen Teil der Kreuzeckgruppe und die höchsten, am stärksten durch die Überschiebung des Oberostalpins phyllonitisierten Partien liegen im äußersten SW der Berggruppe. Hier im Süden sind auch durch tektonische Einspießungen die dem Oberostalpin zuzurechnenden erwähnten karbonatischen bis permotriadischen Späne in Resten erhalten, die stets durch eine Bewegungsfläche erster Ordnung vom mittelostalpinen Kristallin

getrennt sind (Gnoppitztörl NNE Greifenburg; Gödnachgraben E Dölsach – Ch. Exner, 1962 b, S. 78; A. Tollmann, 1963 a, S. 65). Die Einklemmung von Jungschichten im Gödnachgraben ist übrigens entlang der gewaltigen Schrägstörung von Zwischenbergen erfolgt.

Tektonische Studien aus der nordrandnahen Zone der Kreuzeckgruppe bei Obervellach durch E. Oxburgh (1966) haben drei Hauptfaltungsphasen unterscheiden können: Eine scharfe Isoklinalfaltungsphase im ersten Stadium der Formung, eine mäßig starke zweite Faltung und eine sanfte Flexurfaltung verbunden mit erneuter Schieferung in der dritten Phase. Hier im Norden streichen die Faltenachsen vorwiegend in W-E-Richtung, drehen im zentralen Teil der Kreuzeckgruppe im Raum Ederplan und Salzkogel unter steilerem Einfallen auf N-S-Richtung bis zu Schlingenbau und schwenken im Drautalgebiet wie erwähnt auf SW bis WSW ein (H. Holzer, 1957, S. 35).

Ein Profil durch die Sadniggruppe hat Ch. Exner (1956 b, S. 24 f.) beschrieben: In der nördlichsten Granatglimmerschieferzone innerhalb des Paragneisgebietes S des Sadnig vermutet er Muldenstruktur, die Grenze zur Hauptmasse der Glimmerschieferserie liegt bei Obernig NW Stall/Mölltal. Die Faltenachsen liegen auch in dieser Nordrandzone horizontal bis flach gegen Westen geneigt.

Die bruchtektonische Zerlegung des Gebietes folgt vorwiegend dem Mohrschen paarigen Diagonalscherflächensystem. Das zeigen nicht nur die zwei nach Großstörungen angelegten ENE-(Zwischenbergenstörung) und WNW-(Mölltalstörung) verlaufenden Äste des Mölltales im Norden der Kreuzeckgruppe, sondern zeigt auch die photogeologische Analyse des Bruchsystems durch H. Holzer (1958, Taf. 16), dessen Linien subparallel dazu verlaufen. Die Störungen sind durch Mylonite, in Extremfällen durch Pseudotachylite (H. Beck) markiert. Die kräftigste Querstörung der Berggruppe mit Nord- zu West-Verlauf ist die durch den Verlauf des Wöflatales, des oberen Kreisbaches und des Innerfraganttales markierte Linie, die sehr deutlich am Satellitenbild hervortritt, während sie auch aus den Luftbildern (H. Holzer, 1958, Taf. 16) noch nicht erfaßt werden konnte.

ε) Erzvorkommen der Kreuzeckgruppe

Über die zahlreichen kleinen, heute wirtschaftlich unbedeutenden Lagerstätten der Kreuzeckgruppe geben die zusammenfassenden Arbeiten von O. Friedrich (1956, 1963), G. Hiessleitner (1949, S. 26 ff.) und L. Lahusen (1969) mit weiteren Literaturhinweisen erschöpfend Auskunft.

Im Marmor der Raggaalm SW des Polinik befindet sich eine von O. Friedrich metasomatisch gedeutete Eisenspatlagerstätte; im Norden der Kreuzeckgruppe liegen einige Kieslagerstätten. In den Triasschollen, die vom Drauzug über das Drautal im Raum von Oberdrauburg noch zum Südfuß der Kreuzeckgruppe herüberreichen, findet man eine Blei-Zink-Vererzung vom Typus Bleiberg. Die Hauptreihe von Lagerstätten aber zieht am Südfuß der Kreuzeckgruppe unmittelbar nördlich des Drautales hin (Abb. 108). Zu dieser Reihe gehören die Antimonit-Scheelit Vorkommen des Rabanter Revieres im Westen, das 10 km östlich davon gelegene Zinnober-Vorkommen Glatschach bei Dellach und das 20 km östlich von hier folgende Lessnig- und Radlberg-Revier mit Antimonit (und Scheelit).

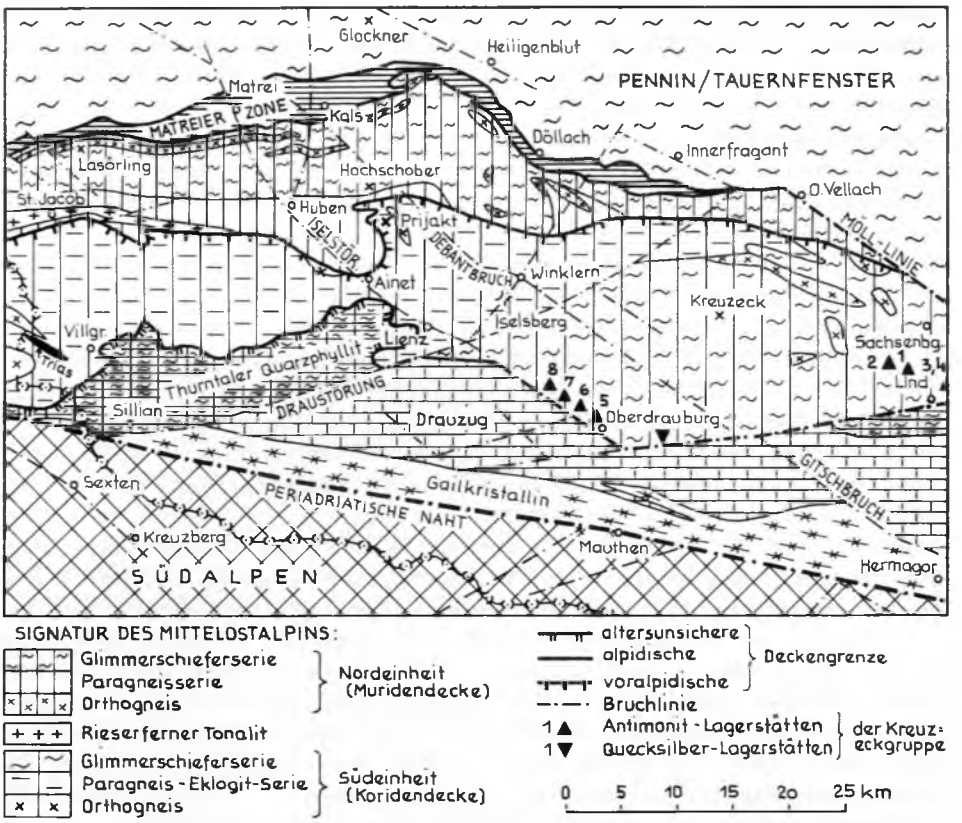


Abb. 108: Hauptstrukturlinien der Kreuzeck- und Schobergruppe unter Eintragung der Antimonit- und Quecksilberlagerstätten nach G. HIESSLEITNER (1949, Abb. 5). 1 – Lessnig, 2 – Radlberg, 3 – Guginock, 4 – Siflitz, 5 – Gurserkammer und Edengang, 6 – Rabant, 7 – Johannigrube, 8 – Mariengrube.

Die Genese all dieser Lagerstätten wurde von O. FRIEDRICH noch in Beziehung zu der spätalpidischen Phase während des Abklingens der alpinen Orogenese gebracht. Auf eine erste Etappe dieses Zeitraumes wurde die Kiesdurchtränkung im Norden der Kreuzeckgruppe bei Stallhofen/Obervellach und in der Sadniggruppe im Laitenkogel NW Rangersdorf zurückgeführt. Die folgenden Vererzungen wurden in Zusammenhang mit der erwähnten Bruchtektonik gebracht, wobei diese Störungen zugleich für die Förderung der Ganggesteine eines zugehörigen Hochplutons als auch für die als dessen Gefolge aufgefaßten Vererzungen durch Antimonit, wie Rabant, Lessnig und zahlreiche andere kleine Lagerstätten im Südabschnitt des Kreuzeckstockes, und durch Zinnober und Quecksilber bei Glatschach verantwortlich gemacht wurden.

In der Zwischenzeit aber konnten R. HÖLL & A. MAUCHER (1968, S. 1) zeigen, daß mit Ausnahme der deszendenten Vererzung der Mariengrube (Rabanter Revier) sämtliche Antimonit-Scheelit-Lagerstätten der Kreuzeckgruppe sowohl im Rabanter Revier (Rabant, Gursenkammer, Edengang, Johannisstollen etc.) als auch im Lessnig-Radlberg-

Revier primär schichtgebunden sind und an Grünschieferzüge – also basische, als altpaläozoisch erachtete Vulkanite – anknüpfen. Diese Auffassung ist von L. Lahusen (1969, S. 42 ff.) auf Grund des schichtparallelen Auftretens von Antimonit und Scheelit, der schichtigen Erzstrukturen, zufolge der Unabhängigkeit vom Draubruch, nach der kennzeichnenden syngenetischen Paragenese der Antimon-Wolfram-Quecksilber-Vererzung und anderem nach Spezialuntersuchung bestätigt worden. Die Antimonitbergbaue im Revier Rabant bei Oberdrauburg sind seit 1669 urkundlich genannt, sind am intensivsten in der Mitte des 19. Jahrhunderts beschürft worden und standen bis 1953 in Betrieb.

ζ) Literatur

F. Angel, 1930 b; H. Beck, Vh. GBA. 1930–1939; F. Berwerth, 1895; R. Canaval, 1896; Ch. Exner, 1956 a, b, 1961, 1962 b, 1976; Ch. Exner & P. Faupl, 1970; O. Friedrich, 1956, 1963; G. Hiessleitner, 1949; R. Höll & A. Maucher, 1968; H. Holzer, 1957, 1958; H. Holzer & H. Scharbert, 1958; L. Lahusen, 1969; R. Schwinner, 1951 a; E. Oxburgh, 1966; E. Oxburgh et al., 1966; I. Peltzmann, 1940; W J. Schmidt, 1950–1952 a; D. Stur, 1856.

d) Die Schobergruppe

α) Lage und Stellung

Zwischen der gewaltigen Drau-Iselstörung zwischen Lienz und Matrei/Osttirol im Westen und dem Oberen Mölltal, das ab Heiligenblut aufwärts wiederum der Mölltalstörung folgt, zwischen der Matreier Zone im Norden entlang der Linie Matrei–Kals–Peischlachtörl–Kreuzkopf S Heiligenblut und Döllach/Möll und dem Iselsberg bei Lienz im Süden ragt die Schobergruppe mit schroffen Hochgebirgsformen im Norden mit Hochschober (3240 m) und Petzeck (3283 m) bis in die Gletscherregion empor. An die vierzig Dreitausender enthält dieser hochalpin geformte Bergstock.

In geologischer Hinsicht nimmt diese ausschließlich aus ostalpinem Altkristallin bestehende Berggruppe in Fortsetzung des Kreuzeck-Bergstockes im Osten und des Deferegger Gebirges im Westen ebenfalls ein Stück des mittelostalpinen altkristallinen Südrahmens des Tauernfensters ein, der im Zuge der tertiären Aufwölbung der Tauernkuppel eine Aufkippung gegen Süden erfahren hat. Durch die nördlichere Lage gegenüber der Kreuzeckgruppe kommt im Nordabschnitt des Hochschober noch eine tektonisch tiefere quarzitreiche Glimmerschiefereinheit unter der von der Kreuzeckgruppe herüberziehenden Eklogitamphibolit-führenden Paragneisserie hervor. Diese Glimmerschieferserie des Nordens wird an variszischer Überschiebungsfläche von der erwähnten Paragneisserie, die den Südabschnitt der Schobergruppe aufbaut, nordvergent überfahren.

β) Erforschungsgeschichte

Analog wie bei der Kreuzeckgruppe erfolgte die erste Aufnahme dieses Gebietes im Zug der Kartierung Osttirols und Westkärntens durch D. Stur (1856), der auch die erste Profilserie durch diese Gebirgsregion veröffentlichte. Erst in den zwanziger Jah-

ren unseres Jahrhunderts wendet man sich dann endlich einer gründlicheren petrographischen und tektonischen Durchforschung dieses Südrahmenstückes des Tauernfensters zu (F. Angel, 1928–1930; E. Clar, 1926, 1927 a, b). In eine zweite, in der Gegenwart liegenden Forschungsetappe zur näheren Charakterisierung der petrographischen und tektonischen Struktur des Raumes fallen die Studien von Ch. Exner (1959, 1962 c, 1964), H. Schwarzböck (1968), W Richter (1973) und G. Troll und Mitarbeiter (1974, 1975, 1976). Eine geologische Karte und Profilserie steht ebenso wie bei der benachbarten Kreuzeckgruppe bis heute aus.

γ) Seriengliederung

1. Liegendkomplex. Den Nordteil des Gebirges baut von der Überschiebung über die Matreier Zone im Norden bis zur Linie Ainet/Iseltal–Taberbach–Prijakt-Nordfuß–oberstes Debanttal–Seichenkopf NW Winklern–Mölltal SW Mörtschach im Süden eine quarzitreiche Glimmerschiefer-Schiefergneisserie mit zahlreichen Einschaltungen verschiedenartiger anderer Gesteinszüge auf. Die Serie ist bei F. Angel (1928 b, S. 155) als „Hauptscholle", bei G. Troll et al. (1974, S. 3) als „Serie I" bzw. (1975, S. 30; 1976, S. 489) als „Liegendkomplex" bezeichnet worden.

Dieser Liegendkomplex setzt sich aus folgenden Gesteinstypen zusammen: In der Grundmasse aus Glimmerschiefer und Schiefergneis, in welche zahllose, lokal auch sehr mächtige Amphibolite und Serpentinite einerseits, saure Orthogneise in untergeordnetem Umfang andererseits eingeschaltet sind. Im einzelnen begegnet man folgenden Gesteinsgruppen: Hellglimmerschiefer, Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten, Glimmerquarzite, gelegentlich mit Staurolith- und Granatführung, Graphitquarzite und Graphitschiefer, Gneisquarzite, ferner folgenden Typen von Schiefergneisen (E. Clar, 1927, S. 73 f.; F. Angel, 1928 b, S. 172; H. Schwarzböck, 1968, S. 113 ff. etc.): Feinkörnige, ebenschiefrige, granatarme Gneise ohne Lagenbau mit saurem Plagioklas (An-Gehalt 14 %), die von E. Clar dem Grössinggneis der Stubalm gleichgesetzt wurden; gebänderte Paragneise mit Plagioklasen mit 18 % An; gröberkörnige knollige Gneise, groblagige linsig struierte Gneise mit größeren Mikroklinen (Gößnitzgneistypus der Stubalpe nach E. Clar) etc. Angeblich ist auch der Hirschegger-Augengneistypus mit Disthen am Rothkofel W Prijakt vertreten (in der Stubalpe aber schon höheres tektonisches Deckenstockwerk). In diese Gesteinsgruppe mit tonig-sandigem Ausgangsmaterial sind nun vielfach Edukte aus basischen Orthogesteinen eingeschaltet (F. Angel, 1928 b, S. 168 ff.): Es können Abkömmlinge der ursprünglichen Differentiationsreihe Peridotit–Basalt in der Reihe Serpentinit–Smaragditschiefer–gemeiner Amphibolit–Plagioklasamphibolit gefunden werden. Ein besonders mächtiger Zug von Amphiboliten streicht über den Rotenkogel, das Kalsertal querend, südlich des Lessachtales im Nordteil der Schobergruppe gegen Osten. Fast stets an die Grenze der Amphibolite zu den Schieferserien gebunden ist das Auftreten der schmalen Züge und Linsen von sauren Orthogesteinen in dieser Berggruppe: Derartige Zweiglimmergranite, helle Granodiorite, Orthoaugengneise sind vom Westen, von der Begleitung des eben erwähnten Amphibolitzuges, bis zum Ostrand bei Mörtschach beiderseits des Mölltales bekannt (F. Angel, 1928 b; S. 171; H. Schwarzböck, 1968, S. 142 ff.; Ch. Exner, 1959, S. A 16; 1962 c, Kt.; 1964, S. 112). Das Eindringen dieser sauren Orthogesteine ist jedenfalls jünger

als jenes der basischen, da letztere offenbar am besten als submarine Deckenergüsse und Ozeanbodeneinschübe bereits im Geosynklinalstadium dieser eugeosynklinalen, übrigens extrem kalkarmen ältestpaläozoischen bis präkambrischen Serien gedeutet werden können. Die gesamte Serie wurde unter den Bedingungen der Amphibolitfazies metamorph. Eine radiometrische Altersdatierung von Augen- und Flasergneisen aus dem Wangenitzseegebiet hat ein kaledonisches Alter dieser Gesteine erbracht (G. Troll et al., 1975, S. 30). Pegmatite durchschlagen die Serie vielfach. In der alpidischen Phase wurden die basalen Zonen dieses zweitstufigen Kristallins nahe der Überschiebung über dem Unterostalpin sowie Partien entlang von inneren, wohl untergeordneten Bewegungsflächen, diaphthorisiert. Auf die jungalpidische Ganggesteinsfolge wird unten eingegangen.

2 a) Mit dem Prijakt als nördlichem Eckpfeiler setzt im Süden der Schiefergneise des Hochschobers eine tektonisch höhere, petrographisch abweichend ausgebildete Kristallinserie ein, die oben als Eklogit(amphibolit)-führende Paragneisserie bezeichnet worden ist. Ihr entspricht einerseits die Serie der Prijaktscholle und zum Teil der Südscholle bei F. Angel (1928 b, S. 155), andererseits der Hangendkomplex samt seiner basalen Schuppenzone bei G. Troll et al. (1975, S. 30; 1976, S. 486 ff.). In dieser an Hornblendegesteinen reichen Paragneisserie treten die genetisch interessanten Eklogitamphibolite, nur sehr selten auch Amphibol-Eklogitzüge auf. Erstere erreichen besonders am Prijakt selbst und am Schleinitz SE davon große Mächtigkeit. Im Mineralbestand dieser eklogitischen Gesteine mit Omphazit, Hornblende, Granat und Zoisit wird die Hornblende nur selten als Karinthin angetroffen, häufiger hingegen als blaugrüne Hornblende bzw. tritt sie ebenso wie der Plagioklas meist in diablastischem Gewebe auf. Genetisch läßt sich hier analog den sehr gut vergleichbaren Verhältnissen in der Saualpe ableiten, daß während der Hauptphase der ersten Metamorphose eine Prägung in Eklogitfazies erfolgte und später in einer zweiten Metamorphosephase eine rückschreitende Umbildung im Zuge einer Tiefendiaphthorese stattfand, die die Eklogite unter Symplektitbildung zu amphibolitischen Gesteinen überführte. W Richter (1973, S. 26) und G. Troll et al. (1975, S. 30) führen aus, daß die Bildungstemperaturen der Eklogite der Schobergruppe gegen die Glaucophanschieferfazies hin tendierten bzw. diese erreichten, so daß sie niedriger als jene der Saualpe lägen. Diese Auffassung verträgt sich aber nicht mit der Feststellung von G. Troll et al. (1976, S. 499), daß eben in dieser Phase der Eklogitbildung auch der Staurolith entstanden sei, dessen Bildung doch höhere Temperaturwerte als in der Glaucophanschieferfazies erreicht, benötigt (H. G. F. Winkler, 1967, S. 166). Jedenfalls aber kann man auch hier nach einer älteren Phase der Eklogitbildung eine jüngere Phase, die von G. Troll et al. in die Disthen-Almadin-Subfazies der Amphibolitfazies eingeordnet wird, unterscheiden. Über das Altersverhältnis der beiden Metamorphosen zueinander läßt sich mangels genügender Alterswerte in der Schobergruppe nur ein Schluß aus dem Vergleich mit dem weiter westlich gelegenen Kristallin südlich vom Tauernfenster ziehen (siehe S. 354). Die radiometrische Altersbestimmung an acht Proben eines Augengneises aus dem Wangenitzsee-Gebiet ergab Werte von 439 ± 20 Millionen Jahren (G. Troll et al., l. c., S. 509), was mit dem Intrusionsalter der Orthogesteine dieser Einheit weiter im Westen genau harmoniert, wo die Intrusiva im Anschluß an die erste Hochdruckmetamorphose im kaledonischen Zyklus hochkamen (siehe S. 354). Diese Zahlen und weitere, bei 440 ± 13

Millionen Jahren liegende Rb-Sr-Alter von Gneisen des Wangenitzsee-Gebietes deuten W Brack et al. (1977, S. 6) allerdings eher als kaledonische Metamorphosealter, da auch die den Orthogneis begleitenden Paragneise gleiche Werte lieferten. Von den gleichen Autoren wurden in diesem Raum ferner alpidische Abkühlungsalter an Glimmern und anderen Mineralien von 70 ± 4 und 79 ± 5 Millionen Jahren festgestellt.

Von der Prijaktgruppe setzen sich die Eklogitamphibolite gegen SE in Richtung des Debanttales fort und wurden in letzterem von Ch. Exner & E. Wanderer (1962) auch noch aus dem Unterabschnitt beschrieben.

2 b) Gegen das Hangende hin tritt in der Südzone der Schobergruppe primär die Eklogitfazies wiederum zurück, wir gelangen im oberen Teil der Südscholle wiederum in zweitstufig im Bereich der Amphibolitfazies geprägtes Kristallin.

Bis zum Iselsberg hin sind von Norden kommend die Amphibolitzüge zahlreich und verbinden unsere Region gegen Osten hin mit der Kreuzeckgruppe. Ganz im Süden herrschen wiederum die Glimmerschiefer vor und reichen südlich von Lienz noch auf die Südseite der Drau hinüber.

3. Analog zu den übrigen Abschnitten im Altkristallin südlich vom Tauernfenster begegnen wir auch in der Schobergruppe einem Schwarm von Ganggesteinen tonalitischer Zusammensetzung, die zufolge ihrer Unversehrtheit zu Recht als jungalpidisch gelten. Derartige Tonalitporphyrite sind von Huben, von Oblaß und Niederrist E und SE der Mündung des Kalsertales, vom Riegelkopf W des Hochschober, vom Wangenitztal, vom Seichenkopf östlich vom Debanttal und anderen Abschnitten bekannt (F. Angel, 1928 b, S. 161; Ch. Exner, 1976, S. 39, Abb. 10). Zwischen Schlaiten und St. Johann setzen sie westlich des Iseltales in das Deferegger Gebirge fort. Eine Verknüpfung mit den (älteren) s-parallelen pegmatitischen Durchtränkungen des Altkristallins ist entgegen F. Angel (l. c., S. 174) nicht anzunehmen.

δ) Tektonischer Bau

Wir haben in weiten Räumen des mittelostalpinen Altkristallins östlich der Hohen Tauern die weit ausgreifende Überschiebung des katazonalen Koralm-Saualpen-Kristallins in Form der Saualpendecke über dem zweitstufigen Kristallin der Stubalpendecke verfolgt. Auch westlich der Gurktaler Decke tritt im unterlagernden kristallinen Sockel wiederum die gleiche Überschiebung von Orthogneisen (Bundschuhgneis) samt Paragneishülle (Priedröfgneis) über der Glimmerschieferserie in Erscheinung. Wir zweifeln nicht daran, daß die gleiche Erscheinung in dem der gleichen mittelostalpinen Großeinheit zugehörigen Altkristallinkomplex der Schobergruppe die direkte Fortsetzung der Verhältnisse des Ostens darstellt: Von allen Bearbeitern ist die regionale nordvergente Überschiebung der tektonisch höheren und zugleich höher metamorphen Südeinheit der Schobergruppe mit ihrer Stirn in der Prijaktscholle über die mesozonale Nordeinheit an intensiv durchbewegter Schuppenzone mit basalem Mikroklin-Augengneisband unter Abschneiden der Untergrundstrukturen hervorgehoben worden (E. Clar, 1927, S. 88; F. Angel, 1928 b, S. 174; G. Troll et al., 1974, S. 7 f.; 1975, S. 30; 1976, S. 490). Diese variszische Überschiebungsfläche kommt vom Osten vom Nordrandgebiet der Kreuzeck- und Sadniggruppe herüber, quert etliches südlich von Mörtschach in das Mölltal,

führt ins obere Debanttal und dann in scharfer, schlingenartiger Kurve um den Prijakt herum zurückspringend bis Ainet (W SENARCLENS-GRANCY, 1965, Taf. 1), von wo sie das Iseltal querend gegen WNW in der Defereggergruppe weiterzieht. Sowohl in der Anlage dieser Überschiebungsfront als auch in den inneren Hauptstreichrichtungen der Schobergruppe wird der Knick des Südrahmens des Tauernfensters, der westlich von Heiligenblut liegt, abgebildet: Das Streichen in der Hochschobergruppe ist wie die Anordnung ihres Hauptkammes SW–NE gerichtet, das Streichen östlich des oberen Debanttales ist trotz aller lokalen Abweichungen vorwiegend NW–SE orientiert.

Die basale Überschiebung am Nordrand des mittelostalpinen Kristallins gegen die Matreier Zone im Tauernrahmen hin bietet einen der eindrucksvollsten diskordanten Überschiebungskontakte der Zentralalpen: Wiederholt ist diese „modellförmig klare Flächen- und Achsendiskordanz", die auch landschaftlich so eindrucksvoll ins Auge springt, vom Abschnitt bei Matrei/Osttirol angefangen über den Raum westlich von Heiligenblut und SW von Döllach beschrieben worden (W J. SCHMIDT, 1952 a, S. 362; CH. EXNER, 1959, S. A 15; 1962 c, Kt.; 1964, S. 106; W SENARCLENS-GRANCY, 1965, S. 247). Weithin werden die schräg an die Hauptüberschiebung herankommenden, hier SE-einfallenden Gesteinszüge des hangenden Altkristallins durch die Schubfläche abgeschnitten.

Eine Vorstellung vom Bau der Nordzone geben die Profile durch den Rotenkogel W des Kalsertales (F. ANGEL, 1929 b, Taf. 8) und das Profil über Bretterkopf und Brentenkopf im Hauptkamm SW ober Heiligenblut (F. ANGEL, 1929 a, S. 215), die vorübergehendes Saigerstellen der sonst steil südfallenden Glimmerschiefer-Quarzit-Amphibolitserie zeigen. Im südlich anschließenden Raum des hintersten Gradentales und Wangenitztales herrscht eine verkehrt S-förmige Schlingenstruktur im Kristallin mit NE-, dann SE- und wiederum NE-Streichen, wie die Karte Taf. 1 von H. SCHWARZBÖCK (1968) zeigt – vgl. C. TROLL et al. (1976, S. 507, Abb. 12). Über die Struktur der Umrahmung des innersten Debanttales geben die Karten von E. CLAR (1927, Taf. 1)

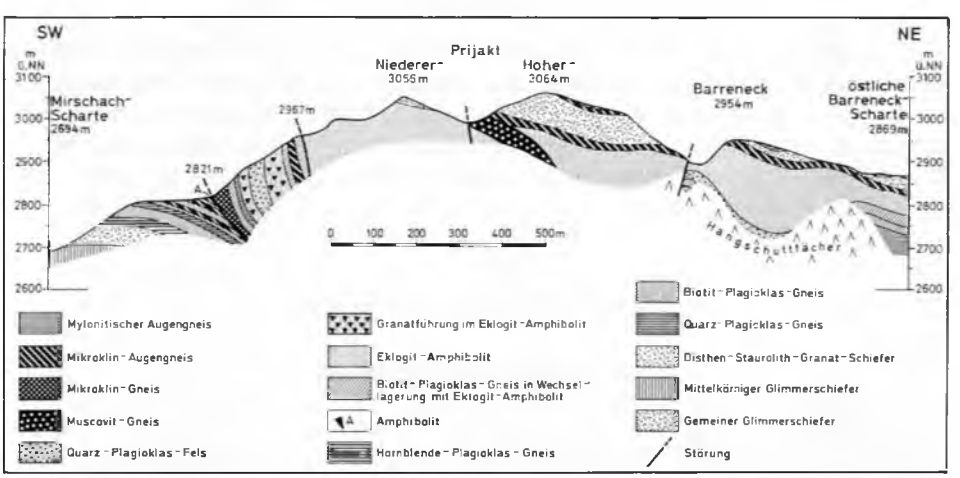


Abb. 109: Das Prijakt-Profil in der Schobergruppe nach C. TROLL et al. (1976, Abb. 3).

und G. Troll etc. (1974, Taf. 2; 1976, Abb. 2) Auskunft: Hier beherrscht die Prijakt-Überschiebung mit ihrer intensiv beanspruchten basalen Schuppenzone das Bild – Abb. 109. Die Struktur weiter im Süden wurde im Hauptkamm, der östlich vom Debanttal zum Iselsberg ausläuft, von F. Angel (1929 a, S. 220) profilmäßig erfaßt: Kräftige Großfaltung der steilstehenden Serie im Seichenkopfgebiet und eine flache ruhige Lagerung ab dem Straßkopf NW Winklern gegen Süden kennzeichnen hier den Stil dieses der Südeinheit angehörenden Abschnittes.

Im nordrandnahen und zentralen Teil der Schobergruppe wurde der Achsenplan der Verfaltung studiert. Die älteste Achsenrichtung ist NE-orientiert, ihr folgen meist nur weitspannigere Verbiegungen. Die nächstjüngere Achse mit NW-SE-Anordnung ist das Hauptelement der stärksten Einengungstektonik mit isoklinaler Faltenbildung. In der flach ostfallenden jüngsten Achsenlage und zugehörigem nordweisendem $B \perp B'$ wird wohl mit Recht die alpidische Überprägung erwartet (Ch. Exner, 1964, S. 110; G. Troll et al., 1974, 1975, 1976).

In der bruchtektonischen Gestaltung zeichnet der WNW-Ast des Mohrschen Diagonal-Störungsnetzes den Verlauf des Iseltales vor. Aus dem Satellitenbild ist zu entnehmen, daß auch das Debanttal im Abschnitt von der Lienzerhütte abwärts einer analogen Störung folgt, die aber nördlich vom Geiersbüchl nach Winklern fortsetzt und ab Lainach/Möll dem Zleinitzgraben in die Kreuzeckgruppe hinein folgt (A. Tollmann, 1977 a, Taf. 1). Eine Photolineamentkarte der zentralen Schobergruppe von F. Söllner (1973) ist der Studie von G. Troll et al. (1976, Abb. 9) beigefügt.

ε) Vererzung

Die Vererzung der Schobergruppe ist unbedeutend. Einige heißthermale Lagerstätten reihen sich östlich entlang der Iseltal-Störung (O. Friedrich, 1953 a, Kt.) bei Straniska am Kalsertalausgang und bei Leibnig und Alkus Isel-abwärts.

ζ) Literatur

F. Angel, 1928 a, b, 1929 a, 1930 a; W Brack et al., 1977; E. Clar, 1926, 1927 a, b; G. Geyer, 1894; Ch. Exner, 1959, 1962 c, 1964, 1976; Ch. Exner & P. Faupl, 1970; Ch. Exner & E. Wanderer, 1962; O. Friedrich, 1953 a; W Richter, 1973; W J. Schmidt, 1950, 1951 a, 1952 a; H. Schwarzböck, 1968; R. Schwinner, 1951 a; W Senarclens-Grancy, 1965; A. Tollmann, 1977 a; G. Troll et al., 1975, 1976; G. Troll & E. Hölzl, 1974.

e) Das Deferegger Gebirge

α) Position und Gliederung

Das Deferegger Gebirge bildet zwischen Rieserfernergruppe im Westen und Schobergruppe im Osten ein nächstes Stück des mittelostalpinen Altkristallinrahmens im Süden des Tauernfensters, in seiner geologischen Stellung zwischen der tektonischen Unterlage

der Matreier Zone im Norden und dem mit dem Drauzug und der Winnebacher Trias gegen Westen tektonisch abgequetschten Oberostalpin bzw. direkt der Periadriatischen Naht an der Nord-Südalpen-Grenze im Süden. Die Gesteinszüge dieser Gruppe setzen sämtliche gegen Westen auf Südtiroler Boden jenseits der Staatsgrenze fort, von wo wichtige geologische Erkenntnisse jüngsten Datums auch auf unser Gebiet übertragen werden können, so daß wir über diese Ergebnisse von der italienischen Seite mitreferieren werden.

Morphologisch gliedert sich das Deferegger Gebirge, das im Süden durch das Drautal bzw. Pustertal, im Osten durch das Iseltal, im Norden durch das Virgental und im Westen durch die Ostseite des Rieserferner Stockes begrenzt wird, zufolge des in Längsrichtung mitten durchziehenden Defereggentales (Schwarzachtales) in die Deferegger Nordkette (= Virgener Südkette) und in die Deferegger Südkette (=Villgrater Alpen).

Der innere Bau wird im Norden durch eine W-E-streichende, von der Schobergruppe herüberkommende Nordzone mit einer mesozonalen Glimmerschiefer-Paragneisserie mit verschiedenen Einschaltungen gekennzeichnet, im Bereich entlang des Defereggentales durch die schmale, gegen Osten ausspitzende Zunge in Fortsetzung des jungalpidisch eingedrungenen Rieserferner Tonalites, im Süden durch die intern durch voralpidische Schlingentektonik kompliziert gegliederte, tektonisch dem Norden aufgeschobene Südzone mit Eklogit(amphibolit), die sich mit ESE-Schwenken im Osten mit der Südeinheit der Schobergruppe verbindet und gegen das Drautal zu noch einen Mantel von (Thurntaler) Quarzphylliten trägt. Zentralalpine Permotrias ist nur bei Kalkstein W Innervillgraten und am Stallersattel 10 km WSW St. Jakob im Inneren der Deferegger Alpen an steilen alpidischen schrägen Einschuppungsflächen in geringen Resten eingeklemmt.

β) Zur Erforschungsgeschichte und zur bestehenden Literatur

Am Anfang der systematischen geologischen Erforschung des Deferegger Gebirges steht wiederum wie bei den Nachbarberggruppen im Osten die Untersuchung durch D. Stur (1856), der die Region für seine geologische Karte der Umgebung von Lienz aufgenommen hatte und den Bau außerdem in Worten und Profilen (l. c., Taf. 1, Fig. 1 Querprofil im Meridian von Prägraten; Fig. 2 Querprofil im Meridian von Virgen) zur Darstellung gebracht hat. Die zweite, detaillierte Aufnahme des Gebirges erfolgte durch F. Teller in den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts, dessen Karte aber ebenfalls nicht im Druck erschienen ist. Teller lieferte zahllose wichtige Beiträge zur Frage des Gesamtbaues (1882), zum Auftreten, zur Gliederung und Fossilführung der mesozoischen Sedimentkeile (1883), besonders auch zur Verbreitung und geologischen Bedeutung der Porphyritgänge hier und in weiten Räumen der Tiroler Zentralalpen (1886). Eine fundamentale petrographische Studie des Rieserferner-Tonalites legte F. Becke (1892) vor, die bis zu der Neuuntersuchung dieses Intrusivstockes durch F. Karl (1959) wegweisend geblieben war.

Nach Einzug der Deckenlehre kam – seit P. Termier und V Uhlig besonders in den zwanziger Jahren unseres Jahrhunderts aber auch noch später – den Deferegger Bergen zufolge ihrer tektonisch eingeschalteten Triaskalkzüge und zufolge der sie im Süden im Pustertal begrenzenden großen Störungen besondere Bedeutung bei den Überlegungen über die alpin-dinarische Grenze und die Wurzelzone des Ostalpins in großtektonischen

Arbeiten von F. Heritsch, L. Kober, F. Kossmat, E. Kraus, B. Sander, R. Schwinner, G. Steinmann u. a. zu. Frau M. Furlani hat 1919 der Pustertaler Störungszone und den angrenzenden Gebirgen eine monographische Studie in den Denkschriften der Akademie in Wien gewidmet.

In den dreißiger Jahren setzten erneut Detailuntersuchungen einzelner Abschnitte in den Deferegger Bergen ein. O. Schmidegg (1936, 1937) studierte hier ebenso wie in den Ötztaler Alpen die durch ihn bekannt gewordene Schlingentektonik im ostalpinen Altkristallin. W Senarclens-Grancy berichtet seit 1932, zusammenfassend 1965, über seine und die übrigen bisher geleisteten Arbeiten in diesem Raum, seine Untersuchungen wurden mit der Herausgabe der geologischen Spezialkarte über den Westteil des Gebirges 1972 gekrönt.

In der Gegenwart ist eine neue Phase der modernen petrographischen Untersuchung, kombiniert mit absoluter Altersbestimmung durch Radiometrie, im Gesamtraum des Altkristallins südlich des Tauernfensters auf der Südtiroler Seite durch italienische Forscher aus Padua (F. Sassi, A. Scolari, A. Zanferrari, G. Zirpoli) und Pisa (S. Borsi, A. Delmoro) angebrochen, die Tradition der bedeutenden Arbeiten der italienischen Schule in diesem Raum von A. Bianchi, G. Dal Piaz et al. aus den dreißiger Jahren fortführend. Die Ergebnisse dieser modernen Bearbeitung der direkten Fortsetzung der Gesteinszüge unserer Region jenseits der Grenze haben naturgemäß entscheidende Konsequenzen für die Auffassung der Genese und Struktur des ostalpinen Kristallins im gesamten Südrahmen des Tauernfensters und darüber hinaus gezeitigt.

Geologische Karten über das Deferegger Gebirge liegen durch W Senarclens-Grancy (1972) über den österreichischen Westabschnitt, von A. Bianchi et al. (1930) über den italienischen Anteil im Südwesten vor.

γ) Serienabfolge und Metamorphosen

1. Die Nordzone des Deferegger Gebirges deckt sich in großen Zügen mit der Nordkette dieses Gebirges nördlich des Defereggentales, abgesehen von den von der Matreier Zone eingenommenen tieferen Nordgehängen dieses Bergzuges. Diese Nordzone stellt die Westfortsetzung der Glimmerschiefer Paragneisserie der Nordzone der Schobergruppe dar, sie bildet zugleich die tektonisch tiefere voralpidische Haupteinheit im Altkristallin.

An ihrem Aufbau beteiligen sich im wesentlichen verschiedene Typen von Glimmerschiefern und Paragneisen mit Amphiboliten und Orthogneiszügen als Einschaltungen. Der Serienbestand von Norden nach Süden, das heißt vom Liegenden zum Hangenden zeigt nach W Senarclens-Grancy (1965, S. 247 ff. und Taf. 1) im einzelnen: a) Paragneise und Zweiglimmerschiefer, die nordrandnahe eine mächtige, von Augen- und Granitgneisen begleitete Amphibolitzone beinhalten. b) Es folgt eine breite Zone von hellen Granat-Muskowit-Glimmerschiefern, der Amphibolite und Marmore fast gänzlich fremd sind. Quarzite treten in dieser Zone westlich der Isel stärker zurück. c) Am Südrand folgt gegen den Tonalitausläufer vom Rieserferner hin als dessen Hülle nahe nördlich vom Defereggental eine biotitreiche Serie aus Biotitschiefern, auch Zweiglimmerschiefern und Paragneisen. Sie enthält reichlich Amphibolit, Kalkmarmore, graphitische Schiefer und Quarzite. Im Osten der Deferegger Nordkette ist diese Serie in einem Synklinorium nördlich zwischen Hopfgarten und

Gr. Zunig kräftig angeschoppt. Sie taucht hier mit flach SE-fallender Achse unter die nächsthöhere Serie, nämlich d) eine quarzitische Glimmerschieferserie, die aber gegen Westen hin innerhalb der biotitreichen Serie auskeilt. Die oberste Partie dieser Serie zeigt vor der Deferegger Hauptüberschiebung im Bereich des Staller Sattels 5 km NE Antholz und im Halbfenster S St. Veit kräftige Phyllonitisierung und Diaphthoritisierung von Paragneisen.

Auf Südtiroler Boden ist die Frage der Polymetamorphose dieses Kristallins der Nordrandzone von A. Scolari & G. Zirpoli (1973, S. 43 f.) im Altkristallin des Valsertales im Anschluß an die Verhältnisse im Tauernfenster selbst eingehend untersucht worden. Es ergab sich hiebei für dieses Kristallin eine vielphasige metamorphe und tektonische Prägung, die allerdings noch nicht durch absolute Altersdaten in diesem Nordrandsaum (der nicht mit der höhermetamorphen, tektonisch getrennten Serie im Südzug des ostalpinen Altkristallins übereinstimmen muß) im einzelnen fixiert ist.

Die Reihenfolge der Phasen im Schicksal dieses Kristallins des Nordzuges lautet: 1. Mesozonale Metamorphose in Almandin-Amphibolitfazies; 2. Synkinematische Umprägung in Grünschieferfazies, und zwar (Quarz-Albit-Epidot-)Biotit-Subfazies; 3. Neuerliche Verschieferung des Materials unter leicht erhöhter Temperatur bei Prägung in (Quarz-Albit-Epidot-)Almandin-Subfazies; 4. Beanspruchung senkrecht zur Schieferung unter Albitsprossung; 5. Statische Mineralsprossung in Almandin-Subfazies; 6. Schlußphase mit Durchbewegung und Mineralsprossung an der Obergrenze des schwächsten Grünschiefer-Subfaziesbereiches, der Chlorit-Subfazies.

Bezüglich der absoluten Alterseinstufung sei hervorgehoben, daß außer den kaledonischen und variszischen Alterswerten im Altkristallin der Südzone (siehe unten) sich hier in dieser Nordeinheit bereits zwei alpidische Metamorphosephasen erfassen ließen: Im Defereggental die ältere Phase, die durch Bildung von lavendelblauer Hornblende und Phengit charakterisiert wird mit einem Alter von 80–90 Millionen Jahren und eine thermische Beeinflussung mit Abkühlungsaltern des Biotites von rund 20 Millionen Jahren (S. Borsi et al., 1973, S. 565; F. Sassi et al., 1974, S. 432).

2. Die Fortsetzung der Eklogit-(Amphibolit-)führenden Paragneisserie aus dem Südteil der Schobergruppe setzt mit einer von Ainet/Isel zunächst gegen NW, ab dem Rudnig SE Hopfgarten gegen Westen nach St. Jakob und über den Staller Sattel in das Antholzer Tal führenden nördlichen Überschiebungsgrenze in die Südkette des Deferegger Gebirges fort, die sie – vom Südrand abgesehen – aufbaut. In der Hauptmasse wird diese Serie aus Paragneisen wie etwa Biotit-Plagioklas-Gneisen und aus Staurolith, Granat und Disthen führenden Glimmerschiefern aufgebaut; Marmore, Amphibolite, auch Eklogite schalten sich ein. Aus den Paragneisen haben R. Schwinner (1951 a, S. 155), W Senarclens-Grancy (1965, S. 251) und aus der Westfortsetzung der Zone in Südtirol F. Sassi & G. Zirpoli (1973) Sillimanit als Leitmineral für den Starkwirkungsbereich der Metamorphose angeführt. Die Serie gleicht jener auf der Südseite der Schobergruppe, sie ist aber auch gut mit der katazonalen Abfolge der Saualpe vergleichbar.

Von Westen her kommen in dieser Schiefergneisserie aus dem Antholzer- und Gsiesertal mächtige alte Orthogneiskerne – in dieser Hülle sich in Zungen auflösend und noch westlich vor Kalkstein ausspitzend – herüber, die sich weiter im Osten nur in schmalen Zügen und Linsen im obersten Burgertal fortsetzen. Diese als Antholzer und

Gsieser Gneis bezeichneten Intrusiva umfassen Muskowit- und Biotit-Granitgneise, Augengneise, auch Pegmatitgneise.

Die Genese dieser Serie ist durch die minutiösen Untersuchungen der italienischen Geologen, Mineralogen und Petrographen auf der Südtiroler Seite weitgehend geklärt worden, wie bereits zu Beginn des Kapitels S. 210 des näheren ausgeführt. Danach ist die Sillimanit-prägende Hochdruckmetamorphose des tiefsten mesozonalen, ja mit den Eklogiten unseres Raumes bereits bis katazonalen Bereiches nach radiometrischen Altersdaten altkaledonisch (497 Millionen Jahre); die Intrusion der Antholzer/Gsieser Orthogesteine jünger-kaledonisch (434 Millionen Jahre). Der von M. Satir (1975, S. 55; 1976, S. 403) aus dem Orthogneis N Bruneck ermittelte Rb-Sr-Alterswert von 436 ± 17 Millionen Jahren paßt gut dazu. Die Hauptüberschiebung über den schwach metamorphen Nordkomplex wird wohl variszisch sein, womit die regressive Metamorphose unter schwächeren Druck- und Temperaturbedingungen mit einem Alter von rund 300 Millionen Jahren verbunden sein dürfte. Die erwähnten Alterswerte der zwei Phasen der alpidischen Umprägung von 90 und von 16–28 Millionen Jahre sind bisher aber nur im Nordblock gemessen worden.

3. Den gesamten Südrand des Deferegger Gebirges nimmt mit einer durchschnittlichen Breite von 5 km der sogenannte Thurntaler Quarzphyllit-Komplex ein, zwischen Sillian und Innervillgraten besonders breit. Die Stellung – ob überschoben oder primär der Eklogit-führenden Serie auflagernd – ist bis vor kurzem verschieden bewertet worden. Die basale Schichtgruppe der Thurntaler Phyllite, der Panzendorfer „Quarzit", „konglomeratische" Schiefer und schmale Grünschieferlagen, von M. Furlani (1912, S. 258) als „Konglomeratgneis von Panzendorf" bezeichnet, ist erst jüngst von F. Sassi et al. (1972, S. 540) als Transgressionskonglomerat der Thurntaler Phyllitgruppe über dem hochmetamorphen Kristallin des Deferegger Gebirges bezeichnet worden. Eine sorgfältige Neuuntersuchung dieser „konglomeratischen" Basalbildungen am Markinkele S Kalkstein durch H. Heinisch & K. Schmidt (1976, S. 464 ff.) hat die ursprüngliche Vermutung des Verfassers (1959 a, S. 41, Taf. 1) bezüglich der Allochthonie des Thurntaler Phyllitkomplexes gegenüber seiner Unterlage bestätigt: Die „Konglomeratschiefer" sind Pseudokonglomerate aus Grüngesteinen mit boudinierten und gerollten Quarzadern, der Panzendorfer Quarzit ist aller Wahrscheinlichkeit nach ein Porphyroid, die Transgressionsserie ist hierdurch im Verein mit der Beobachtung einer breiten Diaphthoresezone zum Untergrund widerlegt, der Thurntaler Komplex überschoben. Obgleich das Alter der Überschiebung noch nicht belegt ist (H. Heinisch et al. sprechen von einer alpidischen Störung größeren Ausmaßes), rückt doch die Vorstellung des Verfassers von 1959 a, daß es sich hier um einen überschobenen, oberostalpinen Lappen analog dem Äquivalent in der Goldeckgruppe handelt, gegenüber der späteren Darstellung mit Zuordnung zum Mittelostalpin (1963 a, S. 66, Taf. 2) wieder in den Bereich der Möglichkeit.

In der basalen, diaphthoritischen Serie des Thurntaler Phyllitkomplexes tritt nach H. Heinisch & K. Schmidt (1976, S. 464) reichlich Chlorit, Hellglimmer, Epidot, Zoisit, Klinozoisit, Quarz und Feldspat auf. Die Hauptmasse der Thurntaler Quarzphyllite zeigt eine Mineralvergesellschaftung von Quarz, Albit, Muskowit, Chlorit, ± Biotit, ± Spessartin. Selten sind saure (Porphyroide), häufiger basische Laven in Form von Chloritschiefern eingeschaltet, welch letztere durch die Kombination Albit, Chlorit, Epidot, Karbonat und Tremolith-Aktinolith gekennzeichnet sind. Die vor-

alpidische Metamorphose dieser Phyllite erfolgte unter niederen Druck-Temperatur-Bedingungen von etwa 500° C und 3,5 kb. Die Metamorphose des Thurntaler Komplexes wird von F. Sassi et al. (l. c.) als variszisch im Gegensatz zur kaledonisch eingestuften Metamorphose des nördlich anschließenden Deferegger Altkristallins gedeutet. Es ist interessant, daß mit Hilfe der Untersuchung des b_0-Wertes an Muskowit der Niederdruckcharakter der variszischen Metamorphose von der alpidischen Umprägung unter höherem Druck unterschieden werden kann: Auf Grund derartiger Untersuchungen ist die Glimmersprossung im Thurntaler Phyllit das Ergebnis variszischer Metamorphose und keine alpidische Umprägung (F. Sassi, 1972, S. 109; F. Purtscheller & F. Sassi, 1975, S. 179), wogegen allerdings H. Heinisch & K. Schmidt (1976, S. 473) Einspruch erheben. Nach älteren Berichten sind ferner vielfach höhermetamorphe Gesteinsspäne, besonders Gneise, dem Thurntaler Phyllit eingeschuppt.

Zwischen dem Thurntaler Phyllit und dem im Norden unterlagernden Altkristallin der Deferegger Gruppe besteht ein wiederholt betonter auffälliger Metamorphosesprung, der auch nicht durch die Einwände von H. Heinisch & K. Schmidt (1976, S. 472) beseitigt wird.

4. Die Permotrias von Kalkstein enthält eine Serie mit geröllführendem Alpinem Verrucano, skythischem Semmeringquarzit, Rauhwacken, dunklem anisischem (Bänder)kalk und dunklem Anisdolomit mit *Physoporella minutula* Gümbel? (O. Schmidegg, 1937, S. 117 ff.; A. Tollmann, 1963, S. 68 ff.). Diese Trias sowie der Span beim Staller Sattel 5 km NE Antholz ist durch *Diplopora philosophi* Pia im Kalk bzw. Dolomit des Anis belegt (W Senarclens-Grancy, 1932, S. 485). Der Faziescharakter dieser Reste ist zentralalpin. Analoge Späne liegen im Bereich des ostalpinen Altkristallins südlich der Tauern weiter im Westen entlang der Nord-Südalpen-Grenze im Raum zwischen Nieder-Rasen und Bruneck sowie in größerem Umfang und mehrfach studiert bei Mauls und Stilfes (M. Furlani, 1919, S. 11 ff.; A. Tollmann, 1963, S. 70 ff.; W.-E. Schindlmayr, 1968; F. Sassi et al., 1974, S. 426).

5. Spätalpidisch drang in der benachbarten Rieserfernergruppe ein mächtiger Tonalitstock im Altkristallin empor, dessen Ausläufer nördlich von St. Jakob und südlich von St. Veit vorbei noch weithin im Deferegger Gebirge anhalten. Der Tonalit steckt in der oben unter 1 c angeführten biotitreichen Serie am Südrand der Nordscholle des Gebirges in Form eines antiklinal gebauten Kernes, der im Westen symmetrisch, im Osten gegen Norden überschlagen ist. Die Grenze des Tonalites folgt im allgemeinen der Schieferung der Nachbargesteine, Intrusionskontakte einerseits, Einschlüsse von Nebengesteinstrümmern verschiedener Größe andererseits lassen die randliche Auswirkung der Intrusion gut überblicken. In der zu Hornfels bis Kinzigit kontaktmetamorph umgewandelten, rund 100 m breiten Randzone des Nebengesteins sind Kontaktminerale von hoher Bildungstemperatur (um 600° C je nach Druckverhältnissen), etwa vom Cordierit und Sillimanit angefangen über jene des mittleren Temperaturbereiches, wie Grossular, Diopsid, Andalusit und Wollastonit, bis zum niedrigtemperierten Zoisit und Epidot, vertreten.

Der Tonalit des Kernes ist ein vollkommen unverschiefertes helles mittelkörniges Gestein, in dem sich am hellen Untergrund aus weißem Feldspat und hellgrauem Quarz der dicksäulige Biotit und die schlanken Säulchen der Hornblende scharf abheben. Der stark ausgeprägte Zonarbau des Plagioklas sticht hervor (Kern bis 80 % An, Hüllen

60–35 % An, Randzone bis zu 24 % An). Der stärker zurücktretende allotriomorphe Kalifeldspat ist jüngeres Kristallisationsprodukt, ebenso wie der Quarz. Akzessorisch treten Muskowit, Granat, Orthit, Apatit, Zirkon und Titaneisen hinzu (F. Becke, 1892, S. 389 ff.; F. Karl, 1959, S. 132 ff.; Ch. Exner, 1976, S. 47).

Radiometrische Altersbestimmungen (S. Borsi et al., 1973, S. 565) haben als Abkühlungsalter der Biotite des Rieserferner den Wert von 27 (bzw. 17–27) ± 3 Millionen Jahren erbracht, wodurch allerdings noch nicht das Intrusionsalter des Tonalites selbst ermittelt ist. Auf Grund der Unberührtheit des Tonalites durch ältere tektonische Hauptdeformationsakte ist jedenfalls nicht am jungalpidischen Alter des Riesenferner Tonalites zu zweifeln. Er ist in die Reihe der in das Oligozän einzustufenden periadriatschen Eruptiva zu stellen, von denen z. B. den Syeniten von Traversella etwa 31 Millionen Jahre, von Biella etwa 29 Millionen Jahre, dem Tonalit von Miagliano etwa 31 Millionen Jahre, vom Bergell etwa 30 Millionen Jahre und vom Adamello etwa 30 Millionen Jahre zukommen (H. Bögel, 1975, S. 170).

Über die im Westen anschließenden periadriatischen Intrusiva im Altkristallin südlich des Tauernfensters auf Südtiroler Boden berichtete zuletzt Ch. Exner (1976, S. 47, Abb. 13): Die Zinsnock-Masse, der Winnebacher Stock, die Altenberg-Masse (24 ± 3 Millionen Jahre Rb/Sr-Biotit-Alter) und der Stock der Rensenspitze am Valsertal (17 ± 4 Millionen Jahre Rb/Sr-Biotit-Alter) reihen sich hier an. Besonderes Interesse verdient das Ganggefolge des Plutons der Rensenspitze, da hier ein Gang sogar bis in die Bündner Schiefer des Tauernfensters durchschlägt (Aplit im hinteren Valsertal). Dadurch ist das tektonische Übereinander der alpidischen Großeinheiten zur Zeit der Bildung dieses noch epimetamorph umgeprägten Ganges bewiesen (P. Baggio, A. Bosellini et al., 1969, S. 49; Ch. Exner, 1976, S. 49).

6. Umfangreich ist auch die Durchschwärmung des Altkristallins des Gebirgsstockes durch porphyritische Gänge, die auf diese spätalpidische Intrusion des Rieserferners und ihre Fortsetzung in der Tiefe zu beziehen sind. Sie hat seit D. Stur (1856, S. 405), F. Teller (1886, S. 715), F. Becke (1892, S. 427) u. a. bis zu Ch. Exner (1976, S. 39) wiederholt das Interesse erweckt. Es sind basische, dunkle und helle, tonalitische, granatführende porphyrische Ganggesteine vertreten. Die Gänge durchsetzen nicht nur das Altkristallin, sondern auch den Tonalithauptkörper selbst. Die alpidisch unversehrten Gänge treten gehäuft in der Nähe des Tonalitzuges beiderseits des Defereggentales auf, sie sind im Bereich des Michlbachtales SW St. Johann/Iseltal häufig, ja sie stellen sich auch in der Thurntaler Phyllitzone am Schloßberg W Lienz, von Vererzungen begleitet, ein. Analoge spätalpidische Porphyritgänge haben wir auch in den östlicheren Gebirgen des Altkristallins südlich des Tauernfensters kennengelernt (S. 342, 348).

Eine eingehende moderne Untersuchung über das spätalpidische Ganggefolge der jungen Intrusionen in einem westlicheren Abschnitt dieses Altkristallins südlich der Tauern wurde durch A. Scolari & G. Zirpoli (1972) im Valsertal durchgeführt: Neben sauren und intermediären Gängen von quarzdioritischem Typus treten dort auch basische Gänge mit gabbrodioritischem Chemismus auf.

Für die Altersstellung all dieser spätalpidischen Gänge im Altkristallin südlich des Tauernfensters ist die Beobachtung wichtig, daß sie auch noch die Matreier Zone betreffen und erst nach der Hauptmetamorphose der Bündner Schiefer des Tauernfensters aufgedrungen sind (F. Sassi et al., 1974, S. 427 ff.).

Abb. 110: Die tektonischen Haupteinheiten der Deferegger Alpen, vorwiegend nach W. SENARCLENS-GRANCY (1965, Taf. 1).

δ) Tektonik

Die voralpidische deckentektonische Großgliederung des Deferegger Gebirges in die nördliche, tektonisch tiefere Einheit der Glimmerschieferserie und in die südliche nordvergent überschobene Einheit der Eklogitserie entlang der Linie Ainet/Isel, S St. Veit, St. Jakob, Staller Sattel wurde eingangs erwähnt (Abb. 110). Die Nordeinheit und damit das mittelostalpine Kristallin als Ganzes wurde unter mäßiger Diaphthorese südlich des Virgentales auf die unterostalpine und penninische Mischungszone von Matrei überschoben. Während der Vorderabschnitt des mittelostalpinen Altkristallins vom Iseltal gegen Osten mit der erwähnten prägnanten tektonischen Diskordanz aufruht, ist das Streichen der Gesteinszüge westlich des Iseltales über den Lasörling, die Totenkarspitze und S vom Klammljoch vorbei gleichgeschlichtet.

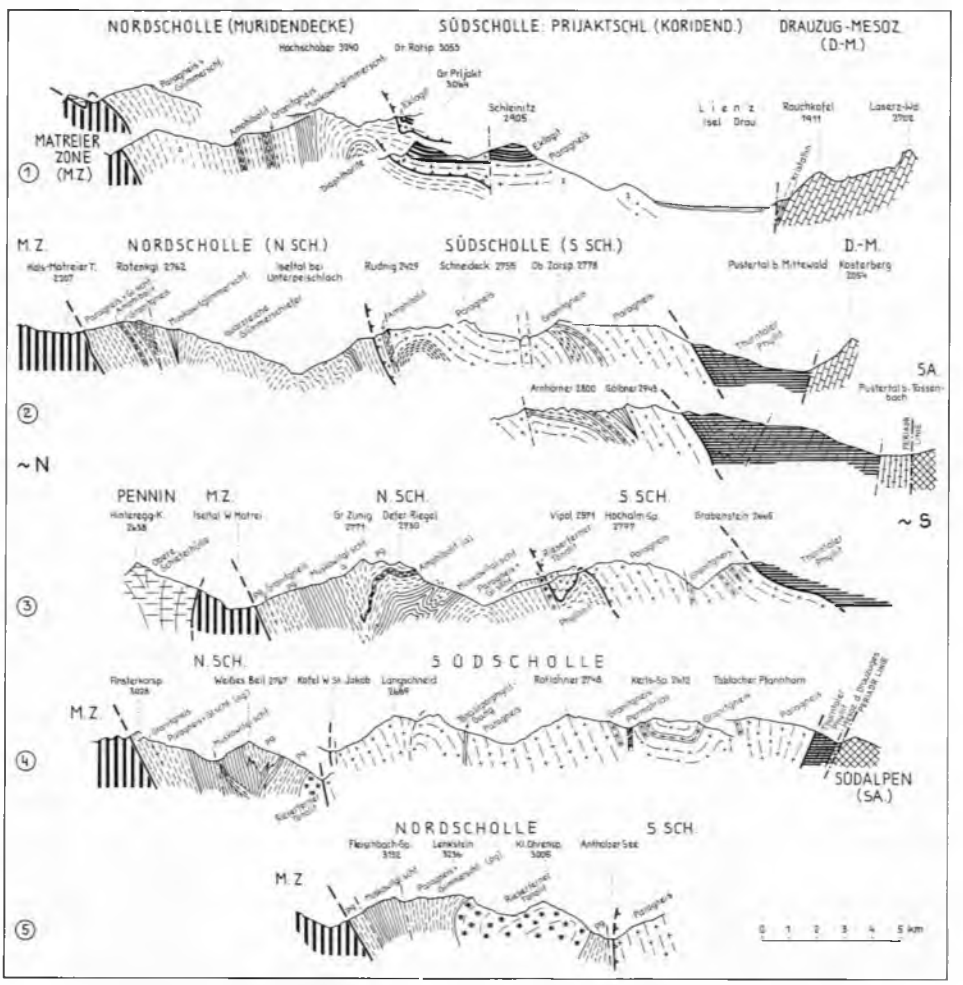


Abb. 111: Profile durch die Deferegger Alpen nach W. Senarclens-Grancy (1965, Taf. 2).

Die Deferegger Nordkette zeigt vorwiegend west-östliches Achsenstreichen, das im Westen etwas gegen WSW, im Osten gegen ESE einschwenkt. Die Serien fallen im nördlichen Abschnitt dieser Kette steil gegen Süden ein; vom Weißen Beil NW St. Jakob streicht gegen Osten hin über den größten Teil des Hauptkammes zum Gr. Zunig eine Mulde, die gegen ESE abtaucht (Abb. 111).

Die älteren, jedenfalls voralpidischen Achsenrichtungen gegen NE und SE, wie sie östlich der Isel auffällig vorhanden und von G. Troll et al. analysiert worden sind (S. 350), weichen westlich der Isel rasch den jüngeren W-E-Achsen (W Senarclens-Grancy, 1965, S. 249).

Im Südteil der Deferegger Nordscholle wölbt sich die Tonalitintrusion als Kern einer Antiklinale empor, im Westabschnitt noch symmetrisch gebaut, im Osten nach Norden übergelegt. In der gesamten Anordnung der über 42 km langen und schmalen W-E-Erstreckung sowie in einzelnen Teilstrukturen des Tonalitzuges bekundet sich seine spätalpidische Formung unter mäßigem nordgerichtetem Einspannungsdruck. Eine noch jüngere, senkrecht darauf in Richtung E–W wirkende tektonische Beanspruchung hat B. Henry (1975) durch kleintektonische Beobachtungen und durch Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität ermittelt.

Die südliche Hauptkette des Gebirges, die die südliche Schubmasse umfaßt, ist wesentlich komplizierter gebaut. Alte Schlingentektonik, also Großfaltenbau mit vertikaler Achse, beherrscht diese Region, die später durch ein lockeres Netz von Brüchen in Schollen zerlegt worden ist. O. Schmidegg (1936, S. 144; 1937, S. 125) hat gezeigt, daß die Bildung der Deferegger Schlinge nach der regionalen ersten Metamorphose des Kristallins und auch der Intrusion der Orthogesteine vom Typus der Antholzer Gneise vor sich gegangen ist. Schmidegg nimmt eine direkte Entstehung der Schlingen mit vertikaler Achse durch Seitenverschiebungen an: Als Hauptbewegung sei das nachmalige Deferegger Schlingengebiet gegenüber seiner nördlichen Begrenzung gegen Osten verschoben worden, die Schlingenanlage sei darauffolgend durch eine meridionale Pressung verschärft worden. Das Zentrum der Schlingenbildung liegt heute im Bereich von Kalkstein W Innervillgraten. Es ist vermutet worden, daß dies mit dem Auskeilen der im Westen gelegenen, mechanisch widerstandsfähigeren Antholzer Gneismasse im Raum westlich von Kalkstein zusammenhängt (R. Schwinner, 1951 a, S. 156). Die Mechanik der Schlingenbildung bleibt noch immer unklar.

Das Alter der Schlingentektonik ist noch nicht festgelegt. Aus dem Vergleich mit der durch absolute Datierungen altersmäßig eingeengten Schlingenbildung in den Ötztaler Alpen (siehe S. 377), die sicherlich zeitgleich mit jener im Deferegger Gebirge ist, kommt auch hier am ehesten frühvariszisches Alter für die Formung der Schlingen in Frage.

Die Einklemmung von mittelostalpiner Permotrias im WNW–ESE streichenden Zug von Kalkstein ist mit Aufkommen der Deckenlehre häufig für eine mögliche alpidische deckentektonische Trennung innerhalb des ostalpinen Altkristallins südlich des Tauernfensters herangezogen worden. So auch von R. Staub (1924, S. 214), der hier eine Trennung von Mittel- und Oberostalpin vornahm und die Linie zur Trias von Mauls-Stilfes fortsetzen wollte. O. Schmidegg (l. c.) und A. Tollmann (1963 a, S. 69) haben gezeigt, daß diese Einkeilung lokaler Natur ist und keine alpidische Deckentektonik daran geknüpft werden kann, da keine durchgehenden Linien von hier

nach Westen und Osten vorhanden sind. Eine großräumige Kombination alpidischer Linien innerhalb des mittelostalpinen Altkristallins, an diesen Mesozoika ansetzend gegen Westen hin, haben F. Sassi et al. (1974, S. 426, Abb. 1) herausgearbeitet und eine nördliche Deferegger Linie (Defereggental–Staller Sattel–Antholz–Vals) und eine südliche Kalksteiner Linie (Kalkstein–Weitental/Pfunders) unterschieden, an denen späte horizontale Seitenbewegungen mit waagrechter Striemung und Schleppfalten mit subvertikaler Achse nachweisbar sind. Diese Störungen erweisen sich als jünger als die Periadriatische Naht, welche nach den genannten Autoren beim Auftreffen dieser Linien durch diese im Zickzack versetzt ist.

Die tektonische Stellung des Thurntaler Quarzphyllites wurde bereits S. 354 besprochen. Während bis jüngst (F. Sassi & A. Zanferari, 1972, S. 543 f.) dieser Phyllitkomplex doch meist als autochthon gegenüber dem unterlagernden höhermetamorphen Kristallin der südlichen Deferegger Kette betrachtet worden war, ist heute die relative Allochthonie gegenüber dem Untergrund von H. Heinisch & K. Schmidt (1976, S. 464) auf Grund der mit der Überschiebung ursächlich zusammenhängenden Diaphthorese der Grenzzone belegt. Der Thurntaler Quarzphyllitkomplex ist als Ganzes zu einem Synklinorium geformt, dessen Inneres untergeordnete Faltenzüge birgt. Diese tektonische Ausgestaltung wird auch von F. Sassi et al. (l. c.) als im wesentlichen alpidisch betrachtet, im Gegensatz zur Innenstruktur des nördlich anschließenden Altkristallins. Im Zusammenhang mit dem synklinalen Bau steht das Hochkommen von Sockel-Altkristallin in Form von Muskowit- und Pegmatitgneisen am Südrand des Phyllitzuges, 5 km SW von Lienz. Auch die eingeschuppten Altkristallinspäne wären mit einer relativen Autochthonie dieser Zone nicht vereinbar.

Bruchtektonik. Eine bruchtektonische Zerlegung der Deferegger Südkette durch Störungen unbekannten Alters in fünf Schollen ist durch die Darstellung von W Senarclens-Grancy (1965, S. 251; Taf. 1) herausgearbeitet worden, und zwar in eine SE-, eine NE-Scholle und in mehrere westliche Schollen.

Die Süd- und Ostseite des Deferegger Gebirges sind durch gewaltige alpidische Störungen markiert: Periadriatische Naht und Drau-Störung im Süden, Iselstörung im Osten. Parallel zur NW-gerichteten Iselstörung schlagen Rechtsseitenverschiebungen im Westteil der Nordkette und noch in der Matreier Zone durch, die im Trojeralmtal NW St. Jakob und im obersten Defereggental und Affental bereits feldgeologisch samt zugehörigen Myloniten erfaßt worden sind (W Senarclens-Grancy, 1965, S. 248). Im Satellitenbild erweist sich die Trojeralmtal-Störung als Teil eines mehrfach versetzten Systems, das über St. Jakob und das Bruggeralmtal gegen SE in das oberste Winkeltal und dann über das Burgertal bis in den Drauzug weiterführt.

ε) Vererzung

Die zwei Haupttypen der Lagerstätten, die uns in der Deferegger Gruppe entgegentreten, zeigen je eine deutliche Bindung an geologische Strukturen.

1. Der eine Typus, repräsentiert durch heißthermale Kieslagerstätten, in denen Edelmetalle, Kupfer und Arsen beschürft worden sind, reiht sich am gesamten Südrahmen des Tauernfensters an den Überschiebungskontakt zwischen Altkristallin und Matreier Zone und ist beiderseits dieser Grenze anzutreffen (Lagerstätten um Virgen

im oberen Iseltal). 2. Der andere Typus von Kieslagerstätten, der bis zu reinen Arsenkieslagern führt, ist augenscheinlich an den vom Rieserferner Tonalit aus von Porphyrgängen durchschwärmten Raum von den zentralen Deferegger Alpen bis in die Kreuzeckgruppe gebunden. In unserer Berggruppe sind zahlreiche Lagerstätten dieser Art entlang der Zone vom Feistritz-Tögitschtal im Westen über das Gebiet S St. Veit, N Hopfgarten und dem Rudnig SE davon zum Michlbachtal zu registrieren. Der letztgenannte Abschnitt wurde durch J. Schadler (1929, S. 68) näher untersucht, wobei die hier feststellbare arsenidisch-sulfidische Vererzung sowie die damit verbundene Turmalinisierung als postvulkanische Erscheinung der jungalpidischen Porphyrite gewertet wurde. Begleiter des Arsenkies in den Quarzgängen des Michlbachtales sind Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit und Magnetkies.

Über die bis nach dem Ersten Weltkrieg abgebaute Pyritlagerstätte Tessenberg mit Pyrit, Magnetkies und Kupferkies sowie die Kupfererzlagerstätte Außervillgraten und Panzendorf W Abfaltersbach mit Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende, sämtliche im Thurntaler Phyllit gelegen, informiert die Studie von A. Tornquist (1935): Die Lagerstätten werden als alte hochtemperierte hydrothermale Bildungen betrachtet, die später zu hochmetamorphen Lagerstätten umgewandelt worden sind.

ζ) Literatur

P. Baggio, A. Bosellini et al., 1969; F. Becke, 1892; A. Bianchi, 1934; A. Bianchi et al., 1930; H. Bögel, 1975; S. Borsi et al., 1973; G. Dal Piaz, 1934, 1936; Ch. Exner, 1976; Ch. Exner & P. Faupl, 1970; M. Furlani, 1912, 1919; M. Guhl & G. Troll, 1975; H. Heinisch & K. Schmidt, 1976; B. Henry, 1975; F. Karl, 1959; F. Purtscheller & F. Sassi, 1975; F. Sassi, 1972; F. Sassi & A. Zanferrari, 1972, 1973; F. Sassi, A. Zanferrari et al., 1974 a, b; F. Sassi & G. Zirpoli, 1973; M. Satir, 1975, 1976; J. Schadler, 1929; W.-E. Schindlmayr, 1968; O. Schmidegg, 1936, 1937; W J. Schmidt, 1950–1952 a; K. Schocklitsch, 1933; R. Schwinner, 1951 a; A. Scolari & G. Zirpoli, 1972, 1973; W Senarclens-Grancy, 1932, 1965, 1972; D. Stur, 1856; F. Teller, 1882, 1883, 1886; A. Tollmann, 1963 a; A. Tornquist, 1935; G. Zirpoli, 1969.

6. Das Mittelostalpin nördlich des Tauernfensters

a) Die Struktur des Tauern-Nordrahmens

Der Rahmen aus Altkristallin nördlich des Tauernfensters ist aus zwei Gründen stark reduziert, zerrissen, tektonisch verschleift und fehlt im Osten gänzlich.

1. Durch einen in der Längsrichtung des Mittelostalpins bereits primär zur Zeit der Überschiebung im Bereich der heutigen großen Fenster der Zentralzone höher emporgreifenden Basalzuschnitt dünnt das Altkristallin jeweils kräftig aus, wie die Konvergenz der liegenden und hangenden Einheiten des Mittelostalpins an den Rändern dieser Fenster anzeigen (R. Staub, 1924, Taf. 24, Fig. 45; S. 105; A. Tollmann, 1963 a, S. 190 f.). Im Westrahmen des Tauernfensters sehen wir im keilförmigen Ausdünnen

des Stubaier Kristallins gegen Osten in Annäherung an die Brenner-Linie zwischen der gegen Osten ansteigenden Obergrenze des Pennins einerseits und der gegen Osten fallenden Grenze der Basis des Stubaier Mesozoikums im Hangenden des mittelostalpinen Kristallins andererseits schon die weitgehende Reduzierung dieses Kristallins beim Herankommen an das Tauernfenster. Am Ostrand des Tauernfensters kommt das Altkristallin noch mit großer Mächtigkeit an den Rand heran, zeigt aber in den sich rasch verschmälernden Zungen des Schladminger Kristallins zwischen den unterostalpinen Quarzphylliten im Liegenden und der Grauwackenzone zwischen Schladming und Radstadt im Hangenden ebenso die gleiche Tendenz der Reduktion in Richtung auf das Fenster. Die beträchtliche Reduktion des Kristallins im Nordrahmen des Tauernfensters ist deshalb nicht überraschend.

2. Für das vollkommene Fehlen dieses Altkristallins im Tauernnordrahmen von Mittersill gegen Osten hin ist die Tauernnordrandstörung entlang des Salzachlängstales verantwortlich, da durch das Absinken der Grauwackenzone an dieser Störung darunter eventuell vorhandene Kristallinreste in die Tiefe versetzt worden sind.

b) Vorkommen und Beschaffenheit der altkristallinen Schollen

Erhalten blieben die im folgenden angeführten Späne von Mittelostalpin im oder nahe vom Nordrahmen (Abb. 112).

1. Die Paragneise, Phyllitgneise und Glimmerschiefer, die am Patscherkofel und Glungezer SE Innsbruck dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit als Deckscholle auflagern. Dieses Altkristallin aus Gneisen und Staurolithglimmerschiefern mit seinen Einschaltungen von Amphiboliten und Marmorzügen, ja sogar den Pseudotachylit-Gängen, stellt die direkte Fortsetzung des Ötz-Stubaier Kristallins, das in diesem Raum mit Glimmerschiefer-reichen Partien von Westen heranstreicht, dar (O. Schmidegg, 1951 a, S. 123; 1964, S. 40). Die entsprechenden Reste im Nordrahmen sind zwischen Innsbruck und Schwaz durch die Inntalstörung abgeschnitten, die selbst noch durch das mächtige Quartär des Inntales verdeckt ist.

2. Von Schwaz an gegen Osten reiht sich eine ungeheuer beanspruchte, tektonisch vom Untergrund und vom Hangenden isolierte Schollenreihe aus Orthogneisen, hier als Schwazer- oder Kellerjochgneis bezeichnet, entlang der Überschiebungsfläche zwischen dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit im Liegenden (oder noch gelegentlich in diesen eingeschuppt) und der oberostalpinen Grauwackenzone im Hangenden in einer klar dem Mittelostalpin entsprechenden Position ein. Diese Schollenreihe zieht vom mächtiger anschwellenden Abschnitt am Kellerjoch SE Schwaz (O. Schmidegg, 1943, Taf. 4) über die Scholle von Uderns (Hamberg) beiderseits des Zillertales, über die Alpbachalm und das Quellgebiet der Wildschönauer Ache in die Region der Kelchsauer Ache. Hier bildet der Gneis den zerrissenen Rahmen des großen Halbfensters von Windau an der Basis der Wildschönauer Schiefer der Grauwackenzone. Der spornförmig vorspringende Rahmen im Süden des Fensters im Abschnitt Steinbergstein–Tanzkogel kommt durch eine muldenförmige Einsenkung dieses Streifens von Grauwackengesteinen und einem maximal 15 m mächtigen Ausläufer des Kellerjochgneises zustande (Th. Ohnesorge, 1908, S. 125).

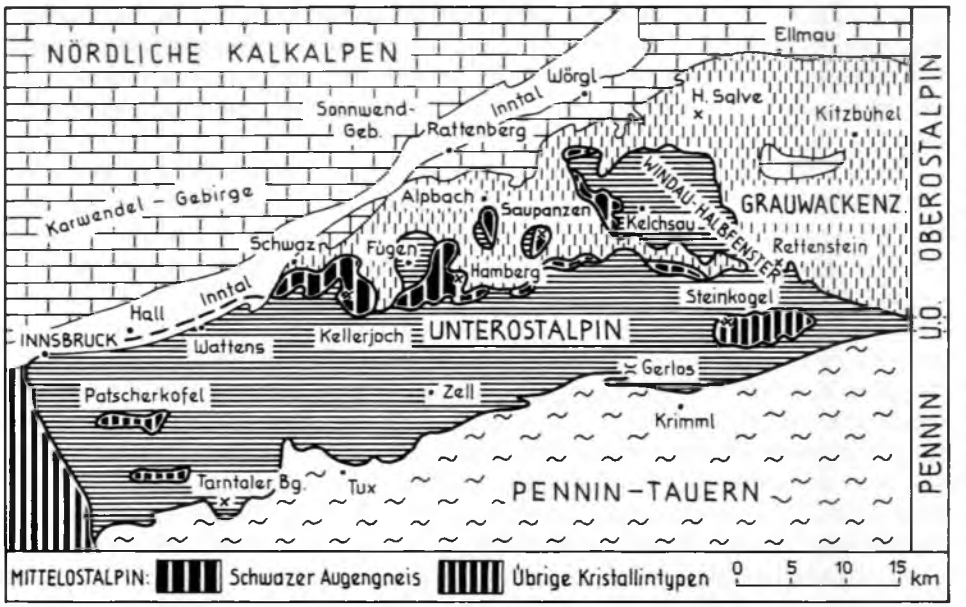


Abb. 112: Die Erstreckung des mittelostalpinen Schwazer Gneis-Zuges im NW-Rahmen des Tauernfensters in Tirol nach O. SCHMIDEGG (1951, Taf. 19), ergänzt.

Analog dem weit gegen Norden vorspringenden Halbfenster von Windau, das seine Entstehung einer kräftigen alpidischen Queraufwölbung mit N-S-Achsen verdankt (TH. OHNESORGE, Blatt Rattenberg, 1918; O. SCHMIDEGG, 1943, S. 185), sind weitere Schollen von Kellerjochgneis in solchen N-S gerichteten Fenstern weiter im Westen innerhalb der Grauwackenzone an Querachsen aufgefaltet, so im Saupanzen-Fenster 7 km SE Alpbach und im Inneralpbacher Fenster (vgl. Profil Taf. 6 bei H. PIRKL, 1961) S dieser Ortschaft (Abb. 112). Die Verbreitung des Kellerjochgneiszuges ist auf den geologischen Karten von Innsbruck und Rattenberg durch TH. OHNESORGE (O. AMPFERER & TH. OHNESORGE, 1912, 1918) festgehalten.

Die petrographische Beschaffenheit des Schwazer Augengneises. Nachdem lange Zeit der Schwazer Augengneis zufolge seiner intensiven Zertrümmerung und Serizitisierung für ein „Grauwackengestein" gehalten worden war und ihn auch noch F. E. SUESS (1894, S. 629) für ein Sedimentgestein mit klastischen Orthogneis-Komponenten gehalten hatte, war die Natur als verschiefertes Intrusivgestein erst durch F. BECKE (1898, S. 16) geklärt worden. F. BECKE (1909, S. 374) war es auch, der bei Aufstellung des Begriffes Diaphthorit im Jahre 1909 neben dem Twenger Kristallin den Kellerjochgneis (Schwazer Gneis) als bezeichnendstes Beispiel für diesen destruktiv metamorphen Gesteinstypus anführte. Eingehende Studien über diesen Gneis stammen von TH. OHNESORGE (1904, S. 378 ff.; 1908, S. 130 ff.): In den zentralen, von der Tektonik etwas mehr verschonten Partien erkennt man noch am ehesten die Beschaffenheit dieses Porphyrgranitgneises. Er enthält Orthoklas mit Mikroklin-Gitterung und schriftgranitischen Verwachsungen, der ursprüngliche Plagioklas ist in ein Aggregat von

Serizit, Chlorit und Albit umgesetzt; der noch vorhandene Biotit ist von Sagenitgittern erfüllt, der Muskowit wird fast zur Gänze als sekundäre Bildung betrachtet. Als Akzessorien treten Zirkon, Apatit und Titaneisen auf. Die Zertrümmerung des Gesteins geht vielfach so weit, daß es durch die sekundäre Serizitbildung ein phyllitisches Gepräge aufweist.

Die dem Schwazer Augengneiszug auflagernde Serizitschieferzone (Th. Ohnesorge, 1904, S. 382 ff.), die sich zwischen Gneis und den Wildschönauer Schiefern der Grauwackenzone häufig oder regelmäßig einschaltet, verdient besonderes Augenmerk. Während man diese Serizitschiefer makroskopisch eventuell für verschieferte Randpartien des Schwazer Gneises halten könnte, zeigt die Beschreibung bei Ohnesorge (l. c.), daß durch den klastischen Charakter der Komponenten, ja durch ausgesprochen klastische Partien, ein metamorphes Sedimentgestein vorliegt. Wir werden nach der Beschreibung und nach der Position an die Rannachserie über dem Kristallin der Niederen Tauern erinnert, wir vermuten auch in dieser Serizitschieferserie wie dort permischen Alpinen Verrucano, ohne daß diese Frage aber in neuerer Zeit geprüft worden wäre. Ebenso ist eine Prüfung der Quarzite vom Typus der Semmeringquarzite, die von der Basis des Schwazer Dolomites gemeldet wurden und teils als Altersäquivalente des Buntsandsteins (O. Schmidegg, 1939, S. 78), teils als altpaläozoisch (H. Pirkl, 1961, S. 6 ff.) erachtet wurden, in diesem Zusammenhang von Interesse.

Die großtektonische Stellung des Schwazer Augengneises ist erst mit dem Einzug der Deckenlehre richtig beurteilt worden. Bis zu dieser Zeit ist er als lokale Bildung betrachtet worden, zuletzt von Th. Ohnesorge (1904, S. 374) als autochthone Intrusivmasse, dem Zentralgneis analog, was auch noch R. Schwinner (1951, S. 199) in Erwägung zieht. In der Zeit der Deckenlehre hat man früh diese Augengneise mit dem Seckauer Gneis parallelisiert (F. Heritsch, 1912, S. 191; W Schmidt, 1921, S. 103), was der Stellung nach durchaus zutrifft. L. Kober (1938, S. 74 ff.) würdigte eingehend die Bedeutung des Kellerjoch-Gneiszuges als fernüberschobene erhaltene Stirnpartie des ostalpinen Kristallins. O. Schmidegg (1943, Taf. 4, Profil) zeichnete seine Auflagerung über dem Innsbrucker Quarzphyllit. Durch den Verfasser (1963 a, S. 190, Taf. 2) ist die Zugehörigkeit zum mittelostalpinen Altkristallin klargelegt worden.

3. Ein weiteres Vorkommen mit mittelostalpinem Altkristallin über dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit stellt die Steinkogel-Deckscholle im Gebiet des Steinkogel-Roßbergzuges nördlich von Neukirchen/Salzach dar – vgl. geologische Spezialkarte Blatt Innsbruck. Hier liegt über dem Quarzphyllit ein Schollenteppich von Schwazer Augengneisspänen und darüber ein über 500 m mächtiger Komplex aus granatführendem Albit-Quarzschiefer und untergeordnet Granatglimmerschiefer sowie Albitglimmerschiefer und Amphibolit (Th. Ohnesorge, 1908, S. 123). Die gleichartige Stellung dieser Deckscholle zu jener des Patscherkofels hat schon O. Schmidegg (1964, S. 41) erkannt.

Nach Mitteilung von M. Satir & G. Morteani (1977, in Vorbereitung) haben Rb-Sr-Gesamtgesteins-Altersmessungen an Gesteinen der Steinkogel-Deckscholle folgendes ergeben: Das Ausgangsmaterial der Paragesteine dieser Scholle hat ein Höchstalter von 530–580 Millionen Jahren, der Schwazer Augengneis darin ein Alter von 430–440 Millionen Jahren (Grenze Ordovic/Silur), die kräftige variszische Metamorphose dieser Serie ein Alter von 310 Millionen Jahren (Oberkarbon, Westfal).

c) Literatur

O. Ampferer & Th. Ohnesorge, 1912, 1918; F. Becke, 1898, 1909; F. Heritsch, 1912; L. Kober, 1938; Th. Ohnesorge, 1904, 1908; H. Pirkl, 1961; O. Schmidegg, 1939, 1943, 1951 a, 1964; W Schmidt, 1921; R. Schwinner, 1951 a; R. Staub, 1924; F. E. Suess, 1894; A. Tollmann, 1963 a.

7. Das Mittelostalpin westlich des Tauernfensters

a) Stubaier und Ötztaler Alpen

α) Umgrenzung und Gliederung

Das geographisch klar umrissene Ötztaler-Stubaier Massiv ist auch geologisch an drei Seiten scharf umgrenzt und steht nur im Süden in breitem Zusammenhang mit der Fortsetzung des Mittelostalpins in Südtirol. Die Ostgrenze des Massivs bildet die morphologisch durch den Verlauf des Wipptales herausgearbeitete Silltal-Störung, an der das Tauernpennin und der unterostalpine Innsbrucker Quarzphyllit gegen das Stubaier Altkristallin abschneiden, um westlich davon in der Tiefe des Kristallins zu verschwinden. Im Norden kam es entlang des Inntales, das ebenfalls einer bedeutenden Störung folgt, durch den jungen, tertiären Nachschub der Ötz-Stubaier Masse zu einer völligen Überwältigung von Resten einer Grauwackenzone, die Kalkalpen nehmen die Nordseite des Tales ein. Auch die Westgrenze des Massivs bildet eine geologisch gesehen sekundäre Störung, die Schliniglinie, an der dieser Gebirgsstock westvergent bewegt von seiner einstigen Fortsetzung, der Silvrettamasse s. l. abgehoben worden ist. Die Schlinigüberschiebung verläuft im Nordwesten steilstehend über den Sattel von Piller, hier noch auf den Ostteil des Landecker Phyllites auffahrend, deckt sich dann zwischen dem Raum Prutz und Nauders mit der Ostgrenze des penninischen Engadiner Fensters und setzt über den Ausläufern der Engadiner Dolomiten bogenförmig vom Piz Lad über Schlinig nach Mals im Vintschgau fort. Die morphologische SW- und Südgrenze der Ötztaler Alpen hingegen liegt etwas weiter einwärts in der Depressionszone Nauders–Reschenscheideck–Vintschgau. Im Südosten bildet der sogenannte „Schneeberger Zug" mit seiner petrographisch selbständigen Serie zwischen Hochwildem im SW und Gossensaß im NE eine gewisse geologische Grenze.

Die Zugehörigkeit dieses Ötztaler-Stubaier Massives zum mittelostalpinen Deckenstockwerk geht aus zwei Gegebenheiten eindeutig hervor: Einerseits aus dem deckentektonisch nicht unterbrochenen Zusammenhang zum mittelostalpinen System östlich der Tauern mittels des zuvor beschriebenen ostalpinen Altkristallins im Süden der Tauern, das über die Pfunderer Berge, über Mauls zu den Sarntaler Alpen und zum Ötz-Stubaier Massiv verbunden ist. Der wiederholte Versuch, hier alpidische Deckengrenzen durch dieses Altkristallin durchzuziehen, mußte an den gegebenen Zusammenhängen immer wieder scheitern. Auf der anderen Seite ergibt sich die mittelostalpine Stellung klar aus der tektonischen Überlagerung über dem Tauern-Pennin samt dessen unterostalpinem Rahmen sowie durch die Auflagerung von

typisch oberostalpinem-kalkalpinem Mesozoikum im Bereich der Serlesgruppe, das in Fazies und Metamorphose in krassem Gegensatz zum unterlagernden, dem Altkristallin primär zugehörigen, heute genau studierten, mittelostalpinen Stubaier Mesozoikum in zentralalpiner Fazies steht. Auch die Auflagerung der Steinacher Decke mit ihrer mit dem oberostalpinen Paläozoikum gut gleichstellbaren Serie über dem zentralalpinen Stubaier-Brenner-Mesozoikum der Tribulaungruppe weist in die gleiche Richtung. Der Faziesgegensatz zwischen dem mittelostalpinen Mesozoikum der Kalkkögel-Serles-Tribulaungruppe in zentralalpiner Fazies (bei Abstraktion der Metamorphose-Erscheinungen) und dem oberostalpinen Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen in nordalpiner Fazies wird besonders für jenen Besucher eklatant, der die Faziesunterschiede aus den gut analysierten Räumen weiter im Osten kennt.

Aus dieser sich sehr klar aus den oben erwähnten Gründen ergebenden mittelostalpinen Stellung der Ötz-Stubaier-Gruppe ergibt sich aber mit eherner Konsequenz, daß auch die bereits jenseits der Grenze liegenden Engadiner Dolomiten und das Ortler-Mesozoikum samt ihrem unterlagernden, zugehörigen Kristallinsockel der gleichen mittelostalpinen Einheit angehören, da dieses Kristallin östlich um den Ortler herum über den Vintschgau sich o h n e d e c k e n t e k t o n i s c h e T r e n n u n g mit dem Kristallin der Ötztaler Alpen, der Sarntaler Alpen etc. verbindet, da die sekundäre Schlinigüberschiebung gegen Osten ausläuft.

Vor Besprechung der Einzelheiten sei auch noch kurz die i n n e r e G l i e d e r u n g des Ötz-Stubaier Massives umrissen. In g e o g r a p h i s c h e r H i n s i c h t könnte man das unter dem Oberbegriff Ötztaler Alpen zusammengefaßte Massiv längs der Tiefenlinie Ötztal–Timmelsjoch in die nordöstlich gelegenen Stubaier Alpen mit Alpeiner Gruppe im Norden und Pfaffgruppe im Süden und in die südwestlich anschließenden Venter Alpen gliedern. Der gesamte Zentralteil der morphologisch stockförmigen Gruppe ist weithin vergletschertes Hochgebirge. In der in der Wildspitze (3772 m) gipfelnden Venter Gruppe liegen sieben Gipfel über 3550 m, in den Stubaier Alpen (Zuckerhütl 3507 m) ragen die höchsten sieben Gipfel noch über 3400 m auf.

In geologischer Hinsicht dominiert das Altkristallin, das heißt metamorphe Gesteine vorwiegend in Amphibolitfazies, weitaus. Nur nahe dem Ostrand des Gebirges ist in den Kalkkögeln, in der Serles- und Tribulaungruppe (sogenanntes Stubaier- oder Brenner-Mesozoikum), in der Telfer Weiße W Gossensaß und im Schneeberg mäßig metamorphes Permomesozoikum als Rest einer primären sedimentären Hülle erhalten, im Westen entsprechen Piz Lad und Jaggl NW und SE vom Reschenscheideck dieser mesozoischen Auflagerung. Erwähnt wurde bereits, daß über dem Tribulaun-Mesozoikum noch ein ausgedehnter Lappen von oberostalpinem Paläozoikum in Form der Steinacher Deckscholle auflagert und weitere kleine paläozoische und mesozoische oberostalpine Deckschollenreste in der Serles- und Kalkkögelgruppe teils durch Einwicklung, teils auflagernd, erhalten sind. Der Schneeberger Gesteinszug wird heute (entgegen der Auffassung vom Autor 1963 a, S. 92 ff.) eher als zum mittelostalpinen Sockel zugehörig und nicht als eingefaltetes höheres (oberostalpines) Stockwerk gedeutet, da er in die voralpidische Schlingentektonik hineinzupassen scheint.

In der altkristallinen Masse der Ötz-Stubaier Alpen kann man im nördlichen (-mittleren) Abschnitt nördlich von Sölden einen vorwiegend w e s t - ö s t l i c h a u s g e r i c h t e t e n B a u mit entsprechend streichenden Gesteinszonen und Faltenachsen

antreffen. Südlich davon ist das Kristallin mit einem Zentrum um Vent in großräumige Schlingen, das heißt Großfalten mit vertikaler oder sehr steiler Achse gelegt. Als Alter dieses voralpidischen Schlingenbaues gilt das Altvariszikum. Gesteinsmäßig herrschen in der erwähnten nördlichen Zone neben Glimmerschiefern und Paragneisen auch Orthogneise von granitischem bis tonalitischem Chemismus, daneben Amphibolite, die besonders in einem west-ost-streichenden Zug hervortreten, der das Ötztal zwischen Längenfeld im Norden und Sölden im Süden quert. Im Südabschnitt mit der Schlingentektonik dominiert die Paragneis-Glimmerschieferserie mit nur untergeordneten Augengneis-Einschaltungen, was vielleicht auch für die Art der tektonischen Formung mitbestimmend war.

β) Erforschungsgeschichte, Kartenaufnahmen

Die heutige geologische Kenntnis dieses Herzstückes der westlichen Zentralalpen Österreichs beruht auf einer langen und intensiven Forschungstätigkeit in diesem Gebirge. Dem frühen Einsetzen der Beobachtungen, der in erster Linie von W Hammer getragenen, lückenlos vorliegenden geologischen Detailaufnahme, der eingehenden petrographischen Untersuchung verschiedenartigster Probleme durch österreichische, deutsche, schweizer, italienische und französische Forscher sowie dem Einsatz zahlreicher weiteren modernen Untersuchungsmethoden einschließlich der radiometrischen Altersbestimmung ist zu verdanken, daß das Kristallin der Ötztaler Alpen (neben jenem der Saualpe) den bestbekannten metamorphen Komplex der Ostalpen darstellt, an den anknüpfend die Frage nach der Kristallingenese in den übrigen Abschnitten der Ostalpen aufgerollt zu werden verspricht. Da auch das zentralalpine Mesozoikum dieses Raumes eine Neubearbeitung erfahren hat, ist die geologische Kenntnis der Ötz-Stubaier-Alpen in jeder Hinsicht weit vorangetrieben.

Die erste geologische Aufnahme der Ötztaler Alpen samt Sellrain erfolgte im Zuge der Erstellung der im Jahre 1849 erschienenen Geognostischen Karte von Tirol im Maßstab 1 : 72.000 durch M. Stotter und J. Trinker nach Geländeaufnahmen aus den Jahren 1840–1842. Mit dem Jahr 1859 eröffnet A. Pichler mit einer durch Karte und Profile versehenen monographischen Arbeit seine bis 1890 reichende Publikationstätigkeit, die einen für die grundlegenden Kenntnisse der Tiroler Zentralalpen entscheidenden klassischen Abschnitt der Forschung darstellt (Schriftenverzeichnis bei R. v. Srbik, 1935, Bd. 1, S. 326, 338). Die zweite systematische Aufnahme der Ötztaler Alpen wurde von der Geologischen Reichsanstalt durch F. Teller durchgeführt (Berichte 1877–1887) und lag nur in handkolorierter Karte vor. Seit den neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts wurde dem Mesozoikum zu beiden Seiten der Brennerfurche besonderes Augenmerk zugewendet: Aufbauend auf A. Pichler auf Anregung von F. v. Richthofen hat F. Frech, vom Alpenverein gefördert, das Studium dieser Region vorangetrieben und durch die im Jahre 1905 im Druck erschienene Karte 1 : 75.000 samt zugehörigen Abhandlung abgeschlossen, in welchem Jahr auch A. Rothpletz (S. 212) die von ihm als „Brennerüberschiebung" bezeichnete Schubfläche der Steinacher Decke klargestellt hat. Ab 1895 begann auch F. Kerner v. Marilaun mit dem 30 Jahre anhaltenden Studium über Stratigraphie und Tektonik des Brenner-Mesozoikums, in dem er 1919 das bedeutende Ausmaß der Blaserüberschiebung klarstellte.

Eine erneute, nun sehr detaillierte kartenmäßige Neuaufnahme im Auftrage der

Geologischen Bundesanstalt von einem Großteil der Ötztaler Alpen sowie der Ortler-, Münstertaler Alpen und des Ostteiles der Silvrettagruppe geht auf die dreißigjährige unermüdliche Aufnahmstätigkeit von W HAMMER (vgl. O. AMPFERER, 1944, S. 312) zurück, von dem die Darstellung des kristallinen Anteils des Blattes Landeck, das Blatt Nauders und Anteile auf den Blättern Ötztal und Sölden, alle im Maßstab 1 : 75.000, stammen. O. SCHMIDEGG hat diese detaillierte Kartierungsarbeit im Kristallin, im Brenner-Mesozoikum und im Bereich der Steinacher Decke fortgesetzt. Vom Südteil der Ötztaler Alpen, der über die Staatsgrenze auf italienisches Gebiet übergreift, liegen geologische Kartenaufnahmen im Maßstab 1 : 100.000 vor, ebenfalls durch W HAMMER (Blatt Passo di Resia), durch W HAMMER & B. SANDER (Blatt Merano, jetzt in Neuauflage nach Aufnahmen von B. ZANETTIN und Mitarbeitern erschienen), ferner durch C. ANDREATTA Blatt Mt. Cevedale) ausgeführt.

Nicht übergangenwerden sollen die überregionalen tektonischen Arbeiten, die sich nach Einführung der Deckenlehre speziell mit der Stellung der Ötztaler Masse zum Engadiner Fenster und Tauernfenster seit der Erkenntnis von P. TERMIER (1903) beschäftigten. Die Frage um das Für und Wider der totalen Unterlagerung durch das Penninikum – heute nach allen Spezialforschungen eindeutig im Sinne der Allochthonie des Ostalpins entschieden – oder die Frage nach der durchgehenden deckentektonischen Abtrennbarkeit der Ötztaler Alpen etwa an der Schliniglinie und anderen Störungen und ihr Verhältnis zur Silvretta, zum Sesvenna-, zum Campokristallin, bewegte und erregte rund 50 Jahre hindurch die Gedanken der führenden Tektoniker und Alpengeologen wie E. SUESS, V UHLIG, L. KOBER, F. HERITSCH, W HAMMER, R. v. KLEBELSBERG, B. SANDER, M. RICHTER, R. STAUB, J. CADISCH etc. Diese Fragen werden zuletzt noch einmal zusammenfassend in der Ostalpensynthese des Verfassers (1963 a, S. 73–95), gleichsam als Abschluß dieser klassischen Periode großtektonischer alpiner Forschung, in der noch grundlegende Probleme vom Bau der Ostalpen zur Diskussion standen, behandelt.

Das letzte Jahrzehnt unseres Jahrhunderts brachte einen beträchtlichen Umschwung in der Fragestellung in unserem Gebiet. In diese Zeit fällt eine besonders rege Untersuchungstätigkeit im Kristallin und in der sedimentären Hülle dieses Gebirges mit Methoden, die weit über jene der klassischen Aufnahmsperiode hinausgehen. Betreffs der zahlreichen petrographischen Spezialuntersuchungen in diesem kurzen Zeitraum muß auf die unten angeführte Literatur verwiesen werden. Untersuchungen zur Schlingentektonik im Kristallin in Fortführung der Arbeiten von O. SCHMIDEGG hat K. SCHMIDT (München) betrieben. Ausführliche feinstratigraphische und kleintektonische Studien im Zuge der Neuaufnahme des Brenner-Mesozoikums durch J. GEYSSANT (Paris) stehen vor dem Abschluß und haben bereits wichtige Zwischenergebnisse in bezug auf Fazies und Gliederung dieses metamorphen zentralalpinen Mesozoikums erbracht. F. PURTSCHELLER brachte 1971 eine übersichtliche Zusammenstellung der wichtigsten Daten über die Ötztaler und Stubaier Alpen im Rahmen seines geologischen Führers heraus – in der gleichen Reihe, in der W HAMMERS Führer durch die Westtiroler Zentralalpen 1922 erschienen war. Die Kenntnis des Baues und der Entstehung dieses Gebirges ist sehr weit gediehen. Daß trotzdem noch wichtige Probleme wie etwa das genaue Alter der Schlingentektonik (kaledonisch oder variszisch) offensteht, zeigt den Reichtum der Probleme in einem solch komplizierten, von drei sich überlagernden Großorogenesen geprägten Raum.

γ) Die Gesteinsserien im altkristallinen Anteil

Die hochkristalline Masse der Ötztaler-Stubaier Alpen besteht im Grundbaustoff aus Paragneisen und Glimmerschiefern, eingeschaltet sind darin verschiedene saure und basische metamorphe Orthogesteine vom Granitgneis bis zum Amphibolit und Peridotit. Die in lithologischer und tektonischer Hinsicht selbständige Serie des Schneeberger Zuges soll getrennt im Anschluß an die Beschreibung des übrigen Altkristallins dieses Gebirges vorgenommen werden – Abb. 113.

γ 1) Die Paragesteinsserie

Die Paragneise, welche das Hauptgestein der Ötztaler Alpen bilden, liegen in Form von Biotit-Plagioklasgneis als Edukt einer Grauwackenserie vor. Trotz leichter Verwitterung und Neigung zur Bildung mäßig steiler Formen werden auch die höchsten Erhebungen der Ötztaler Alpen wie Weißkugel, Wildspitze und Fluchtkogel aus diesem Paragneis aufgebaut. Erstaunlich ist die vielfach beobachtbare gute Erhaltung der ur-

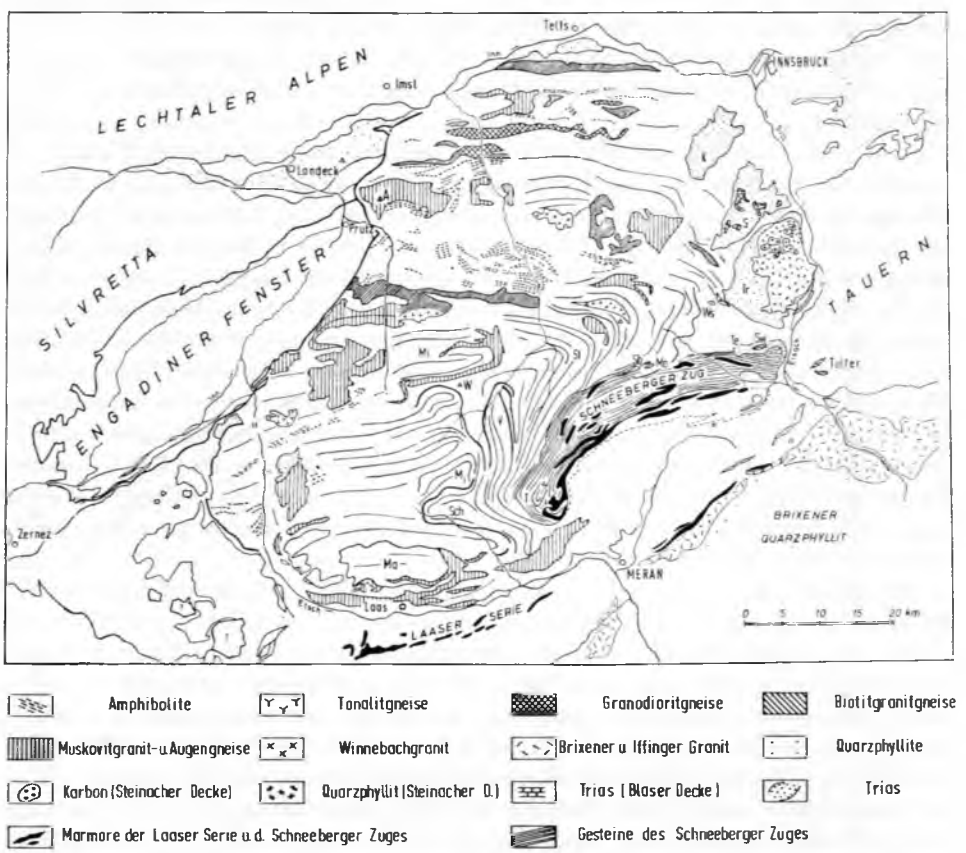


Abb. 113: Geologische Skizze der Ötztaler und Stubaier Alpen und ihres Rahmens nach K. Schmidt (1965, Abb. 1).

sprünglichen Materialunterschiede des einstigen Sedimentes, des stofflichen Lagenbaues, dem meist die Schieferung folgt, ja sogar sedimentärer Strukturen wie gradierte Schichtung, wovon M. Baumann et al. (1967, S. 11, Abb. 2) und H. Fuchs et al. (1969, S. 55, Abb. 8 etc.) ausgezeichnete Abbildungen gebracht haben. Der Mineralbestand umfaßt Quarz, Plagioklas (Albit bis Oligoklas), Biotit, zurücktretend Muskowit. Durch spätere Umwandlung sind die Plagioklase meist getrübt und von Serizit, Zoisit und Epidot-Mikrolithen erfüllt. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Titanit, gelegentlich auch Granat, Staurolith und schließlich Turmalin als Neubildung hinzu.

Dieser Typus von Paragneis findet sich in der Literatur unter der Bezeichnung „Schiefergneis" bei W Hammer (1923, S. 8 f.) bzw. als Biotitplagioklasgneis und Gneisglimmerschiefer (1929, S. 8 f.), als Ötztaler Gneis bei H. Knatz (1963, S. 531 ff.) oder als Biotit-Muskowit-Plagioklasgneis (M. Baumann et al., 1967, S. 9; H. Fuchs et al., 1969, S. 36) – in welchen Arbeiten auch jeweils ausführliche Beschreibungen des Gesteins gegeben sind.

Auf die weite Verbreitung von Kalifeldspat-Holoblasten mit s_i-Gefüge aus Quarz in diesem Biotit-Plagioklasgneis hat H. Gruss (1955) hingewiesen. Die an analoge ältere Beobachtungen geknüpfte Schlußfolgerung von B. Sander (seit 1911), daß auf Grund ähnlicher helizitischer Einschlußzüge im Mikroklin im Tauerngneis in der unteren Schieferhülle der Tauern ebenfalls Ötzkristallin vorliege, stand allerdings auf viel zu schmaler Basis.

Als zweiter Hauptbaustein der Paraserie in den Ötz-Stubaier Alpen tritt Glimmerschiefer in Erscheinung. Er zieht als selbständiger, 7 km breiter Streifen im Sellrain SW Innsbruck dahin, tritt aber sonst in engster Bindung und Wechsellagerung mit den Paragneisen auf. Der Glimmerschiefer besteht aus Quarz, Muskowit, Biotit, Chlorit, Plagioklas (An 20–30 %), Granat, Staurolith, Andalusit, Disthen und – nur im mittleren Ötztal – Sillimanit; Zirkon, Titanit, Turmalin und Apatit können akzessorisch hinzutreten. Je nach Dominanz bestimmter Komponenten werden verschiedene Varietäten wie Granatglimmerschiefer, Staurolith-Muskowitschiefer (im Vernagttal SW Vent mit bis 10 cm langen Staurolith- und bis 8 cm großen Albitporphyrblasten) etc. unterschieden. In einer SW-NE durch Obergurgl streichenden Zone retrograder Metamorphose sind die Staurolithe der Glimmerschiefer randlich in Chloritoid umgewandelt. Biotit setzt sich hierbei in Chlorit, Plagioklas in Serizit, Zoisit und Epidot um. An helizitischen Strukturen im Kern von Granaten erkennt man, daß die primäre Kristallisation synkinematisch einsetzte, aber die Bewegung noch überdauert hat.

Als Einlagerungen in dieser Paragneis-Glimmerschieferserie stellen sich graphitführende Horizonte ein, es treten Quarzite in reiner Ausbildung in metermächtigen Lagen, als Übergangstypen zu Glimmerschiefer und Gneis durch zunehmenden Glimmer- und Plagioklasgehalt in größeren Partien auf. Karbonate in Form von Marmoren sind im Ötztaler Altkristallin ausgesprochen selten. Sie ziehen mit maximalen Mächtigkeiten von 40 m am Nord- und Südrand des Amphibolitzuges von Huben bei Längenfeld dahin und wurden in geringen Spuren aus dem Gurgler- und Venter Abschnitt gemeldet. Am Aufbau der Kalksilikate sind Quarz, Humit, Diopsid, Salit, Skapolith, Forsterit, Aktinolith, Epidot, Granat, Biotit, Phengit, Plagioklas und Karbonat beteiligt. Die Marmore reagierten intensiv auf die tektonische Beanspruchung unter Boudinage, Linsenbildung und Aufnahme von Fragmen-

ten des Nachbargesteins, wobei bereits retrograd metamorphe Eklogittrümmer im Marmor anzutreffen sind, der selbst eine jüngere Mineralsprossung aufweist, so daß hierdurch verschieden alte Metamorphoseprägungen nachzuweisen sind (M. PURTSCHELLER, 1971, S. 7).

Weitere Einschaltungen in der Paraserie stellen zum Teil sehr mächtige Amphibolitzüge dar. Hier ist die Trennung von Para- und Orthogesteinen schwieriger und werden vor allem solche Amphibolite, die als cm- bis dm-dünne Lagen in anderen Paraserien eingeschaltet sind, als Abkömmlinge von Tuffen und Tuffiten betrachtet. Sie setzen sich aus gemeiner grüner Hornblende (bis 64 %) und Plagioklas mit einem mittleren An-Gehalt von 30–40 % (bis 48 %) zusammen, an Nebengemengteilen kommen Apatit, Titanit und Erz hinzu. Als besonderer Typus ist der „Saussurit-Amphibolit" des Pollestales NW Sölden hervorzuheben, der wahrscheinlich aus grobklastischem Tuff entstanden ist.

γ 2) Orthogesteine

Unter den sauren Orthogesteinen läßt sich zunächst jene Gneisgruppe granitischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung zusammenfassen, die konkordant dem Parakristallin eingeschaltet ist und demnach vor oder spätestens während der mit der voralpidischen Hauptorogenese verbundenen Gefügeprägung aufgedrungen ist. Diese Zonen von Orthogneisen haben, wie erwähnt, im Abschnitt nördlich von Sölden in den Ötztaler Alpen ihre Hauptverbreitung und treten im südlich anschließenden Raum der Schlingentektonik stark zurück. Folgende Haupttypen an Metagranitoiden, in der Zusammensetzung im einzelnen durchaus variabel, werden seit W HAMMER (1923, S. 19 ff.; 1929, S. 21 ff.) unterschieden: Biotit- und Muskowit-Granitgneis, Biotit-Augengneis, zweiglimmeriger Augen- und Flasergneis, Tonalitgneis, Dioritgneis und Granodioritgneis. Hinzu kommen Pegmatite (frei von seltenen Mineralien) und Aplite. Im allgemeinen zeigen diese Orthogneiszüge homogene Struktur. Einschlüsse von Nebengesteinsfragmenten trifft man untergeordnet und meist an den Rändern großer granitoider Stöcke an. Nur in einzelnen Gneiskörpern ist der Einschluß von Fremdschollen durchwegs häufig (z. B. Gaislehner-Masse im zentralen Ötztal, Partschins-Masse W Meran in Südtirol). Das Gefüge der Metagranitoide wechselt: Allgemein ist eine durchgreifende Orientierung der Mineralkörner gegeben, das s-Flächengefüge ist deutlich ausgeprägt. Neben gleichmäßig-körnigen Typen treten Augengneise mit Mikroklinporphyroblasten auf.

M. BAUMANN et al. (1967, S. 42) haben auf Grund des Beispieles der Granitgneise des Venter Tales eine genetische Analyse des Mineralbestandes vorgenommen. Danach läßt sich als Mineralkombination der magmatischen Kristallisation die Assoziation Biotit, Muskowit, Plagioklas, Kalkfeldspat und Quarz mit einer starken folgenden mechanischen Formung abtrennen von der nachtektonischen Mineralneubildung mit dem gleichen Mineralbestand, abgesehen vielleicht Kalifeldspat. Hinzu kommen ferner Epidot, Titanit, Granat, Chlorit, Karbonat und Erz sowie Akzessorien. Ob bei der Bildung der granitoiden Gesteine nur Intrusionen oder auch Palingenese im Spiel waren, wird verschieden beurteilt.

Das Alter der in die voralpidische Haupttektonik noch einbezogenen, Gneisstruktur aufweisenden Granitoide hat nach verschiedenen Gesamtgesteinsaltersmessungen stets

kaledonische Daten ergeben: So lieferte die U/Pb-Altersbestimmung am Tonalitgneis 3 km N Umhausen 486 ± 19 Millionen Jahre und am Zweiglimmer-Granitgneis 2 km S Umhausen 480 ± 15 Millionen Jahre und die Rb/Sr-Altersbestimmung an letztgenanntem Gneis 415 ± 80 Milionen Jahre (K. SCHMIDT et al., 1967, S. 531) sowie eine Rb/Sr-Altersbestimmung am Muskowitgneis von Vent in der Venter Schlinge 414 ± 31 Millionen Jahre (D. MILLER et al., 1967, S. 538). Den letztgenannten Werten, die auf eine Gesteinsbildung im Silur hinweisen, entspricht auch die Rb/Sr-Gesamtgesteins-Isochrone von 428 ± 4 Millionen Jahren am Ötztaler Orthogneis durch W HARRE et al. (1968, S. 820). Rb-Sr-Altersbestimmungen an verschiedenen Orthogneistypen des Ötztalkristallins durch M. SATIR (1975, S. 53 f.; 1976, S. 402) ergaben einen Wert von 436 ± 17 Millionen Jahren, der als Alter der Platznahme dieses granitischen Gesteins angesehen wird, dessen Schmelzbildung nach SATIR keineswegs älter als 450 Millionen Jahre (mittleres Ordovic) sein kann.

Besondere Beachtung fand in den Ötztaler Alpen seit seiner Entdeckung durch TH. OHNESORGE (1905, S. 180) und seiner Beschreibung durch W HAMMER (1925 a) ein anatektischer Granit, der die Schiefergneise diskordant durchsetzt: Der von W HAMMER damals (l.c., S. 71) als W i n n e b a c h g r a n i t bezeichnete Komplex, welcher in der Sillimanitzone der Ötztaler Alpen mit Zentrum Winnebachseehütte bei Gries im Sulztal E Längenfeld, aber auch in anderen Abschnitten der Ötztaler Alpen auftritt. Da dieser Granit keine Anzeichen von Schieferung und Durchbewegung zeigt, ist er seit O. SCHMIDEGG (1936, S. 135) als Äquivalent der Periadriatika gedeutet worden, was sich nach den neuen Untersuchungen allerdings nicht bewahrheitet hat. Dieser Granit zeigt in der Hauptmasse einen Schollenschwarm des Nebengesteins, der in feinkörnigem granitischem Neosom schwimmt. H. J. DRONG (1959) hat gezeigt, daß die Achsenlage der Gneisschollen dieses Granites mit jener des Nachbargesteins noch übereinstimmt, da Amplatz-Gefüge vorliegen. Moderne Nachuntersuchungen dieses Granites durch G. HOINKES (et al., 1972), 1973, haben die Granitentstehung durch selektive Anatexis erklären können. Durch das Fehlen von Orthoklas werden Drucke über 3,2 kb bei der Entstehung abgeleitet, die Textur kann nach dem Auftreten der Gneisschollen mit zirka 680°–685° C bei 4 kb bestimmt werden. Die Anatexis hat meist von hellen Komponenten außer Quarz auch noch Plagioklas in den kristallinen Restgesteinen übriggelassen. Die Feldspate dieses schollenführenden Granites sind trotz Fehlen von Durchbewegung durch extreme Mikroklinführung vollkommen getrübt. Ursprüngliche Cordierite des Granites liegen nur mehr als Pseudomorphosen, als Cordierit-Pinite vor. Eigenartig ist, daß in vereinzelt auftretenden homogenen Granitpartien oder Scholleneinschlüssen sich Mikroklin und Plagioklase klar und unzersetzt erhalten haben. Das Alter des Winnebachgranites ist voralpidisch, da er von den unten erwähnten voralpidischen Diabasen noch durchschlagen wird, andererseits ist dieser Granit jünger als die voralpidische Haupttektonik, nämlich die Bildung des Schlingenbaues.

Die b a s i s c h e n O r t h o g e s t e i n e liegen in der metamorphen Serie in Form von Amphiboliten, Eklogiten und Peridotiten vor. F. PURTSCHELLER (1971, S. 15 ff.) gibt einen Überblick über die Zusammensetzung des Hauptamphibolitzuges der Ötztaler Alpen, den Hubener Amphibolitzug südlich von Längenfeld (Abb. 116), der von Norden nach Süden die Serie der hellen Bänder-Amphibolite mit Eklogit und Peridotit, die

Serie der dunklen diablastischen Granatamphibolite mit Eklogiten, die Serie der Alumosilikatgneise, die Gneis-Amphibolit-Wechselserie (nicht „Wechselserie" allein, da diese Bezeichnung bereits für die Serie des Wechselbergstockes am Alpenostrand vergeben ist) und die Serie der südlichen Eklogitzone umfaßt. Die gesamte Serie ging aus einer kaledonischen gabbroiden Intrusion im Verein mit der Bildung mächtiger basischer Effusiva und Pyroklastika hervor, die in kaledonischer oder variszischer Zeit ihre Hauptmetamorphose erlitten hat. Die Serie stellt mit ihren Eklogiten und mit dem in Serie 3 reichlich auftretenden Sillimanit und Andalusit die höchsttemperiere Paragenese im Ötztaler Kristallin dar.

Der Gesteinsbestand dieses Amphibolit-Komplexes umfaßt zunächst Bänderamphibolite mit einem feinen Lagenbau, bei welchem mit einem Rhythmus im wenige Millimeter-Bereich helle Streifen aus Zoisit und Plagioklas mit dunklen Bändern aus blaßgrüner Hornblende abwechseln. Die von Zoisit-Epidot-Mikrolithen trüben Plagioklase zeigen inversen Zonarbau mit einem Kern mit 25–30 % Anorthit und einer Randzone mit 38–50 % An. In den Bänderamphiboliten kommen am Loibiskogel SW Längenfeld und am Sulztalkamm östlich davon Peridotite als linsenförmige Einschaltungen vor. Der primäre Mineralbestand zeigt neben Olivin besonders diopsidreichen Augit und verschiedene Typen von Orthaugit. Nach dem Gehalt an sekundär gebildeten Mineralen werden Feldspat-, Granat-, Hornblende- und Chlorit-führende Peridotite unterschieden; Serpentinite sind selten.

Die Eklogite (Granat, Omphazit, farblose Hornblende; ferner etwas Disthen, Erz, Rutil und sekundäre Bildungen) erscheinen entweder als Linsen im Bänderamphibolit im Nordzug oder als Linsen und Lagen im nicht gebänderten Amphibolit der Südzone des Hubener Amphibolit-Komplexes. Sie entstanden nach Ch. Miller (1970, S. 48 ff.) bei Temperaturen von 550°–750° C und 6–10 kb Druck aus gabbroiden Gesteinen, wobei der Plagioklas und Klinaugit sich zu der Granat-Omphazit-Disthen-Assoziation umbildeten. Wie in zahlreichen anderen Abschnitten des entsprechenden mittelostalpinen Altkristallins liegt auch hier der Eklogit in einer retrograden Umwandlungsreihe von Eklogit über Eklogitamphibolit zu Amphibolit vor. Eingehende Untersuchungen hierüber liegen von L. Hezner (1903), W Hammer (1926), Ch. Miller (1970, 1974), F. Purtscheller (1971, S. 15 ff.) und W Richter (1973) vor. Nach Richter (1973, S. 26) weisen die Eklogite des Ötztales auf Grund der Verteilungskoeffizienten auf Bildungsbedingungen zwischen Amphibolit- und Granulitfazies hin und stellen damit die höchsttemperierten Bildungen aller ostalpinen Eklogite dar, noch jene der Sau- und Koralpe übertreffend.

Als jüngste Bildungen im Bereich des Altkristallins sind die in allen Abschnitten vorhandenen, bis zu 10 m mächtigen Diabasgänge zu betrachten, die überwiegend mit W-E-Orientierung den Schlingenbau diskordant durchsetzen, das auflagernde Mesozoikum aber nicht mehr betreffen. Sie sind im Bereich des Schneeberger Zuges von der jungen Metamorphose in Grünschieferfazies (80 Millionen Jahre) noch erfaßt worden, so daß sie also zwar vormesozoisches Alter besitzen, aber nach der letzten voralpidischen Orogenese anzusetzen sind. Der primäre Mineralbestand der Diabase von Plagioklas und Augit ist meist nicht mehr erhalten, sondern in Chlorit, Serizit und Karbonat zersetzt. Ein modernes Studium dieser Ganggesteine steht aus. Über die Problematik der radiometrischen Altersbestimmung an diesen Lamprophyren durch W Harre et al.

(1962) berichteten H. Förster & J. Leonhardt (1972, S. 82). H. Förster et al. (1975, S. 115) nahmen für diese Diabasgänge karbonisches Alter an und fanden bei einer paläomagnetischen Prüfung dieser Gesteine eine seither erfolgte, gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Drehung der Ötztaler Alpen gegenüber dem stabilen europäischen Block, gleichsinnig zur Rotation im südalpinen Raum. (G. Gatto et al., 1976, S. 396, Abb. 1, haben hingegen die W-E-streichenden Ganggesteine der südlichen Ötztaler Alpen in ihre vorwiegend andesitische Gruppe von alpidischen, kretazisch-alttertiären Gängen aufgenommen, die im wurzelnahen Bereich des Ostalpins nach der Subduktion ozeanischer Kruste aus Tiefen über 80 km an die Oberfläche kamen.)

γ 3) Impakt von Köfels

Im Anschluß an diese Ganggesteine in den Ötztaler Alpen soll noch das so lange heiß diskutierte, erst in allerjüngster Zeit endlich geklärte „Problem von Köfels" seine Erwähnung finden. Tischler des Ötztales gebrauchten seit langem das dunkelgraue poröse Gestein aus der Umgebung von Köfels als Bimsstein. Im Jahre 1859 sandte der Pfarrer A. Trientl aus Gurgl Proben an das Innsbrucker Museum, wo das Gestein als „Schlacke" bezeichnet A. Pichler 1863 vorfand und nach Besuch des „Bimssteins" von Köfels das Vorkommen als nacheiszeitliches jungvulkanisches Produkt beschrieb und bestaunte. Verbunden mit diesem Auftreten des „Bimssteins" ist die Zerrüttung und Zertrümmerung des Augengneises im Riegel von Maurach, die Verschüttung des Ötztales durch einen gewaltigen Bergsturz, der vom Gehänge vom Kamm oberhalb Köfels niederging und zur Talverschüttung im Becken von Längenfeld flußaufwärts und im Hairlach-Seitental führte. Altersmäßig konnte der gesamte Komplex dieser Erscheinungen von O. Reithofer (1932) als nacheiszeitlich, zwischen Gschnitz I und Gschnitz II, also rund 10.000 Jahre alt datiert werden. Die Mehrzahl der Forscher, die sich in der Folge mit dem Problem Köfels befaßte, zweifelte nicht an dem vulkanischen Ursprung des „Bimssteins", trotzdem ein derartig junger Vulkanismus im Altkristallin der Ötztaler Masse ein geologisches Unikum darstellte: Nach der Beschreibung durch A. Pichler blieb die Frage 60 Jahre unbeachtet, dann aber haben sich W Hammer (1924 a, b, 1930, 1937), A. Penck (1925), N. Lichtenecker (1929, 1930), O. Reithofer (1932), O. Ampferer (1939), W Kranz (1939) und andere im Gelände und in der Theorie intensiv mit der Frage befaßt: Penck sah hier die vulkanische Aussprengung eines Maares, Reck und Kranz vermuteten eine Einbruchscaldera, Lichtenecker leugnete einen Zusammenhang zwischen einem Vulkanismus und der Gesteinszertrümmerung, die er allein auf den Bergsturz zurückführte etc. etc. Erst F. E. Suess (1936) findet die Lösung des Problems der Entstehung der ovalen intensiven Zertrümmerungsregion mit einer N-S-Achse von 2,6 km und einer E-W-Achse von 4,7 km im schönsten und festesten Gestein der Ötztaler Alpen, dem hellen Granitgneis: In ausführlicher Studie begründet er die Entstehung der Geländeform, Gesteinszertrümmerung und der Gesteinsschmelze als Ergebnis eines gewaltigen Meteoreinschlages. Unabhängig von F. E. Suess kommt O. Stutzer gleichzeitig (Vortragsbericht vom August 1936, erschienen 1937) zur gleichartigen Deutung der Köfelser Talweitung des Meteorkraters. Trotzdem bleiben die verschiedenen Theorien bis jüngst nebeneinander bestehen (W. Heissel, 1965; F. Purtscheller, 1971, S. 66 ff.). Erst die moderne petrographische Untersuchung der Gesteins-

schmelzen von Köfels mit Einsatz der Mikrosonde durch G. KURAT & W RICHTER (1972) hat durch Nachweis von Cr- und Si-führendem Nickeleisen, Lechatelierit, Kalifeldspatglas, eisenreiche Gläser, Olivin und durch die kräftigen Inhomogenitäten in der Glasphase die endgültige Beweisführung für die Entstehung der Gesteinsschmelzen durch einen Impakt erbringen können: Die Köfelser Gesteinsschmelzen sind demnach hochstoßwellenmetamorphe Gesteine. Die durch den Impakt eines Meteores ausgelöste Schockwelle bewirkte Gesteinsaufschmelzung, Kraterbildung und tiefgreifende Gesteinszertrümmerung im Untergrund. Durch die ungünstige Kraterlage am Berghang sind allerdings die obersten und bezeichnendsten Bildungen bereits abgetragen worden (W SIMON, 1975).

Daß die Geister in dieser so lange diskutierten Frage noch immer nicht zur Ruhe gekommen sind, zeigt die soeben erschienene Arbeit von TH. ERISMANN et al. (1977), in der entgegen allen neuen Untersuchungsergebnissen wiederum die Bergsturztheorie LICHTENECKERS ins Treffen geführt wird, die durch Experimente gestützt werden soll. Es wird allerdings nicht begründet, warum gerade in diesem, morphologisch keineswegs besonders prädestinierten Talabschnitt, der im festesten Granitgneiszug des Ötztales liegt, ein Bergsturz niedergegangen sein soll, es wird keineswegs die Anwesenheit der oben erwähnten charakteristischen Minerale vom Nickeleisen bis zum Olivin erklärt und es wird nicht Stellung genommen, warum dann bei bekannten, noch gewaltigeren Bergstürzen in den Alpen nicht ebenfalls Bimsstein-artige Schmelzen entstanden sind. Demnach bleibt weiterhin die Annahme eines Meteoreinschlages die beste Erklärung für die Erscheinung im Köfelser Kessel.

δ) Metamorphose und Gefügeprägung im Altkristallin

Durch die Kombination der modernen petrographischen Untersuchungen in den Ötztaler und Stubaier Alpen mit den radiometrischen absoluten Altersdaten schien bereits seit einigen Jahren die polymetamorphe Entwicklungsgeschichte dieses Kristallins in den Grundzügen geklärt (F. PURTSCHELLER, 1969, 1971, S. 38 ff.). Der Fortschritt in den wenigen Jahren bisher hat aber bereits nicht unwesentliche Umstellungen erbracht (F. PURTSCHELLER & F. SASSI, 1975), so daß sich unser Bild erst nach weiteren radiometrischen Altersdaten, nach sicherer Einstufung des Alters der Schlingentektonik etc. abrunden wird. Dem jetzigen Stand entsprechend ergibt sich das folgende Schema von Tektonik und Metamorphose (Tab. 14).

1a. Sedimentation mächtiger kalkarmer Schiefer- und Grauwackenserien mit Einschaltung beträchtlicher basischer Magmatite (Ophiolithe?) im geosynklinalen Abschnitt des kaledonischen Zyklus. Nach Auffassung des Verfassers wird diese Sedimentation noch das Kambrium umfassen und in das Präkambrium zurückreichen, da ja Schieferung und Plutonismus bereits im frühen Ordovic nachzuweisen sind.

1b. Die Schieferung und Faltung der Serie fand bereits vor dem kaledonischen Plutonismus statt, wie aus Schollenrelikten des Nebengesteins in manchen dieser Metagranitoide ersichtlich. Nun fand aber bereits vor der im folgenden als möglicherweise altvariszisch eingestuften großtektonischen Formung der Schlingenbildung eine frühere, unabhängige großtektonische Formung statt, die analog den Verhältnissen in der Silvretta (siehe S. 412) den vielfältigen Wechsel von Para- und Orthogesteinen

verursachte, von der aus der Silvretta auch Großfaltenbildungen mit flacher Achse etc. nachgewiesen ist. Diese Orogenese könnte in die kaledonische Zeit fallen oder noch älter sein.

1 c. In die Zeit vor der variszischen Metamorphose – nach Auffassung des Verfassers wahrscheinlich ebenfalls in den kaledonischen Zyklus – fällt ferner die Hochdruck-Hochtemperatur-Metamorphose der Eklogitfazies, der die von basischen Orthogesteinen abstammenden, reliktisch erhaltenen Eklogite angehören. Die pt-Bedingungen bewegten sich nach Ch. Miller (1970, S. 53; 1974, S. 340) bei 6–10 kb und 550°–750° C. Konsequenterweise muß eine entsprechend starke Metamorphosewirkung in den pelitischen Begleitgesteinen unter Kristallisation von Almandin, Staurolith, Disthen und Sillimanit stattgefunden haben.

1 d. Der saure kaledonische Plutonismus ist durch mehrere Gesamtgesteinsaltersbestimmungen (siehe S. 372) in die Zeit von 485–415 Millionen Jahren eingestuft. Er könnte in Anbetracht der s-parallelen Einschaltung der granitischen Züge synorogen zur ersten, eben erwähnten Gebirgsbildung erfolgt sein, ist jedenfalls älter als die zweite Orogenese mit der Schlingenbildung, da diese kaledonischen Granitoide von dieser bereits miteinbezogen werden.

Tab.14: Die Metamorphose- und Tektonik-Phasen im Ötz-Stubaier Kristallin

4c	Alpidische Bruchtektonik
4b	Alpidische Metamorphose :
	b2) Schwache Metamorphose in Spätphase (Chlorit, Albit) nach spätalpidischer Tektonik
	b1) 120 Mill.J. Höhepunkt, 90–80 Mill.J. Abklingen der frühalpidischen Schneeberger Kristallisation. Temperaturen im permomesozoischen Anteil 470° im Norden, 545° im Süden (Almandinsubfazies der Grünschieferfazies), im Schneeberger Kristallin wohl höher
4a	Alpidische Deckentektonik; Überschiebung über Unterostalpin und Pennin
3b	Jungvariszische rückschreitende Metamorphose bei 550°: Staurolith wird zu Chloritoid, Abbau von Paragonit
3a	Jungvariszischer Deckenschub als Bestandteil der Koridendecke nach der Schlingentektonik
2b	Altvariszische Metamorphose in Amphibolitfazies: Andalusit-, Sillimanit (650°)-, Disthen-Bildung; Winnebacher (Migmatit-)Granit diskordant
2a	Altvariszische Schlingentektonik
1c	Saurer kaledonischer Plutonismus des Ordovic-Silur (485–415 Mill.J.) vor der Schlingentektonik
1b	Kaledonische Metamorphose in Eklogitfazies : 6–10 kbar, 550°–750°, Eklogitbildung, Almandin-, Staurolith-, Disthen-, Sillimanit-Bildung
1a	Kaledonische oder vorkaledonische Orogenese : Schieferung und Faltung (in Schollen in kaledonischen Metagranitoiden erhalten). Ein Schuppen- und Liegendfaltenbau analog jenem der Silvretta (s. Tab. 16), der vom Schlingenbau bereits mitgenommen wird, ist anzunehmen

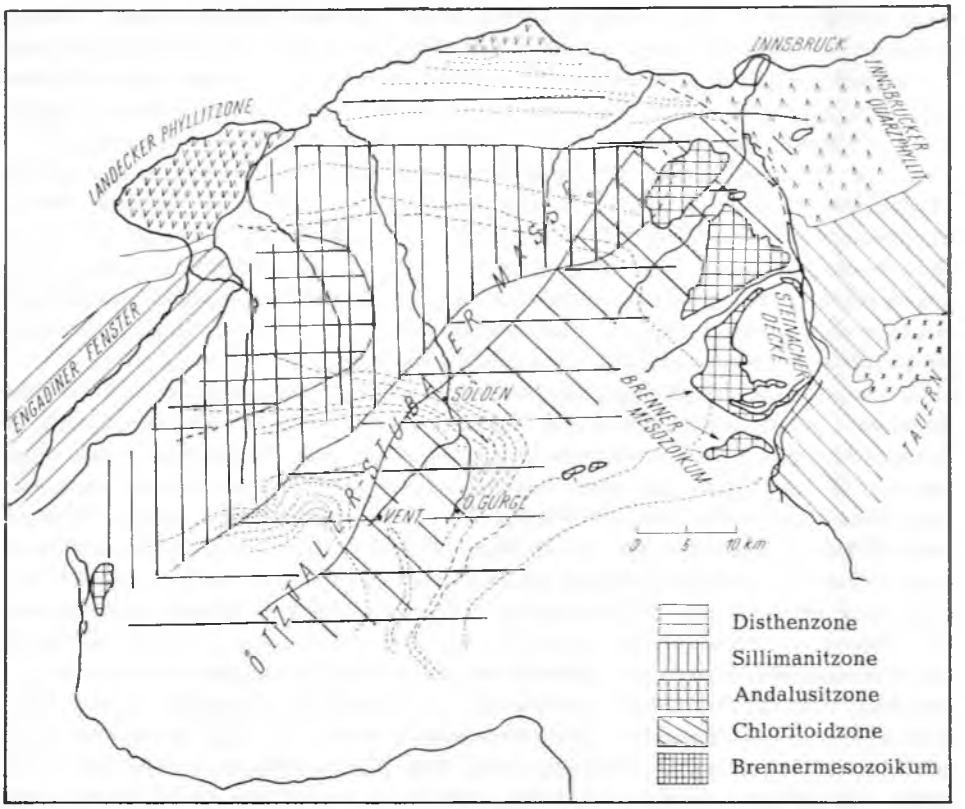


Abb. 114: Die Metamorphosezonen der Ötz-Stubaier Alpen nach F. PURTSCHELLER (1971, Abb. 3).

2 a. Als Alter der nun folgenden zweiten Hauptorogenese, der Schlingentektonik, käme wohl am ehesten altvariszisch in Frage. Diese Schlingentektonik erfolgte nach den erwähnten kaledonischen, noch mitverfalteten sauren Intrusionen. Sie fand aber andererseits noch vor der diskordant durchgreifenden Bildung des Winnebacher Granites (4 kb, 680° C) statt, dessen Bildung bisher allerdings radiometrisch noch nicht datiert ist. Eine Überprüfung der hier zunächst auf mineralparagenetischer Grundlage ermittelten Bildungstemperatur durch Paläotemperaturmessungen an dem Sauerstoff-Isotopen-Verhältnis $^{18}O/^{16}O$ durch S. HOERNES & H. FRIEDRICHSEN (1975, S. 13) am Winnebacher Granit hat mit dem Wert von 670° C diese älteren Daten gut bestätigt.

2 b. Nun schließt sich eine fast noch ebenso starke Regionalmetamorphose wie zur Zeit der ersten Orogenese an: Bei hohen Temperaturen aber schwächerem Druck als während der Metamorphose in Eklogitfazies kommt es nun unter Bedingungen der Amphibolitfazies bei Ausbildung eines mobilen Wärmedomes zur Andalusitbildung im Kern, zur Andalusit- und Sillimanitbildung in einer halbmondförmigen Zone weiter außen und zur Disthenentstehung in der externsten Zone der Ötztaler Alpen. Da diese Zonen (Abb. 114) völlig diskordant zur Schlingentektonik

verlaufen, ist dieser Hauptmetamorphoseakt jünger als diese großtektonische Formung. F. PURTSCHELLER (1969; 1971, S. 38 ff.; & F. SASSI, 1975, S. 181 ff.) hat das Geschehen während dieses Metamorphose-Großaktes anhand des Studiums der Alumosilikate genau analysiert. Der Kern des Wärmedomes lag im Bereich von Pitz- und Kaunertal. Die hier vorliegenden Paragenesen mit Andalusit stellen den schwach druckbetonten Abschnitt der Amphibolitfazies dar. Die in diesem Raum auftretenden Relikte von Eklogit zeigen Umwandlungen in Richtung Amphibolit. Für sie bedeutet daher dieser Metamorphoseakt eine rückschreitende Umprägung. In den gegen außen hin (N, E, S) anschließenden Zonen lag in dieser Zeit nach der Bildung von Sillimanit (mehr innen) und Disthen (mehr außen) die mittelstark druckbetonte Amphibolitfazies vor, wobei Sillimanit höhere Bildungstemperaturen, die auf 650° C geschätzt werden, anzeigt, während Disthen etwas niedrigere Bildungstemperaturen besitzt.

Mit den Druck-Temperatur-Bedingungen dieser Metamorphose steht offenbar auch die oben erwähnte Migmatit-Bildung vom Typus Winnebacher Granit im Zusammenhang. F. PURTSCHELLER (l. c.) hat dargelegt, daß die aus diesem Metamorphoseakt stammende, vielfach beobachtbare Überprägung von Mineralien auf einen einzigen metamorphen Großakt mit mobiler Wärmefront zurückgeführt werden könnten: So trifft man in den zentralen und nördlichen Ötztaler Alpen häufig Pseudomorphosen von Disthen nach Andalusit. Dieser Autor unterscheidet (1969, S. 40 ff.) z. B. fünf verschiedene Paragenesen der Sillimanitzone und vier verschiedene Mineralkombinationen der Disthenzone, wobei vielfach keine Gleichgewichts-Paragenesen im Sinne der Metamorphose-Fazieslehre vorliegen, sondern oft metastabile Phasen noch erhalten bleiben, besonders wenn die pt-Bedingungen nahe um den Tripelpunkt schwanken: So beobachtet man in der Sillimanitzone Miteinandervorkommen von (wohl reliktischem) Staurolith mit Granat und Sillimanit, Einschlüsse von Staurolith in Andalusit, randliche Übergänge von Andalusit in Sillimanit (oder Disthen), ja vereinzelt treten alle drei Modifikationen von $Al_2O_3SiO_2$ auf. Viele Hinweise ergeben sich in fazieller Hinsicht für den Charakter intermediärer Faziesserien mit Drucken zwischen dem Barrow- und Abukuma-Typus.

Das Alter dieser Wärmebeule, die die erwähnten Zonen verursacht hat, wird von F. PURTSCHELLER (1969, S. 53; 1971, S. 43) zunächst als vorvariszisch, kaledonisch, später jedoch (1975, S. 187) als variszisch gedeutet. Gründe für ein vorvariszisches Alter dieses Hauptmetamorphoseaktes liegen in der jüngeren überprägenden absteigenden Metamorphose mit Chloritoidbildung, mit Paragonit-Abbau mit Temperaturen um 550° C bzw. 500° C, die indirekt als variszisch (siehe unten) eingestuft werden konnten (für die Ausbildung der Chloritoidzone käme vielleicht aber auch noch eine alpidische Diaphthorese in Frage).

3 a. Ein nächster tektonischer Hauptakt, der wohl in die variszische Ära fällt, bisher aber für diesen Abschnitt übersehen worden war, ist die das ganze mittelostalpine Kristallin betreffende flache Überschiebung dieser hochmetamorphen Serie über eine schwächer metamorphe Unterlage, die wir von der Saualpendecke (über dem Klieningkristallin), über die Bundschuhüberschiebung, über Prijakt-Überschiebung in die Schobergruppe, über die Deferegger Überschiebung nach Westen verfolgt haben: Die ganz analog von Schlingentektonik betroffene Deferegger Südscholle steht in direktem Zusammenhang mit dem Ötz-Stubaier Kristallin nach Bau und Metamorphose,

und es gilt demnach auch für das Ötztaler Kristallin, daß es noch variszisch über die hier allerdings alpidisch basal abgescherte tektonisch tiefere Einheit der Glimmerschieferserie zu liegen kam. In dieser tektonischen Phase könnte die Einknetung von Nebengesteinsbrocken in die Marmorzüge im mittleren Ötztal (F. PURTSCHELLER, 1967, S. 80 f.) erfolgt sein, da darin neben Eklogit auch dessen diaphthoritischen Umwandlungsprodukte der vorherigen Metamorphose (siehe oben) erhalten sind.

3 b. Folgende Anzeichen für variszische Metamorphose sind gegeben: Früher wurde von F. PURTSCHELLER (1967, S. 82 f.; 1968, S. 52; 1971, S. 43) die regionale rückschreitende Umwandlung von Staurolith in Chloritoid, die in einer quer die älteren Zonen schneidenden Region im SE-Teil der Ötz-Stubaier Alpen zu beobachten ist (Abb. 114), als variszisches Ereignis, als etwas älter als 274 Millionen Jahre datiert: Die Umwandlung Staurolith zu Chloritoid geht weitgehend druckunabhängig bei 550° C vor sich. Das Alter der Muskowite bei Vent ergab 274 ± 11 Millionen Jahre, jener bei Umhausen 297 ± 12 Millionen Jahre (K. SCHMIDT et al.; D. MILLER et al., l. c.). Durch diese Bestimmung ist das Alter der Temperatur von 500°–400° C noch als variszisch festgelegt. Die Biotitalter dieses Raumes, eine Temperatur von 300° C festlegend (vgl. Zusammenstellung F. PURTSCHELLER, 1971, S. 42), sollen in diesem Zusammenhang nicht berücksichtigt werden, da sie von 273 Millionen Jahren im NW (Umhausen) auf immer niedrigere Werte im SE bis zur alpidischen Kristallisation im Schneebergerzug abfallen, so daß hier (vom SE-Raum abgesehen) durchwegs Mischalter vorliegen dürften.

Im Raum um Vent könnte in diese jüngste Metamorphosephase der Abbau von Paragonit bei Vorkommen von Quarz gestellt werden (Paragonit + Quarz = Disthen + Albit + Wasser), welchen Effekt F. PURTSCHELLER et al. (1972, S. 16) von dort beschrieben haben. Daß dieser Umbau, der noch immer eine Temperatur von über 500° C benötigt, voralpidisch stattfand, ist durch die Altersbestimmung an den Glimmern belegt, die anhand des Biotites zeigen, daß die 300°-Temperatur im Inneren des Altkristallins in der alpidischen Zeit nicht mehr erreicht worden ist.

4 a. In der alpidischen Ära ist die Gesamtmasse der Ötz-Stubaier Alpen unter Erhaltung der voralpidischen Strukturen deckenförmig herausgeschnitten und als Bestandteil des Mittelostalpins über die tieferen Einheiten nordvergent fernüberschoben worden, wie die Unterlagerung durch Pennin und Unterostalpin zeigt. Über die tektonische Deformation des mittelostalpinen Mesozoikums wird im tektonischen Abschnitt berichtet (siehe S. 397 ff.).

4 b. Nur im SE-Teil der Ötztaler Alpen ist die alpidische Metamorphose zur Auswirkung gelangt. Im Schneeberger Kristallin spielt sie die Hauptrolle bei der Prägung. Im übrigen Altkristallin nimmt ihr Einfluß gegen NW, gegen das Innere der Ötztaler Alpen rasch ab, wie der schrittweise Übergang der Beeinflussung der variszischen Biotitalter zeigt. Im Brennermesozoikum kann die Auswirkung der jungen Metamorphose am leichtesten geprüft werden: Die Querbiotite in den Raibler Schichten zeigen hier ein Alter von rund 80 Millionen Jahren: Der Biotit hier und im Bereich der Telfer Weiße gibt Alter von 77 ± 3 Millionen Jahren, jener im Kristallin des Schneebergerzuges 77 ± 4 Millionen Jahre an.

Auf ein analoges Alter der alpidischen Metamorphose gelangt man mit Hilfe der Fission-track-Methode (E. MÄRK et al., 1973, S. 150). Die Untersuchung

von gelblichen, rundlichen, mehrere cm-großen Apatitkristallen am Rand von Quarzknauern in den Granatglimmerschiefern aus dem Pfossental SE vom Similaun in Südtirol hat ein Spaltspurenalter (FT-Alter) von 20,8 Millionen Jahren erbracht. Die Rb/Sr-Altersbestimmung am Biotit in den benachbarten Gesteinen liegt bei 80 Millionen Jahren. Bei einer linearen Abkühlung von 300° C vor 80 Millionen Jahren auf 0° C vor 8,5 Millionen Jahren (annähernd heutiges Relief) ergäbe bei Temperaturwerten von 60° C ein Apatitalter von 20,8 Millionen Jahren, wodurch der auf andere Art gewonnene Wert bestätigt wird und gezeigt wird, daß eine jungalpidische Metamorphose, wie man sie mit Werten um 20 Millionen Jahren aus dem benachbarten Tauernfenster kennt, in diesem Raum nicht gewirkt hat.

Eine Serie radiometrischer Altersbestimmungen an Proben aus dem Schneeberger Zug und den im Norden bzw. Süden angrenzenden Teilen des Ötz- und Laaser Kristallins durch M. SATIR (1975, S. 38 ff., Abb. 19) hat gezeigt, daß die bisher bekannten Biotitalter von rund 80 Millionen Jahren Abkühlungswerte darstellen, daß aber auf Grund der Rb-Sr-Alterswerte an Hellglimmern von zirka 120 Millionen Jahren die frühalpine Metamorphose bei Temperaturen von 500–550° C und Drucken von etwa 3–4 kb bereits in der hohen Unterkreide (Barrême) wirksam war! M. SATIR hat aus der gleichen Region an Biotiten Rb-Sr-Abkühlungsalter von 77–80 ± 4 Millionen Jahren, K-Ar-Alter von 75–80 ± 3 Millionen Jahren und an Muskowiten K-Ar-Abkühlungsalter von 82–89 ± 4 Millionen Jahren ermittelt.

Die alpidische Metamorphose der sogenannten „Schneeberger Kristallisation" hat nun im Stubaier Mesozoikum in der Kalkkögelgruppe die Bedingungen der hohen Grünschieferfazies, also der Chlorit-Subfazies erreicht, in der südlich anschließenden Region bis zur Telfer Weiße herrschte tiefe Grünschieferfazies, also Biotit-Subfazies, im Raum des Schneeberges zeigt die in granatführende Biotit-Albit-Glimmerschiefer verwandelte Permoskyth-Serie die Auswirkung der alpidischen Almandin Subfazies der Grünschieferfazies (K. SCHMIDT et al., 1967, S. 534). Nach den Metamorphosestudien von G. LANGHEINRICH (1965, S. 137 ff.) enthalten der Alpine Verrucano und Raibler Schichten je nach Ausgangsmaterial verschiedenartige alpidisch gesproßte Glimmer, vom Phlogopit über Meroxen zum Lepidomelan alle Zwischentypen. Die Biotite sind titanreich. In den schwächer metamorphen Abschnitten in den Kalkkögeln ist Stilpnomelan (?) und Chlorit vorhanden. Weiter im Süden wurden ferner Mikroklin und Albit, Epidot, Turmalin und an Akzessorien Rutil, Magnetit, Hämatit, Pyrit, Apatit und Zirkon nachgewiesen, letzterer zum Teil frei, zum Teil in Biotit eingeschlossen, wo er bereits in der jungalpidischen Zeit durch seinen Thoriumgehalt pleochroitische Höfe produziert hat (G. LANGHEINRICH, l. c.).

Paläotemperaturmessungen anhand der Beteiligung der Sauerstoffisotopen $^{18}O/^{16}O$ in Quarz, Glimmer und Magnetit aus den Stubaier Alpen und dem Schneebergerzug durch S. HOERNES & H. FRIEDRICHSEN (1975, S. 13) ergaben für die alpidische Kristallisation, gemessen an metamorpher Triasbasis und Raibler Schichten, einen Wert von 470° C im Norden (Kalkkögel) und einen zunehmenden Anstieg der Metamorphose gegen Süden, so daß im Bereich Schneeberg der Wert von 545° C erreicht worden ist. Eine Abschätzung des Druckes während dieser alpidischen Metamorphose im Bereich des Brennermesozoikums ergibt bei einer Annahme einer Mindest-

temperatur von 450° C und dem Auftreten von Disthen in den triadischen Gesteinen der Telfer Weiße und des Tribulaun (J. GEYSSANT et al., 1973, S. 12), daß 3–4 kb das hiedurch notwendige Minimum darstellen. Aus all den angeführten Temperaturwerten und diesem Druck ergibt sich nun auch auf diesem (ganz anderen) Weg die vom Verfasser aus tektonischen Gründen geforderte einstige Überlagerung des Stubai-Brenner-Mesozoikums durch eine höhere Masse beträchtlicher Mächtigkeit, eben dem ja noch in Relikten erhaltenen Oberostalpin als nächstes tektonisches Stockwerk über dem mittelostalpinen Mesozoikum. Dabei ist noch zu berücksichtigen, daß die heute erhaltenen mesozoischen nichtmetamorphen Relikte der nordalpinen, kalkalpinen Fazies als späte Einwicklung in dieses mittelostalpine Stockwerk gekommen sind und zur Zeit dieser Metamorphose demnach noch weit mächtigeren Massen etwa von der Art des oberostalpinen Paläozoikums der Steinacher Decke das Mittelostalpin abgedeckt haben, unter welche später das nichtmetamorphe, ursprünglich zu oberst gelegene kalkalpine Mesozoikum eingewickelt worden ist und die selbst weitgehend abgetragen worden sind.

J. GEYSSANT et al. (1973, S. 12, 20) haben anhand der Untersuchungen der Metamorphose von Spaltenfüllungen im obersten Wettersteindolomit des Tribulaunmassivs die Teilphasen der alpidischen Metamorphose analysiert: In einer ersten, synkinematischen Teilphase mit Temperaturen von 400°-450° C wurde eine Mineralassoziation der Grünschieferfazies gebildet. In einer zweiten, statischen Phase wurden höhere Temperaturen bis fast 500° C erreicht, wobei es in tonschieferreichen Serien zur Bildung von Epidot, Titanit, Biotit, Phlogopit etc. sowie von Disthen kam. Die Sprossung von Disthen wird hier auf lokal reiches Anbot von Al zurückgeführt. In einer dritten Phase sprießt im Zuge einer tektonischen Materialplättung und Auswalzung Chlorit, Calzit und Quarz in den Druckschatten, Albit erscheint, Disthen verschwindet. Diese Ergebnisse stimmen insofern mit jenen von G. LANGHEINRICH (1965, S. 133, 142 ff.) überein, als auch dieser Autor die Hauptmetamorphose nach der Deckenbildung fixiert. Allerdings ist nicht auf den bedeutenden Sprung in der Metamorphose zu den noch eingewickelten, nichtmetamorphen oberostalpinen mesozoischen Spänen zu vergessen, so daß diese nochmals mit Deckenweiterschub verbundenen Bewegungen eben der dritten oben erwähnten Phase nach der Hauptmetamorphose angehören werden.

Im Gegensatz zur aufsteigend prägenden Wirkung der alpidischen oberkretazischen Metamorphose im Mesozoikum bewirkte der gleiche Prozeß im Ötztaler Altkristallin eine retrograde Metamorphose, die gegen NW hin allerdings an Ausmaß rasch abnimmt. Die Staurolithe wurden hierbei in Serizit und Chlorit verwandelt, Disthen in Serizit umgesetzt.

Die rund 20 Millionen Jahre und mehr alte „Tauernkristallisation" hingegen (siehe S. 380) reicht entgegen der früheren, an B. SANDER anknüpfenden Auffassungen, nicht mehr über die Grenzen des Tauernfensters in die auflagernden mittelost- und oberostalpinen Einheiten des Westrahmens, sie ist auch nicht im Schneebergerzug nachweisbar.

Einen kurzen historischen Überblick über die früheren Auffassungen vom Alter der Metamorphose im Ötztaler Kristallin haben H. FÖRSTER & J. LEONHARDT (1972, S. 83) gegeben, die die Vielfalt der Meinung vor Kenntnis exakter Daten zeigen: Von vor-

jotnischer (1500 Millionen Jahre) Einstufung bei R. SCHWINNER (1929), R. STAUB (1948) und E. KRAUS (1951) über präriphäisch (älter als 1200 Millionen Jahre) bei H. FÖRSTER & J. LEONHARD (1972) und assynthisch bei H. STILLE (1958) bis zu variszisch bei K. SCHMIDT (1961, 1966, 1968) und A. GREGNANIN et al. (1972) reicht die Reihe der Meinungen der Forscher. Gegenüber diesen Vermutungen auf zu schmaler Basis besitzen wir heute, wie oben gezeigt, eine ungleich bessere Beobachtungsbasis zur Beurteilung der Situation, benötigen aber doch noch etliche Daten für ein abschließendes Bild.

ε) Die permomesozoische Sedimentgesteinshülle der Ötz-Stubaier Alpen, das Brenner-Mesozoikum

Reste einer permomesozoischen Sedimenthülle treten, wie erwähnt, besonders im Osten und untergeordnet auch im Südosten des Ötz-Stubaier Massivs auf. Diese als Stubaier oder Brenner-Mesozoikum bezeichneten Serien sind in nicht unbedeutender Mächtigkeit in der Kalkkögelgruppe SW Innsbruck vertreten, stellen sich südlich davon jenseits des Stubaitales in der Serlesgruppe ein, bilden die über 3000 m aufragende Tribulaungruppe südlich vom Gschnitztal und setzen sich in kleineren Vorkommen über die Telfer Weiße und Moarer Weiße jenseits des Pflerschtales in Südtirol nach Westen am Nordrand des Schneebergerzuges bis zur Gürtelwand und zum Schneeberg im Hintergrund des Passeiertales fort.

Dieses Permomesozoikum mit einem Schichtumfang vom Alpinen Verrucano des Perm bis zu Oberjurakalkschiefer weist in seiner Gesamtheit eine deutlich spürbare Metamorphose auf: Über das Ausmaß der gegen Süden hin bis auf 545° C ansteigenden thermischen Beeinflussung wurde gerade zuvor referiert. Hinzu kommt aber auch noch eine sehr kräftige mechanische Beanspruchung, Auswalzung und Laminierung flach liegender Falten in den jurassischen Schichtgliedern des Stubaier Mesozoikums, bedingt durch die Überschiebung durch das Oberostalpin.

Man muß beim Studium des Stubai/Brenner-Mesozoikums besonders auf die Trennung von auflagernden und teilweise eingewickelten Deckschollen von oberostalpinem Paläozoikum (Quarzphyllit, Karbonsandstein und -schiefer) und nichtmetamorphem Mesozoikum in kalkalpiner, nordalpiner Fazies einerseits und dem den mittelostalpinen Kristallin primär zugehörigen, transgressiv auflagernden und demnach mit diesem verbundenen Permomesozoikum, das den Hauptteil dieser Bergstöcke bildet, achten. Eine Mengung dieser beiden nach Fazies, Mächtigkeit und Metamorphose grundsätzlich verschiedenen Mesozoika hat in der Vergangenheit zu durchaus unrichtigen Vorstellungen über die normale Schichtfolge des Stubaier Mesozoikums geführt. Die tektonische Durchmischung der Normalschichtfolge mittelostalpiner Fazies mit kalkalpinen Spänen erreicht in den Stubaier Alpen stärkstes Ausmaß, obgleich eine Parallelerscheinung vom Verfasser vor kurzem auch vom Stangalm-Mesozoikum ganz analoger Position östlich des Tauernfensters gemeldet worden ist (1975 b): Die Pfriemes-Scholle in den Kalkkögeln, die Blaserdecke mit dem Kesselspitzlappen in der Serlesgruppe, die Scholle der Aigenwiese, der Steinacher Berge und des Mulischrofen unter der Steinacher Decke im Bereich des Nordsockels der Tribulaungruppe (J. GEYSSANT, 1973 a, b) sind derartige oberostalpine, kalkalpine, eingewickelte und zurückgebliebene Schollen (siehe S. 397), von denen

hier bei Besprechung der mittelostalpinen Schichtfolge der Stubaier Alpen zunächst abstrahiert werden muß, und die einer getrennten Behandlung zugeführt werden (S. 574 ff.).

Die dem Kristallin transgressiv auflagernde mittelostalpine Serie für sich betrachtet umfaßt nun die folgenden Schichtglieder (Tab. 15) – vgl. Taf. 7 bei A. TOLLMANN (1963 a). Der Alpine Verrucano des Perm setzt mit einer in ihrer Mächtigkeit stark schwankenden, meist geringmächtigen Serie von Quarzkonglomeraten mit weißen oder rosa Geröllen, Quarziten, Arkosen und Serizitquarziten auf, die miteinander wechsellagern (O. MEIER, 1927, S. 82; W HAMMER, 1928, S. 73; O. SCHMIDEGG, 1956, S. 275; H. KÜBLER & W.-E. MÜLLER, 1962, S. 178 ff.; J. GEYSSANT, 1973 a, S. 381 etc.). Besonders in der Kalkkögelgruppe, etwa an der Nordseite des äußeren Stubaier Tales, sind diese Basisbildungen vererzt durch Pyrit, Magnetit, Hämatit, Ilmenit,

Tab. 15 : Der mittelostalpine Anteil des Stubaier Mesozoikums

(Nach der älteren Literatur, eigenen Beobachtungen und J.GEYSSANT 1966–1974)
Angabe der approximativen Maximalmächtigkeiten

MALM–NEOKOM	30 m	Kalkphyllit und Feinbrekzien mit Kristallinkomponenten
MALM	6 m	Dolomitbrekzien
	3 m	„Radiolarit": Grüner oder violetter gebänderter feinkörniger Quarzit
	gering	„Hyänenmarmor": Glimmerflatschen-Marmor mit Serizit-Chlorit-Lagen
DOGGER– höherer LIAS	30 m	Dichte, helle Kalk(-marmore), zonar weiß, gelblich und blau gefärbt
LIAS	50 m	Blaugrauer fossilleerer Kalkschiefer des mittleren bis höheren Lias
	80 m	Weißer, z.T dolomitischer, gebankter, Crinoiden hältiger Kalk des Unterlias
RHÄT	gering	Kössener Schichten ?
	3,5 m	Rote Hauptdolomitbrekzie
NOR	650 m	Hauptdolomit
KARN	10 m	Nordalpine Raibler Schichten : dünnschichtige Dolomite, Dolomitschiefer, Kalke, Sandkalke und Sandsteine mit *Palaeocardita crenata* (GOLDF.) etc.
UNTERKARN LADIN	300 m	Wettersteindolomit mit Algenresten; oberster Teil mit Tonschieferschmitzen, sedimentären Spaltenfüllungen und Fluorit, Bleiglanz und Fahlerz
ANIS	10 m	Dunkle geschichtete Dolomite mit basisnahen Tonschieferlagen
	1 m	Reichenhaller Rauhwacke
SKYTH	wenige m	Feinkörniger Muskowit-Quarzit
PERM	wenige m	Alpiner Verrucano : Quarzkonglomerat , Quarzit, Arkosen

Siderit und sind einst beschürft worden (siehe S. 403). Allgemein nimmt man eine sedimentäre Vererzung an, nur nach J. GEYSSANT (l. c.) ist die Vererzung sekundär, da sie auch im Glimmerschiefer des Sockels vorkommt. Der Verrucano ist in verschiedenem Umfang metamorph geworden, am extremsten im Schneeberger Gebiet, wo er in granatführenden Gneis verwandelt ist.

Skythquarzit im Hangenden des durch Konglomeratlagen reich durchsetzten Quarzites des Alpinen Verrucano haben verschiedene Autoren wie H. DÜNNER (1934, S. 94), R. KLEBELSBERG (1935, S. 154) u. a. abgetrennt, wobei diese Trennung aber nicht leicht und nicht immer durchzuführen ist (H. KÜBLER et al., l. c.). Doch wird auch von den letztgenannten Autoren (S. 181 f.) ein Feinerwerden der Permoskythserie gegen Hangend, wo der feinkörnige Hellglimmerquarzit auftritt, gemeldet. Reichenhaller Rauhwacke an der Skyth/Anis-Grenze ist z. B. auf der Südseite der Kalkkögel angedeutet (J. GEYSSANT, 1973 a, S. 381).

Die Anisdolomitserie ist z. B. vom Schlickerbach-Nordhang W Telfs und von der Kaserstattalm SW Fulpmes seit A. SPITZ (1919 a, S. 186, Abb. 3), H. KÜBLER et al. (1962, S. 183), J. GEYSSANT (1973 a, S. 381) etc. von der Südseite der Kalkkögelgruppe beschrieben: Von unten nach oben folgen dunkle Dolomite mit schwarzen Schieferlagen, gebankte schwarze Dolomite, dann rötliche und helle, etwas brecciöse Dolomite, über denen der helle Wettersteindolomit lagert. Die basalen Teile können reich an Detritus von Quarz, Glimmer und resedimentiertem Dolomit werden. Die altberühmte fossilführende Mitteltriasserie der Pfriemesscholle auf der Nordseite dieser Berggruppe aber darf nicht zur Charakterisierung des Anis und tieferen Ladin herangezogen werden, da sie ein eingeschuppter kalkalpiner Span ist (J. GEYSSANT, 1973 a, S. 380).

Der Wettersteindolomit schaltet sich mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 300 m zwischen diese Anisserie und den durch die schmächtigen Raibler Schichten gut erfaßbaren karnischen Horizont. Er ist in der älteren Literatur als „Unterer Dolomit", als „Unterer Tribulaundolomit", auch als „Pfriemesdolomit" bezeichnet worden. Diese meist grob gebankten, oolithführenden, wandbildenden Dolomite zeigen blaugraue, auch rötliche, oft schneeweiße Farben, sind weithin fossilleer, führen lokal Reste von Algen, Korallen und Gastropoden, die bisher meist mit großem Unsicherheitsgrad als mitteltriadische Formen bestimmt worden sind. M. SARNTHEIN (1965, S. 156) hat eine genaue lithologische Beschreibung etlicher Profile im Brennermesozoikum gegeben. Neben der geschichteten Lagunenfazies tritt auch die massige, Großoolith-führende Riffazies in Erscheinung.

In den obersten Horizonten des Wettersteindolomits treten verschiedene Eigenheiten auf. Tonschieferschmitzen werden häufiger, Schrägschichtung ist zu erkennen, im Obernbergtal findet sich eine Fluorit-Bleiglanz-Fahlerzlagerstätte in dieser Position – vergleichbar der „Sonderfazies" H.-J. SCHNEIDERS (1954, 1964) in den Nördlichen Kalkalpen. Besonders interessante Beobachtungen und sorgfältige Untersuchungen liegen über sedimentäre Spaltenfüllungen aus ehemals kaolinitreichem Ton mit Dolomitbrocken in den obersten Partien des Wettersteinkalkes SW und N vom Tribulaun von J. GEYSSANT et al. (1973) vor, an deren Umkristallinisation übrigens die alpidische Metamorphosegeschichte abgelesen worden ist (siehe S. 381).

Bereits morphologisch markant zwischen den Wänden im Wettersteindolomit und im Hauptdolomit tritt als Verebnungsfläche das Nordalpine Raibler Ni-

veau hervor: In dem nur wenige Meter mächtigen Niveau treten gelbliche bis bräunliche Dolomite und Dolomitschiefer, schwarze Tonschiefer, Sandsteine, Sandkalke und Sphaerocodien führende oolithische Kalke auf (H. DÜNNER, 1934, S. 102 ff.; H. KÜBLER et al., 1962, S. 185 ff.; G. LANGHEINRICH, 1965, S. 137). Seit A. PICHLER (1868, S. 47 ff.; 1890, S. 92 etc.) sind aus den kalkigen Sandsteinen, Kalken und Schiefern *Palaeocardita crenata crenata* (GOLDF.), *P. cr. guembeli* (PICHLER), *Amussium hallense* (WÖHRM.), *Myophoria fissidentata* WÖHRM. und *Myophoriopsis lineata* (MÜNSTER) bekannt. Die Metamorphose der Serie nimmt gegen Süden hin bis zur Umprägung der Tonschiefer zu Biotit führendem Glimmerschiefer südlich des Gschnitztales zu.

Der Hauptdolomit erreicht im Süden beiderseits des Gschnitztales die größte Mächtigkeit von rund 650 m, nimmt gegen Norden und Osten hin beträchtlich an Stärke ab. Es besteht aus einem fossilleeren dunkelgrauen, bläulichgrauen bis hellen dickbankigen Dolomit(marmor). Serizitische Überzüge auf den Schichtflächen erinnern an einstige Tonbestege. Am Oberrand des Hauptdolomites wurde von H. KÜBLER & W E. MÜLLER (1962, S. 194 ff.) eine Meter- bis wenige Meter-mächtige rote Dolomitbreccie als Abschluß der norischen Sedimentation entdeckt und ausführlich beschrieben.

Im Rhät tritt eine Schichtlücke wie in den Engadiner Dolomiten am Piz Lischanna auf.

Während der „Metamorphe Kalkkomplex" des Jura, wie ihn H. KÜBLER & W.-E. MÜLLER (1962, S. 201) bezeichneten, nach diesen Autoren in Anlehnung an frühere Arbeiten stratigraphisch nicht zu gliedern war (vgl. auch noch F. PURTSCHELLER, 1971, S. 26), hat der Verfasser (1963 a, S. 88) im Serlesstock eine Gliederung in Liaskalkmarmore mit Pentacriniten und Liaskalkschiefer sowie in Fleckenkalke (Hyänenmarmor) und Radiolarit des höheren Jura vorgenommen. Diese Gliederung auf Grund des Serienvergleiches mit anderen zentralalpinen Juraabfolgen wurde von J. GEYSSANT in zahlreichen Arbeiten (1966, 1969, 1971, 1972, 1973 b, 1974) sehr verfeinert, wobei der früher damit vermischte eingewickelte oberostalpine (nichtmetamorphe) Jura von dieser Seriengliederung herausgehalten wurde (1973 b). Eine abschließende monographische Darstellung der Verhältnisse durch J. GEYSSANT ist in Kürze zu erwarten.

Nach den bisherigen Mitteilungen läßt der Hauptanteil dieses Jura der Stubaier Alpen folgende Einteilung zu: Der tiefere Lias besteht aus weißem, dichtem, mehrweniger dolomitischem, 0,3–1 m dick gebanktem Kalk und erreicht 50–80 m Mächtigkeit in der Tribulaungruppe. Eine mittlere (und höhere) Partie des Lias von 20–50 m Mächtigkeit wird dort aus blaugrauen dünnschichtigen Kalken und Kalkphylliten gebildet, höherer Lias bis Dogger wird wohl durch die darüber folgende, 10–30 m mächtige Serie aus hellen, lagenweise bläulichgelb oder weiß gefärbten Kalkmarmoren vertreten. Dieser Kalkmarmor geht hangend in den für so weite Teile des zentralalpinen höheren Jura charakteristischen „Hyänenmarmor", einen durch Glimmerflatschen unregelmäßig gefleckten, durch Chloritgehalt grünlichen Marmor über, der mit dem in den Ostalpen generell dem unteren Malm zuordenbaren Radiolarit verknüpft ist. Auch hier ist dieser wenige Meter mächtige grüne bis violette Radiolarit durch Umkristallisation in feinschichtigen Quarzit verwandelt, aber seine ursprüngliche Natur ist noch gut erkennbar. Wie üblich erscheinen auch hier Manganoxyde an diesen Radiolarit gebunden. Die primäre Mächtigkeit dieses etliche Zehnermeter umfassenden oberjurassischen Paketes aus Hyänenmarmor und Radiolarit ist schwer abzuschätzen, da diese Schichtglieder

zufolge der extremen tektonischen Mobilität des Radiolarites zu engen liegenden Falten verformt und ausgewalzt sind.

Am Tribulaun liegt über dieser normalen Juraentwicklung des Sockels noch eine faziell etwas abweichende mittelostalpine Juraschuppe, die südlicher beheimatet war. Sie umfaßt im Malm/Neokom?-Anteil noch 5–6 m Dolomitbrekzien mit hellgrauen Hauptdolomitkomponenten in einem gelben Kalkzement, die mit gelblich anwitternden Kalkbänken und umkristallisierten Radiolariten mit Manganoxydkrusten wechsellagern, ferner 20–30 m mächtige Kalkphyllite mit Feinbrekzien, in denen Quarzkomponenten und Fragmente von Glimmerschiefer und Gneis auf ein einstiges Kristallin-führendes Abtragungsgebiet im Süden des Mittelostalpins hinweisen (J. Geyssant, 1969, S. 439; 1974, S. 1155).

Überblickt man die Fazies dieses Brenner-Mesozoikums vom Permoskyth und der charakteristischen Mitteltriaskombination angefangen, vom dolomitischen und nie kalkigen Wetterstein- und Hauptdolomitniveau und dem meist lückenhaften Rhät bis zu einem ganz charakteristischen Jura mit seinen Dolomitsand- und Brekzien-hältigen Kalkschiefern etc., so kommt besonders dann der zentralalpine, dem Unterostalpin so nahe verwandte Faziescharakter klar zum Ausdruck, wenn man andererseits mit den unmittelbar auflagernden, ja sogar eingewickelten mesozoischen Schollen dieser Gruppe in nordalpiner, kalkalpiner Fazies vergleicht: letztere mit Reiflinger Kalk, Partnachmergel, Partnachkalk (Pfriemesscholle), mit Plattenkalk und fossilreichen Kössener Schichten (Kesselspitze), mit rotem Foraminiferen- und Ammonitenreichem Adneterkalk (Aigenwiese, Kesselspitze), mit Ammoniten-Rotkalken des höheren Jura und Tithon-Neokom-Calpionellenkalk (Mulischrofen). Dadurch, daß hier Deckschollen kalkalpiner, nichtmetamorpher Serien über dem metamorphen Mesozoikum mit seiner zentralalpinen Fazies noch im gleichen Raum übereinander erhalten sind, wird dieser Unterschied zwischen Mittel- und Oberostalpin hier so einprägsam (vgl. S. 576).

Die zum Vergleich hier anzuführende Schichtfolge am SW-Rand der Ötztaler Masse, die Permotrias des in Südtirol SE vom Reschenscheideck liegenden Jaggl oder Endkopf fällt aus dem Rahmen dieser Betrachtung heraus. Es hat sich seit der Arbeit von W Hess (1962) herausgestellt, daß dieses Sedimentvorkommen im Obervintschgau nicht der Ötzmasse angehört, sondern samt dem unterlagernden Plawenkristallin ein Fenster der Scarldecke unter der westwärts gerichteten Schlinig-Überschiebung darstellt, unter die Ötzmasse abtaucht und nach Mesozoikums-Fazies und Kristallin-Charakter als Scarldecke aufgefaßt werden muß. Diese Position als Fenster ist durch weitere Beobachtungen am NW-Rahmen durch M. Thöni (1973) bestätigt worden, so daß hiedurch eine westvergente Schubweite an der Schlinig-Überschiebung von über 20 km gesichert ist – Abb. 115. Eine Zusammenstellung der permomesozoischen Schichtfolge des Jaggl findet man außer in den klassischen Arbeiten von R. Lachmann (1908) und W Hammer (1911) in revidierter Form bei W Hess (1962, S. 409 ff.), wozu die Spezialuntersuchung des Alpinen Verrucano dieses Bergstockes von D. K. Richter & U. Zinkernagel (1975) und die Arbeit U. Zinkernagel (1968) kommen.

Es verbleibt demnach am Westrand der Ötzmasse ausschließlich die kleine Scholle des Piz Lad NW vom Reschenscheideck als Rest der Sedimenthülle dieser Einheit, über die zuletzt G. Torricelli (1956, S. 19 ff., S. 69 ff.) berichtet hat. Seine Schichtfolge reicht, stark verschuppt, vom Alpinen Verrucano und Buntsandstein im

NE zum schiefrigen, sandigen, dolomitischen Karn und zum mächtigen (tektonisch auf 1000 m angeschoppten), undeutlich dickbankigen Hauptdolomit im Gipfelaufbau.

ζ) Tektonik

ζ1) Voralpidische Tektonik

Das Bild der in mehreren Hauptphasen (siehe S. 376) geprägten voralpidischen Tektonik im Altkristallin des Ötz-Stubaier Massivs zeigt die im folgenden geschilderten Züge (vgl. O. Schmidegg, 1964).

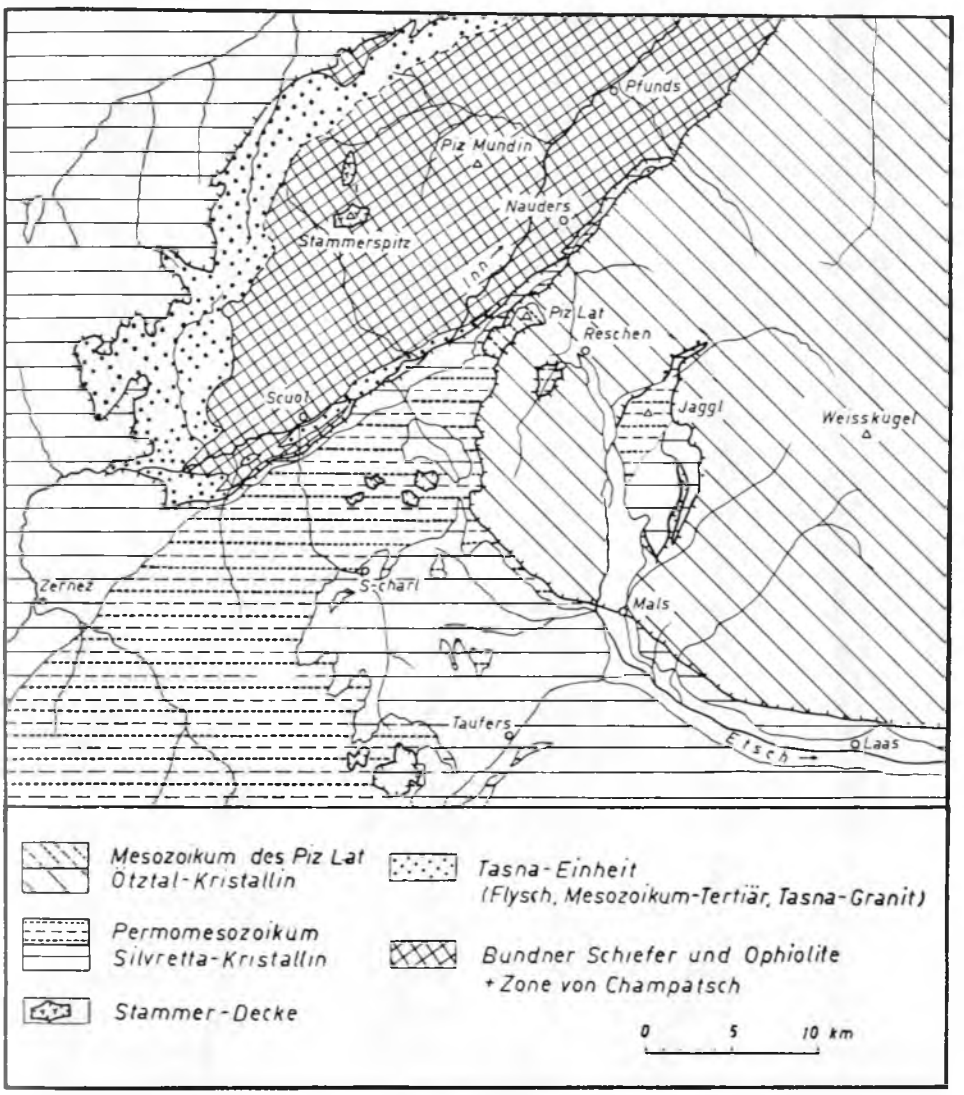
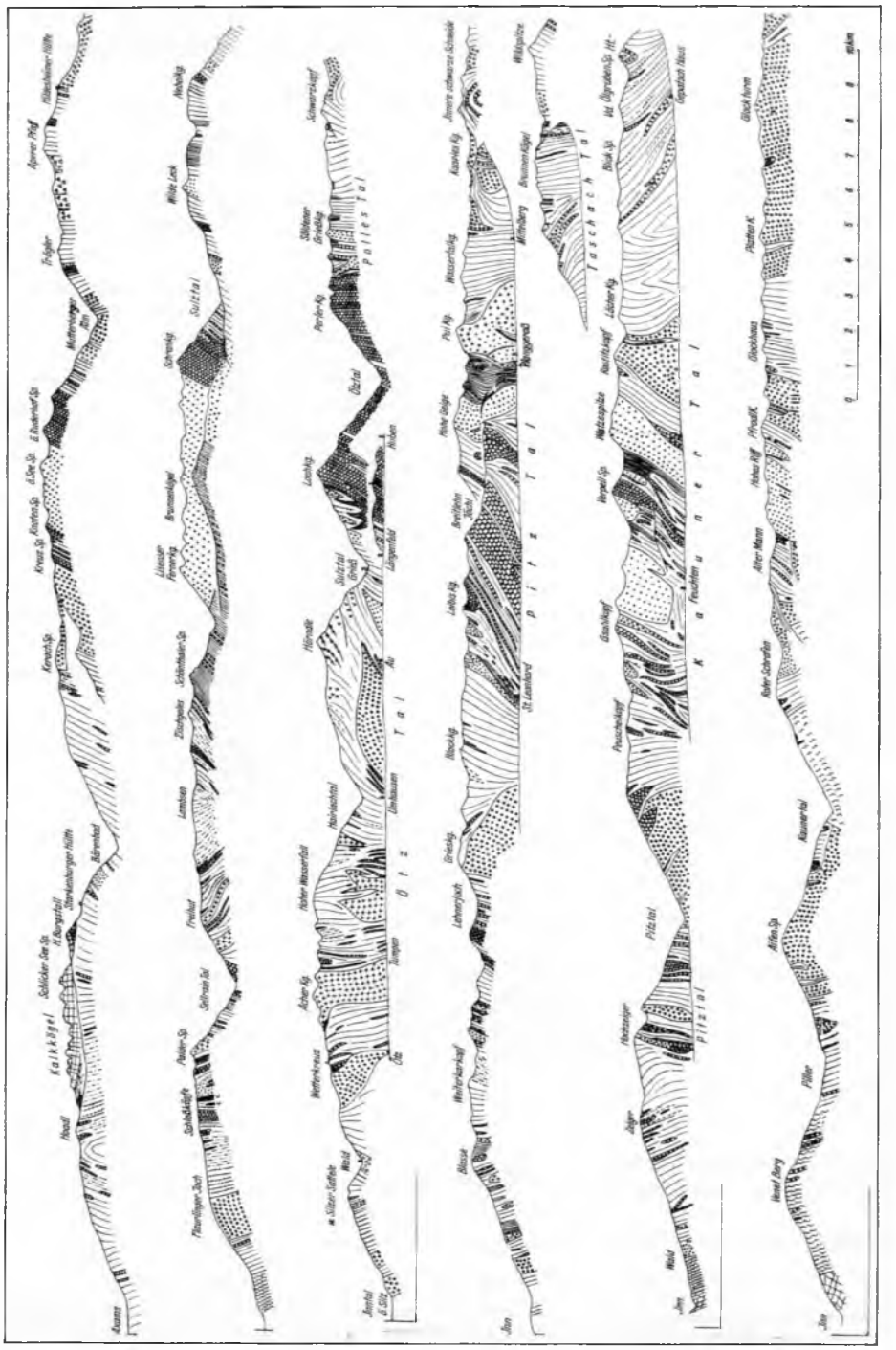


Abb. 115: Die Position des Jaggl am Südwestrand der Ötzmasse nach M. Thöni (1973, Abb. 2).


Ötz-Stubaier Alpen
Kalkkögel
Schlicker See
Stubaier Gletscher
Stubaier Hütte
Pfaffenhofen
Schlicker Seespitze
Pfaffenhofen-Joch
Peter-Kg
Selrain Joch
Pfaffenhofen
Lisenser Fernerkogel
Kreuzjoch
Kreuzspitze
Zischgeles
Schrankogel
Sulztal
Weiße Lacke
Hochalp
Ötz
Ötztal
Hochstein
Hohe Geige
Rotes Kogl
Wasserfallkg
Kuhtai
Hochgurgl
Wildspitze
Timmelsjoch
Hochwilde
Hochvernagtkogel
Weißkugel
Similaun
Similaun Hütte
Hochjoch Hospiz
Vent
Rofental
Rofenhöhe
Rofenache
Hochvernagtferner
Gurgler Ferner
Gurgler Kamm
Hohe Wasserfall
Hohe Wasserfallkogel
Hohe Wasserfallferner
Hohe Wasserfallscharte

1. Im Nordteil der Gebirgsgruppe nördlich der Linie Langtauferer Tal–Wildspitze–Zwieselstein–Windachtal herrscht westöstliches Streichen der an Orthogneisen reichen Gesteinszüge und ein ebensolcher Verlauf der Faltenachsen. Die Serien stehen vorwiegend steil. W HAMMER hat den Baustil dieses steil lagernden gefalteten Altkristallins in mehreren Arbeiten beschrieben und profil- und kartenmäßig dargestellt: Profile über den Nordabschnitt im Sellrain mit seinen steilen W-E-Faltenzügen findet man 1929 b, Taf. 1, über die Alpeiner Gruppe in den zentralen Stubaier Alpen 1929 a, Taf. 1, über die nördlichen Ötztaler Alpen 1922 – Abb. 116. Als Ergänzung können die Detailaufnahmen von O. SCHMIDEGG (1958, 1959) für Kraftwerksbauten am Nordrand der Ötztaler Alpen dienen.

2. Südlich der oben genannten Linie stellt sich in den zentralen Ötztaler Alpen ein eindrucksvoller Schlingenbau, also ein Großfaltenbau mit saigeren oder steilstehenden Achsen ein, der in seinen Grundzügen bereits von O. SCHMIDEGG (1933, 1936) erfaßt worden ist. Die Schlingenbildung ist nach O. SCHMIDEGG in größerer Tiefe an schon steilstehenden Gesteinszügen durch eine seitliche Verschiebung des Nordblockes geprägt worden. Auch in der modernen Neubearbeitung der Schlingen durch M. BAUMANN et al. (1967) und H. FUCHS et al. (1969) wird diese Auffassung vertreten, daß die ursprünglich flachachsig gefaltete Kristallinserie um steile Achsen gekippt worden ist, daß der Massenüberschuß im Kern der Ötztaler Großfalte zur Bildung intensiver Teilschlingen-Tektonik geführt hat, während die peripheren Großschlingenteile eine entsprechende Dehnung erlitten. Aus dem Achsentauchen gegen das Schlingeninnere hin wird eine vertikale Ausgleichsbewegung gegen die Tiefe hin abgeleitet. Die zentralen Teilschlingen stellen Biegescherfalten im Kern der Ötztaler Großschlinge dar, keineswegs kann die Schlingenbildung mit hydrodynamischen Gesetzen (H. FÖRSTER, 1967, S. 845) erklärt werden. O. SCHMIDEGG hat seit 1933, S. 85, folgende Teilschlingen in den Ötztaler Alpen unterschieden (Abb. 113): Die Stubaier-, Venter-, Marzell-, Hochjoch-, Vernagt- und Mittelberg-Schlinge. Die über das Venter Tal hinweggreifende Venter Schlinge ist als der extrem deformierte Kern der Stubaier-Ötztaler Großschlinge mit steil NNW bis saiger stehenden Achsen von K. SCHMIDT (1965, S. 202) bzw.

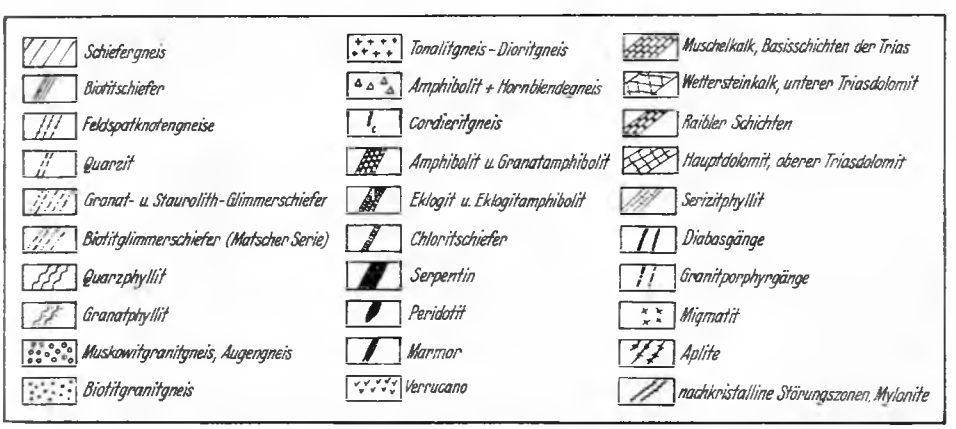


Abb. 116: Profile durch die Ötztaler und Stubaier Alpen nach R. KLEBELSBERG (1935, Taf. 3).

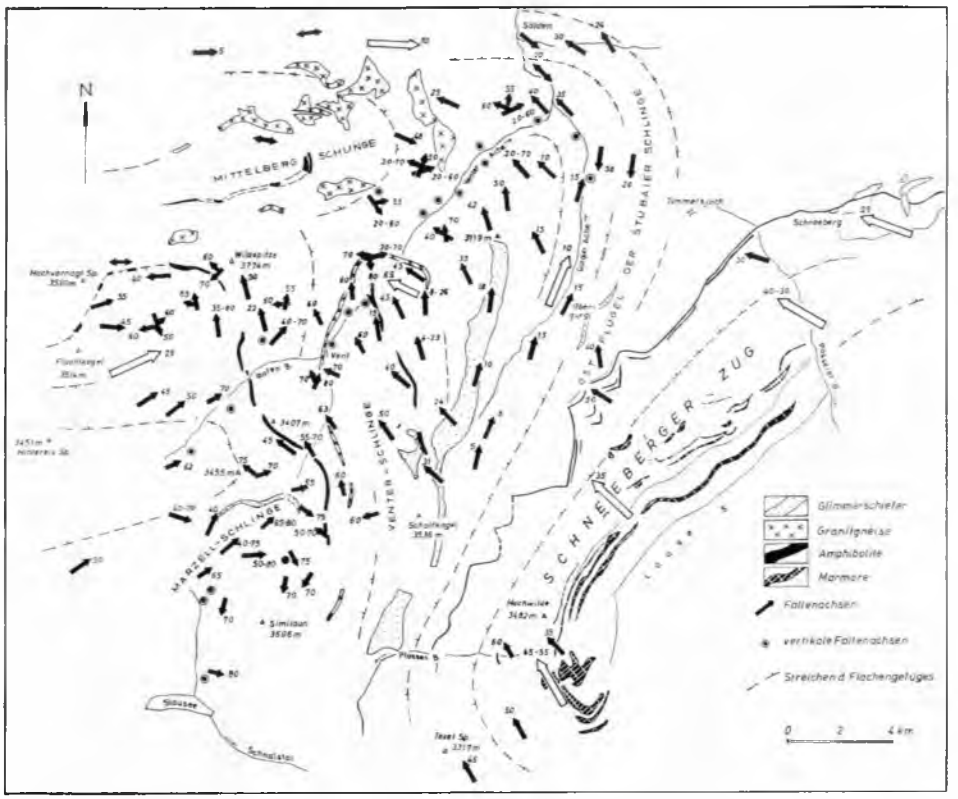


Abb. 117: Die Achsenverhältnisse im Schlingengebiet der Ötztaler Alpen nach K. SCHMIDT (1965, Abb. 2).

M. BAUMANN et al. (1967) analysiert worden. Die westlich davon gelegene Vernagt-Schlinge mit ihrer sich gegen NE hin versteilenden Faltenachse und die Marzell-Schlinge als eine gegen Osten gekippte steilachsige Großfalte sind von H. FUCHS et al. (1969) aufgelöst worden (Abb. 117). Daß der Schlingenbau voralpidisches Alter besitzt, ist heute gesichert, die Zuordnung zu einer altvariszischen Orogenese (S. 377) ist wahrscheinlich.

3. Im südwestlichsten Teil der Ötzmasse, bereits in Südtirol gelegen, beansprucht die Matscherdecke nördlich von Schlanders besonderes Interesse (W HAMMER, 1931, S. 185). Sie überschiebt mit Gesteinen des Vintschgaues – Biotitglimmerschiefern und Marmoren – im Raum zwischen Glurns im Westen und Salurnkamm im Osten als ein dem Ötzkristallin fremder Körper nordvergent die unterlagernden granatführenden Phyllite und diaphthoritischen Schiefer („Phyllitgneise"). Ihr achsiales Tauchen ist gegen Westen gerichtet, gegen Osten hin hebt sie vor dem Schnalsertal aus (Abb. 118). Sie zeigt als Ganzes muldenförmigen Bau wie der Schneebergerzug weiter im Osten. Da aber zwischen den beiden zwar räumlich gut korrespondierenden und nach Stellung und Bau analogen Einheiten doch nicht zu übersehende Gesteinsunterschiede durch die

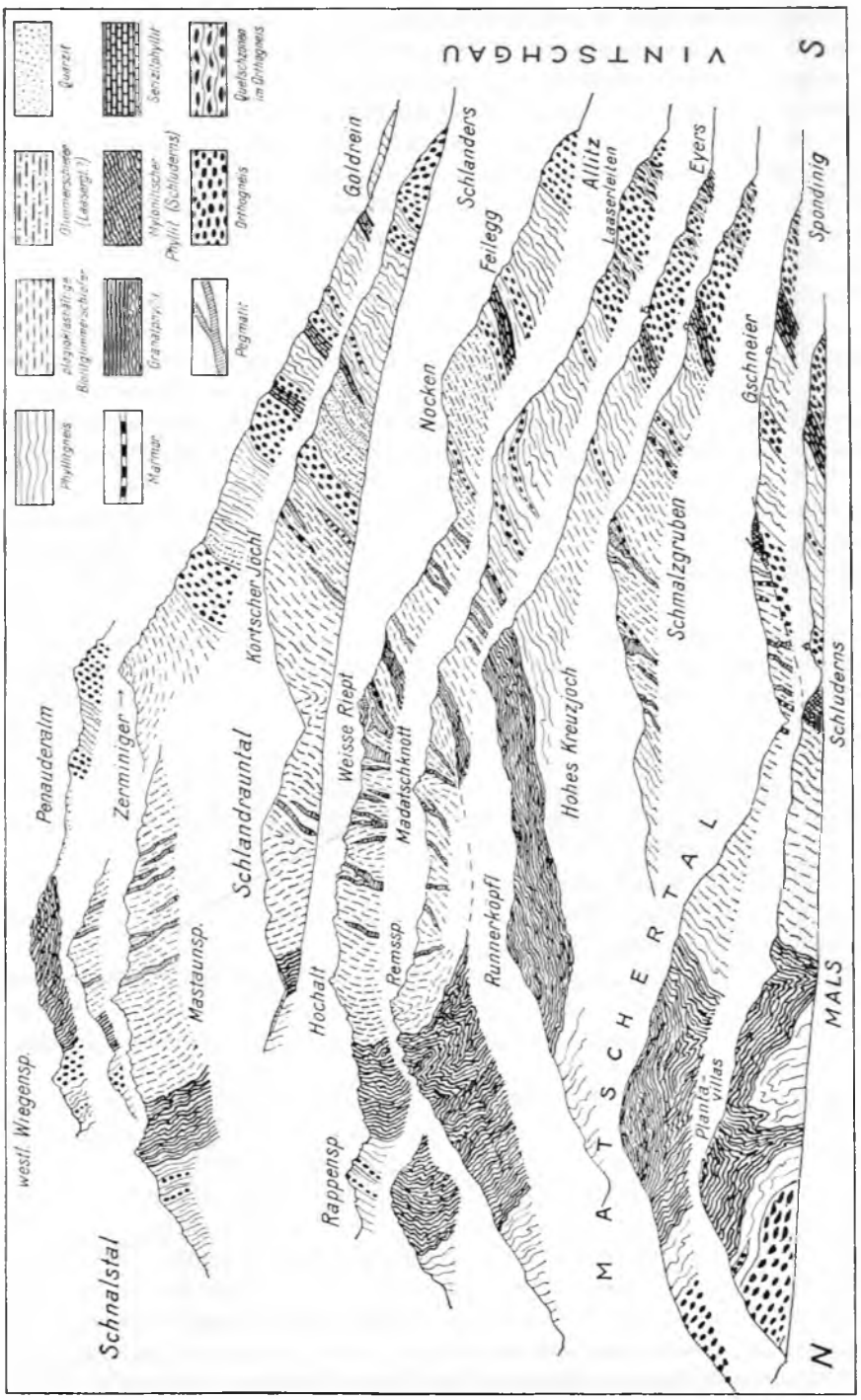


Abb. 118: Profile durch die Matscherdecke am Südrand des Ötzmassivs nach W Hammer (1931, Abb. 2).

starke Pegmatitdurchtränkung und die Marmorarmut der Matscherdecke besteht (Abb. 118), wurde eine Gleichsetzung von W Hammer (1931, S. 185) nicht befürwortet, ist aber durchaus weiterhin prüfenswert (vgl. K. Schmidt, 1965, S. 212).

4. Noch wesentlich problemreicher ist der sogenannte Schneebergerzug, ein sich in Gesteinsbestand und Kristallisationsgeschichte ebenfalls vom Ötztaler Kristallin klar abhebender Gesteinszug aus Quarziten, Großgranat-Glimmerschiefern, Kalkglimmerschiefern, Marmoren, Amphiboliten und Hornblendegarbenschiefern. Er begrenzt, bereits in Südtirol gelegen, die Ötztaler Masse im Südosten in Form einer tief eingesenkten, gegen Süden rückgekippte Mulde, die vom Rand des Tauernfensters bei Sterzing/Gossensaß im ENE bis zu ihrem steil aushebenden Ende mit umlaufendem Streichen NE der Texelspitze im Südwesten dahinzieht. Um dieses Westende windet sich der Ötztaler Gneis in Form von Schlingentektonik über das untere Schnalsertal herum und zieht dann zusammen mit dem aus dem Vintschgau kommenden Kristallin im sogenannten „südlichen Gneiszug" (samt der marmorreichen Laaser Serie) südlich vom Schneebergerzug gegen Osten weiter, den mittelostalpinen altkristallinen Rahmen südlich des Tauernfensters im Pustertaler Raum bildend.

Über den Gesteinsbestand und sein Alter, über die Struktur und die großtektonische Stellung des Schneebergerzuges ist bereits sehr viel geforscht und sehr viel diskutiert worden, ohne daß bis heute eine einhellige Lösung dieses Problems erzielt worden wäre.

Der in SSE-vergenter Rückfaltung muldenförmig eingesenkte Schneebergerzug läßt folgende dreigegliederte Serienabfolge erkennen (O. Schmidegg, 1933, S. 88; B. Zanettin, 1971, S. 318 ff.; B. Zanettin & E. J. Visentin, 1971, S. 11 ff.) – Abb. 119:

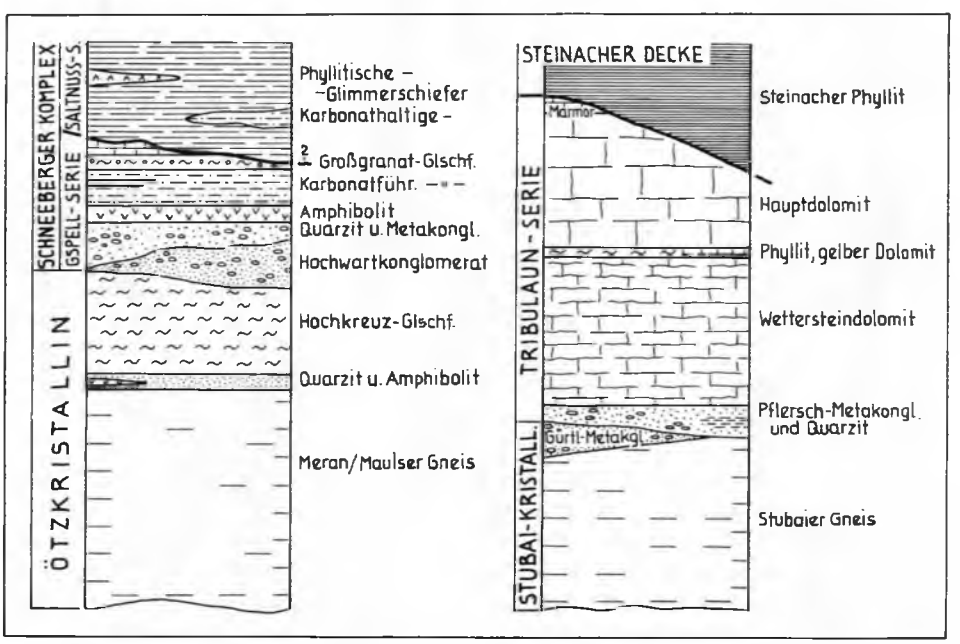


Abb. 119: Die Serie des Schneeberger Zuges nach B. Zanettin (1971, Abb. 1).

1. Zutiefst liegen im Süden die konglomeratischen Schiefer der Hochwartserie (Serie di Guardia Alta), die wechselweise noch zur Laaser Serie des Sockels oder zum Schneebergerzug gerechnet werden. 2. Darüber folgt die Gspellserie (Serie di Casabella) mit Quarziten, karbonatischen konglomeratischen Schiefern, Granatglimmerschiefern, Marmoren, Kalkschiefern und Amphiboliten. 3. Zuoberst reiht sich die einförmige Saltnußserie (Serie di Salto) aus phyllitischen Glimmerschiefern mit untergeordnet Kalkschiefer-Amphibolit-Einschaltungen an.

Die Deutung der Herkunft dieses Materials ist verschiedenartig vorgenommen worden. B. SANDER (1921 c, S. 226; 1929, S. 46) hat darin die direkte Fortsetzung der Unteren Schieferhülle der Tauern, die damals als altpaläozoische metamorphe Serie galt, gesehen. Diese Deutung ist mit Sicherheit hinfällig, da die Gesteinszüge keine Fortsetzung des Tauernfensters darstellen, sondern (allerdings überkippt) über dem Ötz-Stubaier Kristallin im Norden und über dem entsprechenden Maulser Kristallin im Süden auflagern. Dabei ist am Südrand im Bereich der Hochwart/Laaser Serie auch nach den neueren Arbeiten (O. SCHMIDEGG, 1933, S. 89; K. SCHMIDT, 1965, S. 209 ff.; B. ZANETTIN et al., 1971, S. 34 etc.) ein normaler Kontakt ohne alpidische Überschiebungsfläche gegeben – wenn nicht metamorphe Tektonik vorliegt!

Die metamorphe Prägung des Schneeberger Kristallins wurde teils als ausschließlich voralpidisch gedacht, teils als mehrphasig in voralpidischer und alpidischer Zeit aufgefaßt (O. SCHMIDEGG, 1933, S. 92: Laaser- und Tauernkristallisation; K. SCHMIDT, 1965, S. 211; H. FÖRSTER, 1967, S. 484); teils wurde der alpidischen Kristallisation ein entscheidender (B. SANDER, 1929, S. 37, 46: Tauernkristallisation) oder ein ausschließlicher Anteil (B. ZANETTIN, 1971, S. 320) an der Metamorphose zugeschrieben. B. ZANETTIN & G. J. VISENTIN (1971, S. 34) gingen so weit, das Kristallin des Schneebergerzuges als eine Sonderfazies von Permotrias zu betrachten, die erst in der kretazischen Orogenese ihre Metamorphose erhielt. Nach den absoluten Altersmessungen von K. SCHMIDT et al. (1967, S. 533) haben die Biotite aus dem Schneebergerzug durchgehend Werte um 80 Millionen Jahre ergeben, wodurch in der alpidischen Ära die Hauptprägung, die in der Oberkreide bei über 90 Millionen Jahren liegen mag (Schneeberger Kristallisation) bereits 60 Millionen Jahre vor der mit rund 20 Millionen Jahren datierten Tauernkristallisation ihren Abschluß fand und letztere sich hier nicht mehr auswirkte. Trotzdem ist daran nicht zu zweifeln, daß das Material voralpidisches Alter besitzt und schon eine voralpidische Kristallisation erlitten hat.

In tektonischer Hinsicht wurde der Schneebergerzug zeitweise als Fortsetzung des Tauernfensters gesehen (P TERMIER, 1904 a, Taf. 23; L. KOBER, 1912 c, Taf. 8; B. SANDER, 1929, S. 94), als normale Mulde im ostalpinen Altkristallin betrachtet (O. SCHMIDEGG, 1933, S. 91; K. SCHMIDT, 1965, S. 210 etc.), oder als eine Deckscholle des Oberostalpins über dem mittelostalpinen Untergrund (A. TOLLMANN, 1959 a, S. 39; 1963 a, S. 93) analog der Steinacher Decke gewertet. Die letztgenannte Deutung war durch die Unterlagerung des Schneebergerzuges durch Trias in mehreren Abschnitten an seinem Nordrand und zugleich eine Auflagerung von Schneeberger Kristallin über der im Norden anschließenden Trias des Schneeberges, der Gürtelwand (Abb. 120), ferner der Schleyerwand im Bergstock der Telfer Weiße südlich des Pflerschtales bedingt gewesen. Da aber der früher auch vom Südrand des Schneebergerzuges aus dem Raum W Flodig von

Abb. 120: Der Triasdolomitspan am Nordrand des Schneeberger Zuges in der Gürtelwand NW St. Martin/Schneeberg in Südtirol.

W Hammer & B. Sander (Kt.) verzeichnete Permoskythquarzit heute altersmäßig nicht mehr gesichert ist, sondern am Südrand des Schneebergzuges vielleicht eine Verbindung mit dem Untergrund besteht, ist die Deutung als Bestandteil des mittelostalpinen Kristallins trotz der Eigenständigkeit dieses kristallinen Zuges und trotz des durchlaufenden tektonischen Kontaktes am Nordrand gegenüber einer Bindung an das Oberostalpin zu bevorzugen. Endgültig gelöst erscheint die Frage noch nicht. Durch die hohe alpidische Metamorphose könnte eine alpidische Überschiebung und Einfaltung eines oberostalpinen Kristallinzuges durchaus weitgehend maskiert worden sein.

ζ 2) Alpidische Tektonik

Die alpidische Tektonik betrifft den deckenförmigen Zuschnitt und Transport der Ötz/Stubaier Masse im Verband des Mittelostalpins als Ganzes, den sekundären nord-, west- und südvergenten Nach- und Ausschub, die intensive Verformung der obersten, dem Mesozoikum angehörigen Partien dieses mittelostalpinen Teilstückes und die bruchtektonische Beeinflussung des Raumes.

Die Grundzüge der Tektonik in bezug auf großtektonische Stellung, Deckenbau, Faltenachsenorientierung, Mehrphasigkeit des Geschehens etc. sind heute geklärt, die tektonischen Hauptelemente auskartiert. Wertvolle tektonische Spezialstudien haben jüngst in diesem gut aufgeschlossenen Raum eine Vervollkommnung der Kenntnis des vielphasigen tektonischen Geschehens erbracht. Daß auch heute noch vollkommene Außenseiter dieser alpin-tektonischen Arbeitsrichtung ohne zureichende Kenntnis

des schon Erarbeiteten und Publizierten durch Experiment wie in den Anfangsjahren der Deckenlehre nachzuweisen glauben, daß der in der Landschaft so wunderbar überblickbare Deckenbau im Westrahmen des Tauernfensters nicht existieren könne, zeigen die Arbeiten von H. FÖRSTER (besonders jene von 1969) bzw. von H. FÖRSTER & A. SCHMITZ-WIECHOWSKI (1970), zu welch ersterer ja bereits O. THIELE (1971) entsprechend Stellung genommen hat.

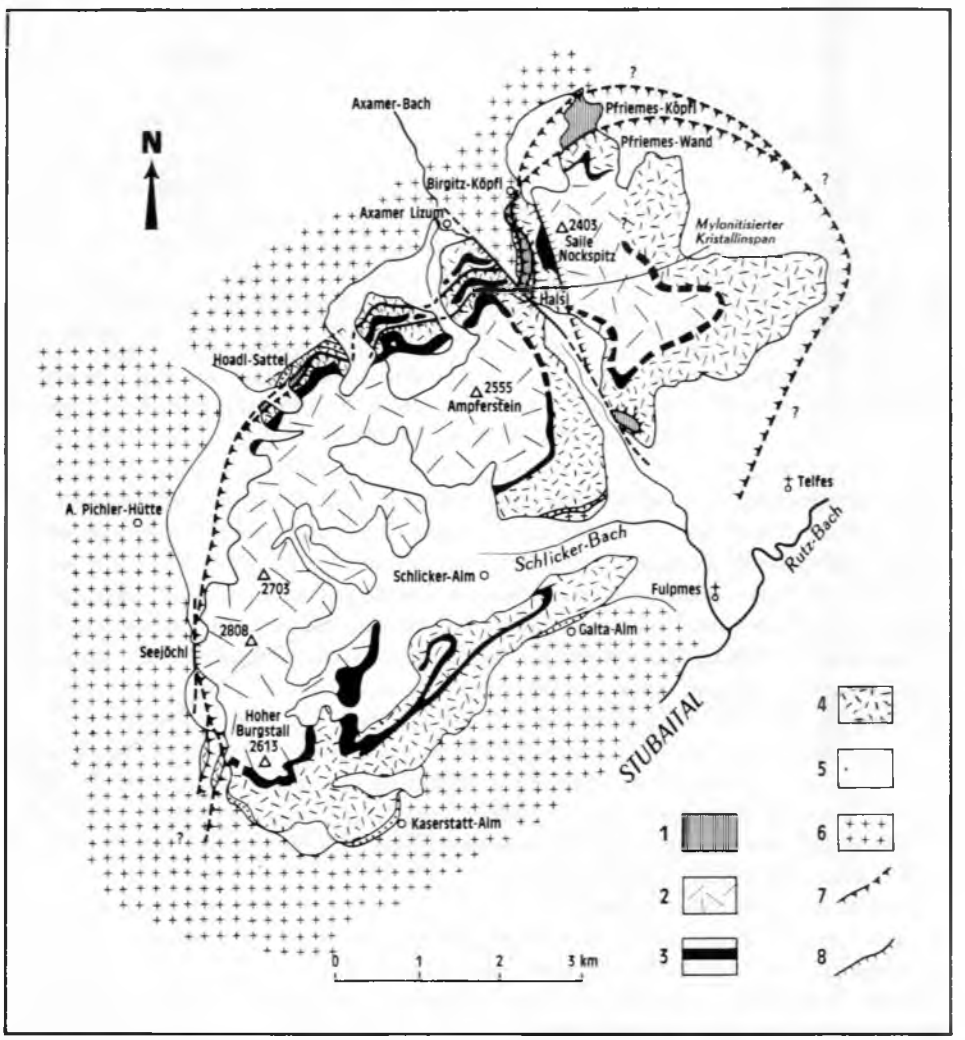


Abb. 121: Geologische Skizze der Kalkkögelgruppe in den Stubaier Alpen nach J. GEYSSANT (1973 a, Abb. 2), die die Einwicklung des kalkalpinen Pfriemeskeiles (Signatur Nr. 1) unter das mittelostalpine Mesozoikum (Signatur 2–5) zeigt. Signatur: 1 – oberostalpiner Muschelkalk und Partnachschichten, 2 – Hauptdolomit, 3 – Raibler Schichten, 4 – Wettersteindolomit, 5 – Permoskythquarzit, 6 – Ötztaler Kristallin, 7 – Überschiebung, 8 – Bruchlinie.

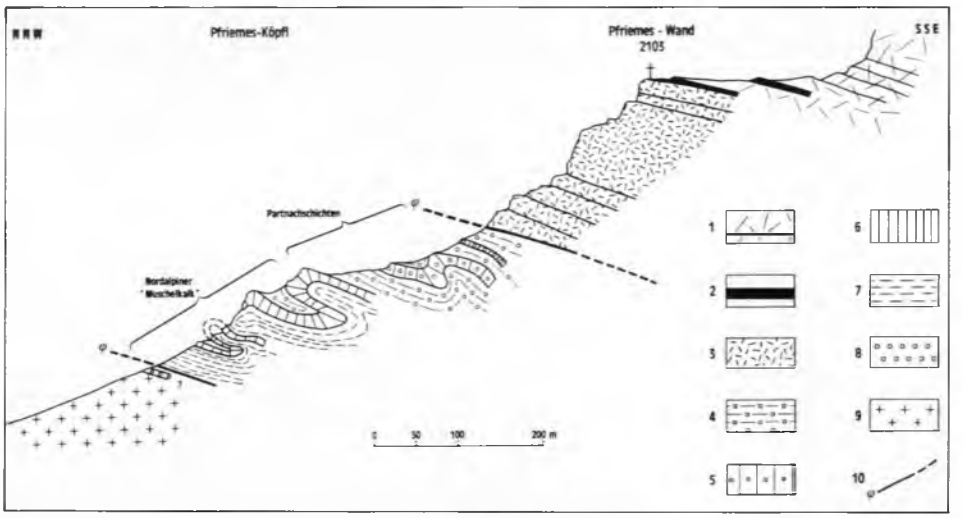


Abb. 122: Das Profil über die Pfriemeswand in der Kalkkögelgruppe SW Innsbruck zeigt die Einwicklung des oberostalpinen Pfriemeskeiles des Pfriemesköpfls mit nordalpiner Fazies unter das zentralalpine Mesozoikum der Stubaier Alpen (nach J. GEYSSANT, 1973 a, Abb. 4). Signatur: 1 – Hauptdolomit, 2 – Raibler Schichten, 3 – Wettersteindolomit, 4 – Partnachschichten, 5 – Knollenkalke der Partnachschichten, 6 – Muschelkalk, 7 – anisische Mergel, 8 – Permoskyth, 9 – Ötztaler Gneis, 10 – Überschiebung.

Die auf dem Pennin zwischen Engadiner Fenster und Tauernfenster schwimmende mittelostalpine Masse zeigt einen alle alten Strukturen an der basalen Schubfläche schneidenden eindrucksvollen Basalzuschnitt (siehe Abb. 113). Der Westrand der Ötzmasse überschiebt im Abschnitt des Pillersattels die Landecker Quarzphyllitserie und ihr Kristallin, die Phyllitgneiszone, sie überschiebt weiter im Süden den steilstehenden Ausläufer der tektonisch unter dem Landecker Quarzphyllit liegenden mittelostalpinen, hiedurch stark diaphthoritisierten Silvrettadecke samt deren Trias von Puschlin. Der der Überschiebung nahe Teil der Ötzmasse ist hier, besonders im Raum der Granitgneiszüge, stark mylonitisiert (O. SCHMIDEGG, 1964, S. 38). Die Überschiebung der Ötzmasse im Abschnitt zwischen Kaunserberg im Norden und Nauders im Süden kommt direkt auf die Schiefer des Engadiner Fensters zu liegen, an deren um die Ost-West-Richtung schwankenden Faltenachsen und an deren Schleppfaltung man den nordvergenten Schub der Ötzmasse ablesen kann.

Die Ötz/Stubaier Masse zeigt einen linsenförmigen Längsschnitt, da das mächtige Kristallin gegen das Engadiner Fenster hin SW Nauders fast ganz abgequetscht wird, wie das Herantreten der auflagernden Trias im Piz Lad bis an die Schlinig-Überschiebung und die Reduktion des unterlagernden „Oberen Gneiszuges" gegen den Fensterinhalt hin verdeutlichen (in der Stammerspitze weiter im SW ist ja mittelostalpines Mesozoikum ohne Vermittlung des dort bereits vollkommen ausgequetschten Kristallins auf den Fensterinhalt unmittelbar überschoben – A. TOLLMANN, 1963 a, S. 190). Analog dazu keilt das Stubaier Kristallin unter dem Brennermesozoikum mit Annäherung an das Tauernfenster rapide aus, so daß

im Raum N Gossensaß nur der schmale Pflerscher Kristallinkeil bis zum Brenner zieht und dann ganz verschwindet (G. LANGHEINRICH et al., 1970, Abb. 4) und weiter nördlich bis Steinach (J. GEYSSANT, 1973 b, Abb. 1) sogar das mittelostalpine Mesozoikum auf wenige Schollen reduziert wird, so daß die oberostalpine Steinacher Decke unter analoger Abquetschung der unterostalpinen Einheit lokal (Autobahnbrücke Obernbergtal) bis hart an die penninische Schieferhülle heranreicht (vgl. Abb. 113).

Das Einfallen der stratigraphischen und tektonischen Grenzflächen westlich des Silltales im Zusammenhang mit der starken Mächtigkeitsabnahme aller Einheiten gegen Osten hin ist gegen Osten gerichtet: Von der Weißwandspitze im hintersten Pflerschtal senkt sich die Auflagerungsfläche der Permotrias auf dem Kristallin in östlicher Richtung in 9 km Entfernung von 2900 m bis auf 1300 m ab. Andererseits tauchen die Schieferhüllmassen des Inhalts des Tauernfensters östlich der Sill zügig gegen Westen ab. Diese mit dem Ausdünnen des Mittelostalpins gegen den Tauernfensterrand hin zusammenhängende scheinbare Diskrepanz des Einfallens der Flächen hatte ja noch R. v. KLEBELSBERG (1941, S. 289) bewogen, den mächtigen Westanstieg der Flächen westlich der Sill höher zu werten, an ein Ausheben der Schieferhülle zu denken, und das Tauernfenster zu negieren. Heute trägt man beiden Gegebenheiten Rechnung, dem Abtauchen der Tauernschieferhülle gegen Westen unter das ostalpine Kristallin und der erwähnten linsenförmigen Ausdünnung des Ostalpins im Längsschnitt.

Der Sedimentanteil am Rücken der Stubaier Alpen, das Brenner-Mesozoikum, ist tektonisch intensivst nordvergent beansprucht. In der scheinbar so ruhig daliegenden Kalkkögelgruppe zeigt sich am Nordrand basisnahe eine altbekannte Ablösungsfläche, an der tief in die mittelostalpine Schichtfolge hinein die oberostalpine Mitteltrias des Pfriemes-Keiles eingewickelt ist, wie J. GEYSSANT (1973 a) zeigen konnte – Abb. 121–123.

Die Verhältnisse der Serlesgruppe mit den Deckschollen der Blaserdecke und nordwärts in das Mesozoikum hineingetriebenen Altpaläozoikums-Keilen der Steinacher Decke (Hammerspitze, Kirchdachspitze) sind schon durch F. KERNER (1919, S. 142, Abb. 3), später durch O. SCHMIDEGG (1956, Taf. 1) in den Grundzügen erfaßt worden,

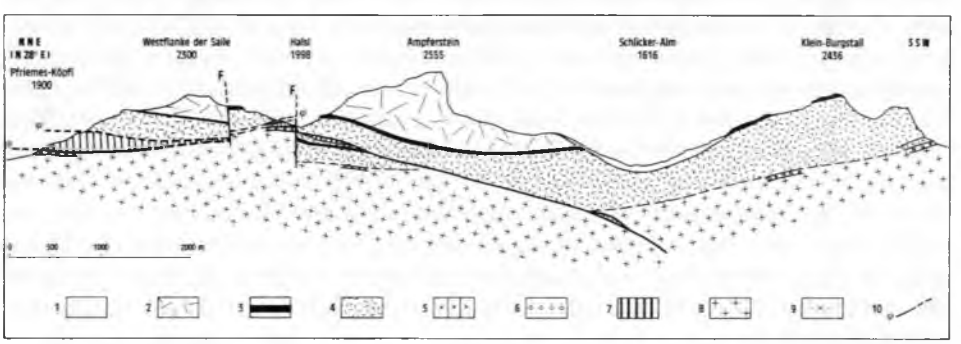


Abb. 123: Profil durch die Kalkkögelgruppe nach J. GEYSSANT (1973 a, Abb. 5), das das Durchreichen der Bewegungsfläche mit dem eingewickelten kalkalpinen Pfriemesspan bis in den Kristallinsockel unter der Schlickeralm zeigt. Signatur: 1 – Quartär, 2 – Hauptdolomit, 3 – Raibler Schichten, 4 – Wettersteindolomit, 5 – Aniskalk, 6 – Permoskyth, 7 – Partnachschichten, 8 – Ötzkristallin, 9 – Kristallin-Mylonit, 10 – Überschiebungsfläche.

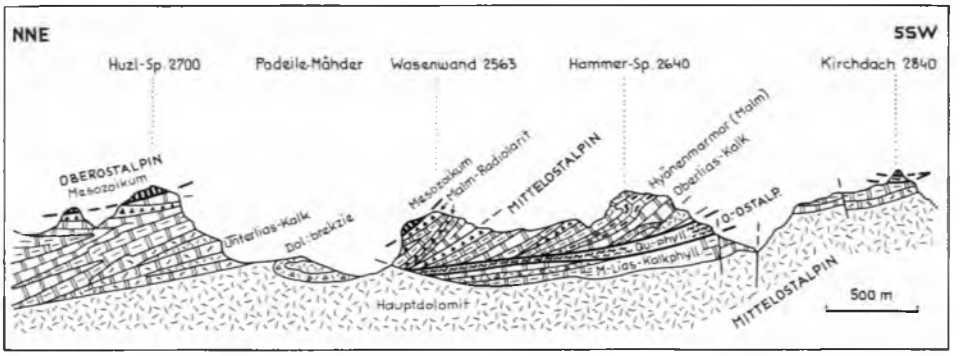


Abb. 124: Die Verschuppung des Brenner-Mesozoikums und seine Durchmischung mit oberostalpinen Spänen im Profil der Kirchdachspitze der Stubaier Alpen nach J. GEYSSANT (1971, Abb. 3).

dann durch H. KÜBLER & W MÜLLER (1962), A. TOLLMANN (1963 a) und durch J. GEYSSANT (1966, 1971, 1972) noch präziser dargestellt worden. Große, flach ausgewalzte, liegende Falten und Schuppen im höheren Jura des Sockels bringen hier Wiederholungen in den obersten Teilen der Schichtfolge des Brenner-Mesozoikums (Abb. 124).

Analoge Komplikationen stellen sich auch in der Tribulaungruppe ein. Späne von oberostalpinem Jura kommen zwischen Aigenwiese SW Steinach und dem Mulischrofen auf der Südflanke des Gschnitztales in direkten Kontakt mit dem mittelostalpinen Jura, beide von der Steinacher Decke überlagert (J. GEYSSANT, 1973 b, Abb. 1). Am Obernberger Tribulaun kommt zur normalen intensiven Verfaltung des mittelostalpinen Jura noch die Einfaltung einer höheren, südlicheren, faziell abweichenden, Brekzien-führenden mittelostalpinen Juraschuppe hinzu (J. GEYSSANT, 1969, Abb. 1).

Dieser jurassische Anteil des Mittelostalpins ist gleichermaßen durch intensive Faltung im Maßstab vom Kilometerbereich bis zur Kleinfalte betroffen (Abb. 67), andererseits auch durch Abscherungen und Schuppungen verformt. J. GEYSSANT hat 1969, S. 440 ff., gezeigt, daß zwei Typen von Falten auftreten: flach liegende, stark ausgewalzte Falten mit fast horizontaler Achsenfläche als älterer Typus und aufrecht stehenden Falten mit steilstehenden Achsenebenen von 90°–45° als sekundärer Faltentypus, wodurch zwei getrennte Faltungsphasen abgeleitet werden können. Die Achsenlage der älteren, liegenden Falten variiert von SE-NW bis SSE-NNW Es ist dies die seit B. SANDER (1928), O. SCHMIDEGG (1956, Taf. 1) bis zu G. LANGHEINRICH (1965, S. 142: „L 1") immer wieder erfaßte ältere Hauptrichtung der Falten. Die Achsenrichtung der zweiten Faltentypen schwankt zwischen NNE-SSW und NE-SW und erweist sich nach der Faltenvergenz als eine gegen Süden gerichtete Rückfaltung. Die erste, im großen gegen Norden gerichtete Faltung, die die liegenden Falten und Fließfalten produziert hat, verbunden mit der Gesteinsmetamorphose, steht im Zusammenhang mit dem Ferntransport des Ostalpins. Bei der jüngeren Rückfaltung streuen die Faltenachsen wesentlich stärker.

In dieser Tribulaungruppe wird der Ostabschnitt des mittelostalpinen Mesozoikums noch durch die seit A. ROTHPLETZ (1905, Abb. S. 212) erfaßte (oberostalpine) Steinacher Decke überlagert, die aus Altkristallin in Form von diaphthoritischen Gneisen (O. SCHMIDEGG, 1949, S. 5), aus altpaläozoischen Phylliten und aus Oberkarbon besteht.

Sie ist an einem gewaltigen meridionalen Bruch eingesenkt, wobei aber paradoxerweise die Mächtigkeit des mittelostalpinen Mesozoikums darunter vor der bruchtektonischen Absenkung bereits reduziert worden ist, durch J. GEYSSANT (1971, S. 357, Abb. 1) durch alte Erosion erklärt.

Über die ursprüngliche nordvergente Verkeilung von Quarzphyllitspänen im Brenner-Mesozoikum hat als erster F. KERNER (1909, S. 260 ff.) ausführlich berichtet. Sie ist später vielfach neu studiert worden und erreicht ein Ausmaß von 2 km Einspießungsbreite bei 100 m Mächtigkeit der Phyllitkeile. Zusammenfassend hat zu diesem Phänomen der Autor (1973 b, S. 137 f.) Stellung genommen.

Wir treffen demnach über (und in) allen Teilstücken des mittelostalpinen Mesozoikums noch Deckschollen und Späne des Oberostalpins an, über die noch im Zusammenhang mit der Besprechung dieser Einheit in den Zentralalpen zu referieren sein wird (S. 574). Die Deckscholle, die über der Telfer Weiße-Schleyerwand-Trias südlich des Pflerschtales aufruht und aus Granatglimmerschiefern bis Granatphylliten besteht, wird teils der Steinacher Decke (A. ROTHPLETZ, 1905, Abb. S. 212; O. SCHMIDEGG, 1949, S. 4; A. TOLLMANN, 1963 a, S. 93), teils dem Schneeberger Kristallin (K. SCHMIDT, 1965, S. 210), teils der Übergangszone zwischen den beiden erwähnten Einheiten (B. SANDER, 1929, Kt.) zugeordnet – wobei die Lösung 2 am besten paßt.

Über den jungalpidischen Westschub der Ötzmasse an ihrem Westrand, an der Schlinig-Überschiebung, ist in der Literatur wiederholt berichtet worden. An ihr ist die Ötztaler Masse über die der gleichen mittelostalpinen Großeinheit angehörigen Ausläufer der Silvrettamasse, das Münstertaler Kristallin, in kräftigem westvergentem Transport überschoben. Daß die Vergenz tatsächlich gegen Westen gerichtet ist, zeigen die N-S-verlaufenden, hiebei geprägten Achsen an. Da dieser Raum außerhalb der Grenze Österreichs liegt, möge hier der Hinweis darauf genügen, daß diese westvergente Überschiebung, obgleich sie überraschenderweise bereits im Vintschgau gegen Osten hin ausläuft, nach der Fixierung des Jaggl als Fenster durch W HESS (1962) und M. THÖNI (1973) – siehe S. 386 und Abb. 115 –, durch die Berücksichtigung des Rojenfensters und der Ötzkristallin-Deckschollen am Piz Lischanna, Piz Rims und Piz San Jon in den Engadiner Dolomiten eine Schubweite von 20 km belegt! Andererseits ist die Ötzmasse als Ganzes in einem jungen, tertiären Vorstoß gegen Norden nochmals weiter vorgetrieben worden. Die Grauwackenzone und die Landecker Quarzphyllitzone sind – mit Ausnahme der Quarzphyllite S Telfs – hiedurch unterdrückt worden. Der heutige Nordrand wird durch die Störungen im Inntal, die den kristallinen Innenbau der Ötzmasse schräg abschneiden, geprägt (O. SCHMIDEGG, 1964, S. 35).

Die alpidische Bruchtektonik sorgt für die Begrenzung der Ötz/Stubaier Scholle im Osten und Norden. Gut bekannt ist die bedeutende Bruchlinie im Wipptal, die sogenannte Silltalstörung, die weithin zur Grenze gegen das Tauernfenster wird. Sie verläuft zwischen dem Ötz/Stubaier Kristallin im Westen und der penninischen Schieferhülle (S) bzw. dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit (N) im Osten. O. SCHMIDEGG (1953; 1954, Abb. 1; 1964, S. 30 ff., Taf. 2–3) hat den Verlauf der schon auf der Karte von F. FRECH (1905) verzeichneten Silltalstörung im einzelnen aufgespürt. Vom Brenner kommend läuft diese steilstehende Störung durch Steinach und Matrei, bewirkt im Quarzphyllit eine in Tone verwandelte Mylonitzone,

die beim Bahnhof und Elektrizitätswerk S bzw. W Patsch und in der für Dachziegel-Bereitung angelegten Tongrube bei der Stefansbrücke am Ausgang des Stubaitales aufgeschlossen ist. Westlich von Patsch ist der nördliche Hauptpfeiler dieser Brücke im zerscherten unterostalpinen Quarzphyllit, der südliche Hauptpfeiler im stark zerrütteten mittelostalpinen Stubaier Gneis fundiert, die Sillstörung verläuft dazwischen (A. Fuchs, 1966). Weiter gegen Norden schwenkt die Silltalstörung nordwestwärts und erreicht am Ausgang des Sellraintales das Inntal, dem sie bis N Telfs folgt. Dann kann ihre Verlängerung in Form der Nd. Munde-Störung im Mieminger Gebirge in den Kalkalpen weiterverfolgt werden, der sich noch eine Reihe paralleler Störungen zugesellt (A. Tollmann, 1976 d, Taf. 2; 1977 a, Taf. 1). Am Satellitenbild aber sieht man, daß außerdem vom Südteil der Sillstörung ein gegen NNW ungestört gerade fortziehender, offenbar bis in jüngste Zeit wirkender Ast westlich an Innsbruck vorbei sich direkt in die Gleiersch-Störung in die Kalkalpen fortsetzt, die quer durch das Karwendelgebirge bis E Scharnitz zu verfolgen ist. Auf diesem Bild erkennt man ferner, daß auch das Stubaital einer SW-NE gerichteten Bruchlinie, der Stubaitalstörung, folgt.

Wie bereits lange bekannt und zuletzt von O. Schmidegg (1964, S. 34 f.) ausgeführt, ist der Nordrand der Ötzmasse im Bereich des Inntales durch zwei große, sich bei Telfs kreuzende, spiegelbildlich symmetrisch angelegte Störungen geformt, denen zunächst mit ESE-WNW-Verlauf, dann weiter talauf in ENE-WSW-Richtung das Inntal folgt. Auch diese Störungen sind im Satellitenbild vortrefflich bis SE Imst verfolgbar. Schließlich ist im NW der Ötzmasse die erst in jüngerer Zeit bekannt gewordene Engadiner Störung mit SW-NE-Verlauf bis zum Südrand der Kalkalpen auf diesen Satellitenaufnahmen zu sehen, die in ihrem SW-Teil verschiedene zentralalpine Einheiten betrifft.

Unter den bedeutenden Störungen im Inneren der Ötz/Stubaier Gruppe soll die große meridional hinziehende, hier als Portjochstörung bezeichnete Bruchlinie hervorgehoben werden, die vom Südteil der Serlesgruppe, westlich an Trins vorbei das Gschnitztal kreuzend, die Tribulaungruppe durchsetzt, hier die Grenze zwischen dem Stubaier Mesozoikum im Westen und dem Altpaläozoikum der auflagernden Steinacher Decke im Osten bildet und auch noch jenseits des Pflerschtales in der Telfer Weißen zu spüren ist. Die schon von H. Kübler et al. (1962, S. 234 ff., Taf. 13) zum Teil erfaßte Linie ist von J. Geyssant (1971, S. 357, Abb. 1) mechanisch überprüft worden: Die Absenkung der Steinacher Decke an dieser Linie muß nach der Überschiebung erfolgt sein und beträgt im Obernbergtal über 1000 m (Quarzphyllitreste am Tribulaun bei 2700 m, im Obernbergtal bei 1100 m Seehöhe). Andererseits ist das Sockelmesozoikum unter dieser Decke, also östlich vom Portjochbruch, stark reduziert, was entweder auf tektonische Auswalzung (H. Dünner, 1934, S. 129) oder auf primärsedimentäre Abnahme der Mächtigkeit (H. Kübler et al., 1962, S. 235) oder aber auf Erosion vor dem Deckenschub (J. Geyssant, 1971, S. 357) zurückgeführt wird, da sich ja nun die Jurareste des Gschnitztales als eingewickelte oberostalpine Späne erwiesen haben und keine Zeugen einer vollständigen, aber ausgedünnt erhaltenen Serie des mittelostalpinen Mesozoikums in diesem Abschnitt sind. J. Geyssant hat auch die vor der Überschiebung der Steinacher Decke im Sockel bereits vorhandenen Bruchstrukturen erfassen können. Im übrigen liefern kleinere NNW-ziehende Störungen die Hauptkomponente des Bruchnetzes des Brennermesozoikums.

η) Vererzung

Drei Haupttypen von Erzlagerstätten, sämtliche einst wirtschaftlich genutzt, lassen sich in den Ötz-Stubaier Bergen unterscheiden: 1. Der ob seiner einzigartigen Silikatminerale im Erz und Nebengestein altberühmte heißhydrothermale Schneeberger Lagerstättentypus mit Bleiglanz und Zinkblende als Haupterz im Altkristallin, 2. die bei mittleren Bildungstemperaturen hydrothermal entstandenen Bleiglanz-Zinkblende-Kupferkieslager vom Typus Tösens am Westrand des Ötzkristallins und 3. die als Seifenlagerstätten gedeuteten Eisenerzlagerstätten Typus Stubai.

1. Typus Schneeberg. Die Vererzung liegt im mittelostalpinen Biotitporphyroblastenschiefer des Ötz/Stubaier Kristallins nördlich vom Schneebergzug (Kt. Abb. 3, H. Förster, 1963, S. 14). Haupterze sind silberhältige(r) Bleiglanz-Zinkblende, Begleiter Magnetkies, Bleispießglanz etc. (vgl. auch R. Klebelsberg, 1935, S. 186). Die Quarz- und Karbonatgänge führen ferner Anthophyllit-Tremolit, Manganophyllit, Granat u. a. In der hochkristallinen Gangart kommen bis faustgroße Granate, Tremolit, große Biotite und zahlreiche Silikate vor; prächtige Mineralstufen stammen aus dem Schneeberger Bergbau.

Die Lagerstätte Schneeberg in Südtirol hat nach der Beschreibung durch E. Granigg (1907, 1908) und E. Clar (1931 a, b) durch H. Förster (1963, 1966) eine eingehende Untersuchung erfahren. Sie wurde 1237 erstmals urkundlich erwähnt, ihre Blütezeit dauerte bis in das 16. Jahrhundert. Der Abbau wurde nach langem Stillstand 1870 wieder aufgenommen und bis in die jüngste Zeit betrieben (Jahresproduktion zuletzt aus 50.000 t Roherz: 6500 t Zinkblende und 1000 t Bleiglanz-Konzentrat).

Die Genese wird recht verschieden gedeutet, H. Förster (1963, S. 101 ff.) berichtete ausführlich hierüber. E. Clar (1931 a, b) stellt die Deutung als metamorphosierte hochthermale Gangvorkommen neben jene der Bildung der Gesamtlagerstätte im Zuge der jungalpidischen Tauernkristallisation. O. Friedrich (1953 a, S. 380; 1962, S. 222; 1968 b, S. 76) schließt sich der Auffassung der syn- bis spätorogenen alpidischen Entstehung an und nimmt einen nahen Magmaherd für die als hochplutonisch gedeutete Vererzung zu Hilfe. H. Förster (1963, S. 6, 106 ff.) tritt hingegen für eine vortriadische Vererzung und gegen eine alpidische Bildung oder Regeneration einer älteren Vererzung ein. Eine endgültige Entscheidung über das Alter der Lagerstätte steht noch aus.

Zu diesem Lagerstättentypus „Schneeberg" gehören ferner die Vererzungen im Raum Sterzing und Gossensaß, im Pflerschtal und im Mesozoikum der Telfer Weiße, ferner auf der Seeberalpe im Passeiertal.

2. Die Bleiglanz-Zinkblende-Kupferkies-Gruppe vom Typus Tösens im Unterengadin hat nach älterer Bearbeitung durch W Hammer (1915 b) in neuerer Zeit eine eingehende Untersuchung durch E. P. Matthiass (1961) erfahren. Diese hydrothermale Vererzung ist an die alpidische Überschiebungsbahn des Ötztaler Kristallins über dem Pennin gebunden und tritt direkt auf den mylonitischen Zonen im Ötzkristallin im Bereich dieser Überschiebung auf. Die zahlreichen in ihrem Stoffbestand im einzelnen wechselnden Lagerstätten am Westrand der Ötztaler Masse gegen das Engadiner Fenster hin gehören zufolge ihrer Paragenesen dem gleichen Typus an. Je nach dem wechselnden Mengenverhältnis der Erze kann man eine vorwiegend Bleiglanz-Zinkblende führende Gruppe zusammenfassen, der die Lagerstätten im Süden und im SSW von Tösens

(Tösens, Hochjoch etc.) angehören und eine zweite Gruppe mit Vorherrschen von Kupferkies gegenüberstellen, der die Lagerstätten am Kaunserberg (Martinsbach etc.), SE Tösens (Serneskopf etc.) und NE vom Reschenscheideck (Arzkopf usw.) zuzuordnen sind (vgl. Kt. bei P. MATTHIASS, 1961, Taf. 1, bzw. O. FRIEDRICH, 1968 b, Abb. S. 78 a – Abb. 125). Außer den erwähnten Haupterzen tritt Magnetkies, Pyrit, Fahlerz, Jamesonit, Graphit, Arsenkies, Limonit, Bournonit und Antimonglanz in diesen Paragenesen auf.

Analoge Lagerstätten trifft man ganz untergeordnet auch im Inneren des Ötz/Stubaier Kristallins an, worüber O. FRIEDRICH (1953 a, Kt.), F. PURTSCHELLER (1971, S. 36) und besonders K. VOHRYZKA (1968, Taf. 1) in seiner kompilatorisch-zusammenfassenden Arbeit über die Erzlagerstätten von Nordtirol berichtet haben. Vom Wörgeltal und von Lisens im Kühtai im Norden über Serles und Habicht im Osten bis zu den Vorkommen von Lagar, Vetzan etc. im Vintschgau im Süden sind derartige Paragenesen vertreten. Auch die seit der Römerzeit bekannte und mit Unterbrechungen bis zu Beginn des 19. Jahrhunderts abgebaute Lagerstätte SW O b e r n b e r g im Wettersteindolomit der Tribulaungruppe gehört wohl diesem Typus an. Sie führt als Haupterze Zinkblende, Jamesonit, Bournonit, Kupferfahlerz, Kupferkies, Pyrit und etwas Bleiglanz (E. WERTHMANN, 1966; K. VOHRYZKA, 1968, S. 49 f.).

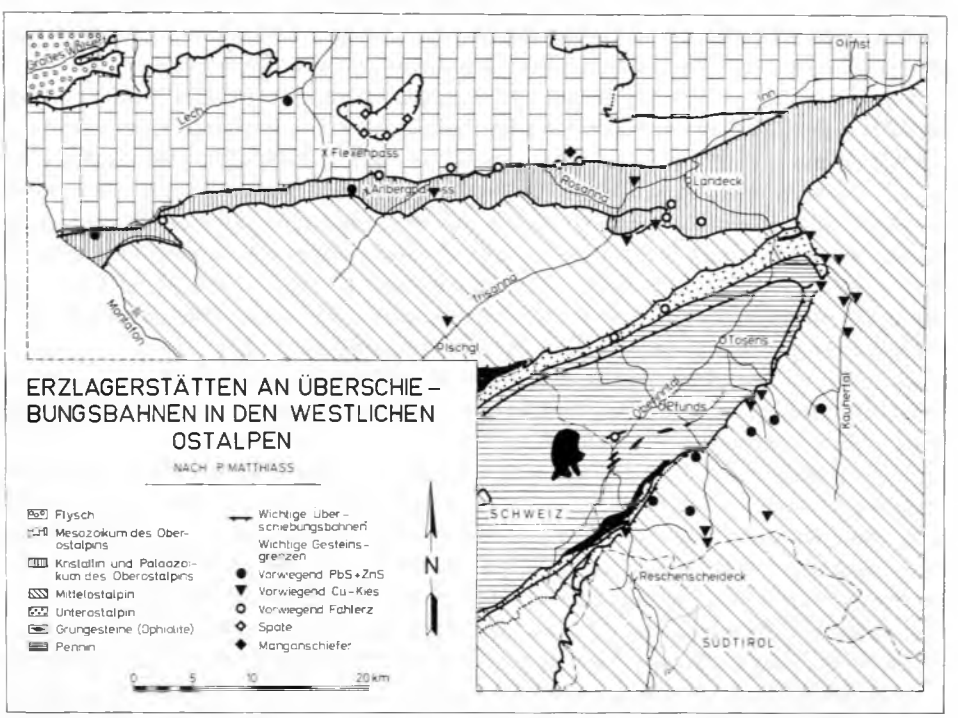


Abb. 125: In Deckengrenznähe auftretende Erzlagerstätten am Westrand der Ötzmasse und im weiteren Raum des Engadiner Fensters nach P. MATTHIASS aus O. FRIEDRICH (1968 b, S. 78 a).

3. Die Magnetit-, Hämatit- (und Pyrit-) Lagerstätten im permoskythischen Quarzit-Konglomerat-Horizont an der Basis der Kalkkögel und am Nordrand der Serlesgruppe wurden besonders am Burgstall SW Fulpmes und am Kamplweg S dieser Ortschaft zu Beginn des 18. und 19. Jahrhunderts zur Eisengewinnung abgebaut. Da das Erz linsenförmig im Alpinen Verrucano und Quarzit eingeschaltet ist, gilt dieses Vorkommen allgemein (W Hammer, 1928, S. 82; K. Vohryzka, 1968, S. 52) als sedimentäre Bildung, als Seifenlagerstätte – nur J. Geyssant (1973 a, S. 328) hat hierin eine sekundäre Vererzung gesehen, da sie nach seinen Angaben gleichartig auch im Glimmerschiefersockel der Kalkkögel auftritt.

9) Literatur

O. Ampferer, 1939, 1944; O. Ampferer & W Hammer, 1922; H. Ascher, 1952; M. Baumann et al., 1967; M. Blumenthal, 1936; E. Clar, 1931 a, b; H. Drong, 1959; H. Dünner, 1934; R. Fischer & F. Turinsky, 1975; H. Förster, 1963, 1966, 1967, 1969; H. Förster & J. Leonhardt, 1972; H. Förster & A. Schmitz-Wiechowski, 1970; H. Förster, H. Soffel et al., 1975; F. Frech, 1886, 1893, 1905, 1906; O. Friedrich, 1953 a, 1962, 1963, 1968 b; A. Fuchs, 1966; H. Fuchs et al., 1969; G. Gatto et al., 1976; J. Geyssant, 1966, 1969, 1971, 1972, 1973 a, b, 1974; J. Geyssant et al., 1973; B. Granigg, 1907, 1908; B. Grauert, 1969; H. Gruss, 1955; W Hammer, 1911, 1915 a, b, 1922, 1923 a, 1924 a, b, 1925, 1926, 1927, 1928, 1929 a, 1930, 1931, 1937, 1938; W Hammer & Th. Ohnesorge, 1929 b; W Harre et al., 1968; W Heissel, 1965; W Hess, 1962; L. Hezner, 1903; S. Hoernes & H. Friedrichsen, 1975; S. Hoernes & E. Hoffer, 1973; G. Hoinkes, 1973; G. Hoinkes et al., 1972; F. Kerner, 1911, 1919, 1922, 1926; R. Klebelsberg, 1935, 1941; H. Knatz, 1963; L. Kober, 1912 c; W Kranz, 1939; H. Kübler & W E.-Müller, 1962; G. Kurat & W Richter, 1972; R. Lachmann, 1908; G. Langheinrich, 1965; G. Langheinrich et al., 1970; N. Lichtenecker, 1929, 1930; E. Märk et al., 1973; E. Matthiass, 1961; O. Meier, 1927; Ch. Miller, 1970, 1974; D. Miller et al., 1967; G. Müller, 1954; W.-E. Müller, 1960; G. Mutschlechner, 1933, 1957, 1962; Th. Ohnesorge, 1905; A. Penck, 1925; G. Dal Piaz, 1933, 1936 a; A. Pichler, 1859, 1863, 1868, 1871; F. Purtscheller, 1967, 1969, 1971; F. Purtscheller et al., 1972; F. Purtscheller & F. Sassi, 1975; O. Reithofer, 1932; D. K. Richter & U. Zinkernagel, 1975; M. Richter, 1930; W Richter, 1973; A. Rothpletz, 1905; B. Sander, 1921 b, c, 1928, 1929; B. Sander & W Hammer, 1924; M. Sarnthein, 1965; F. Sassi, 1972; F. Sassi & A. Scolari, 1974; M. Satir, 1975, 1976; O. Schmidegg, 1932, 1933, 1936, 1949, 1953, 1954, 1956, 1958, 1959, 1964; K. Schmidt, 1965 a, b; K. Schmidt et al., 1967; R. Schwinner, 1925; W Simon, 1975; A. Spitz, 1919 a; R. Staub, 1924; O. Stutzer, 1937; F. E. Suess, 1936; P. Termier, 1904 a; O. Thiele, 1971; M. Thöni, 1973; A. Tollmann, 1959 a, 1963 a, 1973 b, 1976 d, 1977 a; G. Torricelli, 1956; F. Turinsky, 1975, 1976; K. Vohryzka, 1968; E. Werthmann, 1966; B. Zanettin, 1970, 1971; B. Zanettin & E. Visentin, 1971; U. Zinkernagel, 1968.

b) Silvretta und Verwallgruppe

α) Geographische und geologische Gliederung

Die in geologischer Hinsicht geschlossene Einheit der Silvrettadecke umfaßt geographisch die im Süden gelegene zentrale Gebirgsgruppe der Silvretta, den zwischen Unterengadin und Paznauntal gelegenen nordöstlichen Ausläufer, der als Samnaungruppe bezeichnet wird und die zwischen Montafon–Zeinisjoch–Paznaun im Süden und Klostertal–Arlberg–Stanzertal im Norden dreieckig umgrenzte Verwallgruppe im Norden. Majestätisch ist der Anblick der Silvrettagruppe mit ihren schroffen Hörnern und Pyramiden, die in 2800–3300 m aufragen, mit den östlich vom Garneirajoch einsetzenden imposanten Gletschern, von denen der mächtige Vermunt- und Jamtalferner nach Norden, auf österreichische Seite, abströmen. Die Hauptaufwölbung der Silvretta liegt mit dem höchsten Gipfel, dem Piz Linard (3411 m) auf Schweizer Boden, das nördlich davon gelegene, tief hinab vergletscherte eigentliche Zentrum der Silvretta im Quellgebiet von Ill und Trisanna ragt mit Piz Buin 3312 m, mit dem Silvrettahorn 3244 m empor.

Umgrenzung. In geologischer Hinsicht erweist sich die Silvrettadecke als klar umgrenzte Masse, die sich landschaftlich imposant – besonders beim Anblick vom Westen, vom Rhätikon oder Prätigau aus – als dunkle, tektonisch höchste Einheit der Zentralalpen über den Bündnerschiefern, dem Flysch und der Sulzfluhkalkkulisse des Untergrundes abhebt. Im Westen wird diese als flache Platte, als basal völlig diskordant zum Innenbau herausgeschnittene alpidische Decke als Teilstück des Mittelostalpins durch die Linie Klosters–Madrisahornwestabfall–Gafiersee–Sarotlapaß–Gampadelztal begrenzt. Die Nordgrenze zieht entlang der bereits dem Oberostalpin angehörigen Phyllitgneiszone, Resten der Grauwackenzone und der Kalkalpen von Schruns über den Arlberg zur Trisannamündung und weiter bis zum Sattel von Piller, wo die Silvrettadecke ein kleines Stück durch den Westvorstoß der Ötzmasse überfahren ist. Der Ostrand ist auch landschaftlich markant durch den morphologischen Gegensatz zwischen schroffem Silvrettakristallin und den sanften Gehängen in den penninischen Schieferserien des Engadiner Fensters herausgearbeitet und verläuft vom Raum nördlich Prutz zum Hexenkopf, dem obersten Samnaun, zum Fluchthorn und dem SE-Sockel des Piz Buin, um dann in Richtung Ardez abzuschwenken.

Die Silvrettamasse besteht auf österreichischem Boden fast ausschließlich aus dem Altkristallin mit seinen schroffen Formen, nur in der Thialspitzserie und der Trias von Puschlin südlich der Landecker Quarzphyllite und Phyllitgneise ist zugehöriges zentralalpines Permomesozoikum in geringen Resten erhalten, während eine ausgedehnte sedimentäre Hülle des Silvrettakristallins erst in der Ducangruppe und im Landwassergebiet in der Albulagruppe auf Schweizer Boden erhalten ist. Der überraschendste Umstand aber beim Anblick der bizzaren, hoch aufragenden altkristallinen Berge der Silvretta ist die seit Einführung der Deckenlehre erkannte Tatsache, daß die Mächtigkeit dieses Kristallins keineswegs bedeutend ist, sondern daß diese Masse trotz ihrer steilen alten Innenstruktur bis Schlingentektonik gegen das Liegende hin sehr bald an der wenig tief eintauchenden Überschiebungsfläche des Mittelostalpins endet und dem Pennin auflagert: Diese recht flache Lagerung der basalen Schubfläche erkennt man an den kleinen randnahen Penninfenstern – im Westen das Gargellenfenster

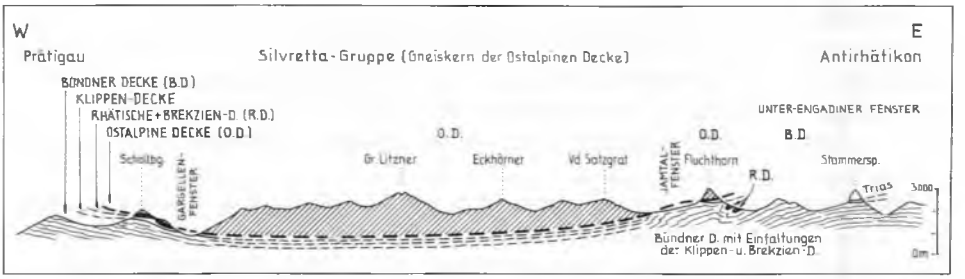


Abb. 126: Der geringe Tiefgang der Silvrettadecke nach den Aufschlüssen im Engadiner-, Jamtal-, Gargellen- und Prätigau-Fenster nach W. PAULCKE (1913, Taf. 2).

(siehe S. 83) mit seinem Prätigauflysch (H. BERTLE, 1974, S. 6), im Osten das Jamtalfenster mit seinen Flyschschiefern im oberen Jamtal hinter dem Fluchthorn 1,5 km vom Engadiner Fenster entfernt (L. MASCH, 1974, S. 488). Schon das Profil von W PAULCKE (1913, Taf. 2, Fig. 1) gibt diese Situation ausgezeichnet wieder – Abb. 126.

β) Erforschungsgeschichte, Kartengrundlage

Die erste geologische Darstellung des Gebietes finden wir auf der mit 1849 datierten, 1852 erschienenen geognostischen Karte von Tirol im Maßstab 1 : 72.000 (vgl. R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 13), welche die geologischen Aufnahmen der Kommissäre des 1837 gegründeten Geognostisch-montanistischen Vereines von Tirol, J. v. SENGER, M. STOTTER und J. TRINKER enthält. Der Nachlaß von M. STOTTER über die „geologischen Beobachtungen in der Selvretta" wurde durch A. PICHLER (1859, S. 97 ff.) publiziert. Über den Schweizer Anteil der Silvretta lagen in dieser Zeit bereits die Beschreibungen von A. ESCHER & B. STUDER (1839) vor. 1865 erschien im Maßstab 1 : 100.000 die geologische Karte Blatt 10 (Feldkirch–Arlberg) des Dufour-Atlas der Schweiz durch G. THEOBALD mit dem zugehörigen Bericht (1864). Die nächste Neuaufnahme erfolgte im österreichischen Anteil 1875–1877 durch G. KOCH (1877) für die Geologische Reichsanstalt. Allerdings ist sowohl diese Karte als auch jene der folgenden Aufnahmen durch M. VACEK (Aufnahmsberichte Verh. Geol. R.-A. 1901–1906) nie im Druck erschienen. War die Silvretta einst bei B. STUDER (1851, S. 112) als ein sich nach oben öffnender Fächer gedeutet worden, so hatte M. VACEK (1901, Verh., S. 11) Silvretta-Verwall als riesige Mulde bezeichnet, was erst durch O. REITHOFER (1931, S. 329) richtiggestellt worden ist.

Mit dem Einzug der Deckenlehre, die hier im Westen Österreichs bereits knapp vor der TERMIERschen Synthese von 1903 (1904 a) durch G. STEINMANN (1898, S. 264, 267 f.) antizipiert worden war, hat die über dem Penninikum schwebende Silvrettadecke eine Schlüsselposition in bezug auf diese Deckenlehre erhalten. Während noch A. ROTHPLETZ die Deckennatur der Silvrettamasse durch eine von ihm als Rhätische Überschiebung bezeichnete westvergente Bewegung erklären wollte, deren Schubweite mit der gegen Osten hin fortschreitenden Erkenntnis von der Allochthonie des Ostalpins immer weiter anwuchs (1900, S. 163: 30 km Westschub; 1902, S. 26: 40 km; 1905, S. 233: 80–90 km Westschub), hat sich die Erkenntnis des nordgerichteten Fernschubes

im Anschluß an P. TERMIER (1904 a, b) und E. SUESS (1905, S. 723: Nordvergenz) bei den Anhängern der Deckenlehre bald durchgesetzt, obgleich von Innsbruck aus das für diese Frage wesentliche Engadiner Fenster noch lang als beidseitig zugeschobenes Scherenfenster gedeutet worden war bzw. lange eine Diskussion über die Relation von Silvretta- und Ötztaldecke zwischen L. KOBER, R. STAUB u. a. geführt worden war (vgl. J. CADISCH, 1961).

Eine ausgedehnte Literatur liegt ebenso über die Stellung des Westrandes der Silvretta und ihre Beziehung zu den vielfältigen penninischen Teileinheiten unter ihrem Westrand vor, den Bündnerschieferserien des Prätigau, dem Mittelpennin von Falknis- und Sulzfluhdecke, der Arosaschollenzone, den sekundär eingewickelten mittelostalpinen subsilvrettiden kristallinen Spänen und den ebenso eingewickelten kalkalpinen Madrisa-Spurschollen. Auf diese bis in die Gegenwart fortlaufende Diskussion kann aus Platzgründen hier nicht näher eingegangen werden.

In drei Kampagnen der jüngeren Vergangenheit wurde das Silvrettakristallin und seine Struktur mit modernen Methoden neu aufgenommen: Auf Schweizer Seite führte die Basler Schule unter Beteiligung von A. STRECKEISEN (1928), F. SPAENHAUER (1932, 1933), P. BEARTH (1932 a, b, 1933) und E. WENK (1934 a, b) eine eingehende Untersuchung durch. Diese Arbeiten wurden in jüngerer Zeit durch radiometrische Altersbestimmungen von E. JÄGER et al. (1961), besonders aber durch B. GRAUERT (1966, 1969) und B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) abgerundet. Im österreichischen Anteil haben W HAMMER 1911–1918 (Geol. Kt. Landeck, 1922) und O. REITHOFER 1928–1936 (Publikationen über die Verwallgruppe: 1931, 1935; Geol. Kt. Stuben, 1937) den Nordabschnitt neu bearbeitet. Der noch fehlende südliche österreichische Anteil der Silvretta auf den Blättern Gaschurn/Partenen (169) und Mathon/Galtür (170) ist durch G. FUCHS 1959–1971 (Aufnahmsberichte Verh. Geol. B.-A., 1960–1972) weitgehend neu kartiert und wird unter Teilnahme weiterer Mitarbeiter (H. PIRKL et al.) in Kürze vollendet sein. Von der Universität Innsbruck aus war eine moderne petrographische Bearbeitung des Silvrettakristallins erfolgt (S. HOERNES, 1971).

γ) Der Gesteinsbestand

Das Hauptgestein und zugleich die älteste Formation der Silvretta stellen die Paragneise („Schiefergneise") in ihren verschiedenen Ausbildungsformen dar. Amphibolite erlangen streckenweise ebenfalls ansehnliche Bedeutung (20 Prozent des anstehenden Gesteins des Schweizer Anteiles der Silvrettadecke). Anatektische Paragneise im Metatexit-Stadium sowie Migmatite treten hinzu. Zwei Typen von Orthogneisen lassen sich unterscheiden. Kristalline Kalke und Dolomite sind ähnlich unbedeutend wie in der Ötztaldecke, deren Gesteinsgesellschaft insgesamt ein Analogon jenseits des Engadiner Fensters darstellt. Voralpidische Diabasgänge sind hier häufiger als in den Ötztaler Alpen. Wir können uns bei der Gesteinsbeschreibung und bei der Metamorphose der Silvretta kürzer fassen, da dieses Altkristallin nach Zusammensetzung und Entwicklungsgeschichte grundsätzlich dem der Ötztaldecke gleicht.

1. Die Schiefergneise sind, wie erwähnt, die am weitesten verbreitete Gesteinsart, in welche gleichsam wie in eine Grundmasse die übrigen Gesteinszüge eingelagert erscheinen. Am eingehendsten wurden diese Paragneise auf Schweizer Boden

durch A. STRECKEISEN (1928) analysiert, dessen Einteilung die späteren Autoren meist folgen. Unter den Schiefergneisen liefern die Biotitplagioklasgneise sowie die Zweiglimmer-Plagioklasgneise die Haupttypen, die vorwiegend aus Quarz, einem wenig verzwillingten, schwach zonarstruierten Oligoklas, Biotit, Muskowit und Chlorit bestehen, und an Nebengemengteilen Apatit, Zirkon, Granat, Erz etc. führen. In der zentralen Verwallgruppe, in der nördlichen Silvrettagruppe, hier besonders von Amphibolitzügen durchsetzt, dominieren diese Schiefergneise besonders.

An Varietäten sind hervorzuheben: die von W HAMMER (1924, S. 40) als Perlgneise bezeichneten Typen mit massenhaft rundlichen Feldspatkörnern; als Feldspatknotengneise solche mit großen, meist postdeformativen Plagioklasknoten. Tonerdesilikatreiche Gneise (und Glimmerschiefer), welche einen bedeutenden Gehalt an Granat, Staurolith, Disthen, Andalusit und Sillimanit aufweisen (A. STRECKEISEN, 1928, S. 117 ff.; F. SPAENHAUER, 1933, S. 323 ff.; E. WENK, 1934, S. 204; B. GRAUERT, 1969, S. 25; S. HOERNES, 1971), sind z. B. am Stilleck, Hocheck im Paznaun, auf der Heimspitze im Montafon, am Piz Linard etc. verbreitet. Große Andalusitkristalle und Disthen treten aber in diesen Gesteinen ebenso wie in den Ötztaler Alpen besonders in Quarzlinsen auf (A. STRECKEISEN, 1928, S. 140 ff.; F. SPAENHAUER, 1933, S. 324; B. GRAUERT, 1969, S. 39), welche Minerale keineswegs einer Intrusion – wie früher geglaubt –, sondern der Regionalmetamorphose ihre Entstehung verdanken. E. WENK (l. c., S. 204) berichtete über hornfelsartige, plattig-splitternde, grünliche, dichte Paragneise. Biotitfleckengneise, wie sie beispielsweise im Paznauntal oberhalb von Kappl auftreten, sind durch eine postkinematische Biotitsprossung markiert.

Übergänge zu Amphiboliten bilden Hornblende-Biotit-Plagioklasgneise; Übergang zu den selten auftretenden reinen Quarziten bilden quarzitische Paragneise. Durch Zurücktreten des Feldspatgehaltes in den Paragneisen unter 20 Prozent entwickeln sich graubraune bis violettliche, braun anwitternde Glimmerschieferzüge, meist Biotitschiefer mit untergeordnetem Feldspatgehalt, häufig Turmalin-führend. Silbergraue Typen stellen sich bei Überwiegen des Muskowites ein.

2. Nur untergeordnet erreichte die Metamorphose einen so hohen Grad, daß anatektische Aufschmelzungen lokalen Ausmaßes in den Paragneisen bewirkt wurden. Zur Bildung anatektischer Granite wie in den Ötztaler Alpen (siehe S. 372) kam es hier nicht. Wohl aber kam es zur Stoffwanderung und metamorphen Differenziation, wobei die Neosom-Lagen 1–2 dm Mächtigkeit nicht überschreiten. Das Neosom ist stets gröber kristallin als das Paläosom, sein leukokrater Anteil besteht fast nur aus Quarz und einem häufig invers zonaren Oligoklas. Das neu gebildete Melanosom ist vor allem durch Anreicherung des Biotites charakterisiert (B. GRAUERT, 1969, S. 31 ff.).

3. Ein weiteres Charaktergestein des Silvrettakristallins stellen die Amphibolite dar, die in zahlreichen, aber gegenüber den Ötztaler Alpen schmächtigeren Zügen dem Schiefergneis eingelagert sind. In der Verwallgruppe treten sie eher zurück (O. REITHOFER, 1931, Taf. 7; 1935, Taf. 10), setzen erst vom Paznauntal nach Süden in beachtlichem Umfang ein, bilden jenseits der Grenze den Hauptgipfel, den Piz Linard (Geol. Kt. Ardez), den Nordsockel des Weißhornes usw. Für die Erfassung der Struktur, der Schlingentektonik etc. geben die Amphibolitzüge gute Leithorizonte. Als harte, zähe, dunkle Gesteine bilden sie schroffe Bergformen, schlanke Pyramiden und Hörner. In

manchen Fällen kann eine Herkunft aus gabbroiden Gesteinen, also Orthonatur, nachgewiesen werden, in vielen Fällen liegen Paragesteine, aus Wechsellagerung von Tuffen, Tuffiten und Tonschiefern entstanden, vor.

Je nach dem Verhältnis der Hauptgemengteile hat E. WENK (1934, S. 202 f.) folgende Typen unterschieden: Plagioklasamphibolite mit 40–50 Prozent Plagioklas und 50–60 Prozent Hornblende; Granatamphibolite als untergeordnete granatführende Züge in ersteren; Epidotamphibolite als weitere Einschaltungen im Normaltypus, die zum Teil nur aus Epidot- und Hornblende unter weitgehendem oder vollständigem Zurücktreten des Plagioklas bestehen; Biotitamphibolite; schließlich Eklogitamphibolite.

Die aus Orthogesteinen hervorgegangenen Eklogite, die eine Umwandlung in Eklogitamphibolite mit reichlich Granat und diablastischem Gewebe von Hornblende und Plagioklas erlitten haben, sind z. B. vom Piz Nuna und vom Jamtal (Paznaun) bekannt. Gabbroide Eruptiva wie Olivin-Norite und Norite hat F. SPAENHAUER (1932, S. 70) aus der Sursuragruppe der Schweiz gemeldet.

4. Orthogneise treten in untergeordnetem Maß in der Verwallgruppe (Mittagsteinzug im Norden, Augengneise des H. Riffler im Osten etc.), in bedeutendem Ausmaß aber in der zentralen und südlichen Silvrettagruppe auf, wo sie einerseits den österreichisch-schweizerischen Grenzkamm, andererseits die Flüela- und Keschgruppe beherrschen.

Auf der Grundlage der Gliederung von A. STRECKEISEN (1928, S. 186; 1966, S. 708), ausgebaut bei B. GRAUERT (1969, S. 61), kann man folgende drei Orthogneistypen in der Silvretta unterscheiden: a) Flüelagranitgneis s. l.: Zweiglimmer- und Biotitgranitgneise grob-, mittel- oder feinkörniger Art. Ihr Alter beträgt ungefähr 427 Millionen Jahre; b) Augengneis vom Flüelatyp s. str.: grobflaseriger Augengneistypus, der im Schweizer Anteil der Silvretta vorherrscht; c) Granitgneise vom Frauenkircher Typ: biotitfreie Muskowitgranitgneise aplitisch-pegmatitischer Art. Ihr Alter liegt bei 350 Millionen Jahren. Es muß leider hinzugefügt werden, daß die auf den Schweizer Karten (Blatt Ardez, Scaletta, Zernez) und auf den österreichischen Blättern (Stuben, Landeck) ausgeschiedenen Typen sich nicht mit dieser neuen Gliederung decken. Richtungslos-körnige Granite ohne Paralleltexturen sind in der Silvretta nicht erhalten geblieben.

5. Migmatite. E. WENK (1934, S. 205 ff.) hat gezeigt, daß die Orthogneiskörper der Silvretta sehr gleichförmige Zusammensetzung saurer Granite aufweisen und daß sich eine Mannigfaltigkeit nur am Rand gegen die durch allmählichen Übergang, durch Assimilation damit verbundenen Paragneise einstellt, so daß keine magmatische Differentiation, sondern eine Mischgesteinsbildung in diesen Zonen vorliegt. Unter diesen Migmatiten herrscht große Vielfalt: Glimmerreiche schlierige Augengneise, Intrusionsgneise, Lagengneise, Knotengneise, dioritische Migmatite und einschlußreiche Feldspataugen-führende Migmatite treten auf.

6. Eine spezielle Studie über die im österreichischen Anteil (W HAMMER, 1924, S. 59) und auf Schweizer Gebiet in großer Zahl im Silvrettakristallin auftretenden Diabasgänge hat P. BEARTH (1932) jenen 176 Gängen des SE-Abschnittes des Silvrettamassivs gewidmet. Diese fast ausschließlich aus Diabas oder Diabasporphyrit (Plagioklas- oder Augit-Einsprenglinge) bestehenden, ohne bevorzugte Richtung angeordneten Gänge stammen demnach aus einer bis in geringe Tiefe aufgedrungenen

Intrusion und sind einerseits jünger als die Schlingentektonik und Hauptmetamorphose der Silvretta, andererseits aber noch voralpidisch, da sie an den Überschiebungsflächen noch verschiefert sind und die Ducantrias nicht mehr durchschlagen haben. Später wurden diese Diabasgänge durch pneumatolytische bis hydrothermale Prozesse in ein Gemenge von Kalzit, Chlorit, Serizit, Quarz und Erz umgewandelt. Bei G. GATTO et al. (1976, Abb. 1) sind Ganggesteine im SE-Teil der Silvretta übrigens in die Reihe der sonst vorwiegend andesitischen alpidischen Vulkanite aufgenommen, die sich als Gefolge der oberkretazischen und alttertiären Subduktion im Zuge der alpinen Orogenese in Tiefen von mehr als 80 km bildeten und vorwiegend an SW-NE- bis W-E-streichenden Spalten empordrangen. Die oben erwähnten Diabase aber gelten, wie ausgeführt, als voralpidisch.

7 Besonderes Interesse galt seit ihrer Entdeckung durch W HAMMER (1915 a, S. 555 ff.) den sogenannten P s e u d o t a c h y l i t e n, also schmal hinziehenden, dunklen, dichten Gangmyloniten, die sich in großer Zahl an der Basis der Silvrettadecke im Kristallin steckend entlang der gesamten Westgrenze des Engadiner Fensters vorfanden. Nachgerade eine eigene kleine Literatur hat sich über diese in der Folge als tektonische Aufschmelzungsgesteine erkannten Mylonite entwickelt, wobei besonders die Arbeiten von W HAMMER (1915 a, S. 555 ff.; 1919; 1930 b), F. ANGEL (1931), P BEARTH (1933), A. WURM (1935) und L. MASCH (1974) Erwähnung verdienen. Durch den Nachweis von Glas und glasartiger Struktur, durch charakteristische Erstarrungsformen von Schmelzen und durch thermische Veränderungen an Mineralrelikten ist heute diese Aufschmelzung bewiesen (L. MASCH, 1974, S. 490 f., 494 ff.).

Diese Pseudotachylite sind stets an bruchtektonische Strukturen gebunden und besonders entlang von zweischarigen Diagonalbrüchen zu finden. Die Verschiebungsweite an diesen Brüchen ist gering, bewegt sich in der Größenordnung von wenigen Millimetern bis ein Meter. Westlich des Fimbertales sind die Pseudotachylite nur an Brüchen zu sehen, östlich des Tales sind sie flaserig in die Gesteinstextur einbezogen. Man trifft sie nur bis zu Höhen von 300 m oberhalb der basalen Schubfläche der Silvrettadecke an, daher reichen sie auch nicht weiter als vier Kilometer vom Rand der Decke einwärts. Deshalb ist ihre Entstehung bisher im Zusammenhang mit der alpidischen Deckenüberschiebung der Silvretta gesehen worden. Ihre Bildung ist aber gegenüber der Hauptbewegung später erfolgt, da die von Pseudotachylit erfüllten Klüfte die Basismylonite noch durchschneiden und an der Deckengrenze selbst nicht auftreten. L. MASCH (l. c.) glaubt als Ursache für die Bildung des Pseudotachylites die Aufwölbung des Engadiner Fensters verantwortlich machen zu können. Eine derartige, langsame und jedenfalls ohne jegliche Schockwirkung (siehe unten) vor sich gehende Aufwölbung kann aber die Entstehung des Pseudotachylites in keiner Hinsicht erklären, finden wir doch bei vergleichbaren analogen Aufwölbungen in den Alpen grundsätzlich keine Pseudotachylit-Bildung.

Interessant ist die Feststellung (l. c., S. 506), daß die Mikrostrukturen in den Silikaten der dynamischen Deformation einer schwachen Stoßwellen-Metamorphose entsprechen, so daß die Aufschmelzung im Zusammenhang mit einer kurzen stoßartigen Bewegung erfolgt sein muß.

Faßt man alle bisher bekannten Fakten über die Art des Auftretens und die G e n e s e d i e s e r P s e u d o t a c h y l i t e zusammen, so kommt man betreffs der Entstehung nach Auffassung des Verfassers zu folgender Vorstellung. Eine mehrere

hundert Grad hohe Temperatur erreichende Aufschmelzung entlang von kaum bewegten (!) Kluftsystemen im Bereich der Deckenbasis der Silvrettadecke, die auf Grund der Mikrostruktur der Silikate eindeutig durch eine sehr kurze stoßartige Bewegung bedingt ist, kann nur im Zusammenhang mit einem plötzlichen, ganz enormen Druckimpuls verursacht worden sein, in dem wir nur einen Impakt, einen Einschlag eines bedeutenden Meteoriten in diesem Raum erblicken können. Der Zeitpunkt des Ereignisses ist, wie oben ausgeführt, jedenfalls nach der alpidischen Deckenbildung anzusetzen und ist nach oben hin altersmäßig nicht begrenzt. Wir denken deshalb in erster Linie an den Impakt von Köfels, der in den benachbarten Ötztaler Alpen durch einen Meteoriten mit einer W-E- bzw. E-W-orientierten Flugrichtung in der Nacheiszeit zustandekam. Da aber zu dieser Zeit das Engadiner Fenster praktisch in seiner heutigen Gestalt bereits eingeschnitten und somit die Silvrettamasse vom Ötzkristallin weitgehend isoliert gewesen ist, so daß eine Druckübertragung gegen Westen nicht mehr möglich war, ist mit der Abspaltung eines bedeutenderen Teiles von diesem Meteoriten zu rechnen, der im Bereich der Silvretta selbst einschlug. Die Folgen eines solchen schweren Einschlages könnten dann konsequenterweise zu einer derartigen Pseudotachylitbildung führen: Dieser Deckenlappen würde in einem solchen Falle durch seine weitgehende erosive Isolation und der äußerst großen Mobilität an seiner Überschiebungsbasis auf dem Schmiermittel des Bündnerschiefer-Untergrundes extrem kurzfristig und energisch bewegt werden, und die hiebei entstehenden Aufschmelzungsprodukte würden entlang von alten, vorgebildeten Kluft- und Bruchsystemen eine Strecke weit von dieser alten, nun erneut beanspruchten Überschiebungsfläche der Decke hochsteigen. Deshalb besteht auch die Möglichkeit, daß die Pseudotachylite trotz eines einmaligen Aktes im Zusammenhang mit dem Impakt in einem – eben schon vorher mehrphasig gebildeten – vergitterten Bruchnetz auftreten. Wenn der verursachende Impakt tatsächlich im Köfelser Ereignis zu suchen ist, dann müßte eine planmäßige Suche auf Grund der eben entwickelten Gedanken auch einen Teilimpakt im Ostteil der Silvretta aufspüren. Ist der Einschlag aber im Zusammenhang mit dem Ries-Steinheim-Bodensee-Impakt im Jungmiozän erfolgt, so besteht natürlich bei der bedeutenden seither erfolgten Abtragung kaum Aussicht auf eine direkte Erfassung eines Teilkraters in der Silvretta.

In historischer Hinsicht verdient hervorgehoben zu werden, daß bereits F. Angel (1931, S. 150 ff.) die Pseudotachylite der Silvretta mit den Sueviten des Nördlinger Ries in petrographischer Hinsicht gleichsetzte, damals allerdings dem Zeitgeist entsprechend noch an die vulkanische Entstehung letzterer aus nicht trockenen Laven denkend.

Es wird im Zusammenhang mit dieser Überlegung auch die Frage zu prüfen sein, inwieweit Pseudotachylite weltweit grundsätzlich auf Impakte in der Umgebung schließen lassen.

8. Permotrias-Gesteine der Silvrettamasse sind auf österreichischem Gebiet nur in ganz untergeordnetem Ausmaß am Nordrand dieser Decke im Zug von Puschlin SW Piller und in der Thialspitzserie SW Landeck erhalten, allerdings für die tektonische Abgrenzung dort bedeutend. Diese von W Hammer (1919, S. 233; in O. Ampferer & W Hammer, 1924, S. 68) und O. Schmidegg (1959, S. 363; 1964, S. 37) beschriebene Serie umfaßt Alpinen Verrucano in Form von hellgrünen serizitischen Schiefern mit Quarzgeröllen, die tiefere Trias ist durch kalkige Schiefer, dünnbankige Kalke

und schwarze Tonschieferlagen vertreten. Weiter im Westen stellt sich nur noch E Kristberg eine Einschaltung von Alpinem Verrucano zwischen Silvrettakristallin und Phyllitgneis ein.

δ) Metamorphose und Orogenese

Als Teilstück des Mittelostalpins gegenüber der östlich benachbarten Ötztaler Decke hat die Silvrettadecke das grundsätzlich gleiche Schicksal im Lauf ihrer Entwicklung erlitten wie die Gebirgsgruppe jenseits des Engadiner Fensters. Es gilt daher wiederum grundsätzlich das Gleiche, das dort ausgeführt worden ist (S. 375 ff.). An Einzelheiten, die in der Silvrettamasse selbst erarbeitet worden sind, ist diesem Schema noch das Folgende hinzuzufügen. Wir folgen im wesentlichen den Darstellungen von B. GRAUERT (1969) und S. HOERNES (1971) – Tab. 16.

0. Die ältesten indirekt nachweisbaren Gesteine können durch die daraus stammenden Zirkone, die umgelagert in die Sedimente des kaledonischen Zyklus kamen, als über 1500 Millionen Jahre alt eingestuft werden (B. GRAUERT, 1966, S. 140; 1969, S. 15): 1550–1910 Millionen Jahre nach P. PASTEELS (1964).

Tab. 16 : Metamorphosen und Orogenesen im Silvrettakristallin

Nach B.GRAUERT 1969; S.HOERNES, 1971 und eigenen Vorstellungen

4c	Alpidische Bruchtektonik
4b	Altalpidische Metamorphose im SE (Zernez); Diaphthorese
4a	Alpidischer Deckenschub über das Pennin
3b	Jungvariszische Diaphthorese in Grünschieferfazies (Muskowit-, Epidot-, Chlorit-Bildung) über 400° : Älter als jüngste, permische Biotit-Alter von 300° bei 270 Mill.J.
3a	Jungvariszischer Deckenbau : Als Teil der Koridendecke samt internem Schlingenbau über die (alpidisch tektonisch wiederum amputierte) Muridendecke überschoben
2c	Altvariszischer Granit Typ Frauenkirch : 354 ± 14 Mill. J (Oberdevon)
2b	Altvariszische Metamorphose in Amphibolitfazies : Posttektonischer Staurolith, Sillimanit, Disthen II, Andalusit, (Biotit, Muskowit, Granat)
2a	Altvariszische Schlingentektonik
1c	Kaledonischer granitoider Plutonismus : Flüelagranit – 427 Mill.J (Tiefsilur)
1b	Kaledonische Metamorphose in Eklogitfazies (500–418 Mill.J.: Ordovic–Silur): Eklogit (Jamtal, Grialetsch). Prä- bis synkinematische Bildung von Granat, Disthen I, Biotit, Muskowit, hierbei Anatexis
1a	Kaledonische Orogenese?: Schuppen-Falten-Deckenbau mit Wechsel von Ortho- und Paraserien entlang von flach liegenden Achsen
1aa	Altkaledonische Sedimentation einschließlich Kambrium sowie präkambrische Sedimente
0	Präkambrische Metamorphose bzw. Plutonismus : Alterswerte von 1500 Mill.J. in umgelagerten Zirkonen

1. Als Sedimentalter der Paragneise wird vom gleichen Autor (S. 91) aus dem $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis der Paragneise, dem Rb/Sr-Verhältnis dieses Gesteines und der Sr-Entwicklungslinie des Meerwassers ein Wert von 510 ($\pm$ 60) Millionen Jahre berechnet, wobei sich bei den vielen Unsicherheitsfaktoren eher eine Verschiebung gegen ein höheres Alter (550 Millionen Jahre) hin ergeben könnte. Kräftiger basischer Magmatismus war bei der Füllung dieses Sedimenttroges beteiligt.

Während eine Orogenese in kaledonischer Zeit in diesem Abschnitt bisher nicht erfaßt werden konnte, gehört die hochgradig wirksame Regionalmetamorphose mit einer radiometrischen Alterseinengung zwischen 500–418 Millionen Jahre in den altkaledonischen Bereich. Bedingungen der Eklogitbildung sind im Südabschnitt am Piz Nuna, aber ebenso im österreichischen Anteil im Jamtal im Paznaun, wo sich Eklogitamphibolite erhalten haben, erreicht worden. Dieser älteren Kristallisation mögen mit S. Hoernes (1971, S. 67) die Bildung der präkinematischen Mineralgruppe wie Granat, Disthen I und die Hauptmasse von Biotit und Muskowit angehören. Durch den Beginn des Einsetzens anatektischer Vorgänge ist erweisbar, daß die Temperatur in dieser Phase lokal 650° C überschritten hat. Die hiebei in größerer Tiefe gebildeten palingenen Magmen waren im Spätstadium dieser kaledonischen Epoche aufgestiegen, wie das Alter des Flüelagranitgneises von 428 $\pm$ 17 Millionen Jahren anzeigt (B. Grauert, 1966, S. 145). Der jüngere Granittypus, jener von Frauenkirch SW Davos, der vor der Schlingentektonik aufgedrungen war, zeigt ein überraschend niedriges Alter von 351 Millionen Jahren (oberstes Devon).

2. Nun folgt die kräftige Orogenese, die die Schlingentektonik analog jener der Ötztaler Alpen geschaffen hat. Wenn die Datierung des Granitgneises von Frauenkirch mit 351 Millionen Jahren stimmt, dann wäre das variszische Alter der Schlingentektonik belegt, wie auch alle Bearbeiter der Silvretta annehmen.

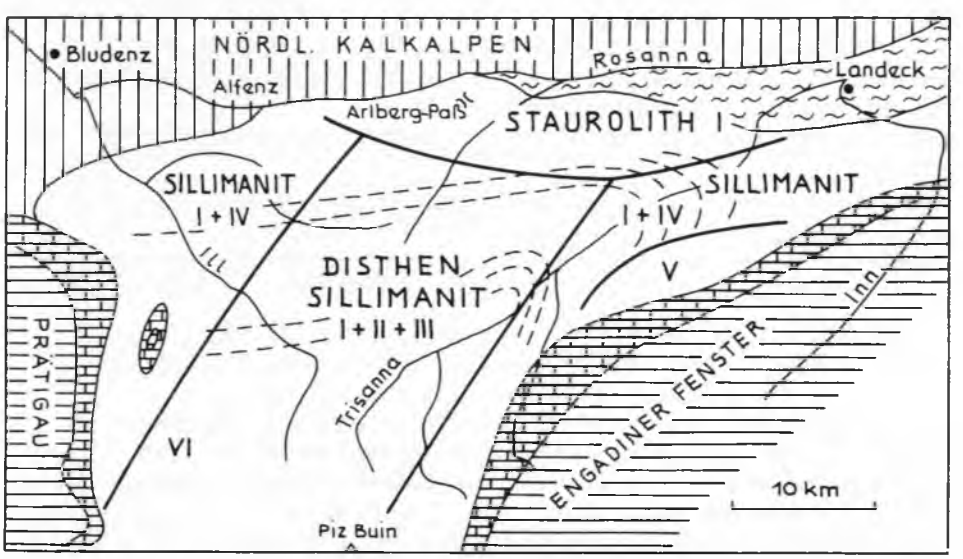


Abb. 127: Der diskordante Verlauf der Metamorphosezonen der Silvretta gegenüber der Schlingentektonik nach S. Hoernes (1971, Abb. 1–2).

Die hierauf folgende variszische Metamorphose in Amphibolitfazies bewirkte die postkinematische Kristallisation von Staurolith, Sillimanit, Disthen II, Andalusit und – von Muskowit und Biotit in den Biotitfleckengneisen. Die Grenzen der Verbreitung dieser Alumosilikate (Abb. 127) verlaufen diskordant zum tektonischen Bau, zur Schlingentektonik: Staurolith tritt im gesamten österreichischen Anteil der Silvretta auf, Sillimanit fehlt nur im Nordsaum, Disthen erscheint nur im Zentrum. Als Alter der variszischen Metamorphose wird von B. Grauert (1969, S. 18) der Zeitraum von 350 bis etwa 300 Millionen Jahren (also Karbon, abgesehen von dessen jüngstem Abschnitt) angegeben. Dies wäre auch die letzte theoretische Möglichkeit für eine derartige Metamorphose, die den Alpinen Verrucano mit seinen permischen Quarzporphyren ja nicht mehr betroffen hat. Außerdem darf man nicht die Existenz der nicht mehr von dieser Metamorphose erfaßten voralpidischen Diabasgänge vergessen, so daß man eher mit einem höheren Alter dieser Sillimanit-Metamorphose innerhalb des variszischen Zyklus zu rechnen hat oder bei Fehleinstufung des Alters des Frauenkircher Granitgneises der ganze unter 2. erwähnte Komplex sich weiter zurückverschiebt.

3. Das spätvariszische Geschehen, das aus den Ötztaler Alpen S. 379 erwähnt wurde, ist hier nur durch ausgedehnte diaphthoritische voralpidische Umprägung – nicht an distinkte Zonen gebunden – im österreichischen Anteil des Silvrettakristallins angedeutet, wie die jüngsten Kartierungen von H. Pirkl (1972 ff.) et al. gezeigt haben.

4. Die alpidische Tektonik betraf die Silvrettamasse als Ganzes, die als Platte herausgeschnitten und im Bestand des Mittelostalpins ferntransportiert wurde, im Inneren aber keine namhafte tektonische Gestaltung erfuhr. Bisher ist auch die aus den südöstlichen Ötztaler Alpen bekannt gewordene frühalpidische Metamorphose mit einem Alter von 90–80 Millionen Jahren hier nicht zu erfassen gewesen. Die schwache alpidische Metamorphose ist an der Beeinflussung des permotriadischen Thialspitzzuges zu erkennen, sie äußert sich vielleicht in einer derzeit noch nicht klar von älteren analogen Vorgängen abtrennbaren Diaphthorese in der Überschiebungsregion zum überlagernden Phyllitgneis, ferner etwa in der Umwandlung der Diabasgänge im Altkristallin.

ϵ) Der tektonische Bau

ε 1) Der Innenbau der Silvretta

Nicht nur die voralpidische Metamorphose lief in zwei getrennten Großzyklen ab, sondern auch die voralpidische tektonische Formung des Altkristallins vollzog sich in zwei getrennten orogenetischen Phasen oder Zyklen. Dies geht zunächst aus den Ausführungen der Schweizer Forscher hervor: E. Wenk (1934, S. 262) schildert z. B. vom Schweizer Anteil der Silvretta im Sinne von F. Spaenhauer (1932) die zuerst erfolgte intensive großräumige Faltung des Materials der Scalettazone am P. Sursura Pitschen an flachen Achsen zu Isoklinalfalten und dann in zweiter Phase deren Aufrichtung und Umfaltung an steilen Faltenachsen zur Schlingenbildung bzw. gleiches zweiphasiges tektonisches Geschehen in der Linard-Zone E vom Piz Linard zwischen Ardez und Lavin – Abb. 128. Aus der Mitteilung von G. Fuchs (1972, S. A 35) über den Deckenbau bis

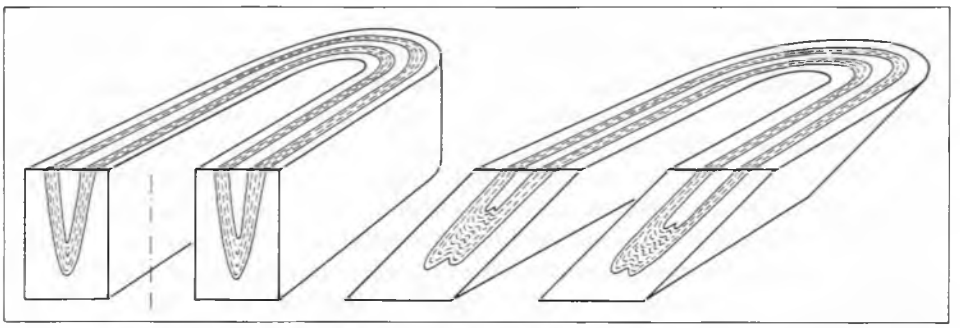


Abb. 128: Die zweiaktige Tektonik im Raum Piz Sursura und Piz Linard im Schweizer Anteil des Silvrettakristallins nach E. WENK (1934, Abb. 5).

liegenden Großfaltenbau im Silvrettakristallin im zentralen Teil dieser Gruppe im Raum Piz Buin, Silvrettahorn etc. sowie der Tatsache, daß diese isoklinal gefaltete Serie mit vielfachem Wechsel aus Ortho- und Paragesteinen später in den Schlingenbau einbezogen worden ist, ergibt sich der gleiche Hinweis auf das zweiaktige großtektonische Geschehen.

Der regionale Innenbau der Silvrettamasse zeigt im österreichischen Anteil profilmäßig eine gewaltige fächerförmige Struktur: Der SE-Teil in der Samnaungruppe, im oberen Paznauntal NW Mathon (O. SCHMIDEGG, 1931, Taf. 7), in der Piz Buin-Litznergruppe und im Vermunt (G. FUCHS, 1960 ff.) zeigt steiles NW-Fallen. Nach einer nördlich anschließenden saigerstehenden Zone, die vom mittleren Paznauntal über den Patteriol in das obere Silbertal und weiter gegen SW streicht, herrscht im gesamten Nordteil der Verwallgruppe steiles bis mittelsteiles Südfallen, das am Nordrand eine überkippte Überschiebung auf die Phyllitgneiszone und den ebenfalls überkippten Südrand der Kalkalpen bedingt (O. REITHOFER, 1931, Taf. 7; 1935, Taf. 10). Hier sind tektonisch höhere Einheiten durch die offenbar auch schon im Kristallin herrschende, am Nordrand durch die angrenzenden sedimentären Zonen eindeutig bestimmbare Überkippung sekundär unter die Silvrettadecke gelangt.

Folgende Zonenabfolge läßt sich von Norden gegen Süden im Altkristallin in großen Zügen festhalten (Abb. 129, 130). In der Verwallgruppe folgt südlich der Phyllitgneiszone mit WSW–ENE- bis W-E-Streichen nach O. SCHMIDEGG (l. c.) eine Paragneiszone, in der westlich vom Arlberg umfangreiche Muskowitgranitgneiszüge (Glattingrat, N und S Mittagstein etc.) stecken, welche im Osten in der Rendelspitze SE St. Anton ihr Gegenstück hat. Südlich davon baut der Biotitgranitzug von Gallenkirch im Montafon im Westen über Valschavielkopf, Patteriol, Kirchelspitz, Falterer-spitz bis zum Paznauntal eine Reihe steiler Gipfel auf. Im Bereich S der Trisanna S Kappl schwenken alle Gesteinszüge gegen SE zur großen Vesselschlinge in der Samnaungruppe ein. Es folgt in der südlichen Verwallgruppe die Amphibolitzone Maderspitze–Ischgl, mit verschiedenen Schiefergneisen weiter im Süden verbunden.

In der zentralen Silvretta, ungefähr entlang des Grenzkammes zwischen Garneirajoch im NW und Piz Buin bzw. Dreiländerspitze im SE herrscht nach den Aufnahmen von G. FUCHS (Verh. GBA., 1960, S. A 29; 1961, S. A 25; 1963, S. A 18) bei

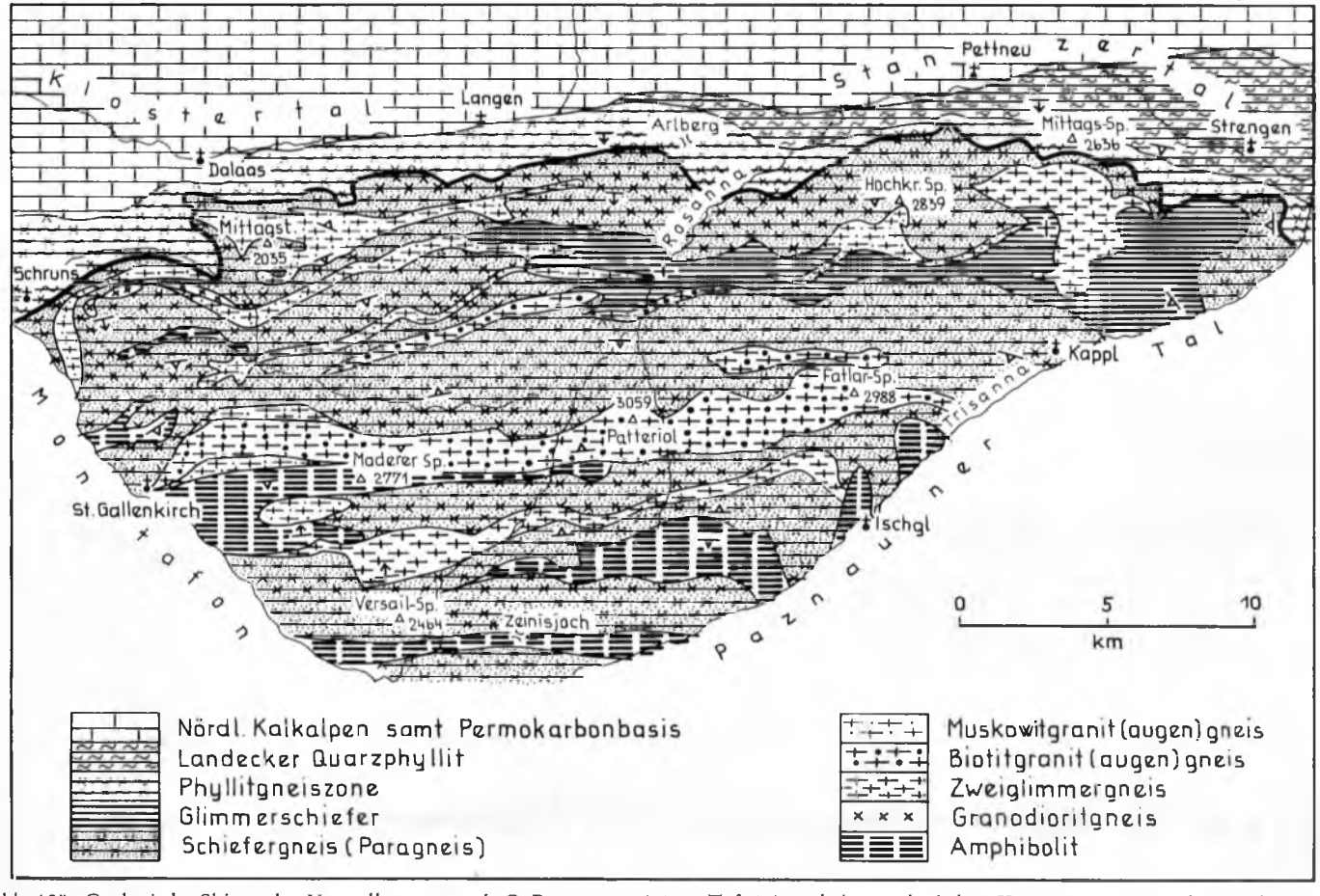


Abb. 129: Geologische Skizze der Verwallgruppe nach O. REITHOFER (1935, Taf. 11) und den geologischen Karten 1 : 75.000, Blatt Stuben und Landeck.

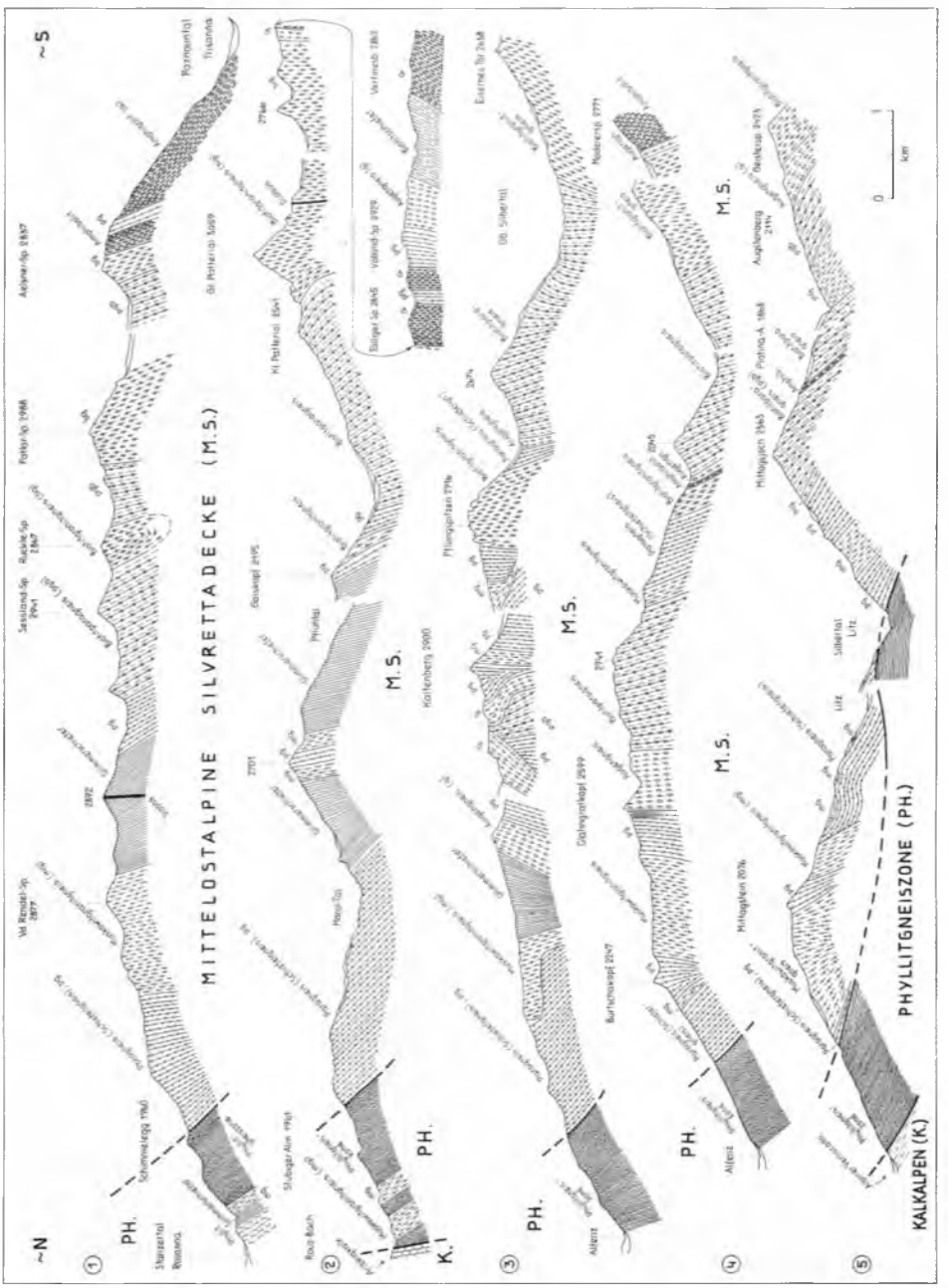


Abb. 130: Profile durch die Verwallgruppe nach O. Reithoffer (1931, 1935).

durchgehendem NW- bis WNW-Fallen folgende, durch voralpidischen Deckenbau verursachte Abfolge von Hangend gegen Liegend: Orthogneiszug (Valgraggeskopf), darunter Migmatite (Lobkamm), ein Amphibolitband und Augengneise (Kl. Schattenspitze), eine Paragneis-Amphibolit-Wechselfolge (Silvrettahorn), ein Orthogneislappen, eine Paragneiszone (Wiesbadener Hütte), ein Migmatitzug (Dreiländerspitze) und eine mächtige Amphibolitzone (Jamtalferner, Fluchthörner). Die ältere voralpidische Achsenrichtung in diesem Kristallin weist gegen NW bis NNW, jüngere voralpidische Richtungen sind gegen NE und gegen N orientiert.

Über die Struktur des Schweizer Anteiles der Silvretta informiert am besten die Übersichtskarte von E. Wenk (1934, Taf. 3) und A. Streckeisen et al. (1966, Taf. 1). Die zuletzt genannte südlichste Amphibolitzone des Jamtalferners setzt unter Schlingenbildung zum Piz Linard fort, es folgen im Süden mit wechselnd steilem Einfallen die Paragneiszone Davos–Pischahorn, der Flüela-Orthogneis und abermals Para- und Orthogneiszonen. So wie auf österreichischem Gebiet die Vesselschlinge im Paznaun ein totales Umschwenken der Züge von WNW-ESE auf NE-SW bewirkt, verursacht die Clüsschlinge N Zernez ein analoges großräumiges Schwenken aller Züge um eine steilstehende Achse, verbunden mit fließendem Ausdünnen der Zonen im Scharnierbereich des Piz Nuna E der zentralen Clüsschlinge.

Die alpidische Innentektonik im Inneren der Silvretta beschränkt sich auf lokale Schuppungen und Zerscherungen. Im Schweizer Gebiet können die Schuppungen der Nunagruppe als Beispiel alpidischer Tektonik dienen. E. Wenk (1934, S. 269, Abb. 7) hat gezeigt, daß man hier die Wirksamkeit alpidischer Scherflächensysteme gut an der Verstellung der jüngsten voralpidischen Bildungen, der Diabasgänge, erfassen kann. Die verschiedenartige Lage der alpidischen Störungsflächen im Basalteil der Silvrettadecke und in den unterlagernden Bündner Schiefern am Westrand des Engadiner Fensters zum Fimber- und Jamtal hat O. Reithofer (1965, S. 70) herausgearbeitet. Auf österreichischem Boden hat ferner G. Fuchs (1972, S. A 35) in der zentralen Silvretta W-E-Faltungen in chloritischen und phyllonitischen Quetschzonen als alpidisch betrachtet.

ε 2) Die Umgrenzung der Silvrettadecke

Die Ostgrenze der Silvrettamasse bildet weithin der Westrand des Engadiner Fensters. Über dem nordpenninen Fensterinhalt samt der zugehörigen Schuppenzone von Champatsch, über dem inneren Rahmen aus mittelpenninen Serie der Tasnadecke und wohl südpenninen Schürflingen von Ophiolith (Abb. 23) liegt das Silvrettakristallin an einer die älteren Innenstrukturen vollkommen diskordant abschneidenden, von breiten Mylonitzonen begleiteten Überschiebungsfläche auf (W Medwenitsch, 1953, 1962 a; R. Trümpy, 1972 b, etc.); die flache Lagerung der Schubbahn wird durch das S. 405 erwähnte Jamtalfenster, 1,5 km vom Ostrand entfernt, belegt. Die schmale Zone im NE nördlich von Prutz, an der die Ötztaldecke mit mylonitisiertem Orthogneis bei Puschlin die Schiefergneise der Silvrettamasse nördlich des Engadiner Fensters überschiebt, zeigt die heutige Relation dieser beiden ursprünglich gleichwertigen Teile des Mittelostalpins.

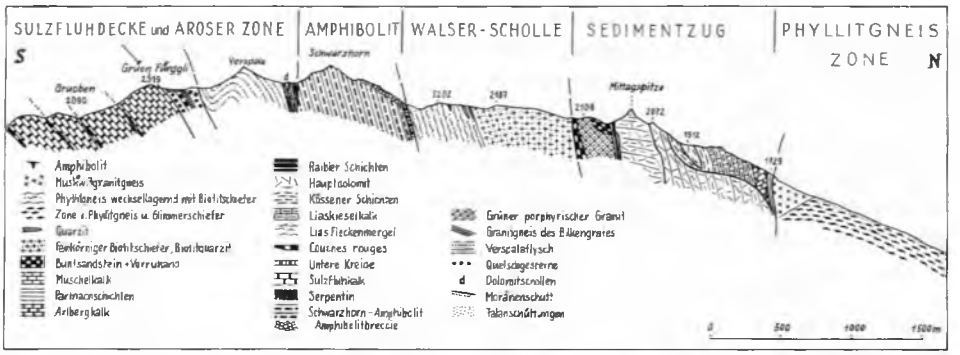


Abb. 131: Profil durch den östlichen Teil des Rhätikon nach O. REITHOFER et al. (1964, Taf. 2).

Die Nordgrenze der Silvrettadecke zeigt auf der Gesamtstrecke von Puschlin und dem Raum S Landeck im Osten über den Abschnitt S vom Stanzertal und Klostertal bis zu jenem vom Silbertal weiter im Westen gleichbleibende Verhältnisse: Das hier fächerförmig überkippt gelagerte Silvrettakristallin überlagert sekundär mit steilem bis mittelsteilem Südfallen die nördlicher gelegenen, aus dem Gesamtbau der Ostalpen als ursprünglich tektonisch höher belegbaren Nördlichen Kalkalpen samt deren reduzierter zugehöriger Basis, der Landecker Phyllitzone-Phyllitgneiszone. Nicht aus den lokalen Verhältnissen, wohl aber aus den regionalen Gegebenheiten geht hervor, daß die offenbar mit den Kalkalpen verbundenen letztgenannten Zonen noch Bestandteil des Oberostalpins sind und nicht der Silvretta angehören. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten ist auch bereits vor der Abtrennung von Mittel- und Oberostalpin als enorm beanspruchte Schubfläche erkannt worden, in der allerdings nicht eine durchgehende glatte Linie, sondern eine intensive Schuppungszone die beiden übereinander liegenden Komplexe – Silvrettakristallin und Phyllitgneis – trennt. W HAMMER (1919, S. 244) und O. REITHOFER (1931, 1935, 1937) haben die tektonische Grenze zwischen den beiden erwähnten Komplexen anschaulich beschrieben, ohne allerdings damals an eine durchgehende Trennung zu glauben. Durch die starke Verschuppung ganz analog den Verhältnissen auf der Nordseite der Niederen Tauern zur Ennstaler Phyllitzone wird der demnach mehrfach aufgeteilte tektonische Kontakt nicht so deutlich wie bei einer einzigen durchlaufenden Grenze. Aber auch hier sind wie im Osten – allerdings in wesentlich geringerem Umfang – zentralalpine Permotriasreste in dieser Bewegungszone bei Puschlin am Thialspitzzug und W Kristberg erhalten geblieben (siehe S. 198). Ihr fazieller Gegensatz zu den kalkalpinen Basalserien ist schon von W HAMMER (1919, S. 233) hervorgehoben worden, der sie mit anderen zentralalpinen Serien verglichen hatte. Auf die Bedeutung dieser tektonisch enorm beanspruchten Zone, für deren Eigenart man am besten durch den Vergleich mit den Verhältnissen in gleicher Position im Ostflügel der Ostalpen Verständnis erlangt, ist vom Verfasser ausführlich 1963 a, S. 79, hingewiesen worden.

Der Westrand der Silvrettadecke ist in seinem heutigen Verlauf zwischen Schruns im Norden und Klosters etc. im Süden klar und übersichtlich in der Landschaft zu verfolgen, die Schubfläche schneidet die älteren Strukturen ab und trägt

die Decke flach gegen Norden. Die darunter aber im Montafon und östlichen Rhätikon vor Erreichen der Kalkalpen gegen NW hin hervorkommenden Einheiten, die bis zum Rückgrat des Sulzfluhkammes noch auf österreichischem Boden liegen, beinhalten nach wie vor trotz der langen Diskussion bei O. AMPFERER, M. RICHTER, M. BLUMENTHAL u. a. (vgl. O. REITHOFER, 1937, S. 206) und trotz der genauen Darstellung der Einzelheiten auf Blatt Rhätikon (W HEISSEL et al., 1965) bezüglich ihrer Stellung noch wesentliche Probleme, auf die hier kurz einzugehen ist. Betrachten wir die Abfolge der Einheiten im Querprofil durch den östlichen Rhätikon vom Liegenden gegen das Hangende, vom Süden nach Norden nach O. REITHOFER (1964, Taf. 2, Abb. 2) – Abb. 131. Über der intensiv geschuppten mittelpenninischen Sulzfluhkalkserie und paleozänen und zuoberst oberkretazischen Couches rouges am Schweizer Grenzkamm SW Tilisuna folgen die stark verquetschten schwarzen Schiefer und Serpentine der höherpenninischen Arosazone mit dem ebenfalls noch als Pennin zu erachtenden Verspalaflysch, der seit W. SEIDLITZ (1906, S. 271) durch *Orbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) und durch eine Kleinforaminiferenfauna durch R. OBERHAUSER (O. REITHOFER et al., 1964, S. 240) als Cenoman eingestuft ist.

In dem folgenden Abschnitt gegen Norden hin bis zu dem in fazieller Hinsicht kalkalpinen Tschaggunser Mittagspitzzug steckt eine Reihe isolierter, verschiedenartiger Kristallinspäne: zunächst der mächtige Schwarzhorn Amphibolit, dann die sogenannte Walser Scholle aus Phyllitgneisen und Biotitschiefern, sodann ein porphyrischer Granitgneis SW der Mittagspitze. Diese kristallinen Schollen besitzen gelegentlich eine zugehörige transgressive detritische Permoskythserie, daneben sind aber auch Trias- und Jurahornsteinkalk-Späne, wie wir sie von der Mittagspitzserie und von den Kalkalpen her kennen, zwischen diese kristallinen Schollen eingekeilt. Auch eine noch innerhalb des Bereiches der Arosazone und des Vespalaflysches steckende, wohl analoge kristalline Scholle, jene des Bilkengratgranites, wird von derartigen triadisch-jurassischen Spänen begleitet.

Wir erachten sowohl dieses Kristallin als auch die den kalkalpinen Serien vergleich-

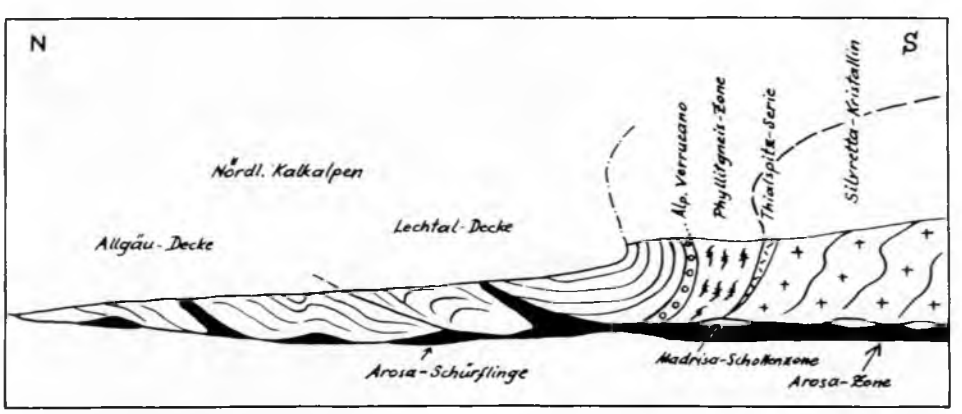


Abb. 132: Schematisches Sammelprofil, das die Verhältnisse an der Basis der Silvrettadecke zeigen soll (A. TOLLMANN, 1970 d, Abb. 1).

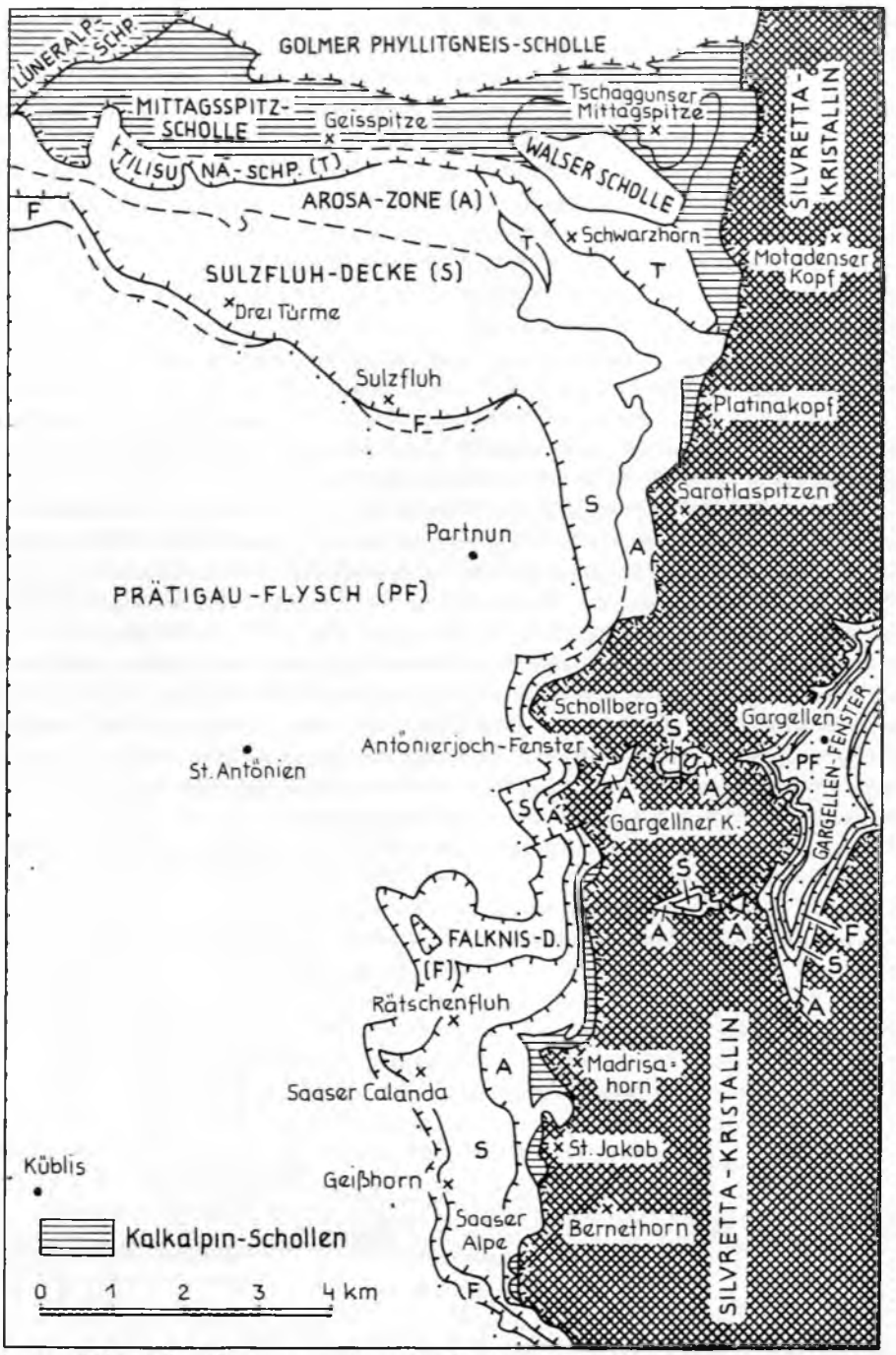


Abb. 133: Tektonische Skizze vom Westrand der Silvrettadecke nach A. Tollmann (1970 d, Abb. 2) und H. Bertle (1974, Taf. 2).

baren mesozoischen Späne und Schollen als liegengebliebene tektonische Spurschollen, die nach dem ersten Fernschubakt, dem Herantransport des mittelostalpinen Kristallins und der oberostalpinen Kalkalpen stirnend steckengeblieben sind, während mit dem zweiten Hauptschub des Ferntransportes im Tertiär beim bekannten sekundären Nachschub die Silvrettadecke mit scharfer Basisfläche noch über dieses einst davor liegende Schollengemisch darüberfuhr. Der Mechanismus dieses Vorganges ist vom Verfasser (1970 d, S. 338 ff.) auf Grund der Analyse der damals als Madrisa-Schollenzone bezeichneten kalkalpinen Schollenkette im Liegenden des Silvrettakristallins erfaßt und beschrieben worden – Abb. 132, 133.

Ebenso wie die dort geschilderten Späne der Kalkalpen, die Mittagspitzserie und die Madrisaschollen, unter die Hauptmasse der Silvretta gerieten, ebenso werden nun die erwähnten, mit diesen Kalkalpenspänen vermengten Kristallinzüge als unter die Räder des mittelostalpinen Hauptkörpers gelangte Schollen, und zwar mittelostalpine Stirnteile, aufgefaßt.

Großartig in der Landschaft aufgeschlossen und vom Rhätikon her prächtig zu überblicken ist die weite Unterlagerung der Silvrettadecke an ihrem Westrand gegen Süden hin durch die verschiedenen Einheiten des penninischen Systems von der nordpenninischen Prätigauflyschmasse im Liegenden über die im Hangenden folgenden Elemente der Falknis-, Sulzfluh- und Arosazone sowie vereinzelte Späne verkehrt lagernder und eingewickelter Madrisazone samt ihrem oberostalpinen Oberkarbonanteil „Auf den Bändern" und unter dem Madrisahorn (P Haldimann, 1975). Im Gargellenfenster nahe dem Westrand der Silvrettadecke konnten ja bei der Neukartierung durch H. Bertle (1974) alle wesentlichen Elemente dieser Unterlage bis hinab zum Prätigauflysch wieder erfaßt werden (vgl. S. 83). Der Westrand der Silvrettadecke bietet hier demnach eines der eindrucksvollsten Bilder der gewaltigen Überschiebung des Ostalpins über dem Pennin und ist auf Grund dieser Tatsache auch wegbereitend für das Verständnis des Deckenbaues der Ostalpen, für den Einzug der Deckenlehre in diesen Abschnitt der Zentralalpen geworden.

ε 3) Bruchtektonik

Die bruchtektonische Gliederung der Silvrettadecke ist in neuerer Zeit nicht analysiert worden. Nur über ein gewaltiges Lineament, das an ihrem Westrand weite Teile der Zentralalpen und Kalkalpen durchsetzt, muß referiert werden. Es ist das bereits von H. Bertle (1970, Abb. 1) in wesentlichen Teilstücken erfaßte Landwasser-Störungssystem, das – nach Ergänzungen durch Beobachtungen auf den Satellitenbildern – mit der Gargellenstörung vom Landwassertal über Davos, Klosters, Gargellen, Gallenkirch, W Hochjoch nach Dalaas zieht und nach Unterbrechung in der Kl. Walserstörung seine Fortsetzung findet. Ein Ableger, die Spullerseestörung, wird über das Wasserstubental, den Spullersee, Lech und Lechleiten weiter nach NNE entsandt. Das der Gargellenstörung nahe westlich parallel folgende Lineament, die Antönierstörung, führt vom Furkagebiet über die Weißfluh W vom Madrisahorn vorbei, überschreitet das Plasseggenjoch in das Gampadelztal nach Schruns und ist auch noch in den Kalkalpen (Zitterklapfen) und im Helvetikum (Rehmen, Schönenbachalm) mit NNE-Verlauf zu verspüren (A. Tollmann, 1977 a, S. 5 f., Taf. 1).

Ein analoges, paralleles, paariges, sogar noch kräftiger wirksames NNE-Störungssystem stellt sich mit dem Ehrwalder/Engadiner Lineament ein, über dessen Verlauf in der Samnaungruppe und im Unterengadin sowie über die Fortsetzung in den Nördlichen Kalkalpen vom Verfasser (1976 d, S. 57, Abb. 17; 1976 e; 1977 a, S. 6, Taf. 1) berichtet worden ist.

ζ) Erzlagerstätten

Mehr noch als in der Ötzmasse tritt in der Silvretta im Inneren des Massivs die Vererzung zurück und findet man unbedeutende Lagerstätten nur an den Rändern, so am Nordrand und am Rand gegen das Engadiner Fenster (R. KLEBELSBERG, 1935, S. 629; Beil. 11; O. FRIEDRICH, 1953, Kt.; K. VOHRYZKA, 1968, Taf. 1).

Den Überschiebungsrand der Silvrettadecke begleiten im Norden zunächst einige Fahlerzvorkommen: Kristberg ganz im Westen genau an der Grenze zur Phyllitgneiszone, Rotenstein, Masneralm und Fladalm südlich der Thialspitze bei Landeck (Abb. 125). Diese hydrothermale Lagerstättengruppe weist Paragenesen von Tetraedrit (Kupfer- und Antimon-Fahlerz), Kupferkies, Pyrit und Arsenkies, gelegentlich Speiskobalt auf (E. MATTHIASS, 1961, S. 11; K. VOHRYZKA, 1968, S. 69). Als Alter dieser Lagerstätten wird vom erstgenannten Autor entgegen der Vorstellung von W HAMMER (1920, S. 83, 88) die alpidische Ära abgeleitet. Lagerstätten mit Kupferkies, Magnetkies und Pyritführung reihen sich ebenfalls nahe der Kristallin-Nordgrenze an: Giggertobel E der Trisanna, Rendlalm SE St. Anton etc.

Von O. FRIEDRICH (1953, S. 381, Kt.) werden ferner vom Überschiebungsrand gegen das Engadiner Fenster hin Kupfer- bzw. Eisenspatlagerstätten am Furkajoch, Hexenkopf und an der Blauwand angeführt.

η) Literatur

O. AMPFERER, 1933 a, b, 1936; O. AMPFERER & W HAMMER, 1911, 1922/1924; O. AMPFERER & O. REITHOFER, 1937; F. ANGEL, 1931; P. BEARTH, 1932 a, b, 1933; H. BERTLE, 1970, 1974; M. BLUMENTHAL, 1926 a, b, 1936; J. CADISCH, 1961; A. ESCHER & B. STUDER, 1839; G. FUCHS, 1960–1972; G. GATTO et al., 1976; B. GRAUERT, 1966, 1969; B. GRAUERT & A. ARNOLD, 1968; P. HALDIMANN, 1975; W HAMMER, 1915 a, 1919, 1920, 1930 b, 1938; W HEISSEL et al., 1965; S. HOERNES, 1971; E. JÄGER et al., 1961; R. KLEBELSBERG, 1935; G. KOCH, 1877; L. MASCH, 1974; W MEDWENITSCH, 1953, 1962 a; W PAULCKE, 1913; H. PIRKL, 1972, 1973; O. REITHOFER, 1931, 1935, 1937, 1955 a, b, 1956, 1958, 1959, 1960, 1962, 1965 a, b; O. REITHOFER & O. SCHMIDEGG, 1964; A. ROTHPLETZ, 1900, 1902, 1905; O. SCHMIDEGG, 1955, 1959, 1964; W v. SEIDLITZ, 1906; E. SPAENHAUER, 1932, 1933; G. STEINMANN, 1898; A. STRECKEISEN, 1928; A. STRECKEISEN et al., 1966; B. STUDER, 1851/53; E. SUESS, 1905; P TERMIER, 1904 a, b; G. THEOBALD, 1864; A. TOLLMANN, 1959 a, 1963 a, 1970 d, 1976 d, e, 1977 a; R. TRÜMPY, 1972 b; E. WENK, 1934 a, b; A. WURM, 1935.

E. DAS OBEROSTALPINE DECKENSTOCKWERK IN DEN ZENTRALALPEN

1. Allgemeine Anmerkungen

Die Abtrennung des oberostalpinen Deckenstockwerkes von der mittelostalpinen Einheit erfolgte in den Ostalpen im Jahre 1959 auf Grund der im vorigen Kapitel angeführten Kriterien, über die S. 194 ff. nachzulesen ist. Die Hauptargumente für eine derartige großtektonische Teilung liegen in folgenden Fakten: Die Auflagerung an durchgehender tektonischer Begrenzung, die nordalpine Fazies des Mesozoikums im Oberostalpin gegenüber der zentralalpinen Fazies in den liegenden Einheiten, die Diaphthoresezonen im unterlagernden Altkristallin, wo jenes an die Überschiebungsfläche herankommt, dem Metamorphosesprung vom stets auch dynamometamorph, also überschiebungstektonisch geprägten mittelostalpinen Stockwerk zum Oberostalpin, die generell primär nordvergent geprägten Strukturen im Oberostalpin, die keine lokale verschieden vergente Ausschiebung zulassen und die Fortsetzung der großen ostalpinen Einheiten in den Westkarpaten, wo die Verhältnisse in manchem noch einfacher und besser überblickbar vorliegen und die erwähnte deckentektonische Trennung evident ist.

Die anfänglich gelegentlich vorgebrachten Einwände gegen eine durchlaufende tektonische Grenze zwischen Mittel- und Oberostalpin haben sich nicht bestätigen lassen. Über die tektonische, diskordante Auflagerung des Oberostalpins im Rahmen der Saualpe, dem heftigst kritisierten Abschnitt, sind inzwischen durch die Neukartierung klare Fakten zutage gefördert worden (S. 267). Aber auch an der Basis des Grazer Paläozoikums ist eine durchgehende tektonische Überschiebungsfläche mit Metamorphosesprung konstatiert worden (S. 472), ebenso grenzt die Phyllitgneiszone in Tirol nicht normal, sondern unter heftiger Durchbewegung und Schuppung tektonisch an die Silvrettadecke.

Das Oberostalpin in den Zentralalpen umfaßt die große Masse der Gurktaler Decke, das Grazer Paläozoikum und die aus dem oststeirischen Tertiär auftauchenden paläozoischen Inseln sowie die Steinacher Decke beim Brenner. Diese Regionen sollen im folgenden in der genannten Reihenfolge besprochen werden, woran die Erörterung der Grauwackenzone als nördlicher oberostalpiner Saum der Zentralalpen anzuschließen ist. Drauzug und Nordkarawanken sind die im Süden liegengebliebenen wurzelnahen Teile des Oberostalpins.

2. Die Gurktaler Decke

a) Überblick und Dimension

Da die Grenzverhältnisse im Bereich der Gurktaler Decke und die Begründung ihrer Deckennatur bereits im Zusammenhang mit der Erörterung des mittelostalpinen Untergrundes dieser Einheit S. 267 eingehend besprochen worden sind, sollen sich die folgenden Ausführungen auf die Schilderung des Stoffbestandes und des Innenbaues dieser Einheit beschränken – vgl. Abb. 106, S. 330.

Die Gurktaler Decke erstreckt sich vom Raum Innerkrems SE vom Katschberg im Westen bis Gutenstein (Guštanj) im Vorland der Ostkarawanken im Osten, was eine zusammenhängende Länge dieser Decke von rund 100 km ergibt. Die Meridional-Erstreckung von Oberwölz im Norden bis zum Klagenfurter Becken im Süden beträgt etwa 70 km. In dieses Areal fällt ein Großteil des „Nockgebietes" der Gurktaler Alpen sowie das Hügelland, das den Nord- und Ostrahmen des Klagenfurter Beckens bildet. Im Ostteil des Klagenfurter Beckens kann man erkennen, daß das Paläozoikum der Gurktaler Decke das normale Liegende des Mesozoikums der Nordkarawanken bildet.

Die Innengliederung der Decke läßt zunächst zwei große Teildecken erkennen, die Murauer Teildecke mit ihrer epimetamorphen Serie im Liegenden und die Stolzalpen-Teildecke mit ihrem anchimetamorphen Paläozoikum im Hangenden, die allerdings nur im Nord- und Ostabschnitt der Gurktaler Decke auftreten, während im Westen die tiefere Einheit unterdrückt ist. Für den Westteil ist die große Liegendfaltenbildung, die zur Einrollung des Karbons unter das Altpaläozoikum führt, typisch, für den Ostausläufer südlich der Saualpe hingegen eine intensive weitere Teildecken- und Schuppen-Bildung, wie sie zuletzt von G. Kleinschmidt & J. Neugebauer (1975) aufgedeckt worden ist.

b) Erforschungsgeschichte

Die Grundzüge der Erforschung des Nockgebietes wurden bereits S. 309 im historischen Abschnitt des Murtaler Gebirges dargelegt, in dem gezeigt wurde, daß nach frühen Berichten wie jenem von A. Boué (1835, S. 52 ff.) unter anderem die erste durchgehende großräumige Aufnahme des Raumes von K. Peters (1855), erläutert durch eine Profilserie, vorgenommen worden war. Die tektonische Erforschungsgeschichte ist in erster Linie mit folgenden Bearbeitern verbunden: A. Tornquist (1917 a, b, 1921, 1923), der den ersten Versuch zur deckentektonischen Gliederung des Raumes unternahm; K. Holdhaus (1921, 1922, 1933), der die entscheidende Trias im Liegenden der Gurktaler Decke entdeckt und deren Fernschub damit belegt hatte; A. Thurner (1927–1975), der sich zwar zunächst gegen großzügige Deckentektonik in diesem Gebiet ausgesprochen hatte, aber durch seine umfangreichen Kartierungen analog zu P. Beck-Mannagetta (1959) ebenso zur Möglichkeit der Klarstellung der Deckentektonik beigetragen hat. Die wesentlichen Schritte zur Enthüllung des Deckenbaues dieses Raumes sind im Anschluß an die Arbeiten von K. Holdhaus durch H. Stowasser (1956) und den Verfasser (1958 d, 1959 a, 1963 a) unternommen worden. Auch die Arbeit von H. Flügel (1960 a) schlägt die gleiche Richtung ein. Für die tektonische Gliederung des SE-Abschnittes dieser Decke ist besonders die Darstellung von R. Schönenberg (1967) wesentlich, in der auch hier das tektonische Übereinander eines anchimetamorphen über einem epimetamorphen Paläozoikum gezeigt wird, so daß man darin wohl die Fortsetzung der vom Verfasser (1963 a, S. 47; 1963 b, S. 217) weiter im Norden als Murauer- und Stolzalpendecke bezeichneten Einheiten erblicken kann.

Die stratigraphische Erforschung des Altpaläozoikums der Gurktaler Decke ist nach vereinzelten Makrofossilfunden von F. Toula (1893) über E. Haberfelner (1936) und H. Seelmeier (1938) bis G. Kleinschmidt (1966) und J. Neugebauer (1968) besonders durch die Conodonten-Untersuchungen der „Arbeitsgruppe

Saualpe" (vgl. R. Groschopf, 1970, S. 267 ff.), von R. Höll (1970) und von H. Schönlaub (1971) vorangetrieben worden. Die reichen Floren des Oberkarbons der Stangalm hat W. Jongmanns (1938 a, b) bearbeitet, das Perm vom Christophberg G. Riehl-Herwirsch (1962) bekannt gemacht.

c) Schichtfolge

α) Die altpaläozoische Serie des epimetamorphen Unterbaues (Murauer Decke s.l., Phyllitgruppe)

Im Nord- und Ostteil der Gurktaler Decke erscheint unter dem kaum oder nicht metamorphen Oberbau (Stolzalpenteildecke) unterhalb einer großräumigen Überschiebungsbahn, an der im Norden Späne von zentralalpinem Permomesozoikum eingeschleppt sind, ein epizonal metamorpher Unterbau, dem im Norden die Region Murau–Neumarkt–Grebenze–Metnitz–Gurk und im Süden ein schmaler Saum von

Tab. 17 : Epimetamorphes Altpaläozoikum am Ostrand der Gurktaler Decke (Murauer Decke) – „Phyllitgruppe"

Angabe von Maximalmächtigkeiten

	Murauer Gebiet (NW) (H.FLÜGEL & H.SCHÖNLAUB, 1972, S.191; A.TOLLMANN, 1963a,S.48)		Saualpen-Südwestrand (SE) (G.KLEINSCHMIDT 1966, S.712; et al., 1975)	
DEVON	? 20 m 900 m	Dunkler Dolomit von Oberwölz; Orthoceren Murauer-, Grebenzen-, Pleschaitzkalk und Bänderkalk i.a.; *Cupressocrinus* oder *Tatocrinus*	100 m	Marmor b) Dunkler Hangendmarmor a) Heller Liegendmarmor mit Spiriferiden
SILUR	800 m	Kohlenstoffphyllit-Kalkphyllitserie mit Kieselschiefern (ohne Graptolithen bei Olach)	110 m	Phyllit-Marmor-Serie aus c) Crinoidenmarmor mit Trochiten von Camerata oder Inadunata b) Phyllitflatschenmarmor a) Graphitischer, biotitischer grüner Phyllit
ORDOVIC– (–Kambrium)	600 m	Metadiabasserie : Metadiabas, Phyllit und Arkoseschiefer	50 m 400 m	Heller Metavulkanit Phyllit–Metavulkanitserie : Dunkle Metavulkanite mit Graphitphylliteinschaltungen, basal Graphitquarzit

Altpaläozoikum westlich und südlich der Saualpe angehören, der dem mesozonalen Saualpenkristallin tektonisch auflagert und selbst noch weiter geschuppt ist. Nach den sorgfältigen Untersuchungen der „Arbeitsgemeinschaft Saualpe" (G. KLEINSCHMIDT et al., 1975) kann heute, zum Teil auch mittels Fossilbelege, dieses epimetamorphe Altpaläozoikum wie folgt gegliedert werden (Tab. 17).

Betrachten wir zunächst die besser analysierten Verhältnisse im Randbereich der Saualpe (Abb. 134). Hier hat sich gezeigt, daß die älteren Seriennamen keine brauchbaren stratigraphischen Begriffe darstellen. So umfaßt z. B. die „Wandelitzenserie" P. BECK-MANNAGETTAS (1954, S. 23) Schichtglieder des karbonatischen Silur und Devon und ältere Vulkanite in mehrfacher Verschuppung (J. NEUGEBAUER, 1968 – vgl. R. GROSCHOPF, 1970, S. 264) oder beinhalten die „Haimburger Marmore" (F. KAHLER) karbonatische Glieder des Silur und Devon.

In stratigraphischer Hinsicht stellt in diesem epimetamorphen Altpaläozoikum am Rand der Saualpe (1.) die bis 400 m mächtige Phyllit-Metavulkanitserie den ältesten Schichtkomplex dar und umfaßt nach dem Auftreten im Liegenden der hellen Metavulkanitniveaus der Ordovic/Silur-Grenze das Ordovicium und wahrscheinlich noch kambrische Anteile. Diese Serie besteht aus mächtigen basischen bis ultrabasischen metamorphen Vulkaniten, die heute als Amphibolite und Hornblende-Chlorit-Schiefer vorliegen. Eingeschaltet sind Phyllite, Graphitphyllite, magnetitreiche Phyllite

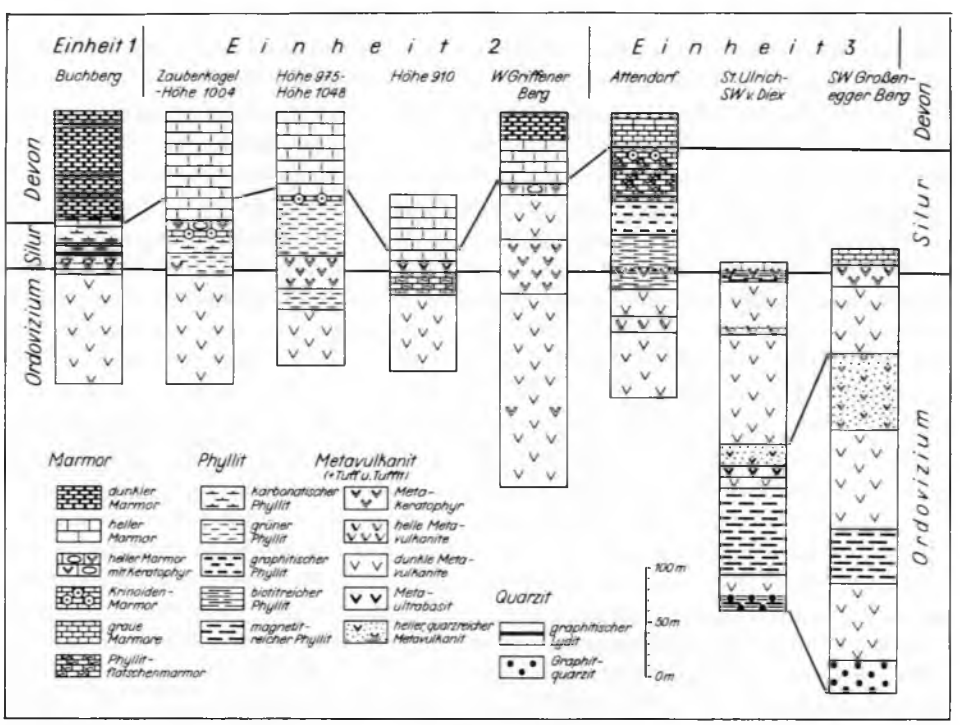


Abb. 134: Die Schichtfolgen des epimetamorphen Altpaläozoikums am Südrand der Saualpe, getrennt nach tektonischen Teileinheiten, nach G. KLEINSCHMIDT et al. (1975, Abb. 11).

sowie basal Graphitquarzite (1 a). Im Hangenden erscheint der bis 50 m mächtige, meist aber wesentlich geringer entwickelte helle Metavulkanit, darüber besteht die (2.) im wesentlichen in das Silur gestellte, über 100 m mächtige Phyllit-Marmor Serie aus graphitischen, auch biotitreichen oder grünen Phylliten, lyditartigen Graphitquarziten, Phyllitflatschenmarmoren und schließlich im Hangendteil aus Crinoidenmarmoren, aus denen Trochiten von Camerata oder Inadunata durch Lösen des Gesteins gewonnen werden konnten, die auf Silur hinweisen (G. KLEINSCHMIDT, 1966, S. 712; G. KLEINSCHMIDT et al., 1975, S. 22). (3.) Das Devon ist durch maximal 100 m mächtige Kalkmarmore repräsentiert, bei denen im Normalfall ein heller Marmor im Liegenden und ein dunkler Typus im Hangenden auftritt. Aus dem hellen Kalkmarmor konnte J. NEUGEBAUER (1970, S. 50, Abb. 5) einen Spiriferiden herauspräparieren (vgl. G. KLEINSCHMIDT et al., 1975, S. 16, Abb. 2), der am ehesten auf Unter- bis Mitteldevon hinweist. Im unteren Abschnitt dieser Marmore können Keratophyr-Einschaltungen auftreten.

Die Einstufung der analogen Schichtglieder im Murauer Gebiet wurde bereits von H. FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB (1972, S. 191, Taf. 1) in Anlehnung an diese Verhältnisse am Rand der Saualpe vorgenommen, nachdem zuvor A. THURNER (1958 a, S. 20, Tab.) eine in vielem konträre altersmäßige Einstufung der Hauptkomplexe vorgenommen hatte. Demnach werden wir auch hier die zutiefst liegende, bis 600 m mächtige Metadiabasserie (1), in der Metadiabase, -tuffe, Phyllite und Arkoseschiefer wechsellagern, in das Ordovic (bis Kambrium) stellen. Die von A. THURNER als (2) Kohlenstoffphyllit-Kalkphyllitserie bezeichnete Gruppe mit den Kieselschiefern kann als Silur gelten. Die von F. HERITSCH & A. THURNER (1932, S. 92 f.) aus diesen Kieselschiefern von Olach 2,5 km W Murau gattungsmäßig bestimmten Graptolithen des Untersilur werden heute allerdings allgemeinen auf Grund der (auch selbst begutachteten) enormen tektonischen Beanspruchung dieser Schiefer von Olach nicht mehr als gültig erachtet. (3) Auch hier tritt das Devon in Form von bis 900 m mächtigen Kalkmarmoren auf, zu denen der Murauer-, Grebenzen-, Pleschaitzkalk und Bänderkalkmarmore dieser Region gehören. Seit F. TOULA (1893, S. 172) sind von der Grebenze Trochiten von Crinoiden der Gattung *Cupressocrinus* oder *Tatocrinus* bekannt, die am ehesten auf Devon hinweisen. Die dunklen Dolomite von Oberwölz führen eine noch nicht näher bestimmte Fauna mit Orthoceren (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 48).

β) Die Schichtfolge des kaum- bis nichtmetamorphen Oberbaues (Stolzalpen-Teildecke)

Die Hauptmasse der Gurktaler Decke besteht aus einem kaum metamorphen (anchimetamorphen) Altpaläozoikum, über dem das nicht metamorphe Oberkarbon samt folgender nichtmetamorpher alpidischer Serie transgressiv auflagern. Diesen leichten Metamorphoseunterschied haben W FRANK & G. RIEHL-HERWIRSCH (1972, S. 139 f.) anhand der Illitkristallinität näher erfaßt.

Die altersmäßige Einstufung des Altpaläozoikums der Gurktaler Decke mit Hilfe von Fossilien erfolgte im Raum des Eisenhutes, am NE-Saum des Klagenfurter Beckens (Christophberg), im Raum nördlich und östlich des Krappfeldes bei Althofen, Kl. St. Paul und Eberstein sowie SW St. Andrä im Lavant-

tal. Hiebei ist nur das jüngere Altpaläozoikum bei Althofen in kalkiger Fazies (Althofener Fazies nov. nom.) entwickelt, die übrigen genannten Vorkommen liegen in schieferreicher Ausbildung (Magdalensbergfazies nov. nom.) mit reichlich Diabas- und Tuffiteinschaltungen im Liegendteil, mit wenigen schmalen Kalkinseln im Hangendteil vor.

Diese schieferreiche Entwicklung hat nun im gesamten Gebiet der Gurktaler Decke verschiedene Bezeichnungen erfahren. Im Westen wurde der an (Meta-) Diabasen und deren Tuffen reiche Anteil seit K. Peters (1855, S. 530) als „Eisenhutschiefer" bezeichnet, im Osten lautet das wesentlich jüngere Synonym, aufgestellt von F. Kahler (1953, S. 12), für diesen Anteil reich an basischen Effusiva „Magdalensbergserie"

Im Westen hat man im Liegenden der Eisenhutschiefer noch den stärker durchbewegten, bereits mäßig metamorphen Gurktaler Quarzphyllit mit Schwierigkeiten abgetrennt, der ebenfalls gelegentlich basische Eruptiva enthält (R. Schwinner, 1932 b, S. 68; H. Stowasser, 1956, S. 132 f.; R. Höll, 1970 b, S. 205), im Raum nördlich von St. Veit/Glan auch saure Eruptiva, und zwar Keratophyre mit Pillow-Laven aufweist (W Fritsch, 1961 b, c). Er wurde demnach entweder als ältere Unterlage des Eisenhutschiefers oder aber als gleichaltrige tektonische Basis betrachtet. Das Gegenstück hiezu bildet im Osten die Bischofbergserie F. Thiedig (1966, S. 12), die ebenfalls etwas höhere Metamorphose – etwa zwischen anchi- und epizonale Prägung – zeigt, die übrigens ebenso wie die Gurktaler Quarzphyllite gegenüber der hangend lagernden Magdalensbergserie weniger Vulkanite beinhaltet, allerdings auch Grauwacken und Quarzite in den tiefsten Partien führt. Auch bezüglich der Bischofbergserie ist die Frage, ob sie die gleichaltrige tektonische Unterlage der Magdalensbergserie im Sinne von R. Schönenberg (1967, S. 477) darstellt oder aber normal unterlagert und höheres Alter aufweist (Diskussion bei R. Groschopf, 1970, S. 266), ventiliert und noch nicht gelöst worden. Auch die Entdeckung von Hystrichosphären, namentlich von *Veryhachium* cf. *trispinosum* Eisenack durch R. Groschopf (1970, S. 269) bringt keine Entscheidung, da diese Art vom Ordovic bis zum Devon persistierte. Die Umbenennung der Magdalensbergserie in „Obere Magdalensbergserie" und der Bischofbergserie in „Untere Magdalensbergserie" durch R. Groschopf (1970, S. 265) entspricht nicht der Verwendung der letztgenannten Begriffe bei ihrem Autor G. Riehl-Herwirsch (1967, S. 118) und soll zur Vermeidung von Verwirrungen nicht eingebürgert werden.

Wenden wir uns zunächst der Besprechung der Schieferfazies im Altpaläozoikum der Gurktaler Decke, also der Magdalensbergfazies zu (Tab. 18, Abb. 135).

1. Magdalensbergserie. Auch in dieser Entwicklung ist zunächst eine tiefste Abteilung mit reichlicher Einschaltung von basischen Vulkaniten in Schiefern zu beobachten, welche als Ordovic belegt ist und vielleicht noch tiefer hinunterreicht. Diese vulkanitreiche Serie (samt den darunter noch auftretenden Phylliten unsicherer Stellung) hat F. Kahler (1953, S. 12), wie erwähnt, als Magdalensbergserie bezeichnet. Die vulkanitreichen Eisenhutschiefer s. str. im Westen der Gurktaler Decke sind dieser Magdalensbergserie gleichzusetzen. Mit dem Begriff „Eisenhutschieferserie" wird von R. Höll der gesamte Schieferkomplex des Altpaläozoikums zusammengefaßt. Die höheren, vulkanitarmen und -freien Teile des Kärntner Altpaläozoikums, die etwa dem

Tab. 18 : Anchimetamorphes bis unmetamorphes Paläozoikum der Gurktaler Decke (Stolzalpen-Teildecke)

Approximative Maximalmächtigkeiten

Kalkfazies im N Althofener Fazies nov. nom. (E.HABERFELNER, 1936; E.CLAR, et al., 1963; H.SCHÖNLAUB, 1971)			Schieferfazies im E und W Magdalensbergfazies nov.nom. (E.STREHL, 1962; E.CLAR et al., 1963; F.WURM, 1966; R.GROSCHOPF, 1970; G.RIEHL-H., 1970, etc.)	
DEVON	4 m	Obere Althofener Schichten : Tonschiefer, Kalk mit Conodonten des Nehden	300 m	Schiefer mit untergeordneten Sandstein- und Kalklagen; Conodonten des Mitteldevon und tiefen Oberdevon
	6 m	Althofener Brekzie, Conodonten des Nehden		
	3 m	Althofener Biogenschuttkalk; Korallen, Stromatoporen, Crinoiden; Conodonten des Obereifel		
	40 m	Untere Althofener Schichten: Kalke mit Schieferlagen mit Conodonten des Unterems bis Obereifel		
SILUR		Höhersilurische Tonflaserkalke ?	100 m	Tonschiefer-Quarzit-Kieselschieferserie. Karbonatlagen mit Conodonten des Llandovery, Wenlock, Ludlow. Crinoiden und Favositen im Llandovery
ORDOVIC			15 m	Quarzporphyroid und -tuff
			700 m	Magdalensbergserie/Eisenhutschiefer s.str.: Basische Vulkanite und Tonschiefer. Im Oberteil Tuffit mit Caradoc-Brachiopoden; Conodonten Obercaradoc – Ashgill
			Tektonische Grenze ?	
ORDOVIC?			Bischofbergserie (E) mit Hystrichosphaeren (*Veryhachium* cf. *trispinosum*) Gurktaler Quarzphyllite (W) mit Grünschieferlagen und Karbonatlinsen	

Silur und Devon angehören, sind in den Begriff Magdalensbergserie im Sinne des Autors nicht miteinbezogen – erst später ist der Begriff ungerechtfertigt verschiedenartig erweitert angewendet worden. Die Abfolge in dieser Serie ist im Bereich des Christophberges nach G. Riehl-Herwirsch (1970, S. 199 ff.) wie folgt gekennzeichnet: Zutiefst lagern Tonschiefer. Der Einsatz des Vulkanismus wird durch zunächst grobe, dann feine

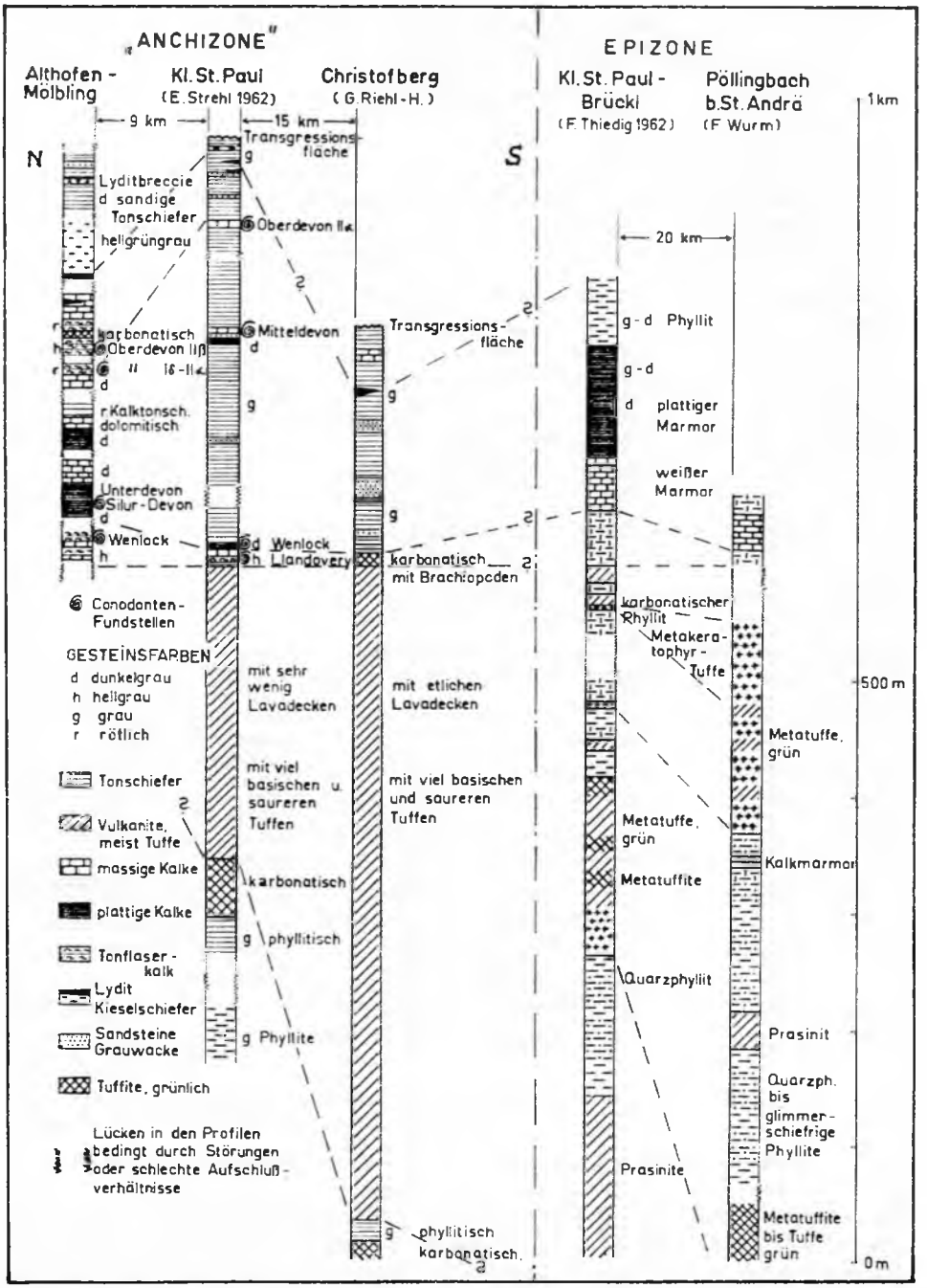


Abb. 135: Das Altpaläozoikum im Ostteil der Gurktaler Decke nach E. Clar et al. (1963, Abb. 2).

Pyroklastika markiert. Die überwiegend basische Vulkanitserie besteht vorwiegend aus der pyroklastischen Abfolge verschiedener Arten von Tuffen (Staub-, Schlacken-, Schweiß-, Bombentuffe), in etlichen Niveaus stellen sich Pillowlaven ein, selten sind helle Keratophyre aufgedrungen. Im höheren Teil dieser Serie stecken Eisendolomitlinsen in den Tuffen. Über fossilführende Tuffite leitet die vulkanogene Serie gegen Hangend wiederum zu Tonschiefern über.

Das Alter dieser etwa bis 700 m mächtigen vulkanitreichen Magdalensbergserie ist durch die Entdeckung von Fossilien im erwähnten Hangendtuffit, also im Oberabschnitt dieser Schichtgruppe fixiert: H. SEELMEIER (1939, S. 110) fand darin eine Brachiopodenfauna mit *Orthis patera* SALT, *O. vespertilio* SOW., *Strophomena grandis* SOW., *St. expansa* SOW. und *Leptaena* sp., wodurch Caradoc belegt ist. G. RIEHL-HERWIRSCH (1970, S. 206 f.) hat aus der gleichen Hangendtuffitpartie eine Conodontenfauna mit 12 Elementen, darunter *Acodus similis* RHODES, *Ctenognathus pseudofissilis* LINDSTRÖM, *Oistodus abundans* BR. & MEHL und *Walliserodus debolti* (REXROAD) gewonnen, die für höheres Caradoc bis Ashgill spricht. Reste von Radiolarien, Graptolithen, Chitinozoen und Scolecodonten stammen nach dem gleichen Autor (S. 205) aus dem Lydit im hangenden Tonschiefer nahe oberhalb der Vulkanitserie und könnten nach ihrem Habitus dem Ashgill oder bereits dem Silur angehören.

Betreffs des Alters des äquivalenten Anteiles der Eisenhutschieferserie im Westen der Gurktaler Decke berichtet R. HÖLL (1970, S. 210), daß die basale, an basischen Vulkaniten reiche Partie dem oberen Ordovic angehören dürfte, da in den hangenden Tonschiefern tieferes Silur durch Conodonten belegt ist.

1 a. Auch in der Gurktaler Decke treten die sauren Vulkanite, z. B. Tuffite von Quarzporphyren und bis 15 m mächtige Porphyroide, im Ordovic/Silur-Grenzbereich auf (R. SCHÖNENBERG, 1967, S. 475).

2. Das S i l u r in der Schieferfazies zeigt geringere Mächtigkeiten von etlichen Zehnermetern bis in den Hundertmeterbereich. Die Serie besteht aus Tonschiefern mit Einschaltungen von Quarziten, Kieselschiefern und wenig mächtigen Karbonaten in Form von Kalklinsen und Dolomitschollen. Die altersmäßige Einstufung konnte nicht auf Grund der geringen Makrofossilführung der Kalklinsen erfolgen (Crinoiden und *Favosites* E Kl. St. Paul nach E. STREHL, 1962, S. 50, 52), sondern ist vielerorts durch Conodonten aus den Karbonateinschaltungen vorgenommen worden. Im Ostteil der Gurktaler Decke konnten vom Silur folgende Stufen durch Conodontenfaunen belegt werden: Llandovery, Oberllandovery (e α_1) und Wenlock in Kalklinsen östlich von Kl. St. Paul (E. STREHL, 1962, S. 50, 52; E. CLAR et al., 1963, S. 29) enthielten Faunen mit *Pygodus*, *Spathognathodus* und ? *Ambalodus*. Für den Zeitraum zwischen Wenlock und Unterems sprechen Faunen aus der gleichen Gegend mit *Lonchodina* cf. *greilingi* WALL., *Trichonodella* aff. *inconstans* WALL., *Tr.* aff. *excavata* BR. & MEHL. Das Unterludlov ist durch eine Conodontenfauna mit *Spathognathodus sagitta bohemicus* WALLISER erfaßt worden (G. KLEINSCHMIDT et al., 1966, S. 114).

Auch aus dem Westteil der Gurktaler Decke, aus der dort als Eisenhutschieferserie bezeichneten altpaläozoischen Schieferfazies, ist durch R. HÖLL (1970 b, S. 208) der Silur-Anteil aus zum Teil reichen Conodontenfaunen der Dolomitschollen bewiesen worden. Im Raum der Turracher Höhe konnte oberes Llandovery/Unteres Wenlock durch *Neoprioniodus planus* WALL. und *Roundya latialata* WALL. gesichert werden, Unter- bis

Oberludlow (e β_1) wird durch eine Fauna mit *Ozarkodina fundamentata* (WALL.), der Bereich Unterludlow bis Unterdevon (Unterems) durch eine reiche Conodontenfauna von zwei Stellen, der Zeitraum von Wenlock bis Ems von weiteren drei Punkten durch derartige Faunen gesichert.

3. Schließlich ist in der schiefrigen Fazies auch noch das Devon mit rund 300 m Mächtigkeit repräsentiert, wie Conodontenfaunen mit *Polygnathus linguiformis* HINDE des Unterems bis Unteradorf aus einer Kalklinse östlich von Kl. St. Paul und eine Fauna mit *Palmatolepis transitans* MÜLLER und mehreren *Polygnatus*-Arten des Oberdevon (tiefes Adorf, to Iα) belegen (E. STREHL, 1962, S. 49 f., E. CLAR et al., 1963, S. 30). Als jüngster Fixpunkt wird dort noch eine Conodontenfauna des Oberdevon IIα angegeben. Daß auch im Turracher Gebiet Conodontenfaunen mehrfach Hinweise auf mögliches Unterdevon durch Reichweite vom Wenlock bis in das Ems geben, wurde oben erwähnt.

Seit längerem ist neben dieser Entwicklung des Altpaläozoikums im Raum von Althofen und Aich am Nordrand des Krappfeldes auch eine vorwiegend kalkige Ausbildung des Altpaläozoikums bekannt. Diese Althofener Fazies wurde zunächst durch E. HABERFELNER (1936) im Steinbruch bei Aich und dann durch F. SOLYOM (1942) auf der Basis von Makrofaunaneinstufung und Lithologie analysiert, wobei die kalkige Entwicklung vom Unterdevon (e γ) mit der Koralle *Actinostroma clathrata* NICH. bis in das Oberdevon verfolgt werden konnte. Zwei neuere Studien haben durch Conodonten den noch größeren stratigraphischen Umfang dieser kalkigen Entwicklung festgelegt (E. CLAR et al., 1963, S. 27, 30; H. SCHÖNLAUB, 1971, S. 292): Tonflaserkalke bei Mölbling könnten demnach bis in das Wenlock hinabreichen. Die 40 m mächtige kalkige Serie der Unteren Althofener Schichten reicht im Steinbruch von Aich vom höheren Unterdevon (Unterems mit *Polygnathus lenzi* KLAPPER, *P linguiformis foveolatus* PH. & J., *Spathognathodus steinhornensis* ZIEGLER etc.) bis in das untere Mitteldevon (Obereifel-Conodontenfauna). Es folgt der 3 m mächtige Althofener Biogenschuttkalk mit Rugosen, Tabulaten, Stromatoporen und Crinoiden mit einer Conodontenfauna mit *Polygnathus angustipennata* B. & Z., *P. linguiformis* HINDE, *Spathognathodus bidentatus* B. & Z. etc. des Obereifel. Nach weiteren 6 m Althofener Brekzie des Oberdevon (Nehden mit zahlreichen charakteristischen *Palmatolepis*- und *Polygnathus*-Arten) stellen sich 4 m mächtige Obere Althofener Schichten aus Kalken und Tonschiefern ein, die nach der Fauna mit *Icriodus alternatus* BR. & MEHL., *I cornutus* SANNEMANN und fünf *Palmatolepis*-Arten ebenfalls der Nehdener Stufe angehören. Über das Alter der tektonisch auflagernden Kieselschiefer und Lyditbrekzien ist die Meinung der Autoren geteilt. Höheres Nehden (Oberdevon II β) in Form von rotem Tonflaserkalk stellt die besonders durch *Palmatolepis*-Arten bisher als jüngste Ablagerung der Kalkfazies erfaßte Schichtgruppe dieses Raumes dar (E. CLAR et al. 1963, S. 30 f.).

Nach beträchtlicher Schichtlücke stellt sich im Hangenden des Altpaläozoikums der Gurktaler Decke in mehreren Abschnitten klastisches Oberkarbon als postorogenes Sediment der variszischen Gebirgsbildung mit einem gewissen Metamorphosehiatus ein (W FRANK & G. RIEHL-H., 1972). Am Westrand der Gurktaler Decke tritt es 190 m mächtig auf der Brunnachhöhe, eingewickelt unter dem Altpaläozoikum, diesem ursprünglich transgressiv auflagernd, heute verkehrt liegend, auf (K. LIEGLER,

1970, S. 31). Sowohl dieses wie weitere Vorkommen derartigen Oberkarbons (400 m mächtiges Vorkommen Königstuhl–Stangalm, Turrach, oberstes Gurkgebiet – vgl. R. SCHWINNER, 1931, S. 9 ff.; 1938; H. STOWASSER, 1956, S. 135, Taf. 2–3; J. PISTOTNIK, 1975, S. 135), sind demnach nicht mit dem südoberostalpinen Pfannockgneis im Sinne von H. FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB (1972, Taf. 1) zu binden, sondern echter Bestandteil der zentraloberostalpinen Serie der Gurktaler Decke.

SW Murau erstreckt sich als eigener Typus mit beträchtlichem Anteil an Glimmerschieferbrekzie das oberkarbone Paaler Konglomerat (H. STOWASSER, 1956, S. 135; A. THURNER, 1958 a, S. 31 f., P. THEYER, 1970, S. 53 ff.) – in seiner eigenartigen Position über den „Ackerlglimmerschiefern", offenbar samt diesen überschoben.

Diese Oberkarbonserie im Raum Stangalm–Turrach–Brunnacher Höhe im Westabschnitt der Gurktaler Decke besteht ganz allgemein aus karbonatfreien Klastika, aus Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern mit mehreren Pflanzen-führenden Horizonten. Die Gerölle der Konglomerate zeigen den Typus eines Restschotters, vorwiegend aus Quarz und Quarzit bestehend, selten trifft man Lydit und an der Basis Phyllitbrocken. Gradierung und Schrägschichtung der klastischen Bänke ist nicht selten. Das Schwermineralspektrum des stratigraphisch liegenden Teiles mit Turmalin, Apatit, Rutil, Zirkon und Titanit weist auf ein Liefergebiet aus Granit(gneis), im hangenden Anteil wird durch Zunahme des Granat-Biotit- (und Chlorit)gehaltes der Hinweis auf ein mesozonal metamorphes Liefergebiet gegeben (K. LIEGLER, 1970, S. 38 ff., Abb. 2).

Das Alter dieses Oberkarbons ist durch reiche, seit 1783 in der Literatur bekannte Pflanzenfunde im Zusammenhang mit den einstigen Kohlenbergbauen (siehe S. 452) und von weiteren zahlreichen Fundpunkten (Zusammenstellung bei R. SCHWINNER, 1938, S. 1191) nach Bestimmung der umfangreichen Flora bei D. STUR (1871, S. 148 f.) und durch W JONGMANS (1938 a, b) als Westfal D und Stefan fixiert. Als wichtigste Arten, deren gemeinsames Auftreten dieses Alter belegt, seien *Neuropteris ovata* HOFFM., *Pecopteris aborescens* BRGT., *P. densifolia* GOEPP., *P. polymorpha* BRGT. hervorgehoben, weiters *Calamites cruciatus* STERNBG., *C. undulatus* STERNBG., *Annularia stellata* SCHL., *Asterophyllites equisetiformis* SCHL., *Sphenophyllum fimbriatum* UNGER, *Lepidodendron rimosum* STERNBG., *Sigillaria laevigata* BRGT. und *Odontopteris reichiana* GUTBIER angeführt.

Eigene Aufsammlungen an der klassischen Lokalität am Stangnock-SE erbrachten eine Flora mit *Cyclopteris,* die das Stefan belegt. M. BOERSMA & H. v. AMEROM haben 1976 daraus folgende Formen bestimmt: *Annularia stellata* (STERNBG.) WOOD, *Calamites* gr. *varians* STERNBG., *Calamostachys* sp., *Lepidophyllum triangulare* ZEILL., *Odontopteris brardi* BRONGNIART, *Pecopteris* gr. *candolleana* BRGT., *P. hemitelioides* BRGT., *P* cf. *unita* BRGT., *Sigillariophyllum* sp., *Sphenophyllum* cf. *oblongifolium* G. & K., *Ovopteris pecopteroides* (LANDESKROENER) REICHARDT und *Cyclopteris* sp.

Aus der Neuaufsammlung vom Königstuhl, 250 m WNW vom Gipfel, bestimmten die genannten Autoren *Alethopteris* sp., *Aphlebia* gr. *adnascens* (L. & H.) PRESL, *Cordaites* sp., *Dicksonites plueckenetii* (SCHL.) STERZEL, *Lineopteris neuropteroides* (GUTBIER) POT., *Odontopteris minor* BRGT. und *Pecopteris* sp., wonach ein Alter von Westfal D–Stefan in Frage kommt.

Im Ostabschnitt der Gurktaler Decke tritt das Oberkarbon

in mehreren kleinen isolierten Resten, teils als Basis der Permotrias auf. 1. Am SW-Hang des Christophberges, 15 km NE Klagenfurt, wurde auf Grund der Makroflora dieser 2 m mächtigen Sandstein-Tonschiefer-Serie mit *Alethopteris subelegans* POT., *Cordaites principalis* GERM., *Pecopteris arborescens* BRGT. etc. sowie einer Sporenflora mit acht verschiedenen Formen als Alter zunächst Westfal D bis Stefan A (G. RIEHL-HERWIRSCH, 1962, S. 245; 1965, S. 233; G. RIEHL-H. & W WASCHER, 1972, S. 129) angenommen, später auf höheres Stefan revidiert (F. THIEDIG et al., 1975, S. 272). 2. Am Ulrichsberg, 7 km N Klagenfurt wurde durch *Annularia* cf. *stellata* (SCHLOTH. ex STERNBG.), *Pecopteris arborescens* BRGT., *P. polymorpha* BRGT., *Acitheca polymorpha* (BRGT.) SCHIMPER, aber auch Arten der besonders im Stefan auftretenden Gattungen *Odontopteris*, *Taeniopteris* und *Walchia* (?) für dieses 10 m mächtige Karbon ein Alter nicht höher als Stefan A, eher jünger, bestimmt (J. KAISER, 1972, S. 77; H. AMEROM & M. BOERSMA, 1974, S. 11). 3. Das schiefrige Oberkarbon SE St. Paul mit *Pecopteris polymorpha* BRGT., *P. hemitelioides* BRGT., *Neuropteris cordata* BRGT. und *Calamites* weist auf eine Einstufung in das Oberstefan hin (F. THIEDIG & D. K., 1974, S. 81). Ad 1. Das „Karbon" vom Christophberg hat nach letzter Mitteilung von H. AMEROM et al. zufolge von *Callipteris conferta* Rotliegend-Alter!

Das Unterperm (tieferes Rotliegendes) ist in erster Linie durch die dunkelrot gefärbten Werchzirmschichten vertreten, der obere Teil des Rotliegenden wird bereits in dem auflagernden höherpermischen Sandsteinkomplex der Griffener Schichten inbegriffen sein. Die Erfassung dieser dunkelroten Serie aus Tonen, Konglomeraten und Sandsteinen im Hangenden des Stangalm-Karbons geht auf R. SCHWINNER (1931, Kt.; 1939, S. 1193 ff.) zurück, der sie aus der Region der Werchzirmalm westlich von Turrach (vgl. H. STOWASSER, 1956, S. 138) beschrieben und als Perm eingestuft hat. Die gleiche dunkelrot gefärbte Serie aus Tonen, Fanglomeraten, Silt- und Sandsteinen konnte G. RIEHL-HERWIRSCH (1965, S. 234 ff.; G. RIEHL-H. [& W WASCHER], 1972, S. 134, Abb. 4) in einer Mächtigkeit von maximal ungefähr 150 m im Profil des Christophberges 15 km NE Klagenfurt, im Hangenden des Makroflora-Horizontes auffinden. Charakteristisch für diese Folge sind hier 1 m mächtige Tuffe nahe der Basis (Christophberg-Basistuff), die von einem Eruptivgestein der Zusammensetzung eines Biotitquarzporphyrites abgeleitet wurden. Etliche Zehnermeter mächtig hingegen ist die Vulkanitserie, welche diese dunkelrote Rotliegendserie im Hangenden abschließt (Christophberg-Hangendtuffserie). Hiebei handelt es sich um saure graugrüne Tuffe und Tuffite, die den so weiträumig erfaßbaren sauren Unterrotliegend-Vulkanismus anzeigen. Nach der Position dieser roten Serie im Hangenden des pflanzenführenden basalen Perm und im Liegenden des nach seiner regionalen Einstufung offenbar noch dem Unterrotliegend angehörigen sauren Vulkanithorizontes hat G. RIEHL-HERWIRSCH (l. c.) die Einstufung in das Unter- bis Mittelrotliegend vornehmen können. Eine weitgehend gleichartige, fast 200 m mächtige Serie des Rotliegenden samt Basistuffen (hier 7 cm mächtig) und Hangendtuffen wurde jüngst aus dem Griffener und St. Pauler Bergland durch F. THIEDIG et al. (1974, S. 106; 1975, S. 272 ff.) beschrieben – vgl. Abb. 136. F. THIEDIG (1975, S. 178, Abb. 2) hat auf die noch in dieser Zeit des Rotliegenden herrschende synsedimentäre variszische Tektonik aufmerksam gemacht, die erst mit Einsetzen der Griffener Schichten erlahmt ist. In nomenklatorischer Hinsicht sei vermerkt, daß die für diese Serie im Ostteil der Gurktaler Decke verwendeten Begriffe

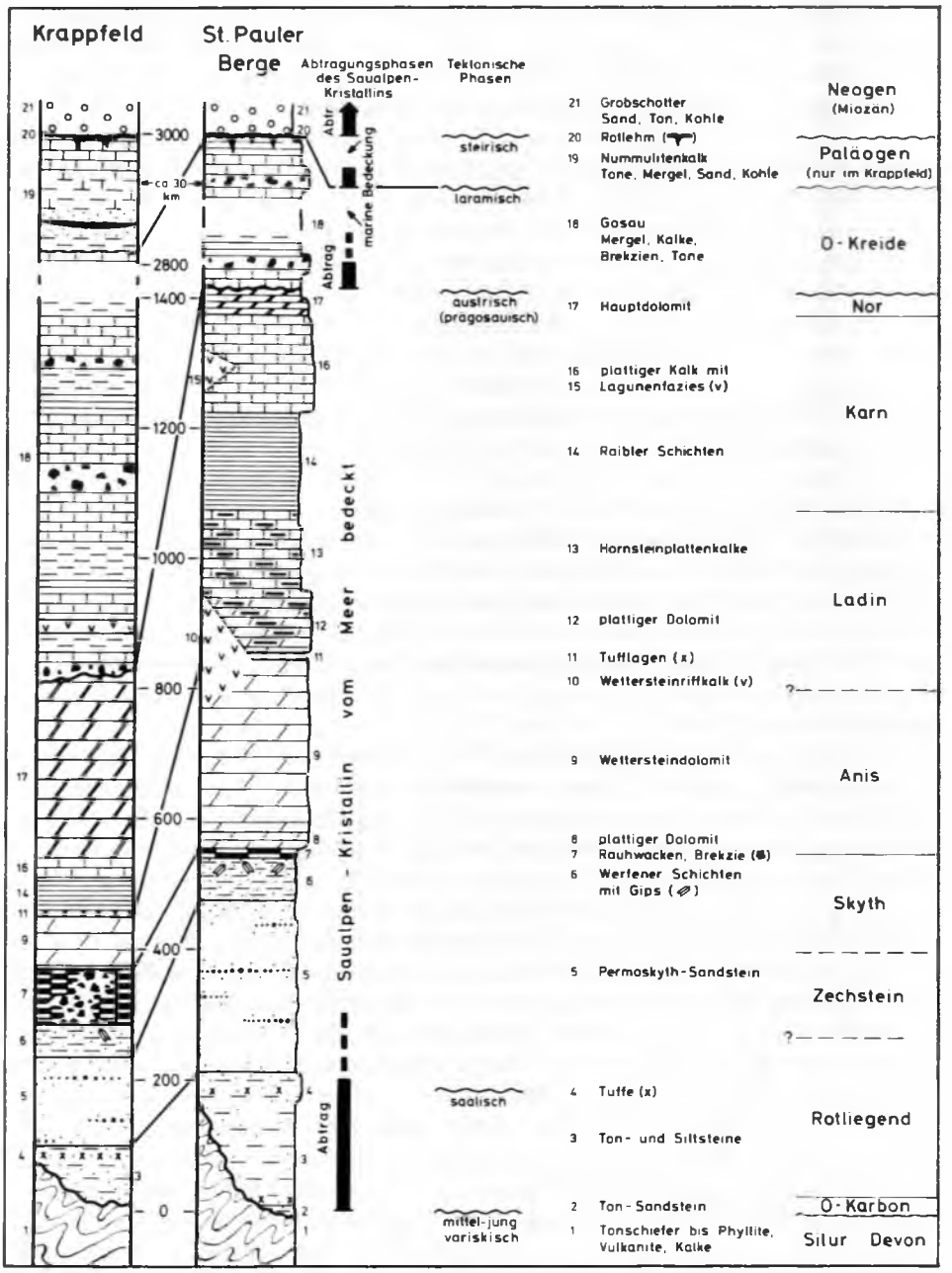


Abb. 136: Säulenprofile durch die alpidische Serie im Ostteil der Gurktaler Decke im Raum Griffen-St. Paul nach F. Thiedig (1975, Abb. 1).

wie „Christophberg-Schichten" (A. TOLLMANN, 1972 e, S. 91) bzw. synonym dazu „Freudenberg-Schichten" (G. RIEHL-H., 1972, S. 134, Abb. 4) oder auch „Tiefrote Serie" (F. THIEDIG & M. CHAIR, 1974, S. 108) gegenüber dem Begriff „Werchzirmschichten" mit seiner eindeutigen Priorität zurückstehen müssen.

Die Griffener Schichten – in einer gegenüber der Originalbeschreibung durch P. BECK-MANNAGETTA (1953, S. 132) unter Ausklammerung der Werchzirmschichten an ihrer Basis enger gefaßte Form – überlagern diese erstgenannte Serie im Ostteil der Gurktaler Decke in Form eines etwa 250 m mächtigen Sandstein-Konglomerat-Komplexes, der altersmäßig nach seiner Position in der Gesamtfolge – (Fossilien fehlen) – vom Rotliegenden bis zum Ende Perm emporreicht. Der hangend folgende, lithologisch ähnlich ausgebildete skythische Buntsandstein, der im Drauzug durch G. NIEDERMAYR (et al.) 1975, 1977, bereits abgegliedert ist (S. 601), muß auch hier durch lithologische Untersuchungen von den Griffener Schichten abgetrennt werden. Der hier verwendete Begriff „Griffener Schichten" für diese höherpermische eigenständige Serie ist wegen der vielfach grobklastischen Ausbildung als Unterbegriff zu „Grödener Schichten" anwendbar – mit welchem Namen die entsprechenden Serien in Kärnten im Sinne von F. KAHLER (1934, S. 6; 1962, Lex. strat., S. 176 f.) ebenfalls bezeichnet werden könnten. Nach Ausgliederung des Werchzirmschicht-Anteiles aus der permischen klastischen Serie und Abtrennung des Buntsandsteins entspricht die Verwendung der Bezeichnung Grödener Schichten bzw. Griffener Schichten voll den stratigraphischen Nomenklaturregeln, während die von G. RIEHL-HERWIRSCH ab 1965, S. 246, 251, vorgenommene Umbenennung dieser klar genug definierten Schichtglieder in den Sammelbegriff „Permoskythsandstein" einen Rückschritt darstellt, keineswegs den Regeln der stratigraphischen Verfahrensweise gehorcht und abzulehnen ist.

In lithologischer Hinsicht beinhalten die Griffener Schichten (Abb. 136) rötliche Quarzsandsteine, seltener Arkosen, vereinzelt tonige Lagen. Konglomerat-Horizonte stellen sich besonders im unteren und mittleren Teil der Schichtgruppe ein. Diese Konglomerate enthalten außer dem dominierenden Quarz auch Werchzirmschichten, Quarzite, Lydite, ferner Glimmerschiefer und Gneise, schließlich häufig gut gerundete Quarzporphyre als Komponenten. Die Griffener Schichten sind ein typisches Schichtglied der südoberostalpinen Zone in Kärnten nördlich der Periadriatischen Linie und sind vom Drauzug an über die eingewickelte Permotrias der Pfannockscholle im Streifen des Stangalm-Mesozoikums bis auf den Rücken der Gurktaler Decke verfolgbar. Weitere Angaben sind bei P. BECK-MANNAGETTA (1953, S. 132; 1955, S. 69), G. RIEHL-H. & W WASCHER (1972, S. 134), A. TOLLMANN (1972 e, S. 91), F. THIEDIG & M. CHAIR (1974, S. 110) und F. THIEDIG et al. (1975, S. 273) zu finden.

Die skythische Serie im Hangenden der Griffener bzw. Grödener Schichten wird in der Hauptsache in ihrem tieferen Teil durch Buntsandstein repräsentiert. Erst aus dessen Oberteil entwickelt sich ohne Hiatus durch allmählichen Übergang der Typus der Werfener Schichten. Sie bestehen aus einer dünnbankigen, feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteinserie sowie tonig-siltigen Schiefern mit rötlichen, violetten, grünen und grau-braunen Farben. Im Bereich der St. Pauler Berge erlangen die Werfener Schichten 40–60 m, bei Griffen 80 m Mächtigkeit (F. THIEDIG et al., 1975, S. 275). In den obersten Partien sind beim Bau des Langenbergtunnels SW St. Paul reichlich Gipslagen angetroffen worden (H. SEELMEIER, 1961, S. 1, 4; 1963, S. 252). Detailprofile durch die

Werfener Schichten der Krappfeldtrias gab W Wascher (in G. Riehl-H. & W.) 1972, Abb. 5.

Die Werfener Schichten sind in diesem südoberostalpinen Bereich ausschließlich auf das Oberskyth, wahrscheinlich sogar nur auf den höheren Teil des Campil begrenzt, wie alle bisher gefundenen Faunen anzeigen: Die Fauna vom Ulrichsberg NE Klagenfurt mit Pflanzenresten von *Voltzia* und mit 22 Arten in der Makrofauna, darunter *Pseudomonotis (Eumorphotis) venetiana* (Hauer), *P. telleri* Bittner, *Naticella costata* Mstr., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Dinarites muchianus* (Hauer) und weitere *Dinarites*-Arten, ist von H. Zapfe (1958, S. 156) beschrieben worden. Die Fauna aus den Werfener Schichten der Griffener und St. Pauler Region gaben P. Beck-M. (1953, S. 133; 1955, S. 70; M. Chair et al., 1973, S. 61; F. Thiedig et al., 1975, S. 273) bekannt: Das Auftreten von *Dinarites laevis* (Tomassi), *D. muchianus* (Hauer), *D. dalmatinus* (Hauer) und *Tirolites* südlich von St. Paul ist hervorzuheben.

Die karbonatische Trias ist im Süden des Krappfeldes im Triaszug Eberstein–Launsdorf breit entwickelt (Ebersteiner Trias) und nimmt im SE der Saualpe den Raum zwischen Griffen und St. Paul ein. In beiden Regionen wird sie von Gosau überlagert. Kleinere Triasvorkommen finden sich noch im Ostteil des Klagenfurter Beckens und auf den Ausläufern der Gurktaler Decke im SE, jenseits der Landesgrenze. Die Klarstellung der nordalpinen Faziesentwicklung dieser Vorkommen am Rücken der Gurktaler Decke einschließlich deren Ostausläufer (A. Tollmann, 1963 a, S. 59) war wesentlich für die großtektonische Gliederung, wesentlich für die Abtrennung dieses oberostalpinen Stockwerkes von den tieferen Einheiten mit zentralalpiner Fazies des Mesozoikums.

Die Entwicklung der Trias des Krappfeldes wurde in unserem Jahrhundert zunächst durch K. Redlich (1905) geologisch untersucht, in den Jahren 1930–1936 hat O. Gugenberger in zahlreichen Artikeln mehrere hundert Arten der überaus reichen karnischen Fauna der Carditaschichten von Launsdorf beschrieben, darunter 40 Ammonitenarten, unter welchen *Trachyceras aon* Mstr. und *T. austriacum* Mojs. vertreten waren. Nach der Untersuchung von F. Solyom (1942) ist die Krappfeldtrias wiederum in der Dissertation von W Wascher (1969) analysiert worden – vgl. Abb. 136, wonach sich im wesentlichen folgendes Bild der karbonatischen Trias ergibt:

Das basale Anis wird durch die Reichenhaller Rauhwacke repräsentiert, die mit Dolomitbrekzien wechsellagert und gegen Hangend mit dunklem Dolomit mit *Costatoria* cf. *costata* (Zenker) vergesellschaftet ist. Dem Anis wird die gegen oben hin folgende, bis 50 m mächtige Dolomitbrekzie sowie der ihr auflagernde dunkelgraue, gebankte bis massige Dolomit in Mächtigkeiten von 5–30 m angehören. In den obersten Lagen dieses ebenflächigen Dolomites schalten sich Tonschieferniveaus mit cm-dünnen Sandsteinbändern ein, die meist wenige cm, maximal 40 cm Stärke erreichen. Auch noch der darüber folgende knollig-welligschichtige kalkige Dolomit und der auflagernde geringmächtige, gut gebankte, graue, rot verwitternde Dolomit werden wohl dem Anis (/Ladin-Grenzniveau) angehören.

Das Ladin wird durch einen 50–70 m mächtigen hellgrauen bis weißen Wettersteindolomit mit Foraminiferen, Gastropoden und Crinoiden im Liegenden und einem tuffführenden, Hornstein-hältigen Plattenkalk/Dolomit-Komplex im Hangenden repräsentiert. Die letztgenannte auffällige tuffführende Serie, die bereits von K. Redlich

(1905, S. 330) erfaßt und geschildert worden ist, kann nach dem Auftreten von *Daonella* cf. *parthanensis* SCHAFH. den Wengener Schichten, also dem Oberladin im heutigen Sinne, gleichgesetzt werden. Diese oberladinische Serie enthält kieselige, gebankte, grünlichgelbe Dolomite mit Hornsteinen, bräunliche kalkige Dolomite mit schwarzen Hornsteinschlieren und blaugraue tonige Hornsteinkalke. In den Dolomiten sind in einem 6 m mächtigen Bereich die erwähnten Tuffe eingeschaltet, mit denen zugleich Hornsteinmassen und schwarze Kieselschiefer erscheinen. Die Tuffe sind aus glasreicher Staubasche eines Trachyandesites hervorgegangen (W FRITSCH, 1963 b, 69 ff.; F. THIEDIG, 1975, S. 179).

Das K a r n gliedert sich in einen tieferen schieferreichen Anteil mit 15–20 m mächtigen schwarzen sterilen Tonschiefern mit cm-starken Sandlagen und einem hangend folgenden, etwa 20 m mächtigen, hellgrauen, plattigen Kalkmergel mit Einschaltung von Oolithen, Foraminiferenkalken und Makrofossil-führenden Kalklagen, sowie in einen kalkigen Oberteil, der stellenweise reich an Fossilien ist. Faunen aus diesem Karn hat bereits K. REDLICH (1905, S. 331) beschrieben und hat in ungeahntem Umfang O. GUGENBERGER (siehe oben) bekannt gemacht. W WASCHER (1969, S. 103) hat besonders auf die Crinoidenkalke mit Massen von *Isocrinus tyrolensis* LAUBE hingewiesen. Von H. GALLENSTEIN (1915, S. 26 f.; 1918, S. 51) wurde früh auf die Foraminiferen dieses Karn aufmerksam gemacht. O. KRAUS (1969, S. 96) gibt als Maximalmächtigkeit des Karn 120 m an.

Mit dem maximal 280 m mächtigen, im Hangenden bereits vorgosauisch abgetragenen n o r i s c h e n H a u p t d o l o m i t schließt die Krappfeldtrias und wird transgressiv von der Gosau (siehe S. 439) überlagert.

In f a z i e l l e r H i n s i c h t zeigt diese Permotriasserie im Perm, im Skyth, in der Mitteltrias durchaus eigenständige Züge, die in den tieferen Schichtgliedern (Griffener Schichten etc.) die Zugehörigkeit zum südoberostalpinen Raum belegen und dessen Eigenart in der karbonatischen Trias besser charakterisieren. Die Obertrias ist dem Grundtypus der nordalpinen Fazies, wie er in den Kalkalpen vertreten ist, stärker angenähert. Die Schwermineralassoziation mit Vorherrschen von Turmalin, Zurücktreten von Granat und Fehlen von Apatit verbindet das Krappfeld-Karn eng mit dem westlichen Drauzug (Turmalinprovinz), während im Karn der Nordkarawanken Granat dominiert (Granatprovinz) – O. KRAUS, 1969, S. 121. Zur zentralalpinen Faziesregion des Unter- und Mittelostalpins einschließlich der Melitzenscholle der Stangalmtrias und zum Mittelkärntner Triaszug E Rosegg bestehen auf Grund der eigenen Kenntnis des Verfassers gegenüber der Darstellung von W WASCHER (1969, S. 177, 181) durchaus keine guten faziellen Beziehungen.

Zur Kenntnis der Mittel- und Obertrias von G r i f f e n u n d S t. P a u l haben nach der klassischen Arbeit von H. HÖFER (1894) besonders die Studien von P. BECK-MANNAGETTA (1953, 1955) und F. THIEDIG et al. (1975) beigetragen – vgl. Abb. 136. Die karbonatische Schichtfolge beginnt mit wenigen Metern Reichenhaller Rauhwacke (die heute eher zum S k y t h gestellt wird), das A n i s umfaßt im Westen von St. Paul bis 150 m mächtige dunkle geschichtete Dolomite, überlagert von dunklem, brekziösem und schließlich mächtigem, hellem, massigem Dolomit, in dessen 250 m Mächtigkeit e i n a n i s i s c h e r u n d l a d i n i s c h e r A n t e i l steckt.

Im t i e f s t e n K a r n tritt im C o r d e v o l Fazieswechsel zwischen hellem,

fossilreichem, massigem, bis 150 m mächtigem Riffkalk mit *Cidaris*-Stacheln und einer geschichteten Fazies eines tieferen Ablagerungsbereiches mit fast 20 m mächtigem Hornstein-führendem Dolomit mit drei grünen Tufflagen von 15 cm bzw. 25 cm Stärke (D. KLUSSMANN et al., 1973, S. 63; F. THIEDIG et al., 1975, S. 276) und bis 250 m mächtigem Hornsteinplattenkalk, aus dem P. BECK-MANNAGETTA (1955, S. 74 f.) eine Daonellenfauna mit *Daonella* cf. *tyrolensis* MOJS. beschrieben hat, ein.

Das Jul setzt mit bis 150 m mächtigen Halobienschiefern mit *Halobia* aff. *rugosa* GUEMBEL und Trachyceraten ein. Aus eingeschalteten dunklen Kalklinsen stammt *Pecten subalternicostatus* BITTNER. Die Algen *Teutloporella herculea* STOPP. aus Ladin-Karn und *Poikiloporella duplicata* PIA des Karn hat der auflagernde, bis 150 m mächtige, helle, geschichtete oberkarnische Kalk geliefert, an dessen Obergrenze der bei Griffen 30 m mächtige Cidariskalk zu stellen wäre. Vom Nor sind nur geringfügige Reste des Hauptdolomites erhalten.

Das jüngste Glied der Schichtfolge der Gurktaler Decke stellt die Gosau dar. Die St. Pauler Gosau lagert transgressiv über gefaltetem Untergrund und setzt über verschieden alten Triasgliedern auf. Im Norden wird sie bald von den miozänen Granitztaler Schottern verdeckt (P. BECK-MANNAGETTA, 1955, Taf. 4). Der älteste Gosauanteil, mit Oberconiac einsetzend, liegt östlich des Lavanttales S Weinberg (P. BECK-MANNAGETTA, 1964 b, S. 7); nördlich von Weinberg ist der Bereich (Obersanton-) Campan durch eine Makrofauna mit *Radiolites organisans* MONTF., *Hippurites oppeli* DOUV., *Nerinea buchi* (KEFERST.), *Actaeonella gigantea* SOW. etc. belegt. Am nördlich benachbarten Rainkogel sind in den Hippuritenriffkalken gleichen Alters (nach R. OBERHAUSER, 1963, S. 57: Obercampan) *Radiolites styriacus* (ZITTEL), *Hippurites cornuvaccinum* BRONN etc. häufig. Aus Mergelserien wurden reiche *Globotruncana*-Mikrofaunen des höheren Campan beschrieben. Auch westlich der Lavant reicht die Gosau, erosiv bedingt, nicht höher als in das Campan empor (F. THIEDIG et al., 1975, S. 277). Reiche Foraminiferenfaunen aus der St. Pauler Gosau hat R. OBERHAUSER (1963, S. 58 ff.) beschrieben, der die faziellen Gemeinsamkeiten zwischen den zentralalpinen Gosauvorkommen wie Kainach, Krappfeld, St. Paul und Jesenkoberg im Bachern, also gegen Süden hin, betont.

Die Krappfeld-Gosau, kartenmäßig bereits von H. BECK (1931) aufgenommen, umfaßt eine auf weiten Strecken durch Brüche begrenzte, über 2000 m mächtige Oberkreide, die vielleicht mit Obersanton oder erst mit dem mächtigen Campan einsetzt und bis in das Untermaastricht emporreicht, sowie einen – nach Schichtlücke im höheren Maastricht und Paleozän aufsetzenden – eozänen Anteil. Die Kreideserie erstreckt sich von St. Florian W Eberstein im Süden bis Guttaring im Norden, Eozän bedeckt das Gebiet SW Kl. St. Paul und W Guttaring (J. v. HINTE, 1963, Beil. 2; F. THIEDIG, 1970, Abb. 3). Nach den klassischen Studien von K. PENECKE (1884) und K. REDLICH (1905) sind aus neuerer Zeit besonders die mikropaläontologischen Untersuchungen durch A. PAPP (1955, mit Zitaten der vorangegangenen Untersuchungen), R. OBERHAUSER (1963, S. 55 ff.) und die monographische Bearbeitung durch J. v. HINTE (1963) hervorzuheben.

Mehr noch als die St. Pauler Gosau greift jene des Krappfeldes verschieden tief auf Schichtglieder des gefalteten Untergrundes über: Sie transgrediert im Raum Eberstein auf Hauptdolomit, bei Wietersdorf auf Mitteltrias, nördlich davon auf Alt-

paläozoikum (F. THIEDIG, 1975, S. 179). Das Basiskonglomerat beginnt mit wildbachartigem Schutt und geht gegen Hangend in Strandkonglomerat über (P. HERRMANN & W WASCHER, 1972, S. 299). Entgegen der Darstellung von J. v. HINTE, der die tiefsten 130 m und die folgenden 1000 m der Kreideserie über dem Basalkonglomerat, bestehend aus einer kalkigen bis kalkig-detritischen Serie mit einzelnen Silt- und Mergellagen, in das Oberconiac und Santon stellte, ist mit R. OBERHAUSER (1963, S. 56) für diese tiefe Gosau im Krappfeld kein Nachweis erbracht, da die angeführten Foraminiferenfaunen mit *Globotruncana elevata* (BROTZEN) erst ab Campan auftreten. Auch die als Untersanton von O. KÜHN (1960, S. 48) aus Wietersdorf eingestufte reiche Rudistenfauna ist in ihrer Altersstellung zu revidieren. Mikrofaunen aus dem Basisbereich der Kreideserie bei St. Florian und Mannsberg haben nach F. THIEDIG (1975 b, S. 500) Obersanton bis Untercampan ergeben. Der Hauptteil der Krappfeldgosau würde demnach in das Campan fallen, über welchem nur in den obersten 300 m der Oberkreide noch Untermaastricht nachgewiesen ist. In der an Mergeln und Sandsteinen reichen Folge des Obercampan sind bereits bei A. PAPP (1955, S. 322, Tab. 1) zahlreiche Großforaminiferen namhaft gemacht worden, so z. B. *Pseudorbitoides longispiralis* PAPP & KÜPPER, *P. trechmanni* DOUV., *Lepidorbitoides minima* DOUV., *Orbitoides tissoti* SCHLUMB., O. *media* (d' ARCH.), O. *jaegeri* PAPP & KÜPPER, *Siderolites vidali* DOUV. etc. In den von J. v. HINTE und A. PAPP (l. c.) angeführten Foraminiferenfaunen ist *Globotruncana elevata* (BROTZEN) ab Beginn des Campan bezeichnend, begleitet von *G. coronata* BOLLI, *G. angusticarinata* GAND., *Stensiöina exsculpta* RSS. etc. Im höheren Obercampan erscheinen *G. rosetta* (CARSEY), *G. stuarti* (LAPP.), *G. citae* BOLLI etc. Auch *G. calcarata* (CUSHM.) und die Großforaminifere *Siderolites calcitrapoides* LAM. als Indexformen des obersten Campan sind vertreten. Das Maastricht ist durch *Bolivinoides draco draco* (MARSSON), *Bolivina incrassata* REUSS, *Globotruncana gansseri* BOLLI, *Neoflabellina reticulata* (REUSS) etc. belegt. Ferner ist im Maastricht wiederholt der Ammonit *Pachydiscus neubergicus* (HAUER) gefunden worden (A. REDLICH, 1905, S. 338; F. THIEDIG, 1975, S. 500). Durch neue Funde von Ammoniten bei Wietersdorf konnte durch F. THIEDIG & J. WIEDMANN (1976, S. 24) das Untermaastricht durch eine Fauna mit *Pseudokossmaticeras brandti* (REDT.), *P. galicianum* (FAVRE), *P. tercense* (SEUNES), *Pachydiscus* aff. *neubergicus* (HAUER) und *P. carinthiacus* THIEDIG & WIEDM. belegt werden. Der Fund eines Belemnitenrestes von *Belemnitella* gr. *junior* NOWAK könnte als Hinweis auf Erhaltung eines unteren Obermaastricht-Anteiles gewertet werden. Eine Zusammenstellung der reichen Makrofauna der Krappfeldkreide findet man bei A. REDLICH (1905, S. 334 ff.), eine Beschreibung der Rudisten bei O. KÜHN (1960, S. 48).

Eine interessante, 10 m mächtige Brekzie aus dem Obercampan bis Maastricht innerhalb der kalkig-mergelig-sandigen Folge des Krappfeldes ist von F. THIEDIG (1975 b, S. 505 ff.) in den Wietersdorfer Steinbrüchen analysiert worden. Sie schaltet sich in einer flyschartigen Sedimentationsfolge ein und enthält bis kubikmetergroße Blöcke. Als Komponenten stellen sich überwiegend Kreidekalke, Kreide-Kalkmergel mit Wickelstrukturen und untergeordnet Materialien des Beckenuntergrundes ein. Gebildet wurden diese Brekzien im Zuge von durch Erdbeben ausgelösten Felsstürzen, die submarine Schlammströme produzierten und schließlich im Bereich des inneren Sedimentfächers der Turbiditsedimente zur Ablagerung gelangten.

Vom Alttertiär ist Ypres und Lutet nachgewiesen, die diskordant der Oberkreide auflagern. Die von J. v. HINTE (1963, S. 23, 32) ursprünglich als basales Alttertiär, als Paleozän, betrachteten Roten Speckbauer-Tone haben sich nach F. THIEDIG (1970, S. 98) als Bestandteil einer weit verbreiteten helvetischen Rotlehmserie, von den Waitschacher Schottern überlagerte, erwiesen. Dem Ypres gehört die Höhenwirt- (Sittenberg-) Serie an, eine Folge aus Sandstein, Konglomeraten, Mergeln, Tonen und fossilreichen Kalken mit zwei Kohlenflözen. Die Kalke sind durch Groß- und Kleinforaminiferen in das Untereozän eingestuft. Das auflagernde, jüngste Glied der Schichtfolge des Krappfeldes sind die vom Ypres in das Lutet reichenden Nummulitenschichten, eine sandig-mergelige Abfolge mit Mollusken – auch Nautili (K. FRAUSCHER, 1895, S. 190 ff.) –, Echiniden, Großforaminiferen wie Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen, Operculinen, Alveolinen und Kleinforaminiferen wie *Stomatorbina torrei* (CUSH. & BERM.), die noch auf Lutet hinweisen (K. PENECKE, 1884; A. LIEBUS, 1927).

d) Tektonik

Die Umgrenzung der Gurktaler Decke gegenüber dem mittelostalpinen Kristallin und seinen mesozoischen Resten erfolgte S. 198 und Abb. 106, wobei auch die Kriterien zur Abtrennung der beiden Großeinheiten Erwähnung fanden. Die West- und Nordwest-Grenze ist durch das Stangalm- und Flattnitzer Mesozoikum markiert. Die Südgrenze von Arriach weg um die Gerlitzen zum Nordrand des Klagenfurter Beckens ist durch eine durch Diaphthorese ausgezeichnete erstrangige Bewegungszone gekennzeichnet. Im Osten der Decke fehlen zwar mesozoische Einklemmungen zum kristallinen Untergrund, aber hier sind heute gleich zwei tektonische Grenzflächen bekannt, die die schwach- bis nichtmetamorphe Masse der Gurktaler Decke vom Sockel tektonisch trennen und sind auch für alpidische Zeit verfügbar: (1.) Die höhere Grenze, die durchlaufend die höhere Teileinheit, die Stolzalpen-Teildecke, vom darunterliegenden epimetamorphen Paläozoikum, der Murauer Teildecke, trennt; (2.) ferner aber die Bewegungsfläche zwischen dem epimetamorphen tektonischen Stockwerk und dem darunter vielfach diaphthoritisierten Sockel (Abb. 106). H. FLÜGEL (1975, S. 20) hat auf die Möglichkeit verwiesen, daß auch die obere Grenzfläche die Haupttrennungsfuge zwischen Ober- und Mittelostalpin sein könnte.

Im großen gesehen zeigt der Deckenkörper der Gurktaler Decke als Ganzes eine Reihe von flachen Mulden und Aufwölbungen in der Längsrichtung, der W-E-Richtung, zusätzlich ein Ausheben gegen Westen und eine bruchtektonische Zustutzung am Ostrand im Bereich der Noreialinie (vgl. S. 269). Eine flache Längswellung bildet im Norden die Stolzalpen-Einmuldung, es folgt im Süden das flache Murauer Gewölbe, die Frauenalpen-Einmuldung, dann die Aufwölbungszone des Oberhof-Metnitz-Friesacher Fenster- und Halbfenstergebietes, schließlich die breite Hauptmulde im oberen Gurktal (Gurktaler Mulde), die ENE-streichende Hochzone des Wimitzfensters, an die sich im Süden schließlich im Abschnitt Feldkirchen und St. Veit die Glantaler Schuppenzone anreiht. In den beiden letztgenannten Aufbruchszonen kommt der mittelostalpine Untergrund mit seinen höhermetamorphen Serien, die entlang der Bewegungszone im Hangenden diaphthoritisch beeinflußt sind, an die

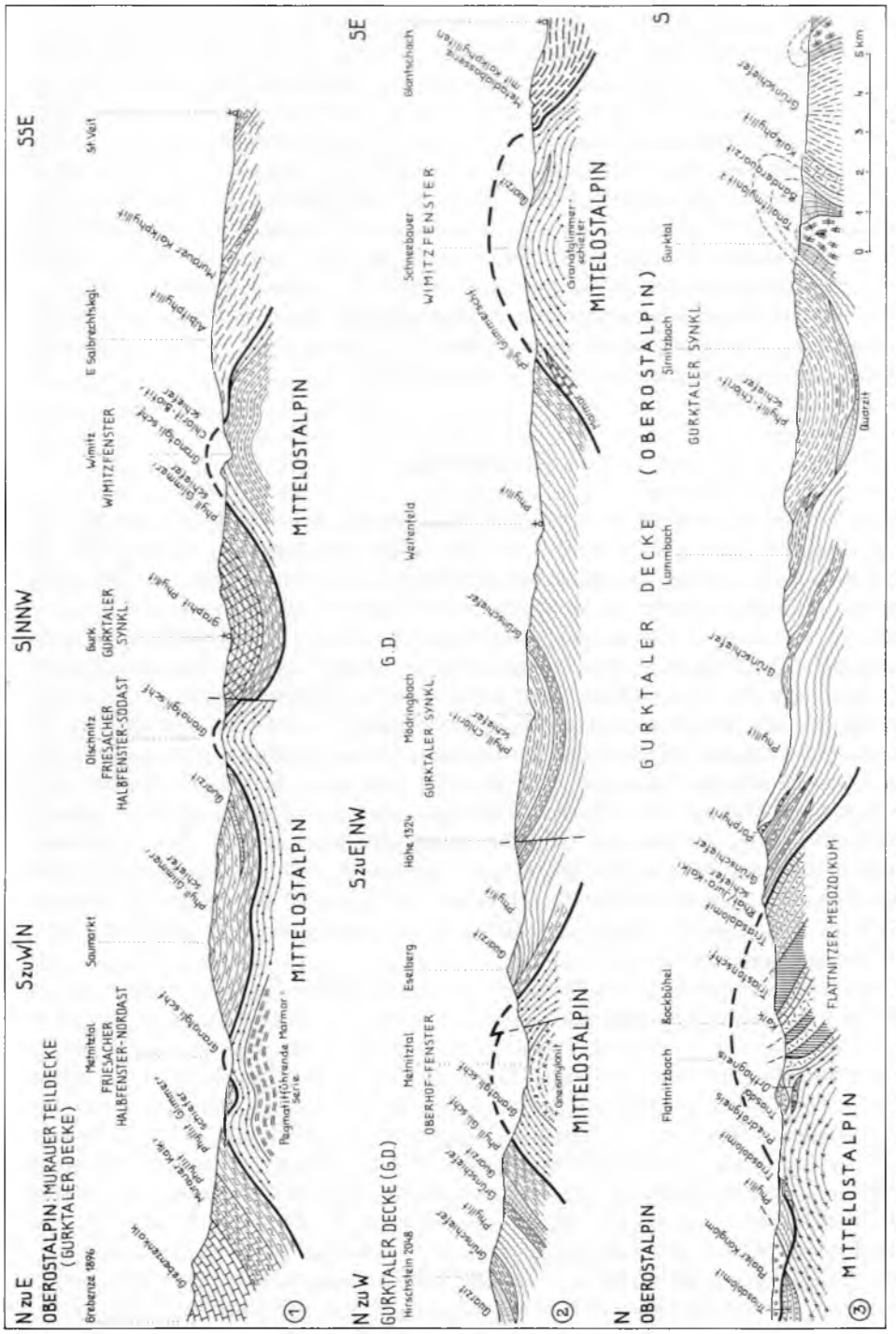


Abb. 137: Profile durch den zentralen Teil der Gurktaler Decke. Zeichnung teilweise auf Grund von Taf. 5 und 8 bei P. Beck-Mannagetta (1959).

Oberfläche. In all den Profilen durch diesen Raum (Abb. 137) kommen die genannten Hauptstrukturen zum Ausdruck.

Im folgenden sollen einige Einzelheiten der Struktur der Gurktaler Decke, von Westen nach Osten fortschreitend, erörtert werden. Über den westlichsten Abschnitt der Decke zwischen Innerkrems, Kl. Kirchheim und Arriach gibt nach den Skizzen von R. SCHWINNER (1927, S. 352) und W PETRASCHECK (1927, S. 154 f.) besonders die Monographie von H. STOWASSER (1956, Taf. 2–3) erste Übersicht. Als Grundzüge des Baues dieses westlichsten Abschnittes sei festgehalten: Über dem aufrecht lagernden mittelostalpinen Mesozoikum der Melitzenscholle und einer Phyllonitzone (Karlwandschuppe) ist noch ein im Süden verkehrt lagernder südoberostalpiner Span mit permomesozoischer Schichtfolge und dem Pfannockkristallin eingeschaltet, bevor darüber das Altpaläozoikum der Gurktaler Decke folgt (A. TOLLMANN, 1975 b, Abb. 6) – Abb. 101. Letzteres hat das Oberkarbon unter sich eingerollt verkehrt lagernd überwälzt. K. LIEGLER (1970, S. 31) hat den Transgressionsverband vom Oberkarbon auf dem Gurktaler Phyllit am Beispiel des Karbons der Brunnachhöhe N St. Oswald in verkehrter Lagerung (entgegen H. STOWASSER, 1956, S. 189) eindeutig nachweisen können. Die große Masse des Stangalmkarbons E Innerkrems liegt zwar noch mit nordfallender Südgrenze auf den altpaläozoischen Schiefern, ist aber an ihrem ausspitzenden SE-Ende bei der Turracher Höhe ebenfalls schon kräftig eingefaltet, und ihre abgerissene Fortsetzung bei Turrach selbst zieht wiederum in flach lagernder, tief eingefalteter Mulde unter den Eisenhut hinein (R. SCHWINNER, 1938, S. 1212; H. STOWASSER, 1956, S. 191, Taf. 3, Prof. d).

Die Faltenachsen dieser eingemuldeten Karbonlappen streichen NW bis WNW Die Einbeziehung dieser Oberkarbon-Rotliegend-Schichtfolge (Werchzirmschichten) in den NNE-vergenten Großfaltenbau der Gurktaler Decke zeigt das alpidische Alter dieser Formung an. Auch die Dominanz der gegen W bis WNW gerichteten Achsen am Westrand der Gurktaler Decke und ebenso im unterlagernden Mesozoikum (K. LIEGLER, 1973, Beil. 1) zeigt die meridionale Einengung an, die sich beim nordvergenten Transport der Gurktaler Decke in der alpidischen Ära ergab. Gegen Osten hin schwenken im Inneren der Gurktaler Decke die Faltenachsen auf W–E (Flattnitz, Dtsch.-Griffen, N Feldkirchen), um gegen Osten hin mit derartigem Längsverlauf anzuhalten (P. BECK-MANNAGETTA, 1959 a, Taf. 6). Die jedenfalls als B′ senkrecht B aufzufassenden Querfalten („Wellungsachsen" bei BECK-M., 1960, Abb. 1–5, S. 427) treten demgegenüber stark zurück. In dieser meridional streichenden Zone von Flattnitz nach Feldkirchen treffen sich – da hier die kräftigste Einsenkung der Gurktaler Decke liegt – die gegen Westen aushebenden Achsen des Westteiles und die gegen Osten aushebenden des Ostabschnittes. Zugleich ist diese „Knickungszone" die Region, in der die erwähnte Schwenkung der Achsen aus der Längsrichtung in der (W)NW-Richtung – dem geknickten Abschnitt des östlichen Tauernfensters entsprechend – in die W-E-Richtung erfolgt. Die von E. CLAR (1965, S. 25) getroffene Annahme, daß dieses mäßige Achsenschwenken in der Gurktaler Decke mit einem Hinweis auf die Autochthonie des Ostteiles dieser Schubmasse darstellt, hat sich nach den heute sogar in zwei übereinanderliegenden Regionen im Osten der Decke bekannten Ablösungsflächen nicht bestätigt.

Von den oben erwähnten (und weiteren) Karbonvorkommen im Westabschnitt der Gurktaler Decke abgesehen erscheinen im Inneren der von den Eisenhutschiefern über-

lagerten Gurktaler Phyllitmasse im Raum S und SE Kl. Kirchheim (Strohsack, Kaiserburg) Kalkschieferzüge, die von H. Stowasser (1956, Taf. 3) als Rhätolias und in der stratigraphisch durchaus verfehlten Arbeit von S. Prey (1963, S. 62 ff.) als Mesozoikum eingestuft worden sind. P. Faupl (1971, S. 151) hat in diesen durch Übergänge mit den altpaläozoischen Phylliten verbundenen Kalkphylliten und Bänderkalken einen Bestandteil der Gurktaler Phyllitmasse erkannt, so daß demnach hier eine alpidische innere Schuppengrenze wegfällt.

Fassen wir als nächstes den weiteren Raum um Murau ins Auge. Hier geben in erster Linie die zahlreichen Arbeiten von A. Thurner (1936–1975), seine geologische Karte des Raumes samt Erläuterungen (1958 a) sowie seine tektonische Übersichtsskizze (1956 und 1958 b), jene von H. Stowasser (1956, Taf. 3), P. Beck-M. (1959, Taf. 7) und A. Tollmann (1959 a, Taf. 1; 1963 a, Taf. 2) über den Aufbau dieses Raumes Auskunft. Das tiefere Deckenstockwerk, die Murauer Teildecke, das dem mittelostalpinen Kristallin aufgeschoben auflagert, setzt im Norden bei Oberwölz mit dem schwarzen Orthoceren-Dolomit und mit Marmoren ein und umfaßt die kalkmarmorreiche Serie des Pleschaitz und der Grebenzen, einen Streifen bei Murau, Neumarkt und Metnitz. Unter Erhaltung von Resten zentralalpinen Mesozoikums im Bereich der Stolzalpe und SW von Murau setzt darüber die Stolzalpendecke – die Hauptmasse der schwächer metamorphen Gurktaler Decke – auf.

Den nordöstlichen Eckpfeiler dieser Murauer Decke bildet der Pleschaitz (1797 m). Dieser Bergstock besteht im Sockel aus der Granatglimmerschiefer-Marmor-Amphibolitserie des mittelostalpinen Südrandes des Niederen Tauern-Systems. Diese Serie kommt im Osten W Niederwölz und im Westen E St. Peter zutage. Darüber baut sich im Gipfelbereich des Pleschaitz als flaches Gewölbe die Murauer Decke mit wohl silurischen Kohlenstoffphylliten, Kieselschieferlagen, Kalkphylliten und einer mächtigen, im Westen wohl devonischen Kalkplatte mit lokalen Einschaltungen von Uralitdiabasen auf (A. Thurner, 1956, S. 162; Profiltaf.; 1959 c, S. 4, Taf. 1–2).

Der im Westen anschließende Bergstock der Stolzalpe (1817 m) N Murau greift in das nächsthöhere Teildeckenstockwerk: Sein Unterbau wird im Norden noch aus mittelostalpinem Granatglimmerschiefer, sonst ringsum aus wohl devonischem Murauer Kalk der Murauer Teildecke gebildet. Über einer besonders am SW-Abfall des Berges in Resten erhaltenen permotriadischen Serie aus permischem Quarzkeratophyr, aus skythischem Semmeringquarzit, aus Rauhwacken und karbonatischer Trias lagert im Gipfelaufbau tektonisch als höchstes Stockwerk, als Teil der Stolzalpendecke, die wohl ordovizische Metadiabasserie (A. Thurner, 1958 a, S. 70 ff.; etc.).

Letztgenannte Serie baut mit flach schüsselförmiger Lagerung den Oberbau der Frauenalpe (1997 m) südlich von Murau auf (A. Thurner, 1936; 1958 a, S. 79 ff., Abb. 18). Als Unterlage kommt im Westen und Süden der der gleichen tektonischen Einheit (Stolzalpen-Teildecke) angehörige Arkoseschiefer, im Norden der tektonisch unterlagernde Murauer Kalk heraus. Der Dolomit von Kaindorf 3,5 km WSW Murau ist als Triasrest an der Überschiebungsfläche der Stolzalpen-Teildecke zu betrachten.

Im westlich an die Frauenalpe anschließenden Kreischbergstock (2050 m) östlich vom Paalgraben SW Murau ruht der aus dem oberkarbonen Paaler Konglomerat bestehende Oberbau unter Zwischenschaltung eines arg zerrissenen und verschuppten Permotriasstreifens in zentralalpiner Fazies im Schadingerwald dem aus phyllitischem

Glimmerschiefer bestehenden Sockel auf (A. THURNER, 1958 a, S. 89, Abb. 23 und Kt. 1958). Eine untrennbare Verbindung des am Nordrand samt auflagernden violetten permischen Schiefern überschlagenen Paaler Karbons zu der unterlagernden mittelostalpinen permotriadischen Schuppenzone in zentralalpiner Fazies besteht entgegen P. THEYER (1969, S. 5) nicht, obgleich eine Scheinserie vorliegt (A. TOLLMANN, 1975 b, S. 38). Noch ungelöst ist das Problem der Stellung der Ackerl-Kristallinscholle, die das Paaler Konglomerat im Süden unterlagern. Sie besteht aus diaphthoritischen und kataklastischen Glimmerschiefern und Biotitgneisen (A. THURNER, 1958 a, S. 34, 90). Sie bilden nach P. THEYER (1969, S. 61) das Liefergebiet für die Kristallinkomponenten des Paaler Konglomerates, das demnach primär diesem Ackerlkristallin auflagert. Da dieses Kristallin der Ackerlscholle am Goldachnock und auf der Ackerlhöhe im Süden dem schwach metamorphen Altpaläozoikum der Gurktaler Decke auflagert, muß hier eine Überschiebung der Ackerlscholle samt dem Paaler Karbonoperm gegenüber der Hauptmasse der Gurktaler Decke und wohl eine Fernherkunft aus dem Süden angenommen werden!

Östlich von Kreischberg und Frauenalpe setzt sich die weiter oben erwähnte Metadiabas- und Arkoseschieferserie von der Frauenalpe über das Karchauereck und die Kuhalpe bis St. Lambrecht fort. Darunter taucht mit dem Blasenkogel (N) und mit der Grebenzen (S) wiederum die tiefere Teileinheit, die Murauer Teildecke, tektonisch auf (A. THURNER, 1958 a, S. 82; 1961; P. BECK-M., 1959, Taf. 7). Ihre phyllitischen Glieder erfüllen die sich östlich der Grebenzen ausdehnende breite Senke von Neumarkt-Mühlen, deren südöstlicher Abschnitt (SE Neumarkt) vorwiegend von Kohlenstoffphylliten und deren nordwestlicher Bereich von Serizit-Albit-Quarzphylliten mit einer Prasinitplatte am Kreuzeck eingenommen wird (A. THURNER, 1959 a; 1964; 1970 a). Am Unterrand dieser Phyllitmasse stellen sich im Hangenden des mittelostalpinen Glimmerschiefers noch blaugraue Kalke und Kalkphyllite ein, die am Ostrand dieser Murauer Teildecke im Abschnitt Mühlen, Mondorfer Leiten SE davon und SE Perchau von einer Reihe weiterer karbonatischer (gelbliche Kalke, Dolomite) und quarzitischer Glieder („Porenquarzit") begleitet werden, die früher wiederholt als Trias betrachtet worden waren (P. PLOTENY, 1957; K. METZ, 1957, Kt.; A. TOLLMANN, 1959 a, S. 20). A. THURNER (l. c.) hingegen sieht darin ebenfalls Altpaläozoikum, was durchaus möglich wäre, aber fossilmäßig noch nicht gesichert worden ist.

Der Hauptkörper der Gurktaler Decke zwischen der rahmenden Flattnitzer Trias im Norden und dem Streifen Gerlitzen–Feldkirchen im Süden ist durch eine breite, W-E-streichende Einmuldung im Bereich des oberen Gurktales gekennzeichnet (Abb. 137). Diese Gurktaler Mulde ist von der mächtigen altpaläozoischen Metadiabas- und Phyllitserie erfüllt. Sie wird im Norden durch die Aufwölbungszone von Oberhof-Metnitz begrenzt, in der das mittelostalpine Kristallin im Fenster von Oberhof und im Halbfenster von Friesach zutage tritt und wird im Süden durch den Aufbruch des Mittelostalpins im Wimitzfenster beendet. Eine Querstörung von Fladnitz (Flattnitz) im Sinne von R. SCHWINNER (1951 a, S. 195) zwischen Paalgraben im Norden und Feldkirchen im Süden existiert nach P. BECK-M. (1959 a, S. 347) nicht. Auch die vom letztgenannten Autor hier angegebene Achsenknicklinie ist nach dessen Achsenkarte (1959 a, Taf. 6) keine klar umrissene Zone, sondern es zeigt sich im zentralen Teil der Gurktaler Decke das S. 443 erwähnte Umschwen-

ken der Faltenachsen von der Richtung der östlichen Hohen Tauern (WNW-ESE) in die normale alpine W-E-Richtung.

Im erwähnten Fenster von Oberhof (A. Tollmann, 1959 a, S. 18, Taf. 1; 1963 a, S. 44) kommt unter den Gurktaler Phylliten der mittelostalpine Glimmerschiefer und Augengneis im Kern der Aufwölbung empor, in den randlichen Partien sind die Glimmerschiefer phyllitisch umgeprägt. Am NW-Rand des Fensters stellt sich nach P. Beck-M. (1959 a, Taf. 5) noch ein Rest von Trias an der Grenze ein – das übrigens der letztgenannte Autor nie als solches gelten lassen wollte (1959 a, Taf. 8, Prof. 4, 6), obgleich zufolge der im westlich benachbarten Raum ja noch reichlich vorhandenen Reste von Flattnitzer Mesozoikum im Liegenden der Gurktaler Decke hier eine großräumige Zurücknahme dieser Einheit gegen Süden unumgänglich ist.

Das gleiche gilt auch für den Aufbruch von Altkristallin unter dem Paläozoikum der Gurktaler Decke im Wimitzgebiet. Bei Berücksichtigung der mesozoischen Unterlagerung der Gurktaler Decke im Westen und dem herrschenden WNW-ESE- bis W-E-gerichteten Achsenstreichen ist auch dieser Aufbruch aus geometrischen Gründen nur als alpidisches Fenster zu deuten (Wimitzfenster A. Tollmann, 1959 a, S. 18). Der Fensterinhalt wird außer durch diaphthoritische und phyllitische Glimmerschiefer der Randzone vorwiegend aus Granatglimmerschiefern und Quarziten, aber auch aus einer pegmatitführenden Serie aufgebaut. Die Diaphthorese des Oberteils des Fensterinhaltes ist besonders in der südlichen Region durch Chloritisierung der Hornblenden in Garbenschiefern durch P. Beck-M. (1959 a, S. 344) nachgewiesen worden. Hier ist auch die klare Trennung von Kristallinsockel und Altpaläozoikum der Gurktaler Decke ohne Übergang oder Hineinstreichen einer Einheit in die andere bereits vor Aufrollung der Frage nach der Deckentektonik der Gurktaler Einheit von P. Beck-M. vorgenommen worden (l. c., S. 342).

Südlich der Wimitz stellt sich in der Schuppenzone des Glantales mit ihrer intensiven Verschuppung von Gurktaler Decke und deren Sockel ein genaues Gegenstück als westliche Fortsetzung des Schuppen- und Deckenpaketes in der Südrandzone der Saualpe (G. Kleinschmidt & J. Neugebauer, 1975) ein. Nach einer Neuaufnahme eines Teiles dieser Zone stellte H. Hajek (1963, S. 37) sowohl die Existenz der Glantaler Schuppenzone als auch des Wimitzfensters in Abrede und faßte den Bau des Raumes als Normalabfolge von vier petrographischen Serien auf. Entgegen dieser Darstellung ergibt sich aber die Existenz des Wimitzfensters aus der regionalen Überschiebung, wie oben ausgeführt, die Existenz der Glantaler Schuppenzone aus lokalen Gegebenheiten: Über der Metadiabas-Serie (Ordovic) nördlich vom Glantal liegt am Gösseberg E St. Urban, bei St. Leonhard W Feistritz, NW Feistritz und bei Sörg W St. Veit/Glan gelegentlich ein Marmorband (!), dann Graphitquarzit und der Porphyrschiefer des Ordovic/Silur-Grenzbereiches und darüber phyllitischer Glimmerschiefer bis Quarzit (des Silur?). Die Porphyrschiefer waren von P Beck-M. (1959 a) noch als Gneismylonite gedeutet worden, fallen also heute als Hinweise auf tektonische Einschuppungen weg. Wohl aber bleiben Schuppungen in der erwähnten Serie NW Feistritz, im Glantal zwischen Mauthbrücken und St. Veit etc. durch Wiederholung der gegen Süden hin abtauchenden Serienabfolge bestehen. Da auch die früher als Tonalitmylonite kartierten Züge dieses Raumes wohl als Porphyre der Schichtfolge aufzufassen sind (P. Beck-M., 1960, S. 423; W Fritsch, 1969, S. 15), ist die Stellung der-

artiger Gesteinsvorkommen am Tiebelberg und E Gnesau westlich des Wimitzfensters in anderem Lichte als bisher, nämlich als Bestandteil der Gurktaler Decke selbst, zu sehen.

Über den relativ einfachen Aufbau des Gerlitzenzuges westlich dieser Glantalzone informiert die Arbeit W Fritsch & H. Hajek (1965), über den Abschnitt nördlich von Klagenfurt im Bereich von Ulrichsberg, Magdalensberg, Christophberg und nördlich davon geben die Arbeiten von W Fritsch (1969), F. Kahler & H. Wolsegger (1934), N. Mitsch (1967), G. Riehl-Herwirsch (1965, 1967, 1972), sowie die Karte der Umgebung von Klagenfurt (F. Kahler, 1962) Auskunft. Der Bau dieses Gebietes ist einfach: Die aufrecht lagernde Serie reicht vom Quarzphyllit und der an Diabasen reichen Magdalensbergserie stellenweise über Reste vom Oberkarbon bis in das Perm (Griffener Schichten), am Ulrichsberg bis in den Mitteltriasdolomit. Diese Platte wird nur durch eine Reihe SSW-NNE und WNW-ESE verlaufender Brüche stark gefeldert, wobei im WSW verlaufenden Talabschnitt von Glan und Gurk Hauptstörungen liegen.

Die südöstliche Fortsetzung der Gurktaler Decke liegt in Form des intensiv geschuppten Streifens am Südrand der Saualpe zwischen Brückl (W) und St. Andrä/Lavanttal (E) vor. Die zuvor in dem heute erfaßten Ausmaß nie vermutete extreme Transversaltektonik dieser Haimburger Schuppenzone ist erst durch die sorgfältige Untersuchung der „Arbeitsgruppe Saualpe" zutage gefördert worden. Einen tektonischen Überblick geben die Karte von G. Kleinschmidt & J. Neugebauer (1975 a, Abb. 2–3; 1975 b, Abb. 7–8) und N. Weissenbach (1975 b, Taf. 1). Der Anteil an alpidischen und voralpidischen Überschiebungen in dieser Zone ist noch nicht im einzelnen geklärt. Über die Abgrenzung von mittelostalpinem Kristallin und Gurktaler Decke in dieser Region wurde bereits S. 273 referiert – Abb. 86, 87 Es wurde erwähnt, daß bei Haimburg der mittelostalpine Kristallinsockel der Saualpe nochmals fensterförmig innerhalb des Ostausläufers der Gurktaler Decke auftaucht. Der Gesamtbestand dieser Haimburger Schuppenzone umfaßt im epi- und anchimetamorphen Altpaläozoikum drei Haupteinheiten (Decken), die sich in weitere Untereinheiten (Schuppen) untergliedern, so daß hier sechs N(NE)-vergente Schubmassen übereinanderlagern – in einem Gebiet, in dem man noch vor kurzem die Existenz eines Überschiebungsbaues vollkommen abgelehnt hatte!

Die tiefste Einheit, die nach ihrer Hauptverbreitung im Gebiet des Grafenbachtales W Griffen als Grafenbachdecke bezeichnet werden kann, umfaßt im Raum Kleindörfl, Grafenbach, NE Haimburg und NNW Attendorf nach G. Kleinschmidt et al. (1975, S. 549) eine relativ mächtige ordovicische Meta-Vulkanitserie (Biotit-Albit-Schiefer etc.), einen charakteristischen lamellaren Typus von Metakeratophyr (Ordovic/Silur-Grenzbereich), einen spezifischen Typus von „Phyllitflatschenmarmor" innerhalb des Silur und sehr geringe Beteiligung von übrigen Marmoren. Die Serie ist epimetamorph geprägt, die lokal sichtbare Überschiebungsweite über dem mesozonalen Saualpenkristallin überschreitet 4,5 km, die Decke ist in zwei faziell einander entsprechende Schuppen gegliedert.

Die nächsthöhere Decke, nach dem Hauptverbreitungsgebiet im Bereich des Zauberkogels NE Gattersdorf hier als Zauberkogeldecke bezeichnet, gliedert sich in drei Schuppen, weist auf Grund des in ihrem Südteil auftretenden Halbfensters von

St. Martin eine ähnlich große Schubweite auf, ist aber in ihrem altpaläozoischen epimetamorphen Schichtinhalt faziell von der Grafenbachdecke unterschieden, indem nun der wohl devonische charakteristische Marmor mit Keratophyr-Einstreuungen unter anderem stärker hervortritt.

Die höchste Decke ist nur mehr im Raum N von Trixen und in Inselbergen ESE davon von der Erosion verschont geblieben (Trixener Decke). Epizonal metamorphe devonisch (-silurische) Marmore erreichen in dieser Einheit, die ebenso wie die übrigen auch das ältere Altpaläozoikum in entsprechender Ausbildung umfaßt, bis 150 m Mächtigkeit.

Zusätzlich zu dieser kleinräumigen intensiven Transversaltektonik gesellt sich hier noch eine kräftige Bruchtektonik vorwiegend an NNW-SSE verlaufenden Linien (siehe S. 273, 449 ff.), die eine Kleinfelderung der geologischen Landschaft bewirkt.

Der oben geschilderte Decken- und Schuppenbau der Haimburger Schuppenzone wird von den Bearbeitern als eine „metamorphe Tektonik" bezeichnet, d. h., daß sich nach der Überschiebung der Einheiten nochmals Metamorphoseeinflüsse geltend gemacht haben, die die Deckenbahnen übergriffen haben. Dadurch wird auf variszischen Bau innerhalb dieser Decken des epimetamorphen Stockwerkes geschlossen. Westlich und östlich dieser Schuppenzone, d. h. im bereits erwähnten Abschnitt vom Magdalensberg gegen Norden zur Krappfeldtrias einerseits (Westen), im Meridianstreifen von Griffen andererseits (Osten), liegt an einer (vom Verfasser als alpidisch aufgefaßten) Überschiebungsbahn noch der anchimetamorphe Oberbau der Gurktaler Decke mit Altpaläozoikum, Karbonoperm und Mesozoikum auf.

Das Mesozoikum des Griffener St. Pauler Berglandes bildet im großen gesehen eine flache Muldenstruktur mit WSW-ENE-streichender Achse. Hiedurch erscheinen der paläozoische Sockel sowie die Permotrias einerseits entlang des Nordrandes dieser Großmulde in den sogenannten Griffener Bergen zwischen Griffen (W), Griffenerberg und Framrach/Lavanttal (E), andererseits im Südrandgebiet der Großmulde zwischen Ruden (W), St. Martin und St. Paul/Lavanttal (E). Gegen das Innere der Mulde hin sind im Ostteil, auch jenseits der Lavant, E St. Paul (Herzogberg, Weinberg) Reste von Gosau erhalten. Über allem aber lagern im Muldenkern die mächtigen fluviatilen miozänen Granitztaler Blockschotter.

Über die kräftige nordvergente alpidische Faltung und Schuppung innerhalb der Triasstreifen und die Einzelheiten des tektonischen Baues gewährt für den Griffener Flügel (Norden) die Arbeit von P. Beck-Mannagetta (1953) Überblick, für den Südflügel in den St. Pauler Bergen jene des gleichen Autors von 1955. Für die Gosaugliederung vgl. Anmerkungen S. 439. Über den Bau und die Entstehung der WSW-ENE verlaufenden Granitztaler Tertiärmulde sowie des zeitlich daran anschließenden, quer dazu orientierten Lavanttaler Tertiärbeckens mit seiner Füllung von marinem Badenien bis zu den Süßwasserschichten des Pannon liegen Mitteilungen des gleichen Autors von 1952 und 1959 b vor. (Näheres hierüber in Band 2.)

Südlich der Permotrias von St. Paul zieht der anchimetamorphe Anteil der Gurktaler Decke mit mächtiger Metadiabasserie und weiteren altpaläozoischen Gliedern auf österreichischem Boden in Richtung Lavamünd und Bleiburg, jenseits der jugoslawischen Grenze nach Gutenstein (Guštanj) und Prävali (Prevalje) weiter. Bei Mießdorf taucht dieses Paläozoikum im Süden unter die primär zugehörige

Nordkarawankentrias mit ihrer nordalpinen Fazies ab. Auch weiter im Norden sind am Rücken dieses südlichsten Teiles des Paläozoikums der Gurktaler Decke noch Triasreste erhalten, so z. B. bei St. Katharina und St. Michael W Bleiburg, am Burgstall S Lavamünd, bei Straschischa NE Prevalje. Die Auflagerung auch dieses Ausläufers der Gurktaler Decke über dem mittelostalpinen Kristallin, hier dem sogenannten Gutensteiner Kristallin, erfolgt im Gegensatz zur Auffassung von F. KAHLER (1953, S. 22) nicht störungsfrei, sondern über einer Bewegungsfläche, die eine absteigende Umprägung des Kristallins in Nähe der Überschiebungsfläche in phyllitähnliche Diaphthorite bewirkt hat, beobachtet von A. KIESLINGER (1928 a, S. 514) und am Kartenblatt Unterdrauburg von diesem Forscher (1929) festgehalten. Über die Reste des oberostalpinen Paläozoikums, die als Ausläufer und Auslieger östlich der Lavanttal-Mißlingstörung im jugoslawischen Grenzgebiet noch erhalten sind, wird S. 453 ff. berichtet.

e) Bruchtektonik

Mehr noch als die deckentektonische Gliederung des Bereiches der Gurktaler Decke ist bisher eine bruchtektonische Analyse dieses Raumes vernachlässigt worden. Von den großen, altbekannten Linien abgesehen sind nur einige wenige größere Störungen des

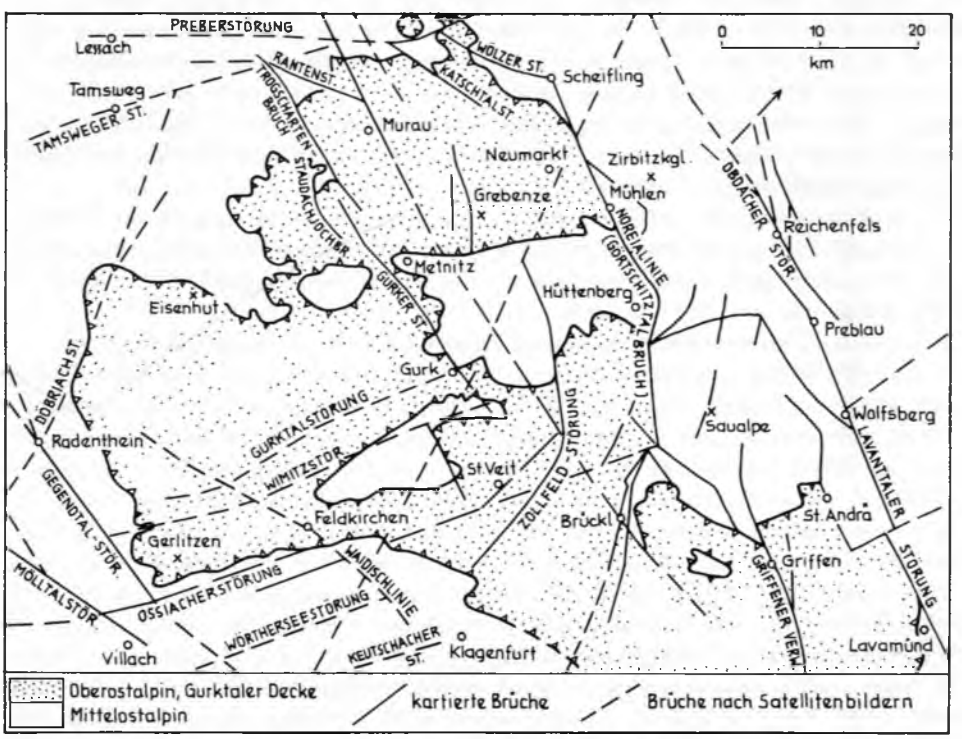


Abb. 138: Bruchtektonik im Bereich der Gurktaler Decke. Nach P. BECK-M. (1959, 1960), F. THIEDIG & N. WEISSENBACH (1975) und A. TOLLMANN (1970 a, 1977 a).

durchaus nicht unbedeutenden Bruchnetzes kartierungsmäßig erfaßt worden, meist sind vage Vermutungen bezüglich der Bruchfelderung in Übersichtsskizzen eingetragen gewesen (R. SCHWINNER, 1951 a, Abb. 12, S. 211), die sich bei späteren Kartierungen nicht bestätigen ließen. Die wichtigsten Überlegungen zur Bruchtektonik des Raumes aus neuerer Zeit stammen von P. BECK-MANNAGETTA (1959 a, 1960) und A. TOLLMANN (1970 a, Taf. 1) für den Zentralabschnitt und den Ostteil, von F. KAHLER (1962) für den Südteil und – auf der Basis einer genauen Kartierung – von F. THIEDIG & N. WEISSENBACH (1975) für den SE-Teil. Von besonderem Interesse aber wird gerade für die großtektonische Bruchlinien-Analyse die Auswertung der Satellitenbilder sein, die in einer ersten Übersichtsdarstellung des Bruchstörungsnetzes von Österreich (A. TOLLMANN, 1976 e; 1977 a, S. 13 ff., Taf. 1) bereits Einblick in die starke und großräumige Felderung dieses Raumes der Gurktaler Alpen und seiner östlichen Fortsetzung geben.

Im folgenden seien in Kürze die bisher bekannten oder vermuteten Hauptbruchstörungen im Bereich der Gurktaler Decke vor Augen geführt (Abb. 138).

Versucht man in das Netzwerk der Linien rein auf Grund der Orientierung der Störungen Ordnung zu bringen, so springen grosso modo folgende drei Hauptsysteme ins Auge: 1. Ein Mohrsches paarig-gekreuztes Diagonalsystem mit spitzem Öffnungswinkel β in Richtung der meridional wirkenden stärksten Einengung mit NNW-SSE- und NNE-SSW-Verlauf der gekreuzten Störungslinien. 2. Ein Mohrsches paarig-gekreuztes Diagonalsystem mit stumpfem Öffnungswinkel β in Richtung des meridionalen Druckes mit (W)NW-(E)SE- und (E)NE-(W)SW-Verlauf der gekreuzten Störungslinien. 3. Ein Cloossches System mit Longitudinal- und Meridional-Linien: Es umfaßt a) ein gegen Süden an Bedeutung zunehmendes W-E-Liniensystem parallel bis subparallel zur Periadriatischen Linie, b) die meridional, also in Nord-Süd-Richtung ziehenden Bruchstörungen, die quantitativ ähnlich den west-östlichen Linien gegenüber den Diagonalstörungen zurücktreten.

Bei Betrachtung der Satellitenbilder erkennt man, daß das erstgenannte Mohrsche System mit spitzwinkeligem β den Streifen der Zentralalpen beherrscht, während das Mohrsche System mit stumpfem β besonders im Südrandstreifen der Ostalpen dominiert und noch auf die Südalpen übergreift.

Im einzelnen seien folgende Hauptlinien dieser drei Systeme hervorgehoben:

1 a) NNW-Äste des spitzwinkeligen Mohrschen Systems: Die P r e d l s t ö r u n g und kleinere parallele Störungen W St. Veit unter Absenkung der Ostscholle; der T r o g s c h a r t e n b r u c h (nov. nom.) E der Ackerlhöhe SW Murau unter Absenkung der Ostscholle und der S t a u d a c h j o c h b r u c h (A. THURNER, 1958 a, S. 92) W dieses Berges, ebenfalls unter Absenkung der Ostscholle; die G u r k e r S t ö r u n g etwa in SE-Fortsetzung des Trogschartenbruches, versetzt S der Ackerlhöhe beginnend, westlich von Metnitz und östlich von Gurk bis in das Wimitztal verfolgbar (P. BECK-M., 1959, Taf. 5, 1960, Abb. S. 425). Die Fortsetzung der bedeutenden S ö l k e r S t ö r u n g, die im Satellitenbild über Murau, Laßnitz, den Osselitzenberg und weiter über Brückl bis Völkermarkt zieht (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1); nach P BECK-M. (1959, Taf. 7) ist auch hart E F r i e s a c h eine in das Gurktal führende Störung zu verzeichnen. Der NW-Teil der N o r e i a l i n i e SE Neumarkt fällt ebenfalls in diese Richtung. Unter den zahlreichen derartigen Störungen im Bereich der südlichen Saualpe sei der G r i f f e n e r V e r w u r f, der von der Görtschitztallinie im Norden abzweigt

und über Kirchberg, Grünburg und Griffen bis in das Karawanken-Vorland reicht, besonders hervorgehoben (F. THIEDIG et al., 1975, Abb. 3, S. 166). Im Klagenfurter Becken sind ein Störungsast SE Feldkirchen und mehrere kleinere Störungen N Klagenfurt diesem System einzufügen.

1 b) Dem zugehörigen NNE-Ast gehören folgende Störungen an: Die im Satellitenbild von der Periadriatischen Linie heraufkommende Döbriacher Störung (A. TOLLMANN, 1977 a, Kt. 1), die über St. Stefan/Gailtal, Ferndorf, Döbriach und Radenthein herankommt, die Gurktaler Decke über den Königstuhl durchsetzt und über Ramingstein weiterzieht. Parallel dazu läßt sich im Satellitenbild eine Linie von Pörtschach/Wörthersee über den Raum zwischen Gurk und Friesach nach Neumarkt, Perchau und weiter gegen NNE ausnehmen. Ferner streben kleinere Störungslinien von St. Veit und vom unteren Glantal N Klagenfurt gegen NNE, ebenso ein südlicher Ausläufer der Noreialinie über Brückl in Richtung Eberstein (E. CLAR et al., 1963, Abb. 6). Unter den analog verlaufenden Bruchlinien am Südrand der Saualpe sei als wichtigste Linie das Hohenwarth-St. Michaeler Störungssystem hervorgehoben, das aus dem Saualpen-Kristallin kommend über St. Ulrich und St. Michael bis W Gattersdorf durchstreicht und hier ostgerichtete Abschiebungen mit Beträgen von etlichen hundert Metern bewirkt (F. THIEDIG et al., 1975, Abb. 3, S. 165).

2 a) ENE-Äste des stumpfwinkligen Systems finden sich in unserem Raum in erster Linie in streng paralleler Anordnung im Bereich des Klagenfurter Beckens und der südlichen Partien der Gurktaler Decke. Wie das Satellitenbild trefflich erkennen läßt, reihen sich – um nur die wichtigsten derartigen Linien zu nennen – hier von Norden nach Süden aneinander: Die Gurktalstörung zwischen St. Leonhard und Gurk; die Wimitzstörung, vom entsprechend orientierten Abschnitt des Wimitztales über Arriach bis S Afritz gefolgt; die Ossiacher Störung, die vom Gailtal N St. Stefan über Bleiberg, den Ossiachersee und über St. Veit nach Eberstein zieht. Die parallele Wörtherseestörung und Keutschacher Störung weiter im Süden liegen schon außerhalb der Gurktaler Decke. Der Abschnitt der Saualpen Südrandstörung NE Griffen mit dem abgesunkenen SE-Flügel gehört ebenfalls diesem System an.

2 b) Der symmetrisch hiezu orientierte WNW-Ast ist in folgenden Störungen repräsentiert: Störung Pattergassen-Feldkirchen; Ottmanach-Störung südlich und St. Sebastian Störung nördlich vom Magdalensberg NE Klagenfurt; unter den hiezu gehörigen Bruchlinien am Südrand der Saualpe seien die Wolftratten-Störung SE Kl. St. Paul und die Diexer Störung im Raum Diex–Großenegg erwähnt.

3 a) Longitudinalstörungen treten stark zurück. Vom Ostabschnitt der Decke seien die Ausläufer der aus dem Saualpenkristallin nach Westen im Raum Hüttenberg reichenden Klippitztal-Störung erwähnt; ferner die Krappfeld-Nordrandstörung F. THIEDIG et al., 1975, S. 170 (= Guttaringer Bruch F. KAHLER, Schelmenberg-Störung W. FRITSCH). Die Längsstörungen, welche die Sattnitzkonglomeratplatte im Klagenfurter Becken begleiten, liegen bereits südlich außerhalb des hier betrachteten Raumes.

3 b) Zu den meridionalen Bruchstrukturen gehört in erster Linie die Görtschitztaler Störungszone (Noreialinie), die streckenweise den

Ostrand der Gurktaler Decke bildet und S. 270 bereits Erwähnung fand. Der gesamte Versetzungsbetrag an diesem System am Westrand der Saualpe beträgt bekanntlich bis 5000 bis 6000 m in vertikaler Richtung – Abb. 85. Auch im Bereich des Gurktales westlich vom Krappfeld ist ein etwa meridional verlaufender Bruch, von Hirt kommend, angegeben worden (P. Beck-M., 1959 a, Taf. 7).

f) Lagerstätten

Während die wirtschaftlich einst bedeutende Eisenvererzung von Innerkrems-Turrach, über die bereits S. 328 berichtet worden ist, noch in mittelostalpiner Trias hart unter der Überschiebungsfläche der Gurktaler Decke liegt, sind die Vererzungen im Deckenkörper selbst wirtschaftlich unbedeutend geblieben. Ausgehend vom Raum Turrach treffen wir zunächst im Inneren der Gurktaler Decke verstreut Eisen- (Ankerit, Siderit) und selten Kupfervorkommen an einstige Kalkzüge gebunden, wie etwa im Gebiet des Eisenhut oder auf der Schafalm W Turrach (O. Friedrich, 1936 a, S. 248; 1953 b, S. 157). Eisenlagerstätten vom Typus Stubai (Hämatit) hingegen sind im Raum von Neumarkt bei Pöllau und Mühldorf sowie bei Ebene Reichenau verbreitet (O. Friedrich, 1953 a, S. 397, Kt. 1).

Unbedeutende metasomatische (?) Magnesitbildungen in Karbonaten des Altpaläozoikums liegen im Westabschnitt der Gurktaler Decke am Stangensattel und bei St. Oswald vor (O. Friedrich, 1936 a, S. 250; 1953 b, S. 157).

Neu analysiert wurden von R. Höll (1970, S. 211 ff.) die Zinnober-Vorkommen vom Hohen Kohr 1,5 km WSW der Turracher Höhe und vom Rottrasten 5,5 km SSW dieses Sattels. Diese Vererzung tritt nach R. Höll entgegen älteren Auffassungen (O. Friedrich, 1965, S. 110) schicht- und zeitgebunden im Oberordovic bis spätestens Llandovery als Imprägnation in Tuff-Tuffit-Wechselfolgen auf und ist genetisch der Zinnober-Lagerstätte Stockenboi (siehe S. 339) gleichzusetzen.

Ferner ist noch die Existenz einer Reihe von kleineren Blei-Zink-Lagerstätten im Altpaläozoikum der Gurktaler Decke zu erwähnen. Im Bereich von Neumarkt, besonders aber im Raum Gurk- und Metnitztal treten derartige Vererzungen auf (O. Friedrich, 1953 a, S. 395, Kt.; 1962, S. 223).

Eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung hat in der Vergangenheit schließlich noch der Anthrazit im Oberkarbon beim Turracher See und auf der Werchzirmalpe NW davon gehabt, der an erstgenannter Stelle trotz der geringen streichenden Erstreckung der Lager und der stark gestörten Lagerung in der Mitte des vorigen Jahrhunderts und dann nochmals 1921/22 abgebaut worden ist (K. Redlich, 1903, S. 50 ff.; W Petrascheck, 1926/29, S. 299; R. Schwinner, 1938, S. 1192 f.).

g) Literatur

H. Amerom & M. Boersma, 1974; N. Anderle et al., 1964; H. Beck, 1931; P. Beck-Mannagetta, 1953, 1955, 1959 a, 1960, 1964 b; M. Chair & F. Thiedig, 1973; E. Clar, 1953 b, 1955, 1971, 1975; E. Clar et al., 1963; F. Ebner, 1975; P. Faupl, 1971;

H. Flügel, 1960 a, 1970, 1975 b; H. Flügel & H. Schönlaub, 1972; W Frank & G. Riehl-Herwirsch, 1972; K. Frauscher, 1895; O. Friedrich, 1936 a, 1953 a, b, 1965; W Fritsch, 1961 b, c, 1963 b, 1964 a, 1965, 1969; W Fritsch & H. Hajek, 1965; R. Groschopf, 1971; O. Gugenberger, 1930, 1934, 1930–1935, 1936; E. Haberfelner, 1936; H. Hajek, 1963; F. Heritsch & A. Thurner, 1932; P. Herrmann & W. Wascher, 1972; H. Höfer, 1894; K. Holdhaus, 1921, 1922, 1933; R. Höll, 1970 b; H. Jäger, 1970; W Jongmans, 1938 a, b; F. Kahler, 1962; F. Kahler & H. Wolsegger, 1934; J. Kaiser, 1972; A. Kieslinger, 1928; G. Kleinschmidt, 1966, 1968, 1970; G. Kleinschmidt & J. Neugebauer, 1975; G. Kleinschmidt & F. Wurm, 1966; D. Klussmann & F. Thiedig, 1973; L. Kober, 1922 b, 1923; O. Kraus, 1969; O. Kühn, 1960; F. Kunz, 1972; A. Liebus, 1927; K. Liegler, 1970; N. Mitsch, 1967; J. Neugebauer, 1970; J. Neugebauer & G. Kleinschmidt, 1970, 1971; R. Oberhauser, 1963; A. Papp, 1955; K. Penecke, 1884; W Petrascheck, 1927, 1926/29; A. Pilger & N. Weissenbach, 1970 a, b, 1971; J. Pistotnik, 1975; S. Prey, 1963; K. Redlich, 1903, 1905; G. Riehl-Herwirsch, 1962, 1965, 1971, 1972; G. Riehl-Herwirsch & W Wascher, 1972; R. Schönenberg, 1967, 1970; H. Schönlaub, 1971; R. Schwinner, 1927, 1931, 1932 b, 1938, 1951; H. Seelmeier, 1939, 1940, 1961; F. Solyom, 1942; H. Stowasser, 1956; E. Strehl, 1962; D. Stur, 1871; P. Theyer, 1970; F. Thiedig, 1962, 1966, 1970, 1975 a, b; F. Thiedig & M. Chair, 1974; F. Thiedig, M. Chair et al., 1975; F. Thiedig & D. Klussmann, 1974; A. Thurner, 1927, 1936, 1937, 1951, 1956, 1958 a, b, 1959 a, b, c, 1960, 1961, 1964, 1969, 1970 a, b, 1971; A. Tollmann, 1958 d, 1959 a, 1961 a, 1961 e, 1963 f, 1964 d, 1971 a, 1972 e, 1975 b, 1976 e, 1977 a; A. Tornquist, 1917 a, b; F. Toula, 1893; W Wascher, 1969; N. Zadorlaky-Stettner, 1961; H. Zapfe, 1958.

3. Die Ausläufer der Gurktaler Decke im Osten

a) Überblick

Die Fortsetzung der Gurktaler Decke des oberostalpinen Stockwerkes gegen Osten hin wurde vom Verfasser 1963 a, S. 55 ff., dargestellt. Jenseits östlich der bedeutenden Lavanttal-Mißling-Störung sind Lappen und Schollen von Oberostalpin in Fortsetzung dieser Decke über dem verschieden stark diaphthoritisierten Oberrand des Mittelostalpins im Nord- und Westteil des Bachergebirges (Pohorje) erhalten und scheinen im NE-Abschnitt des Poßruck (Kozjak) auf – beides Gebiete, die bereits im jugoslawischen Staatsgebiet gelegen sind. Nur im Remschnigg nördlich vom Poßruck erreicht dieses Paläozoikum noch österreichischen Boden und erscheint ferner im Hügelland mitten im Tertiär des Grazer Beckens im Sausal W Leibnitz. Daß auch weiter gegen Osten hin im Untergrund des Jungtertiärs im Steirischen Becken Reste dieses Altpaläozoikums des oberostalpinen Stockwerkes enthalten sind, zeigen die Aufragungen der Hochzone der Südburgenländischen Schwelle, die am Stadelberg 10 km SE Gleichenberg, bei Güssing und am Eisenberg bei Kohfidisch das Neogen durchragen (K. Kollmann, 1965, Taf. 1) – vgl. Abb. 139.

b) Regionale Gliederung

α) Bachergebirge (Pohorje)

Der Bergzug liegt bereits auf jugoslawischem Gebiet und soll daher hier nur vergleichend kurz Erwähnung finden. Nach den Kartenaufnahmen von F. TELLER und Mitarbeitern (1898 – Blatt Praßberg, Blatt Pragerhof; 1929 – Blatt Unterdrauburg) liegen Kurzdarstellungen über dieses Gebirge aus der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts durch A. KIESLINGER (1928 b, S. 518, 522; 1935) und R. SCHWINNER (1951 a, S. 124 ff.) vor. Nun hat das Kristallin eine Neubearbeitung durch A. HINTERLECHNER-RAVNIK (1971, 1973) und E. FANINGER (1970, 1973) erfahren.

Demnach ist Sockel und Oberbau in allen wesentlichen Zügen – abgesehen von den zusätzlichen periadriatischen Eruptiva – mit den entsprechenden mittel- und oberostalpinen Einheiten Österreichs vergleichbar. Der Kristallin-Anteil baut den Süd- und Ostabschnitt des Gebirges auf, das schwach- bis nicht-metamorphe Paläozoikum und Reste einer mesozoischen Bedeckung bilden den NW-Teil des Bachern, während der Hauptkamm aus den periadriatischen Intrusiva besteht. CH. EXNER (1976, S. 8 ff.) hat jüngst über diese Tonalite (Quarzdiorite, Granodiorite) des Bachern mit ihren basischen Plagioklasen (55 % An) des näheren berichtet und über ihr von jugoslawischer Seite radiometrisch (wohl zu jung) bestimmtes Alter von 19 ± 5 Millionen Jahre referiert. Auch auf das interessante Ganggefolge des Bacherplutons wurde dort von CH. EXNER eingegangen.

Daß das (mittelostalpine) Altkristallin des Bachergebirges die direkte südliche Fortsetzung des Koralpen-Saualpen-Kristallins darstellt, hat bereits A. KIESLINGER (1935, S. 101) klargestellt. Dies kommt ebenso in den neueren Arbeiten voll zum Ausdruck. Die katazonale Serie umfaßt (A. HINTERLECHNER, 1973, S. 246 f., Abb. 1; S. 262) Granatglimmerschiefer und Zweiglimmergneise mit Disthen und Staurolith, Eklogite, Amphibolit-Eklogite, Amphibolite etc., durchsetzt von Pegmatitgneisen. Ihre oberste Partie ist von Tiefendiaphthorese betroffen. Den Oberbau des mittelostalpinen Sockels formt eine Serie in Amphibolitfazies aus Andesin- und Granat-führendem Biotitgneis und Amphiboliten unter Einschaltung von Marmoren und Pegmatitgneisen. Im Oberteil dominieren Granatglimmerschiefer und Chloritoidgneise. An der Obergrenze dieses Kristallins sind nach A. KIESLINGER (1935, S. 102) die Gesteine zu chloritreichen Phylloniten blauschwarzer Färbung, die zum Teil an Graphitschiefer erinnern, umgeprägt.

Über diesem Bewegungshorizont folgt als Fortsetzung des epimetamorphen Anteiles der Gurktaler Decke die Phyllitgruppe im NW-Teil des Gebirges: Phyllite und Grünschiefer herrschen, Quarzite und Marmorzüge sind eingeschaltet. Das Permoskyth liegt in Form der detritischen Serie der Griffener und Werfener Schichten vor, die den Hauptteil des Kernes der Drautalmulde vom Mißlingtal über den Meinhardsattel bis über St. Primon ausfüllen. Als jüngstes sind Reste von Triaskalk und -dolomit sowie Gosau (Jesenkoberg, S St. Anton/Bachern) und Miozän (Nordrand des Gebirges) erhalten.

Bedeutend ist schließlich das Ausmaß der periadriatischen Intrusionen zufolge der Nähe der Alpin-dinarischen Naht. Die Neuuntersuchung durch E. FANINGER (1970, S. 101; 1973, S. 311) hat gezeigt, daß es sich bei den Intrusiva um Tonalite bis Quarz-

diorite handelt, daß aber auch Übergänge in Granodiorit gegeben sind. Die Magmen sind anatektischer Entstehung und stammen wohl aus dem Alttertiär. Als spätere Nachschübe drangen, auch die Tiefengesteine durchschlagend, Tonalitporphyritgänge und Dacite auf. Gerölle des Tonalites scheinen im Eibiswalder Miozän (Karpat) bereits auf.

β) Poßruck (Kozjak)

Im Poßruck, ebenfalls noch außerhalb von Österreich gelegen, setzen Kristallinsockel und Paläozoikums-Deckgebirge nördlich vom Bachern – abgesehen von den periadriatischen Intrusionen – in gleicher Ausbildung fort. Der vom Drautal durchschnittene zentrale und östliche Abschnitt wird aus den höheren Partien des mittelostalpinen Kristallins gebildet, Paläozoikum säumt Süd-, West- und Nordrand des Bergzuges.

Das Gebiet ist auf den Kartenblättern (samt Erläuterung) von Unterdrauburg (H. Beck, A. Kieslinger et al., 1929) und Marburg (A. Winkler-Hermaden, 1938) dargestellt. Ältere Schilderungen des Raumes findet man bei F. Angel (1933: Kristallin und Eruptiva), F. Heritsch (1933 b: Paläozoikum), F. v. Benesch (1914: Mesozoikum) sowie A. Winkler-Hermaden (1933, 1938). Aus jüngster Zeit stammen Mitteilungen von A. Hinterlechner-Ravnik (1973: Kristallin und Paläozoikum) und F. Bauer (1965: österreichischer Anteil).

Die Grundzüge des Baues, also Fortsetzung von mittel- und oberostalpinem Stockwerk, gelten für den Poßruck ebenso wie für das Bachergebirge (A. Tollmann, 1963 a, S. 60 f.). Über dem mesozonalen Granatglimmerschiefer und Gneis mit Chlorit-, Chloritoid-, Staurolith- und Disthenführung sowie eingeschalteten Lagen und Linsen von Marmoren, Quarziten, Amphiboliten und Disthenflasergneisen liegt über einem Großgranat-Staurolith-Glimmerschieferhorizont eine epizonale altpaläozoische Metadiabasserie und darüber (vielleicht wiederum tektonisch getrennt), die Kalkphyllit-Phyllit-Gruppe des Altpaläozoikums. Wiederum trifft man unter dem Paläozoikum den durch Diaphthorese und Mylonite gekennzeichneten Bewegungshorizont zwischen den beiden großtektonischen Stockwerken, worüber A. Winkler (1938, S. 13, 50) bereits vor Kenntnis der regional-geologischen Bedeutung dieser Erscheinung mit beredten Worten berichtet hat: „Innerhalb des Grundgebirges stehen einander der Kristallinsockel und die auflagernde paläo-mesozoische Decke tektonisch scharf getrennt gegenüber. Zwischen beiden verläuft sowohl am Remschniggrücken wie auch in der noch mitaufgenommenen Randpartie des eigentlichen Poßruck, in der Grundgebirgsscholle von Hl. Geist a. P., eine große Bewegungsfläche durch, an welche die Mylonite, Ultramylonite, Gangmylonite von Pegmatiten und Schiefern geknüpft erscheinen. Aus den Feldbefunden kann geschlossen werden, daß die auflagernde jüngere Gesteinsmasse in deckenförmiger Bewegung über das Kristallin vorgeschoben worden ist." Als Alter wird von A. Winkler auf Grund der Relation zu den mesozoischen Sedimentgesteinen bereits die alpidische Ära angeführt. Eine Bestätigung dieser von Myloniten begleiteten Bewegungsfläche über dem Kristallin an der Grenze zum Paläozoikum brachte erneut die Neuaufnahme durch F. K. Bauer (1965, S. A 17).

Das Permomesozoikum, besonders aus den Untersuchungen von F. Blaschke (1910), F. v. Benesch (1914) und A. Winkler-H. (1958, S. 17) bekannt, zeigt die für das Südoberostalpin typische Griffener-Werfener-Schichtkombination des Permoskyth mit Kon-

glomeratlagen im Perm. Von der tektonisch stark zerrissenen und verschuppten Trias sind der karnische Schiefer- und Kalkkomplex mit *Cidaris*-Stacheln und *Isocrinus*-Trochiten sowie der Hauptdolomit bekannt. Fossilführende Gosau mit Hippuriten, Sphaeruliten, Korallen und Foraminiferen wurde aus dem Raum von Hl. Geist SSW Leutschach und Hl. Kreutz SE Leutschach gemeldet.

γ) Remschnigg

Als Remschnigg wird der zur Hälfte auf österreichischem Gebiet liegende, durch die Kappeler Miozänmulde im Süden vom Hauptkörper des Poßruck morphologisch abgetrennte west-östlich verlaufende nördliche Vorrücken dieses Bergmassivs bezeichnet. Der Kern dieses antiklinal gebauten Rückens besteht aus Glimmerschiefern und Amphiboliten, untergeordnet aus Pegmatit- und Marmorzügen. Berühmt sind die von F. Angel (1933, S. 13 ff.) aus dem Remschnigg beschriebenen Pegmatitmylonitmassen und Gangmylonite, über die A. Winkler (1938, S. 13) und F. K. Bauer (1965, S. A 18) abermals berichteten. Aus dem tektonischen Oberbau, dem Paläozoikum, sind seit F. Heritsch (1933 b, S. 1 ff.) unterdevonische Korallen, und zwar *Favosites ottiliae* Pen. und *F. forbesi* M. E. & H. sowie Striatoporen vom Raum Altenbach SE Unterhaag beschrieben worden. (Auch diese Bestimmungen halten, wie so viele andere von F. Heritsch, nicht einer Kontrolle durch die Conodontenstratigraphie stand, wonach diese Schichten einen silurischen Charakter zeigen.)

Durch moderne Untersuchungen der Profile im Altenbach- und Neuberggraben (W Buggisch et al., 1975; F. Ebner, 1975 b) ist mit Hilfe von Conodonten die Schichtfolge der Nordabdachung des Remschnigg detailliert geklärt worden. Über den phyllitischen Schiefern der Basis folgt ein Fleckengrünschiefer als Produkt eines basischen Vulkanismus, der im unteren Silur (Llandovery) erlosch, wie die im westlichen Altenbachgraben zuoberst eingeschaltete Crinoidenkalklage dieser Stufe mit *Acodus curvatus* Branson & Br., *Hadrognathus staurognathoides* Walliser, *Spathognathodus pennatus* Wall., *Sp. ranuliformis* Wall. etc. anzeigt. Die einst von F. Heritsch als unterdevonisch betrachteten Favositen-führenden Korallenkalke (siehe oben) sind nach dem Auftreten von *Ozarkodina typica* Branson & Mehl in das oberste Silur (Přidolí, $e\beta_2$) einzustufen. Höheres Unterdevon ist hingegen auf der jugoslawischen Seite des Remschnigg mit Hilfe einiger Conodontenfaunen in einer Kalk/Schiefer/Grauwacken-Folge belegt worden (P. Mioč & A. Ramovš, 1973, S. 136), ferner ist auf österreichischer Seite ein grauer und roter Flaserkalk ebenso durch Conodonten als Unter- bis Oberdevon belegt, wobei im oberdevonischen Anteil das Ems durch *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* Ziegler u. a. bestimmt wurde. Die „Korallenkalke" des oberen Neuberggrabens schließlich – in denen F. Heritsch (1933 b, S. 2) *Favosites styriacus* des Unterdevon zu erkennen glaubte, sind heute durch Conodonten wie *Palmatolepis, Polygnatus* etc. als Oberdevon fixiert.

δ) Sausal

Im Bergland des Sausal W Leibnitz durchragt im Zuge der vom Plabutsch bei Graz nach Süden ziehenden „Mittelsteirischen Schwelle" (K. Kollmann, 1965, S. 493) das Altpaläozoikum der oberostalpinen Decke inselförmig das Neogen des Stei-

rischen Beckens. Eine geologische Aufnahme der Metadiabas-Schieferserie des Altpaläozoikums hat H. LEITMEIER (1907, 1908) durchgeführt. Im Serizitschiefer des Mandlkogels bei Kitzegg konnte J. HANSELMAYER (1961, S. 38 ff.) metamorphe Quarzporphyre und deren Tuffe erkennen, so daß hierdurch der saure Vulkanismus aus dem obersten Ordovic erfaßt ist. Zusammenfassend stuften H. FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB (1972, Taf. 1) die Mallitschberg- und Kitzeck-Folge des Liegendabschnittes mit den basischen Vulkaniten in das Ordovic ein; der Porphyroid markiert die Wende zum Silur; die schieferreiche Gleinstättenberg-Folge in dessen Hangendem reicht aber über das Silur noch in das Devon empor, da die darin eingeschalteten Kalke am Burgstall nicht – wie dort vermutet – mittleres Silur, sondern höheres Unterdevon darstellen.

Aus eben diesem einzigen größeren Kalkvorkommen des Sausal am Burgstall im Süden des Berglandes gelang es nämlich jüngst W BUGGISCH et al. (1975, S. 270) im Steinbruch S Mantrach durch eine Conodontenfauna mit *Polygnathus foveolatus* PHILIP & JACKSON, *Spathognathodus steinhornensis miae* BULT., *S. optimus* MOSKAL. etc. zu gewinnen und so eine Korrelierung mit der Zlíchov-Stufe Böhmens herzustellen, was einer Einstufung etwa in das höhere Unterems entspricht. Diese Einordnung in das höhere Unterdevon stellt bisher den einzigen paläontologisch belegten stratigraphischen Fixpunkt des Sausal dar.

Als ein Ausläufer des Sausal im NE sei der Aufbruch von südfallenden paläozoischen Phylliten und Grünschiefern von Lebring im Murtal erwähnt, dessen Ausdehnung östlich der Mur von der RAG geortet worden ist (K. KOLLMANN, 1965, S. 493) – vgl. S. 458.

ε) Südburgenländische Schwelle

Die das Steirische Becken vom Westpannonischen Becken im Untergrund der tertiären Bedeckung trennende SW-NE streichende Südburgenländische Schwelle zieht von Mureck im SW über St. Anna a. Aigen SE Gleichenberg, über Jennersdorf und Güssing zum Eisenberg SSW Rechnitz. An jenen Stellen, wo das Grundgebirge die neogene Beckenfüllung durchstößt, zeigt es sich, daß diese Schwelle durchwegs aus Altpaläozoikum des Oberostalpins aufgebaut ist: so im Rotterberg und Stadelberg der Schieferinsel von St. Anna a. Aigen, in den kleineren Aufbrüchen W Güssing, S und E Kohfidisch und am Eisenberg.

Die Schieferinsel von St. Anna SE Gleichenberg hat zuletzt durch A. WINKLER (1926, Kt.; 1927, S. 15 ff.) ihre Darstellung gefunden. Das 7 km lange Bergmassiv wird durch das Lehmbachtal in den westlichen Anteil, den Rotterberg, und den östlichen Abschnitt, den Stadelberg gegliedert. Eine nähere Gliederung dieses aus einer Grünschiefer-Diabas-Serie, Phylliten, Tonschiefern, Kieselschiefern, Kalkmarmoren (bei der Ortschaft Kalch) und Kalkschiefern bestehenden Altpaläozoikums ist noch nicht erfolgt (über die Beziehung zum Grazer Paläozoikum vgl. S. 459).

Die andere nennenswerte Schieferinselgruppe im Bereich dieser Schwelle, der Eisenberg und die südlich davon gelegenen Kohfidischer Inseln, sind nach den Untersuchungen durch W POLLAK (1962) entgegen den bisherigen Vorstellungen (zuletzt W J. SCHMIDT, 1956, Kt. 1) zum überwiegenden Teil nicht als oberostalpines Altpaläozoikum, sondern als an Brüchen emporgebrachtes Pennin aufzufassen – vgl. A. TOLLMANN, 1976 c, Taf. 1: Es verbleiben als paläozoische Glieder nach W POLLAK (1962,

S. 93) nur noch geringe Reste von Dolomiten, Kalken und Dolomit- bis Kalkschiefern E Hannersdorf, W Großdorf und S Kohfidisch. In den Bohrungen der SMV wurden paläozoische Dolomite in einem 13 km breiten Streifen im Bereich Kohfidisch von Bachselten im NW bis Edlitz im SE unter dem Neogen der benachbarten Niederung angetroffen (K. Kollmann, 1965, S. 494), die weite Verbreitung des Paläozoikums im Untergrund anzeigend.

c) Literatur

F. Angel, 1933; F. K. Bauer, 1965; H. Beck, A. Kieslinger et al., 1929; F. v. Benesch, 1914; F. Blaschke, 1910; W Buggitsch et al., 1975; F. Ebner, 1975 b; Ch. Exner, 1976; E. Faninger, 1970, 1973; H. Flügel & H. Schönlaub, 1972; J. Hanselmayer, 1961; F. Heritsch, 1933 b; A. Hinterlechner-Ravnik, 1971, 1973; A. Kieslinger, 1928 b, 1935; K. Kollmann, 1965; H. Leitmeier, 1908, 1928; P. Mioč & A. Ramovš, 1973; W Pollak, 1962; W J. Schmidt, 1956; R. Schwinner, 1951 a; A. Tollmann, 1976 c; A. Winkler-H., 1926 b, 1927 b, 1933, 1938.

4. Das Grazer Paläozoikum

a) Position und Grenzen

Zwischen Köflach und Voitsberg im Westen und Gasen und Anger im Osten sowie zwischen Mixnitz im Norden und dem Neogen des Steirischen Beckens bei Graz im Süden erstreckt sich mit einer Länge von 50 km und einer Breite von 25 km die in sich kompliziert gebaute Scholle des Grazer Paläozoikums beiderseits der Mur. Während sie nach Westen, Norden und Osten schüsselförmig über dem mittelostalpinen Kristallin, dem sie als Bestandteil des Oberostalpins fernüberschoben auflagert, aushebt, setzt sie sich gegen SE hin im Untergrund des Steirischen Tertiärbeckens noch weit fort.

Ein größerer Teil des „Grazer Paläozoikums" als an der Oberfläche sichtbar, scheint nach der Zusammenstellung von K. Kollmann (1965, S. 493 ff.) in der Tiefe des Steirischen Beckens unter der neogenen Bedeckung zu liegen. Hier dehnt sich mit NNW-SSE-Erstreckung ein (westlicher) paläozoischer Lappen in Fortsetzung des Grazer Paläozoikums nach Süden aus und gewinnt Anschluß an die Fortsetzung der Gurktaler Deckenausläufer im Remschnigg und Poßruck. Dieser verdeckte Südteil des Grazer Paläozoikums („Leibnitzer Paläozoikum") reicht vom Plabutschzug W Graz in Form der Sausalschwelle nach Süden: In der Bohrung Pirka SW Straßgang wurde der paläozoische Kalk in 556 m Tiefe erreicht. Bei Tobelbad, S Weitendorf, bei Lebring/Mur stellen sich kleine Inseln von Paläozoikum obertags ein. Bei Schönberg SW Wildon liegt das Paläozoikum in 74 m Tiefe unter dem Tertiär. Im Sausal erscheint es wiederum mächtig obertags. In der Bohrung Perbersdorf 5 km NE Spielfeld wurden die paläozoischen Phyllite in 1470 m Tiefe angefahren (Abb. 139).

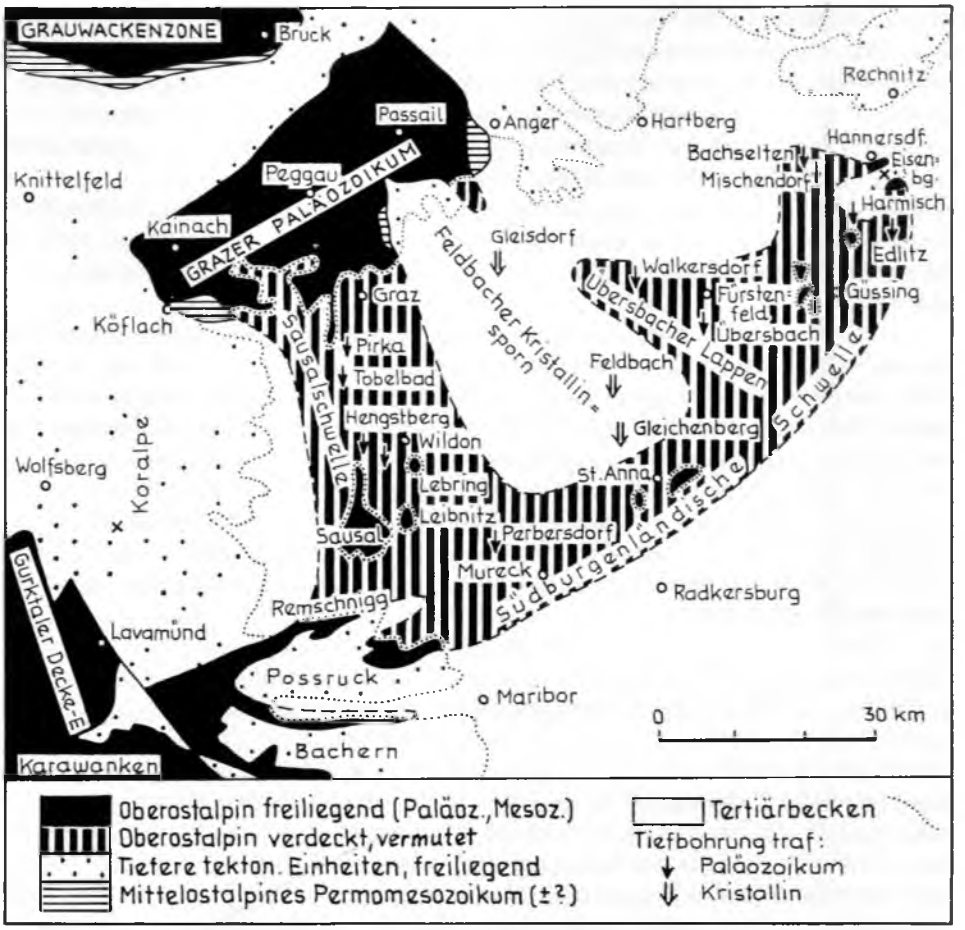


Abb. 139: Die mutmaßliche Verbreitung des Grazer Paläozoikums im Untergrund des Steirischen Neogenbeckens als Bestandteil der oberostalpinen Deckenmasse, als Ostfortsetzung der Gurktaler Decke. Entworfen auf Grund der Ausführungen von K. KOLLMANN (1965).

Ein zweiter paläozoischer Lappen als Bestandteil der oberostalpinen Decke wurde im Ostteil des Steirischen Beckens ausgemacht, und zwar jenseits der unter dem Neogen mit NNW-SSE-Verlauf hinziehenden altkristallinen Schwelle, die von Radegund NE Graz über Gleisdorf, Feldbach nach Gleichenberg verläuft (Feldbacher Kristallinsporn K. KOLLMANN, 1965, S. 492). Dieser zweite, östliche Deckenlappen, den man nach der Bohrung Übersbach 1 bei Fürstenfeld als Übersbacher Paläozoikum-Scholle bezeichnen könnte, erscheint obertags in etlichen kleinen Inseln im Zuge der „Südburgenländischen Schwelle" von der Schieferinsel von St. Anna SE Gleichenberg im SW über Aufragungen W Güssing bis Kohfidisch und dem Eisenberg S Rechnitz (vgl. S. 90). Im letztgenannten Gebiet von Kirchfidisch SW des Eisenberges sind die devonischen Dolomite ja auch im Untergrund des Tertiärs in einer Breite von

13 km bei Bachselten, Mischendorf, Harmisch und Edlitz von der SMV erbohrt worden. Daß dieses Paläozoikum von der Südburgenländischen Schwelle weit hinein unter den Ostteil des Steirischen Beckens, das Fürstenfelder Teilbecken, reicht, haben die Bohrungen Übersbach und Walkersdorf S bzw. W von Fürstenfeld gezeigt. Die erstgenannte Bohrung traf den paläozoischen Bänderkalk in 2636 m Tiefe an, letztere einen grauen brekziösen paläozoischen Dolomit in 2089 m Tiefe.

Der südliche Ausläufer des Grazer Paläozoikums, das Leibnitzer Paläozoikum, und die weiter im Osten gelegene Übersbacher Paläozoikumsscholle scheinen über die paläozoische Insel von St. Anna SE Gleichenberg miteinander in Verbindung zu stehen.

Das Grazer Paläozoikum mit seinem komplizierten Deckenbau ruht – ebenso wie die sich daran gegen Süden und Osten knüpfenden begrabenen Ausläufer im Steirischen Becken – dem mittelostalpinen Untergrund tektonisch auf. Dies ist nach der langen Diskussion über Für und Wider nach genauer Revision der Grenzflächen in neuester Zeit für den gesamten freiliegenden Grenzsaum des Grazer Paläozoikums im einzelnen belegt (siehe S. 472). Auch am alpidischen Alter dieser Großüberschiebung ist zufolge der zweifellosen Zugehörigkeit zur oberostalpinen Decke, die 165 km Schubweite über dem Kristallin der Zentralalpen erreicht, nicht zu zweifeln. Inwieweit der innere Deckenbau alpidisch oder variszisch geprägt worden ist, kann allerdings noch nicht mit Sicherheit bestimmt werden.

b) Erforschungsgeschichte, Literaturübersicht

Mit der Schaffung des Joanneums in Graz als Museum und naturwissenschaftliche Forschungsstätte im Jahre 1811 durch Erzherzog Johann wird unter anderem auch die geologische Erforschung der Umgebung der Stadt stimuliert: 1819 finden wir nach Studium der Lagerungsverhältnisse des Dolomites am Grazer Schloßberg durch den Custos des Joanneum M. Anker gemeinsam mit L. v. Buch von letztgenanntem Forscher eine erste Mitteilung über die Schichtfolge im Grazer Paläozoikum (1820, S. 112). 1829 legte M. Anker bereits den ersten Entwurf einer geologischen Karte der Steiermark vor. Die geologische Karte der „Umgebungen von Grätz" von F. Unger aus dem Jahre 1843 reicht unter Eintragung von acht Formationen von Semriach im Norden bis Leibnitz im Süden. Einzelheiten über die Erforschungsgeschichte des Grazer Paläozoikums in dieser klassischen Epoche der Forschung gab H. Flügel (1958 a, S. 51 ff., Taf. 8). Die nächste wichtige Etappe in der Kenntnis der Grundzüge der Geologie des Grazer Berglandes war die Fertigstellung der Übersichtskarte der Steiermark durch A. Morlot 1847 und später durch D. Stur 1865 samt zugehörigem monumentalem Werk „Geologie der Steiermark", das 1871 erschien.

In stratigraphischer Hinsicht war bereits F. Unger (1843, S. 74) die Erfassung des Devons im Grazer Paläozoikum gelungen, nur vier Jahre nach Aufstellung des devonischen Systems! Nach den oben erwähnten frühen, mehr lithologisch orientierten Gliederungsversuchen, unter denen besonders jene geglückten von E. Suess (1868, S. 776 ff.) und C. Clar (1874, S. 563) anzuführen sind, setzt die Ära der biostratigraphischen Arbeit deutlich mit G. Stache (1884, S. 290 ff.) ein und zeitigt

bei A. Penecke (1894, Tab. S. 584 ff.) bereits ein erstes stratigraphisches Schema für diesen Raum. Durch R. Hoernes wurde 1890 erstmalig auf die im Grazer Paläozoikum auftretenden faziellen Differenzierungen geachtet, deren sorgfältige Beobachtung erst viel später zu einem besseren Verständnis der Stratigraphie führen sollte. Mit M. Vacek (1906, 1907) ergab sich gerade auch im Zusammenhang mit der Frage der Fazies-Äquivalente eine heftige und polemische Auseinandersetzung.

Die Berücksichtigung derartiger Faziesunterschiede und die umfangreiche Bearbeitung von Makrofaunen des Gebietes durch F. Heritsch führten schließlich in dessen monographischen Arbeiten von 1915/1917 und 1918 zu einem geschlossenen stratigraphischen System, dessen weiterer Ausbau durch zahlreiche Autoren bis zu einem gewissen Abschluß in der Zusammenfassung von H. Flügel, 1954, führte.

Mit dem Einzug der neuen Methode zur Alterseinstufung mit Hilfe von Conodonten (W Ziegler/Marburg), mit der revidierenden Bearbeitung der Makrofaunen durch deutsche Spezialisten (H. Erben/Bonn, W Simon/Berlin) in Zusammenarbeit mit H. Flügel und mit der Entdeckung der für die Mitteldevonbasis bezeichnenden Art *Conchidium hercynicum* Halfar in tieferer Position als zuvor bekannt durch H. Flügel (1960 c, S. 115), brach, wie H. Flügel (1958 a, S. 61) es ausdrückt, nicht nur ein „schwarzer Freitag" für die klassische Stratigraphie des Grazer Paläozoikums herein. Es zeigte sich bald, daß durch umfangreiche Fehleinstufungen (-bestimmungen) von Makrofossilien durch F. Heritsch, von „Graptolithen" durch verschiedene frühere Bearbeiter (vgl. H. Jaeger, 1970, S. 173) die Serien vielfach zu tief, teilweise wesentlich zu tief, eingestuft worden waren. So rücken die „Caradocsandsteine" in das Unterdevon empor, die „ordovicischen" Schiefer mit Vulkaniten können bis in das Unterdevon aufsteigen, die ehemals silurischen Crinoidenkalke wurden damals in das Mitteldevon (heute: Unterdevon) eingestuft, die Barrandei-Schichten fallen nicht in das Unter- bis Mitteldevon, sondern sind ausschließlich mitteldevonisch, der Steinbergkalk reicht entgegen älterer Vorstellungen bis zum Ende des Oberdevon empor etc. etc. Eine „Neue Stratigraphie" hat sich in den beiden letzten Jahrzehnten im Gegensatz zu den klassischen Vorstellungen entwickelt – sie erlebt aber heute noch immer ihre Wandlung. Eine Neubearbeitung der Makrofauna setzte wiederum ein (z. B. A. Schouppé, 1954 a, b; H. Flügel, 1956 a, b; E. Flügel, 1958 b; G. Plodowski, 1976, etc.).

Der „schwarze Freitag" in der großtektonischen Deutung des Grazer Paläozoikums stand zur Zeit der Beschreibung der obigen Situation des stratigraphischen Umbruches (H. Flügel, 1958 a) ebenfalls gerade bevor. Mit der Einordnung in das oberostalpine Deckensystem war das Grazer Paläozoikum als Teil dieser hier etwa 140–165 km weit überschobenen Deckenmasse vom Autor (1959 a, S. 23) im Zusammenhang mit der Abgliederung des mittelostalpinen Sockels als alpidische Fernschubmasse erkannt worden – nachdem trotz wechselvoller Ansichten gerade von Lokalkennern (H. Flügel & V Maurin, 1957, S. 203) noch bis zuletzt eine Fernüberschiebung des Grazer Paläozoikums mit Sicherheit ausgeschlossen worden war. Vorkämpfer der Vorstellung von deckentektonischer Verfrachtung des Grazer Paläozoikums aus regionalen Überlegungen waren z. B. H. Mohr (1911, S. 310), L. Kober (1912 a, S. 379) und R. Staub (1924, S. 193), R. Schwinner (1925, S. 263) – der eine 20 km weite Horizontalverfrachtung annahm – und E. Clar (1935, S. 15) mit Überschiebungsbeträgen von 20–30 km.

Die heutige Vorstellung über den internen Deckenbau des Grazer Paläozoikums geht letztlich auf R. SCHWINNER (1925, S. 263) zurück und wurde schrittweise den jeweiligen neueren Erkenntnissen angepaßt über E. CLAR (1935, S. 16, Abb. 2), H. BOIGK (1951, S. 267, Abb. 15) zu H. FLÜGEL (1959, Taf. 8, Abb. 6) weiterentwickelt.

Literatur: Heute liegt durch H. FLÜGEL (1975 a) in zweiter Auflage ein erschöpfendes geologisches Kompendium über das Grazer Bergland vor, das zugleich Erläuterung zur geologischen Karte dieses Raumes 1 : 100.000 vom gleichen Autor aus dem Jahre 1961 darstellt.

c) Stratigraphie und Fazies

α) Überblick

Wickeln wir den Deckenbau des Grazer Paläozoikums mit den vier übereinanderliegenden Einheiten – von oben nach unten bzw. von Süden nach Norden: Rannachdecke, Schöckeldecke, Hochlantschdecke, Hochschlagschuppenzone (vgl. Abb. 141) – in Gedanken zurück, so erhalten wir zugleich das Faziesverteilungsschema der vier individuellen Hauptzonen mit eigenständiger Fazies. Von Süden nach Norden reihten sich demnach primär aneinander: 1. Die Rannachfazies als besonders schichtgliederreiche, auch altersmäßig am weitesten emporreichende, nämlich in das Oberkarbon aufsteigende, dolomitisch-sandig-kalkische Entwicklung. 2. Die Schökkelfazies mit ihren fossilleeren Bänderkalken des Schöckels im Mitteldevon. 3. Die Hochlantschfazies, eine im Devon mächtige, hier vorwiegend kalkige, fossilreiche Entwicklung mit Vulkaniten im höheren Mitteldevon. Mit dem Mitteldevon endet diese Faziesreihe. 4. Schließlich ist noch die hier als Hochschlagfazies bezeichnete Entwicklung am Nordrand des Grazer Paläozoikums anzufügen, die durch eine hoch im Unterdevon emporreichende Tonschieferfazies und die spezifische Hochschlagserie des unteren Mitteldevons charakterisiert ist.

Die Abwicklung der Faziesräume mußte konform mit der Abwicklung der Deckenabfolge und damit in anderer Weise vorgenommen werden als bei H. FLÜGEL (1972 a, S. 122, 126), der die Rannachfazies nach Norden in die Hochlantschfazies übergehen läßt, während er die dazwischenliegenden Schöckelkalke herausnimmt und in die nördlicher gelegene Tonschieferfazies einreiht. Dies steht im Gegensatz zur heute gültigen, auch von H. FLÜGEL akzeptierten Deckenabfolge. H. BOIGK (1951, S. 267, Abb. 15) hat hingegen die mit dem Deckenbau korrespondierende Faziesabwicklung vorgenommen, an die hier angeknüpft wird.

Während die Hochlantsch- und Schöckel-Fazies Plattformentwicklungen darstellen, zeigt die Serie der Rannachfazies teilweise Beckenmerkmale (H. FLÜGEL, 1972, S. 117). All diesen Faziesräumen gemeinsam ist eine einheitliche Unterlagerung der devonischen Karbonatserien durch eine im Unter- bis Mitteldevon verschieden hoch emporsteigende schiefrige altpaläozoische Serie mit Einschaltungen von basischen Vulkaniten und geringmächtigen Kalklinsen. Eine deutliche Faziesdifferenzierung stellt sich demnach erst im Devon ein.

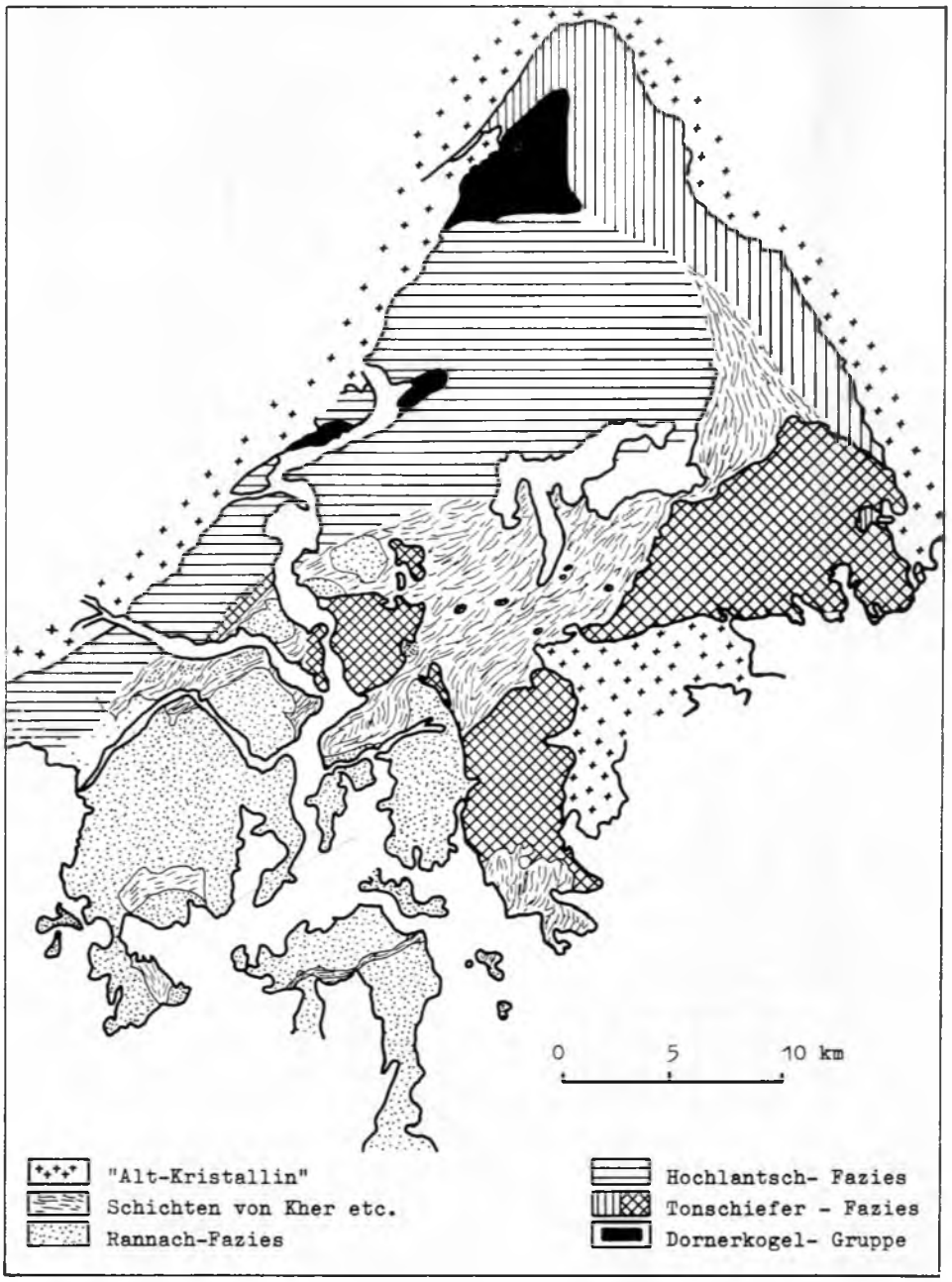


Abb. 140: Die Fazieszonen im Grazer Paläozoikum nach H. Flügel (1972 a, Abb. 1).

Tab. 19 : Das Grazer Paläozoikum

(vorwiegend nach H.FLÜGEL)

Stufen			Rannachfazies (S)	Schöckelfazies	Hochlantschfazies	Hochschlagfazies (N)
KARBON	O.	STEFAN				
		WESTFAL	Dultschichten: Schf. mit *Calamites*			
		NAMUR	Cladochonuskalk des Namur			
	U.	VISÉ	Sanzenkogelkalk („Gnathoduskalk" wenige – 40 m); Conodonten des cu I – cu III			
		TOURNAI				
DEVON	O.	to VI bis to I	Steinbergkalk (130 m) mit Goniatiten, Clymenien; Conodonten des to I – to VI			
			Goniatitenkalk (wenige m)	Schöckelkalk mit *Favosites*	Hochlantschkalk (über 300 m)	
					Quadrigeminumschichten	
	M.	GIVET	Kanzelkalk (bis 150 m)		Calceolaschichten, Diabas	
		EIFEL	Barrandeikalk (150–450 m) und Chonetenschiefer	Übergangsschichten: Tonschf., Sst., ↑Striatoporenkalk↑	Hubenhalt Schichten (Kalk, Dolomit)	Hochschlagserie (350 m) Kalke, Schiefer, Grün↑schiefer↑
	U.	EMS	Dolomitsandsteinstf. (550–1000 m)			
		SIEGEN	Crinoidenkalk 50–100 m		Kalkschiefer-folge mit *Zdimir* cf. *hercynicus* / Osserkalk	
		LOCHKOV	Obere Schichten von Kher	Passailer Phyllit :		Heilbrunner Phyllit (450 m; Ordovic?–Unterdevon?): Phyllitische Schiefer, Kieselige Schiefer; Grünschiefer im tieferen Abschnitt
		GEDINNE $e\gamma$	Sandstein von Stiwoll mit Makrofauna			
SILUR	O.	PŘIDOL $e\beta_2$	Tonschiefer mit basischem Vulkanit und Kalklagen des Oberludlov bis Lochkov	Dunkler Phyllit Kalk(marmor), Quarzit, Basische Tuffe, Diabas	Laufnitzdorfer Serie aus Tonschf., Kalkschf. mit Conodonten des Ludlov. ↑Magnesit von Breitenau?↑	
		LUDLOV $e\beta_1$				
	M.	WENLOCK ea				
	U.	LLANDOVERY	(500 m Schi. von Kher)			
ORD.	O.	ASHGILL	Untere Schichten von Kher Tonschiefer mit Tuffiten und Metadiabas			
		CARADOC				
	M.					

Im folgenden werden die Schichtfolgen in diesen vier Faziesbereichen (Abb. 140) getrennt skizziert, wobei besonders auf die zusammenfassenden Darstellungen von H. FLÜGEL (1958–1975) Bezug genommen wird – vgl. Tab. 19.

Als ältestes Schichtglied im Bereich des Grazer Paläozoikums ist tieferes Silur (Llandovery) biostratigraphisch nur durch *Pristiograptus atavus* (JONES) in einem als Geröll in die Kainacher Gosau eingelagerten Lydit nachgewiesen (H. FLÜGEL, 1952 c, S. 154).

β) Die Schichtfolge der Rannachfazies

Diese Serie entfaltet sich im Abschnitt westlich und nordwestlich von Graz und ist im Gebiet der Hohen Rannach und vom Kanzelkogel links und vom Frauenkogel und Plabutsch rechts der Mur sowie am Buchkogel SW Graz eingehend studiert. Die basale schiefrige Serie wird heute als „Schichten von Kher" bezeichnet, die wohl über 500 m Mächtigkeit erreichen. Ihr tieferer Teil, die „Unteren Schichten von Kher", eine Wechselfolge von fossilleeren mergelig-tonigen Schiefern mit basischen Vulkaniten wie Tuffiten und Metadiabasen, wird wohl ordovicisches (bis tiefsilurisches) Alter besitzen. Ihr Oberabschnitt, die „Oberen Schichten von Kher", weisen in den hangenden Partien der Schiefer Flaserkalklagen auf, deren Conodontenfaunen bei Winkel W Graz Obersilur, und zwar Oberludlow, belegen [*Ozarkodina ziegleri* WALLISER, O. cf. *jaegeri* WALL., *Hindeodella equidentata* RHODES, *Spathognathodus inclinatus* (RHODES) etc.], sowie im Kherer Wald W Gratwein noch unterstes Devon, Lochkov bzw. Gedinne, beweisen [*Spathognathodus inclinatus wurmi* (BISCHOFF & SANN.), *Sp. steinhornensis* ZIEGLER, *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER etc.] – H. FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB (1972, S. 143 ff.). Der obersten Partie der Oberen Schichten von Kher gehören auch die gelblichen Sandsteine von Stiwoll 17 km WNW Graz an, die auf Grund ihrer Makrofauna mit Korallen, Trilobiten (*Calymene, Cheirurus, Scutellum* etc.), Brachiopoden und Bryozoen früher in das Caradoc gestellt worden waren („Caradocsandstein von Stiwoll"), tatsächlich aber ebenfalls in das Unterdevon, Lochkov, gehören werden (H. FLÜGEL, 1958 a, S. 63; 1960 c, S. 117; 1975 a, S. 38). Die oberen Schichten von Kher umfassen demnach einen guten Teil oder das gesamte Silur und noch unterstes Devon.

Jüngst hat F. EBNER (1976 c) die im Raum von Eggenfeld NW Graz im Hangenden eines silurischen Diabasergusses aufgeschlossenen Silur/Devon-Grenzschichten, bestehend aus einer Dolomit-Tuffitschiefer-Wechselfolge, biostratigraphisch analysiert. Die tiefsten Anteile umfassen reiche Conodontenfaunen der Siluricus-Zone mit Formen wie *Polygnathoides emarginatus* (BRANSON & MEHL), *P. siluricus* BR. & MEHL, *Kockelella variabilis* WALLISER etc. im Liegendanteil und *Polygnathoides emarginatus* (BR. & MEHL) bis zur Hangendgrenze der Zone; die darüber folgende Eosteinhornensis-Zone des obersten Silur ist durch *Hindeodella priscilla* STAUFFER, *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER und *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis* WALLISER gekennzeichnet. Die hangend folgende Woschmidti-Zone des Unterdevon setzt mit *Icriodus woschmidti* ZIEGLER ein. Die Brachiopoden aus diesem makrofossilreichen Silur/Devon-Grenzprofil von Eggenfeld wurden von G. PLODOWSKI (1976) beschrieben.

Die Karbonatfolge des (Unter-) Devon der Rannachfazies über den Schiefern von Kher setzt mit 50–100 m mächtigen blaugrauen Crinoidenkalken des tie-

feren Pragium (bzw. Siegen) ein, die eine Fauna mit Crinoiden wie Lecythocrinidae, mit Korallen wie *Syringaxon zimmermanni* (WEISSERM.), *Favosites forbesi* M. EDW. H., *Heliolithes porosus repletus* LINDSTR. etc. sowie mit 7 bestimmbaren Conodontenformen enthält (H. FLÜGEL, 1975 a, S. 39).

Es folgt hangend der 550–1000 m mächtige Komplex aus hellem Dolomitsandstein (Doloarenit) und Dolomit, der gelegentlich einen Diabastuff-Horizont (Gösting, Plabutsch) eingeschaltet enthält. Das Alter der Dolomit-Sandstein-Folge wird nicht so sehr durch die Fauna mit den Korallen *Syringaxon zimmermanni* (WEISSERM.), *S. graecensis* SCHOUPPÉ, *Favosites styriacus* (PEN.) etc. als durch ihre Position als höher-unterdevonisch, höheres Pragium-Zlichov (bzw. Ems), bestimmt. Die oberste Partie schwarzen Dolomites, erfüllt von der Korallenart *Amphipora ramosa desquamata* LECOMPTE zeigt ein Hineinreichen in das Mitteldevon an.

Mit den auflagernden 150–450 m mächtigen blaugrauen Barrandei Kalken, benannt nach dem Auftreten der Koralle *Heliolithes barrandei* PEN., gegliedert durch F. HERITSCH (1935, S. 191 ff.) in einen tieferen Korallenkalk und einen höheren Pentameruskalk, setzt das Mitteldevon ein. Die äußerst reiche Fauna dieser Kalke, vorwiegend aus Riffbildnern wie Korallen und Stromatoporen bestehend, weist nach der Zusammenstellung bei H. FLÜGEL (1954, S. 65, 67 ff.; 1975 a, S. 44 ff.) 150 Arten auf. Die Brachiopodenart *Zdimir* cf. *hercynicus* (HALF.) weist auf eine Einstufung in das untere Mitteldevon, Eifel, hin. Einschaltungen von wenige Meter mächtigen „Chonetenschiefern", Tonschiefern voll von Brachiopoden der Gattung *Chonetes*, stellen sich lokal ein.

Der bis 150 m mächtige hellblaue, fossilarme Kanzelkalk im Hangenden der Barrandeikalke barg eine Korallenfauna mit *Thamnophyllum germanicum* SCRUTTON, *Th. hoernesi* PEN., *Stringophyllum? isactis* (FRECH) etc. des unteren Givet.

Der Umschlag zu dem im Oberdevon verbreiteten rötlichen Flaserkalktypus vollzieht sich bereits im obersten Mitteldevon, im oberen Givet, in der wenige Meter mächtigen Goniatitenkalkbank im Hangenden der Kanzelkalke.

Der bunte (gelbliche, graue, rote oder violette) oberdevonische Tonflaserkalk mit Goniatiten und Clymenien wird als Steinbergkalk nach dem Steinberg 9 km W Graz bezeichnet. Seine Mächtigkeit schwankt sehr und erreicht maximal 130 m. Obgleich der Steinbergkalk vielerorts nur bis in das Oberdevon III (tieferes Famennien) emporreicht, ließ sich durch Conodonten überraschenderweise lokal doch eine komplette Serie des Oberdevon mit allen 6 Zonen erfassen. Nach H. FLÜGEL & W ZIEGLER (1957, S. 29 ff.) ist die Manticocerasstufe (to I) am Steinberg durch eine Conodontenfauna mit *Ancyrodella curvata* (BR. & MEHL), *A. lobata* BR. & MEHL, *A. buckeyensis* STAUFER u. a. belegt; die Cheilocerasstufe (to II) durch *Palmatolepis termini* SANN., *P superlobata* BR. & MEHL, *P. tenuipunctata* SANN. etc.; die Prolobites- (to III) und Platyclymeniastufe (to IV) durch *Palmatolepis glabra* UL. & BASS., *P gracilis* BR. & MEHL, *P. perlobata* UL. & BR. etc.; die Gonioclymeniastufe (to V) durch *Spathognathodus tridentatus* (E. BRANSON) etc.; die Wocklumeriastufe (to VI) durch *Spathognathodus spinulicostatus ultimus* BISCHOFF etc. Gesamtlisten von Conodonten der Steinbergkalke vom Steinberg finden sich bei H. FLÜGEL & W ZIEGLER (1957, Tab. 1) und H. FLÜGEL (1975, S. 50 f.), von der „Kanzel" 7 km NW Graz bei G. FLAJS (1966, Tab. S. 225).

Hellblauer dichter Sanzenkogelkalk (ehem. Gnathoduskalk) lagert vielerorts transgressiv mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern bis kaum 40 m nach einer Sedimentationsunterbrechung und Erosionslücke dem Steinbergkalk auf. Mittels Conodonten konnten darin H. Flügel & W. Ziegler (1957, S. 32) und M. Kodsi (1967, S. 419) das Visé nachweisen (*Scaliognathus anchoralis* Branson & Mehl, *Polygnathus orthoconstrictus* Thomas etc.). L. Nössing (1975, S. 40) gelang der Nachweis von Tournai, das am Steinberg 2 m mächtig ist, durch Conodontenfaunen, so daß nun das gesamte Unterkarbon (cu I–III) im Sanzenkogelkalk vertreten ist. Am Steinberg weist das cu I 1,35 m, das cu II 3,82 m Mächtigkeit auf. Die Schichtlücke an der Devon/Karbon-Grenze (M. Kodsi, 1967, S. 415) hat demnach keine Allgemeingültigkeit.

Mit den oberkarbonischen Schichten der Dult bei Gratkorn schließt die Serie der Rannachfazies. In dem Anteil an dunklen, oolithischen Kalken („Cladochonuskalk", aber ohne die Koralle Cladochonus!) steckt nach Conodonten auch Namur, in den schwarzen bis grüngrauen Tonschiefern mit *Calamites* ex gr. *goepperti* Ettingsh. ist Westfal vertreten.

Eine spezielle Untersuchung der Schichten der Dult durch F. Ebner (1976 a, c) mittels Conodonten hat ergeben, daß die im tieferen Teil auftretenden Kalke zutiefst der *Gnathodus nodosus*-Zone angehören, die vom Unterteil des Namur A noch in das oberste Unterkarbon zurückreicht, mit jüngeren Anteilen aber auch das Namur B umfassen, worauf eine Fauna mit *Declinognathus noduliferus, Idiognathoides corrugata, I. sulcata* etc. hinweist. In den auflagernden Schiefern der Dult finden sich noch zwei geringmächtige Horizonte von Kalken mit den genannten Formen von *Idiognathoides* etc., während *Declinognathus noduliferus* aussetzt, was für höchstes Namur bis tiefes Westfal spricht.

γ) Die Schichtfolge der Schöckelfazies

Die Schöckelfazies muß aus geometrischen Gründen nach den tektonischen Vorstellungen vom Deckenbau des Grazer Berglandes von E. Clar (1935) bis H. Flügel (1975 a, S. 193) bei der Abwicklung ursprünglich (entgegen H. Flügel, 1972, S. 122) nördlich an die Rannachfazies angeschlossen haben. Sie ist N Köflach, im Raum NE Peggau, im Schöckelmassiv und im Weizer Bergland verbreitet (Abb. 140).

Die liegendste Schichtgruppe bilden nicht die Heilbrunner Phyllite (wie bei H. Flügel, 1972 a, S. 124, mit Vorbehalt angegeben), sondern der Passailer Phyllit R. Schwinner (1925 b, S. 249), also der tektonisch tiefere Teil der „Semriacher Schiefer" der alten Literatur (C. Clar, 1874, S. 64). Diese Serie bildet primär die Unterlage der Schöckelkalke und ihrer Fortsetzung im Weizer Bergland im Bergstock der Zetz (Kt. H. Flügel, 1960 b). Sie stellt hingegen nicht das primäre Liegende der devonischen Kalkschiefer des Hochlantsch dar, wie noch H. Flügel (1975 a, S. 59) annahm, da dieser Kalkzug an seinem nicht sekundär südvergent aufgeschuppten Südrand weiter im Westen bei Frohnleiten und Übelbach unter den Passailer Phyllit abtaucht. Der Passailer Phyllit umfaßt in der Hauptmasse graue bis grünliche dunkle Phyllite, untergeordnet weiße Marmore und Kalke und den Hundsberg-Quarzit S Passail. Er enthält außerdem Grünschiefer, Chloritschiefer als Edukte basischer Tuffe und Metadiabase, bei Passail auch von grobkörnigem, gabbroidem Habitus. Die fossilleere Serie erinnert an eine höhermetamorphe Folge der Unteren Schichten von Kher mit ordovicisch-silurischem Alter.

In der Schöckelfazies reicht die schiefrige Entwicklung noch weit in das Devon empor, wie die Übergangs-Schichten E. Clar (1933 a, S. 126) zeigen. Sie enthalten z. B. im Schöckelstock und Weizer Bergland Tonschiefer, gelbliche Sandsteine und dunkle Striatoporenkalke, die auf Grund ihrer Fauna mit *Striatopora suessi* Pen., *Thamnophyllum stachei* Pen., *T murchisoni* Pen., *Favosites grandis* Her. etc. angeblich in das tiefe Mitteldevon, Eifel, zu stellen sind.

Das Leitgestein dieser Fazies schließlich, der stratigraphisch folgende Schöckelkalk C. Clar (1874, S. 63), hat auf Grund spürbarer Metamorphose außer *Favosites* sp. keine Fossilien für eine altersmäßige Einstufung geliefert (vgl. H. Flügel et al., 1952, S. 141). Nach dem Verband mit den Übergangs-Schichten aber sind diese graublauen oder weißen, oft gebänderten Kalke in das Mitteldevon zu stellen.

δ) Die Schichtfolge der Hochlantschfazies

Die Hochlantschfazies könnte man mit der Folge von Laufnitzdorf im NE-Vorland des Hochlantsch in der NE-Ecke des Grazer Paläozoikums beginnen lassen, obgleich deren Zuordnung und Stellung noch reichlich unklar ist. Diese Serie besteht aus graubraunen Tonschiefern mit wenige Meter mächtigen, eingeschalteten Kalkbänken, die eine Conodontenfauna des Obersilur, Ludlow, mit *Spathognathodus inclinatus* (Rhodes), *Trichonodella inconstans* Wall., *T excavata* (Br. & Mehl), *Ozarkodina media* Wall. etc. geliefert haben. In ihrem Südabschnitt ist der wirtschaftlich genutzte Magnesitzug von Breitenau (E. Clar, 1954; H. Flügel, 1975 a, S. 78 ff.) eingeschaltet, welchem demnach ein analoges Alter zukommt. Ferner sind über 700 m mächtige glimmerige Sandsteine und Grauwacken („Dornerkogelgruppe") damit verbunden, in welchen meist höheres – bei H. Flügel (1975 b, S. 23) tieferes – Oberkarbon vermutet worden ist, so daß man in diesem Fall die Gesamtfolge von Laufnitzdorf–Dornerkogel aus der Hochlantschfazies herausnehmen müßte.

Dem Unter- bis tieferen Mitteldevon gehört der mächtige Komplex der „Kalkschiefer-Folge" an, die im Nordrandbereich des Grazer Paläozoikums im Raum Vd. Tyrnau–Frohnleiten–Übelbach auftritt. Die plattigen, dünnschieferigen, blaugrauen Kalke und Kalkschiefer enthalten mitteldevonische Korallenfaunen und *Zdimir* cf. *hercynicus* (Half.) – Zusammenstellung bei H. Flügel, 1975 a, S. 53. Die Osserkalke SE vom Hochlantsch werden als eine fazielle Abwandlung dieser Serie betrachtet. Die oberste, 100 m mächtige Partie dieser Serie wird als Schichten der Hubenhalt NE Vd. Tyrnau (S Hochlantsch) getrennt gehalten. Sie enthält in ihrer Wechselfolge von bläulichen Plattenkalken und Dolomiten eine korallenreiche Fauna des Eifel.

Dem tieferen Givet gehören nach ihrer sehr reichen Fauna mit 50 Arten vorwiegend von Korallen, darunter *Calceola sandalina* Lam., die dem vorherigen Schichtglied unmittelbar auflagernden *Calceola-Schichten* an, die südlich der Teichalpe SE vom Hochlantsch verbreitet sind. Sie enthalten im tieferen Teil vorwiegend dunkle Dolomite und bemerkenswerterweise noch hier im oberen Mitteldevon Diabase und Diabasporphyrite, im höheren Teil vorherrschend helle Kalke. Wiederum sei auf die Zusammenstellung der Gesamtfauna bei H. Flügel (1975 a, S. 55) verwiesen.

An der Basis des nun hangend aufsetzenden massigen Hochlantschkalkes differenziert sich lokal noch eine gut geschichtete, teilweise flaserige, hellgraue Kalkserie des

mittleren bis höheren Givet, die Quadrigeminum-Schichten, heraus, die eine Korallenfauna mit *Stringophyllum iscactis* (FRECH) geliefert haben. Der über 300 m mächtige, massige, helle Hochlantschkalk selbst, der den landschaftlich markanten Nordpfeiler des Grazer Paläozoikums aufbaut, schließt die Serie der Hochlantschfazies ab. Die kleine Korallenfauna, die aus den fossilarmen Kalken bekannt geworden ist, läßt keine genaue Einstufung der wohl in das oberste Mitteldevon, vielleicht noch in das Oberdevon zu stellenden Kalke zu.

Vergleichsweise sei hier noch das Gamskonglomerat erwähnt, ein rotes, grobes, fossilleeres Konglomerat beim Gamsgraben N Frohnleiten, das wohl als Rest eines Gosauvorkommens zu betrachten ist (W GRÄF, 1975, S. 99).

ε) Die Schichtfolge der Hochschlagfazies

Als Hochschlagfazies wird hier der ursprünglich nördlichste, jetzt tiefste Komplex des Grazer Paläozoikums bezeichnet, der einen Teil der bisherigen sogenannten „Tonschieferfazies" unter Ausklammerung der nicht hieher gehörigen Schöckelkalke beinhaltet. Sie umfaßt die devonische Kalkserie des Hochschlagstockes–Ederkogels in der NE-Ecke des Grazer Paläozoikums und die unterlagernden Heilbrunner Phyllite. Ihr Schichtbestand enthält zutiefst das Paket der Heilbrunner Phyllite (Phyllite von Gasen), dunkle, zum Teil kieselige phyllitische Schiefer mit einer Mächtigkeit bis zu 450 m, die im tieferen Teil Grünschiefer und im höheren Teil Lagen dunkler Kalke enthalten. E. FLÜGEL (1957, S. 113) vermutet ein Alter von Ordovic und Silur. H. FLÜGEL (1975 a, S. 57) nimmt hingegen für diese Tonschieferserie ein unterdevonisches Alter an.

Die im Hangenden folgende, etwa 350 m mächtige Hochschlagserie besteht aus dunkelblaugrauen Plattenkalken und Kalkschiefern mit Tonschiefer- und Grünschieferlagen. Sie brachte eine kleine Korallenfauna mit *Thamnophyllum germanicum* SCR., *T stachei* PEN., *Favosites grandis* HER. etc., die eine altersmäßige Zuordnung zum Eifel zuläßt.

Bei einem vergleichenden Überblick über die gesamte Schichtfolge des Grazer Paläozoikums zeigt sich, daß die früher von H. FLÜGEL angenommene Sonderstellung dieses Raumes innerhalb des Paläozoikums der Ostalpen mit fortschreitender Erforschung geschwunden ist: Der basische, altpaläozoische Vulkanimus, der im Grazer Paläozoikum bis weit in das Devon (Givet!) hineinreicht, ist auch sonst nicht nur auf das Ordovic beschränkt, wie früher geglaubt. Auch ist die angenommene Schichtlücke zwischen dem Devon und Visé entsprechend den Verhältnissen in den Karnischen Alpen nach der Untersuchung durch L. NÖSSING (1975, S. 40) verschwunden. Es bleibt demnach derzeit noch als Grazer Besonderheit das Auftreten von Sandstein im Unterdevon (H. FLÜGEL, 1975 b, S. 22).

ζ) Die Kainacher Gosau

Im Nordwesten des Grazer Paläozoikums ist im Raum von Kainach ein zusammenhängendes Gosauvorkommen erhalten geblieben, in der Literatur als „Kainacher Gosau" bezeichnet. Da sie neben den Vorkommen im Krappfeld und Lavanttal in Kärnten eines der wenigen Vorkommen von Gosauablagerungen in den Zentralalpen darstellt, kommt ihr besondere Bedeutung zu: Faziell leitet sie durch starke Anklänge

an die dinarische Gosauausbildung (R. OBERHAUSER, 1963, S. 62) zu den Verhältnissen im alpinen Südstamm über, in tektonischer Hinsicht spricht ihr Auftreten hart am Rand des Grazer Paläozoikums für einen vorgosauischen Schub der oberostalpinen Einheit über dem Kristallin der Zentralalpen.

Die Kainacher Gosau gliedert sich in zwei Teilbecken: das unvergleichlich größere Kainacher Becken mit 12 km Durchmesser im NW und das kleine Becken von St. Bartholomä im SE. Die mächtigen Sedimente im Hauptbecken stellen eine Wechselfolge von Sandsteinen, Konglomeraten und Schiefern dar, die sehr arm an Makro- und Mikrofossilien sind. Die Grenze dieser Serie zu dem in fossilreicher Mergelentwicklung geringeren Alters vorliegenden südöstlichen Ausläufer dieser Gosau verläuft entlang des Raßbaches mitten durch das Becken von St. Bartholomä. Vorwiegend aus dieser jüngeren Mergelentwicklung im Ostteil des letztgenannten „Nebenbeckens" stammen die bekannten Faunen der Kainacher Gosau.

Die Schichtfolge des Hauptbeckens von Kainach umfaßt nach W GRÄF (1965, S. 104 ff.; 1972, S. 30 ff.; 1975, S. 84 ff.) folgende Glieder. 1. Die bis 300 m mächtige Basiskonglomerat-Serie. Dieses rote Konglomerat entwickelte sich aus einer monomikten Brekzie mit ausschließlich Komponenten des Untergrundes. Die Komponenten des Konglomerates zeigen im Durchschnitt Durchmesser von 10–50 cm. Gerölluntersuchungen zeigen, daß das heute unmittelbar angrenzende unterlagernde Kristallin der Gleinalpe und Stubalpe vollkommen fehlt (A. ALKER, 1962, S. 19; H. FLÜGEL, 1963, S. 67; W GRÄF, 1965, S. 106), während das angrenzende Paläozoikum des Grazer Berglandes vorherrscht – wie Conodonten- und Makrofossilfunde für die Zeitspanne Unterludlow bis Oberdevon in diesen Geröllen zeigen (H. FLÜGEL, 1952, S. 154; G. FLAJS & W GRÄF, 1966, S. 170; G. RIEHL-H., 1973, S. 24; W GRÄF, 1975, S. 85). Interessant ist ferner die nicht unbedeutende Beteiligung nichtmetamorpher mesozoischer, besonders triadischer Kalkgerölle, durch nicht unbedeutende Mikrofaunen in ihrem Alter fixiert (H. FLÜGEL, 1963, S. 67; G. RIEHL-H., 1973, S. 23; W GRÄF, 1975, S. 85 etc.). Die ursprüngliche Annahme von A. ALKER (1962, S. 19), daß sideritisch vererzte Gerölle auf die Grauwackenzone als Liefergebiet schließen lassen, wird heute nach Neuuntersuchung der sich als Eisendolomite erweisenden Gerölle nicht mehr aufrechterhalten (G. RIEHL-H., 1973, S. 23). Die altersmäßige Einstufung der Basiskonglomeratserie konnte durch die Entdeckung einer Gastropodenfauna mit *Trochactaeon conicus* (MSTR.), *T giganteus* (SOW.), *T lamarcki brandenbergensis* KOLLM., *T sanctaecrucis* (FUTTERER) etc. sowie den Fund des Ammoniten *Placenticeras bidorsatum milleri* HAUER als Obersanton bis Untercampan festgelegt werden (W GRÄF, 1972, S. 31; 1975, S. 88).

Als fazielle Vertretung der bunten Basiskonglomerate stellen sich in etlichen randnahen Abschnitten des Beckens die Schichten von St. Pankrazen ein, eine Bitumenmergelfolge mit dunklen mergeligen und kalkigen Sandsteinen, die eine stratigraphisch wenig aussagekräftige Fauna und Flora (W SCHMIDT, 1909, S. 236 ff. etc.) führt, aber aus der Art ihres Auftretens mit der Basiskonglomeratfolge altersgleich ist.

Die im Hangenden dieser Basisserie folgende, 1000–1200 m mächtige Kainacher Hauptbeckenserie ist sandig-siltig-tonig und nahezu kalkfrei entfaltet, führt aber lokal reichlich Gerölle. Der Sedimentcharakter entspricht weiter im Norden Fluxoturbiditen mit Rutschstrukturen und gradierten Schichten. Weiter im Süden treten gegen

das einstige Beckeninnere die Konglomerateinschaltungen zurück, echte Turbidite mit regelmäßiger Gradierung und reichlich Sohlmarken herrschen vor, so daß man von einer flyschartigen Gosau sprechen kann (W GRÄF, 1965, S. 105 ff.; 1972, S. 31; 1975, S. 91).

Das Alter dieser im allgemeinen sehr fossilarmen Hauptbeckenserie wird durch Ammoniten wie *Scaphites hippocrepis tenuis* REES., *S. aquisgranensis* SCHLÜTER, *Baculites incurvatus* DUJ., *Placenticeras milleri* HAUER, *Mortoniceras* aff. *campanensis* GROSS. etc. (R. BRINKMANN, 1935, S. 6 ff.) als Untercampan bestimmt. Diese Einstufung wird auch durch die Fossilbelege in Unterlage und Deckschichten bestätigt, letztere in der Zementmergelserie von St. Bartholomä mit obercampanem Faunenanteil. Auf die übrigen Elemente der Gesamtfauna dieser Hauptbeckenserie, bei W GRÄF (1975, S. 93) zusammengestellt, soll hier nicht eingegangen werden, da durch zahlreiche Fehlbestimmungen (W SCHMIDT, 1909), namentlich bei den Hippuriten (durch welche ja O. KÜHN weithin in den Ostalpen Fehleinstufungen verursacht hat), einst ein recht falsches Bild des Alters dieser Serie vermittelt worden ist.

Die jüngsten Schichten der Kainacher Gosau liegen in der unter das Tertiär des Steirischen Beckens abtauchenden 250 m mächtigen Zementmergelserie von St. Bartholomä vor, die Obercampan und Maastricht beinhaltet. Sie besteht aus hellen Zementmergeln und braunen Kalksandsteinen mit Einschaltung einer Hippuritenkalkbank, von dickbankigen Inoceramenmergeln überlagert. Die Diskrepanz in der Alterseinstufung, die sich aus der Einstufung der Hippuriten durch O. KÜHN (1947, S. 187; 1960, S. 48) in das Untersanton und der übrigen Fauna samt Inoceramen und Globotruncanen in das Obercampan und jünger (R. OBERHAUSER, 1963, A. 62; M. KAUMANNS, 1962, S. 294) ergab, wollte KAUMANNS (l. c.) noch durch eine Umlagerung der „Santon"-Hippuriten im Maastricht beseitigen. Heute ist klargestellt, daß sich dieser Gegensatz nur durch die stratigraphische Fehleinstufung der Hippuriten ergeben hat (W GRÄF, 1975, S. 94 ff.). Die gesamte Fauna der Bartholomä-Schichten ist bei GRÄF (l. c.) zitiert. Sie enthält *Hippurites atheniensis* KTENAS, *H. carinthiacus* REDLICH, *H. cornuvaccinum* BRONN., *H. exaratus* ZITTEL, *Inoceramus balticus* BÖHM, *I regularis* d'ORB., *Radiolites styriacus* ZITTEL etc., und umfaßt in der Mikrofauna im Obercampan *Globotruncana elevata* BROTZEN, *G. stuartiformis* DALB., *Stensiöina pommerana* BROTZEN, *Ventilabrella eggeri* CUSH. etc., im Maastricht *Globotruncana contusa* (CUSHM)., *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER), *Pseudotextularia elegans* RZEHAK, *Neoflabellina* aff. *numismalis* (WEDEK.) etc.

Die Untersuchung des Schwermineralgehaltes der Bartholomä-Zementmergelserie durch G. WOLETZ hat – wie für diesen jüngeren Abschnitt der Gosau bezeichnend – eine Granat-Vormacht erbracht, während die ältere Serie bis hinab zur Basiskonglomerat-Folge zirkonreiche Spektren unter Beteiligung von Rutil, Turmalin, Apatit und gelegentlich Chloritoid aufweist (W GRÄF, 1975, S. 97).

d) Der tektonische Bau

Eingangs sei nochmals in Erinnerung gerufen (vgl. S. 198), daß das Grazer Paläozoikum als Ganzes eine Schubmasse darstellt, die dem mittelostalpinen Kristallin nicht primär auflagert und auch nicht von einer variszischen „Gleinalmkristallisation"

an seinem Westrand gemeinsam mit dem Kristallin betroffen worden sei, wie noch W PLESSMANN (1955, S. 306) angegeben hatte. Es ist vielmehr eine alpidisch fernüberschobene Masse, wofür der gesamte Verband mit dem Oberostalpin spricht und auch die Unterlagerung durch möglicherweise triadische Gesteine im Raum Köflach–Voitsberg im Westen, bei Radegund in der Mitte und am Raasberg im Osten zeigen könnte. Eine Zusammenstellung der für die Frage wichtigen früheren und neueren Beobachtungen hat der Verfasser 1963 a, S. 33 ff., gegeben.

Das erneute Studium der Grenzverhältnisse zwischen Grazer Paläozoikum und Stubalpen-Kristallin in jüngster Zeit durch L. P. BECKER (1975, S. 86 f.), das hier als Beispiel für die Grenzsituation doch noch zitiert sei, hat einerseits wiederum die tektonische Natur des Kontaktes bestätigt, hat im Metamorphosehiatus eine weitere Stütze für die Selbständigkeit des Grazer Paläozoikums gefunden, hat aber ferner auch die Ursache für die früher gelegentlich vorgenommene Bindung von Unter- und Oberbau klargelegt: Der Überschiebungskontakt in diesem Grenzgebiet im Nordwesten des Grazer Berglandes ist nämlich nicht auf eine scharfe Grenzlinie beschränkt, sondern bildet eine Störungszone zwischen den beiden Großeinheiten, deren angrenzende Partien noch in verschiedenem Umfang von der Deformation beeinflußt sind: Der Diaphthorese im Staurolithgneis des Untergrundes steht die Umprägung der mitteldevonischen Kalkschiefer zu Kalkphylliten im basalen Teil des Grazer Paläozoikums gegenüber. Die tektonische Natur des Kontaktes wird ferner durch den kräftigen Metamorphosesprung zwischen dem hochgradig metamorphen Staurolithgneis des Mittelostalpins und dem nicht bis kaum metamorphen Grazer Paläozoikum als Teil des Oberostalpins unterstrichen. Durch die aus der Zeit der (alpidischen) Überschiebung stammende Diaphthorese im Liegenden und die Phyllitisierung im hangenden Komplex wird dieser scharfe Gegensatz aber in der Grenzzone gleichsam in Form einer „Angleichung" gemildert.

Eine Anmerkung sei in diesem Zusammenhang noch zur fraglichen T r i a s d e s G r a z e r B e r g l a n d e s hinzugefügt. Ab 1955 wurde von H. FLÜGEL & V MAURIN (1957, S. 198 ff.) bzw. H. FLÜGEL (1975 a, S. 82) die Raasbergserie NE Weiz, die aus Quarziten, Rauhwacken, Dolomiten, Kalken und Tonschiefern besteht, sowie eine analoge, rauhwackenreiche Serie zwischen Köflach und Voitsberg, die deutlich unter das Grazer Paläozoikum einfällt, als mögliche Trias angesprochen (siehe S. 231). Die Serie weicht in ihrer Ausbildung so sehr vom Grazer Paläozoikum ab, daß sie mit keiner hier bekannten Fazies verglichen werden kann. Trotz Versuchen von verschiedenen Seiten sind noch keine Conodonten oder andere Fossilien als Beleg für ein derartiges Alter gefunden worden, obgleich eine Einstufung dieser Schollen an der Basis des Grazer Paläozoikums tektonisch von großer Bedeutung wäre. Ein Triasalter erscheint problematisch.

D e c k e n b a u beherrscht die Innenstrukturen des Grazer Paläozoikums. Nach langem verworrenem Weg der Erforschung der Tektonik, den H. FLÜGEL (1975 a, S. 188 ff.) geschildert hat, ist man heute zu einer vorläufigen Auffassung gelangt, die einer Kombination der Ideen von E. CLAR (1935) und H. BOIGK (1951) entspricht. Danach unterscheidet man (Abb. 141) im Norden eine Schuppenzone, die man als H o c h s c h l a g - B r e i t e n a u e r S c h u p p e n z o n e bezeichnen könnte, darüber zwei liegende Faltendecken, nämlich die H o c h l a n t s c h d e c k e als tiefere Einheit im Norden und die S c h ö c k e l d e c k e als höhere Einheit im Süden. Hiebei sind als Antiklinalkerne zwischen diesen Faltendecken die basalen altpaläozoischen Schiefer-

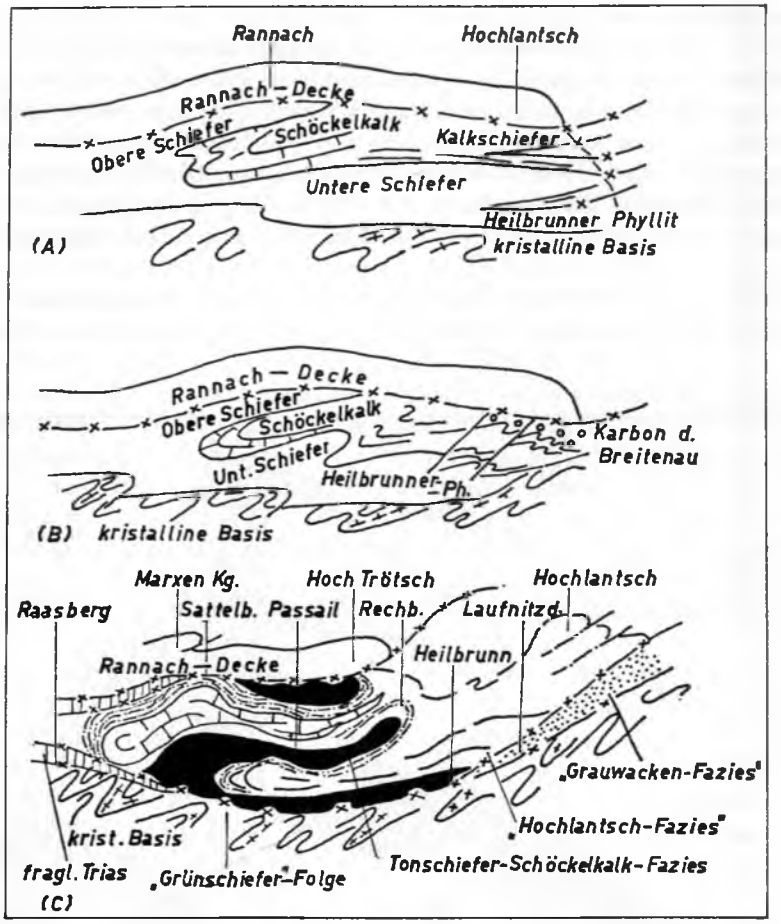


Abb. 141: Schematische Darstellung über die Entwicklung der Vorstellungen vom Deckenbau im Grazer Paläozoikum nach H. Flügel (1975 a, Abb. 4). Fig. A – Auffassung von E. Clar, 1935; Fig. B – H. Boigk, 1951; Fig. C – H. Flügel, 1958.

serien zwischen Hochlantsch- und Schöckeldecke in Form der Passailer Phyllite („Untere Schiefer") eingefaltet, am Rücken der Schöckeldecke aber nochmals in Form der sogenannten Taschenschiefer („Obere Schiefer") überfaltet. Über diesen beiden Faltendecken ruht als oberste Einheit die mit aufrechter Serie überschobene Rannachdecke auf.

Auf der Abb. 142 wird in Modifikation der Darstellung von H. Boigk (1951, Abb. 14) ein Überblick über die regionale Verbreitung dieser Decken im Grazer Paläozoikum gegeben. Zutiefst sehen wir im Norden die Hochschlag-Breitenauer-Schuppenzone, zu der die Heilbrunner Phyllitzone, der Hochschlagstock, die Dornerkogelfolge und das Schuppenland S St. Erhard/Breitenau gehören.

Dieser Schuppenzone lagert die Hochlantsch Decke auf, die vom Plankogel (9 km NNE Passail) im Osten über Osser, Hochlantsch, Gschwendtberg NE Frohnleiten und Übelbach bis zum Nordrand der Kainacher Gosau zieht. Ihre Schichtfolge wurde S. 468 besprochen. Kalkschiefer und Kalke des Devon herrschen vor. Als sekundäre Südbewegungen im Sinne von H. Boigk (1951, S. 268) sind südvergente Falten am Gschwendtberg bei Frohnleiten zu werten, ferner aber kann die Überlagerung des Südrandes der Hochlantsch-Osser-Masse über dem Passailer Phyllit (umgekehrt zu der Fortsetzung der Zone weiter im Westen) nur durch derartige sekundäre Bewegungen gedeutet werden.

Der große Passail-Semriacher Schieferzug stellt nach dem oben gegebenen Bild den Kern einer riesigen nordvergenten Antiklinale, der Hochlantschdecke primär überfaltet, dar.

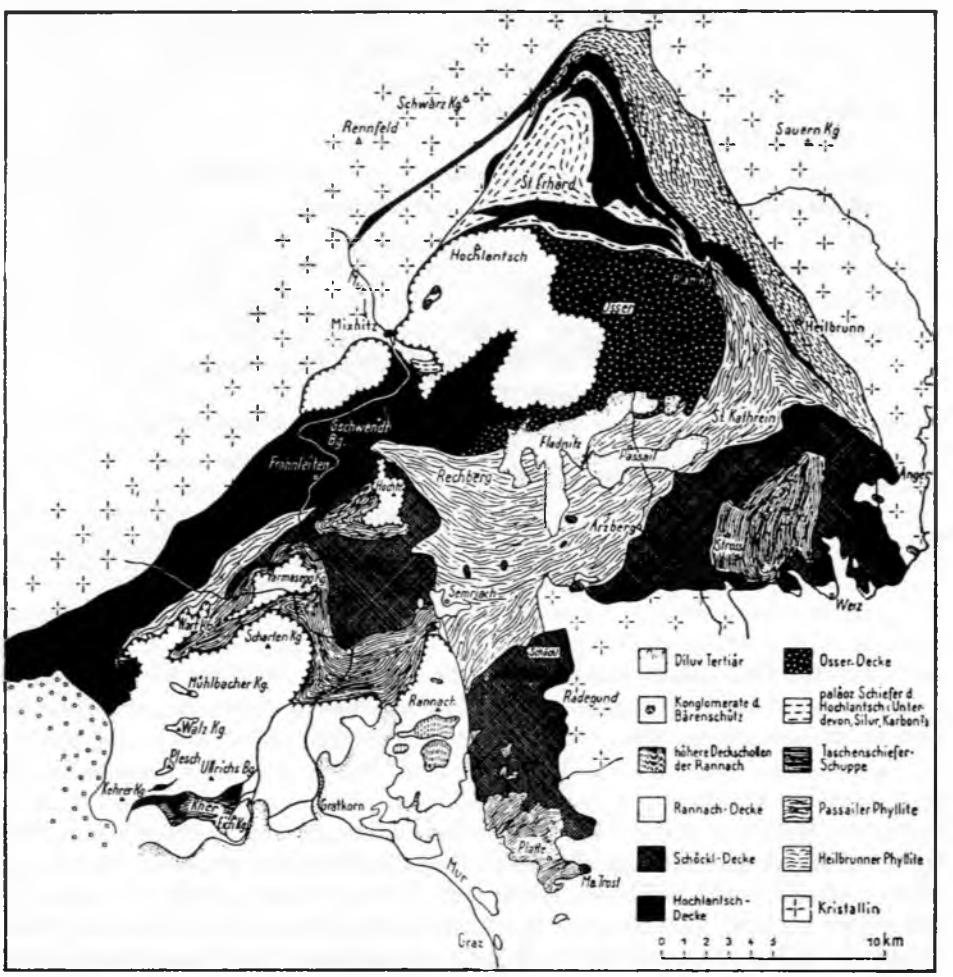


Abb. 142: Skizze des Deckenbaues im Grazer Paläozoikum nach H. Boigk (1951, Abb. 14).

Die nächsthöhere Einheit, die Schöckeldecke, ist mit ihrem Mitteldevonanteil erosiv in drei isolierte Lappen gegliedert: 1. Das Weizer Bergland NW Weiz im Ostabschnitt, von der Hohen Zetz im Osten über die Weizklamm und Raabklamm zum Burgstall im Westen reichend; 2. Das Schöckelgebiet zwischen Schöckel (N) und Kohlnigelkogel (S) nördlich von Graz, und 3. die Scholle der Tanneben vom Murdurchbruch bei Peggau im SW bis zum Sockel des Hochtrötsch im NE. Auch hier sind es wiederum Devonkalke, diesmal in der Fazies des Schöckelkalkes, die das akzentuiertere Bergland innerhalb dieser Einheit aufbauen. Sekundäre Südbewegungen sind auch aus dieser Decke bekannt, so in Form der Rückschuppung der Passailer Phyllite auf die Schöckelkalke der Nordfront der Schöckel- und Zetzmasse (H. Boigk, 1951, S. 268).

Die Rannachdecke tritt nur im Westteil des Grazer Paläozoikums auf. Mit der Hochtrötsch Deckscholle 6 km NNE Peggau und der Parmaseegg Deckscholle 3 km NW dieses Ortes, die der geschlossenen Front der Rannachdecke vorlagern, ist ein Mindestüberschiebungsbetrag von 10 km belegt. Gerade über die Position des Parmaseggkogels im Kern einer Mulde der „Oberen Schiefer", die über den Rücken der Schöckeldecke nordvergent aufgefaltet worden waren, ist in der Vergangenheit viel diskutiert worden, so daß dieses Gebiet eines der Schlüsselregionen in der Analyse des Deckenbaues des Grazer Paläozoikums darstellt (vgl. historische Betrachtungen von H. Flügel, 1975 a, S. 188 ff., Abb. 3). Weit vom Hauptkörper entfernte Deckschollen der Rannachdecke hat H. Flügel (1961, S. 150) auch am Stroß und Hirschkogel NW Weiz vermutet.

Der Hauptkörper der Rannachdecke umfaßt den Stock der Hohen Rannach NNW Graz, das Gebiet beiderseits der Mur im Raum Gratwein, den Plabutsch-Buchkogel-Zug westlich von Graz und das Bergland östlich von der Kainacher Gosau zwischen Schartenkogel W Peggau im Norden und den Raum von Kher im Süden. In der Rannachdecke treten die altpaläozoischen Schiefer nur untergeordnet im letztgenannten Abschnitt auf, der Hauptkörper der Decke besteht in erster Linie aus der Karbonatplatte des Devon, in welcher die bis 1000 m mächtige Dolomit-Sandstein-Folge das tragende Element darstellt.

Als Alter des Deckenbaues wird in neuerer Zeit durch H. Flügel wiederum – wie einst durch F. Heritsch (1915 b, S. 121), L. Kober (1912 a, S. 378) u. a. – die alpidische, vorgosauische Zeit ins Auge gefaßt, nachdem in der Zwischenzeit vorwiegend an ein variszisches Alter dieser Deckentektonik gedacht worden war (vgl. Zitate E. Clar, 1935, S. 30, 36: H. Boigk, 1951, S. 268). Variszische Bewegungen sind zwar durch Transgressionen und Diskordanzen des Karbons nachgewiesen, so in der Dult E Gratkorn (E. Clar, 1929 b, S. 194; F. Heritsch, 1930 a, S. 160) und ebenso nördlich dieses Ortes (H. Mensink, 1953, S. 127), doch offenbar von geringerer Bedeutung.

Für das alpidische Alter der Hauptverformung lassen sich nur Indizien anführen, da nirgends an den Deckengrenzen sicheres Mesozoikum einbezogen ist. Als ein Argument kann gelten, daß alpidische Gestaltung im Zusammenhang mit einem alpidischen Fernschub – der heute belegt werden kann – leichter vorstellbar wäre (E. Clar, 1935, S. 35), daß ferner der Baustil in Form solch großer Faltendecken wohl nur unter gewisser Belastung und Walzung, also etwa duch Eigenbewegung einer darübergehenden kalkalpinen Masse (für deren einstige Existenz in diesem Raum ja reichlich Zeugen in den Geröllen der Kainacher Gosau sprechen, S. 470), verständlich wäre (H. Flügel, 1975 a,

S. 194). Ferner erwähnt H. Flügel (1961, S. 150; 1975 a, S. 194) fragliche triadische Quarzite am Hirschkogel 6 km NNW Weiz, die in einer Position zwischen möglichen Deckschollen der Rannachdecke und der Schöckeldecke liegen (was eventuell, aber bei noch doppeltem Unsicherheitsgrad, für alpidische Deckentektonik spräche). Wir erkennen, daß die Indizien für alpidischen Deckenbau bisher allesamt schwach sind, so daß wir vorderhand hier ein alpidisches Alter für möglich halten, aber daran erinnern, daß das Fehlen von Mesozoikum in nordalpiner Fazies doch nicht sehr zugunsten eines alpidischen Deckenbaues spricht. Auf alle Fälle muß der Deckenbau auf Grund des Auftretens der Kainacher (und Gamser) Gosau ein vorgosauisches Alter aufweisen.

Das regionale Detail des Grazer Berglandes kann hier nicht im einzelnen ausgeführt werden. Es sollen statt dessen Hinweise auf die – neben der geologischen Karte des Grazer Berglandes von H. Flügel (1960 b) – existierenden neueren Arbeiten gegeben werden, die die einzelnen Berggruppen beschreiben. Beginnen wir im Nordwesten. Die grundlegende Karte der Hochlantschgruppe samt Erläuterung stammt von E. Clar, A. Closs et al., 1929. Mit der Tektonik dieser Berggruppe haben sich ferner E. Clar (1935, S. 9 ff.) und ausführlich H. Boigk (1951, S. 248 ff.) befaßt. Boigk unterscheidet dort (S. 255) vom Liegenden gegen das Hangende über dem Altkristallin von Anger die tektonisch auflagernden Heilbrunner Phyllite, darüber eine Gleitbrett-, Linsen-Schuppenzone in den Karbonaten des Hochlantschstockes und den Zügen unter dem Plankogel. E. Clar (1935) und H. Boigk (1951) haben den Ostteil der Hochlantschdecke als Osserschuppe bzw. -decke abgetrennt, die nach Boigk eine selbständige, 3 km weite Südüberschiebung über die der Hochlantschdecke weiter im Westen auflagernden Passailer Phyllite an der von ihm (S. 259, Abb. 8) als Rechbergüberschiebung bezeichneten Linie durchgeführt habe.

Das Weizer Bergland, der Ostpfeiler des Grazer Paläozoikums, findet auf der Karte von H. Flügel & V Maurin (1958) samt zugehörigen Erläuterungen (1959) seine Darstellung. Falls die den Ostteil dieses Raumes aufbauende Raasbergserie triadisches Alter aufweist, müßte sie auf Grund der Auflagerung über dem Dolomit am Raas-

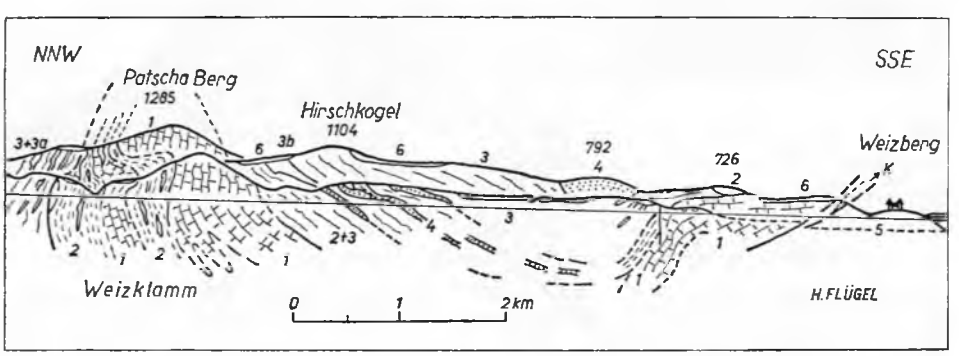


Abb. 143: Profil durch die Weizklamm im Weizer Bergland nach H. Flügel aus K. Metz (1971 b, Abb. 28). Legende: 1 – Schöckelkalk, 2 – mitteldevonischer Striatoporenkalk (-schiefer), 3 – altpaläozoische Tonschiefer, 3 a – Grünschieferlagen, 3 b – Sandsteinlagen, 4 – helle Kalke, Dolomite und Grauwacken, 5 – kristalliner Untergrund, 6 – Pliozänschotter, K – überschobene Kalke der Raasbergserie.

berggipfel verschuppt sein, wenn man das Auftreten des Quarzites an der Basis als Hinweis auf aufrechte Lagerung betrachtet. Im Profil durch die Weizklamm (Abb. 143) sieht man über der Schöckeldecke die „Oberen Schiefer" überfaltet auflagern, in jüngerer Einmuldung eingesenkt und über ihnen S vom Hirschkogel noch Reste von Devondolomit, die H. Flügel eventuell als Deckschollenrest der Rannachdecke gelten läßt.

Der Schöckel-Hochniglkogel Zug N Graz wurde von E. Clar (1933 a) einer speziellen Bearbeitung unterzogen. Durch eine Gleichsetzung der „Grenzzone" im Liegenden und der „Übergangsschichten" im Hangenden des Schöckelkalkes kam damals E. Clar zu der gültigen Vorstellung über den Bau des Schöckelkalkzuges als Kern einer liegenden, gegen Süden geschlossenen Mulde, über die die einstige Schieferbasis („Untere Schiefer") in Form der „Taschenschiefer" Schwinners („Obere Schiefer") aufgefaltet worden waren. Das bruchtektonische Absinken dieses Zuges gegen Süden wird beschrieben.

Im gleichen Jahr erschien die Studie von E. Clar (1933 b) über die im Westen anschließende Berggruppe der Hohen Rannach, in welcher an bedeutender meridionaler Blattverschiebung (Leberstörung, vgl. E. Clar, 1935, S. 28) diese vorwiegend der Rannachdecke angehörende Masse gegenüber der ihr im Osten benachbarten Schöckeldecke abgeschnitten erscheint. In diesem Bergstock der Hohen Rannach liegt nach E. Clar auf den die Serie der Rannachdecke beschließenden Dult-Schiefern des Westfal noch eine höhere tektonische Einheit aus (devonischen) Kalkschiefern und Flaserkalken, die den Gipfel des Marxenkogels aufbaut.

An das Gebiet der Hohen Rannach schließt die Untersuchung von R. Schwinner (1925 b) im Norden an, welche den weiteren Raum um Semriach betrifft. Auf diese Arbeit von Schwinner geht die wichtige Erkenntnis von der tektonischen Hochschaltung der „Oberen Schiefer" – die Schwinner (S. 250) nach der Lokalität Tasche 3 km E Peggau als „Taschenschiefer" bezeichnet hat – über die Schöckelkalke mit Hilfe der nordwärts auffahrenden Rannachdecke zurück. Das noch in diese Untersuchung einbezogene Gebiet der Tanneben W Semriach, das im Schöckelkalk liegt, hat durch V Maurin (1954), jenes des Hoch-Trötsch weiter im Norden durch H. Flügel (1955), der Abschnitt vom Rechberg E Hoch-Trötsch durch I. Peltzmann (1949) eine Neubearbeitung erfahren.

Über Teilstücke des Grazer Paläozoikums westlich der Mur informieren aus neuerer Zeit folgende Autoren: A. Schäfer (1937) über den Buchkogel 6 km SW Graz, A. Kuntschnig (1937) über den Plabutsch 4 km WNW Graz, H. Flügel (1954 c) über den Raum von Kher bei Rein. L. Waagen (1930), H. Seelmeier (1944) und H. Flügel (1954 b) über den Raum zwischen Deutsch-Feistritz und Übelbach, damit auch über das Problemgebiet der Parmasegg-Deckscholle NW Peggau, wo das Übereinander von Hochlantsch-, Schöckel- und Rannach-Decke, erhalten in einer SW-NE-orientierten Muldenzone, so viele tektonische Probleme aufgegeben hatte (vgl. H. Flügel, 1975, S. 188 ff., Abb. 3).

Bruchtektonik. Die bedeutendste bruchtektonische Störung, die im Bereich des Grazer Paläozoikums aus den Kartierungen resultierte, ist die seit R. Hoernes (1877, S. 200) bekannte, meridional hinziehende Leberstörung (F. Heritsch, 1906, S. 183, 220), die genau nördlich von Graz die Schöckelgruppe (E) gegenüber der Rannachgruppe (W) versetzt. E. Clar (1935, S. 28 f.) betrachtete diese verschieden gedeutete

Bruchstruktur im Süden als Blattverschiebung, in der Mitte als eine westfallende Flexur, im Norden als eine ostvergente Aufschiebung des Hohen Trötsch auf den Rechberg. Nach der Karte von H. FLÜGEL (1961) ist diese Störung in kleinere Teilstücke aufgesplittert.

Am Satellitenbild kommt nur der südlichste Abschnitt der Leberstörung zum Ausdruck. Nicht besonders deutlich, aber doch nicht zu übersehen sind hingegen auf dem Satellitenbild des steirischen Raumes SW-NE und NW-SE gerichtete Lineamente im Grazer Bergland. Die erstgenannte Richtung ist scharf ausgeprägt im Tyrnaubachtal, die im Westen etwas versetzt bei Gr. Stübing im entsprechend orientierten Teilstück des Stübingtales weiterzieht. Ihr parallel zieht eine undeutliche Linie am Nordsockel des Schöckels durch. Die NW-gerichteten Teilstücke von Raab und Rabnitz scheinen möglicherweise streckenweise durch Störungen vorgezeichnet zu sein.

Unter den kleinräumigen Brüchen nehmen gegen Süden jene an Häufigkeit zu, an denen das Steirische Becken ab der Zeit der steirischen Phase bis in das Postpannon abgesenkt worden ist.

e) Die Vererzung

Bei einem Überblick über die Erzlagerstätten im Grazer Paläozoikum können wir uns vor allem auf die jüngst gegebene ausführliche Zusammenstellung aller Vorkommen durch O. FRIEDRICH (1975) beziehen, wo auch ein entsprechendes Literaturverzeichnis zu diesem Thema geboten wird.

Von wirtschaftlich bedeutendem Interesse ist im Grazer Paläozoikum derzeit nur die Spatmagnesitlagerstätte Breitenau am Nordfuß des Hochlantsch. In Neuuntersuchung stehen die weit verbreiteten, früher vielfach beschürften Blei- (Silber-) Zinklagerstätten. Ebenfalls genutzt wurden einst die Lagerstätten sedimentärer Eisenerze, während der Abbau von Quecksilber-hältigem Fahlerz (und Zinnober) stets unbedeutend blieb.

Wenden wir uns zunächst der in seiner Genese und im Alter stark umstrittenen Spatmagnesitlagerstätte Breitenau am NE-Rand des Grazer Paläozoikums zu. Studien über das Gefüge der häufig gebänderten Magnesite wurden seit E. CLAR (1931 c) bis W ZSCHUCKE (1956) wiederholt angestellt. Der Spatmagnesit steckt in Form eines großen Körpers und perlschnurartig in mehreren kleineren Partien in den silurischen oder karbonischen Tonschiefern der Laufnitzdorfer Serie im Breitenauer Graben. Ein noch nicht umgewandelter Dolomit begleitet den Magnesit im Liegenden. Im Magnesit ist eine ältere Generation in Form eines grauen, feinkörnigen Typus und eine jüngere Generation aus weißen langspießigen Kristallen zu unterscheiden. Die Bänderung der Magnesite verläuft hier nicht konkordant zur Begrenzung der Lagerstätte. O. FRIEDRICH nimmt heute (1975, S. 211) eine spätvariszische oder frühalpidische metasomatische Bildung der Magnesite an und bestreitet eine sedimentäre Entstehung energisch. Eine Neuuntersuchung der Frage steht aus. Die Lagerstätte wird seit 60 Jahren ausgebeutet. Die jährliche Förderung liegt bei 500.000 t – 1975: 483.000 t.

Besonderes Interesse gilt seit langem der Blei-Zink-Vererzung, die im Grazer Paläozoikum weithin verbreitet ist. Die Vererzung tritt besonders in einer nördlicheren, dem Gesteinsstreichen in NE-Richtung folgenden Zone im Schiefer-Karbonat-Grenzgebiet der Hochlantschdecke zwischen Stübing, Rabenstein, Schrems und Rechberg,

ferner in der Umgebung von Deutsch-Feistritz (H. FLÜGEL, 1952, Abb. 1) und in einer Südzone in gleicher geologischer Position an der Schieferobergrenze zwischen Burgstall, Arzberg, Haufenreith und Gscheid an der Front der Schöckelkalke der Schöckeldecke auf – (vgl. H. FLÜGEL, Kt. 1960). Der seit Jahrzehnten stillgelegte Bergbau hatte einst eine weit in der Geschichte zurückgreifende Bedeutung. Nach älteren Angaben gehen die ersten Abbaue bereits auf die Kelten zurück. Die erste sichere Nennung datiert vom Jahr 1290, in welchem die Silberproduktion von Schrems erwähnt worden ist. Die Blüte des Bergbaues lag im 16. Jahrhundert: 1505 bestanden von elf steirischen Silberschmelzen allein fünf in Frohnleiten, obgleich der Silbergehalt des Erzes mit 0,085–0,047 Prozent Ag mäßig war. Später ging die Produktion etappenweise zurück, bis es im Jahr 1927 zur Stillegung der letzten Gruben bei Rabenstein kam. H. & E. FLÜGEL (1953, S. 211 ff.) berichteten über die Geschichte und die Produktionsziffern dieses Grazer Blei-Zink-Bergbaurevieres.

In unserem Jahrhundert haben sich etliche Forscher mit Inhalt und Genese dieser Lagerstätten befaßt (A. TORNQUIST, 1927, 1928; L. SEEWANN, 1929; ausführlich O. WOLLAK, 1930; H. SEELMEIER, 1944; H. FLÜGEL, 1952, 1953; W TUFAR, 1972; W SIEGL, 1974, etc.) – leider also erst genau zu einem Zeitpunkt, als der Bergbau erloschen und die Stollen überwiegend bald nicht mehr zugänglich waren. Heute wird die Untersuchung mit dem Gedanken einer möglichen Wiedergewältigung in künftigen Zeiten einer Rohstoffverknappung intensiviert.

Die Blei-Zink-Vererzungen treten im Grazer Paläozoikum fast ausnahmslos nahe dem Oberrand der (ordovicisch bis) devonischen Tonschieferserie auf. Bleiglanz und Zinkblende sind die Haupterze, Eisenkies ist daneben von Bedeutung. Lokal kommen untergeordnet Kupferkies, Fahlerz, Markasit, Magnetit, Eisenglanz, Ilmenit und Rotgültigerz dazu; als Gangart ist Schwerspat neben Ankerit, Kalzit, Dolomit und Quarz verbreitet.

In genetischer Hinsicht ist bis vor kurzem fast einhellig die Auffassung verbreitet gewesen, daß es sich um eine epigenetische, metasomatische Bildung alpidischen Alters handle, wobei man wegen der außerordentlich konstanten Schichtgebundenheit von Lagergängen sprach. Diese Auffassung zieht sich durch all die Arbeiten von A. TORNQUIST, L. SEEWANN, O. WOLLAK, H. SEELMEIER bis zu O. FRIEDRICH und H. FLÜGEL (vgl. W TUFAR, 1972 b, S. 64 ff.). Erst W TUFAR (1972 b, S. 67) gelang durch geochemische Untersuchungen der Baryte dieser Vorkommen der Nachweis eines sehr niedrigen Strontiumgehaltes analog dem Typ Meggen bzw. Rammelsberg und konträr zum Typus der Baryte aus ostalpinen Ganglagerstätten, so daß dies im Verein mit der schichtgebundenen Anlage der Vererzung eindeutig auf syngenetische, devonische Erzanlage schließen ließ. W SIEGL (1974, S. 293) konnte durch Nachweis von ooidhältigen Zinkblenden und von Melierterz die Analogien zum Rammelsbergtypus noch weiter belegen, so daß heute an der syngenetischen, schichtgebundenen voralpidischen Entstehung dieses Grazer Lagerstättentypus nicht mehr zu zweifeln ist.

Sedimentäre Bildungen sind ferner E i s e n v e r e r z u n g e n im Altpaläozoikum. Dichte Toneisensteine (dichte Eisenspate mit Oxydationserzen) wurden einst bei St. Jakob in der Breitenau abgebaut. Auf Roteisenstein und Eisenglanz (Typus Lahn-Dill) gingen die Bergbaue im Heuberggraben um. Schließlich kommen noch am Plankogel Quarzite mit Magnetit und Hämatit-Vererzung vor.

Von den unbedeutenden übrigen Vererzungen sind noch Quecksilber-hältiges Fahlerz, einst südlich von Mixnitz abgebaut (O. HOHL, 1929), und kleine Zinnobervorkommen im Devonkalk bei Gratwein und Gratkorn zu erwähnen.

f) Literatur

A. ALKER, 1962; H. BOIGK, 1951; R. BRINKMANN, 1935; L. v. BUCH, 1819; C. CLAR, 1874; E. CLAR, 1929 b, 1931 c, 1933 a, b, 1935, 1954; E. CLAR et al., 1929; EBNER, 1976 a–c; G. FLAJS, 1966; G. FLAJS & W GRÄF, 1966; E. FLÜGEL, 1957, 1958 b; H. FLÜGEL, 1952 a, b, 1953, 1954 a, b, c, 1955, 1956 a, b, 1958 a, 1960 b, c, 1961, 1963, 1964 b, 1970, 1972 a, 1975 a, b; H. FLÜGEL, H. HERITSCH et al., 1964; H. FLÜGEL & V MAURIN, 1957, 1958, 1959; H. FLÜGEL, V MAURIN & K. NEBERT, 1952; H. FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB, 1972 a, b; H. FLÜGEL & W ZIEGLER, 1957; O. FRIEDRICH, 1959, 1975; W FRITSCH, 1964 b; W GRÄF, 1965, 1972, 1975; F. HERITSCH, 1906, 1907, 1911, 1915 a–1917, 1915 b, 1918, 1922, 1930, 1935; J. v. HINTE, 1965; R. HOERNES, 1892; O. HOHL, 1930; H. JAEGER, 1970; M. KAUMANNS, 1960, 1962; L. KOBER, 1912 a, c; M. KODSI, 1967; K. KOLLMANN, 1965; O. KÜHN, 1947, 1960; A. KUNTSCHNIG, 1937; V MAURIN, 1954; H. MENSINK, 1953; K. METZ, 1971 b; H. MOHR, 1911; L. NÖSSING, 1975; R. OBERHAUSER, 1963; I. PELTZMANN, 1951; P. PENECKE, 1894; G. PLODOWSKI, 1976; G. RIEHL-HERWIRSCH, 1973; A. SCHÄFER, 1937; W SCHMIDT, 1909; A. SCHOUPPE, 1949, 1953, 1954 a, b; R. SCHWINNER, 1925 b; H. SEELMEIER, 1944; L. SEEWANN, 1929; W SIEGL, 1974; G. STACHE, 1884; R. STAUB, 1924; D. STUR, 1871; E. SUESS, 1868; A. TOLLMANN, 1959 a, 1963 a; A. TORNQUIST, 1927, 1928; W TUFAR, 1972 b; F. UNGER, 1843; M. VACEK, 1906/07; L. WAAGEN, 1930; O. WOLLAK, 1930; W ZSCHUCKE, 1956.

5. Grauwackenzone

a) Überblick über Stellung, Schichtfolge und Bau

Seit rund 150 Jahren hat man die Grauwackenzone der Ostalpen, früher unter der Bezeichnung „Übergangsgebirge" oder „Schieferformation", als geologische Individualität erfaßt, wie etwa die geologische Karte von CH. KEFERSTEIN (1821) bereits anzeigt. Die genaue Abgrenzung dieser zwischen den Nördlichen Kalkalpen im Norden und dem Altkristallin der Zentralkette im Süden hinziehenden Einheit ist allerdings nach mannigfaltigen Ideen der Vergangenheit (siehe historischer Teil, S. 482) erst in unseren Tagen klargestellt worden, nachdem im Laufe der Zeit im Süden zunächst das Semmeringsystem, dann das Unterostalpin im Rahmen der Tauern, erst später der Radstädter und Innsbrucker Quarzphyllit, hierauf die Rannachserie, der obersteirische Aflenz-Thörler Kalkzug, die Tattermannschuppe etc. ausgegliedert worden sind.

So bietet sich heute die Grauwackenzone als eine im Süden stets tektonisch, im Norden vielfach rein stratigraphisch durch die Auflagerung der Kalkalpen begrenzte geschlossene Einheit dar, die vom Wiener Becken bei Ternitz im Osten über den Raum der oberen Mürz, Liesing, Palten, Enns, Salzach zum Inn bis in die Region von Schwaz hinzieht, während weiter im Westen, westlich von Innsbruck, nur mehr vereinzelte Schollen und Späne von Äquivalenten der Grauwackenzone erhalten sind. Die Länge dieser zusammenhängenden Zone beträgt 330 km, ihre maximale Breite 25 km.

Der Stoffbestand dieser ganz überwiegend aus paläozoischen, mäßig metamorphen Gesteinen gebildeten Einheit umfaßt in erster Linie feinklastische Bildungen – Tonschiefer, selten Sandsteine, nur ganz vereinzelt Grauwacken (die allerdings namensgebend geblieben sind!). Basische und saure Vulkanite sind teils in beträchtlichem Umfang, Karbonatgesteine mancherorts doch auch in landschaftlich markanter Form am Aufbau dieser allerdings zufolge des Schieferreichtums vorwiegend durch sanftere Formen gekennzeichneten Zone beteiligt. Der Schichtumfang reicht vom theoretisch zu erwartenden Kambrium über mächtiges Ordovic etc. durchgehend bis in das tiefere Oberdevon, umfaßt dann noch Unter- bis Oberkarbon. Das Perm lagert transgressiv nach variszischer Strukturprägung diesen älteren Serien auf und leitet in ungestörten Profilen durch allmählichen Übergang in die mesozoische Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen über.

Altkristallin als primäre Basis des Altpaläozoikums der Grauwackenzone ist nur in Form von Komponenten in Eruptionsbrekzien in basischen Vulkaniten in Tirol erhalten (H. Mostler, 1970 b, S. 52), während die innerhalb der östlichen Grauwackenzone steckenden diaphthoritischen Kristallinspäne (H. P. Cornelius, 1937, etc.) tektonisch umgrenzt sind und das Kristallin in der Landecker Quarzphyllitzone (S. Hoernes & F. Purtscheller, 1970, S. 483) sowie die Phyllitgneiszone in Tirol und Vorarlberg – die vom Verfasser als dem Oberostalpin zugehöriges Kristallin betrachtet werden – von der geschlossenen Grauwackenzone getrennt auftreten.

Der tektonische Bau der Grauwackenzone zeigt in der Steiermark ebenso wie in Salzburg und Tirol kräftige variszische Innenstruktur in Form von Schuppen, Falten, auch lokalen Decken. Bedeutende alpidische Schuppung beweist der Mandlingspan aus kalkalpiner Trias, der steil mitten in der Salzburger Grauwackenzone steckt. Ferner wird vom Verfasser der Deckenbau im Osten, bewirkt durch die vom Ennstal bis zum Ostrand der Alpen verfolgbare „Norische Überschiebung" aus mehreren Gründen als alpidisch betrachtet (1959 a, S. 25 ff.; 1963 a, S. 31 ff.), wofür aber nach wie vor eindeutige Beweise fehlen. Die Stellung der Grauwackenzone als Ganzes geht aus ihrer Zugehörigkeit zum Oberostalpin hervor: Sie stellt das nördlich der Zentralkette der Ostalpen erhaltene oberostalpine Paläozoikum dar, das an durchlaufender Bewegungsfläche oder -zone dem mittelostalpinen Kristallin und seiner in wechselndem Maß erhaltenen permotriadischen Hülle nordvergent überschoben ist. Die heute vielfach gestörte stratigraphische Grenze zu den Kalkalpen ist in manchen Abschnitten – wie etwa im Raum der östlichen Eisenerzer Alpen – noch vollkommen unversehrt erhalten.

Während die Grauwackenzone in den Westalpen keine Fortsetzung findet, stellt das Paläozoikum der Gemeriden in den Westkarpaten nach Schichtinhalt, Stellung, Vererzung etc. die direkte östliche Fortsetzung der Grauwackenzone der Ostalpen dar.

b) Erforschungsgeschichte und vorliegendes geologisches Kartenmaterial

Eine spezielle Studie über die Erforschungsgeschichte der Nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen liegt in der Dissertationsarbeit von E. Frasl, 1954, vor. Sie führt zunächst aus, daß der Name „Grauwacke" ein alter, im Harz üblicher Bergmannsausdruck für Sandstein-ähnliche, Konglomerat-hältige schiefrige Serien, von H. v. Trebra (1785, S. 69 ff.) in Deutschland in die Literatur eingeführt worden ist. Die geologische Einheit, die diese Grauwacken enthält, bezeichnete G. Werner (etwa 1790) unter Ausklammerung der Tonschiefer als „Übergangsgebirge", während J. Voigt (1792, S. 22, 64) unter Einbeziehung der damit verknüpften Tonschiefer den Begriff „Grauwacken- und Thonschiefer-Gebirge" aufstellte. L. v. Buch wendet ab 1798 Werners Begriff „Übergangsgebirge" sowie „Grauwacken" in den Ostalpen an. Die Bezeichnung „Grauwacken-Gebirge" als Formationsbegriff alter Art gebraucht F. A. Reuss (1805) erstmalig in Österreich. Der Ausdruck „Grauwackenzone" erscheint zuerst bei F. v. Hauer (1857, S. 313).

Einzelheiten über die Versuche verschiedener Forscher der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts (F. A. Reuss, 1805; F. Mohs, 1807; G. Ebel, 1808; Ch. Keferstein, 1821, 1826; A. Boué, 1824, 1829; L. v. Buch, 1826, 1828; A. Sedgwick & R. Murchison, 1830; M. J. Anker, 1832, 1835; H. v. Dechen, 1839; P Partsch, 1843 etc. bis zum Kartenwerk von W Haidinger, 1847) eine Gliederung und Abgrenzung der Serien der Grauwackenzone trotz Fehlens von Fossilien vorzunehmen, werden bei E. Frasl (1954, S. 12 ff., 61 ff.) des näheren ausgeführt, wo auch die entsprechende Literatur zitiert ist. Als erste, besonders gründliche Beschreibung der Gesteinsserien um Eisenerz ist aus dieser Frühphase der Forschung die Studie von V v. Pantz & A. Atzl (1814) hervorzuheben.

Besonders im mittleren, im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone, versuchten in dem nun folgenden Zeitraum M. Lipold (1854, S. 372 ff.), K. Peters (1854 b, S. 810) und D. Stur (1853, S. 463 ff.; 1854, S. 824 ff.), einen südlicheren, als älter gewerteter Abschnitt („Tonglimmerschieferformation") von einem nördlicheren, jünger gedachten Teil („Grauwackenformation") abzutrennen – ein in regionalgeologischer Hinsicht durchaus berechtigtes Unterfangen, da ja heute die erstgenannte Formation des Radstädter-Innsbrucker-Quarzphyllites abgetrennt und als Bestandteil des Unterostalpins erkannt ist. Bei F. Trauth (1925, S. 116 f.) und F. Heritsch (1912 b, S. 4 ff.) finden wir Hinweise zur Forschungsgeschichte in diesem Zeitraum, in dem man noch bei höherem Metamorphosegrad auf höheres Alter schloß.

Wesentlich für alle weiteren Überlegungen bezüglich Einstufung und Parallelisierung wurden die Funde von Makrofossilien, die mit dem Jahr 1845 einsetzten. Damals entdeckte der Bergverwalter J. v. Erlach am Nagelschmidt-Palven bei Dienten in Salzburg eine Orthoceren-Bivalven-Fauna mit *Cardiola interrupta* Sow., die F. v. Hauer (1847) artlich bestimmte und als Silur einstufte. Die ersten Fossilfunde aus der steirischen Grauwackenzone ließen noch zwanzig Jahre auf sich warten, bis D. Stur (1865, 1866) vom Gebiet des Erzberges eine Fauna mit Trilobiten, Korallen, Cephalopoden und Brachiopoden des Silur bis Devon meldete. Die ersten Pflanzenfunde aus dem Oberkarbon der östlichen Grauwackenzone stammen aus den Jahren 1877

(F. Toula, S. 242) und 1883 (D. Stur, S. 192), die ersten Crinoidenfunde aus dem Unterkarbon des Sunkgrabens bei Trieben durch J. Rumpf aus dem Jahr 1874.

Nach längerer Unterbrechung beginnt erst wiederum mit der Tätigkeit von F. Heritsch, die 1907 b (S. 1723) einsetzt und bis in die dreißiger Jahre anhält, eine intensive Aufsammlung und Beschreibung von Fossilien und das detaillierte Studium der Serien der steirischen Grauwackenzone, gefolgt von zahlreichen anderen Autoren. Genau wie im Grazer Paläozoikum erleben wir aber auch hier, daß die – meist von den gleichen Autoren wie dort – nach Bestimmung der Faunen hiedurch eingestuften Schichtglieder vielfach einer Überprüfung durch die Conodontenfunde der Jetztzeit nicht standhielten: So z. B. liegen sämtliche mit Hilfe von artlich bestimmten Grapolithenfaunen als Ordovic eingestuften Schichten im Weiritz- und Sauerbrunngraben beim Eisenerzer Erzberg (F. Heritsch, 1931 b; E. Haberfelner & F. Heritsch, 1932), bei Gaishorn im Paltental (E. Haberfelner, 1931 a), am Salberg bei Liezen (E. Haberfelner, 1931 b) im silurischen Kieselschiefer über dem Blasseneckporphyroid (vgl. H. Jaeger, 1970, S. 173 ff.). Analog hat sich das Alter der Kieselschiefer der westlichen Grauwackenzone, aus denen von der Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn G. Aigner (1931, S. 30) von einer Graptolithenfauna mit 1200 Exemplaren 15 verschiedene Arten als der Zone 18–22 des englischen Silur (Llandovery) angehörig bestimmte, jüngst durch H. Mostler (1966 a, S. 169) mit Hilfe von Conodonten als oberes Wenlock erwiesen.

Mit Hilfe der Conodontentechnik ist nun im letzten Dezennium unter rapidem Fortschritt der Untersuchungen eine besser gesicherte Stratigraphie der Grauwackenzone etabliert worden: im Westen durch die Arbeiten von H. Mostler (ab 1965), im Osten durch die Untersuchungen von G. Flajs (ab 1964) & H. P. Schönlaub (ab 1973).

Ähnlich wie eine gesicherte detaillierte stratigraphische Gliederung erst in jüngster Zeit erstellt werden konnte, erfolgte eine Klärung tektonischer Grundfragen der Grauwackenzone ebenfalls erst in naher Vergangenheit. Grundlage für diese tektonische Analyse war neben den stratigraphischen Fortschritten vor allem die regionale Kartierung, die in einem ersten Zuge zum Großteil bereits von M. Vacek in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts von der Geologischen Reichsanstalt aus erfolgt war, ohne daß diese Kartenblätter allerdings im Druck erschienen wären. In unserem Jahrhundert waren es besonders Th. Ohnesorge im Westen, H. P. Cornelius, W Hammer, G. Hiesleitner, K. Metz und J. Stiny im Osten, die für die Durchführung der Geländeaufnahmen sorgten. Die bahnbrechenden Ergebnisse von H. Mostler bei der Erforschung der westlichen Grauwackenzone waren allerdings nur durch die parallel mit der Kartierung einhergehende feinstratigraphische Aufgliederung mittels Conodonten zu erzielen, wodurch dort überhaupt erst die tektonische Analyse ermöglicht worden war.

Eine der frühesten großtektonischen Erkenntnisse war jene von der Existenz eines Deckenbaues im Ostteil der Grauwackenzone, markiert durch die von F. Heritsch (1909, S. 135), E. Suess (1909, S. 180) und V Uhlig (1909, S. 484) erfaßte und von L. Kober (1912 a, S. 349) als „Norische Linie" bezeichnete Überschiebung, an der das Altpaläozoikum der „Norischen Decke" (H. P. Cornelius, 1952, S. 12, 212) über dem Karbon der „Veitscher Decke" aufgefahren ist. Schon an der praktisch bis in die Gegenwart anhaltenden Meinungsverschiedenheit über ihr

Alter (L. KOBER, 1912 a, S. 359 bzw. A. TOLLMANN, 1959 a, S. 25 ff.: alpidisch; H. v. GAERTNER, 1934, S. 244, 254 bzw. H. P. CORNELIUS, 1950, S. 285: variszisch – asturisch bis pfälzisch, welch letztere Datierung durch die Prebichltransgression widerlegt ist), über Bedeutung und über Vergenz (erstgenannte Autoren: Nordvergenz; letztgenannte Gruppe: Südvergenz) erkennt man die noch fast in die Gegenwart hineinreichende tektonische Problematik dieser Zone. Der durch nichts begründete, von H. P. CORNELIUS (1950, S. 285) als eindeutig südvergent bezeichnete Bewegungssinn an der Norischen Linie hat diesen Autor bei einem Abwicklungsversuch (l. c., S. 287 ff.) in schier unlösbare Schwierigkeiten verstrickt, für die er selbst keine plausible Lösung anbieten konnte, da er – H. v. GAERTNERS Ideen folgend – das Karbon als variszische, vor der Hauptmasse der Grauwackenzone (Norische Decke) südlich gelegene Vortiefenbildung betrachtet hatte und daher trotz der auch für ihn sichtbaren Analogien zwischen der Hauptmasse der Grauwackenzone (Norische Decke) und der Gurktaler Decke keine vernünftige geosynklinale Verbindung knüpfen konnte. Durch eine „eng zusammengeklappte Sigmoide" sollte eine solche Verbindung von der Grauwackenzone über Ungarn zurück zur Gurktaler Decke führen. Auch ein Zusammenhang zwischen östlicher und westlicher Grauwackenzone, der kartierungsmäßig belegt ist, wurde von CORNELIUS in Frage gestellt, da von der westlichen Grauwackenzone die Nordvergenz bekannt ist. Die Beziehung der Teilstücke des alpidisch nordvergent verfrachteten Oberostalpins, der Grauwackenzone, der Gurktaler Decke etc. sind aber einfach zu knüpfen – heute ist die GAERTNERsche Vorstellung samt ihren Auswirkungen längst aufgegeben.

Auch das Ausmaß des variszischen und alpidischen Anteils an der übrigen Innentektonik der Grauwackenzone war umstritten und ist noch immer nicht sauber analysiert. Während z. B. für den Ostabschnitt H. MOHR (1927, S. 101), G. HIESLEITNER (1931, S. 71), H. P. CORNELIUS (1950, S. 285), G. FLAJS (1967, S. 188) u. a. einen variszischen Falten- und Schuppenbau sahen, wollte W FRITSCH noch 1960, S. 231, nach kleintektonischer Analyse des Steirischen Erzberges praktisch nur alpidische Tektonik gelten lassen – in einem Raum, wo durch die Transgression der Prebichlschichten knapp östlich davon voralpidischer Schuppenbau, voralpidischer Faltenbau in saiger stehender Schichtfolge im Bergzug des Polster so augenscheinlich wird – wie auch eigene Beobachtungen gezeigt haben. Betreffs der Alterszuordnung des erst kürzlich von H. MOSTLER (1970 b, S. 54; 1974, Abb. 11) entdeckten Decken- und Schuppenbaues der westlichen Grauwackenzone neigt dieser Autor ebenfalls mehr zur Annahme einer variszischen Prägung dieser Hauptstrukturen.

Ein tektonisches Grundproblem der Grauwackenzone aber lag bis jüngst in der Frage nach der Art ihres Basalkontaktes, ihrer Basalabgrenzung und damit ihrer Stellung im Gesamtgebäude des ostalpinen Systems. Hier hat zwar die Deckenlehre zu Beginn unseres Jahrhunderts die Richtung gewiesen, hat Anstoß zur Abgliederung immer weiterer einst noch der Grauwackenzone zugeschlagenen Elemente unterostalpiner Stellung im Semmering- und Tauernsystem gegeben, so daß wir bei L. KOBER (1938, S. 87 ff. und Karte) bereits die vollkommen zutreffende Umgrenzung dieser Einheit vorfinden – die allerdings vielfach bis jüngst (z. B. Karte P. BECK-MANNAGETTA, 1964) noch nicht anerkannt war und erst heute durch weitere Belege für die Zugehörigkeit von Innsbrucker und Radstädter Quarzphyllit zum Unterostalpin (siehe S. 150) sich endgültig durchgesetzt hat. Die auch bei L. KOBER noch gedachte, aber nicht vorhandene Verbindung des ober-

ostalpinen Stockwerke der Grauwackenzone zum mittelostalpinen Kristallin wurde schließlich durch Neuuntersuchung der fossilführenden, in ihrer Serien- und Faziesausbildung typisch zentralalpinen Permotrias-Schollenreihe entlang der überschobenen Basis der Grauwackenzone vom Verfasser 1959 a, S. 28, aufgehoben. Die Grauwackenzone ist demnach eine in ihrer gesamten Längserstreckung eindeutig dem zentralalpinen Komplex aufgeschobene, nirgends mit diesem tektonischen Untergrund zusammenhängende Einheit. Die Stellung der so vielfältig und verschiedenartig gedeuteten, problemreichen Aflenz-Thörler-Kalke, der Rannachserie und ihrer Äquivalente etc. ist heute nach langer Zeit des Forschens und Diskutierens als normale primär-sedimentäre alpidische Hüllserie des zentralalpinen Kristallins befriedigend erklärt.

Anmerkungen zur historischen Bedeutung der in der Grauwackenzone in reichem Maß auftretenden Lagerstätten sind in dem entsprechenden Abschnitt, S. 545 ff., getrennt angeführt.

Ein Überblick über die heute vorliegenden geologischen Karten, die den Bereich der Grauwackenzone decken, soll das Studium dieser Zone erleichtern: Folgende Blätter der geologischen Spezialkarte 1 : 75.000 liegen vor: Blatt 5047 Innsbruck (Ampferer & Ohnesorge, 1912), 5048 Rattenberg (Ampferer & Ohnesorge, 1918), 4948 Kufstein (Ampferer, 1925), 4949 Lofer (Ampferer & Kerner-M., 1927), 5049 Kitzbühel (Ohnesorge et al., 1935); nicht erschienen sind die Blätter 5050 St. Johann, 5051 Radstadt, 5052 Gröbming; die Serie 1 : 75.000 weiter gegen Osten hin umfaßt Blatt 4952 Liezen (Geyer & Vacek, 1916), 4953 Admont (Ampferer & Hammer, 1933), statt 5053: Blatt 130/131 Oberzeiring–Kalwang (1 : 50.000, Metz 1967), ferner 5054 Leoben (Stiny & Czermak, 1932), 4954 Eisenerz (Spengler & Stiny, 1926) und 4955 Mürzzuschlag (Cornelius, 1936). Zur Ergänzung dienen die Karten Kitzbühel 1 : 25.000 (Ohnesorge, 1919), Unterpinzgau 1 : 50.000 (Bauer et al., 1969), Pongau und Radstadt 1 : 75.000 (Trauth, 1925), Dachstein 1 : 25.000 (Ganss et al., 1954), Rax 1 : 25.000 (Cornelius, 1936), Schneeberg 1 : 25.000 (Cornelius, 1951) und Hohe Wand 1 : 25.000 (Plöchinger, 1964) sowie die kleineren Kartenskizzen in den jeweils zitierten Publikationen.

c) Stratigraphie

α) Der Westabschnitt der Grauwackenzone in Tirol und Salzburg

1. Das Altkristallin des Sockels der Grauwackenzone ist nur in Form der Komponenten von Eruptivbrekzien in basischen Vulkaniten der Wildschönauer Schiefer erhalten und bestand demnach aus Granatamphibolit, Granathornblendegneis und Paragneis (H. Mostler, 1970 a, S. 513; 1970 b, S. 52).

2. Kambrium (mit großer Wahrscheinlichkeit) und Ordovicium (mit Sicherheit) liegt in der rund 1000 m mächtigen Serie der (Unteren) Wildschönauer Schiefer (A. Pichler teste A. Cathrein, 1877, S. 129; Th. Ohnesorge, 1905, S. 373) vor. Eine Wiederaufnahme des von F. Becke (1903, S. 9) als Sammelbegriff für die unterostalpinen Quarzphyllite und die Schiefer der Grauwackenzone verwendeten Namens „Pinzgauer Phyllit“ (vgl. K. F. Bauer et al., 1969, S. 7) erscheint absolut un-

angebracht. Die Serie der Wildschönauer Schiefer zeigt nach H. MOSTLER (1970 a, S. 509 ff.) typisch eugeosynklinalen Charakter, den die in die Tonschiefer-Subgrauwackenserie eingeschalteten bedeutenden basischen Vulkanite unterstreichen. Das Hauptglied bilden Tonschiefer, mit 50–70 Prozent Tonmineralien und Serizit (bzw. Illit, Hydromuskowit), Stilpnomelan und eisenreichem Chlorit. An gröberen Sedimenten erscheinen in Lagen von 3 cm bis 5 cm Mächtigkeit Subgrauwacken mit Quarz, Plagioklas und Kalinatron-Feldspäten sowie Quarzsandsteine und Siltsteine in den Tonschiefern eingeschaltet.

Eine besondere Note verleiht den Wildschönauer Schiefern, wie erwähnt, die Einschaltung mächtiger basischer und ultrabasischer Magmatite eines initialen kaledonischen Vulkanismus. Neuere Studien hierüber stammen von F. ANGEL (1956), K. F. BAUER et al. (1969), H. MOSTLER (1968, 1970 a, 1975) und G. HOSCHEK & H. MOSTLER (1976). Die Mächtigkeit der basischen Vulkanite erreicht demnach im allgemeinen maximal knapp 500 m, in einem Profil konnten auch 800 m Vulkanite – von Tonschieferfolgen unterbrochen – festgestellt werden. Sie sind über den Gesamtraum der westlichen Grauwackenzone verbreitet (Karte G. HOSCHEK & H. MOSTLER, 1976): Im Bereich Saalfelden–Zell/See dominieren Diabas-Laven, im Kitzbühler Raum herrschen die Tuffe, begleitet von Agglomeraten, vor. Diese basaltischen Laven zeigen gelegentlich Pillow-Struktur, wodurch submarine Ergüsse in tiefer See belegt sind, teilweise liegen sie als „intrusive" Diabas-Lagergänge in den Tuffen vor. Der primäre Mineralbestand umfaßt vor allem Klinopyroxen und Plagioklas, hinzu kommen Titanit, Erz, Biotit und Hornblende. Durch spätere Umwandlung bei Bedingungen der beginnenden Grünschieferfazies mit einer Temperatur von rund 350°–450° C bildeten sich sekundär Albit mit 10 Prozent An-Gehalt, Kalifeldspat, Zoisit, Epidot, Karbonat, Chlorit, phengitischer Muskowit, Stilpnomelan und Klinoamphibol. Der Chemismus der Basalte zeigt eine leichte Tendenz zum Alkalibasalt. Mächtigere Lagergänge zeigen eine reiche Differentiation von Pyroxenit bis zu intermediären Typen wie Keratophyr(-Spilit), Latit, Trachyt. Die saureren Endglieder dieser Differentiation gehören natürlich ebenso dem initialen kaledonischen Vulkanismus an und haben nichts mit dem synorogenen Quarzporphyr-Vulkanismus aus dem obersten Ordovic zu tun. Für die gelegentlich auftretenden Serpentinite der Wildschönauer Serie ist zum Teil eine Herkunft aus Gabbros nachgewiesen. Für eine weiterreichende Aufgliederung der Diabas-Varietäten sei auf die Arbeit von K. F. BAUER et al. (1969, S. 9 ff.) verwiesen.

Im obersten Ordovic trat eine entscheidende Umgestaltung der Geosynklinale auf. Die Datierung dieses Ereignisses erfolgte auf Grund des sicherlich zulässigen Schlusses von der Gleichaltrigkeit der die gesamte Grauwackenzone durchsetzenden Porphyroidplatte, die im Westen zunächst von H. MOSTLER an die Grenze Ordovic/Silur gestellt worden war, durch weitere Untersuchungen in der östlichen Grauwackenzone durch G. FLAJS und H. SCHÖNLAUB (siehe S. 501) aber innerhalb des höheren Ordovic eingeordnet werden konnte. In dieser Zeit der tektonischen Phasen der kaledonischen Orogenese wird das Tiefseestadium der Geosynklinale beendet, der Boden des Meeres bis über den einstigen Seespiegel emporgehoben, wobei zwar keine Gebirgsbildung, keine alpidische Tektonik und Metamorphose eintritt, wohl aber ein ausgedehnter saurer Vulkanismus Platz greift, der im Gesamtraum der Grauwackenzone und darü-

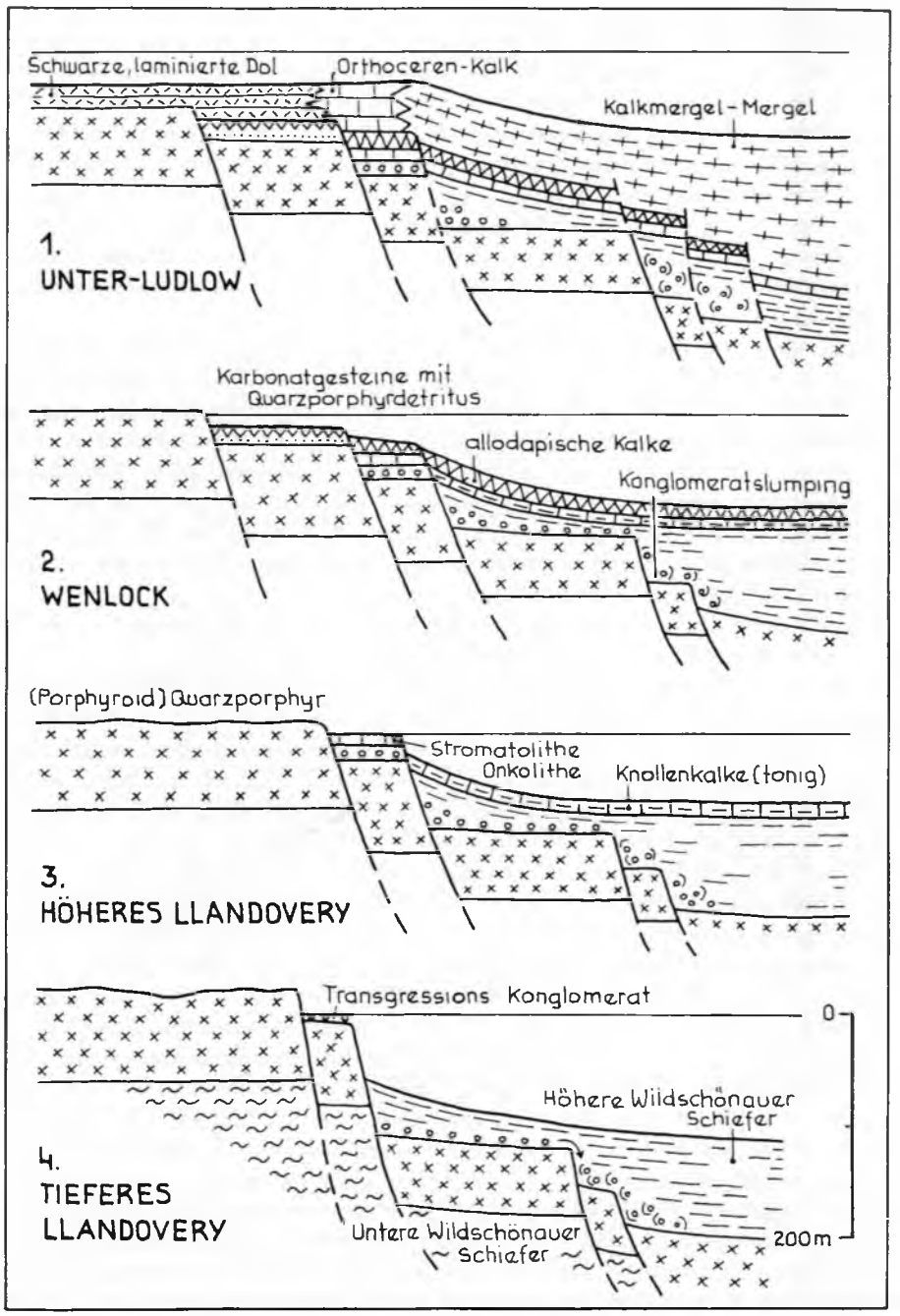


Abb. 144: Die synsedimentäre Bruchtektonik im tieferen Silur der westlichen Grauwackenzone und die hierdurch bewirkte Faziesdifferenzierung nach H. MOSTLER (1970 a, Abb. 4).

ber hinaus (Gurktaler Decke, Plengefazies der Karnischen Alpen etc.) eine Quarzporphyrdecke legt, welche heute als (Blassenеck-)Porphyroid erhalten ist. Die Mächtigkeit dieser sauren Vulkanite samt ihrer Tuffe schwankt im Zusammenhang mit der Ausfüllung eines Reliefs stark, erreicht maximal 350 m. Ihr Mineralbestand umfaßt Quarz, Kalifeldspat, Albit bis Oligoalbit und etwas Biotit. H. MOSTLER (1970 a, S. 517) hat diese Quarzporphyrplatte als Ignimbrit gedeutet, der subaerisch aus einer Glutwolken-Suspension abgesetzt worden ist. Dafür sprechen vor allem die enorme Verbreitung (250 km in der Längsrichtung der Grauwackenzone) dieser für ein Fließen zu viskosen sauren Laven, die Schwankungen in der Mächtigkeit, die auf eine Reliefausfüllung deuten, der hohe Prozentsatz an Tuffen und das eutaxitische Gefüge der Porphyroide.

3. Das Silur: Durch Fortwirkung der Bewegungen der takonischen Phase kam es hier – nach Analogieschluß von H. MOSTLER (1970 a, Abb. 4) zu den von H. SCHÖNLAUB (1970, S. 35) aus den Kärntner Alpen mitgeteilten Ereignissen dieser Zeit – zu einer bruchtektonisch bedingten Zerbrechung dieser Platte und einer verschieden tiefen, mäßigen Absenkung der Schollen unter den Spiegel des Meeres der variszischen Geosynklinale, was eine kräftige Faziesdifferenzierung zu Beginn des Silurs bedingte, die das Untersilur und das tiefe Mittelsilur (Llandovery bis tieferes Wenlock) betraf. Im übrigen mittleren und oberen Silur (mittleres Wenlock bis Ludlow) kommt es wiederum zu einem deutlichen Faziesausgleich – Abb. 144.

Die Sedimente des Untersilurs verteilen sich auf die verschiedenen Faziesbereiche wie Flachwasserregion, Schwellenzone und Beckengebiet wie folgt: 1. Im Flachwasserbereich wurden Transgressionskonglomerate, Onkolithe und stromatolithführende Dolomite abgesetzt; 2. in der Schwellenzone gelangten sehr geringmächtige (maximal 5 m) rote bis schwarze mikritische Kieselknollenkalke, reich an Biogenen, zum Absatz; 3. in der Beckentiefe stellt sich wiederum eine der Wildschönauer Schieferserie vergleichbare Folge (Obere Wildschönauer Schiefer) ein, in der allerdings neben den Tonschiefern nun auch Grobklastika, gradierte Serien und in jüngerer Zeit allodapische Kalke erscheinen (H. MOSTLER, 1970 a, Abb. 5, S. 520). Man erkennt, daß erst diese seichte Lage von größeren Abschnitten des Meeresbodens eine biogene Karbonatsedimentation ermöglicht hat, während der Tiefseeboden der kaledonischen Geosynklinale hiefür ungeeignet gewesen war – Abb. 145, Tab. 20–21.

Das tiefere bis mittlere Silur (Tab. 21).

a) Dunkle, tiefsilurische Kalke sind nur aus dem Kitzbühler Abschnitt, nicht aus der schiefrig entwickelten Salzburger Grauwackenzone bekannt (H. MOSTLER, 1968, S. 98 ff., AL-HASANI et al., 1969, S. 12 ff.). Orthoceren-führende crinoidenreiche schwarze Kalke (Bioarenomikrite) sind südlich der Lachtalgrundalm 8 km ESE Kitzbühel durch eine Conodontenfauna mit *Spathognathodus celloni* WALLISER und *Ozarkodina adiutricis* WALL. in die Celloni-Zone des Llandovery eingestuft. In einem 4 m mächtigen Profil derartiger dunkler Kalke bei Westendorf SE Hopfgarten sind dem erwähnten Kalktypus auch Onkoide und Stromatolithlagen eingeschaltet, die auf den Flachwassercharakter des Sedimentes hinweisen. Auch Tuffeinstreuungen finden sich dort. Diese dunklen Kalke umfassen ober der Lachtalgrundalm, wie eine Conodontenfauna mit *Carniodus carnicus* WALL., *C. carinthiacus* WALL. etc. zeigt, auch die Amorphognathoides-Zone (Ober-Llandovery bis Unter-Wenlock). Andererseits wird ein

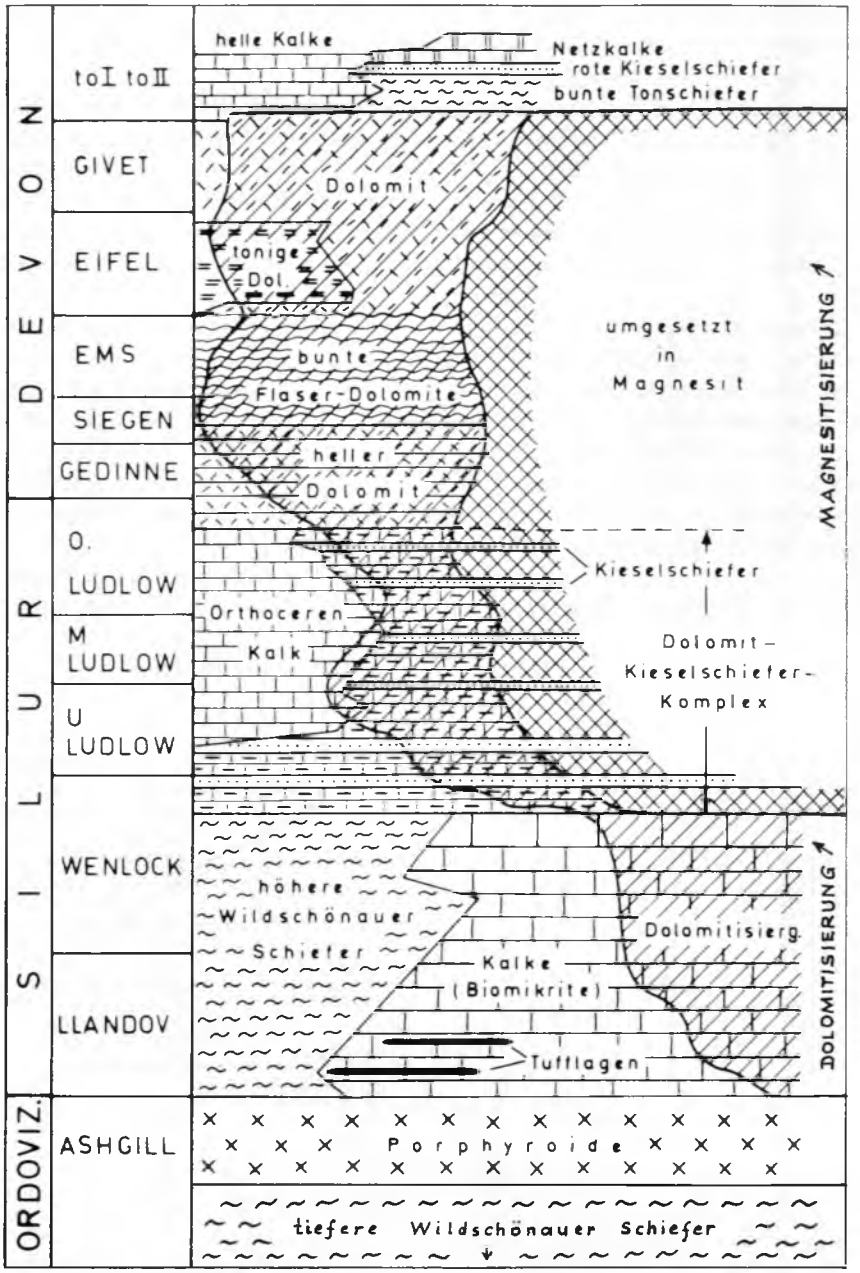


Abb. 145: Die Schichtfolge der westlichen Grauwackenzone und die Umsetzung der Karbonate in Magnesit nach H. MOSTLER (1974, Abb. 7).

tieferes Hinabreichen in das oberste Ordovic nach Conodonten im Gebiet der Spießnägel S Kirchberg vermutet (Al-Hasani & H. Mostler, 1969, S. 160). Eine fazielle Vertretung bei der Lachtalgrundalm repräsentieren rote dickbankige Kieselkalke mit einer Conodontenfauna des Llandovery.

b) Die Schieferfazies in der Beckenentwicklung reicht mit den Oberen Wildschönauer Schiefern, also dem über dem Porphyroid liegenden, silurischen Anteil der Schieferserie bis in das höhere Wenlock, weiter im Osten vielleicht noch in das Unterludlow (K. F. Bauer et al., 1969, Abb. S. 22) empor. In bezug auf den Schwermineralgehalt zeigt sich in den Oberen Wildschönauer Schiefern eine Zirkonvormacht und kann zur Abtrennung von den Unteren verwendet werden (H. Mostler, 1975, S. 12).

Konglomerathorizonte trifft man in dieser Schieferserie einerseits bis 80 m mächtig unmittelbar über dem Porphyroid mit reichlich Porphyroidgeröllen, andererseits auch in höheren Partien der Schiefer, wobei fast stets nur älteres Altpaläozoikum als Komponenten auftritt und nur sehr selten Granit- und Quarzit-Gerölle beobachtet werden konnten (H. Mostler, 1968, S. 127). Im Salzburger Raum werden diese Oberen Wildschönauer Schiefer, die dort in ihren oberen Partien bereits Kieselschiefer-Einschaltungen aufweisen und bis in das Unterludlow emporreichen, wohl überflüssigerweise als Dientener Schiefer bezeichnet (K. F. Bauer et al., 1969, S. 21 ff.).

Das höhere Silur. Spätestens im tiefen Obersilur (höheren Unterludlow) setzt sich die Karbonatsedimentation in der westlichen Grauwackenzone gegenüber den

Tab. 20 : Die Conodonten-Gliederung des Silur

(O.WALLISER, 1964, Abb.10)

	Stufen	Böhmen	Graptol.-zonen	Conodonten-zonen	Conodonten-stufen	Conodonten-Bereiche (WALLISER 1962)
DE-VON	GEDINNE	$e\gamma$ LOCHKOV		*woschmidti*	*steinhornensis*	VIII
O.	Ob.-LUDLOW	$e\beta_2$ PŘÍDOLÍ		*eosteinhornensis*		VII
				crispus	*crispus/ latialatus*	VI
				latialatus		
	M.- LUDLOW	$e\beta_1$ LUDLOV	36	*siluricus*	*Kockelella*	V
	Unt.-LUDLOW		34/35	*ploeckensis*		
			33	*crassa*		
			32	*sagitta*		IV
M.	WENLOCK	$e\alpha$	31	*patula*		
			26	*amorphognathoides*		III
U.	VALENT— LLANDOVERY		25		*Apsidognathus*	
				celloni		II
			16	Bereich I	Bereich I	I

Tab. 21 : Die Schichtfolge der westlichen Grauwackenzone
(H.MOSTLER)

Stufe		Tirol	Salzburg
PERM : ZECHSTEIN		Hochfilzener Schichten : Sandstein, Polymikte Konglomerate, Rote Tonschiefer mit Magnesitknollen, Hochfilzener Basalbrekzie	Mitterberger Sch. („Grüne Serie"): 700 m Quarzit, Schiefer, Gips
ROTLIEGEND			Fellersbach-Sch. („Violette Serie") : 200 m Quarzit, Schiefer, Magnesitknollen, Quarzporphyrtuff
KARBON :		LÜCKE	Westfal v. Schwarzleo; Gainfeldkonglomerat
	OBER–		LÜCKE
	UNTER–		Visé v. Schwarzleo
DEVON O.	to I–II		LÜCKE
		Heller Kalk	Netzkalk, Rote Kieselschiefer, Tonschiefer
M.	GIVET		Schwarzer Dolomit
	EIFEL		Flaserkalk
U.	EMS	Schwazer Dolomit (U.-M.Devon): hell; z.T laminiert	Netzkalk
	SIEGEN	Roter Orthoceren-dolomit v. Kitzbühel	
	GEDINNE		
SILUR : O.	PŘIDOL	Schwarzer laminierter Dolomit; Dunkler Orthoceren-dolomit; Hellgrauer gebankter und schwarzer laminierter Dolomit	Steigwandkalk
	LUDLOW		Kieselschiefer des Langeck
M.	WENLOCK	Dunkler Dolomit-Kieselschf.-Komplex : Graptolithen d. Lachtalgrundalm	mit Lyditlagen
U.	LLANDOV.	Schwarzer Orthocerenkalk von Kitzbühel Orthoc., Crinoiden, Conodont. Kieselschiefer, Kieselkalk	Höhere Wildschönauer Schiefer mit Konglomeraten
ORDOVIC		Porphyroid und Porphyroidtuff (350 m)	
KAMBRIUM ?		Untere Wildschönauer Schiefer mit basischen Vulkaniten (Untere und Höhere Wildschönauer Schi. 1000 m mächtig)	

feinklastischen Bildungen – auch im Salzburger Anteil – durch. Im Kitzbühler Raum folgt über den oben beschriebenen schwarzen tiefsilurischen Kalken der charakteristische „Dolomit-Kieselschiefer-Komplex", eine alternierende Folge von biogenreichen, zum Großteil lamellierten Dolomiten mit dunklen Kieselschiefern. Diese Serie setzt offenbar in der Patula-Zone des Wenlock ein, Conodonten wie *Hindeodella equidentata* RHODES, *Lonchodina walliseri* ZIEGL., *Spathognathodus inclinatus* (RHODES) etc. enthaltend. Das Unterludlow, Sagitta-Zone, wird in dieser Serie durch Conodonten wie *Spathognathodus sagitta* WALL., *Ozarkodina* cf. *edithae* WALL. etc. belegt (H. MOSTLER, 1968, S. 105, Abb. 8; N. AL-HASANI et al., 1969, S. 21). Nach der Darstellung H. MOSTLER (1974, Abb. 7) wäre sogar noch das tiefere Oberludlow darin vertreten. Aus den Kieselschiefern des Oberwenlock dieser Serie stammen übrigens die reichen

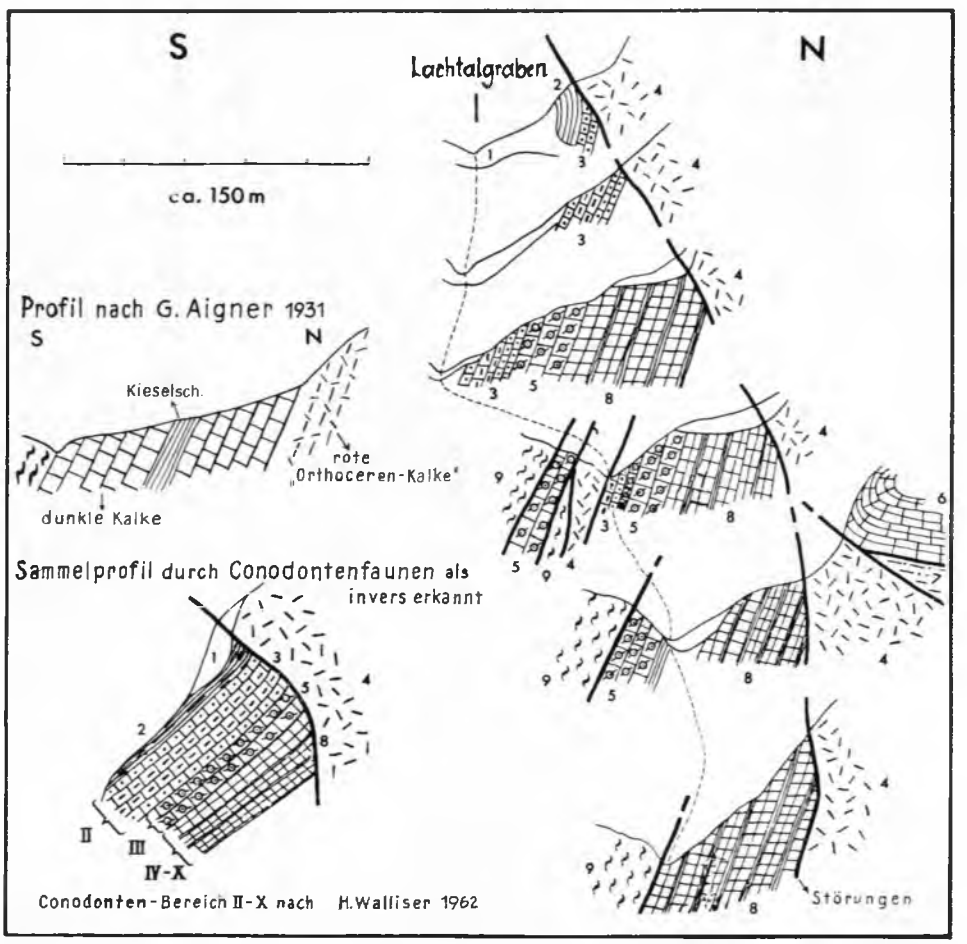


Abb. 146: Das Silurprofil der Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn in Tirol nach H. MOSTLER (1966 a, Abb. 1). Signatur: 1 – Hangschutt, 2 – Lydit, 3 – Kieselkalk und Kieseldolomit, 4 – kristalliner Dolomit, 5 – dunkler Crinoidenkalk, 6 – laminierter Dolomit, 7 – lila Tonflaserkalk, 8 – Kieselschiefer im laminierten Dolomit, 9 – Wildschönauer Schiefer.

Funde von Graptolithen von der Lachtalgrundalm SW Fieberbrunn, welche durch G. AIGNER (1931) unter Fehlbestimmung dieser Fauna in das Llandovery (Zone 18-22) gestellt worden waren (H. MOSTLER, 1966 a) – Abb. 146. Außerdem gehört nach H. MOSTLER (1968, S. 107) auf Grund der Conodonten *Spathognathodus sagitta* WALL. und *Ozarkodina editha* WALL. der Kieselschiefer-Dolomit-Komplex der Entachenalm bei Alm im Pinzgau in das tiefste Ludlow, der ja einst von I. PELTZMANN (in O. FRIEDRICH et al., 1937, S. 246) nach Graptolithen-Fehlbestimmungen in die Zone 27–34, also zu weit, in das Wenlock bis Unterludlow, eingeordnet worden war.

Gegen oben treten die Kieselschieferlagen zurück, es verbleibt im Obersilur (Unteres bis Oberes Ludlow) im Kitzbühler Raum ein schwarzer laminierter Dolomit mit Conodontenfaunen der Ploeckensis- bis Crispus-Zone. Eine fazielle Vertretung im Gebiet der Spießnägel S Kirchberg bildet ein schwarzer bis grauer Orthocerenkalk ähnlichen Zeitumfanges, in welchem mittleres Unterludlow bis höheres Oberludlow durch Conodontenfaunen mit *Lonchodina greilingi* WALL. (tieferer Teil), *Ancoradella ploeckensis* WALL. (mittlerer Teil) und *Spathognathodus* cf. *stygius* FLAJS (höherer Teil) nahegelegt wird (AL-HASANI et al., 1969, S. 22 f.).

Während im Kitzbühler Raum Kalke des Obersilur selten auftreten, herrschen sie im Salzburgischen Abschnitt des Unterpinzgaues (K. F. BAUER et al., 1969, S. 22) – Abb. 145. Die Kalke der Steigwand 5,5 km NE Taxenbach weisen nach ihrer Conodontenfauna (l. c., S. 21) ein obersilurisches (bis unterdevonisches) Alter auf. In den sie faziell zum Teil vertretenden Kalkmergeln mit Kieselschieferlagen vom Langeck 6 km SSE Alm ist durch eine Conodontenfauna mit *Kockelella variabilis* WALL. die Crassa- bis Siluricus-Zone des Ludlow nachgewiesen (l. c., S. 23). Die altberühmte, von F. v. HAUER (1847) erstbeschriebene Silurfauna vom Nagelschmidt-Palven bei Dienten in Salzburg stammt aus schwarzen graphitischen Schiefern und liegt in pyritisierter Erhaltung vor; F. HERITSCH (1929, S. 7–24, 138 ff., Tab. S. 139) hat diese an *Cardiola* und Orthoceren reiche Fauna neu bearbeitet und in das Obersilur, eβ, eingestuft.

Vielerorts sind die Karbonate des Silur, aber auch des Devon, in diesem Abschnitt der Grauwackenzone in Magnesite umgewandelt. Zuletzt hat H. MOSTLER (1974) dieser so lange diskutierten Frage eine spezielle Studie gewidmet, in der er das verschiedenartige Alter dieser Magnesite zeigt und Gründe gegen eine sedimentäre oder frühdiagenetische, also gegen eine syngenetische Vererzung anführt (vgl. S. 553) – Abb. 145.

4. Das Devon ist in karbonatischer Fazies in jüngster Zeit in wachsendem Umfang erfaßt worden. Die Hauptverbreitung liegt im Zug des Schwazer Dolomites und seiner Fortsetzung gegen Osten in der Region Schwaz–S Rottenberg–Hohe Salve–Kitzbühler Horn–Wildseeloder–Spielberghorn (vgl. H. MOSTLER, 1968, Abb. 1).

Unter- und Mitteldevon ist ausschließlich durch Dolomite vertreten, deren genauer Altersumfang bisher noch nicht fixiert ist. Vom Oberdevon ist bislang nur der tiefere Teil (to I, II) erfaßt und besteht aus einer geringmächtigen Serie von Tonschiefern, Mergelschiefern, roten Kieselschiefern, Flaserkalken und Netzkalken. Das Oberdevon kann aber auch zur Gänze faziell durch helle Kalke vertreten sein (H. MOSTLER, 1974, S. 252, Abb. 7) – vgl. Abb. 145.

Was nun die unter- bis mitteldevonischen Dolomite betrifft, so ist der namengebende und altbekannte Anteil, der Schwazer Dolomit (A. PICHLER, 1860, S. 10) auf

Grund einer kleinen Korallenfauna mit *Syringaxon zimmermanni* WEISSERMEL, *Coenites? volaicus* (CHARLESW.) und *Thamnopora* cf. *reticulata* (BLAINV.) zunächst als unter- bis mitteldevonisch eingestuft (H. PIRKL, 1961, S. 64), nach einer Conodontenfauna mit 14 Formen von H. MOSTLER (1964 b, S. 225) auf unterdevonisch eingeengt worden. Der Schwazer Dolomit zeigt hellgraue bis weiße, seltener rote oder schwarze Farbe. Feinschichtung oder Bänderung ist gelegentlich erkennbar. A. MAVRIDIS & H. MOSTLER (1970, S. 534) haben im Ostteil des erwähnten Schwazer Dolomitzuges einen angeblich unter/mitteldevonischen (Ems?–Eifel?) Anteil als Spielbergdolomit bezeichnet, da er sich altersmäßig vom Schwazer Dolomit unterscheiden dürfte: Die zuvor genannte Einstufung auf Grund der gattungsmäßig oder fraglich bestimmten wenigen Korallen, die vorwiegend im Unterdevon auftreten, ist aber für diese Neubenennung eine völlig unzulängliche Basis, so daß hier der Name Spielbergdolomit als Synonym zu Schwazer Dolomit betrachtet wird.

Unter den übrigen tieferdevonischen Dolomittypen, die zum Teil schon im obersten Obersilur (Oberludlow) einsetzen, sei noch der r o t e, zum Teil schlecht gebankte, zum Teil geflaserte, wahrscheinlich u n t e r d e v o n i s c h e D o l o m i t der Kitzbühler Horn-Serie NE Kitzbühel hervorgehoben, der einen dolomitischen roten kalkigen Biomikrit mit Orthoceren und Echinodermenresten sowie mit Fe-Mn-Krusten darstellt und von G. EMMANUILIDIS & H. MOSTLER (1970, S. 553) als Beckensediment betrachtet worden ist.

5. Das K a r b o n transgrediert in dem Salzburger Anteil der westlichen Grauwackenzone mit angeblichem Visé und mit Konglomeraten des Westfal bis Stefan (Gainfeldkonglomerat) nach beträchtlicher Schichtlücke über dem ordovicisch-silurischen Komplex, aus dem bisher abgesehen vom Kalk der Steigwand, der vielleicht in das unterste Devon reicht, in Salzburg noch kein Devon nachgewiesen ist. Das erwähnte Oberkarbonkonglomerat wurde von F. KARL (1953 b, S. 5) nach dem Gainfeldbach bei Bischofshofen als G a i n f e l d k o n g l o m e r a t bezeichnet, welchem Namen demnach die Priorität gegenüber der 1954 für das gleiche Konglomerat östlich der Salzach von O. GANSS et al. (S. 13) vergebenen Bezeichnung „Filzmooser Konglomerat" gebührt. Dieses Konglomerat stellt nach F. KARL (1954, S. 224) ein metamorphes Tuffitkonglomerat mit Komponenten aus der Grauwackenzone und aus einem voralpidischen metamorphen Albitgneis und mit einem Bindemittel, an dem klastisches und vulkanisches (quarzporphyrisches) Material beteiligt ist, dar. Das Gainfeldkonglomerat ist nur im Salzburger Abschnitt am Oberrand der Grauwackenzone im Liegenden des Perm am Fellersbach, W Mühlbach, beim Mitterberger Bergbau, am Hochkeil-Nordhang, im Gainfeldbachtal, am Buchberg bei Bischofshofen und bei Filzmoos bekannt. Das oberkarbone Alter des Konglomerates ist durch Sporen belegt (H. MOSTLER, 1972, S. 158).

Aus dem unteren Schwarzleotal, 5 km WSW Leogang, hat H. HAIDEN (in: W DEL-NEGRO, 1960, S. 20) angeblich Unterkarbon, Visé, durch eine Fauna mit *Euomphalus* und Pflanzenresten von *Asterocalamites* und *Lepidostrobus* sowie Oberkarbon, Westfal, durch *Pecopteris plumosa* ARTIS nachgewiesen.

6. Als p e r m i s c h wird die im Salzburgischen über diesem Konglomerat auflagernde Serie von Mitterberg eingestuft, die man in die liegenden F e l l e r s b a c h s c h i c h t e n und die hangenden M i t t e r b e r g e r S c h i c h t e n gliedert. Weiter

im Westen, im Tiroler Abschnitt der westlichen Grauwackenzone, lagert der in vier Niveaus gliederbare, als Perm betrachtete detritische Komplex der Hochfilzener Schichten mit verschieden großer Lücke ohne Karbonzwischenschaltung transgressiv verschiedenen Gliedern des Altpaläozoikums, bis maximal zum tiefen Oberdevon (to II) emporreichend, auf.

Wenden wir uns zunächst dem Salzburger Anteil der jungpaläozoischen Serien zu, wo sie im Raum der Kupferlagerstätte Mitterberg am eingehendsten studiert sind. Hier gingen bis jüngst die Auffassungen über das Alter dieser ja vorwiegend fossilleeren Serie auseinander: Die Fellersbachschichten Th. Ohnesorges (teste G. Gabl, 1964, S. 8, bzw. W Heissel, 1968, S. 230), früher vielfach nach G. Gabl (l. c.) als „Violette Serie" bezeichnet, wurden als Oberkarbon? bis Perm (G. Gabl, l. c.) oder als Karbon bzw. Oberkarbon (L. Weber et al., 1973, S. 142) betrachtet, die auflagernden Mitterberger Schichten (A. Tollmann, 1969 a, S. 140), früher als „Grüne Werfener Schichten" von W Heissel (1954, S. 338) bezeichnet, waren entweder in das Skyth (W Heissel, 1954, S. 348) oder in das Perm (z. B. J. Bernhard, 1965, S. 9 f.) gestellt worden. Durch lithofazielle regional vergleichende Studien unter Berücksichtigung des weithin aushaltenden Quarzporphyr-(Tuff-)Horizontes aus der saalischen Phase im Unterperm und die wenigen Fossilreste ist nun durch H. Mostler (1972 b) eine sehr plausible Gliederung dieser jungpaläozoischen Serien der Salzburger und Tiroler Grauwackenzone vorgenommen worden, mit einer Einstufung der erwähnten beiden Serien in Unter- und Oberperm, im gleichen Sinne wie vom Verfasser (1972 e, S. 89; Abb. 1). Da die Gliederung des Perm dieses Abschnittes als basales Schichtglied der Nördlichen Kalkalpen vom Verfasser (1976 a, S. 36 ff.) zusammenfassend besprochen worden ist, soll hier nur auszugsweise darüber referiert werden – Abb. 147

Die Fellersbachschichten stellen eine 200–500 m mächtige Serie aus violetten bis rötlichen Quarziten, sandigen Schiefern und Konglomeratlagen des Rotliegenden dar, mit einem Quarzporphyrtuffhorizont (der Wende Unter/Oberrotliegend) in mittlerer Partie. Gradierung, Lebensspuren und flyschoide Merkmale aus dem Quarzit wurden von F. Pausweg (in L. Weber et al., 1973, S. 143 ff.) erwähnt. Dolomit- und Magnesitknollen geben einen Hinweis auf leicht salinare Fazies.

Die auflagernden Mitterberger Schichten mit maximalen Mächtigkeiten von etwa 700 m sind aus grünen bis grauen Quarziten, Geröllquarziten, Brekzien und Tonschiefern zusammengesetzt. Ihr oberster Abschnitt, die grüne Mitterberger Brekzie, wurde von G. Gabl (1964, S. 4) als Vertretung des Haselgebirges angesprochen.

Im Tiroler Abschnitt ist die permische Serie (Hochfilzener Schichten) nach den Vorarbeiten von H. Pirkl (1961, S. 15 f.) und H. Barnik (1962, 296 ff.) durch H. Mostler (1972 b) in ihrer Gesamtheit in folgendem Sinne gegliedert worden: In der maximal etliche Zehnermeter mächtigen Basalbrekzie ist jeweils das lokale Material der Grauwackenzone als Komponenten aufgearbeitet enthalten. Die roten Tonschiefer darüber gehören nach dem Auftreten von Quarzporphyr-Tuffen in ihrem Hangenden noch in das Unterrotliegende. Die sich hangend anreihende polymikte Konglomeratserie wird als Produkt der Bewegungen der saalischen Phase gesehen und als Oberrotliegend gewertet. Der Sandstein-Tonschiefer-Komplex darüber, aber noch im Liegenden des kreuzgeschichteten Buntsandsteins kann wohl dem Zechstein zugeordnet werden.

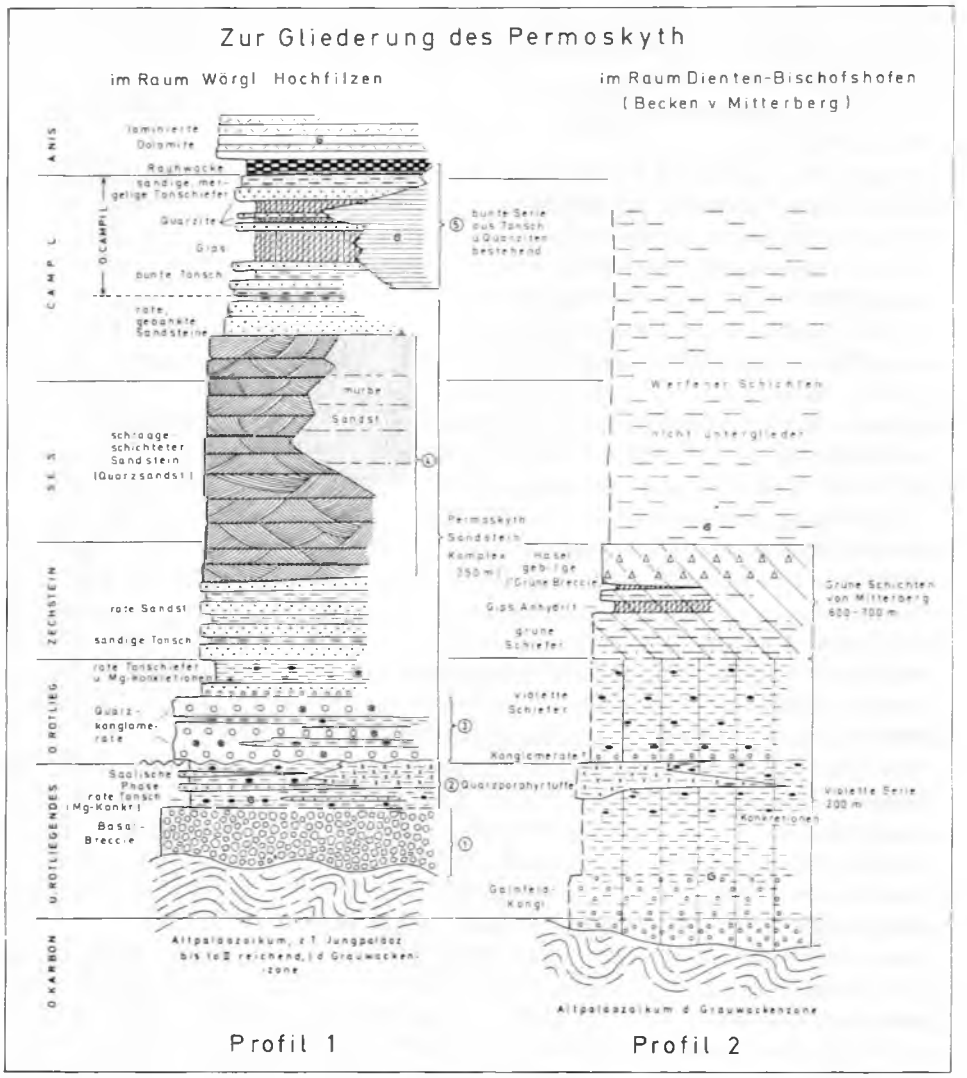


Abb. 147: Das Permoskyth am Oberrand der Tiroler und Salzburger Grauwackenzone nach H. Mostler (1972, Abb. 1).

β) Der Ostabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone

Im Ostteil der Grauwackenzone ist es in erster Linie der Abschnitt der Eisenerzer Alpen mit seiner Vielfalt an Schichtgliedern und seinen Karbonatzügen, dem seit je das Interesse der Stratigraphen galt, da in dem verbindenden Zwischenstück entlang des Ennstales monotone, fossilleere Schieferserien vom Typus der „Ennstaler Phyllite" vorherrschen. Die stratigraphische Gliederung des Ostabschnittes der Nördlichen Grauwackenzone ist erst durch die Conodonten-Untersuchungen im Eisenerzer Gebiet durch G. Flajs

und H. SCHÖNLAUB in jüngster Zeit auf eine befriedigende Basis gestellt worden (Tab. 22) – für große Teile dieser östlichen Grauwackenzone fehlt aber noch die moderne stratigraphische Durcharbeitung.

1. Altkristallin als primärer Untergrund der östlichen Grauwackenzone fehlt, obgleich in größerer Zahl Späne von diaphthorisiertem Kristallin an der Basis der Obe-

Tab. 22 : Die Schichtfolge der östlichen Grauwackenzone

(H.P.CORNELIUS, 1952b; G. FLAJS, 1967a, b; G. FLAJS & H.SCHÖNLAUB, 1976; H.FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB, 1972 etc.)

PERM			Prebichlschichten : c) Wechselfolge violetter Sandsteine und Tonschiefer b) Quarzkonglomerat a) Basiskonglomerat
KARBON	O.	STEFAN WESTFAL NAMUR	Schiefer, Sandstein und Konglomerat des Westfal von Leimsgraben, Wurmalpe, Prein und Klamm
	U.	VISÉ	Schiefer, Sst., Kalk, Dol., Magnesit. Fauna des höheren Visé von Sunk, Leoben, Bruck, Veitsch
			Zwischenschiefer am Erzberg
		TOURNAI	Saubergerkalk s.l. – 300 m („Erzführender Kalk" mit Conodonten des Obersilur – Unterkarbon)
DEVON	O.	FAMENNE FRASNIEN	
	M.	GIVET EIFEL	Mitteldevon-Korallen am Reichenstein und Gößeck
	U.	EMS SIEGEN GEDINNE	Höheres Unterdevon : Trilobiten und Korallen vom Sauberg Unterdevon : U.–O. Polsterkalk
SILUR	O.	PŘIDOL LUDLOW	Orthocerenkalk der Krumplalpe Dunkle Kalke (Handlalm, Rotschütt) und Flaserkalke mit Ludlow-Conodonten
	M.	WENLOCK	Kieselschieferserie (250 m): Kieselschiefer, Tonschiefer und schwarze Kalke mit Graptolithen und Conodonten der Amorphognathoides- bis Ploeckensis-Zone
	U.	LLANDOVERY	Rosa Spatkalk Radschieferserie : Tonschiefer, Sandsteine, Grünschiefer
ORDOVIC	O.	ASHGILL	Cystoideenkalk (15 m) Polsterquarzit (100 m) Blasseneckporphyroid (Ignimbrit) – 800 m
	M. bis U.	CARADOC bis ARENIG	Silbersbergserie : Phyllite, Kalklinsen im Hangendteil mit Conodonten des Oberordovic; feinschichtige Schiefer, Sandsteine; Konglomerate im E in tiefer Position
KAMBRIUM ?			

ren Grauwackendecke oder selbst in deren Inneren, in der Silbersbergserie steckend, in der Grauwackenzone eingeschuppt sind. Diese Kristallinspäne sind aber, soweit bisher bekannt, tektonisch vom Altpaläozoikum getrennt – wie auch H. P. CORNELIUS (1941 a, S. 49) betont hat (obgleich er für das Vöstenhofer Kristallin trotz dessen regionalem Auftreten im Hangenden der Silbersbergserie auf Grund lokaler Verhältnisse bei Vöstenhof eine normale Unterlagerung unter der Oberen Grauwackendecke annahm). Die Auffassung von diesem Foscher (l. c., S. 50) von einer „primär" normalen Unterlagerung dieser Kristallinschollen unter der Grauwackenzone geht aus seinem Vergleich jener Schollen mit dem übrigen mittelostalpinen Kristallin zurück, das er ja damals (vor Abtrennung des Mittelostalpins) wie auch die übrigen Autoren noch als normale Basis der Grauwackenzone erachtet hatte. Gerade aber diese petrographische Vergleichbarkeit der kristallinen Späne innerhalb der Grauwackenzone mit dem mittelostalpinen Kristallin des Troiseckzuges, der Bretsteinserie etc. hat den Verfasser (1959 a, S. 27 f.) veranlaßt, es ebenfalls als Mittelostalpin und demnach als tektonisch der Grauwackenzone einverleibt zu betrachten.

Über die Zusammensetzung und Verbreitung dieser kristallinen Späne innerhalb der Grauwackenzone gibt es eine umfangreiche Literatur, von der hier wenigstens die Arbeiten von J. STINY (1927), L. HAUSER (1936–1938 c, 1939 a), K. METZ (1937 a; 1940, S. 177 ff.) und H. P. CORNELIUS (1941 a) angeführt seien – vgl. S. 531 f. und 541.

2. Das K a m b r i u m (?) und O r d o v i c i u m liegt in der Hauptsache wie in der westlichen Grauwackenzone auch hier in einer im allgemeinen fossilleeren, nur in ihren höchsten Partien durch Conodonten eingestuften monotonen Tonschieferserie mit Sandsteinlagen und Einschaltung von Grünschieferpartien im Liegenden der Blasseneckporphyroidplatte vor und entspricht demnach genau den Unteren Wildschönauer Schichten unter dem Porphyroid im Westen. Als stratigraphischer Name dieser Schichtgruppe im Osten gilt – wenn man nicht die ältere Bezeichnung (Untere) Wildschönauer Schiefer A. CATHREIN (1877) verwenden will – der Begriff S i l b e r s b e r g s e r i e, den F. TOULA (1885, S. 144) aufgestellt und dessen Umfang H. P. CORNELIUS (1952 b, S. 12 ff., 39) nach Studium der namengebenden Lokalität des Silbersberges N Gloggnitz und der Fortsetzung der Serie in der Steiermark genau beschrieben hat. Dieser Bezeichnung ist der absolute Vorrang gegenüber dem ebenfalls in der Steiermark gebrauchten Namen „Feinschichtige Grauwackenschiefer" W HAMMER (1925 b, S. 14) aus Gründen der Priorität und der stratigraphischen Nomenklatur zu geben. Ungeeignet hiefür erscheint die von K. METZ (1953 a, S. 11 ff.) als Ersatz vorgeschlagenen Bezeichnung „Serie der Grauwackenschiefer", da dieser Name außer der Silbersbergserie auch noch die in das Hangende der Porphyroidplatte gehörigen (silurischen) Radschiefer, die permische Salbergbrekzie (vgl. H. P. CORNELIUS, 1941 c, S. 112; E. CLAR, 1972, S. 124) etc. umfaßt. Ähnlich gilt auch hier, wie K. METZ (1953 a, S. 4) über den SCHWINNERschen (1929, S. 212, 218 f.; 1936, S. 120) Serienbegriff „III b", der auch die Wildschönauer Schiefer und die Silbersbergserie umfaßt, ausgeführt hat, daß derartige Sammelbezeichnungen „nicht als Serie mit stratigraphischem Begriffsinhalt angesehen werden dürfen" In den Begriff Silbersbergserie fällt ferner die Bezeichnung „Gerichtsgraben-Gruppe" mit ihren „Unteren Schiefern" von G. FLAJS & H. SCHÖNLAUB, 1976, S. 262.

Diese sehr mächtige S i l b e r s b e r g s e r i e umfaßt nach den oben erwähnten Autoren, besonders nach H. P CORNELIUS (1952 b, S. 12–39), zunächst die Silbersbergphyl-

lite, graue, braune, auch schwarze, öfter violettliche oder grünliche (Tonschiefer bis) Phyllite mit wechselndem Sandgehalt, der zur Ausbildung sandiger Schiefer, schiefriger Sandsteinlagen und vor allem bei lebhaftem rhythmischem Wechsel mit den Tonschiefern im mm-Bereich zum Typus der „feinschichtigen Grauwackenschiefer" führt. Gegen Hangend schalten sich ferner häufig blaugraue bis rötliche Kieselschiefer, Graphitschiefer sowie schmächtige Lagen unreiner Flaserkalke ein. Die im Eisenerzer Raum noch untergeordnete Einlagerung von Silbersbergkonglomeratzügen nimmt gegen den Ostrand der Grauwackenzone auf Kosten der Schiefer beträchtlich zu. Die Gerölle dieser Konglomerate bestehen aus Quarz, Quarzit, Serizitschiefer, Aplit, auch aus Karbonaten. Charakteristisch ist ferner die Einschaltung zum Teil mächtiger Grünschieferzüge, die dem basischen Vulkanismus des tieferen Altpaläozoikums ihre Entstehung verdanken. Reliktstrukturen dieser basischen Effusiva sind gelegentlich noch erhalten (L. Hauser, 1938, 1940 b; H. P. Cornelius, 1952 b, S. 29 ff.). Die in epizonaler Metamorphose vorliegenden Abkömmlinge der Diabase stammen nach L. Hauser (1940 b, S. 243) vorwiegend von Tuffen ab, Laven treten zurück. Die innerhalb der Silbersbergserie W Gloggnitz auftretenden Riebeckitgneise („Forellensteine") hat zuletzt J. Zemann (1950) eingehend beschrieben und als möglicherweise aus Sedimenten durch Alkalizufuhr im Zusammenhang mit dem Aufdringen basischer Magmen entstanden gedeutet.

Das Alter der Silbersbergserie, die im allgemeinen mit Recht als tieferes Altpaläozoikum betrachtet, gelegentlich aber auch auf Grund von sandigen Partien als (Unter-)Karbon eingestuft worden war (F. Heritsch, 1932, S. 105; E. Haberfelner, 1935, S. 15), ist gegen oben hin durch Conodonten aus blaugrauen bis braunen Kalklagen im Hangendanteil abgegrenzt worden: Die von G. Flajs (1964, S. 371; 1967 a, S. 164 ff., 191 ff.) und G. Flajs & H. Schönlaub (1976, S. 266 f.) beschriebenen Faunen stammen aus dem Gerichtsgraben 3,5 km ESE Eisenerz und von etlichen Stellen zwischen Tullgraben und Beresbach W Eisenerz und belegen durch *Multioistodus* sp. noch ein mittleres Ordovic, durch eine Fauna mit *Acodus curvatus* Br. & Br., *A. similis* Rhodes, *A. trigonius* (Schopf), *Ambalodus triangularis* Br. & Mehl, *Amorphognathus ordovicicus* Br. & Mehl u. a. noch den ältesten Abschnitt der *Amorphognathus ordovicicus*-Zone, d. h. den Grenzbereich Caradoc/Ashgill oder älteres Ashgill. Die tieferen Teile der Serie sind fossilleer. Die Mitteilung von I. Peltzmann (1934, S. 89) von einem für das Kambrium sprechenden Fund eines Trilobitenpygidiums, vergleichbar mit *Ollenopsis zoppii* Menegh., in den Schiefern der Grauwackenzone südlich vom Dachstein ist als Fehlmeldung zufolge Mißdeutung eines sphärosideritähnlichen anorganischen Gebildes zu werten.

Die im Abschnitt westlich von Rottenmann entlang des Ennstales auftretenden altpaläozoischen Schiefer der Grauwackenzone werden meist als Ennstaler Phyllite bezeichnet. Grünschieferzüge schalten sich darin ein. Die Serie ist in Grünschieferfazies schwach metamorph überprägt. Aus dem regionalen Vergleich wäre ein ordovizisches Alter zu erwarten. Untersuchungen dieser Phyllite im Abschnitt des Donnersbachtales durch H. Priewalder (& R. Schumacher, 1976) haben schlecht erhaltene Chitinozoen zutage gefördert, die auf oberstes Ordovic bis Silur, am wahrscheinlichsten angeblich mittleres Silur, hinweisen. Es wurden folgende Arten vermutet: cf. *Linochitina cingulata* (Eis.), cf. *Desmochitina urna* Eis., cf. *Conochitina proboscifera* Eis., cf. *C. intermedia* Eis., cf. *C. oelandica silurica* Taug.

Der Blasseneckporphyroid (H. v. Foullon, 1886, S. 88): „Blasseneckgneiss"; F. Heritsch, 1908 b, S. 401: „Blasseneckporphyroid") bildet als eine in ihrer Mächtigkeit schwankende, bis 800 m starke Platte von 200 km² Fläche das östliche Gegenstück und die auch altersgleiche Fortsetzung des Porphyroides der westlichen Grauwackenzone und hiermit einen seit früh in seiner Bedeutung für die Gliederung der Grauwackenzone erkannten Leithorizont. In der ausgedehnten Literatur über diesen nach dem Blasseneck 3,5 km NE Treglwang bezeichneten auffälligen Gesteinskomplex wurde er zunächst als „körnige Grauwacke", später als Gneis bezeichnet, schließlich 1905 in Tirol von Th. Ohnesorge und 1907 in der Steiermark von K. Redlich als Porphyroid erkannt (K. Metz in O. Kühn, 1962, S. 53) – nachdem bereits fast 100 Jahre zuvor diese Erkenntnis in der beachtlichen Arbeit von V Pantz & A. Atzl (1814) enthalten, aber später vollkommen verloren gegangen war. Die aus dem petrographischen Studium des Porphyroides beim Erzberg durch F. Angel (1918, S. 79) gewonnene Überzeugung, daß es sich zufolge eines gewissen Na-Überschusses um Quarzkeratophyre handle, wird von H. P. Cornelius (1952 b, S. 40) aus eigenen Beobachtungen unter Negierung der Na-Vormacht abgelehnt. Die Quarzporphyrnatur ist vielfach gut an den großen bipyramidenförmigen Quarzen mit Korrosionsschläuchen, die auch noch im verschieferten Gestein erhalten sind, erfaßbar. Weitere Einsprenglinge in der felsitischen Grundmasse sind mikroperthitische Kalifeldspäte, Plagioklase (Albite) und Biotite, meist in Chlorit verwandelt. Die Verschieferung des Gesteins kann gelegentlich bis zur Bildung graugrüner, feinblättriger Schiefer führen. In gebänderten Typen mit wenig Einsprenglingen sind von Cornelius (l. c., S. 44) Tuffe vermutet worden, welche bereits von einer Reihe anderer, dort zitierten Autoren angenommen worden waren. Petrographische und petrochemische Bearbeitungen spezieller Porphyroide aus dem Raum Vordernberg und vom Lamingtal bei Bruck/Mur wurden jüngst von J. Hanselmayer (1965, 1966) und F. Angel, J. Hanselmayer & F. Laskovic (1966) geliefert.

Während H. Hajek (1966, S. 23) in genetischer Hinsicht an submarine Ergüsse von Quarzporphyr über längere Zeiträume hin denkt, ist die Mehrzahl der Forscher (G. Hiessleitner, 1929, S. 214, 1931, S. 58; H. P Cornelius, 1952 b, S. 48; K. Metz, 1953 a, S. 19; H. Flügel, 1964 b, S. 417) der Meinung, daß die Porphyroidplatte durch große, mehrweniger einheitliche Deckenergüsse entstanden ist, die nach G. Flajs (1964) subaerisch vor sich gegangen sind. Erst H. Mostler (1968, S. 116; 1970 a, 517) hat auf die zahlreichen Indizien hingewiesen, die für die Entstehung dieser so ausgedehnten Platte aus sonst zähflüssigen sauren Magmen aus Glutwolken, also für die Ignimbritnatur sprechen (siehe S. 488).

Durch ein verschieden rasches Abtauchen dieses nach der kaledonischen Geosynklinalzeit trockengelegten Areals zu Beginn des variszischen Zyklus an der Wende Ordovic/Silur wäre nach H. Mostler (1970, S. 521) auch die Zeitdifferenz in den ersten transgredierenden Serien im Westen und Osten zu erklären – die allerdings nach den letzten Ergebnissen von G. Flajs & H. Schönlaub, 1976, gerade umgekehrt zur Auffassung von H. Mostler ist.

Das Alter der Blasseneckporphyroide war bis vor kurzem sehr umstritten: Der Porphyroid war von den verschiedenen Forschern im Laufe der Zeit in alle Formationen des Paläozoikums vom Präkambrium weg bis in das Perm gestellt

worden (Überblick bei H. P. Cornelius, 1952 b, S. 50 f.; K. Metz, 1953 a, S. 20). Erst die Conodonten-Untersuchungen durch G. Flajs ab 1964 brachten durch Fixierung der Kalke im Liegenden auf die Grenze Caradoc/Ashgill und jener im Hangenden zunächst auf Unterludlow oder Unterwenlock (1964, S. 373), später auf Oberllandovery (1967 a, S. 161; 1967 b, S. 128), zuletzt (G. Flajs & H. Schönlaub, 1976, S. 270 ff.) auf Ashgill, eine Einengung der Bildungszeit des Quarzporphyres auf die *Amorphognathus ordovicicus*-Zone im Ashgill.

Die Meinung von einem über Formationen hinweg andauernden Anhalten des Porphyroidvulkanismus etwa bis in das Devon, die noch von H. Hajek (1966, S. 28) ohne zureichende Grundlage vertreten worden war, ist nach allem abzulehnen. Aus der Darstellung von W Baumgartner (1976 a, S. 52), der als einziger dieser Auffassung Hajek folgt, geht aber hervor, daß die zwischen den Porphyroidlagen im Preiner Gebiet südlich der Rax auftretenden Zonen Gesteine vom Habitus der Silbersbergphyllite, der Radschiefer, Radiolarite, Jaspilite und grüne Chloritphyllite enthalten, wodurch auch hier – bei Fehlen jeglicher feinstratigraphischer Neuuntersuchung – kein Grund zur Ablehnung der schon von H. P. Cornelius herausgearbeiteten Schuppentektonik (siehe S. 541) vorliegt und die Wiederholung der Porphyroidlamellen demnach nicht auf verschiedenes Alter dieser Ergußgesteine schließen läßt. Aus den lokalen Daten und dem regionalen Vergleich ist die Bildung der Quarzporphyrdecke in das höhere Ordovic zu verlegen.

Die Serie im Hangenden des Porphyroids setzt am Polster E Eisenerz mit dem etwa 100 m mächtigen hellen grauen Polsterquarzit ein, nach F. Angel (1939, S. 277) das Aufarbeitungsprodukt des Quarzporphyres. Der Quarzit keilt seitlich rasch aus (G. Hiessleitner, 1929, S. 215). Er hat nach F. Heritsch (1927 b, S. 67), aber auch nach der Neubearbeitung durch A. Schouppé (1950, S. 213 ff.) eine als Caradoc eingestufte Makrofauna mit Archaeocyathen: *Archaeocyathellus siluricus* Schouppé, Anthozoen: *Lindströmia subduplicata* (M'Coy), Bryozoen: *Hallopora taramelli* (Vinassa de Regny), *Monotrypa certa* (Počta) etc. und Brachiopoden: *Orthis actoniae* Sow., *O. noctilis* Sharp. erbracht, deren stratigraphischer Aussagewert allerdings von G. Flajs (1964, S. 374; 1967 a, S. 160) angezweifelt worden ist – Archaeocyathen sollten nicht über das Caradoc emporreichen. Durch die Conodontenfauna aus dem Gerichtsgraben im Liegenden des Porphyroides, die auf das Grenzniveau Caradoc/Ashgill hinweist (siehe oben), wird ein Caradoc-Alter des als Ashgill datierbaren Polsterquarzites und seiner Makrofauna ausgeschlossen.

Über dem Polsterquarzit folgt am Polster noch ein etwa 15 m mächtiger Kalk, von H. Schönlaub & G. Flajs (1976, S. A 76) als Cystoideenkalk bezeichnet. Seine Conodontenfauna mit *Acodus similis* Rhodes, *A. trigonius* (Schopf), *Ambalodus triangularis* Br. & Mehl, *Amorphognathus* cf. *ordovicicus* Br. & Mehl, *Oistodus rhodesi* Serpagli, *Panderodus gracilis* (Br. & Mehl), *P. unicostatus* (Br. & Mehl) etc. gestattet eine Einstufung in (den höheren Teil der) *Amorphognathus ordovicicus*-Zone des Ashgill. Die beiden letztgenannten Glieder stellen nur lokale Bildungen dar.

3. Silur. Im allgemeinen setzt unmittelbar über dem Porphyroid eine Serie dunkler Tonschiefer und sandiger Schiefer auf, mit Einschaltungen von geringmächtigen Quarzitlagen, von Chloritoidschiefern und ganz ausnahmsweise von Grünschiefern. Diese Serie ist von H. P. Cornelius (1952 b, S. 56) als Radschieferserie nach

der Lokalität Rad im oberen Großveitschgraben 6 km NW Veitsch bezeichnet und dort näher beschrieben worden. Während die Mächtigkeit dieser Serie im Ostabschnitt der Grauwackenzone nicht unbedeutend ist, nimmt sie in den Eisenerzer Alpen an Bedeutung ab oder kann lokal auch vollkommen fehlen. G. FLAJS & H. SCHÖNLAUB (1976, S. 273 f.) beschreiben von der Basis des transgressiven Silur am Polster eine bloß etwas über 1 m mächtige Kalksandstein-Siltschieferzone, von dolomitischem Kalk überlagert. Beim Vergleich mit den Verhältnissen in der westlichen Grauwackenzone wird man an die über dem Porphyroid folgenden Oberen Wildschönauer Schiefer erinnert.

Im Hangenden der Radschiefer stellt sich eine überaus bezeichnende Serie der Grauwackenzone ein, die sogenannte K i e s e l s c h i e f e r s e r i e, mit Mächtigkeiten von maximal 250 m. Sie stellt eine Wechselfolge von dunklen Kieselschiefern mit Graptolithen, schwarzen Tonschiefern, schwarzen Kalken und grauen oder roten Flaserkalken dar.

Zu dieser Serie gehören auch die früher durch ihre angeblichen Graptolithenfaunen als Leithorizonte herangezogenen Kieselschieferfolgen, aus denen vom Sauerbrunngraben 4 km SSE Eisenerz von F. HERITSCH (1931 b) und vom Weiritzgraben 4 km SE Eisenerz von E. HABERFELNER & F. HERITSCH (1932) zahlreiche ordovicische und silurische Arten bestimmt worden sind. Bei der Neuprüfung des Materials durch H. JAEGER (1970, S. 173 f.) zeigte sich, daß alle Strukturen außer einem artlich nicht näher bestimmbaren *Monograptus* nur Striemung auf der Gesteinsoberfläche darstellen. Analog sind die durch E. HABERFELNER, 1931 a, von Gaishorn im Paltental aus Lyditen bestimmten Graptolithenarten, die auf tieferes Ordovicium, Unterarenig, hinweisen sollten, anorganische Bildungen – vgl. H. JAEGER, l. c.).

Diese Kieselschieferserie ist heute nach den Untersuchungen durch G. FLAJS (1967 b, S. 128) durch Conodontenfaunen in den zwischengeschalteten Kalklagen als oberstes Untersilur bis Obersilur (Amorphognathoides-Zone bis Ploeckensis-Zone) fixiert – Tab. 22. Die ihr entsprechende Kieselschiefer-Dolomit-Wechselfolge der westlichen Grauwackenzone weist vergleichsweise ähnlich ein mittel- bis tiefobersilurisches Alter auf.

Von den zahlreichen Punkten, an denen diese Kieselschieferserie hier eingestuft ist, seien einige gut fixierte Stellen angeführt:

Die A m o r p h o g n a t h o i d e s - Z o n e, also (oberstes Llandovery bis) Unterwenlock, ist in schwarzen Kalkbänken der Kieselschieferserie im Beresbach 2 km SW Eisenerz und im Sauerbrunngraben durch eine Fauna mit *Carniodus carnicus* WALL., ?*C. carinthicus* WALL., *Neoprioniodus costatus* WALL., *Ozarkodina gaertneri* WALL., *Pterospathodus amorphognathoides* WALL. etc. erfaßt (G. FLAJS, 1967 a, S. 179, 196). Auch im Finstergraben bei Radmer, 9 km WSW Eisenerz, ist diese Zone in Kalken der Kieselschieferserie durch Conodonten belegt, wobei auch die beiden letztgenannten bezeichnenden Arten dort zu finden waren (G. FLAJS & H. SCHÖNLAUB, 1973, S. 247).

Die S a g i t t a - Z o n e des Unter-Ludlow ist in dieser Serie in schwarzen Kalken im Beresbach und Tullgraben SW Eisenerz durch *Ozarkodina edithae* WALL., *Spathognathodus sagitta sagitta* WALL. und *S. sagitta bohemicus* WALL. belegt (G. FLAJS, 1967 a, S. 180 f., 197).

Die P l o e c k e n s i s - Z o n e des Unter/Mittel-Ludlow-Grenzabschnittes ist in schwarzen Kalken der Kieselschieferserie in verschiedenen Lokalitäten SW von Eisenerz und auf der Rotschütt 3 km N Vordernberg durch sehr individuenreiche Faunen mit

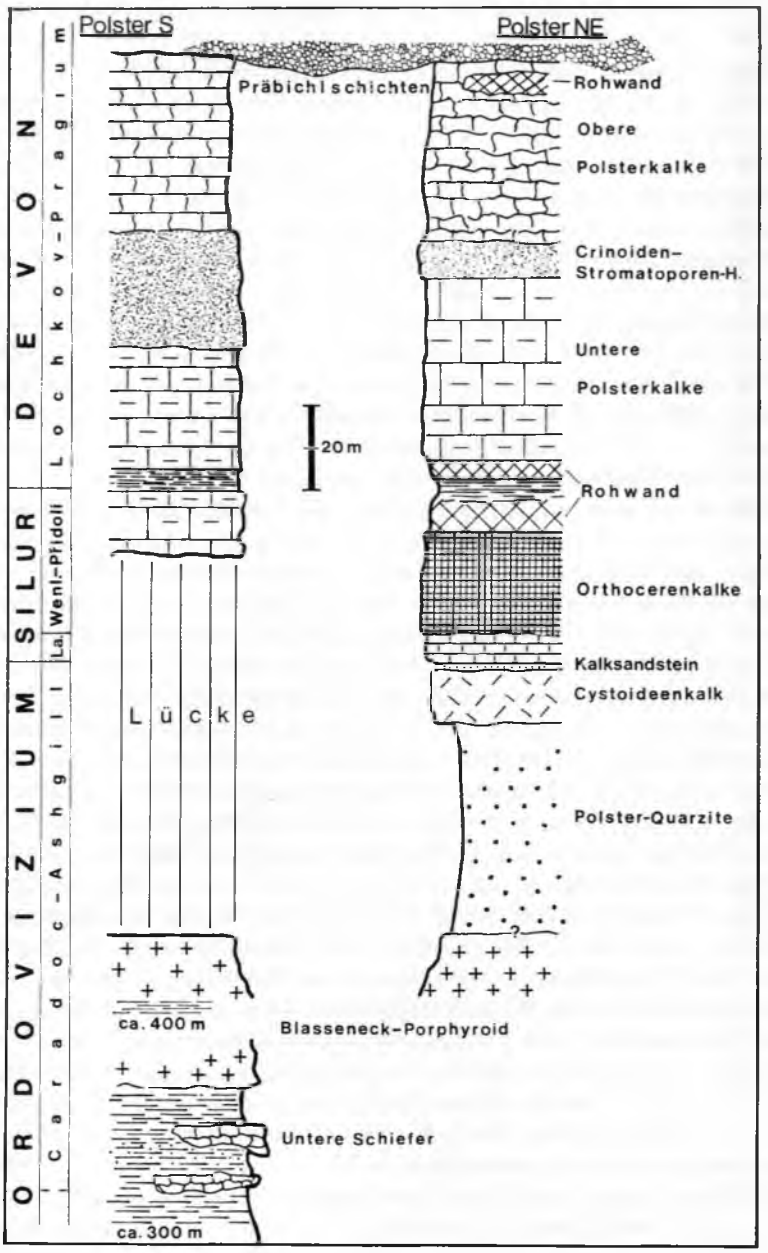


Abb. 148: Die Schichtfolge am Polster bei Eisenerz nach G. Flajs & H. Schönlaub (1976, Abb. 2).

den Leitformen *Spathognathodus inclinatus hamatus* WALL., *Sp. inclinatus inflatus* WALL., *Sp. inclinatus posthamatus* WALL. etc. nachgewiesen worden (G. FLAJS, 1967 a, S. 170 f., 178 f., 197; 1967 b, S. 127).

Eine fazielle Vertretung der Kieselschieferserie durch rosagraue Spatkalke stellt sich im Gebiet des Polster ein, da aus dem basalen Teil der silurischen Kalkserie nach G. FLAJS & H. SCHÖNLAUB (1976, S. 274) bereits eine Conodontenfauna des Llandovery mit *Ambalodus triangularis* BR. & MEHL, *Hadrognathus staurognathoides* WALL., *Ozarkodina plana* ME., *Icriodella* sp. etc. gewonnen werden konnte.

Hangend der Kieselschieferserie stellen sich im Obersilur, im Ludlow, mit verschieden tiefem Einsetzen graue und rote Flaserkalke und zuletzt die schwarzen Orthocerenkalke der Krumplalpe NNW Vordernberg ein. Conodontenbelege für Unterludlow im dunkelgrauen Kalk der Rotschütt 3 km N Vordernberg und der Handlalm 5 km NNW dieses Ortes hat G. FLAJS (1964, S. 373) durch Faunen mit *Kockelella variabilis* WALL., *Ligonodina silurica* BR. & MEHL etc. erbracht, unteres bis oberes Ludlow (Crassa- bis Siluricus-Zone) aus den Flaserkalken hat G. FLAJS (1967 a, S. 172 f., 179) durch Faunen mit *Neoprioniodus latidentatus* WALL., *Spathognathodus inclinatus inclinatus* RHODES, *Ozarkodina ziegleri* WALL. etc. belegt.

4. Im Devon treten Schiefer und Lydite stark zurück, Kalke beherrschen in unserem Raum das Bild. Ihr Aussehen variiert von weißen über graue, bläuliche, braune, bunte, mehr oder weniger deutlich gebankte, in den höheren Teilen auch massige Varietäten bis zu geflaserten Kalktypen. Vielerorts ist der Devonkalk durch Ankerit oder Siderit vererzt. Für diesen bis 300 m mächtigen „Erzführenden Kalk" ist seit D. STUR, 1866, S. 138, die Bezeichnung Sauberg(er)kalk üblich. In den Devonkalken ist teils durch Makrofaunen, teils durch Conodonten die Vertretung der unteren, mittleren und oberen Abteilung des Devon nachgewiesen. Daß derartige Kalke mit flaserigen Typen auch noch in das Obersilur zurückreichen, wurde zuvor erwähnt.

Zunächst verdienen die wichtigsten Fundpunkte von Makrofaunen im Devonkalk Erwähnung. Unterdevon (Obersiegen bis Unterems) ist auf Grund der Makrofauna im Saubergerkalk am locus typicus im Steinbruch Sauberg am Eisenerzer Erzberg und in seiner näheren Umgebung belegt, von wo D. STUR (1865, 1866) eine Fossilsuite bestimmt hatte, die von F. HERITSCH (1931 a) und F. CZERMAK (1931) einer Neubearbeitung unterzogen worden war. Sie umfaßt Korallen wie *Petraia belatula* POČTA, *Favosites bohemicus* (BARR.), Brachiopoden wie *Spirigera ovata* SOW., *Cyrtina heteroclyta* (DEFR.), Orthoceren und Cyrthoceren, ferner Trilobiten wie *Bojoscutellum paliferum* (BEYRICH), *Platyscutellum formosum* (BARR.), *Paralejuris cognatum* (BARR.) u. a.

Mitteldevon ist durch Korallen von der Vordernberger Mauer, dem Reichenstein, dem Wildfeld und dem Gößeck W und SW von Vordernberg belegt (F. HERITSCH, 1908, S. 27; 1927 c; E. HABERFELNER, 1935, S. 13): *Syringopora eifelensis* SCHLÜTER, *Heliolithes porosus* GOLDF., *Stromatopora* sp. etc.

Diese Bestimmungen sind nach den jüngsten Erfahrungen zum Teil angezweifelt worden. Durch Conodontenfaunen ist aber heute grundsätzlich der Nachweis für die Vertretung des gesamten Devon in diesen Kalken geführt worden: So ist Unterdevon z. B. in den grauen Kalken und in bunten Flaserkalken in der Buchleiten und am Weißenbach 3 km SW Eisenerz von G. FLAJS (1967 a, S. 168 f.) durch *Ancyrodelloides trigonica* BISCHOFF & SANN., *Ozarkodina typica denck-*

manni ZIEGL., *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGL. etc. bestätigt. Aus dem Raum Veitsch ist vom Steinbruch N Radhof die letztgenannte Art und *Sp. inclinatus wurmi* BISCHOFF & SANNEM. im Unterdevonkalk von F. EBNER (1974, S. A 117) bestimmt worden. Auch die Kalke des Polster E Eisenerz gehören nach H. SCHÖNLAUB & G. FLAJS (1976, S. A 76) bzw. G. FLAJS & H. SCHÖNLAUB (1976, S. 280 ff.) im wesentlichen dem Unterdevon an: Im Oberteil des rund 50 m mächtigen Unteren Polsterkalkes ist durch *Spathognathodus steinhornensis* ZIEGLER und *Icriodus eolatericrescens* MASHK. älteres Gedinne belegt; der über einem Crinoiden-Stromatoporen-Horizont folgende, über 50 m mächtige Obere Polsterkalk mit *Spathognathodus steinhornensis* ssp., *Ozarkodina typica* ssp. und *Belodella* sp. ist wohl auch noch in das Unterdevon einzuordnen.

Mitteldevonkalk mit *Polygnathus*-Arten und Oberdevonkalke mit *Polygnathus* und *Palmatolepis* wurden in den genannten Arbeiten aus dem Raum SW Eisenerz und im Raum Veitsch erfaßt. Am Eisenerzer Erzberg konnte in den Kalken durch Conodonten nicht nur das Oberdevon belegt werden, sondern darüber hinaus nach F. THALMANN (1974, S. 248) sogar noch Unterkarbon der Pericyclus-Stufe (cu II β–γ) – also des Grenzbereiches von Tournai und Visé –, ferner auch schiefriges Unterkarbon in der Oberen Grauwackendecke, der Norischen Decke, erkannt werden, das uns ja sonst nur aus der Veitscher Decke geläufig ist.

5. Das Karbon ist vorwiegend in der Unteren Grauwackendecke, der Veitscher Decke verbreitet, die es zum größten Teil aufbaut. In der Oberen Grauwackendecke und ihrer Fortsetzung, der Grauwackenzone des Ennstales, tritt Karbon nur in dem kleinen, S. 536 erwähnten unterkarbonischen Kalk- und Schieferrest am Erzberg, im Ennstal bei St. Martin/Salza, sowie dann weit im Westen im Filzmooser Konglomerat (S. 494) südlich vom Dachsteinmassiv auf.

In der östlichen Grauwackenzone bildet das Karbon die vom Verfasser (1959 a, S. 26) gleichsam als riesige Stirnschuppe des oberostalpinen Paläozoikums aufgefaßte Veitscher Decke von Liezen im Westen bis Gloggnitz am Rande des Wiener Beckens im Osten. Das Unterkarbon, durch höheres Tournai (nach H. FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB, 1971, Taf. 1) und durch Visé vertreten, tritt gegenüber dem Oberkarbon bedeutend zurück. Von der als marine Flachwasserbildung aufgefaßten Serie aus hellgrauen Tonschiefern, glimmerreichen Sandsteinen, Kalken, Dolomiten und Magnesiten haben die Karbonate einerseits zufolge der mehrerenorts in Abbau stehenden Magnesite (Sunk bei Trieben, Veitsch), andererseits durch ihre Fossilführung erhöhte Beachtung gefunden. Folgende Stellen haben Makrofaunen des Unterkarbon geliefert: 1. Aus dem bis 500 m mächtigen Kalk und Magnesit der Sunk in den tiefsten Partien des Triebenstein S Trieben im Paltental sind seit J. RUMPF (1874, S. 282) Crinoiden bekannt. Neben anderen Forschern hat sich besonders F. HERITSCH (1908 a, S. 29; 1917 a, S. 153 ff.; 1933 a, S. 76 ff.) mit den Faunen des Triebensteinkalkes befaßt und nach einer ersten artlichen Fehlbestimmung einer Korallenfauna des „Mitteldevon" (1933 a, S. 80) später aus dieser dem höheren Visé, Dibunophyllum-Zone, angehörigen Fauna *Gigantoproductus giganteus* (SOW.), *Carcinophyllum lonsdaleiforme* SALÉE, *Caninophyllum archiaci* M. EDW. H. und *Palaeosmilia carinthiaca* KUNTSCH. beschrieben. 2. Ein dunkler Unterkarbonkalk mit *Palaeosmilia* sp. wurde von der Pramashube N Leoben von L. HAUSER (1939, S. 225) gemeldet. 3. Auch der Kalk vom Häusel-

berg 3 km SSW Leoben mit *Dibunophyllum bipartitum* Coy (Felser, 1976) gehört dem Unterkarbon, nicht dem Oberkarbon an. Ein weiterer Korallenfundpunkt liegt 3 km WSW vom Häuselberg N Schober (K. Metz, 1938, S. 180). 4. Auf gleiches Alter, und zwar Dibunophyllum-Zone, weist der Fund von *Caninophyllum archiaci* M. Edw. H. im Kaltenbachgraben E Bruck/Mur (O. Homann, 1955, S. 25). 5. Reichere Faunen des Unterkarbon haben schließlich der Veitscher Dolomit bzw. seine Schiefereinlagerungen im Bereich des Magnesitwerkes am Sattlerkogel NW Veitsch geliefert (M. Koch, 1893; R. v. Klebelsberg, 1926; F. Heritsch, 1928, 1930 b; K. Metz, 1937 b; H. P. Cornelius, 1952 b, S. 120; H. Flügel, 1964 b, S. 428). Die (1886 darin von M. Vacek entdeckte und 1893 daraus von M. Koch erstbeschriebene) Fauna enthält nach der Revision von K. Metz (l. c.) und unter Zurückstellung interessanter, aber nicht bestimmbarer Elemente wie Trilobiten-Pygidien von Proetiden etc. *Gigantoproductus giganteus* (Martin), *G. gigantoides gig.* (Paeckelmann), *G. gigantoides styriacus* Metz, *Echinoconchus punctatus* (Mart.), *Dictyoclostus semireticulatus* (Mart.), *Chaoiella gruenewaldti* (Krot.), *Orthis resupinata* Mart., *Spiriferina insculpta* Phill., *Spirifer ovalis* Phill. und *Caninia juddi* Thomson und spricht wiederum für oberes Visé, Dibunophyllum-Zone.

Nach Schichtlücken im Namur, wohl im Zusammenhang mit der Sudetischen Phase, ist das Oberkarbon mit dem Westfal vertreten. Die über 1000 m mächtige Serie in der Fazies einer (limnischen) Molasseablagerung besteht aus feinschuppigen dunklen Phylliten, Graphitphylliten, Linsen von reinem Graphit, sandigen Phylliten, Sandsteinen, Quarzgrauwacken und recht bedeutenden Konglomeratzügen mit Geröllen von etlichen cm bis Faustgröße an Durchmesser. Ihre Komponenten bilden in erster Linie Quarz, sehr zurücktretend schwarzer Lydit, Serizitquarzitschiefer und Glimmerschiefer (H. P. Cornelius, 1952 b, S. 130). Zufolge des häufigen Gehaltes an Landpflanzenresten ist diese klastische Serie als terrestrische Ablagerung anzusehen. Marine Kalkeinschaltungen fehlen vollkommen. (Das einzige für Oberkarbon gehaltene Vorkommen eines Korallenkalkes bei Leoben ist vom Autor dieser Nachricht, O. Felser, 1936 c, bei seiner Revision 1976 nach Neubestimmung der Korallen selbst in das Unterkarbon versetzt worden.) Die erwähnten Graphitlinsen und Bänke sind wirtschaftlich von Interesse – so die sechs Graphitflöze bei Kaisersberg ob Leoben oder die drei Graphitbänke in der Sunk S Trieben (siehe S. 566).

Aus diesem detritischen Oberkarbon sind von folgenden vier Stellen Floren namhaft gemacht worden: a) Vom Leimsgraben S Kammern/Liesingtal hat A. Rothpletz (1902, S. 237) eine Fauna mit *Pecopteris arborescens* Brgt., *Neuropteris flexuosa* Sternb. und *Sigillaria* sp. bestimmt und in die Ottweiler Stufe, Stefan, eingeordnet (vgl. H. Flügel & H. Schönlaub, 1972, Taf. 1). H. Gaertner (1934, S. 244) hat dem entgegnet, daß die beiden artlich bestimmten Formen nie zusammen vorkommen und demnach die Einstufung wahrscheinlich auf Westfal C zu revidieren ist, dem auch H. v. Amerom & M. Boersma (1974, S. 11) zustimmen.

b) Von der Wurmalpe bei Kaisersberg W St. Michael stammt die von D. Stur (1883, S. 192) erstbeschriebene Flora mit *Calamites ramosus* Artis, *Alethopteris lonchitica* Brgt., *Lepidodendron phlegmaria* St. etc., auf Grund derer von W Jongmans (1938, S. 99) eine Einstufung in das Westfal A oder B vorgenommen worden ist. Neufunde im Sommer 1973 haben nach H. v. Amerom & M. Boersma

(1974) außerdem *Sphenophyllum cuneifolium* (STERNBG.) ZEILLER, *Alethopteris decurrens* (ARTIS) ZEILLER, *Stigmaria ficoides* BRGT. etc., ferner aber auch *Lineopteris* cf. *regniezii* LAVEINE erbracht, wodurch die Einstufung auf Westfal C zu korrigieren ist.

c) Im Möselbachgraben (fälschlich Eselbachgraben) SE Prein an der Rax hat M. GLAESSNER (1935, S. 169) im Jahre 1927 eine Flora mit *Neuropteris acutifolia* BRGT., *N coriacea* ETT., *N rubescens* STERNBG., *N squarrosa* ETT., *Adiantites haidingeri* ETT. und *Calamites communis* ETT. entdeckt, die H. MOHR (1933, S. 101) noch um *Calamites suckowi* WEISS, *C. carinatus* STERNBG. etc. bereichern konnte. Als Alter wurde ein mittleres Oberkarbon angegeben.

d) Der am längsten bekannte Oberkarbon-Pflanzenfundpunkt der Grauwackenzone überhaupt ist jener von F. TOULA (1877, S. 197, 242) entdeckte Platz beim Semmeringbahn-Viadukt im Wagnergraben 500 m NW Klamm, von wo er *Calamites suckowi* BGT., *Neuropteris gigantea* STERNBG., *Lepidodendron* cf. *goepperti* PRESL. und *Sigillaria* sp. anführte. Als Alter der Flora gab D. STUR damals Schatzlarer Stufe, also tieferes Westfal an, was auch von W JONGMANS (1938, S. 99: Westfal A–B) vermutet wird. Eine Revision des Originalmateriales von TOULA und STUR vom Karbon-Streifen zwischen Klamm und Breitenstein durch M. BOERSMA & H. v. AMEROM (Mitt. 1976) ließ keine Gründe gegen ein Alter oberes Westfal A–Westfal B finden, abgesehen vom Auftreten von *Sphenophyllum cuneifolium* (STERNBG.) ZEILLER, das allgemein vom Westfal D gemeldet wird. Die Flora umfaßt nach dieser Revision: *Alloiopteris coralloides* (GUTBIER) POTONIÉ, *Calamites* gr. *cistii* BRGT., *C. undulatus* STERNBG., *Lepidodendron aculeatum* STERNBG., *L.* cf. *obovatum* STERNBG., *Neuropteris* sp., *Paripteris gigantea* (STERNBG.) GOTH., *Pecopteris plumosa* (ARTIS) BRGT. var. *dentata* STERZEL, *Sigillariophyllum* sp., *Sphenophyllum cuneifolium* (STERNBG.) ZEILLER, *Sphenopteris* gr. *gracilis* BRGT., *Stigmaria* sp. und *Syringodendron* sp. Eine lange Liste von Namen führt übrigens W BERGER (1950, S. 101) vom Karbon des Semmering ohne nähere Fundortsangabe an.

6. Das Perm. Wollen wir uns noch zum Abschluß der Betrachtung über die Schichtfolge der östlichen Grauwackenzone dem Perm zuwenden, obgleich dieses wie auch im Westen ohne stratigraphische Zäsur im Hangenden in den alpidischen triadischen Zyklus der Nördlichen Kalkalpen überleitet. Im gesamten betrachteten Abschnitt der östlichen Grauwackenzone liegt das Perm in Form der Prebichlschichten (R. SCHWINNER, 1929, S. 216) diskordant und transgressiv dem oft kräftig gefalteten und geschuppten variszischen Unterbau der Norischen Decke – die ja maximal in das tiefe Unterkarbon reicht – auf (siehe S. 536). Prebichlschichten fehlen der Veitscher Decke, deren Serie mit dem Westfal endet. Erstere gliedern sich in ihren reichhaltigen Profilen im Raum N des namengebenden Prebichlpasses E Eisenerz nach D. SOMMER (1972, S. 119 ff.) in ein basales Kalkkonglomerat („Basiskonglomerat") oder eine Kalkbrekzie aus lokalem Schutt der Grauwackenzone, darüber ein Quarzkonglomerat (vielfach mit gebleichten Hornsteinkomponenten statt Quarz), sodann in eine Wechselfolge von rötlich-violetten Sandsteinen und Tonschiefern, welche Serie gegen oben hin ganz allmählich in die Werfener Schichten des Skyth übergeht (vgl. A. TOLLMANN, 1976 a, S. 40 f.). Untersuchungen von W BAUMGARTNER (1974) und L. WEBER (1974) haben im Abschnitt zwischen Gollrad und Hirschwang gezeigt, daß die Prebichlschichten nur in den tieferen Anteilen eine terrestrische Bildung darstellen, während der Abschnitt über

dem tonig-feinsandigen Mittelteil durch Rippelmarken und Feinrhythmite im Sandstein ein aquatisches Sediment repräsentiert.

Die Prebichlschichten sind nach Westen hin weiter verbreitet als früher angenommen. Das konnte K. Büchner (1970, S. 12 ff.; 1974, S. 76) zeigen, der die bei O. Ampferer & W. Hammer (1933, Kt.) als altpaläozoisch verzeichneten Konglomerate, Sandsteine und Schiefer der Bichlerhalt und des Lahngangkogels am SW-Rand der Gesäuseberge als Prebichlschichten erkannte. Büchner hat zugleich die analogen Konglomerate in der Westfortsetzung der Zone am Dürrenschöberl N Rottenmann und am Salberg bei Liezen den Prebichlschichten zugeordnet. E. Clar (1972, S. 123 ff.) kam betreffs der Salbergbrekzie Geyers (1916, S. 16) am Salberg zum gleichen Ergebnis. H. P Cornelius (1941 c, S. 144) hatte ja die Salbergbrekzie bereits in gleichem Sinne und zugleich mit D. Stur (1871, S. 111) als Prebichlkonglomerat gedeutet, ebenso wie die Fortsetzung dieser Serie am Dürrenschöberl 4 km E Selzthal, über die eine genaue Beschreibung von W Hammer (1932, S. 143 ff.) unter der Bezeichnung „Ennstaler Kalkflaserbrekzie" vorliegt. Jüngst neigen auch G. Flajs & H. Schönlaub (1973, S. 249 ff.)dazu, die analogen Brekzien am Pleschkogel SW Radmer, die mit 200–300 m Mächtigkeit in der Nähe des Kalkalpensüdrandes, aber noch innerhalb der Schiefer der Grauwackenzone auftreten, analog zu deuten.

Zum Abschluß über die Betrachtung des Perm der Grauwackenzone sei noch vermerkt, daß die von H. Mohr (1922, S. 143) als Floriani-Schichten bezeichnete tonig-sandige, gegen Hangend kieselige, schließlich von Rauhwacken und Bänder- bzw. Flaserkalken überlagerte Serie im Raum des Florianikogels W Ternitz nicht permisches Alter besitzt, wie H. Mohr (1960, S. 125) angenommen hatte. Es gibt keine Kalklagen im Perm der östlichen Grauwackenzone, sondern dieser Flaserkalk stellt ein unteres Anis über den altpaläozoischen kieseligen Tonschiefern der Schichten des Florianikogels dar, wie B. Plöchinger (1967, S. 19) zu Recht festgestellt hat.

d) Anmerkung zur Metamorphose der Serien der Grauwackenzone

Exakte Untersuchungen zur Feststellung des Metamorphosegrades der Gesteine der Grauwackenzone wurden jüngst im Tiroler und Salzburger Abschnitt durchgeführt. Nach derzeitigem Stand der Untersuchungen kann wohl der Grad der Umwandlung genau festgelegt werden, kann das Ausmaß der alpidischen Metamorphose durch Vergleich mit den von ihr noch erfaßten alpidischen Serien der angrenzenden Nördlichen Kalkalpen ermittelt werden, noch nicht aber mit Sicherheit der variszische Anteil der Metamorphose herausgeschält werden. K. F. Bauer et al. (1969, S. 24) und G. Hoschek & H. Mostler (1976, S. 47) haben zunächst gezeigt, daß im Südteil der Salzburger Grauwackenzone eine niedrig-temperierte Grünschieferfazies mit Bildungstemperaturen von zirka 350°–450° C vorliegt, auf Grund des Auftretens von Albit, Chlorit, Epidot/Klinozoisit und Stilpnomelan in Diabasen, von Albit, Chlorit, Stilpnomelan und Chloritoid in klastischen Sedimentgesteinen. Nach H. Mostler (1975, S. 12) nimmt der Metamorphosegrad in dieser Region mit der Abnahme der Illit-Kristallinität gegen Norden hin ab. In eingehender vergleichender Untersuchung hat derzeit J. Schramm (1975, 1976) dargelegt, daß der Umschlag von nichtmetamorphen

Gesteinen in den Kalkalpen im Raum Hallein auf Grund der Illit-Kristallinität zu solchen der Anchizone (Werte zwischen 7,5 und 4,0) und sogar schon der Epizone (Werte um 4,0) bereits im Südabschnitt der Salzburger Kalkalpen erfolgt und dann in der Grauwackenzone der epizonale Charakter der Serie bestehen bleibt. Auch konnten sowohl am Kalkalpensüdrand und in der Grauwackenzone gemeinsam mixed-layer Na/K-Hellglimmer und Paragonit nachgewiesen werden. Aus dem Vergleich mit den alpidischen Serien werden beide Erscheinungen als alpidisches Ereignis gewertet.

Über den Grad der Metamorphose liegt im Ostabschnitt der Grauwackenzone ein Bericht von H. P. Cornelius (1952 b, S. 225 f.) vor: Die Mineralfazies wird durch Neubildung von Muskowit, Chlorit, Chloritoid, Epidot und Zoisit charakterisiert. Sie war nach Cornelius in dieser Form schon im Oberperm vorhanden, wie Gerölle des Paläozoikums in den Prebichlschichten zeigen. Diese Prägung wird in der alpidischen Ära durch eine Metamorphose ganz ähnlichen Ausmaßes überlagert, so daß der Unterschied kaum kenntlich ist.

e) Der regionale tektonische Bau der Grauwackenzone

Von den großen, ins Auge springenden tektonischen Zügen und Leitlinien der Grauwackenzone abgesehen, ist es erst in den letzten Jahren möglich gewesen, den tektonischen Internbau dieser Zone in einzelnen Abschnitten mit einem über Vermutungen hinausreichenden Sicherheitsgrad nach Klarstellung der Stratigraphie mittels Conodontentests zu analysieren. H. Mostler im Westen und G. Flajs im Osten haben durch Verbindung von exakter Einstufung und räumlicher Kartierung in den bisher erfaßten Teilstücken bereits eine erstaunlich intensive variszische Tektonik in Form von Falten-, Schuppen- und Deckenbau herausarbeiten können, die weit über das in den früheren Arbeiten Vermutete hinausgeht. Da aber diese Entwicklung noch sehr am Anfang steht, ist es uns derzeit erst möglich, über die Tektonik des Westteils der Grauwackenzone nur ein sehr skizzenhaftes Bild zu entwerfen (Abb. 150), das sich noch durchaus ändern wird, für den Ostteil hingegen müssen wir – von kleinen modern kartierten Flecken um Eisenerz abgesehen – auf die älteren Aufnahmen zurückgreifen, um wenigstens die großen Züge dieser Zone kennenzulernen, während die Einzelheiten des hochkomplizierten tektonischen Innenbaues der Oberen Grauwackendecke in diesem Abschnitt noch weitgehend unbekannt sind.

Beginnen wir die Besprechung wiederum im Westen, nun auch die Reste der Grauwackenzone und ihr verbundener Abschnitte westlich der breiten, bei Schwaz westwärts endenden Kitzbühler Grauwackenzone ins Auge fassend.

α) Phyllitgneiszone, Landecker Phyllit und Montafoner Karbon

In Vorarlberg reicht die Schichtfolge an der Basis der Nördlichen Kalkalpen im Abschnitt beiderseits des Illtales über die Anisbasis aus Rauhwacken und gipsführenden Dolomiten über eine rund 300 m mächtige detritische Permoskythserie bis in das (Ober-)Karbon auf der NW-Seite des Bartholomäberges bei Rodund zurück, wie H. Mostler (1972 c, Abb. 1, S. 171) näher ausgeführt hat. Dieses Ober-

karbon grenzt nun mit steiler, vertikaler oder überkippter Serie an die im Süden folgende Phyllitgneiszone, die ihrerseits gestört an das südlich davon befindliche Silvrettakristallin anschließt.

Da nun die Nördlichen Kalkalpen nachweislich nicht vom Stubai-Ötz-Kristallin, das primär nach Auffassung aller Autoren dem Silvrettakristallin gleichzustellen ist, abzuleiten sind, da dieses ein eigenes Permomesozoikum in zentralalpiner Fazies besitzt, über dem erst kalkalpine Deckschollen folgen, ist eine primäre Verbindung der Kalkalpen über Reste der Grauwackenzone zum Silvrettakristallin mit völliger Sicherheit auszuschließen, obgleich gerade diese Vorstellung von modernen Lokalbearbeitern immer wieder ins Auge gefaßt wird. Aus den Verhältnissen im Abschnitt südlich der Landecker Phyllitzone mit Resten von zentralalpiner Trias im Thialspitzzug zwischen Phyllitgneiszone und Silvrettakristallin legen wir seit 1959 a, S. 39, die Grenze zwischen dem Ober- und Mittelostalpin an die Basis der Phyllitgneiszone (vgl. S. 418), was mit der Annahme von H. Mostler (1972 c, S. 172) von einem primären Transgressionskontakt des Oberkarbon über dem Phyllitgneis, der später tektonisch gestört worden sei, übereinstimmt. Die von H. Mostler zugleich aber ebenfalls angenommene primäre Verbindung vom Phyllitgneiszug zum Silvrettakristallin ist bei den oben genannten Prämissen nicht möglich. In diesem letzteren Falle müßte die Hauptstörung zwischen Kalkalpen und Zentralalpen zwischen dem Karbon und der Phyllitgneiszone liegen, was ebenfalls denkbar wäre. Wir wollen hier, vor speziellen weiteren Untersuchungen dieser Fragen im Vorarlberger Karbon und – wenn eben zugehörig – in der Phyllitgneiszone und den Landecker Phylliten weiter im Osten, die Fortsetzung des Paläozoikums und eines Restes der kristallinen Unterlage des Oberostalpins gegen Westen erblicken.

Die Phyllitgneiszone setzt im Westen mit dem sekundär unter der Silvrettadecke eingewickelten Lappen der Golmer Scholle (O. Reithofer & O. Schmidegg, 1964, S. 228) zwischen dem Rellsbach im W und dem Gampadelzbach im E ein (Kt. Rhätikon, W Heissel et al., 1965). Sie setzt sich östlich von Kristberg am Nordrand der Silvrettadecke, überstürzt gelagert, südlich des Klostertales und des Arlberges mit einer Breite von etwa 1,5 km gegen Osten fort (O. Reithofer, 1935, Taf. 11; Kartenblatt Stuben: O. Ampferer & O. Reithofer, 1937), von wo an sich zwischen sie und die Kalkalpen gegen Osten hin die Landecker Phyllitzone einschaltet. Die Phyllitgneiszone verbleibt dann im Bereich des Kartenblattes Landeck (O. Ampferer & W Hammer, 1922) auf der Nordseite der Rifflergruppe – dort schwer von der Silvrettadecke abgrenzbar (W Hammer, 1919, S. 207) – und führt schließlich vom Paznauntal bei Giggl bis hinüber zum Pillersattel NE Pontlatz, hier wiederum tektonisch klar im Süden zur Silvretta- und Ötztaldecke abgegrenzt.

Der Gesteinsbestand der Phyllitgneiszone setzt sich wie folgt zusammen: Es dominieren graue, silberglänzende, von Muskowit belegte Schiefer, gelegentlich kleine Granate enthaltend. Hinzu kommen Glimmerschiefer, Partien reich an albitreichen Plagioklasen (Albitgneis), Feldspatknotengneise. Gelegentliche Einschaltungen von Orthogneiszügen (Granitgneise) werden von O. Reithofer (1931, S. 313) im allgemeinen als primäre Bestandteile der Phyllitgneiszone gewertet, nur in wenigen Fällen wird die Möglichkeit einer tektonischen Einschaltung erwogen.

Der Landecker Quarzphyllit hat seine eingehendste Bearbeitung durch W Hammer (1919, S. 205 ff.) erfahren. Hammer (l. c., S. 213) legt dar, daß dieser Ge-

steinskomplex mit der Phyllitgneiszone durch ganz allmählichen Übergang verbunden ist (Beispiel: Profil Landeck–Pontlatz). Die Landecker Quarzphyllitzone setzt im Westen am Arlberg ein, verbreitert sich bei St. Anton und Pettneu im oberen Stanzertal, erreicht östlich von Landeck im Venetbergstock die größte Breite und wird unter dem Vorstoß der Ötztaldecke im Bereich des Vd. Pitztales überwältigt. Gesteinsmäßig herrscht in dieser Quarzphyllitzone grauer bis silbrigheller Phyllit vor, Granatphyllit, Glimmerquarzit, Glimmerschiefer und Feldspat führender Phyllit sowie Grünschiefer und Albitchloritschiefer gesellen sich dazu. Als Einlagerungen von höhermetamorphen Kristallinzügen scheinen Muskowitgranitgneise und Amphibolite auf. S. HOERNES & F. PURTSCHELLER (1970, S. 483) und F. PURTSCHELLER (1971, S. 99) sehen in den Landecker Quarzphylliten insgesamt diaphthoritisiertes, einst höher metamorphes Altkristallin.

Das (Ober-)Karbon im Montafon beiderseits des Illtales und weitere kleine analoge Vorkommen im Klostertal und Rellstal sind gleichsam die einzigen Reste, die hier genau der zusammenhängenden Grauwackenzone im Osten entsprechen. Die Serie wurde von H. MOSTLER (1972 c, S. 173, Abb. 2) vom Golmerbach und Bartholomäberg näher beschrieben. Sie besteht aus einer über einem Basalkonglomerat aufsetzenden Wechselfolge von grauen sandigen Tonschiefern, Sandsteinen, Subgrauwacken und Konglomeraten. In verschiedener Position innerhalb der als Oberkarbon betrachteten Serie schalten sich schwarze, sandige Tonschiefer, auch Kieselschiefer und schwarze lamellierte Dolomite und dolomitische Kalke ein. Während im basalen Teil der Transgressionsserie Gymnospermenhölzer des Jungpaläozoikums aufgefunden worden waren, konnten in den Dolomiten Ostracoden und im dolomitischen Kalk Tetrataxiden angetroffen werden, also eine Foraminiferengruppe des marinen Jungpaläozoikums (bzw. der Trias). Durch die Überlagerung dieser grauen detritischen Abfolge durch rotes Perm mit dem bezeichnenden Quarzporphyrvulkanismus einerseits, durch die Fossilreste nicht älter als Karbon andererseits konnte so auf das karbonische Alter dieser konglomeratreichen Serie geschlossen werden. Der seinerzeitige „Silurnachweis" in eben dieser karbonischen Serie durch I. PELTZMANN (1932, S. 160) durch Bestimmung einer anorganischen Struktur als *Monograptus*, vergleichbar dem *Monograptus priodon* BRONN., der in der Literatur bis in die neueste Zeit immer wieder zitiert wurde, ist demnach hinfällig.

Weitere Reste ähnlicher Arten von Karbon mit dunkelgrauem bis schwarzem Sandstein, Schiefern und Lyditen wurde aus dem Klostertal im Klemmtobel E Dalaas und an weiteren Stellen durch O. REITHOFER (1955 a) bekannt.

Vergleichend sei ferner noch vermerkt, daß (Ober-)Karbon dieser Art und aus dieser Einheit stammend als Spurschollen-Bestandteil der Madrisazone auf der Schubbahn des Oberostalpins in den Zentralalpen liegen geblieben und unter der Silvrettadecke eingewickelt ist, worüber zuletzt P. HALDIMANN (1975, S. 306) berichtet hat – vgl. S. 421.

β) Die Kitzbüheler und Dientener Grauwackenzone

Blickt man zurück in die Zeit, bevor durch die jüngst durch H. MOSTLER einsetzende Conodonten-Untersuchungen die Schichtfolge der westlichen Grauwackenzone in zuverlässiger Weise etabliert werden konnte, so ist man erstaunt über die Hilflosigkeit, mit der man einer tektonischen Gliederung dieses paläozoischen Streifens gegenüberstand. Besonders kraß kommt diese Ohnmacht dann zum Ausdruck, wenn der Be-

arbeiter noch dazu dem bereits bekannten alpidischen großtektonischen Deckenbau des Nordrahmens des Tauernfensters ablehnend gegenüberstand, wie etwa L. Kölbl, der noch 1935 (S. 152) und 1938 (S. 536) einzelne Züge der Grauwackenzone durch die von ihm nicht anerkannte penninische Schieferhülle der Tauern bis an den Zentralgneis heranstreichen und von diesem im Primärkontakt metamorph werden ließ! Aber auch etwa die Studie von W Hammer (1938 a, S. 177 ff.), der den zuvor von Th. Ohnesorge (1908, S. 125) als Bruch gedeuteten östlichen Überschiebungsrand des großen Halbfensters von Windau zwar als Überschiebung erkannte, aber darin eine westvergente Querstruktur sah, die weitere Verfolgung um das Halbfenster herum unterließ und die Fortsetzung in der wesentlich jüngeren, nach dem Deckenbau erfolgten Salzach-Längsstörung dachte (S. 180), zeigt die willkürlichen Deutungen dieser Epoche, in welcher hingegen L. Kober (1938, S. 40, 89) mit seinem so überlegenen Weitblick die ganze Bedeutung dieser nordvergenten Überschiebungsgrenze an der Basis der Grauwackenzone über dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit erfaßt hatte. Auch die Achsenmessungen von O. Schmidegg (1943, S. 190 etc.) halfen bei Unkenntnis der Stratigraphie, bei Fehlen von ausgreifenden Untersuchungen bis in die auflagernde kalkalpine Serie, die erst eine Unterscheidung zwischen älterer und jüngerer Prägung ermöglicht hätte, nicht ernstlich für das Verständnis der Innentektonik der westlichen Grauwackenzone weiter. Erst heute zeigt sich allmählich, welch unerwarteter interner voralpidischer Decken- und Schuppenbau auch in diesem Westabschnitt der Grauwackenzone enthalten ist.

Die Tektonik des Westteiles der Kitzbüheler Grauwackenzone beiderseits des Zillertales von Schwaz bis zur Wildschönau ist auch heute noch recht unzureichend bekannt. Die Grauwackenzone taucht im Westen zunächst als ein kaum 100 m breiter Streifen unter den Schottern des Inntales zwischen Schwaz und Rotholz empor und verbreitet sich rasch nach Osten gegen das Zillertal hin. Die Nordgrenze der westlichen Kitzbüheler Grauwackenzone ist entgegen W Heissel (1968, S. 227) durch eine primäre, nur lokal sekundär gestörte Auflagerung der permoskythischen kalkalpinen Serie gegeben, wobei es streckenweise (z. B. N Außeralpbach) auch zur Überkippung dieser Grenze gekommen ist – Abb. 149.

Die Südgrenze gegen die unterostalpine Innsbrucker Quarzphyllitzone hin ist durch eine perlschnurartige Zwischenschaltung einzelner mittelostalpiner Kellerjochgneisschollen markiert, worüber S. 362 berichtet worden ist. Besonders bemerkenswert ist das mehrfache halbfensterförmige und fensterartige Eindringen dieser tektonischen Unterlage in die Grauwackenzone von Süden her: so z. B. entlang des Zillertales im Hambergzug, im Inneralpbacher Fenster und Saupanzenfenster im Alpbachgebiet (Abb. 149), im großen und weit nach Norden reichenden Windau Halbfenster im Bereich des Kelchsau-Windautales. Diese in Nord-Süd-Richtung langgezogenen Fenster verdanken einer alpidischen Querwellung mit meridionalen Großfaltungsachsen ihre Entstehung, da sie ja nach der Übereinanderstapelung des alpidischen Deckenstoßes aufgewölbt worden sind. Daß hier großwellige alpidische Querfaltung die Grauwackenzone und ihren Untergrund erfaßt hat, zeigt auch das Nord-Süd-Streichen der eingemuldeten und über der Grauwackenzone dadurch erhaltenen Gaisberggruppe SW von Kirchberg (Th. Ohnesorge, 1918, Kt.; R. Klebelsberg, 1935, S. 131). Interessant ist, daß in diesem Querfaltenbereichen auch die Kleinfaltenachsen vorwiegend meridional bis NW-SE verlaufen, wie Th. Ohne-

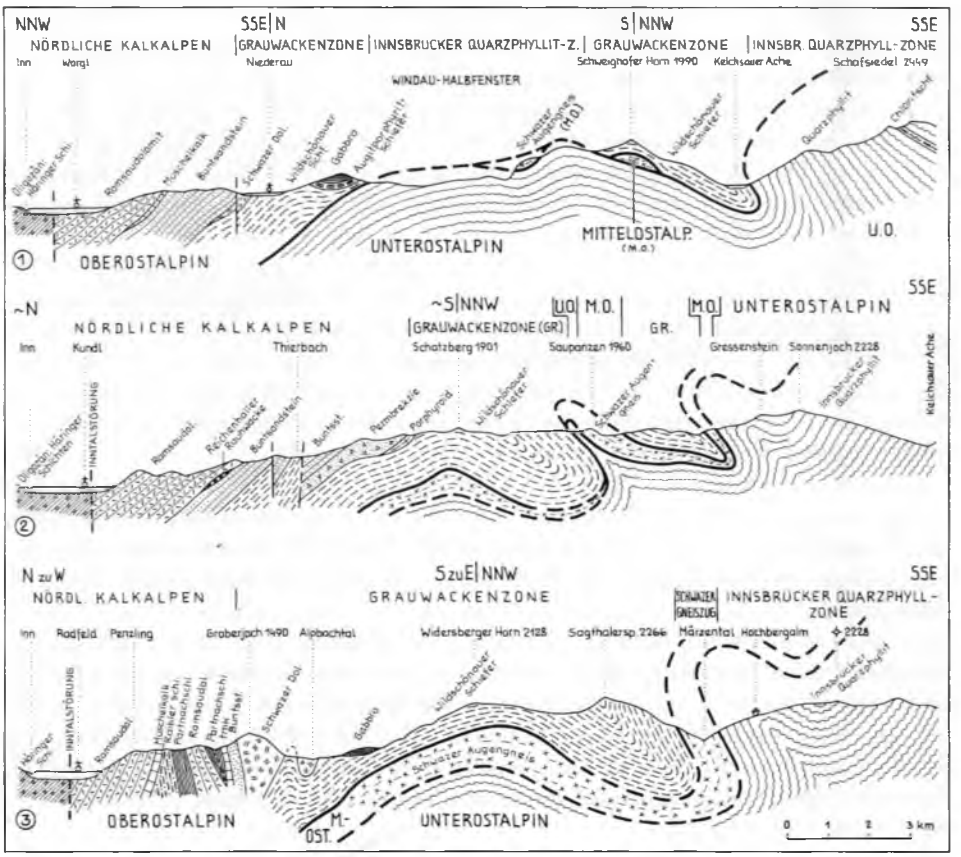


Abb. 149: Profile durch die Grauwackenzone der westlichen Kitzbühler Alpen, gezeichnet nach der geologischen Karte 1 : 75.000 Blatt Rattenberg sowie nach H. PIRKL (1961) und O. SCHMIDEGG (1951 a).

SORGE auf der geologischen Karte von Rattenberg bereits im Jahre 1918 festgehalten hat – eine der ältesten Karten mit Faltenachseneintragungen! Die Abtrennung eines voralpidischen Achsenplanes ist hier noch nicht erfolgt (O. SCHMIDEGG, 1943, S. 190), obgleich es zweifellos außer den alpidischen Faltenachsen, zu denen A. FUCHS (1954, S. 202) sämtliche von ihm hier erfaßten Faltenelemente zählte, auch reichlich variszische gibt.

Die Grauwackenzone besteht in diesem Abschnitt beiderseits des Zillertales hauptsächlich aus den (kambro-)ordovicischen Wildschönauer Schiefern mit mäßigen basischen Ergußgesteinseinschaltungen und aus einem Streifen von (unter-) devonischem Schwazer Dolomit am Nordwestrand. H. MOSTLER (1974, Abb. 11) betrachtet auf seiner großtektonischen Übersichtsskizze der westlichen Grauwackenzone diesen Schwazer Dolomitstreifen, der von Schwaz über den Ausgang des Zillertales zum Hösljoch östlich der Gratlspitze streicht, als Bestandteil seiner tektonischen Einheit (Decke) 2, die dem Wildschönauer Schiefer demnach tektonisch auflagern sollte – Abb. 150. Die

Detailuntersuchung von H. Pirkl (1961, S. 100, 106) spricht allerdings von einer gegen Norden bis Nordwesten gerichteten Aufschiebung der Grauwackenphyllite über den Schwazer Dolomit westlich des Zillertales und einem noch im großen ungestörten Verband zwischen den beiden Schichtgliedern östlich dieser Quertalfurche. In dem isolierten Zug von Schwazer Dolomit bei Mauken 4 km ESE Rattenberg, der als Unterlage der kalkalpinen Trias mitgeschuppt worden ist, zeigt sich die Einbeziehung des obersten Teiles der Grauwackenzone in die alpidische Schuppentektonik (hier übrigens von O. Schmidegg, 1943, S. 192, wohl zu Recht als SE-vergent gedeutet).

Östlich des Halbfensters von Windau wird die tektonische Gliederung der sich gegen Osten hin verbreiternden Grauwackenzone lebhafter. Betrachten wir die tektonische Übersichtsskizze von H. Mostler – Abb. 150. Mostler unterscheidet hier auf Grund von größeren Überschiebungen, die meist an der Basis des Porphyroides und damit verbundener jüngerer Karbonatserien liegen, vier großtektonische Einheiten, die er auch als Decken bezeichnet (1974, S. 259), wobei er allerdings an Schubweiten von meist unter 5 km denkt (1970 b, S. 54):

Zutiefst liegt seine Einheit 1 (Alpbacher Einheit), die aus dem Alpbacher Raum mit ihren Wildschönauer Schiefern um das Windau-Halbfenster herumstreicht und einerseits schmal am Ostrand des Windau-Halbfensters, andererseits zwischen St. Johann bzw. Kitzbüheler Horn und Hochfilzen im Osten an der Oberfläche sichtbar ist.

Sie wird überlagert von der Einheit 2 (Hohe-Salve-Einheit), die mit der Hohen Salve NW Westendorf einsetzt, mit ihrer Serie bis in den norischen Hauptdolomit des Gaisberges und in das Werfener Schieferland SW Kitzbühel reicht und sich mit dem Pfeiferkogel-Kaarsteinzug östlich von Kitzbühel über den Wildseeloder zum Spielberghorn fortsetzt. Diese Einheit unterscheidet sich angeblich durch ihre spezifische Fazies mit dem „Spielbergdolomit" (G. Emmanuilidis & H. Mostler, 1970, S. 554) von den benachbarten Schollen.

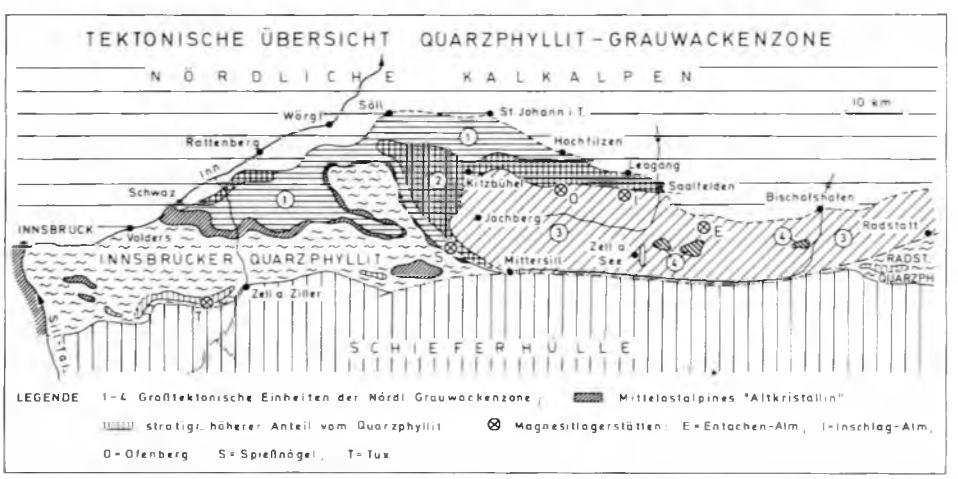


Abb. 150: Großtektonische Skizze der westlichen Grauwackenzone nach H. Mostler (1974, Abb. 11).

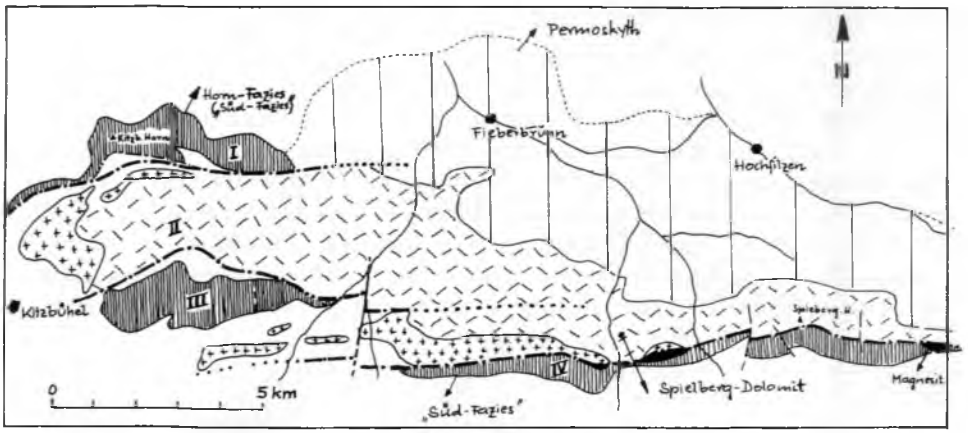


Abb. 151: Tektonische Übersicht über den Raum zwischen Kitzbühel und Leogang nach G. Emmanuilidis & H. Mostler (1970, Abb. 12).

Die Einheit 3 (Jochberg-Einheit) setzt mit dem Porphyroid des Steinbergkogels SW Kitzbühel auf. Ihre nördliche Überschiebungsgrenze im Koglersbach E Kitzbühel, bei der Lachtalgrundalm, 5,5 km SW Fieberbrunn, südlich vom Wildseeloder und Spielberghorn, durch Überschiebung von Ordovic (Wildschönauer Schiefer oder Porphyroid) über Devondolomit markiert, ist abschnittsweise genau bekannt (siehe unten). Die Existenz einer solchen SW-Grenze, wie sie auf der Skizze verzeichnet ist, ist nicht zu erwarten, da die Schubweite unbedeutend ist. Diese Jochbergeinheit nimmt von Saalfelden gegen Osten die gesamte Breite der Grauwackenzone ein und setzt sich ohne weitere Unterteilung in die Salzburger Grauwackenzone beiderseits des Salzachquertales fort.

Als Einheit 4 (Langeck Einheit) sind durch K. F. Bauer et al. (1969, S. 26 f.) die Schwalbenwand-Deckscholle 10 km NW Taxenbach und die Langeck-Klingspitz-Deckscholle 7 km N dieses Ortes erfaßt worden, wozu noch eine Deckscholle 8 km SSW Bischofshofen käme. Während nach der Kartenskizze Abb. 150 aus der meridional weit durchgezeichneten Überlagerung der Einheiten auf beträchtliche Überschiebungsweiten geschlossen werden müßte, zeigt das Detailstudium der Grenze der Einheiten im Raum zwischen Kitzbühel und Spielberghorn (siehe unten), daß die nordvergenten Überschiebungen gegen Osten hin jeweils in saiger stehende Störungen übergehen oder auslaufen, so daß man keine namhaften Schubweiten dieses offenbar voralpidischen Schuppen- und Schollenbaues zu erwarten hat.

Zur Veranschaulichung der Verhältnisse seien noch einige Detailprofile über diesen Abschnitt aus neueren Arbeiten von H. Mostler und Mitarbeitern besprochen. Im Bereich der Einheit 1 im Sinne von H. Mostler liegt 10 km S Kirchberg in Tirol die Spießnägelgruppe, die durch N. Al-Hasani & H. Mostler (1969) ihre Bearbeitung fand. Danach herrscht in diesem Raum kräftiger Faltenbau, durch einzelne Längsstörungen gestört. Das Kammprofil über die Spießnägel (l. c., Abb. 15) zeigt diese gefaltete Serie, die vom Wildschönauer Schiefer über das gesamte Silur in karbonatischer Ausbildung zum Unterdevon-Dolomit reicht.

Im Raum östlich von Kitzbühel unterschieden G. Emmanuilidis & H. Mostler (1970, S. 556 ff.) im Norden die zur Einheit 1 (siehe oben) gehörige Zone mit mächtigen Wildschönauer Schiefern und mit den Kieselschiefern und Dolomiten des Ludlow in aufrechter Serie in den Nordhängen des Kitzbüheler Hornes (Abb. 151, 152). Darüber stellt sich eine von dieser (Alpbacher) Einheit abgerissene Rückenschuppe, die Raintal Schuppe ein, die im Mittelabschnitt eine nordvergent verfaltete aufrechte Serie, im Westabschnitt eine verkehrte Serie aus höheren Wildschönauer Schiefern, aus Kieselschiefern und schwarzen Dolomiten des Unter- bis Mittelludlow und den unterdevonischen roten Dolomit des Kitzbüheler Horn-Gipfels enthält. Die im Süden folgende Haupteinheit 2 (Hohe-Salve Einheit)

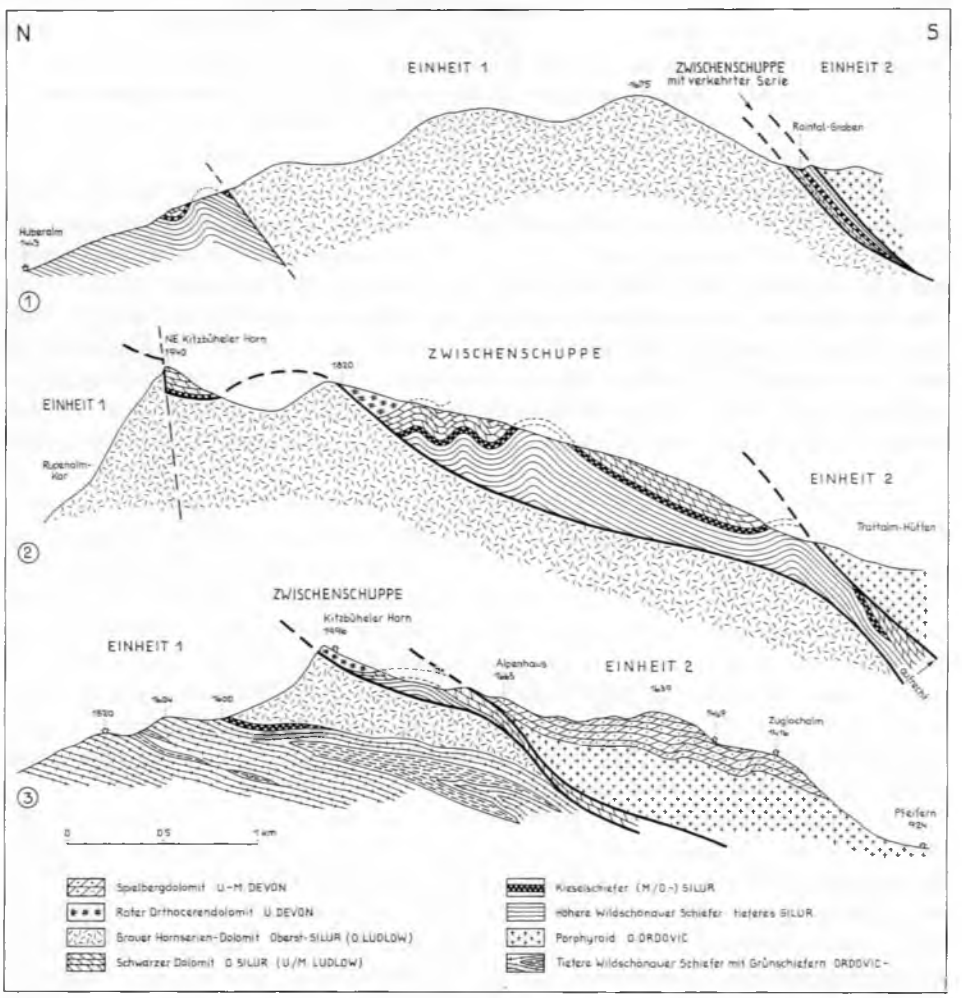


Abb. 152: Profilserie durch die Berggruppe des Kitzbühler Hornes nach G. Emmanuilidis & H. Mostler (1970, Beil. 2).

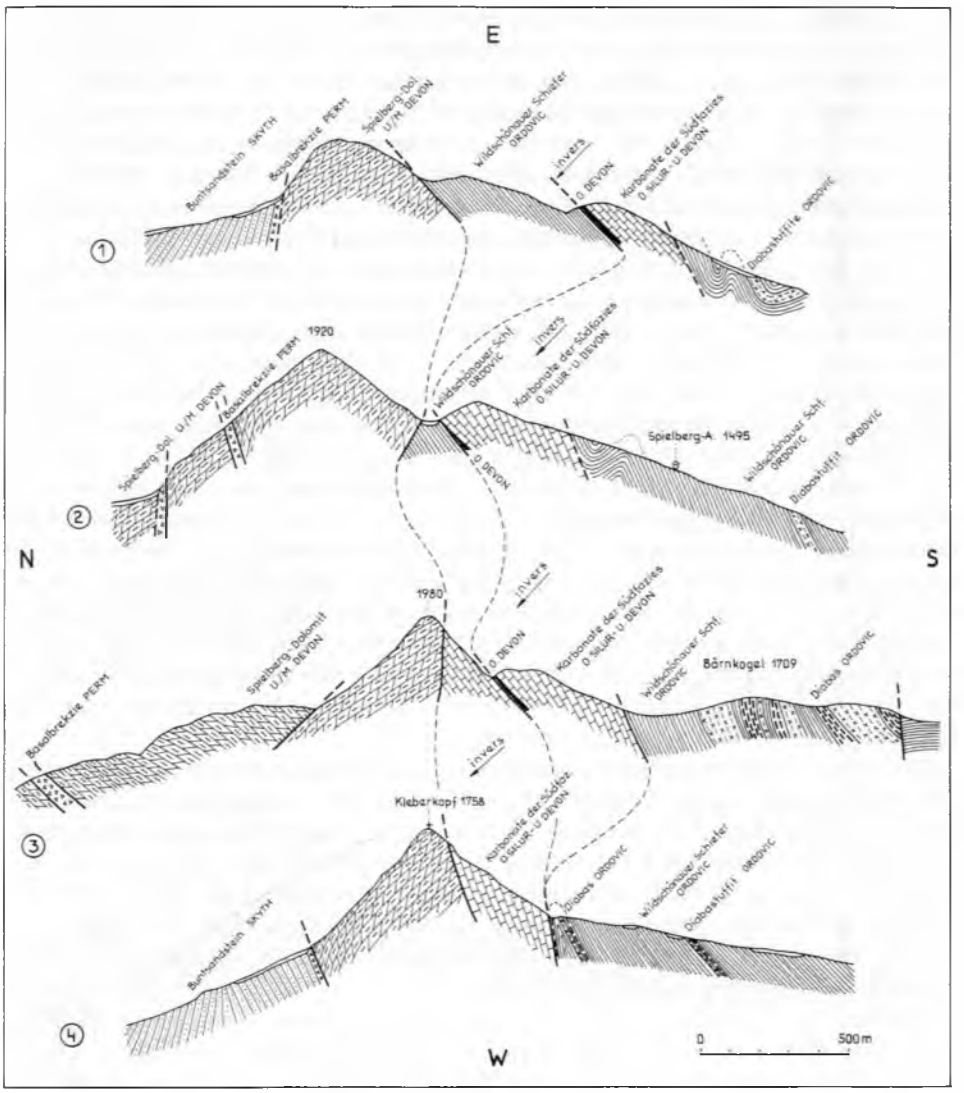


Abb. 153: Profilserie durch die Kette des Spielberghornes S Hochfilzen nach A. MAURIDIS & H. MOSTLER (1970, Taf. 2), den intensiven nordvergenten Schuppenbau dieses Abschnittes der Grauwackenzone zeigend.

überschiebt mit dem oberordovicischen Porphyroid und dem unmittelbar auflagernden devonischen Spielbergdolomit (Schwazer Dolomit) mäßig steil diese Zwischenschuppe von Süden her. Ab dem Koglersbach E Kitzbühel folgt im Süden die breite schieferreiche Einheit 3.

Über das noch nicht neu studierte Gebiet des Wildseeloder hinweg konnte die Hohe-Salve-Einheit (Einheit 2) mit ihrem mächtigen Devondolomitzug zum Spielberg-

horn 4,5 km SSE Hochfilzen verfolgt werden. Dort wird dieser Dolomitzug, dessen Nordgrenze mit dem auflagernden Permowerfenien der Kalkalpen sekundär überkippt und leicht bewegt ist, im Süden von zwei schmalen invers gelagerten Schuppen mit vorwiegend Obersilur-Devon-Karbonatgesteinen überlagert und schließlich von der Einheit 3, der Jochberg-Einheit mit mächtigen diabasreichen Wildschönauer Schiefern nordvergent überfahren (A. MAVRIDIS & H. MOSTLER, 1970, S. 359 f., Beil. 2) – Abb. 153.

Einen guten Überblick über den Westteil der Dientener Grauwackenzone im Pongau gibt die übersichtliche Arbeit von K. F. BAUER et al. (1969, S. 25 ff., Taf. 1) – Abb. 154. Die Grauwackenzone umfaßt hier von Norden nach Süden folgende Längselemente: den mit der Kalkalpenbasis verschuppten Nordrand (W HEISSEL, 1968, S. 227), dann die breite Michelgraben-Antiklinale, die mit unsymmetrischem, im Osten sogar gegen Süden überkipptem Bau und mit flachem Nordschenkel etwa in der Mitte der hier vorwiegend aus Schiefern bestehenden Grauwackenzone in Längsrichtung hinstreicht. Auf ihrem flach nordfallenden Schenkel liegen die Deckschollen der Schwalbenwand und des Langeck mit ihren inversen Serien auf. Diese inverse Serie der Schwalbenwand reicht vom ordovicischen Wildschönauer Schiefer und Porphyroid über Subgrauwacken des Unter- bis Mittelsilur zum obersilurischen Kalkmergel an der basalen Überschiebungsfläche. Hart südlich der Michelgraben-Antiklinale reiht sich nach steiler Mulde die steilstehende Hundstein-Antiklinale mit der 6 km weit verfolgbaren Hundstein-Längsstörung im Kern. Im südlichen Hauptteil der Dientener Grauwackenzone folgen nun leicht südvergente steilstehende Falten mit den gegen Westen aushebenden obersilurischen Kalken im Kern der Steigwandmulde und Grünschiefer im weniger tief reichenden Kern der südlicher gelegenen Hönigkogelmulde.

Im zwei Kilometer breiten Südrandstreifen der Dientener Grauwackenzone zeigen die Wildschönauer Schiefer zufolge leichter Zunahme der Metamorphose bereits quarzphyllitischen Habitus. Auch ist dieser Streifen intensiv von steilstehenden Schuppungen durchsetzt. Die bedeutende Längsstörung am Südrand der Grauwackenzone, die sogenannte Salzach-Längsstörung, schneidet alle Elemente des Tauern-Nordrahmens ab und hebt das Penninikum südlich des Salzach-Längstales so hoch empor, daß es unter Amputation von unter- und mittelostalpinen Elementen direkt an die oberostalpine Grauwackenzone anstößt (vgl. S. 521).

Für den Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone östlich des – die Blattgrenze der Untersuchung K. F. BAUER et al. (1969) bildenden – Dientenbaches liegt als monographische Bearbeitung die alte Studie und Karte von F. TRAUTH (1925, Taf. 1, 2; 1927, Profiltaf. A, B) vor, im übrigen sind nur (vielfach einander widersprechende) Studien lokalen Ausmaßes, besonders im Raum um Mitterberg am Hochkönig, ausgeführt worden.

Der Südostteil der Dientener Grauwackenzone läßt nach den Karten von F. TRAUTH als Hauptcharakterzug ein konstantes ESE-gerichtetes Streichen aller Elemente erkennen, die dann sämtliche an der Salzach-Längsstörung scharf abgeschnitten werden. Dieser südliche Streifen der Grauwackenzone ist hier, nachdem die Schuppenzone im Süden der Salzachstörung nun abgeschnitten ist, durch einen steilen und tiefen, leicht südvergent gekippten Faltenbau gekennzeichnet. Vor allem läßt sich die oben erwähnte tiefe Hauptmulde, die Steigwandmulde, von der Steig-

wand N Eschenau über den Dientenbach und den Buchberg bis zur Salzach verfolgen, wo die obersilurischen Kalke im Muldenkern dieses Tal 3,5 km WSW Schwarzach queren. Weitere derartige in die Grauwackenschiefer eingefaltete Kalkzüge trifft man mit ESE-Streichen gegen Norden hin NE von Goldegg-Weng und in der Hochglocker-Mulde 4 km W St. Johann.

Gegen Norden hin schließt an diese Hochglocker-Mulde in der östlichen Dientener Grauwackenzone die monotone Wildschönauer Serie mit Schiefern und Zügen von metamorphen Eruptiva an, die grundsätzlich bis zum Nordrand der Zone im Raum von Mitterberg anhält. Dort liegt mit einer prächtigen Diskordanz, die am Profil von L. Weber et al. (1973, Beil. 1) sehr schön herausgearbeitet ist, das Jungpaläozoikum in Form des geringmächtigen, linsenförmig auftretenden oberkarbonischen Gainfeld-

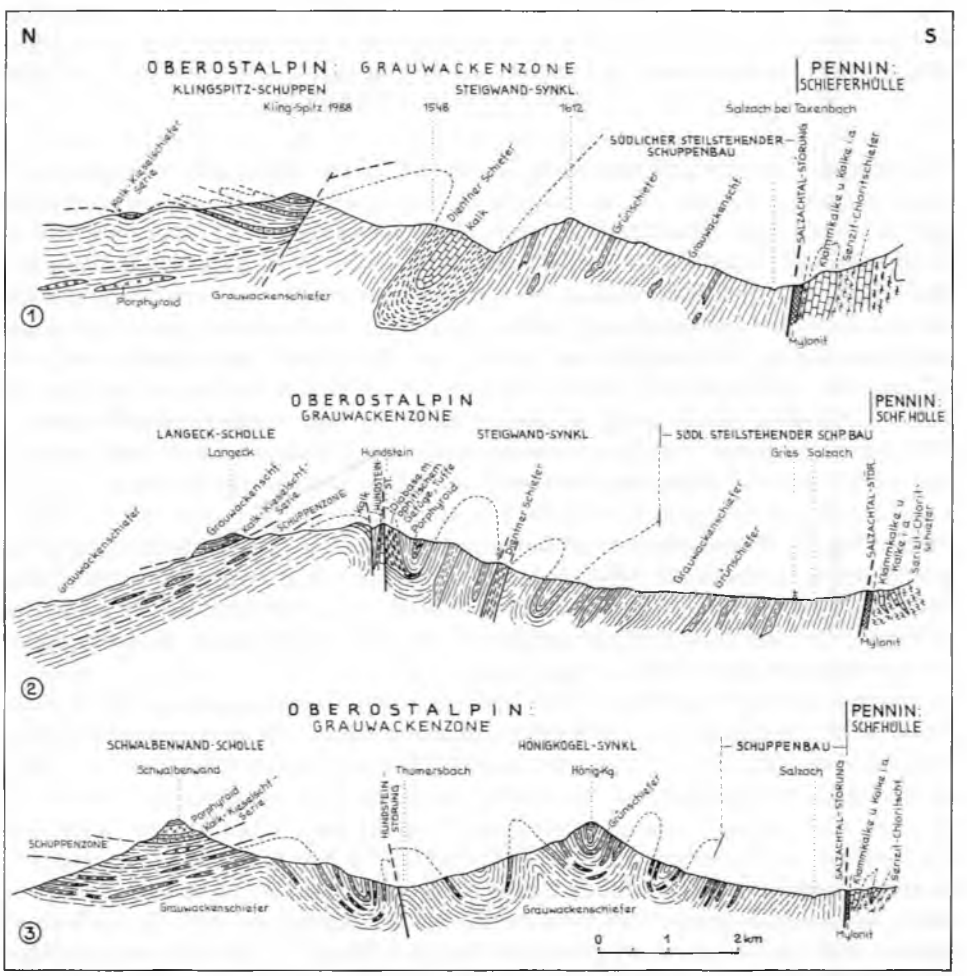


Abb. 154: Profilserie durch den Westteil der Dientener Grauwackenzone im Pongau nach K. F. Bauer et al. (1969, Taf. 1).

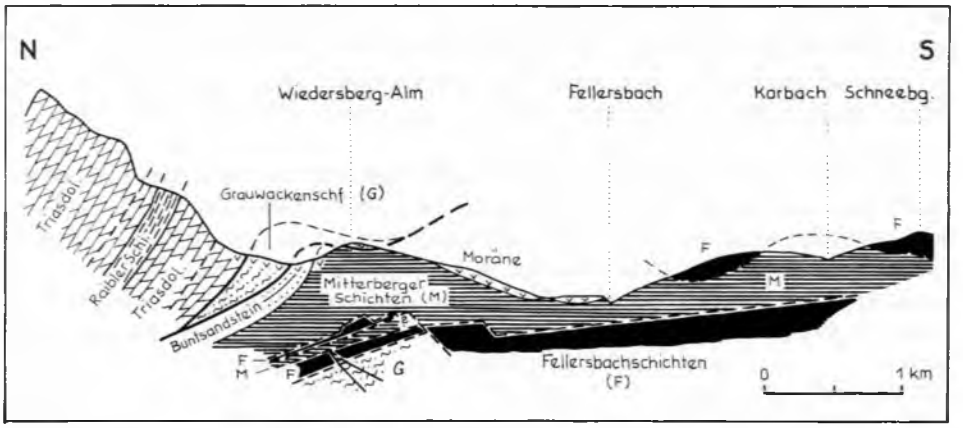


Abb. 155: Der flache alpidische Schuppenbau am Oberrand der Grauwackenzone im Raum Mitterberg nach W. Heissel (1968, Abb. 4).

Konglomerates, der darüber folgenden, hier bis 500 m mächtigen unterpermischen, violetten Fellersbachschichten und der hangend davon aufsetzenden oberpermischen grünen, bis 700 m mächtigen Mitterberger Schichten auf, über denen sich das kalkalpine Mesozoikum einstellt. Die Arbeiten von G. Gabl (1964) und W Heissel (1947, 1955, bes. 1968) haben das bedeutende Ausmaß der alpidischen Tektonik in diesem nördlichen Abschnitt der Grauwackenzone gezeigt. Während G. Gabl die Wiederholung der genannten jungpaläozoischen Schichtglieder im Gebiet des Mühlbacher Schneeberges noch als Faltensystem deutete, hat W Heissel (1968, S. 230, Abb. 1, 4) das ungeahnte Ausmaß flacher alpidischer Verschuppung aufrechter Serien im Mitterberger Raum dargelegt – Abb. 155. Über einem Unterbau aus altpaläozoischen Schiefern bei Mühlbach und der bis ins Oberperm der Mitterberger Schichten reichenden normalen Auflagerung der Zone Arturhaus–Elmau-Dientener Sattel NW von Mühlbach stellen sich D e c k s c h o l l e n von Oberkarbon-Unterperm am H o c h k e i l g i p f e l und SW Elmau am Nordfuß des Schneeberges ein, unter welch letzterer Scholle im Zentrum nochmals der Sockel im F e l l e r s b a c h f e n s t e r zutage tritt. Auch noch hart unter der kalkalpinen Mitteltrias erscheint hier N Elmau auf der Widdersbergalm ein Span wohl südvergent hochgeschuppter Schiefer der Grauwackenzone.

Überraschend aber ist ferner, daß diese alpidische Verschuppung nach W Heissel (1968, S. 229) keineswegs auf den Nordrand der Salzburger Grauwackenzone beschränkt wäre, sondern daß die eingeschuppten grünen Mitterberger Schichten (des Oberperm) aus der Mitterberger Region am Nordrand der Grauwackenzone, dem allgemeinen ESE-Streichen der inneren Elemente folgend, bis Wagrain am Südrand dieser Einheit zu verfolgen waren. Wir hätten in diesem W a g r a i n e r Z u g demnach ein gut vergleichbares Gegenstück zum nahe östlich davon die Grauwackenzone in ihrer Gesamtbreite schräg – allerdings gegen WSW – durchsetzenden Mandlingzug, den ja W Heissel (1954, S. 340) mit einem westlichen Ausläufer über Radstadt und Altenmarkt hinaus bis zum kalkalpinen Span des Obristköpfel 3 km NW Wagrain verfolgen konnte!

Vom b r u c h t e k t o n i s c h e n I n v e n t a r der Kitzbüheler und Dientener

Grauwackenzone sind in erster Linie Längsbrüche hervorzuheben, allen voran die gewaltige Salzach-Längsstörung (vgl. S. 50), die nicht nur die Grauwackenzone zwischen Mittersill im Westen und Wagrain im Osten und darüber hinaus an ihrem Südrand abstutzt, sondern noch weiter gegen Westen bis zum Südrand der unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllitzone bei Wald/Salzachtal zu verfolgen ist. Viel ist schon über diese jungalpidische tertiäre Großstörung mit ihren bis 200 m und mehr mächtigen tonigen Myloniten berichtet worden (E. Braumüller, 1939, S. 142; W Heissel, 1951, S. 111; G. Horninger, 1957, S. 99; H. Mostler, 1964 a, S. 187 ff.; K. F. Bauer et al., 1969, S. 26 etc.). Ein gewaltiges Stück der Kruste ist nördlich der Störung abgesenkt.

Die kräftigste interne Längsstörung der Grauwackenzone stellt die von K. F. Bauer et al. (1969, S. 26, Abb. 4, Taf. 1) beschriebene, 6 km weit verfolgte Hundsteinstörung 6 km N der Salzach dar, wiederum mit der Tendenz der Absenkung der Nordscholle.

Das zweitwichtigste Element sind kurze N-S-streichende ac-Brüche, an denen vielfach die Faltenzüge und Schuppengrenzen versetzt sind, die aber nirgends über längere Strecken hin reichen. Diagonalstörungen werden erwähnt (A. Mavridis etc., 1970, S. 539). H. Mostler (1970, S. 54) & A. Mavridis (1970, S. 540) vermuten auch permisch angelegte Längsbrüche, stellen aber das Hauptinventar der Bruchtektonik in die alpidische Ära.

Im Satellitenbild gewinnt man den Eindruck (A. Tollmann, 1977 a, S. 9, Taf. 1), daß eine Längsstörung auch den Verlauf des unteren Glemmtales E Saalbach und eine Querstörung die breite Furche des Zeller Sees bedingt. Deutlich zu erfassen ist auf diesen Bildern der altbekannte Torschartenbruch, der Steinernes Meer und Hochkönig mit SW-gerichtetem Verlauf trennt und durch die gesamte Grauwackenzone hart östlich am Hundstein vorbeiläuft. Er äußert sich hier in der Anlage des obersten Handler Grabens und des Grieser Grabens. Ganz analog ist auch die SW-gerichtete Saalachstörung über Fieberbrunn hinaus im Bereich des Pletzergrabens bis weit in die Grauwackenzone hinein durch ihre morphologische Wirksamkeit zu verfolgen.

Weitere Beobachtungen zur Bruchtektonik dieses Abschnittes der Grauwackenzone lieferte J. Schramm (1977): Zur Zellersee-Störung und der Torscharten-Störung, an der er in der Grauwackenzone eine Linksseitenverschiebung nachwies, kommen hier noch die SSE-streichende Dientener Störung (Dientenbachtal S Dienten) und die SE-ziehende Schwarzachstörung (Putzengraben, Urpaß, Schwarzach/Salzachtal) sowie weitere untergeordnete Linien hinzu. Schramm vermutet einen mäßigen linkssinnigen Versatz dieser Störungsschar an der sie im Süden abschneidenden Tauernnordrandstörung, so daß sich die Fortsetzung der genannten Linien im Süden im Penninikum jeweils etwas gegen Osten verschoben in der Anlage einer Reihe von Tälern äußern dürfte.

γ) Die Grauwackenzone im Ennstal

Um die Kenntnis der Grauwackenzone des Ennstales einschließlich des westlich anschließenden Pongauer Stückes zwischen Fritzbach im Norden und Wagrainer Sattel im Süden ist es schlecht bestellt. Keine einzige spezielle Studie wurde der Grauwackenzone dieses Abschnittes zwischen Bischofshofen und Liezen gewidmet, stets sind nur randliche Partien bei Kartierung der Kalkhochalpenstöcke oder der Radstädter Tauern

und Niederen Tauern nebenher mit erfaßt worden. Das geringe Interesse hiefür ist vor allem durch die enorme Einförmigkeit des Aufbaues aus fossilleeren Schiefern mit Zügen von basischen Ergußgesteinen bedingt gewesen, die mit früheren Methoden keine weitere Gliederung zuließen. Setzen wir die Besprechung von Westen nach Osten fortschreitend fort.

Der Abschnitt zwischen Salzachquertal und Mandlingbach hat eine durchgehende Bearbeitung durch F. TRAUTH (1925, S. 116 ff., Taf. 2; 1927, S. 42 ff., Taf. B) erfahren; von O. GANSS (1941, 1954) ist der Nordrandstreifen der Grauwackenzone südlich vom Dachstein zur Darstellung gelangt, und K. HIRSCHBERG (1965, S. 60 ff.) hat die an den Mandlingzug angrenzenden Teile der Grauwackenzone hier und weiter im Osten bis Gröbming studiert. Einzelne neuere Beobachtungen über den Südrand liegen zwar in Aufnahmsberichten von W MEDWENITSCH (1956–1964) vor, es fehlt aber jegliche neuere Kartendarstellung oder zusammenfassende Beschreibung.

Die Untergrenze der Grauwackenzone verläuft vom Abschnitt S Schwarzach südlich an Wagrain vorbei, quert nach F. TRAUTH das Flachautal bei Flachau, das Taurachtal SE Radstadt und zieht N vom Vd. Fager in Richtung Forstau weiter. Während noch F. TRAUTH (1927, S. 42) keine scharfe Grenze zwischen den unterlagernden unterostalpinen Radstädter Quarzphylliten – die ja alters- und materialmäßig sehr ähnlich den Wildschönauer Schiefern der Grauwackenzone („Pinzgauer"-, „Ennstaler Phyllite") sind – gefunden hatte und sie daher als normale ältere Basis des Ennstalphyllites gesehen hatte, konnte L. KOBER (1938, Taf. 1) die fundamentale Trennung zwischen Unter- und Oberostalpin auch für diesen Abschnitt klarstellen. Diese Trennung wird im Osten durch das sich hier einschiebende mittelostalpine Schladminger Kristallin verdeutlicht. Wo dieses gegen Westen hin westlich des Forstautales tektonisch abgequetscht auskeilt, bleibt noch eine Strecke weit zwischen Grauwackenzone und Radstädter System ein Quarzitspan bestehen, der von W MEDWENITSCH (1956, S. 66) in der Position des Schladminger Kristallins – also in mittelostalpiner Stellung in der hier gebrauchten Nomenklatur – gesehen worden ist.

Eine interne Gliederung dieser hier so monotonen Schieferzone ist F. TRAUTH (1927, S. 42) mangels der Einschaltung von Kalkzügen nicht geglückt. Diese Masse aus (Wildschönauer) Schiefern besteht aus grauen oder grünlichen Serizit-(Chlorit-)Phylliten, sandigen Phylliten, Subgrauwacken und Grünschieferzügen. An Einschaltungen treten in minimalem Ausmaß hinzu: graphitische Kieselschiefer (Lydite), wie sie am Nordhang des Roßbrandes NE Radstadt in mehreren Metern Mächtigkeit erscheinen (O. GANSS, 1941, S. 10, Abb. 1; 1954, S. 14) oder im Raum Filzmoos und am Mandlingbach auftauchen (K. HIRSCHBERG, 1965, S. 63) und noch seltener ankeritisch vererzte schmale Kalkzüge (O. GANSS, 1954, S. 14).

Als auffälliges Gestein hingegen sind die oberkarbonen Gainfeldkonglomerate hervorzuheben, die einerseits in 1 km Breite entlang des Moosbachtales bis östlich von Filzmoos noch innerhalb der Grauwackenzone hinziehen, andererseits sich weiter im Osten zwischen der Kalten Mandling und der Hochfläche der Ramsau an der Obergrenze der Grauwackenzone gegen die Werfener Schiefer der Kalkalpenbasis hin einstellen. Mit Hilfe des eingefalteten oder eingeschuppten Zuges im Moosbachgraben W Filzmoos kann man die kräftige – zufolge von Einschuppung des Werfener Quarzites in ähnlicher Position bei Tiefenbach an der Kalten

Mandling 3,5 km N Mandling übrigens alpidische – Tektonik am Oberrand der Grauwackenzone erfassen, welche wir ja zuvor bereits westlich des Salzachtales erkannt haben (S. 520). Bei O. Ganss (1941, S. 11, Abb. 2), welcher die von ihm als Silbersberg- oder Filzmooser Konglomerat bezeichneten Grobklastika als kambro-ordovicisch erachtet hatte, war die tektonische Deutung als gegen oben geschlossene Antiklinale in den Grauwackenschiefern dementsprechend verkehrt ausgefallen.

Das wichtigste alpidische tektonische Element stellt in diesem Abschnitt der Grauwackenzone jedenfalls der sich bei Schladming vom Kalkalpen-Südrand ablösende Mandlingkeil aus kalkalpiner Trias dar, der die Grauwackenzone schräg gegen WSW hin südlich der Linie S Mandling, S Radstadt und S Altenmarkt fast bis zu ihrem Südrand durchsetzt und am Obristköpfl N Wagrein noch seine Fortsetzung findet (siehe S. 520) – vgl. A. Tollmann (1976 d, Taf. 3–4). Die Profilserie von K. Hirschberg (1965, S. 67 ff. und Taf. 2) zeigt, daß der Mandlingkeil mit mittelsteilem Nordfallen in der Grauwackenzone steckt, sie im Süden mit Werfener Schichten einigermaßen konform überlagert (l. c., S. 71), während der Nordrand durch den nachgosauisch über den Mandlingzug gegen Süden aufgeschuppten Anteil der Grauwackenzone geprägt ist. Nachmiozäne nordgerichtete Bewegungen an dieser Grenze haben dann später noch das Miozän der Lobenauer Ziegelei E Radstadt erfaßt und dessen Gerölle zerquetscht.

B-Achsen-Diagramme aus der Grauwackenzone zwischen Radstadt und Gröbming von K. Hirschberg (1965, Diagr.-Taf.) haben diesen Autor nach der straff ausgerichteten Längsfaltung zur Auffassung gebracht, daß man in diesem Teil der Grauwackenzone keine Anzeichen voralpidischer Tektonik ablesen könne, sondern alle Strukturen dem alpidischen Zyklus angehören (l. c., S. 86). Der genannte Autor (S. 60) hat ferner wiederum einmal mehr bestätigt, daß die Serie der Grauwackenzone zu beiden Seiten des Mandlingzuges im Sinne von F. Trauth gleichartig entwickelt ist und daß hier keineswegs, wie in der Pionierzeit der Deckenlehre von L. Kober (1912 a) gedacht, die vom Osten her bekannte „Norische Linie" weiterlaufe und zwei verschiedene Ferndecken der Grauwackenzone trenne.

Bezüglich der bruchtektonischen Formung dieses Abschnittes der Grauwackenzone sei vermerkt, daß die Satellitenbilder (A. Tollmann, 1977 a, Taf. 1) einerseits gut die Nordkontur des Mandlingspanes erkennen lassen, daß die Fortsetzung der großen Salzach-Längsstörung über Wagrainer Sattel, Altenmarkt, Forstau, Schladming, in die ebenso bedeutende Ennstal-Längsstörung überleitet und noch ein kürzerer subparalleler Längsstörungsast von Schwarzach über Wagrain-Ort und Flachau gegen Osten führt. Eine bedeutende Meridionalstörung, die am Satellitenbild von der Osnabrücker Hütte an der Hochalmspitze in den Tauern im Süden bis zum Zellersee in der Flyschzone verfolgt werden kann, quert die Grauwackenzone zwischen Hüttau und Wagrain.

Deutlich kommt auf den Satellitenaufnahmen ferner das Diagonalnetz von Großstörungen heraus: Hier setzt ein Bündel von vier NE-SW-ziehenden Linien in Fortsetzung der Trauntalstörungselemente E vom Hochgründeck, bei Eben, über den Roßbrand und im Tal der Kalten Mandling fort. Die NW-SE-Komponente dieses Systems äußert sich im Gröbminger Raum deutlicher, wo die große, die Zentralalpen verquerende Sölker Störung die Grauwackenzone im Ennstal erreicht und wo die nahe davon parallel verlaufende Gröbminger Störung (K. Hirschberg

1965, S. 76 ff.) vielleicht den Versatz der Grauwackenzonen-Nordgrenze bei Winkel mitbewirkt: Am Luftbild hat dieser Autor (l. c., Abb. 19) den schnurgeraden Verlauf dieser NW-Störung und damit ihre vertikale Anordnung deutlich gemacht.

Der Abschnitt der Grauwackenzone östlich des Mandlingzuges bis zur Einschnürung durch den sekundären Vorstoß des Bösensteinkristallins südlich von Rottenmann ist im Süden durchgehend, im Norden streckenweise durch Störungen begrenzt. Die Verhältnisse an der Südgrenze sind bereits bei Besprechung des Nordrandes der Schladminger Tauern (S. 305) und der Wölzer Tauern (S. 294) geschildert worden: Die Grenzzone zwischen mittel- und oberostalpiner Einheit verläuft hier entlang der Linie S Hochwurzen (SW Schladming)–S Planei–S Hauser Kaibling–S Scheibleck/Sattental–Großsölk–S Donnersbach und dann gegen Norden vorspringend N Oppenberg bis S Rottenmann (K. Metz, Kt. 1964, Taf. 4; 1966, Kt.). In dieser Grenzzone kam es bei der alpidischen Hauptüberschiebung zu einer namhaften Verschuppung von Spänen aus dem Rücken des mittelostalpinen Kristallins und den basalen Phylliten der Grauwackenzone, verbunden mit Diaphthorese. Besonders dort, wo die Phyllite auf größere Strecken auf den Wölzer Glimmerschiefern aufsetzen, bewirkte dieser Prozeß eine tektonische Angleichung der Gesteinsfazies, so daß noch W Fritsch (1953, S. 18) hier einen alten primären Kontakt der Grauwackenzone zum Kristallin der Zentralalpen und Verschweißung durch eine gemeinsame alte Metamorphose zu sehen glaubte, was aus regionalen Gründen nach Klarlegung der alpidischen Großüberschiebung zwischen Mittel- und Oberostalpin durch den Verfasser (1959 a, 1963 a), aus lokalen Gründen nach Neuuntersuchungen dieser Grenzzone durch K. Metz (1971 c, S. 159) widerlegt worden ist (siehe S. 296). Gerade an dieser Hauptüberschiebung stellt sich ja – von Osten her bis in den Raum W Oppenberg durch K. Metz et al. (1964) schon mit Sicherheit erfaßt – die trennende permoskythische Rannachschiefer-Skythquarzit-Folge ein, deren Äquivalente sowie zugehörige Triaskalke, auch weiter im Westen in dieser Grenzzone bis hinüber zum Hochwurzen 5 km SW Schladming, vermutet werden (A. Tollmann, 1963 a, S. 33; H. Formanek et al., 1962, S. 42 etc.). Auch die stellenweise auffällige Diskordanz der Strukturen der Grauwackenzone gegenüber jenen des Kristallins der Zentralalpen, die nach M. Vacek (1916, S. 10) im Vorland des Bösenstein im Bereich des Strechengrabens, hier durch sekundäre Bewegungen verstärkt, bereits nahezu einen rechten Winkel bilden, weist auf die selbständige Formung der beiden tektonisch übereinandergebrachten Einheiten hin. Bei K. Metz et al. (1964, S. 81, 94 etc.) wird diese Diskordanz zwischen der Grauwackenzone und der tektonischen Unterlage, der Rannachserie bzw. dem Kristallin des Mittelostalpins bestätigt.

Der Inhalt dieses Abschnittes der Ennstaler Grauwackenzone besteht weiterhin aus der monotonen frühaltpaläozoischen Schieferserie, die im Bereich von Aich bis Öblarn besonders südlich des Ennstales reichlich Grünschieferzüge eingeschaltet enthält (K. Metz, Kt. 1966). Der Abschnitt am Ausgang des Preuneggtales SW von Schladming ist noch auf der Karte von H. Formanek (1964, Taf. 1), jener zwischen dem Unterlauf des Schladminger Untertales und des Sattentales auf den Karten von K. Küpper (1966, Taf. 4) und H. Formanek et al. (1962, Taf. 1), der Sektor bis zum Sölktal bei E. Weiss (1958, Kt. S. 71), enthalten, welche Autoren auch eine entsprechende Serienbeschreibung dieses Abschnittes der Grauwackenzone südlich vom Ennstal lieferten. Die Ennstaler Phyllite im Donnersbachtal wurden von H. Priewalder (1975,

S. 11) mit Hilfe von sehr schlecht erhaltenen Chitinozoen und Acritarchen als Oberordovic bis Silur datiert. Über die Grauwackenzone im Raum von Oppenberg bei Rottenmann berichteten K. METZ et al. (1964, S. 73, 82, 94, 100, 106).

Die tektonischen Verhältnisse nehmen erst weiter im Osten durch die großräumige Verschuppung von Hochgrößen- und Bösenstein-Kristallin mit der Grauwackenzone im Raum Oppenberg an Komplikation zu (S. 285). Hinzu kommt dort noch die Einschaltung des Karbon von Lassing W Rottenmann als westlichstes Teilstück der großen Antiklinale im Karbon des Paltentales, die von Wald über Gaishorn herüberzieht. Das Karbon von Lassing taucht als Bestandteil der Unteren Grauwackendecke gegen Norden unter den Liezener Mitterberg mit seinem muldenförmigen Bau aus Schiefern der Oberen Grauwackendecke ab (M. VACEK, 1916, S. 11). Die Südgrenze dieses Karbonfensters, die nach K. METZ (1966, Kt.) entgegen der Darstellung von M. VACEK (1916, Kt.) nicht am Nordhang des Blosen S Lassing, sondern in der Lassingtal-Niederung liegt, ist offenbar durch das Durchziehen der bedeutenden Paltenstörung bedingt, an der die Nordscholle kräftig herausgehoben ist. Diese Störung, auf der Karte von K. METZ (1966) herausgearbeitet, ist im Satellitenbild bestens zu verfolgen (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1). Die Scholle der Grauwackenzone südlich dieser Paltenstörung westlich von Lassing ist so tief abgesetzt, daß im Lercheckzug unter Nordfallen noch die grauen geschichteten Kalke des höheren Altpaläozoikums über den darunter einfallenden tiefer-altpaläozoischen Ennstalerphylliten mit ihren drei Grünschieferzügen des Blosen bis an den Grund der Lassingfurche herabsteigen. Diese Kalke des Lerchecks setzen gegen Westen auf Kosten des dort bei Aigen von M. VACEK (1916, Kt.) verzeichneten Karbon bis N Irdning fort.

Der Kontakt an der Nordgrenze der Grauwackenzone zu den basalen Gliedern der Kalkalpen ist in diesem Abschnitt vielfach gestört: K. HIRSCHBERG (1965, S. 71, Kt. Taf. 1) hat die Schuppungsfläche zwischen Weißenbach/Enns und Gröbming sowie nordversetzt zwischen Gröbming und Lengdorf erfaßt, da hier bis zu obertriadischen Halobienschiefern verschiedene Schichtglieder an dem Kontakt abschneiden. Im Ennstalgrund mag sie verdeckt zwischen Steinach und Liezen in Form der Liezener Bruchstörung gegeben sein.

Auf den Satellitenbildern (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1) kommt die Anordnung einer derartigen schrägen NE-SW ziehenden Liezener Bruchstörung zwischen Liezen und Gr. Sölk ebenso wie einer nahe nördlich davon parallel dazu verlaufenden Linie zum Ausdruck. Die aus dem Raum Schladming hingegen mit Ost zu Nord-Verlauf herankommende Ennstal-Längsstörung läßt sich auf den Satellitenaufnahmen vom Sölktalausgang geradlinig weiter über die Karlspitze SW Donnersbach hart südlich am Hochgrößen vorbei bis nahe an den Bösenstein heran verfolgen. Der Ansatz der großen ESE-ziehenden Paltenstörung in der Grauwackenzone bei Lassing, am Satellitenbild über Gaishorn, Kammern bis W vor Leoben verfolgbar, wurde oben bereits erwähnt.

δ) Die Eisenerzer Alpen

Im Abschnitt entlang des Palten- und Liesingtales in der Steiermark schwillt die Breite der Grauwackenzone auf 15 km an. Zugleich bereichert sich der Schichtinhalt, da zu den einförmigen Schieferserien des tieferen Altpaläozoikums ein mächtiger

Porphyroid und vor allem Hochgebirgsformen prägende Kalke und Dolomite des höheren Silur und des Devon treten, so daß auch das Relief mit mehreren über 2000 m hohen Gipfeln entsprechend akzentuiert wird. Während heute nach langen Studien die großtektonischen Züge klargestellt sind – also etwa die Gliederung in die beiden großen alpidischen Decken, die Abtrennung der Rannachserie südlich des Liesingtales als (permischer) Bestandteil des Mittelostalpins, die bruchtektonische Teilung der Grauwackenzone E Trofaiach durch die alpidische Bruchstruktur der Trofaiachlinie etc. –, steckt die Auflösung der komplizierten Innenstruktur der mächtigen Oberen Grauwackendecke im Zusammenhang mit der eben erst etablierten, aber kartierungsmäßig noch kaum angewendeten Conodonten-stratigraphischen Gliederung in den Kinderschuhen. Es kann daher über die Interntektonik dieses Raumes erst beispielsmäßig referiert werden – Abb. 156.

Folgen wir zunächst dem Verlauf der Unteren Grauwackendecke, der Veitscher Decke Cornelius (1952 b, S. 12), die ausschließlich aus unterem und oberem Karbon besteht. Sie setzt östlich der Enns bei Döllach 3,5 km SW Liezen erstmalig im Liegenden der Hauptmasse der Grauwackenzone mit einem Karbonlappen fensterförmig ein, der – wie zuvor geschildert – bei Lassing im Süden durch die Paltentalstörung abgeschnitten, nach Norden unter die Obere Grauwackendecke (Norische Decke) im Mitterberg SW Selztal einfällt. Weiter gegen Osten hin reiht sich eine Kette von Karbongesteinen, gleichsam als Spurschollensaum, von einst vorderen, nördlicheren Partien der Grauwackenzone an der Hauptüberschiebungsfläche gegen das Mittelostalpin hin an.

In dem abschnittsweise geschuppten Karbon der Veitscher Decke sind lokal mehrfach seit F. Heritsch (1907) verkehrte Lagerungen festgestellt worden, so daß H. Flügel (1975 b, S. 19) zur Auffassung neigt, daß die zwischen Veitscher und Norischer Decke vielfach auftretenden Späne aus Altkristallin und wohl altpaläozoischer marmorführender Grünschieferserie (Fötteleckserie, siehe S. 531) Reste der einstigen Basis der in ihrer Gesamtheit als verkehrter verschuppter Komplex anzusehenden Veitscher Decke wäre.

Um nochmals zur Frage des Alters der Hauptdeckenbildung in der Grauwackenzone, der Trennung und Überschiebung von Veitscher Decke und Norischer Decke Stellung zu nehmen (vgl. S. 483), seien kurz die Argumente, die entscheidend für das alpidische Alter der Norischen Überschiebung sprechen, zusammengefaßt: 1. Diese Linie zieht in der gesamten Länge genau parallel zu der großen, knapp darunter liegenden alpidischen Hauptüberschiebungsfläche des Oberostalpins über dem Mittelostalpin ebenso wie zu den alpidischen, auch durch Mesozoikum altersbelegten Überschiebungsflächen im unterostalpinen Semmeringsystem dahin, wo dieses an die Grauwackenzone nahe herankommt (H. P. Cornelius, 1952 b, S. 213). 2. Das Karbon der Veitscher Decke ist auf weiten Strecken zu einem linsenförmigen Großschollenteppich zerrissen, der gleichsam die oben erwähnte Hauptüberschiebungsbahn alpidischen Alters pflastert und demnach als dieser zugehörig zu betrachten ist (A. Tollmann, 1959 a, S. 26; 1963 a, S. 31). 3. Die Bewegungsrichtung an der Norischen Linie ist auch nach H. P. Cornelius (l. c., S. 215) nordvergent, im Gegensatz zu dem variszischen Falten- und Schuppenbau innerhalb der Norischen Decke, der in den Eisenerzer Alpen nach den bisherigen Arbeiten (S)W-vergent geformt ist. 4. Die inneren variszischen Schuppen und Faltenelemente der Oberen Grauwackendecke

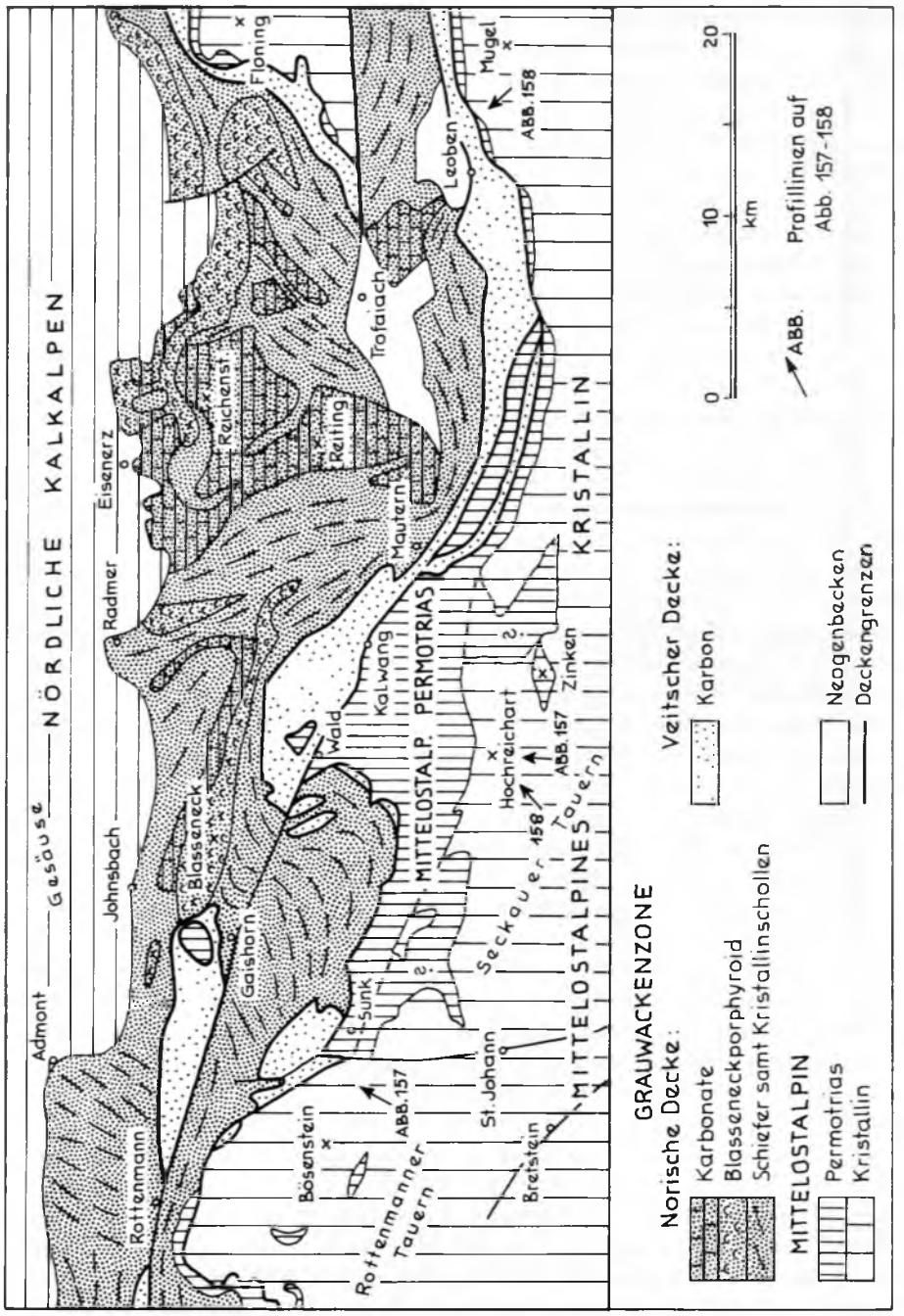


Abb. 156: Geologische Skizze der Grauwackenzone im Bereich der Eisenerzer Alpen nach K. METZ (1953, 1966, 1967). Die von K. METZ (1967) noch zur Rannachserie (Permotrias) gestellten Felder, die hier vom Verfasser mit „?" versehen worden sind, stellen offenbar Bestandteile des Hochreichartkristallins dar.

werden dort, wo sie kräftig schräg an die Norische Linie und die sie begleitenden eingeschleppten Kristallinschollen herankommen (z. B. Raum E Mautern/Liesingtal etc.) quer abgeschnitten, so daß die Norische Überschiebung jünger als der variszische Schuppenbau ist. 5. Der Haupteinwand von H. P. Cornelius (1952 b, S. 214), der ihn dazu bewogen hat, an ein variszisches Alter der Norischen Überschiebung zu denken, fällt heute weg: Er hatte im Sinne von H. v. Gaertner (1934, S. 254) und E. Haberfelner (1935, S. 26) angenommen, daß die Norische Überschiebung im Ennstal an den Oberrand der Grauwackenzone läuft und dort von der kalkalpinen Trias überdeckt wird, in der keine Fortsetzung dieser Überschiebungsfläche zu finden sei. In Wirklichkeit aber setzt die Norische Decke – nach dem Enden der bis in das Lassinggebiet S Liezen reichenden Fensterreihe von Karbonschollen (siehe unten) und dem Ausquetschen des Karbons an der Basis der Grauwackenzone bei Sunk S Trieben – in ganzer Breite in der Grauwackenzone des Ennstales fort, so daß die Norische Überschiebung nach Enden des basalen Karbon-Schollenteppichs unzweifelhaft in die basale Überschiebungsbahn der westlicheren Grauwackenzone einmündet, wie der Verfasser (1963 a, S. 30) betont hat. 6. Schließlich hat H. P Cornelius (1936, Kt.) selbst an der Norischen Linie im Massinggraben 6 km NE Veitsch Trias-Rauhwacken gefunden, an deren Alter er allerdings später (1952, S. 213) zweifelte, die aber als zentralalpiner Schürfling (A. Tollmann, 1963 a, S. 32) sehr wohl als Trias aufzufassen sind, da man im gesamten Paläozoikum der östlichen Grauwackenzone derartige Rauhwacken nicht kennt.

In struktureller Hinsicht ist es interessant, daß wir, abgesehen von Karbonresten am Südrand der Grauwackenzone – wie jene von Sunk S Trieben –, noch eine Reihe von Karbonschollen im Inneren dieser Zone entlang des Paltentales antreffen, die vom Lassing-Fenster über Rottenmann nach Gaishorn und nach kurzer Unterbrechung weiter von Wald bis Mautern hinzieht, zuletzt bereits wiederum an den Südrand der Grauwackenzone hinaustretend (Abb. 156). Wie Beobachtungen seit F. Heritsch (1912, S. 126) gezeigt haben, besitzt diese innere Zone von Karbon antiklinalen Bau, was im Verein mit der Heraushebung an der großen Paltentalstörung an ihrem Südrand dieses fensterförmige Auftauchen mitten in der Grauwackenzone bedingt. Besonders eindrucksvoll ist diese Struktur im Doppelfenster von Gaishorn zu beobachten, da dort unter der schönen Karbonaufwölbung in einem kleinen inneren Fenster in der Fliezenschlucht N Gaishorn noch die mittelostalpine Permotrias-Unterlage unter dem Karbon geschuppt auftaucht (Abb. 157)! Diese schöne Antiklinalstruktur ist ja bereits von F. Heritsch (1912, S. 126, Abb.1), der den zentralalpinen Triasquarzit der tektonischen Unterlage noch als normales, zum Karbon gehörendes Glied gedeutet hatte, ebenso von W Hammer (1932, S. 129, 151; Abb. 1, S. 156 und Taf. 4, Prof. 15), später von K. Metz (1947, S. 93; 1951, S. 92) beschrieben worden, der bereits das permoskythische Alter des Quarzites erkannte, ihn aber noch zum Semmeringsystem (Unterostalpin) gerechnet hatte. Aus dem regionalen Vergleich wurde (1959 a, S. 28; 1963 a, S. 29) vom Verfasser die Stellung dieser Fenster samt jenem des Lassinger Karbonzuges klargelegt. Auch die dritte derartige Scholle, jene von Wald/Kalwang, besitzt in dem so lange (L. Hauser, 1940, S. 225, 229) umrätselten Quarzit des Sulzbachgrabens NE Wald/Schobersattel einen schönen Fensteraufbruch von Skythquarziten unter dem Karbon der Grauwackenzone, der von K. Metz (1940, S. 167, 202;

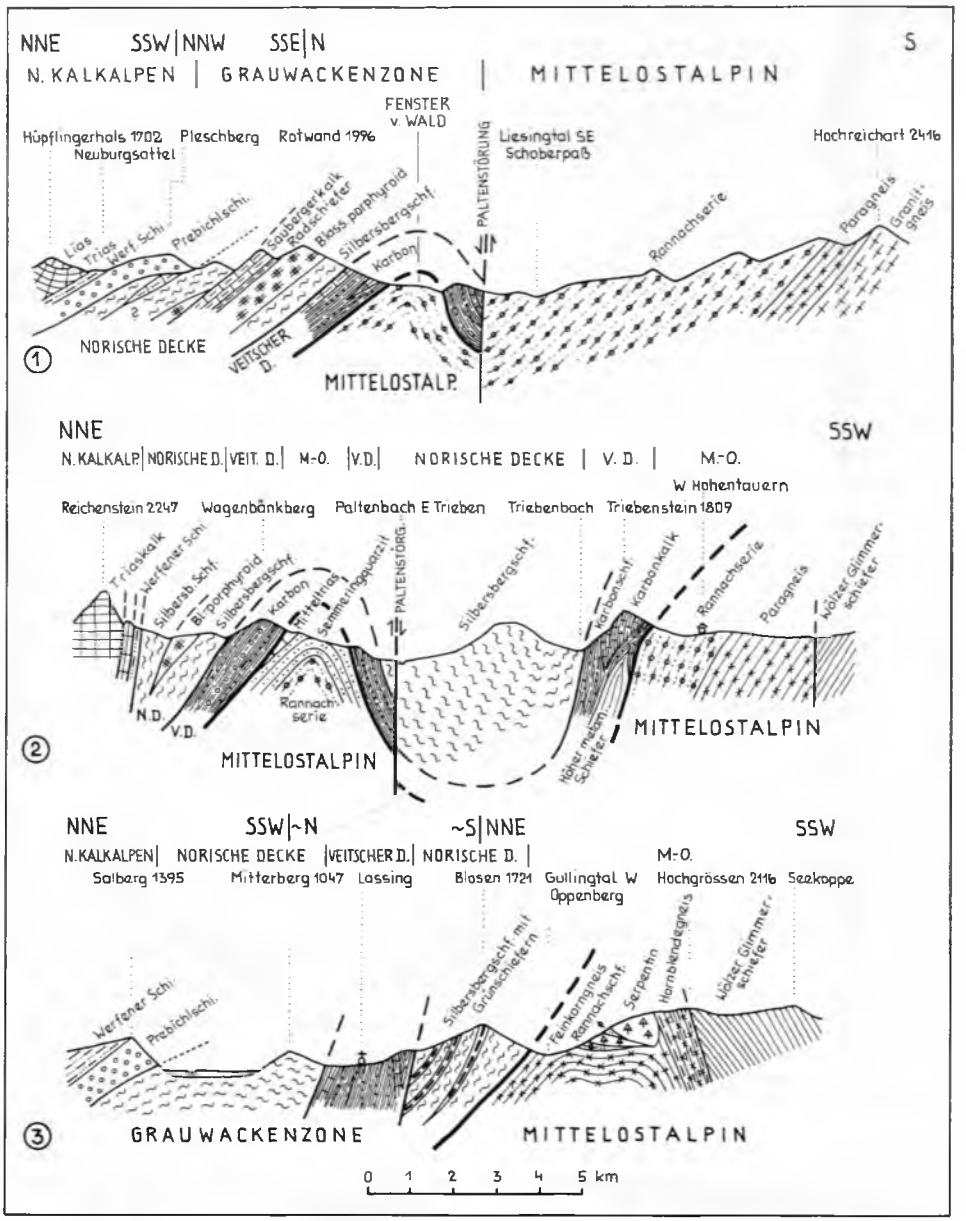


Abb. 157: Profile durch die westlichen Eisenerzer Alpen entworfen auf Grund der geologischen Karten Blatt Admont (O. Ampferer, 1933), Liezen (G. Geyer, 1918), Oberzeiring (K. Metz, 1967 a) sowie der Arbeit von K. Metz (1953 a).

1947, S. 93) beschrieben worden und vom Verfasser als (1963 a, S. 29) mittelostalpines Fenster von Wald eingeordnet worden ist (Abb. 157). Dieses Karbon von Kalwang kommt im Liesingtal weithin auf die südlich davon nun zu enormer Mächtigkeit angeschwollene permoskythische Rannach-Semmeringquarzit-Serie, die den normalen alpidischen Sedimentmantel des Hochreichart-Kristallins bildet, zu liegen.

Zwischen Mautern und St. Michael ist das Karbon in langem Streifen mit der unterlagernden Rannachserie verschuppt (J. Stiny & F. Czermak, Kt. 1932; K. Metz, 1938, S. 187, Taf. 7–8; 1967, Kt.). Dann verschmälert sich nördlich von St. Michael die Rannachserie gegen Osten hin. Östlich von Bruck/Mur endet mit einem muldenförmigen Lappen das Karbon der Veitscher Decke SE von Kapfenberg gegen Osten hin, wie die Studie von O. Homann (1955, Kt.) zeigt. Der Verlauf der Grauwackenzone ist durch die Trofaiach-Störung unter Herausheben der Kristallinscholle N dieser von Kapfenberg nach Trofaiach verlaufenden Linie gegen Norden versetzt (Abb. 158). Der südliche Lappen NE Bruck enthält im Diemlachkogelzug als falschen Kern der gegen Osten aushebenden Großmuldenstruktur der Unteren Grauwackendecke zunächst mächtige diaphthoritisierte Altkristallinschürflinge und darüber noch die Silbersbergserie der Oberen Grauwackendecke.

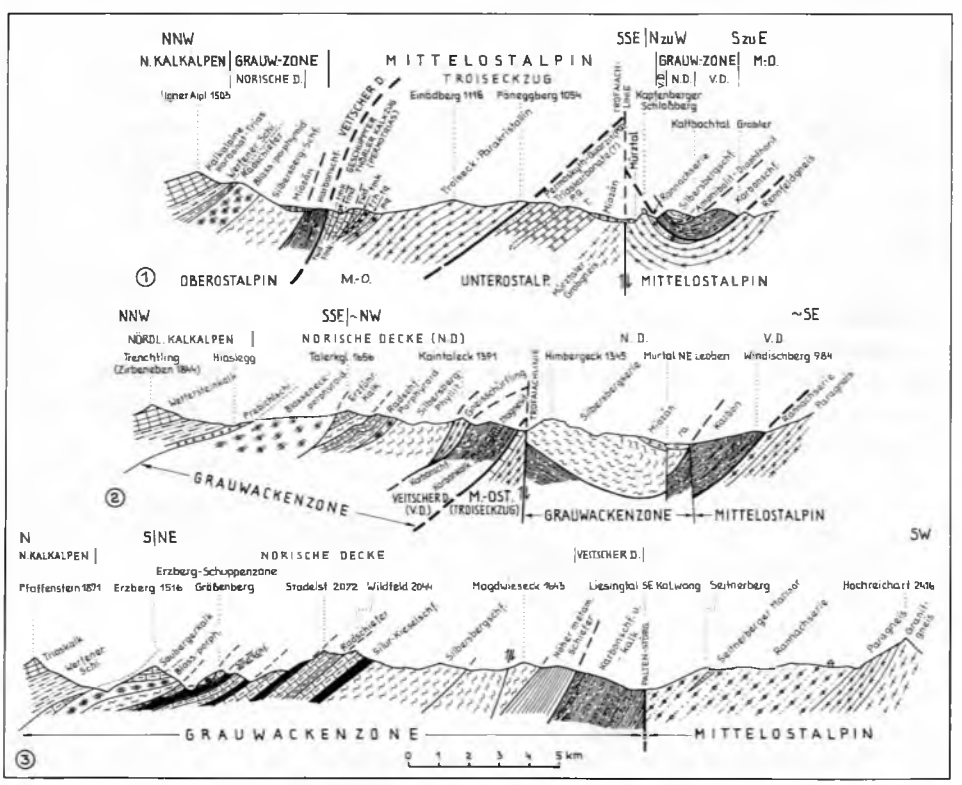


Abb. 158: Profile durch die östlichen Eisenerzer Alpen, entworfen auf Grund der Arbeiten von G. Hiessleitner (1929 b), O. Homann (1955), K. Metz (1953 a, 1967 a), E. Spengler et al. (1926), J. Stiny et al. (1932) u. a.

Das nördlich von Bruck jenseits der Trofaiachlinie noch unter dem hoch herausgehobenen mittelostalpinen Kristallin des Kletschachgneiszuges auftauchende Kapfenberger Mesozoikum in der Parschluger Senke, einst von K. GAULHOFER & J. STINY (1912, S. 328 ff.) beschrieben, ist entgegen K. METZ (1947, S. 99) in seiner Stellung keineswegs mit der auf dem mittelostalpinen Kristallin auflagernden Thörler oder Rannach-Permotrias zu vergleichen, da es ja dem unterostalpinen Semmeringsystem angehört.

Über diesen Schollen von Karbon der Veitscher Decke folgt nun gerade in dem betrachteten Abschnitt im Palten-Liesingtalbereich ein nächster großräumiger Schollenteppich, diesmal aus Schollen von diaphthorisiertem Altkristallin bestehend, die an der Grenze zwischen Unterer und Oberer Grauwackendecke eingeschleift worden sind. Ihre Position ist bereits S. 498 erwähnt worden. Hier seien die wichtigsten derartigen Kristallinschollen dieses Abschnittes vorgestellt: Östlich des kleinen diaphthoritischen Kristallinspanes des Lärchkogels 4 km SW Trieben tritt in der (Walder) Schoberscholle (K. METZ, 1940, S. 177; synonym hiezu: Fötteleck-Schuppe H. GAMERITH, 1964, S. 96; K. METZ, 1964 b, S. 151) eine lokal mächtig anschwellende Scholle auf, die vom Raum des Hohentauernpasses im Westen nach Treglwang und Wald im Osten zieht (K. METZ, 1940, Taf. 3–4; 1967 a, Kt.). Obgleich diese Scholle in gleicher Position wie die weiter im Osten gelegenen altkristallinen Späne an der Norischen Überschiebung auftritt und sie K. METZ demgemäß auch als derartige Kristallinscholle auffaßt, ist auf der anderen Seite zu prüfen, ob hier nicht nur einfach die tiefsten Teile der Schiefer-Quarzit-Grünschieferserie der Silbersbergfolge der Oberen Grauwackendecke in etwas stärkerer Metamorphose vorliegen, da ja bekanntlich die Zunahme der Metamorphose gegen die Basis der Grauwackenzone abschnittsweise deutlich spürbar ist. Die Schoberscholle umfaßt in ihrem tieferen Anteil im Hochschoberzug vorwiegend verschiedene Typen von Grünschiefern (Chloritschiefer) und Amphiboliten mit Marmorzügen (Beisteiner Marmor) – K. METZ (1940, S. 182 ff.); im hangenden Anteil, z. B. am Fötteleck 3 km SW Treglwang, schalten sich Quarzite und Glimmerschiefer in der Grünschieferfolge ein. Dieser Schichtstoß wurde von K. METZ (1953 a, S. 36) als Fötteleck-Mölbegg-Serie bezeichnet, später unter Abgliederung der andersartigen Schuppen des Mölbegg SE Irdning von H. GAMERITH (1964, S. 96) und K. METZ (1964 b, S. 151) auf Fötteleck-Serie reduziert.

Die Tektonik der Schoberscholle ist einfach: sie lagert nach K. METZ (1940, S. 199 ff.) vorwiegend flach über der Rannachserie und über Resten der Veitscher Decke, wird ihrerseits flach von der Oberen Grauwackendecke überlagert und zeigt bei herrschendem NW-gerichtetem Einfallen der Schieferungsflächen und Faltenachsen eine starke tektonische Beanspruchung der basalen Teile. K. METZ (1953 a, S. 41) leitete diese Scholle als verschleppte Randzone der Wölzer Glimmerschiefer ab und vermutete damals (S. 38) ein kambrisches bis vorpaläozoisches Gestein.

In gleicher Position tritt weiter östlich N Kalwang und Mautern an der Norischen Linie im Gebiet der Teichentäler die hier als Teichenscholle bezeichnete Einheit auf (W HAMMER, 1925 b, S. 25 und Abb. 1; K. METZ, 1940, S. 178 ff., Taf. 3–4; 1967 a, Kt.). Sie besteht aus granatführenden Glimmerschiefern, Phylloniten, einem Marmorzug in Verbindung mit Grünschiefern und lokal Biotit-führendem Gneis. Nach K. METZ (1940, S. 181) besteht ein stufenweiser Übergang an der Hangendgrenze in die

Phyllite der Grauwackenzone darüber, so daß auch hier überlegt werden muß, ob die Hauptmasse dieses Streifens als Altkristallin oder als höher metamorphe Grauwackenzone aufzufassen ist.

Sicheres Altkristallin in mannigfaltiger Ausbildung hingegen stellt sich, mit dem Karbon der Veitscher Decke extrem verschuppt, im Abschnitt westlich von Leoben ein. K. METZ (1938, S. 179 ff., Kt. Taf. 7, Profiltaf. 8) gibt einen anschaulichen Überblick über diese bewegte Tektonik – allerdings bleibt zu berücksichtigen, daß auf seiner späteren Karte (1967 a) die Gesteinszüge der einzelnen Schuppenelemente andersartig verbunden sind. Demnach lassen sich zwei Hauptschuppen von Kristallin ausgliedern: 1. Die Aichberg-Scholle als tieferes Element, die von St. Michael über den Aichberg, den Jassinggraben zum Häuselberg-Nordfuß bei Göß zieht (K. METZ, 1938, S. 181), nach Westen hin aber mit dem Fresenberg NW St. Michael zusammenhängt (K. METZ, 1967 a, Kt.). 2. Die Traidersberg-Scholle mit dem Traidersberg 5 km W Leoben, mit granatführenden Gesteinen (J. STINY, 1927, S. 38) und Injektionsgneisen. Sie zieht mit flach nordfallender Lagerung über dem Karbon vom Traidersberg bei Leoben zum Steineck-Nordhang bei Kammern, dort reich an Orthogesteinen.

Als Gegenstück weiter im NE, in gleicher Position an der Norischen Linie, aber durch den Trofaiachbruch aus der Tiefe nochmals emporgeholt, erscheint die vielfach studierte Kaintaleckscholle am Gipfel des gleichnamigen Berges 8 km N Leoben – J. STINY etc. (1932, Kt.), ergänzt durch K. METZ (1937, S. 316) und L. HAUSER (1938 a–c; 1939 a, Kt. S. 230). Diese Scholle baut sich aus Amphibolit, Serpentinit, Migmatit, (Granat-)Glimmerschiefer, Granatphyllit und Marmor auf.

Die Obere Grauwackendecke (Norische Decke) setzt über dem fensterförmigen Auftreten des Karbon von Lassing S Liezen als Fortsetzung der westlich davon gelegenen einheitlichen Grauwackenzone gegen Osten hin ein. Das fensterförmige Auftauchen dieses Karbon von Lassing unter der diskordant zur Innenstruktur überschobenen Oberen Grauwackendecke im Mitterberg SW Selzthal wurde bereits S. 525 beschrieben und kommt auch im Profil bei K. METZ (1953, Profiltaf., Fig. 9) zum Ausdruck.

Den Abschnitt jenseits der Paltentalenge SW Selzthal zwischen Ennstal im Norden und Paltental im Süden stellt eine nach Norden einfallende Serie aus altpaläozoischen Grauwackenschiefern mit Grünschieferzügen und unmittelbar auflagernden permischen Prebichlschichten (K. BÜCHNER, 1970, S. 13) – vgl. S. 508 – dar, die in eine Reihe von Querfalten gelegt ist (W HAMMER, 1932, Taf. 4, Prof. 1–3): Achsial nordtauchende Quermulden mit Prebichlkonglomeraten im Kern liegen im Dürrenschöberl und Klosterkogel SW Admont vor, die dazwischen aufgepreßten Querantiklinalen scheiteln im Hubereck NE Rottenmann und Toneck S Admont (vgl. O. AMPFERER & W HAMMER, 1933, Kt. Admont). Da die permischen Prebichlschichten in die Querfaltung einbezogen sind, ist diese Querstruktur der Grauwackenzone hier entgegen den Ausführungen von K. METZ (1953 a, S. 67) alpidischer und nicht älterer Tektonik zuzuschreiben.

Gegen Osten hin verschmälert sich die Obere Grauwackendecke südlich der Reichensteingruppe der Gesäuseberge im Zusammenhang mit der S. 528 besprochenen kräftigen Herauswölbung ihres tektonischen Untergrundes, der Veitscher Decke, im Fenster von Gaishorn (Abb. 157/2), um dann östlich des Fliezentales als äußerer Rahmen des

Gaishorner Fensters wiederum rasch gegen Süden hin an Breite zu gewinnen. In schönem Bogen schwenken die altpaläozoischen Schiefer der Oberen Grauwackendecke die Silbersbergserie sowie die hier ab dem Spielkogel 3,5 km NE Gaishorn rasch zu großer Mächtigkeit anschwellenden auflagernden Blasseneckporphyroide den Ostrand des Fensters mitmachend – auf N-S-Streichen ein. Eine schöne westgerichtete Querfalte im Altpaläozoikum des Ostrahmens am Spielberg (G. Hiessleitner, 1935, S. 92, Abb. 3) unterstreicht dieses Querschwenken. K. Metz (1951, S. 86 ff., Abb. 1; 1953 a, S. 64 f.) hat dieser „Querstruktur von Treglwang-Gaishorn", wie er sie bezeichnete, eine eigene Studie gewidmet, in der er voralpidische (N zu W-Achsen), altalpidische (NW-Achsen) und jungalpidische (NE-Achsen) Faltenachsen zu trennen versucht. Da aber K. Metz hiebei die Überschiebung der Grauwackenzone über dem mittelostalpinen Skythquarzit im Gaishornfenster nachgosauisch ansetzt – was aus der regionalen Kenntnis dieser Überschiebung durchaus zu spät ist – und die hiermit angeblich gekoppelten NE-Achsen ebenso einstuft, ist die Altersbestimmung der Elemente heute zu revidieren. Hier wurde die nachgosauische Bewegung in den Weyerer Bögen der Nördlichen Kalkalpen im Sinne von J. Stiny (1931) zu unrecht auf diesen Abschnitt der Grauwackenzone übertragen, da ja die Eindrehung der Weyerer Bögen zur Querrichtung bereits am Kalkhochalpen-Nordrand scharf abschneidet und endet, wie der Verfasser mehrfach betont hat.

Über dem gegen Osten hin im Bereich des Blassenecks NE Treglwang wiederum in die ESE-Richtung schwenkenden Porphyroid folgt unter Zwischenschaltung von Polsterquarziten und Radschiefern die ebenfalls NNE-abtauchende Obersilur-Devonkalkplatte des „Erzführenden Kalkes" (Saubergerkalk) des Zeiritzzuges, die im Zeiritzkampel 6 km NE Wald mit seinen Flaser-Schwellenkalken, gebankten Kalken und Riffkalken gipfelt. 18 km weit gegen WNW kann man diesen zum Teil ankeritisch vererzten, 500 m mächtigen Kalkzug über den Leobner in das Johnsbachtal bis zum Acheneck verfolgen (G. Hiessleitner, 1931, S. 62; 1935, S. 89). W Hammer (1925 b, S. 29) und K. Metz (1940, Taf. 3) nahmen in der Schieferzone an der Südbasis des Kalkzuges im Sinne von F. Heritsch (1912 b, Abb. 30; 1921, S. 174) eine Bewegungsfläche, allerdings untergeordneter Art, an. Dieser Zug ist an zwei rechtsseitigen Verschiebungen im Westen jeweils nordversetzt, und zwar beim Brunecksattel E des Zeiritzkampels und beim Leobnertörl E vom Leobnergipfel (G. Hiessleitner, 1931, S. 66; 1935, S. 9). Die im Hangenden der Kalke des Zeiritzzuges mit einer schmalen Porphyroidlamelle und mächtigen Schiefern folgende Zone im Norden betrachtete F. Heritsch (1921, S. 174) als überschoben, G. Hiessleitner (l. c.) als überfaltet, neue Untersuchungen stehen aus.

Wiederum hangend von diesem weithin verfolgbaren Zeiritzzug stellt sich nun im Norden bis zum Kalkalpenrand bei Johnsbach, Radmer und dem Kaiserschild-Südrand eine von K. Redlich (1923, Kt. 5), G. Hiessleitner (1931, 1935) und W Hammer (Kt. Admont-Hieflau, 1933) erfaßte komplizierte Schuppen- oder Faltenfolge aus Schiefern, Porphyroid und Silur-Devonkalk ein, für die G. Hiessleitner (1931, 1935) die Deutung von westvergentem (nach seiner Karte eigentlich WSW-vergentem) schrägem bis liegendem Faltenbau gab, wobei der große NNW-SSE streichende Porphyroidzug im Finstergraben S Radmer/Stube als Wurzel einer riesigen westvergenten Hauptfalte gesehen wurde und dessen Ostrand durch die sogenannte Radmerstörung abgeschnitten sei, an der gegen Osten hin älteste Teile der Grauwackenzone empor-

gekommen seien – Abb. 159. Durch die moderne Conodontenstratigraphie wird dieses Bild widerlegt; die Schieferserie mit den Grünschieferzügen und die Kalke gegen Osten, gegen die Donnersalpe und den Erzberg hin, sind jünger als der Porphyroid, lagern normal auf, die Radmerstörung entfällt, Schuppung dominiert gegenüber Faltung (G. FLAJS & H. SCHÖNLAUB, 1973, S. 248). Der Nordrand der Grauwackenzone gegen die Kalkalpen hin ist vielfach gestört (G. HIESSLEITNER, 1935, S. 90, 96, etc.), wobei die Hauptbewegungsbahnen schon innerhalb der Werfener Schichten liegen.

Für den ebenso komplizierten weiteren Raum des Eisenerzer Erzberges liegen vor allem Untersuchungen von K. REDLICH (1923), K. REDLICH & K. PRECLIK (1930), G. HIESSLEITNER (1929), E. HABERFELNER (1935) und F. ANGEL (1939) mit Karten und Profiltafeln vor, für den kleinen Abschnitt SW Eisenerz auch eine moderne Kartenskizze unter Verwertung der Conodontenproben von G. FLAJS (1967, Taf. 1–2). Im Raum SW von Eisenerz transgredieren die Prebichlschichten über einem Schuppenbau (Abb. 160), welcher von Hangend gegen Liegend die Schuppe am Tulleck mit einer Schieferkalkserie von Unter- zum Obersilur enthält, darunter zunächst Oberdevon-Schürflinge im Weißenbachgraben, darunter die aus Silur bestehende Schuppe der Donnersalpe und schließlich zutiefst die gegen Hangend mit mächtigem mittel- bis oberdevonischem Kalk abschließende Ramsaubach-Einheit. Sowohl die Schuppentektonik als auch beträchtliche Brüche wer-

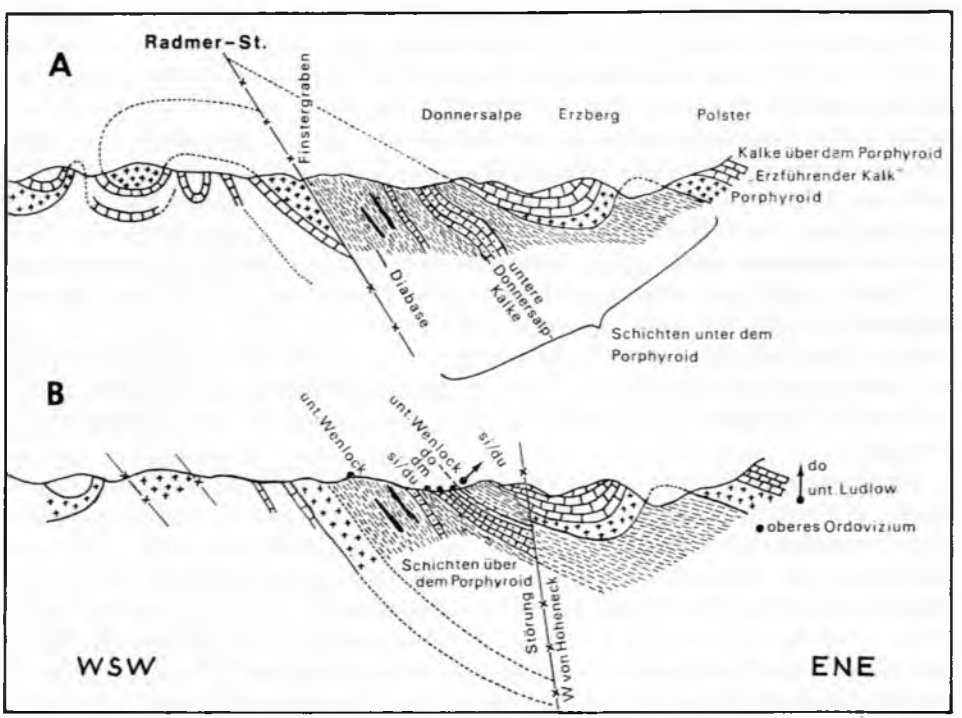


Abb. 159: Schematisches Profil durch den Raum Radmer–Eisenerz nach G. HIESSLEITNER, 1931 (Fig. A), revidiert durch G. FLAJS & H. SCHÖNLAUB, 1973 (Fig. B).

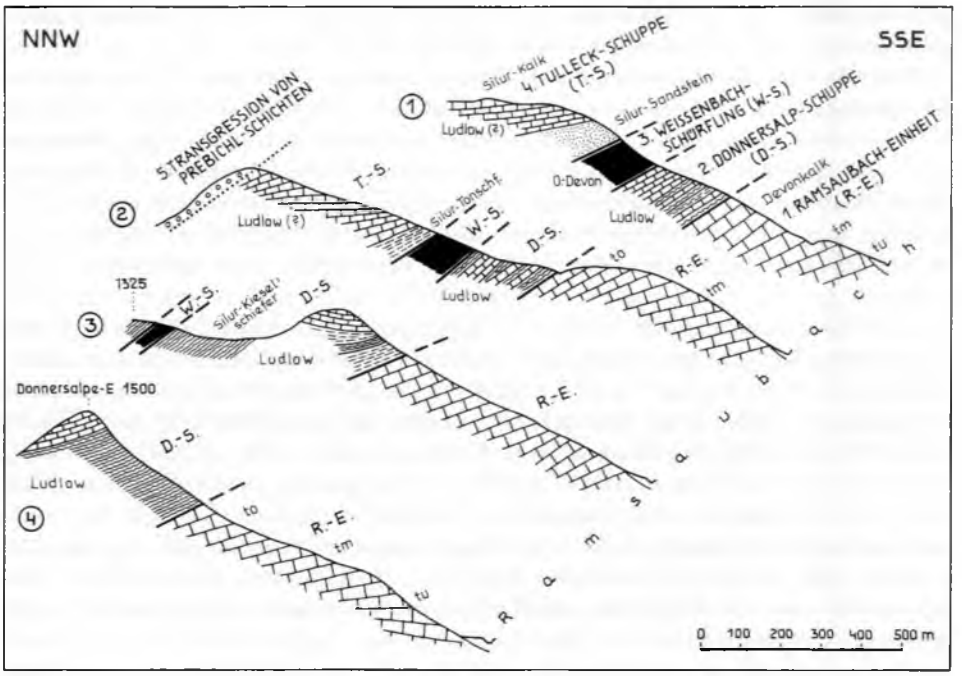


Abb. 160: Der variszische Schuppenbau am Oberrand der Norischen Decke SW von Eisenerz nach G. Flajs (1967 a, Taf. 2).

den in diesem Raum SW Eisenerz von den Prebichlschichten der Kalkalpenbasis diskordant transgressiv überlagert, so daß hiedurch die variszische Tektonik des geschilderten Baues gesichert ist (G. Flajs, 1967 a, S. 186).

Eine Verfolgung der auf der unübersichtlichen Karte von G. Flajs eingetragenen Einheiten nach den älteren Kartengrundlagen gegen Osten hin ist nicht mit Sicherheit möglich. Jedenfalls liegt im Bereich des Eisenerzer Erzberges und des Prebichlpasses über der großen Obersilur-Devonkalkmasse der Reichensteinschuppe Spengler, 1927, S. 139 (entspricht wohl der Ramsaubach-Einheit) auch hier eine höhere Schuppenfolge mit der Sauerbrunn-Weiritzgraben-Silur-Einheit im Liegenden und der Porphyroid-Erzführenden Kalk-Einheit mit weiteren Schuppungen am Erzberg bzw. im Polster-Rotschüttzug E vom Prebichlpaß im Hangenden. Die ankeritisch-sideritische Vererzung des Steirischen Erzberges, über die S. 560 näher referiert wird, liegt in dieser obersten Schuppenzone. Über der tauben Basis der Erzmasse, nämlich dem Blasseneckporphyroid, folgt hier als unteres Stockwerk ein schiefriger, vorwiegend devonischer Kalkkomplex, darüber die sogenannte „Grenzschieferzone", dann die massige obere Etage des Erzführenden Kalkes (M. Vacek, 1901, Taf. 2; K. Redlich, 1923, Abb. 5, S. 245 und Taf. 7; F. Heritsch, 1921, Abb. 42, S. 177; E. Spengler, 1927, Abb. 3, 5, S. 131 etc.) – Abb. 161, 168. Obgleich man bereits früher die Einschleifung von Porphyroid in der graphitisch-schiefrigen „Grenzschieferzone" (M. Vacek, 1901, Taf. 2) bemerkt hatte, ist noch lange über deren Stellung

– ob normal oder an der Basis des Oberabschnittes des Erzberges als Bestandteil einer weiteren Schuppe eingeschoben – diskutiert worden.

Heute hat die Conodontenstratigraphie die tektonische Überlagerung des Oberbaues über dem Erzkalk im Liegenden der „Grenzschiefer" bewiesen (F. THALMANN, 1974, S. 248), was bei dem intensiven großräumigen variszischen Schuppen- und Deckenbau innerhalb der Oberen Grauwackendecke nicht wunder nimmt: Der Kalk der Hangendscholle konnte durch Conodonten als Unter- bis Oberdevon eingestuft werden, der Kalk im Liegenden der Grenzschiefer reicht über das Obertournai in das Untervisé empor, der unterkarbonische Grenzschiefer gehört noch der Liegendeinheit an (vgl. S. 559 f.).

Über dieser letztgenannten obersten Schuppenzone t r a n s g r e d i e r t dann wiederum über lokal gefalteten, auch saiger stehenden Zügen eindrucksvoll das p e r m i s c h e P r e b i c h l k o n g l o m e r a t an der Kalkalpenbasis, berühmt durch die schön aufgeschlossene altbekannte Diskordanz bei der Leobener Hütte E vom Polster (K. OESTREICH, 1900, S. 179, Abb. 2; K. REDLICH, 1923, S. 239; E. SPENGLER, 1927, S. 136 f., Abb. 5; D. SOMMER, 1972, S. 121). Die Auffassung von W FRITSCH (1960, S. 228, nach eingehender Gefügeanalyse des Steirischen Erzberges), daß in diesem Raum keine nennenswerte variszische Faltung, Schuppung oder Überschiebungstektonik stattgefunden habe, sondern alle namhaften Strukturen alpidisch seien, ist nach all den vielfach beschriebenen bisherigen oben angedeuteten Beobachtungen von K. REDLICH und E. SPENGLER bis zu G. FLAJS sowie eigenen Eindrücken über das Schuppensystem des Polsters unter der Prebichltransgression sicher unrichtig. Die kräftige Schuppen- und Falten-

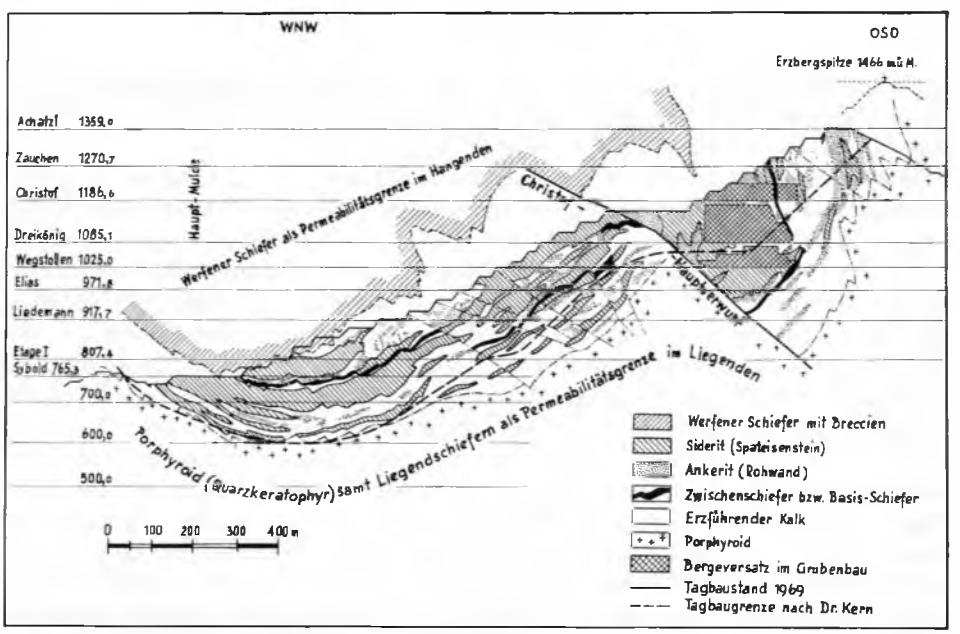


Abb. 161: Profil durch den Steirischen Erzberg nach A. KERN, aus H. JUVANCIC & F. KIRNBAUER (1971, Abb. 2).

tektonik mit oft zur alpinen Richtung quer oder schräg streichenden Achsen im Inneren der Oberen Grauwackendecke weist ebenso wie eine Reihe von Bruchstrukturen noch variszisches Alter auf. Der alpidischen Orogenese kommt noch eine wellige Einfaltung der permomesozoischen Auflagerung in Längs- und Querrichtung bei erneuter Achsenprägung zu, wie etwa altbekannte Bilder von der Einfaltung des permoskythischen Prebichl-Werfener-Schichtkomplexes am Erzberg (K. REDLICH, 1923, S. 245, Fig. 5 etc.) zeigen oder die breitwellige Mitfaltung des Kalkalpen-Südrandes in diesem Raum, die E. SPENGLER (1927, S. 140) anschaulich beschrieben hat, erkennen läßt. Die Richtung der Faltung in der variszischen Ära zeigt nach den alten Darstellungen eine westliche oder südwestliche Vergenz, neue Untersuchungen hierüber stehen aus, so daß hier noch nichts Gesichertes ausgesagt werden kann.

Vom Eisenerzer Reichenstein und Wildfeld im Norden zieht sich in breiter meridional streichender Quereinfaltungszone eine mächtige Masse von „Erzführendem Kalk" im Reitingzug bis Kammern/Liesing nach Süden. Dieser Zug von teils geflasertem rötlichem Kalk, teils massigen oder undeutlich gebankten hellen Kalken lagert unter Verschuppung der silurischen Schiefer-Kalk-Zone der Basis unter primärem Fehlen des Porphyroids den mächtigen Silbersbergschiefern im Westen und Osten auf. Der innere, noch nicht näher analysierte Bau zeigt vielfache Schuppung der im Reichenstein steilstehenden, im Wildfeld flach lagernden Kalke mit Schiefern und mit Porphyroidzügen, wie das Querprofil bei F. HERITSCH (1921, S. 176, Abb. 41) und die Zerschlitzung im Mitterbergzug S des Reichenstein (J. STINY & F. CZERMAK, 1932, Kt.) anzeigen.

In dem höheren Schuppensystem am Nordsaum der Grauwackenzone (Erzberg–Polster–Rotschütt) NE von Vordernberg ist der Porphyroid wiederum mächtig vertreten und zieht von Vordernberg gegen Unterort im Tagößtal als nordfallende, primär und nicht tektonisch bis über 800 m mächtig anschwellende Platte gegen Osten (E. SPENGLER, 1927, S. 130).

Wir haben bereits erwähnt, daß jenseits des mit Miozän erfüllten Trofaiacher Beckens durch die Trofaiach-Störung südlich vom mittelostalpinen Kletschachkogelzug abgesenkt, noch ein spitz-dreieckiger Sporn der Grauwackenzone von Leoben bis über Bruck/Mur nach Kapfenberg hinüberreicht. Dieser Sporn zeigt, wie S. 530 bereits ausgeführt, das Übereinander von Veitscher- und Norischer Decke, wobei es in alpidischer Ära zur Bildung einer flach-muldenförmigen Struktur mit westwärts fallenden Achsen kam, wie im Raum E Bruck aus der Darstellung von O. HOMANN (1955) hervorgeht. Die Serie der Oberen Grauwackendecke reicht im Raum N Leoben durch das westgerichtete achsiale und flächenmäßige Gefälle über die Schiefer bis in den devonischen Kalk bei St. Peter–Freienstein empor.

Bruchtektonik. Bedeutende und hiedurch früh erkannte Bruchlinien durchziehen den besprochenen Raum der Eisenerzer Grauwackenzone. Mit Hilfe der Satellitenbilder können wir heute diese altbekannten Strukturen kontrollieren und zusätzliche Linien erfassen (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1). Zunächst verdient die Paltenstörung hervorgehoben zu werden, die den Verlauf von Palten–Liesingtal bedingt. Sie zieht vom Ennstal S Weißenbach/Enns über Lassing, Rottenmann, Trieben zum Schoberpaß (K. METZ, 1966 a, Kt.), läßt dann aber im Satellitenbild eine Zweiteilung in zwei subparallele Äste erkennen, dessen südlicher über Mautern nach St. Michael, des-

sen nördlicher über Kammern und Traboch nach Donawitz führt. An kartierungsmäßig erfaßten Längsstörungen soll der Bruch E Vordernberg, der den Südrand des Porphyroidzuges am Schilling abstutzt, erwähnt werden.

Vor allem aber ist die seit H. VETTERS (1911, S. 151) bekannt gemachte Trofaiachlinie hervorzuheben, die zwischen Trofaiach bzw. dem Südrand des Trofaiacher Beckens im Westen und Kapfenberg (K. METZ, 1966 a, Kt.) bzw. Stanz (K. GAULHOFER & J. STINY, 1912, S. 340; R. SCHWINNER, 1951 a, S. 111, Abb. 1; K. METZ, 1953 a, Kt.) bzw. sogar über Waldbach bis Lockenhaus und Rattersdorf am Ostrand der Zentralalpen (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1) im Osten hinzieht. Über die Bedeutung und Struktur der Trofaiachlinie ist viel diskutiert worden (H. VETTERS, 1911; F. HERITSCH, 1911 c; K. METZ, 1953 a, S. 69; O. HOMANN, 1955, S. 42; A. TOLLMANN, 1959 a, S. 31; 1963 a, S. 52; I. LESKO, 1960, S. 32). Die Geister schieden sich in der Frage, ob das Alter der Anlage unabhängig von späterer Ausgestaltung voralpidisch oder alpidisch sei und ob diese Linie hauptsächlich als Seitenverschiebung oder vertikaler Bruch gewirkt habe. Die erste Frage ist heute leicht und mit Sicherheit zu beantworten: Nachdem die Linie vertikal durchsetzend sämtliche alpidische Decken samt zwischengeschaltetem unterostalpinem (Kapfenberger Trias) und mittelostalpinem Mesozoikum (zentralalpine Permotrias im Liegenden des Karbon der Grauwackenzone) betroffen hat und der gesamte alpidische Deckenstapel Mittelostalpin–Veitscher Decke–Norische Decke sich südlich und nördlich der Linie durch diese Bruchversetzung wiederholt, ist sie zweifellos ausschließlich alpidisch, nach dem alpinen Deckenbau angelegt, im Gegensatz zur Auffassung von K. METZ (l. c.) von der voralpidischen S-förmigen Krümmung der Gesteinszüge an der heutigen Trofaiachlinie, die noch auf autochthoner Vorstellung und Fehlen von deckentektonischem alpidischem Geschehen beruhte, indem die zentralalpine Trias primär südlich des Karbons der Grauwackenzone angenommen worden war. Die zweite Frage war früher im Sinne einer gewaltigen Blattverschiebung beantwortet worden: So sah z. B. L. HAUSER (1939, S. 220) den Troiseckzug N der Störung als eine Riesenpflugschar, die sich beim Vorstoß nach Westen einwühlte, während in neuerer Zeit eher eine vertikale Heraushebung des Nordflügels der Störung angenommen wird (A. TOLLMANN, l. c.; I. LESKO, l. c.), wofür die entsprechenden Aufschleppungsstrukturen sprechen.

Unter den im Satellitenbild zusätzlich auffallenden Störungslinien sei hier nur die meridional verlaufende Walder Störung erwähnt, von der nur ein kleines Stück auf der Eggeralpe N Wald bekannt war (K. METZ, 1940, S. 202, Taf. 3; 1967, Kt.), die aber von dort nach Norden über das Hinterradmertal (hinterer Haselbachlauf) in die Kalkalpen übersetzt und westlich vom Luggauer vorbei durch den Hartelsgraben die Enns erreicht.

Die S. 534 erwähnte, östlich davon angenommene meridionale Radmerstörung G. HIESSLEITNERS (1931, S. 63), die im Bereich des Finstergrabens S Radmer/Stube verlaufen sollte und sich nach K. METZ (1940, Taf. 3, Kt.) gegen Süden hin bis Mautern/Liesingtal fortsetzen sollte, ist nach G. FLAJS & H. SCHÖNLAUB (1973, S. 248, 252) hinfällig geworden, da im erwähnten Raum des Finstergrabens nach Neueinstufung eine normale, ungestörte, aufsteigende Schichtfolge vorliegt.

ε) Der Ostabschnitt der Grauwackenzone von Tragöß bis zum Alpenostrand

Über diesen Abschnitt liegt, wenn wir die älteren Arbeiten überspringen, eine zusammenfassende Darstellung von H. P. Cornelius (1952 b) vor, an die wir uns im folgenden in den Grundzügen halten können, da hier in der Zwischenzeit keine wesentlichen neueren Untersuchungen unternommen worden sind.

Nördlich der durch die Trofaiachlinie bruchtektonisch gespaltenen, kurzfristig zweigeteilten Grauwackenzone läuft letztere vom Tragößtal nördlich der mittelostalpinen Kletschach-Troiseck-Kristallinscholle wiederum einheitlich gegen Osten weiter. Der Abschnitt zwischen Vordernberg bzw. Tragößtal bis zum Mürzquertal bei Neuberg/Mürz ist durch eine Vormacht an Porphyroid und der geringen Bedeutung der Silbersbergserie vom östlichsten Abschnitt der Grauwackenzone von der Mürz zum Wiener Becken mit umgekehrtem Verhältnis der Bedeutung dieser beiden Glieder deutlich unterschieden.

Vom Tragößtal gegen Osten hin wird die mächtige Blasseneckporphyroidplatte durch die sich gegen Osten in Richtung Etmißl verbreiternde Antiklinale aus Silbersbergserie in einen südlichen Zug N Oberdorf und in einen nördlichen Streifen geteilt, der sich ganz allmählich von Oisching gegen Osten, gegen Aflenz hin, verschmälert (E. Spengler, 1926, Kt. Eisenerz; 1927, S. 128). Im Raum Oberdorf/Laming sind die Verhältnisse von I. Lesko (1960, S. 28 ff.) studiert worden: Die Reihe der Reste von mittelostalpinem Mesozoikum über dem Kletschachgneis an der Basis der Veitscher Decke, die Art der Einschaltung der Magnesit-Talk-Lagerstätte Oberdorf 1,5 km S des Ortes und jener von Hohenburg 6 km SW Oberdorf (l. c., S. 39 ff., 44 ff.) zwischen den Liegendkalken und den hangenden Schiefern des Karbons der Veitscher Decke, ferner die Reihe der Kristallinspäne an und über der in Schuppungen aufgespaltenen Norischen Überschiebung kamen dort zur Darstellung. Von E. Spengler (1921, Taf. 8) liegt eine Untersuchung über die Art der Auflagerung der Veitscher Decke über der mittelostalpinen Thörler Permotrias im Raum Thörl–Turnau vor: Die Grenze ist durch kräftige sekundäre Einengung hier nicht nur steilgestellt, sondern es kam bis zur faltenden Einwicklung des Karbons im Tauchmuldenkern der Thörler Trias von Thullin 5 km ESE Aflenz.

Während im Abschnitt östlich von Turnau die tektonische Auflagerung des Karbons der Veitscher Decke über dem Thörler Mesozoikum ohne Verwicklungen erhalten ist und nach kurzer Strecke von mäßig steilem Einfallen gegen Osten rasch wiederum die gewohnte Steilstellung bis Überkippung im Raum von Veitsch eintritt (H. P. Cornelius, 1952 b, Taf. 1), nimmt die Komplikation im Nordteil der Grauwackenzone wieder zu und wird durch die breite Freilegung in der alpidischen Queraufwölbung der Gollrader Bucht bis weit in den Untergrund der Kalkalpen hinein auch entsprechend sichtbar. Cornelius (l. c., S. 139 ff., Taf. 1) hat von dort Grauwackenzone in drei stratigraphischen Fenstern im Liegenden der Kalkalpen beschrieben, die im Zusammenhang mit drei längsziehenden Antiklinalen emporgebracht worden sind: Die Aschbach-Antiklinale im Norden, die flache Kohlergraben-Antiklinale in der Mitte und die Turntaler Antiklinale im Süden, die von der Hauptmasse der Grauwackenzone noch durch die kalkalpine Rauschkogelscholle getrennt ist. In den Profilserien zeigt H. P.

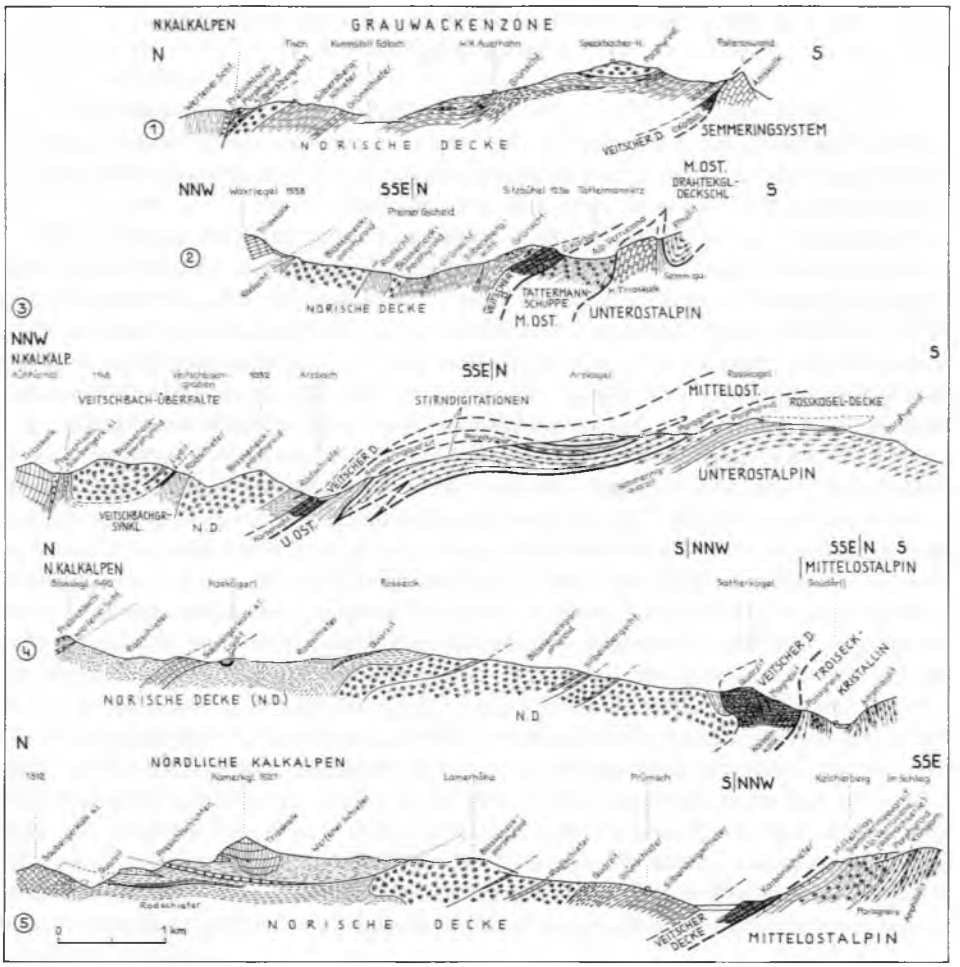


Abb. 162: Profilserie durch die östliche Grauwackenzone zwischen Aflenzer und Wiener Becken nach H. P. Cornelius (1952, Taf. 1–4 pp.).

Cornelius dort einen variszischen liegenden Faltenbau mit Porphyroid-Antiklinalkernen, durch Streifen von Radschiefern getrennt, der von dem kalkalpinen Permomesozoikum transgressiv und diskordant überlagert wird. Auch ein variszischer Anteil an Bruchtektonik ist hier zu erfassen, wie der nicht in die Kalkalpen weiterlaufende meridionale Turntaler Bruch in der letztgenannten Antiklinale mit einigen hundert Metern Sprunghöhe anzeigt, an dem der Porphyroid der Ostscholle gegen den erzführenden Devonkalk der Westscholle herausgehoben erscheint.

Das Falten- und Schuppensystem in der hier sehr mächtigen Blasseneckporphyroidmasse der Norischen Decke ist auch im freiliegenden Teil S des Rauschkogels NE Turnau im Bereich zwischen Brückler- und Reischinggraben durch drei zwischengeschaltete Schieferzüge in vier Porphyroidlamellen zu beobachten (l. c., S. 145, Taf. 1).

Östlich davon herrscht in den südlichen Vorlagen der Veitsch bis hinüber zum Quertal der Mürz bei Neuberg folgender Bauplan: In der steilstehenden überkippten Veitscher Decke steckt im Unterkarbon des Sattlerkogels NW Veitsch der mächtige Magnesitstock, der die Grundlage des wirtschaftlich zeitweise so bedeutenden Veitscher Magnesitbaues bildet (vgl. S. 565). An der Norischen Überschiebung erscheint im Massinggraben 6 km NE Veitsch die als oberskythisch-anisisch angesehene Rauhwacke, wichtig für das Alter der Überschiebung. Über geringmächtigen Silbersbergschiefern folgt nun gegen Norden der mächtige Porphyroid, am Eibenkogel und Roßeck NW Veitsch in mehrere Schuppen gegliedert (l. c., S. 163, Taf. 1), der hier bis zu drei Viertel der gesamten Breite der Grauwackenzone einnimmt. Aber auch noch die hangend folgenden Radschiefer, für die hier die Typlokalität liegt, sind von bedeutender Mächtigkeit. Wiederum ist die diskordante transgressive Auflagerung der Prebichlschichten, freilich verschuppt, an der Basis der Veitsch zu registrieren – Abb. 162.

Südwestlich oberhalb von Neuberg/Mürz stellt sich im Oberabschnitt der Norischen Decke im Porphyroid eine kräftige Faltung ein. Im Veitschbachgraben erscheint aus der Tiefe aufsteigend eine nordtauchende, gegen Süden geschlossene Mulde aus Radschiefern, also dem Hangendschichtglied über dem Porphyroid, über welche sich vom südlichen Porphyroidzug ein Lappen abspaltet und als Veitschbach-Überfalte breit gegen Norden legt (Cornelius, l. c., S. 166, Profiltaf. 2). Nach dieser Darstellung erfolgte hier die offensichtlich variszische interne Tektonik der Grauwackenzone ebenfalls nordvergent, im Gegensatz zur Meinung anderer Autoren über den Eisenerzer Abschnitt.

Mit dem Ausheben dieses Lappens gegen Osten hin und der raschen, wohl primären Verschmälerung der Porphyroidplatte erfolgt die oben erwähnte Umstellung, die den restlichen Ostabschnitt der Grauwackenzone beherrscht: Nun dominiert die Silbersbergserie weitaus. Südlich der Rax bis zum Preiner Gscheid im Osten ist wiederum eine interne Schuppung der Norischen Decke zu beobachten. An der Basis liegt die Hauptschuppung mit einer Serie von Silbersbergschichten, Resten von Porphyroid, Radschiefern und Lydit. Darüber folgt eine Zwischenschuppe und zuoberst die sogenannte Erzbergschuppe (l. c., S. 187). Die obersten Partien der Grauwackenzone auf der Südseite der Rax sind ferner alpidisch unter Einbeziehung von grünlichen Quarziten, leicht metamorphen Werfener Schiefern, verschuppt. Diese Verschuppung mit Werfener Schichten hält auch am Oberrand der Norischen Decke östlich des Preiner Gscheids, z. B. am Johanneskogel NW Prein und dem Schwarzkogel N dieses Ortes an (H. P. Cornelius, 1936 a, Kt. Mürzzuschlag; 1936 b, S. 32 f., Prof. 2, Kt. Rax; 1952 b, S. 193).

Der Abschnitt der Grauwackenzone südlich von Rax, Schneeberg und Gösingberg zeigt einen sehr stark zerrissenen Karbonstreifen an der Basis, der z. B. bei Weißenbach SW Gloggnitz ganz abgequetscht wird, darüber die Norische Decke mit mächtigen Silbersbergschichten, welche im Raum zwischen Schlögelmühl NW Gloggnitz bis Vöstenhof W Ternitz durch das sogenannte Vöstenhofer Kristallin in einen tieferen, an Konglomeraten überreichen, und in einen höheren, von Grünschieferzügen durchsetzten Abschnitt gegliedert wird. Dieses seit J. Czjžek (1854, S. 478, 490, 506) bekannte Altkristallin von Vöstenhof, dem zuletzt H. P. Cornelius (1941, S. 20 ff., Taf. 1) eine eigene Beschreibung und Karte gewidmet hat, liegt nicht wie

die übrigen an der Norischen Linie eingeschleppten zentralalpinen Kristallinspäne weiter im Westen zwischen den beiden Decken der Grauwackenzone, sondern ist in die Norische Decke selbst eingeschuppt. CORNELIUS dachte hiebei ebenso wie im Auftreten der Magnesitschollen in der Norischen Decke im Eichbergzug WSW Gloggnitz an eine sekundäre Einschuppung in das Innere der Norischen Decke – Abb. 163. Die letztgenannten Magnesite, am Kobermannsberg N Klamm zwischen den Grünschiefern der Silbersbergserie im Liegenden und dem Porphyroid im Hangenden gelegen (A. TOLLMANN, 1968 a, Abb. 2, Taf. 1), wären demnach hochgeschaltete unterkarbone Späne der Veitscher Decke, wie auch durch ihre gelegentliche Begleitung durch schwarze Schiefer unterstrichen wird.

Als östlichstes und letztes Problem der Grauwackenzone hat schließlich noch der Bau des F l o r i a n i k o g e l s 6 km WNW Ternitz den Geist der Forscher dieses Rau-

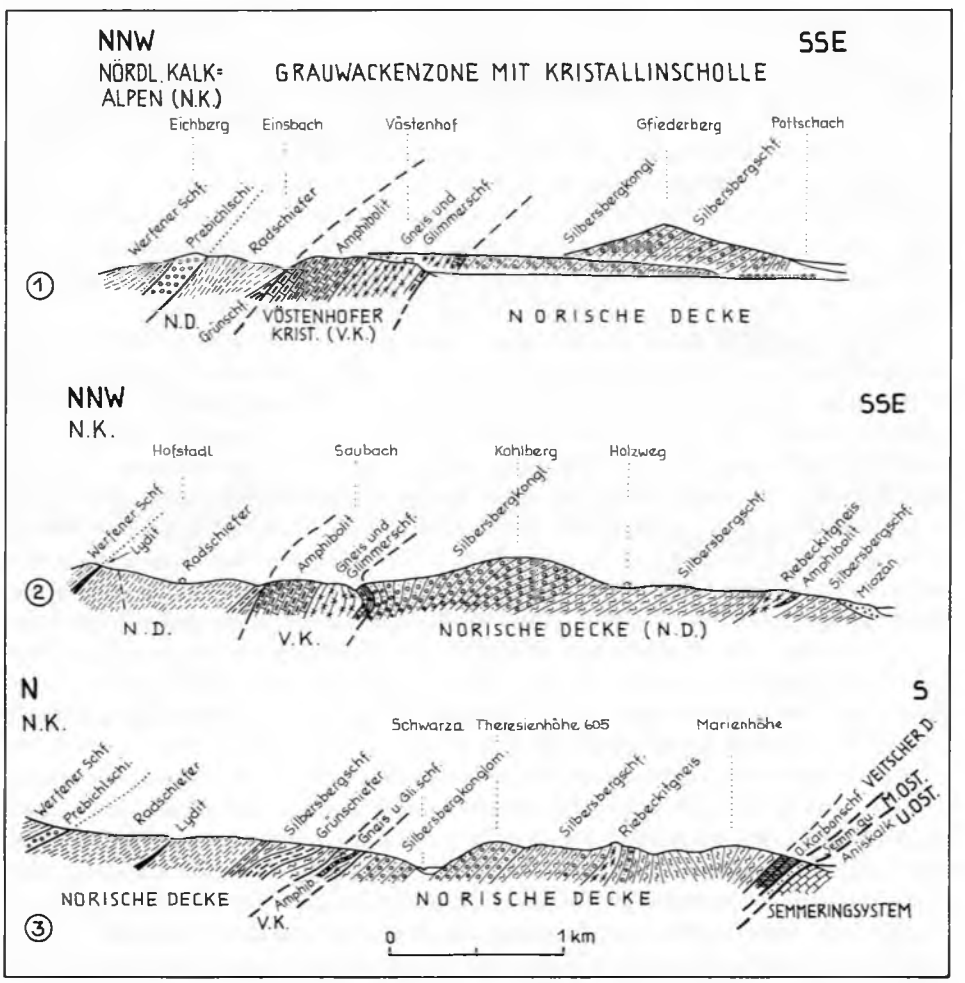


Abb. 163: Profile durch den östlichsten Abschnitt der Grauwackenzone im Bereich des Vöstenhofer Kristallins nach H. P. CORNELIUS (1952, Taf. 4).

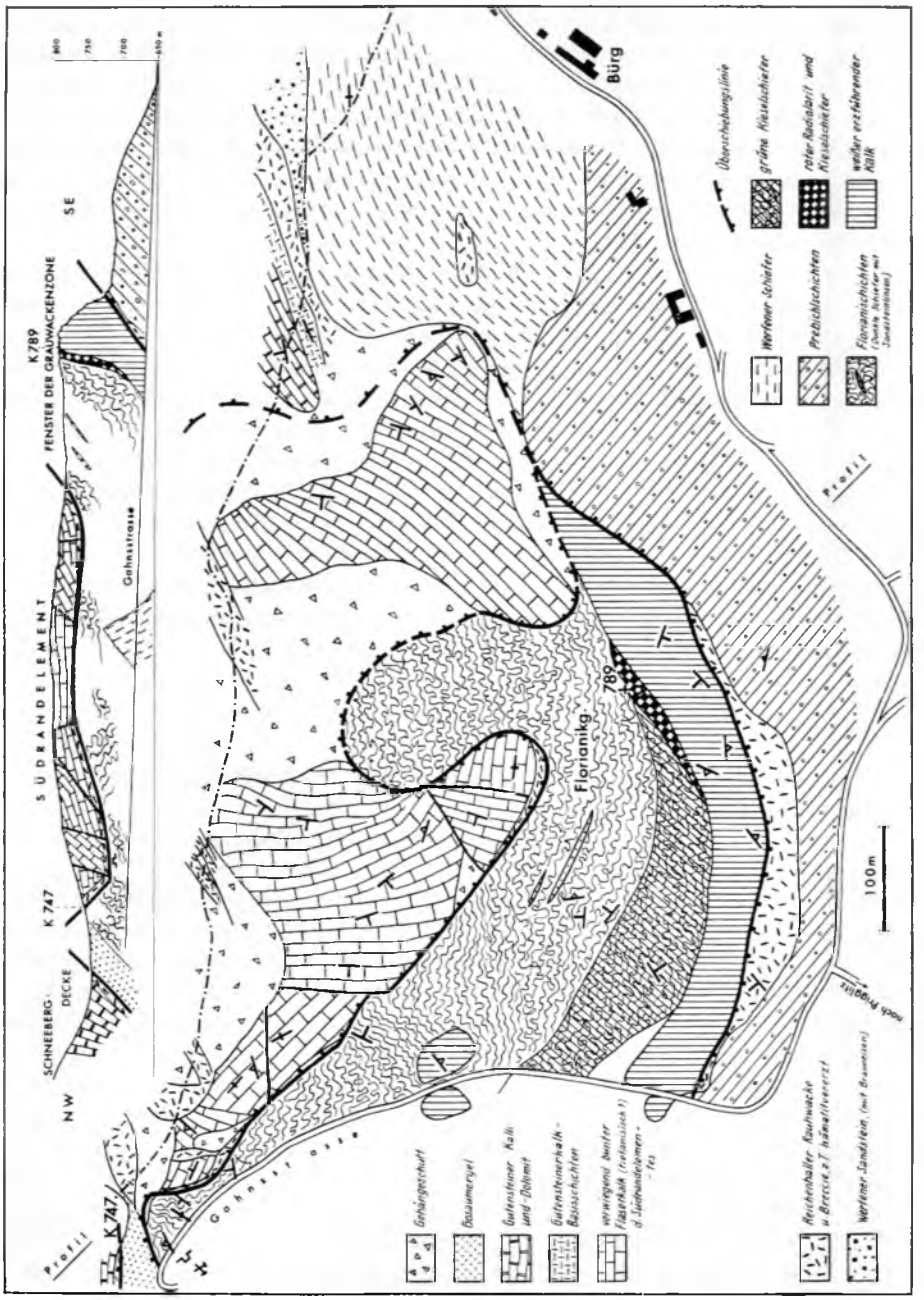


Abb. 164: Das Florianifenster der Grauwackenzone bei Ternitz, NÖ., nach B. Plöchinger (1967, Abb. 19).

mes bewegt und zufolge der spezifischen Ausbildung der auf Grund von Sporen wahrscheinlich devonischen Florianischichten mit schwarzen, Sandsteinlagen-hältigen Tonschiefern, bunten Kieselschiefern und rotem Radiolarit sowie ihrer eigenartigen Aufschuppung über kalkalpine Gesteine im Süden nachgerade eine eigene kleine Spezialliteratur zustande gebracht (L. KOBER, 1909, S. 503 ff.; H. MOHR, 1922, 1960; H. P. CORNELIUS, 1952 b, S. 204 ff.; B. PLÖCHINGER, 1967, S. 101 ff., Abb. 19). Als Ergebnis dieser Untersuchungen zeigt sich, daß am Florianikogel nördlich von der zusammenhängenden Grauwackenzone durch eine nachgosauische südvergente Herausschuppung des kalkalpinen Untergrundes noch ein Fenster mit dieser spezifischen Devonfazies von Kieselschiefern und -kalken vorliegt – Abb. 164.

Zur Bruchtektonik dieses östlichsten Abschnittes der Grauwackenzone ist zu bemerken, daß hier einerseits – anhand des Turntaler Bruches NE Turnau (S. 540) gezeigt – voralpidische Brüche im variszischen Bau der Grauwackenzone erfaßt werden können, daß aber andererseits die alpidische Bruchtektonik vorherrscht, die besonders mit Quer- und Schrägbrüchen aus den Kalkalpen in die Grauwackenzone übertritt. Hiezu gehören etwa der Rotsohl-Bruch S der Hochveitsch (H. P CORNELIUS, 1939 b, S. 155; 1952 b, S. 149), ferner die große, wohl aus tiefem Untergrund diktierte Höllental-Schrägstörung, die mit zwei Ästen in der Grauwackenzone SE der Heukuppe im südlichen Vorland der Rax ansetzt (H. P. CORNELIUS, 1937, S. 188; 1952, S. 188 f.), die Rax über das Große Höllental durchsetzt, den Schneeberg im Weichtal bricht, und durch ähnlich orientierte Lineamente im Satellitenbild SW Gutenstein und dann in der Peilsteinstörung im Kalkalpinen Wienerwald und im Flyschwienerwald noch zu verfolgen ist (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1).

f) Die Lagerstätten der Grauwackenzone

α) Der Westabschnitt (Tirol, Salzburg)

In der Grauwackenzone liegt ein guter Teil der österreichischen Lagerstätten massiert, wie bereits ein Blick auf die Lagerstättenkarte von O. FRIEDRICH (1953 a) deutlich zeigt. Die Vielzahl der kleinen Erzvorkommen, die neben den wirtschaftlich bedeutenden Erzlagerstätten in dieser Zone auftritt, macht es möglich, auf spezifische Eigenheiten dieser Vorkommen einzugehen, über die noch dazu dank einer vielfach bis in die Vorgeschichte zurückreichenden Nutzung eine enorme Literatur vorliegt.

Hier seien zunächst einige zusammenfassende Arbeiten genannt, in denen vollständigere Zusammenstellungen aller Erzvorkommen und weitere Literaturhinweise als hier möglich angeführt werden. Für den Tiroler Abschnitt liegen vor: M. v. ISSER, 1888, 1904/1905; R. v. SRBIK, 1929, S. 113 ff.; R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 121 ff.; K. VOHRYZKA, 1968. Für das Land Salzburg sind an zusammenfassenden Lagerstättenartikeln hervorzuheben: E. FUGGER, 1881; F. TRAUTH, 1925, S. 139 ff.; W DEL-NEGRO, 1970, S. 57 ff., Lit. S. 95 ff.; H. MEIXNER, 1974. Ferner bieten naturgemäß die Übersichtsartikel über die Vererzung der Ostalpen Überblick, wie etwa die Arbeiten von W PETRASCHECK, 1947; O. FRIEDRICH, 1953 a, 1968 b; E. CLAR, 1953 c;

K. Lechner et al., 1964; H. Holzer, 1966; O. Schulz, 1972 c, 1974; W Tufar, 1974.

Historischer Rückblick. Eine Reihe von Lagerstätten der westlichen Grauwackenzone gehört zu den ältesten und zugleich zu den bis in das Mittelalter wirtschaftlich bedeutungsvollsten Bergbauen Österreichs. Bereits in der Bronzezeit (etwa 1800–700 v. Chr.) wurde im Revier Mitterberg am Hochkönig in Salzburg und auf der Kelchalpe bei Kitzbühel in Tirol ein reger Kupferbergbau betrieben, der im Verein mit anderen vorgeschichtlichen Kupfererzabbauen Österreichs bei einer Gesamtproduktion von etwa 50.000 t Schwarzkupfer aus 2,5 Millionen t Erz in der Urzeit europäische Bedeutung besaß (E. Preuschen, 1967, S. 13; F. Kirnbauer, 1975, S. 113). Die Hochblüte des Mitterberger bronzezeitlichen Bergbaues, den das indogermanische Volk der Illyrer mit einer aus dem Südosten mitgebrachten Technik betrieb, lag um 1000 v. Chr. Man drang in dieser Zeit mit Hilfe der Feuersetzmethode bei einem durchschnittlichen Vortrieb der Stollen von 4 cm/Tag (F. Kirnbauer, 1969, S. 155) bis in Tiefen von 120 m vor. Über den urzeitlichen Bergbau von Mühlbach–Bischofshofen unterrichten zusammenfassende Arbeiten von K. Zschocke & E. Preuschen, 1932, und E. Preuschen, 1967 (mit Literaturverzeichnis). Eine auf modernen Stand gebrachte Karte des dortigen prähistorischen Bergbaugebietes mit den bisher entdeckten 144 Schmelzplätzen ist von F. Pausweg in L. Weber et al. (1973, Taf. 2) sowie bei F. Pausweg (1976, Abb. 3) enthalten.

Eine zusammenfassende Darstellung über die kulturellen Spuren im urgeschichtlichen Bergbaugebiet im Raum der Kelchalpe haben E. Preuschen & R. Pittioni in der dreiteiligen Monographie (1939, 1947, 1954) über dieses „Glanzstück der archäologischen Denkmäler Österreichs" vorgelegt. Die Einstufung der reichen Funde dieses Bergbaureviers ergab späte Bronzezeit, die Keramik weist auf die Höttinger Kultur hin, die hier vielleicht bis zum 8. Jahrhundert v. Chr. fortlebte.

Der Mitterberger Kupferbergbau geriet übrigens aus unbekannten Gründen fast 2500 Jahre in Vergessenheit und ist erst 1827 zufällig wiederum neu entdeckt und 1828 wiedereröffnet worden. Vielleicht mag die Umstellung auf das Eisen als Hauptwerkstoff ab der Hallstattzeit, also der älteren Eisenzeit, für den Übergang des Kupferbergbaues mitverantwortlich gewesen sein (J. Unger, 1970, S. 39).

Der mittelalterliche Bergbau in der westlichen Grauwackenzone ist nach zögernden frühen Anfängen (Spateisenstein- und Bleibergbaugebiet von Göbra-Lannern im Pletzachtal bei Fieberbrunn bereits 992 urkundlich erwähnt, Eisenhütte Dienten 1277 belegt etc.) im 14. Jahrhundert, besonders aber im 15. Jahrhundert rapide aufgeblüht. Vor allem war es das seit Beginn des 15. Jahrhunderts urkundlich erwähnte Schwazer Gebiet, das namentlich mit dem Revier Falkenstein mit seiner bedeutenden Silbergewinnung aus dem Fahlerz zu einem der führenden europäischen Silberproduzenten zählte, was sich unter anderem eindrucksvoll in den glanzvollen Prägungen der mit der Münzordnung von 1524 eingeführten Silberthaler dokumentierte, für welche damals Hall in Tirol erstrangige Prägestätte wurde. Schwaz selbst entwickelte sich von einem kleinen Bauerndorf im Jahre 1420 zu einer 20.000 Einwohner zählenden Stadt im Jahre 1520, der größten Stadt des Raumes zwischen Nürnberg, Venedig und Mailand (O. Pickl, 1975, S. 232).

Nach M. v. Isser (1905, S. 84) produzierte das zu Anfang des 15. Jahrhunderts ent-

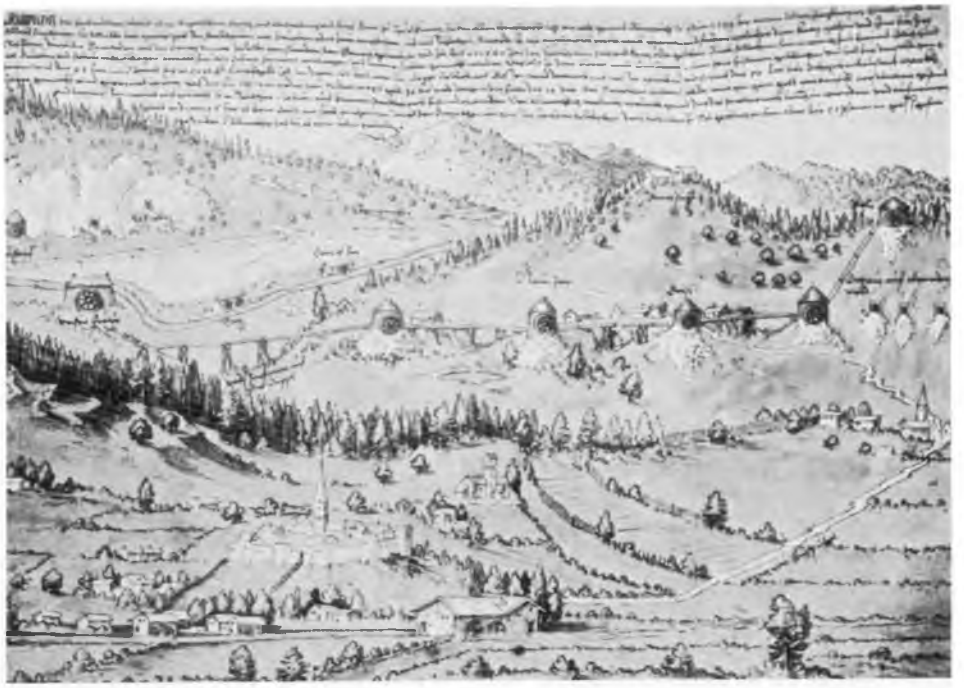


Abb. 165 a: Der Röhrerbühel NW Kitzbühel nach einer Darstellung im Schwazer Bergbuch (aus W. Lob, Anschnitt, *15*, 1963, S. 21).

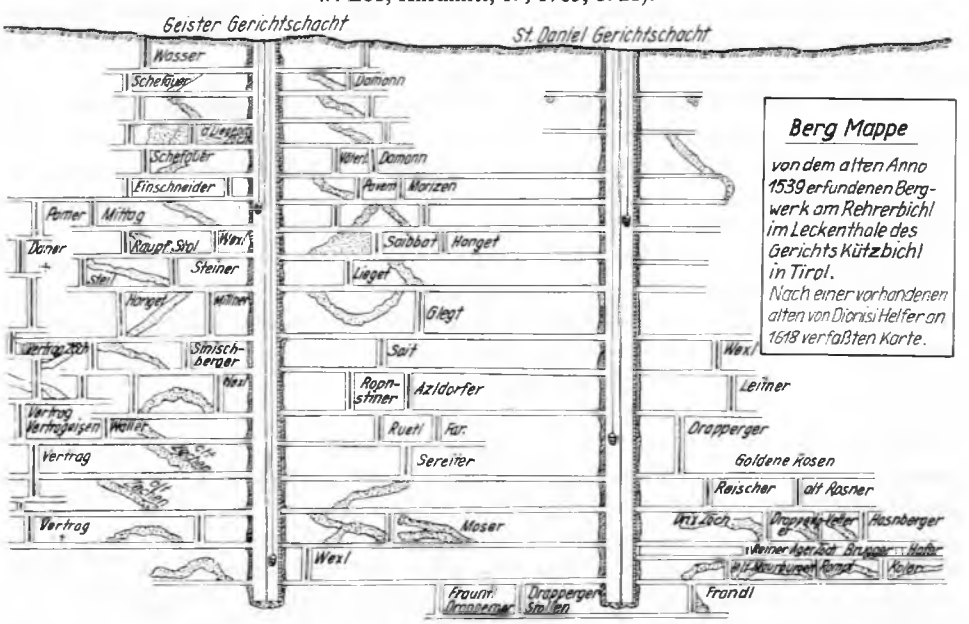


Abb. 165 b: Der Geisterschacht und St. Davidschacht des Bergbaues Röhrerbühel (aus W. Lob, ibidem, S. 22).

deckte Revier Falkenstein allein in der Periode von 1409–1827 168.487 t Silber von der totalen Gewinnung von 251.000 t Silber in diesem Zeitraum im gesamten Bergbaugebiet von Schwaz. Bei diesen Zahlen muß man die enormen Schwierigkeiten im Bergbaubetrieb im Mittelalter und der frühen Neuzeit im Auge behalten, wo der Vortrieb der Stollen mit Schlägel- und Eisenarbeit eine durchschnittliche tägliche Abschlagslänge von 5 cm nicht überschritt (F. KIRNBAUER, 1969, S. 156, Tab. 1), so daß es nicht verwunderlich ist, daß in der Blütezeit des Schwazer Bergbaues im Unterinntal 30.000 Bergleute tätig waren. In der Mitte des 16. Jahrhunderts waren im Falkenstein, dem bedeutendsten Schwazer Revier, 525 km Stollen aufgefahren (F. KIRNBAUER, 1959, S. 606). Im Jahre 1526 waren im Schwazer Erbstollen allein 600 Wasserschöpfer für die Wasserhebung vonnöten!

Zu Beginn der Neuzeit steht im 16. Jahrhundert der Silber- und Kupferbergbau Röhrerbühel (Rerobichl) 7 km NNW Kitzbühel in rapider Entwicklung: 1540 entdeckt, überschritten die Schächte im Jahr 1567 bereits 700 m Tiefe und erreichten mit dem Geisterschacht im Jahre 1618 eine Tiefe von 886 m, womit dieser Bergbau mindestens in Europa in seiner Zeit unter allen Betrieben in die größte Tiefe vorstieß (M. v. ISSER, 1884, S. 32; M. MACZEK, 1955, S. 61; E. FRITZ, 1970, S. 133; O. PICKL, 1975, S. 233) – Abb. 165.

Nach dieser Blüte trat ab der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts und besonders im 17 Jahrhundert ein unaufhaltsamer N i e d e r g a n g der Tiroler und Salzburger Bergbaue dieser Region ein, bedingt durch die ständig zunehmenden Betriebsschwierigkeiten wie kostspieligere Erzbringung (nach der Zeit anfänglichen Raubbaues) aus größeren Tiefen und zunehmende Schwierigkeiten bei der Ausrichtung der tektonischen Störungen, steigende Kosten der Wasserhaltung, verspäteter Einsatz der Sprengarbeit (erst Anfang des 17 Jahrhunderts im Ahrntal in Südtirol erstmalig erprobt), vor allem aber ausgelöst durch den nach Entdeckung der Edelmetalle der Neuen Welt rapid sinkenden Wert des Silbers. Hinzu kam noch die Vertreibung und der Auszug von hunderten erfahrenen protestantischen Bergleuten in der Zeit der Gegenreformation im 16. bis 17 Jahrhundert sowie die wirtschaftliche Notlage im Zusammenhang mit dem Dreißigjährigen Krieg (M. v. ISSER, 1888, S. 230; E. TSCHERNIG, 1958?, S. 10). In neuerer Zeit war es naturgemäß die internationale Wirtschaftslage, die, den Preis der Erze bestimmend, die zahlreichen kleinen Abbaue zum Erliegen brachte, so daß heute nur noch wenige Betriebe wie etwa der Magnesitabbau von Hochfilzen und der Barytbau am Großkogel bei Brixlegg rentabel sind und sogar der Kupferbergbau Mitterberg und der Betrieb im Revier Schwaz–Brixlegg eingestellt werden mußten.

Die V o r s t e l l u n g ü b e r A l t e r u n d A r t d e r V e r e r z u n g in den Ostalpen hat sich in den letzten Jahren gerade auch auf Grund der Untersuchungen in der Grauwackenzone grundlegend geändert. Jahrzehntelang hatte die von W PETRASCHECK sen. (1926, Vortrag Madrid; 1927, S. 108; 1928; 1947) entwickelte und von W E. PETRASCHECK weiter ausgebaute (1952, 1963) Vorstellung einer praktisch ausschließlich alpidischen epigenetischen zonaren Lagerstättenbildung tertiären bzw. kretazisch-tertiären Alters im Verein mit der analogen Meinung anderer führender Lagerstättenforscher in den Ostalpen wie E. CLAR (1953 c, 1956), O. FRIEDRICH (1953 a, 1968 b) das Denken beherrscht. Mit dem Nachweis der syngenetischen mesozoischen Blei-Zink-Vererzung in den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen seit 1953, dem Beweis vor-

alpidischer syngenetischer Lagerstätten im Altkristallin und im Paläozoikum der Zentralalpen einschließlich der Grauwackenzone seit 1963 wurde in jüngster Zeit allmählich die bereits von R. SCHWINNER (1942, S. 173, 181) kritisierte unitaristische Hypothese der Vererzung überwunden und das Verständnis für die Vielfalt des voralpidischen und alpidischen Geschehens auch auf dem Sektor der Lagerstättengenese erkämpft, wobei für den Nachweis umfangreicher voralpidischer syngenetischer Vererzung besonders die Arbeiten von W TUFAR ab 1963, A. MAUCHER & R. HÖLL ab 1967, O. SCHULZ ab 1968 entscheidend waren – vgl. O. SCHULZ (1974, S. 95) und W TUFAR (1974, S. 105 f.). Die Begründung für das voralpidische Alter und die syngenetische, synsedimentäre Entstehung eines guten Teiles der Lagerstätten der Grauwackenzone, die O. SCHULZ (1971, S. 244 f.; 1972 a, S. 14 f.; 1972 c, S. 125; 1974, S. 95) und ebenso F. UNGER (1970, S. 35; 1972 a, S. 61) herausgearbeitet haben, liegen im stoffkonkordanten Auftreten der flächig-linsenförmigen bis spindelförmigen Erzkörper, der vielfachen Wechsellagerung von Erzmineralien, Gangart und Nebengestein, der gemeinsamen mechanischen Verformung von Erzlager und Nebengestein etc.

Wir werden somit im folgenden einen guten Teil der Lagerstätten der westlichen Grauwackenzone unter diesem neuen Gesichtspunkt der Gebundenheit an ein bestimmtes Nebengestein erörtern müssen. In regionaler Hinsicht wird die westliche Grauwackenzone nach O. FRIEDRICH (1953 a, S. 380) unter Erweiterung durch J. HADITSCH & H. MOSTLER (1967, S. 170) und H. UNGER (1970, S. 34) von Westen nach Osten in folgende R e v i e r e gegliedert: Revier Brixlegg–Schwaz mit Vorherrschen des Fahlerzes gegenüber dem Kupferkies bis Hopfgarten, Revier Leogang–Kitzbühel mit Herrschaft beider

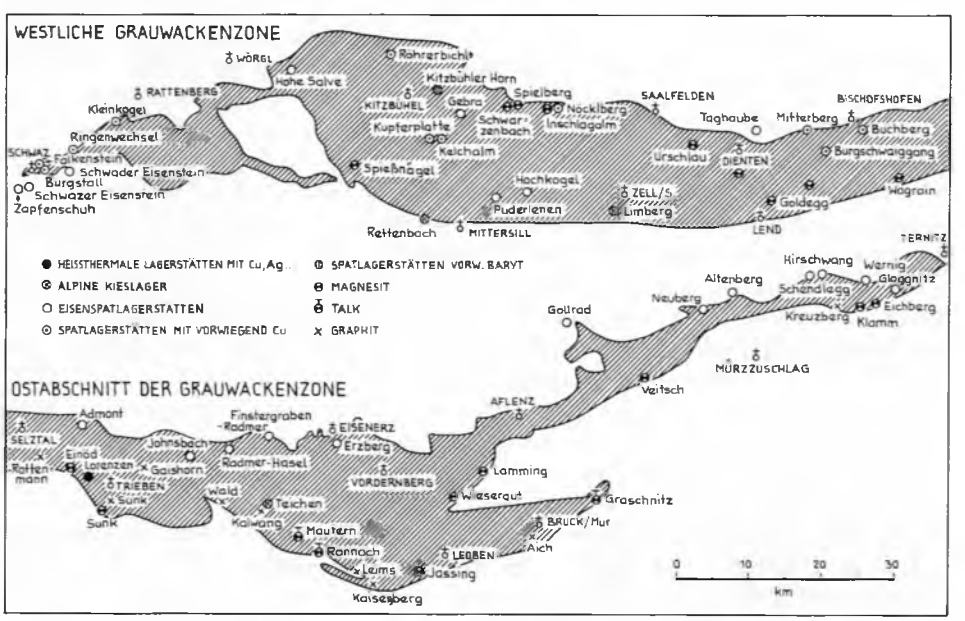


Abb. 166: Die wichtigsten Lagerstätten der westlichen und östlichen Grauwackenzone nach O. FRIEDRICH (1953 a, Kt.). Der an Lagerstätten arme Mittelteil der Grauwackenzone wurde hier nicht dargestellt.

vorgenannter Erze bis zur Linie Paß Thurn–Saalbach, Revier Zell am See mit Vormacht von Kieslagerstätten bis zur Zellerseefurche und Revier Mitterberg mit Überwiegen von Kupfererz gegenüber Fahlerz mit einer Ostgrenze jenseits der Salzach im Raum Mandling – Abb. 166.

A. Die älteste Gruppe von Lagerstätten der westlichen Grauwackenzone ist an die (kambro-)ordovizischen Unteren Wildschönauer Schiefer mit ihren submarin entstandenen Diabasdecken, die als Grünschieferzüge auftreten, gebunden. In diese Gruppe gehören die in mehreren stoffkonkordanten Lagern auftretenden Eisenkarbonate, Kupfer- und Eisensulfide sowie Fahlerze im Raum von Schwaz–Alpbach–Brixen–Kitzbühel–Wildseeloder, wahrscheinlich auch die altberühmte Lagerstätte Röhrerbichl bei Kitzbühel, die Kieslagerstättengruppe zwischen Mittersill–Zell am See–Dienten (H. Unger, 1969–1972b) und die Region Mitterberg (Südrevier, nicht der mobilisierte Hauptgang)–Bischofshofen–Filzmoos.

Im Schwazer Bergbaugebiet gehören dieser altpaläozoischen Gruppe im Wildschönauer Schiefer die Reviere Arzberg und Alte Zeche mit Zapfenschuh SW Schwaz (einst vorwiegend Silberförderung aus Fahlerz und Kupferproduktion) sowie Schwaderalpe und Schwazer Eisenstein nördlich vom Kellerjoch mit Eisenerzförderung an. Über die Lage der einzelnen Reviere (M. v. Isser, 1904, 1905; R. Klebelsberg, 1935, S. 122) geben die Karten von H. Pirkl (1961, Taf. 1 ff.) Auskunft, der bei seiner geologischen Neuaufnahme des Schwazer Gebietes 1150 Bergwerksstollen kartographisch festgehalten hat. Daten über die Erzführung liegen in den Publikationen von O. Schmidegg (1951 b, S. 56 ff.), H. Pirkl (1961, S. 109 ff.), K. Vohryzka (1968, S. 40 ff.) und W Lukas (1971 b) vor: Zu den Haupterzen wie Siderit, Kupferkies und Fahlerz treten Bleiglanz, Bournonit, Argentit (Silberglanz), Antimonsilberblende, Kobalt- und Nickelkies, Rotgültigerz etc. hinzu.

Im Kitzbüheler Raum ist der altberühmte Kupferbergbau Röhrerbühel NNW von Kitzbühel (M. v. Isser, 1884) von M. Maczek (1955) und H. Helfrich (1960) neu studiert worden (vgl. auch K. Vohryzka, 1968, S. 20 ff.). Die Vererzung, die in der Schieferung des Phyllites, in den sogenannten Falgenschiefern (recte „Falbenschiefer" nach der falben, gelblichen Farbe) auftritt, erreicht im mittleren Teil der mehrere Kilometer langen vererzten Zone 30 m Mächtigkeit, in welcher Zone bis zu 30 cm und mehr mächtige Lagen und Schnüre von Silber-Kupfer-Antimon-Fahlerz (Schwazit) und Kupferkies aufscheinen. In der Blütezeit dieses Bergbaues (1540–1565) betrug die Jahresproduktion durchschnittlich über 2000 kg Silber und 420 t Kupfer, die Spitzenproduktion im Jahre 1552 ergab 6430 kg Silber! – s. Abb. 165.

Unter den zahlreichen übrigen Spateisenstein-, Kupfererz- und Fahlerz-Bergbauen in der Kitzbüheler Gegend (vgl. R. Klebelsberg, 1935, S. 122 f.; K. Vohryzka, 1968, S. 4 ff.) haben die Eisenspatvererzung von Göbra Lannern 8 km SE Kitzbühel und die Kupferkieslagerstätte der Kelchalpe und Bachalpe durch O. Schulz (1971, 1972 a) eine gefügekundlich unterbaute Neubearbeitung erfahren, durch welche die primäre altpaläozoische Erzanreicherung dieses Lagerstättentypus klar belegt werden konnte.

Über das vorwiegend durch Kieslagerstätten ausgezeichnete Revier von Zell am See liegt eine Reihe von Einzelarbeiten durch H. Unger (1970–1972b) vor, in welchen der Autor die synsedimentäre Imprägnation des schiefrigen Neben-

gesteins submarin-hydrothermal erklärt. Hauptmineral dieser Lagerstätten, zu denen Vorkommen von Gries bei Saalfelden im Norden (H. UNGER, 1970, S. 45) bis nach Rettenbach bei Mittersill im SW (Karte bei H. UNGER, 1970, bei S. 36) gehören, führen Schwefelkies als Hauptmineral, Kupferkies in wechselnden, jedoch untergeordneten Mengen und weitere Erzminerale in nur geringem Prozentsatz der Gesamtvererzung.

Bei der Einbeziehung des Schwefelkiesbergbaues Rettenbach 3 km W Mittersill zu diesem Typus muß allerdings die Interpretation der Vererzung durch H. UNGER (1969, S. 43) als synsedimentär über etliche Niveaus von der Hauptvererzung in der (unterostalpinen) Innsbrucker Quarzphyllitzone (über die Hauptdeckengrenze hinweg) bis in die Basis der auflagernden oberostalpinen Grauwackenzone revidiert werden, da man dann entweder nicht mit einem primär zusammengehörigen sedimentären Vererzungszyklus in den beiden aneinandergrenzenden Einheiten zu tun hat oder aber die geologische Grenze zwischen den beiden verschiedenen großtektonischen Einheiten unrichtig gezogen ist.

H. UNGER (1970, S. 35) bezieht auch die wahrscheinlich schon vorgeschichtlich beschürfte Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätte von Thumersbach NE von Zell am See in den Zyklus der altpaläozoischen Kieslagerstätten ein, während J. HADITSCH & H. MOSTLER (1967, S. 188) die Alterseinstufung dieser an Grünschiefer der Unteren Wildschönauer Schieferserie gebundenen Vererzung nach Neubearbeitung noch offen ließen. Die Fortsetzung dieser Lagerstättengruppe reicht gegen Osten über Dienten in das Mitterberger Revier. Hier ist aber diesem altpaläozoischen Kupfer- und Schwefelkieslagerstättentypus nur die im Südrevier nachgewiesene schichtparallele Vererzung zuzuordnen, während der quergreifende Hauptgang einer jungpaläozoischen Erzmobilisierung zuzuschreiben ist (H. UNGER, 1971, S. 129; 1972 a, S. 61 f.; O. SCHULZ, 1974, S. 97).

Die schichtparallel im Phyllit auftretende Kieslagerstätte Schwarzenbach bei Dienten mit Pyrit, Kupferkies, Arsenkies und Zinkblende (O. FRIEDRICH, 1968 b, S. 51 ff.) vermittelt vom Zeller Raum hinüber zum Lagerstättenraum Mitterberg bei Mühlbach am Hochkönig mit der größten Kupferlagerstätte Österreichs. Die am Nordrand der Grauwackenzone Salzburgs gelegene Lagerstätte Mitterberg gliedert sich in das Südrevier mit dem Brandner-, Birkstein- und Burgschwaiggang, in den etwa 7 km lang erfaßten west-östlich verlaufenden Mitterberger Hauptgang im Nordrevier, der gegen Westen unter die kalkalpine Trias zieht, und in das Buchberg-Revier östlich der Salzach SE von Bischofshofen – Abb. 167

Ausschließlich der Mitterberger Hauptgang stand bis jüngst in seinem westlichen Abschnitt in Abbau. Er zeigt Mächtigkeitsschwankungen, die im Mittel von 0,5 m bis 12 m reichen (K. MATZ, 1953, S. 9). Eine umfangreiche Literatur gibt heute Auskunft über diese Lagerstätte: F. TRAUTH (1925), W HEISSEL (1947, 1955, 1968), G. GABL (1964) und L. WEBER et al. (1972, 1973) haben sich speziell mit der Geologie des Lagerstättenbereiches, F. KARL (1953) und J. BERNHARD (1965) mit der Kleintektonik, H. BUTTMANN (1913), F. AIGNER (1930), E. BÖHNE (1931), K. MATZ (1953), J. BERNHARD (1965), H. UNGER (1967) und O. FRIEDRICH (1967) mit den Erzmineralparagenesen befaßt. Zur Auflösung der früher unitaristisch gesehenen Vererzung in mehrere Phasen haben J. BERNHARD (1965), H. UNGER (1971, S. 129), L. WEBER et al. (1973) und O. SCHULZ (1974, S. 97) beigetragen.

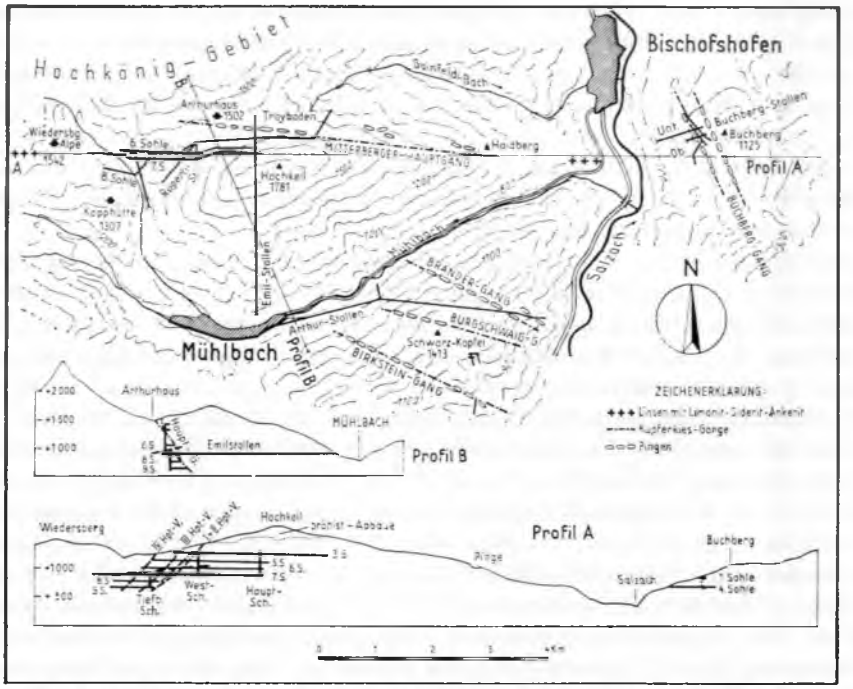


Abb. 167: Die Lage der Mitterberger Kupfererzgänge nach J. BERNHARD (1965, Abb. 2).

Heute ergibt sich folgendes Bild der Lagerstättengenese von Mitterberg:

1. In altpaläozoischer Zeit entstand syngenetisch die Vererzung, die heute im Mitterberger Südrevier parallel zur sedimentären Schichtung der quarzitischen Serie im altpaläozoischen Grauwackenschiefer liegt und auch mit diesem verfaltet ist. Diese primäre Vererzung wird man, wie erwähnt, den analogen Kieslagerstätten weiter im Westen gleichsetzen können und hiefür etwa ordovizisches, kaledonisches Alter annehmen und nicht an spätvariszisches Alter (L. WEBER et al., 1973, S. 138) denken.

2. Der Mitterberger Hauptgang ist deutlich jünger und schneidet schnurgerade entlang der Achsenfläche durch eine Großantiklinale hindurch. Er bringt nach J. BERNHARD (1965, S. 84) – möglicherweise durch Mobilisation des älteren Erzbestandes durch variszische Tektonik – zwei weitere Generationen von nun aszendenten Vererzungen, und zwar zunächst relativ ältere (2 a) mit den Nickelmineralien Gersdorffit, Ullmannit, Pentlandit, Maucherit, Skutterudit, Arsenkies, Quarz und Ankerit, sodann relativ jüngere (2 b) mit Hochtemperaturkupferkies, Ankerit und Quarz. Die Genese dieses Hauptganges spielt sich an der Wende Unter/Oberperm ab, da die unterpermischen Fellersbachschichten noch durchschlagen werden, während das Oberperm in Form der grünen Mitterberger Schichten den Gang gegen oben abschließt und nirgends mehr von ihm durchsetzt wird. Gangförmige Diabase durchsetzen ihrerseits den Mitterberger Hauptgang und können demnach entgegen O. FRIEDRICH (1968 b, S. 34) nicht als Erzbringer gewertet werden.

3. Ein nochmaliges, jüngeres Mobilisat der soeben genannten zwei Generationen durch eine alpidische Tektonik stellt offenbar die letzte Vererzungsgeneration dar, jünger als die Diabasgänge, die sich an Querklüften mit NS-Streichen und in druckarmen Bereichen des Hauptganges einstellt. Sie führt niedrigtemperierten Kupferkies, Quarz, Ankerit und Fahlerz.

In der Lagerstätte Schwarzenbach bei Dienten weiter im Westen und im Revier Buchberg weiter im Osten ist von J. BERNHARD (l. c.) die der Phase 2 a und 3 entsprechende Vererzungsgeneration festgestellt worden.

Die Erzförderung im Mitterberger Kupferbergbau wies seit 1964 eine regelmäßig steigende Tendenz bis zur Produktion von 208.773 t Roherz im Jahre 1973 auf, aus welcher Fördermenge 2.742 t Kupfer gewonnen worden waren. Noch im Jahre 1976 jedoch mußte dieser Bergbau im Hinblick auf den durch die Weltwirtschaftslage bestimmten niedrigen Kupferpreis eingestellt werden.

Als Kieslagerstätte angeblich gleichartiger und auch zeitgleicher Entstehung sei hier noch die bereits 1469 urkundlich erwähnte, aber wahrscheinlich bereits in die Römerzeit zurückgehende Schwefel- und Kupferkieslagerstätte in der Walchen, 7 km S Oeblarn/Ennstal, in der Steiermark erwähnt. Einen geschichtlichen Überblick über den im Jahre 1924 eingestellten Bergbaubetrieb bringen die monographischen Studien von K. REDLICH (1903, S. 5 ff.) und H. UNGER (1968 a, S. 5 ff.). Die Lagerstätte sitzt 100 m über der Auflagerungsfläche von Serizitschiefern und von Ennstaler Phylliten der Grauwackenzone über dem mittelostalpinen Wölzer Glimmerschiefer. Die Vererzung liegt in den untersten 0,5–4 m eines bis 25 m mächtigen hellen Serizitquarzites. An Erzmineralien stellen sich ein: Vorwiegend Schwefelkies, untergeordnet Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Magnetkies, Silber-hältiges Fahlerz, Arsenkies, Antimonit, Pyrargyrit etc. Als Gangart tritt Quarz, Siderit bis Ankerit und Kalzit auf. F. HEGEMANN (1939) und H. UNGER (1968 a, S. 33, 38; 1968 b, S. 110) betrachten die Lagerstätte, die der Kupfer-, Schwefel-, Vitriol-, Silber- und in Spuren auch Goldgewinnung gedient hatte, als eine syngenetische altpaläozoische Lagerstätte bzw. genauer als eine Komplexerzlagerstätte exhalativ-sedimentären Charakters, gebunden an die Nachbarschaft von Grünschiefern. Die lagerförmig konkordant dem Serizitquarzit eingeschalteten Erzlinsen werden als Primärerzkörper betrachtet, welche von diskordant durchsetzenden Gängchen sekundärer Entstehung durch Mobilisation während der alpidischen Orogenese begleitet sind. Ein altpaläozoisches Alter der syngenetisch gedeuteten Erze ist aber in dem Moment nicht mehr möglich, wenn der Erzträger, ein Serizitschiefer-Serizitquarzit-Komplex, der genau in der Position der Rannach-Semmering-Quarzitserie zwischen (mittelostalpinem) Glimmerschiefer im Liegenden und (überschobenen) Grauwackenzonenschiefern im Hangenden liegt (W FRITSCH, 1953, Kt.; H. UNGER, 1968 a, Beil. 2 ab), wahrscheinlich dem Permoskyth angehört.

Von H. UNGER wird übrigens auch die steirische Kieslagerstätte in der Teichen 3 km N Kalwang im Liesingtal, in welcher mindestens seit 1469 (Erstnennung) mit Unterbrechungen bis 1928 ein Kupferbergbau geführt worden ist (R. CANAVAL, 1895; O. FRIEDRICH, 1968 b, S. 19), zu diesem Lagerstättentypus gerechnet. Sie liegt aber ebenso wie die in gleicher geologischer Position auftretende Kupferkies-Pyrit-Lagerstätte Wolfsgruben 1,5 km SSE Seiz im Liesingtal (K. METZ, 1938, S. 191; H. WENINGER, 1968) an der Überschiebungsgrenze von altkristallinen Schollen entlang der Nori-

schen Linie über dem Karbon der Veitscher Decke, letztere noch zum guten Teil innerhalb des Karbons. Die letztgenannten Kieslagerstätten können demnach altersmäßig nicht den westlicheren altpaläozoischen Kieslagerstätten gleichgesetzt werden – sie galten zuvor für epigenetische Vererzungen, gebunden an Überschiebungsflächen.

B. Als nächsten Komplex unter den Lagerstätten der westlichen Grauwackenzone wollen wir uns den Spatmagnesitlagern zuwenden, über deren Alter und Genese ja auf Grund der bedeutenden Meinungsverschiedenheiten eine weit zurückreichende heiße Diskussion geführt worden ist. Heute können wir auf Grund der Entdeckung von Magnesitkomponenten in der unterpermischen Hochfilzener Basalbrekzie bei Enterwinkel östlich von Alm durch J. Schramm (1974, S. 281), in der das Material der Grauwackenzone aufgearbeitet vorliegt, auf ein voralpidisches Alter der Magnesitvererzung schließen, ferner mit H. Mostler (1970 d, S. 114) die Gebundenheit der Spatmagnesite an die Südfazies der westlichen Grauwackenzone hervorheben.

In geographischer Hinsicht gehören dieser Magnesitvererzung folgende Lagerstätten von Westen nach Osten fortschreitend an: (1) Spießnägel 10 km S Kirchberg in Tirol, (2) Revier Ofenberg SW Hochfilzen mit Schmerlalm, Schwarzenbach und Spielberg, (3) Inschlagalm WSW Leogang und (4) Entachenalm im Hintertal ESE Saalfelden (Abb. 1 in H. Mostler, 1974).

Für die sich seit 1873 (vgl. K. Redlich & O. Grosspietsch, 1913) bis heute hinziehende Diskussion über die Bildungsart und das Alter dieser Lagerstätten ist zweifellos die genaue Einstufung der von der Vererzung betroffenen Schichten durch H. Mostler (1974) wesentlich, der in dieser Arbeit auch zu dem genetischen Fragenkomplex Stellung nimmt. Früher divergierten ja die Meinungen betreffs der Spatmagnesitbildung in den Ostalpen sowohl in bezug auf das Alter (variszisch: F. Angel & F. Trojer, 1955; alpidisch: O. Friedrich, 1951, 1968/69; H. Meixner, 1953; E. Clar, 1956) als auch betreffs der Frage der Genese im Sinne von Metasomatose (begründet durch M. Koch, 1893, S. 298 – F. Angel, 1964: Magnesiumzufuhr im Zuge von Serpentinisierung von Ultrabasiten; E. Clar, 1956, O. Friedrich, l. c., I. Lesko, 1960: durch Regionalmetamorphose; A. Himmelbauer, 1933: durch saure Intrusiva; W Petrascheck, 1932: durch andesitischen Vulkanismus) oder im Sinne von primär-sedimentärer (begründet durch J. Rumpf, 1873) bzw. frühdiagenetischer Bildung (J. Llarena, 1953; H. Leitmeyer & W. Siegl, 1954; R. Höll & F. Maucher, 1967).

Aber auch in den jüngsten Arbeiten zu diesem Thema in der westlichen Grauwackenzone finden wir weiterhin divergierende Ansichten. W Siegl (1969) tritt anhand des Beispieles Entachenalm für eine salinar-sedimentäre Entstehung des Magnesites ein, O. Schulz (1972 c, S. 128; 1974, S. 99) für eine magmatogen-sedimentäre Herkunft im Altpaläozoikum, H. Mostler (1970 d, S. 114, 123) führt aus, daß die Spatmagnesitlagerstätten dieses Raumes faziesgebunden und (mit Ausnahme der Entachenalm) zeitgebunden sind, während H. Mostler (1974, S. 262) demgegenüber besonders betont, daß eine synsedimentäre bis frühdiagenetische Magnesitbildung in diesen Lagerstätten sicher nicht stattfand, da in der gesamten Zeit vom mittleren Silur bis in das Unterdevon, aus welchen Abschnitten die Karbonate der westlichen Grauwackenzone Magnesitvererzungen aufweisen, weder irgendeine salinare oder subsalinare Phase im Sediment als erforderliches Bildungsmilieu von sedimentärem Magnesit oder ein entsprechender Vulkanismus für Magnesiumzufuhr vorhanden war. Der Zeitraum, in dem derartige

Bedingungen für eine synsedimentäre Bildung geherrscht haben müßten, würde vom mittleren Silur, dem Wenlock, in welchem Niveau die Magnesite der Entachenalm einsetzen, über das Mittelludlow (Einsatz der Magnesite im Bereich der Inschlagalm) und das Oberludlow (Einsatz im Ofenberggebiet) zum Unterdevon (Spießnägel) und weiter emporgereicht haben (H. MOSTLER, 1974, Abb. 8), also rund 65–70 Millionen Jahre umfaßt haben. MOSTLER (l. c.) leitet vielmehr die Spatmagnesitbildung durch Stoffmobilisation aus dem Sediment selbst im Zuge der variszischen Metamorphose in Grünschieferfazies ab – eine Erklärung, die aber im Vergleich mit analogen Echinodermenhältigen Karbonaten, die bei analoger Metamorphose nicht zur Magnesitbildung Anlaß gaben, auch nicht befriedigen kann. Das Auftreten von Magnesit in den Komponenten der permischen Basalbrekzien dieses Raumes vom Typus Brunnsinkbrekzie wird übrigens heute nicht mehr durch Aufarbeitung altpaläozoischer Magnesite erklärt, sondern durch nachträgliche selektive oder konkretionäre Magnesitsprossung (W SIEGL, 1964, S. 188; O. FRIEDRICH, 1969, S. 554; H. MOSTLER, 1970, S. 115 ff.; A. MAVRIDIS & H. MOSTLER, 1970, S. 541 ff.). Echte Zeugen für das vorpermische Alter der Vererzung sind allerdings, wie oben erwähnt, in den auch von H. MOSTLER als umgelagert anerkannten Magnesitkomponenten der permischen Basalbrekzien bei Alm von J. SCHRAMM (siehe oben) erbracht worden.

Die Gewinnung an Rohmagnesit im derzeit in Betrieb stehenden Bergbau Hochfilzen (K. ERNST, 1973, S. 328 f.) ist nach einem Maximum im Jahre 1970 von rund 446.000 t auf rund 245.000 t im Jahre 1975 abgesunken. Der Magnesitbergbau auf der Inschlagalm WSW Leogang ist seit 1970 eingestellt. Die zahlreichen kleinen Magnesitvorkommen in der Pongauer Grauwackenzone westlich der Salzach (vgl. Kt. O. FRIEDRICH, 1953 a, bzw. F. TRAUTH, 1925, S. 139) sind wirtschaftlich unbedeutend.

C. Für die bedeutenden Fahlerzgänge vom Typus Schwaz im unterdevonischen Schwazer Dolomit bei Schwaz und Brixlegg sowie die damit verbundenen Baryt-Gänge weiter im Osten im Raum S und WNW Kitzbühel bis S Fieberbrunn im wohl altersgleichen Dolomit dieses Raumes (Mitteldevon im Sinne von H. MOSTLER durchaus nicht zureichend belegt) hat O. SCHULZ (1972 c, S. 128; 1974, S. 99) die Formationsgebundenheit dieser teilweise schichtparallel, teilweise aber auch diskordant verlaufenden Gangvererzungen betont, da sie – global betrachtet – ausschließlich an den tieferdevonischen Dolomit gebunden sind. Vererzungen in syndiagenetischen Brekzien dieses Dolomites weisen auf das tiefdevonische Alter der primären Vererzung des Schwazer Dolomites.

Die im folgenden erwähnten Reviere waren seit dem ausgehenden Mittelalter im Schwazer Dolomit und in seinen östlichen Äquivalenten für den Abbau des Antimonfahlerzes von Bedeutung (M. v. ISSER, 1888, S. 249 ff.; 1904/1905; R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 123; O. SCHMIDEGG, 1951 b, Abb. 1, S. 39; H. PIRKL, 1961, S. 112 ff., Taf. 1 ff.; K. VOHRYZKA, 1968, S. 34 ff. etc.). Die Nennung erfolgt von Westen nach Osten, in welcher Richtung zugleich der Fahlerzreichtum zugunsten des Barytes abnimmt.

Im Revier Falkenstein E Schwaz, dem wirtschaftlich einst bedeutendsten Grubenrevier des Schwazer Bergbaues, dominiert das Kupfer-Antimon-Fahlerz, hinzu tritt Realgar und Auripigment. Der hier auftretende Schwazit, ein Quecksilber-Fahlerz, kann bis zu 15 Prozent Quecksilber führen. Das Revier wurde in neuerer Zeit von O. SCHMIDEGG (1951 b), H. PIRKL (1961) und W LUKAS (1971 c) studiert, wobei letzt-

genannter Autor von der paläozoischen, als hydrothermal-aszendent gedeuteten Hauptvererzung in flach liegenden Gängen noch einen untergeordneten alpidischen Akt der Erzumlagerung an verschiedenen Scherklüften abtrennt. Das Erz tritt hier außer in Lagergängen und Klüften auch in Schläuchen im Gestein auf. Das zweitwichtigste Revier des Schwazer Bergbaues war jenes vom „Ringenwechsel" weiter im Osten zwischen Bucher Bach und Ziller.

Jenseits des Zillertales haben die Lagerstätten Großkogel und Kleinkogel 4 km SW Brixlegg durch W Lukas (1971) und O. Schulz (1972 b) eine Neubearbeitung erfahren. Schulz führt die Vererzung, die durch eine Pyrit, Fahlerz und Baryt gleichermaßen umfassende Paragenese gekennzeichnet ist, auf eine sekundäre hydrothermale Stoffzufuhr im Unterdevon zurück, die zur Bildung von konkordanten und diskordanten Erzkörpern führte; Lukas trennt hingegen zwei aszendente paläozoische Phasen, deren ältere das Fahlerz, deren jüngere den Baryt brachte. Auch hier ist alpidische Mobilisation zu beobachten. Die Untersuchung einer analogen Vererzung in der Gratlspitze SE Brixlegg durch J. Haditsch & H. Mostler (1969) hat ähnliche Ergebnisse in bezug auf die Phasenfolge erbracht.

Letztgenannter Autor konnte (1970) bezüglich der Barytvererzung des Kitzbüheler Horns die Faziesgebundenheit an den tieferdevonischen Dolomit zeigen und vermutet eine paläozoische sedimentäre Entstehung des Barytes, der im Zuge der variszischen Gebirgsbildung lokale Anreicherung erfahren haben soll (vgl. J. Haditsch & H. Mostler, 1970, S. 178).

Die Besprechung der Kupfer-Nickel Kobaltvererzung WSW Leogang (F. Schwarz, 1930) im Salzburger Anteil der Grauwackenzone soll rein auf Grund des Auftretens der Erzminerale in dem (silurisch-) unterdevonischen Dolomit hier angeschlossen werden, obgleich das Alter der Vererzung nicht sicher festliegt. Das seit prähistorischer Zeit beschürfte Gebiet mit dem Revier Nöckelberg, Inschlagalm samt Vogelhalt und Schwarzleo war im 18. Jahrhundert Kobalt- und Nickel-Lieferant europäischer Bedeutung. Seit 1919 ist der Abbau dieser Erze im Gesamtraum endgültig eingestellt (während der im Gebiet der Inschlagalm unabhängig davon auftretende Magnesit bis 1970 abgebaut worden ist). Die bemerkenswerteste Vererzung tritt im Revier der Vogelhalt auf Grund des Reichtumes an Quecksilber auf: Quecksilber-Fahlerz, Zinnober, gediegen Quecksilber, Rotnickelkies, Kupferkies, Malachit, Azurit, Pyrit, Limonit und Silber sind beteiligt. H. Mostler (1967 b) und J. Haditsch & H. Mostler (1970) beschreiben die Bindung der Vererzung an die obersten Partien des unterdevonischen Dolomites ihrer „Südfazies", hart unter der Überschiebung der ordovizischen Wildschönauer Schiefer und meinen dazu, daß hiedurch eine Schichtgebundenheit vorgetäuscht wird.

D. Erst in neuerer Zeit ist man auf die Uranparagenesen in der detritischen permischen Serie, die über die westliche Grauwackenzone transgrediert, aufmerksam geworden. So haben O. Schulz & W Lukas (1970 a, b) und O. Schulz (1971 b) aus dem permischen (non triadischen) Sandstein von Fieberbrunn–Hochfilzen neben verschiedenen Kupfererzen auch Uranminerale wie Pechblende, Coffinit, Zippeit in allerdings spurenhafter Verbreitung in einer 10 km langen Zone nachgewiesen (G. Haditsch & H. Mostler, 1974, S. 68). Von Mitterberg wurden Urananreicherungen aus den unterpermischen violetten Quarziten und Schiefern der Fellersbachschichten bekannt:

W. Siegl (1972) hat von dort als ältere Uran-Phase Brannerit, als jüngere Uraninit zusammen mit Graphit und Gold gefunden, welche G. Agiorgitis & O. Schermann (1973) näher untersucht haben. Das Uranerz ist zum Teil an struierte kohlige Substanz angelagert.

β) Der Ostabschnitt (Steiermark, Niederösterreich)

Überblick: Drei Haupttypen treten uns bei Betrachtung der Lagerstätten der östlichen Grauwackenzone auf einer der Lagerstättenkarten (O. Friedrich, 1953 a; K. Lechner et al., 1964) entgegen, die allesamt durch die direkte Bindung an bestimmte Gesteine scharf umrissen sind.

A. Zunächst springt nach Häufigkeit und Wichtigkeit an erster Stelle die Reihe der Eisenspatlagerstätten in das Auge, die sich besonders im Grenzbereich Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen von Liezen über Eisenerz und Neuberg bis Payerbach im Osten hinzieht. Die Reihe enthält die in Abbau befindliche Lagerstätte Radmer und den modernst eingerichteten, weitgehend mechanisierten Großbetrieb am Steirischen Erzberg, ein Rückgrat der Österreichischen Montanindustrie. Bei näherer Betrachtung allerdings zeigt sich heute, daß dieser vormals als einheitlich, epigenetisch-metasomatisch gedeutete Streifen von Eisenspatlagerstätten in vier durchaus verschiedene Gruppen geteilt werden muß, wie unten des näheren ausgeführt werden wird: Die zwei Haupttypen der noch paläozoisch vererzten Sauberger Kalke und der syngenetisch im Permoskyth vererzten detritischen alpidischen Transgressionsserie heben sich in erster Linie ab.

B. Eine Reihe von Magnesitlagerstätten, vielfach von Talkbildung begleitet, ist ausschließlich an das Unterkarbon der Unteren Grauwackendecke von Sunk über Wald und Veitsch bis in das Semmeringgebiet gebunden.

C. Ebenfalls an das Karbon der Veitscher Decke, aber an schiefrige Serien gebunden sind schließlich die weitverbreiteten, aber geringmächtigen Graphitlagerstätten vom Typus Sunk, welche einer lokal verstärkten Metamorphose – besonders im Palten-Liesingtalgebiet – ihre Entstehung verdanken. Reliktstrukturen von pflanzlichem Zellgewebe sind in manchen Anschliffen der Graphitsubstanz noch zu erkennen.

In historischer Hinsicht betrachtet sind es hier im Osten der Grauwackenzone die Eisenspat-Kupferkies-Vererzungen, deren Beschürfung bis in die Hallstattzeit (750–450 v. Chr.) zurückreicht. Während früh- und mittelbronzezeitliche Kupferschlacken auf Kupfergewinnung nur im Bereich von Stollhof/Hohe Wand hinweisen, hat in der Urnenfelderzeit, also Hallstattzeit Stufe A bis B, schlagartig eine umfangreiche planmäßige Beschürfung der Lagerstätten der Grauwackenzone eingesetzt. Ausgedehnte Grabungen konnten Verhüttungsanlagen im Raum von Prigglitz, Payerbach, Hirschwang, Prein etc. freilegen, in denen das Kupfererz zunächst durch Haufen- und Stadelröstung aufbereitet, dann in Öfen geschmolzen worden war (F. Hampl, 1953, S. 70; 1976, S. 62; R. Mayrhofer, 1953, S. 97; F. Hampl & R. Mayrhofer, 1963, S. 74 ff., 83 ff.).

Der Steirische Erzberg wurde jedenfalls seit der Römerzeit genutzt, wie die Entdeckung von drei römischen Schmelzöfen und Münzfunden aus der Zeit Konstantins (274–337 n. Chr.) anzeigt. Damals wurde natürlich nur limonitisiertes Eisen aus der Oxydationszone verwertet. In der Völkerwanderungszeit erlosch hier vorübergehend der Abbau, wurde aber mit dem Einwandern der Slawen ab dem Jahr 568 wie-

deraufgenommen und nach der Eroberung des Landes durch die Bajuwaren, 60 Jahre später, ungestört weitergeführt. Über die weitere geschichtliche Entwicklung des Steirischen Erzberges, der für die wirtschaftliche und kulturelle Entwicklung weiter Teile Ostösterreichs über Jahrhunderte von eminenter Bedeutung war, berichten unter anderen K. Redlich (1923, S. 213 ff.) und namentlich H. Juvancic & F. Kirnbauer (1971, S. 37 ff.). J. Steiner-Wischenbart (1919) referierte die seit 1564 erschienene Erzberg-Literatur. Seit früh war der Erzberg in zwei Hälften geteilt, durch die Fläche der „Ebenhöhe" getrennt. Das im Norden gewonnene Erz wurde in Innerberg-Eisenerz zu Roheisen („Rauherz") geschmolzen, auf der Eisenstraße nach Hieflau gebracht und von dort zunächst auf Flößen, ab der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts nach Anlage von Treppelwegen per Schiff Enns-abwärts bis Steyr, der Monopolstadt für Eisenhandel, gebracht. Das südlich der Trennungsfläche am Erzberg gewonnene Erz fand in Vordernberg seine Verhüttung und wurde im Handelsplatz Leoben gestapelt (F. Tremel, 1974, S. 518). Der genannte Autor schildert dort die kulturgeschichtlich interessanten Wege, die „Eisenstraßen", die das Eisen des Erzberges im Anschluß daran genommen hat.

Seit dem Hochmittelalter ist auch der Gollrader Eisenbergbau belegt, der 1025 urkundlich erwähnt worden ist. Er hatte in der Folge aber stets mit der mächtigeren Konkurrenz der „Haupteisenwurzen" des Steirischen Erzberges zu kämpfen, was einerseits durch Klagen in Chroniken des 12. Jahrhunderts der Innerberger (Eisenerzer) und Vordernberger Gewerke über das billige, aber schlechtere „Waldeisen" aus den Bergbauen der Gollrader Bucht, andererseits durch die als Gegenmaßnahme vom Besitzer, dem Stift St. Lambrecht, erreichte Neuverbriefung der Bergbaurechte für Gollrad im Jahre 1149 und 1170 zum Ausdruck kommt. Trotzdem wird die Gollrader Produktion um 1300 energisch gedrosselt, um 1492 vorderhand überhaupt verboten. Aus dem 12. Jahrhundert stammt eine Nachricht im Kloster zu Admont über die Eisenerzgewinnung im Johnsbachtal. 1331 erhielt das knapp zuvor gegründete Zisterzienserstift Neuberg das Privileg, Eisenerz in der Tebrin für den Eigenbedarf abzubauen.

Im Bereich der Grauwackenzone südlich von Rax und Schneeberg sind frühgeschichtliche Öfen von Bauernrennfeuern (= Rinnfeuer, Schmelzfeuer) freigelegt worden, die eine Erzverhüttung und einen Erzabbau in diesem Raum für das 10.–12. Jahrhundert belegen: Grillenberg ab 10. Jahrhundert, Hirschwang 11. Jahrhundert, Vöstenhof 12. Jahrhundert (R. Mayrhofer & F. Hampl, 1958, S. 112).

Die Bergbaue im Raum von Gollrad wurden mit wechselndem Geschick bis in das 19. Jahrhundert, in dem die Erzgewinnung eine Blüte erlebte, weitergeführt. Das Erz wurde zunächst in Aschbach, ab 1859 in Gußwerk verhüttet, welche Hütte schließlich 1899 stillgelegt wurde. In den gleichen Zeitraum fällt auch die Stillegung der weiter östlich gelegenen Bergbaue, die Lieferanten des Erzes für das „Waldeisen" waren (Schendleck 1891, Altenberg 1894, Knappenberg 1902 etc.).

A. Wenden wir uns der näheren Besprechung der ersten der drei oben genannten Hauptgruppen von Lagerstätten der östlichen Grauwackenzone, der Eisenvererzung, zu. Während früher auch hier die unitaristische Auffassung einer jungalpidischen epigenetischen Vererzung im Sinne von W Petrascheck (1927 etc.) von den führenden Lagerstättenforschern fast einhellig angenommen worden war und nur A. Kern (1927, S. 54) die vorpermische Vererzung des „Erzführenden Kalkes" der Grauwackenzone auf Grund von Funden von Erzgeröllen in den permischen Prebichlschichten und

weiteren Kriterien (s. unten) betont hat, ist in neuester Zeit nach Prüfung der Eisenlagerstätten im Abschnitt zwischen Gollrad (L. Weber, 1974), Neuberg (A. Horkel, 1975) und Hirschwang (W Baumgartner, 1974) folgende Aufgliederung in vier unabhängig entstandenen Typen vorgenommen worden (W Baumgartner, 1976 a, S. 53):

1. Typus Schendleck: Eisenoxyd- und Sideritvererzung als älteste Phase, die an den oberordovicischen sauren Vulkanismus (Blasseneckporphyroid) gebunden ist. Die Erze stellen sich konkordant im Übergangsbereich vom Porphyroid zum hangend folgenden Porphyrtuff und in mehreren schichtparallelen Lagen im Tuff selbst ein. Bereits K. Redlich (1931, S. 56) beschrieb das Auftreten des „II. Erzzuges" im Revier Schendleck WSW Hirschwang innerhalb des Porphyroidkomplexes. Er gibt auch von Altenberg N Kapellen untergeordnete Erzzüge im Porphyroid an (l. c., S. 65). Das heutige Erscheinungsbild des Erzes zeigt durch kleine, in das Nebengestein eindringende Gängchen einen epigenetischen Habitus. Die Mineralabfolge vom Schendleck läßt eine erste Vererzung mit Siderit, dann eine Quergangbildung mit Kupferkies und Fahlerz im Liegenden und Hangenden des Sideritlagers, zuletzt nochmals Sideritbildung erkennen. Dem Vererzungstypus Schendleck kommt in der östlichen Grauwackenzone nur geringe Bedeutung zu.

2. Typus Steirischer Erzberg. Die Vererzung des Steirischen Erzberges ist an den devonischen, altersmäßig gegen unten und oben etwas darüber hinausgehenden Saubergerkalk („Erzführenden Kalk") gebunden. Ihr Alter ist vorpermisch, wie die Umlagerung vererzter Kalke als Komponenten der Prebichlschichten am Erzberg nach A. Kern (1927, S. 54) und auch nach Beobachtungen von F. Thalmann sowie eigenen Beobachtungen zeigt. F. Kern (1927, S. 52 f.) hat darüber hinaus weitere eindeutige Kriterien für eine voralpidische Vererzung angeführt, so etwa die Verwerfung der fertig vererzten Pakete an vortriadischen Störungen, die Transgression von völlig unvererzten permischen Kalkbrekzien direkt auf schönstem Erz etc. Noch liegen keine ausgearbeiteten Theorien über eine synsedimentäre bis syndiagenetische Vererzung im Devon vor, aber gegenüber der Vorstellung der epigenetischen Erzbildung, deren Ablauf jedenfalls vom (jung-) alpidischen in den variszischen Zyklus zurückverlegt werden müßte, gewinnt die Meinung von einer syngenetischen Erzbildung zunehmend an Boden.

Außer dem Steirischen Erzberg mit seiner Siderit-Ankerit-Vererzung mit einer untergeordneten Begleitung durch sulfidische Erze gehört z. B. der Bergbau Radmer/Hasel mit dem Hauptrevier Bucheck im südlichen Rückland der Ennstaler Alpen hieher, dessen erzführender Kalk neben der Siderit-Ankerit-Vererzung einen beträchtlichen Kupfergehalt aufzuweisen hat (K. Redlich, 1905, 1923, S. 267 ff., 1931, S. 110 ff.; G. Hiessleitner, 1931). Der auch heute noch in Betrieb stehende Bergbau Radmer hat eine jährliche durchschnittliche Produktion von 250.000 t Eisenerz. Über den ehemaligen Kupferbergbau Radmer hat H. Pienn (1975) die historischen Daten zusammengetragen.

Nicht mehr abgebaut wird heute im Johnsbachtal südlich der Gesäuseberge mit der analogen Vererzung, welche die Devonkalke, aber auch noch die benachbarten Phyllite betrifft. Neben dem dort sehr stark schwankenden Eisengehalten der Rohwände stellt sich auch hier eine Kupferkies-Vererzung und silberhältiges Fahlerz ein, das von G. Hiessleitner (1935, S. 98) einer jüngeren Vererzungsphase zugeschrieben worden ist – vgl. auch K. Redlich (1923, S. 305 ff.; 1931, S. 118 ff.).

Erwähnt sei, daß die im Eisenkarbonat stets vorhandene, wirtschaftlich wertvolle Mangan-Führung lokal bis zur Bildung von Manganerzlagern im „Erzführenden Kalk" führen kann. Derartige, früher abgebaute Manganlagerstätten auf dem Friedelkogel und Kaskogel in der Norischen Decke 6 km N Veitsch wurden von J. Haditsch (1968 b) beschrieben und als sedimentäre, submarin-hydrothermale, nur ganz wenig überprägte Bildungen charakterisiert.

Daß neben diesen zuvor erwähnten, voralpidischen Vererzungen mancherorts, wie etwa bei der Leobener Hütte am Polster NE vom Prebichlpaß, aber auch am Erzberg eine wolkig aufsteigende ankeritische Vererzung lokal Devonkalke und auflagernde Kalkbrekzie der basalen permischen Prebichlschichten gleichermaßen betroffen hat (E. Clar et al., 1965, S. 180) und demnach alpidischen Alters ist, spricht nicht gegen die oben begründete vorpermische Vererzung des Sauberger Kalkes, die ja ihrerseits zur Zeit der alpidischen Tektonik mobilisiert werden konnte.

3. Der Typus Hirschwang stellt die in dieser Region am weitesten verbreitete, volumsmäßig allerdings hinter dem vorgenannten Typus weit zurückstehende Erzimprägnation dar. Er umfaßt die Lagerstätten der alpidischen Transgressionsserie der Prebichlschichten und der Werfener Schichten. Die Erzkörper bilden schichtparallele Lager, die bis zu 70 m mächtige Zonen (Altenberger Revier etc.) durchsetzen können. Zwischen der Mächtigkeit der Lager und jener der Prebichlschichten besteht ein direkt proportionaler Zusammenhang. Im Detail sind trotz schichtparallelen Auftretens epigenetische Strukturen und Kristallisationen zu bemerken. In dieser Paragenese, die heute als sedimentär-syndiagenetisch betrachtet wird, ist eine Phasenfolge von a) Siderit mit Kupferkies, b) Quarz, Siderit, Kupferkies, Fahlerz und Zinnober sowie c) Baryt zu beobachten (W Baumgartner, 1976, S. 53). Die Vererzung fand in ehemaligen Becken ab Beginn der Ablagerung des aquatischen Anteils der Prebichlschichten, nicht in deren kontinental-detritischem Basalanteil statt. Zu diesem Typus Hirschwang zählen zahllose Vorkommen in der Gollrader Bucht, ferner um Altenberg, Hirschwang, am Grillenberg, bei Ternitz etc. (K. Redlich & W Stanczak, 1923; K. Redlich, 1907; 1931, S. 54 ff., 86 ff.; W Baumgartner, 1974, 1976 a; A. Horkel, 1975; L. Weber, 1974).

4. Alpidische Siderit-Sulfid-Gänge beschließen endlich den Zyklus der Eisenlagerstätten im Raum der östlichen Grauwackenzone.

Kraft seiner großen wirtschaftlichen Bedeutung muß im folgenden doch noch etwas näher auf den oben als Typus 2 erwähnten Steirischen Erzberg eingegangen werden. Wie bereits im regional-geologischen Teil S. 535 und Abb. 161 ausgeführt, ist zufolge der auf Conodontenbestimmung beruhenden Angaben von F. Thalmann (1974, S. 248) das alte, so lange umstrittene Problem der tektonischen Gliederung des Erzberges im Sinne von F. Angel (1939 a, S. 301), d. h. im Sinne eines variszischen Decken-Schuppen-Baues gelöst (vgl. S. 535 mit weiterer Literatur): Die untere tektonische Einheit umfaßt den Blasseneckporphyroid an der Basis des Erzberges, dann den unteren Teil der erzführenden Kalke, also die sogenannte „Liegende Scholle", deren Kalkmasse noch über das Devon in das Unterkarbon, und zwar das basale Visé, aufsteigt, sowie den Hauptteil der darüber auflagernden sogenannten „Zwischenschiefer", für welche soeben noch ein unterkarbones Alter belegt wurde. Mit den in dieser Schieferzone eingeschleiften Schubspänen aus Porphyroid setzt die höhere Schuppe ein, der die ebenfalls vererzte „Hangendscholle" des Erzberges angehört, die einen unter- und oberdevonischen Erz-

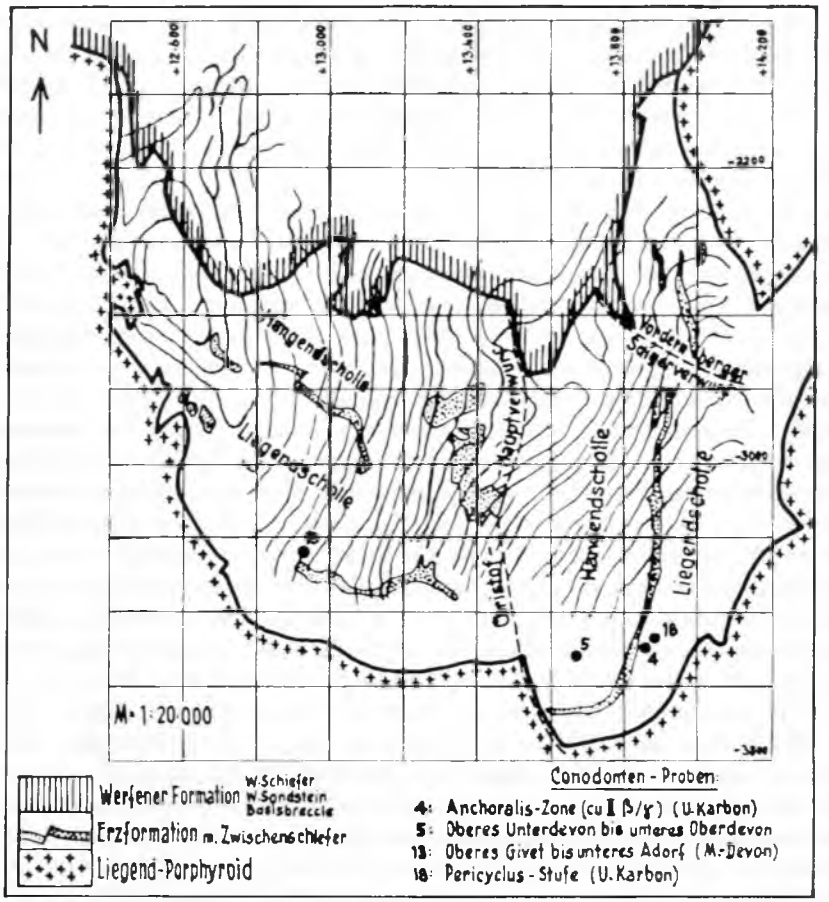


Abb. 168: Geologische Übersichtsskizze des Steirischen Erzberges nach F. THALMANN (1974, Abb. 3).

kalk-Komplex umfaßt – Abb. 161, 168. Dieser variszische Schuppenbau ist hierauf von dem meridional streichenden und mittelsteil ostfallenden Christof-Hauptverwurf (und parallelen untergeordneten Brüchen) betroffen worden, an dem das Osttrum abgesenkt und steil aufgekippt wurde. Die permoskythische Transgressionsserie überlagert diesen älteren tektonischen Bau und ist ihrerseits samt Untergrund noch von einem alpidischen großwelligen Faltenwurf betroffen worden.

Die Vererzung des Steirischen Erzberges tritt nun in der Liegend- und Hangendscholle in je zwei Lagern auf: von unten nach oben Liegend- und Wismathlager in der Liegendscholle, Barbara- und Hauptlager in der Hangendscholle – vgl. A. KERN (1927, S. 25 f.), K. REDLICH (1931, Abb. 54 f.), F. ANGEL (1939, Abb. 11 ff.) u. a. Die Vererzung durch die Eisenkarbonate Ankerit und Siderit erfolgte in diesen nur in großen Zügen dem Schichtenbau konformen Lagern im einzelnen mit unregelmäßig-wolkiger Begrenzung.

Abb. 168 a: Ansicht des Steirischen Erzberges von Norden, den Tagbau mit seinen 28 Stufen (rechts) und die Halden (links) zeigend. Im Hintergrund die Reichensteingruppe der Grauwackenzone. Der Erzberg liefert 90 % der gesamten Eisenerzproduktion Österreichs. Der Erzvorrat beträgt rund 200 Millionen Tonnen, so daß bei ähnlichem Verbrauch wie heute die Lebensdauer der Lagerstätte nur mehr 55–60 Jahre beträgt. Das von der VÖST-Alpine-AG zur Verfügung gestellte Photo stammt von G. Schikola.

Zur Erzführung des Erzberges bemerken F. ANGEL (1939, S. LVII f.) und E. CLAR et al. (1965, S. 181), daß als Haupterz Eisenspat und Ankerit bis Eisendolomit auftritt. Die reinen Erze werden vom Bergmann als Flinz bezeichnet, die an Mangan reichen Erze, die in Nähe der Oberfläche blauschwarz verwittern, nennt er „Blauerz" Erzarme Karbonatgemenge aus Ankerit, Dolomit und Kalkspat tragen hier die Bezeichnung „Rohwand" Ihr Eisengehalt ist makroskopisch erst durch die braune Anwitterungsrinde erkennbar.

Zusammen mit dem Eisenspat tritt hier bzw. in der Nachbarschaft, allerdings nur sehr untergeordnet, eine Reihe von Sulfiden auf: Arsenkies, Kupferkies, Pyrit, Antimonfahlerz mit Hg- und Ag-Gehalt und Zinnober. An Oxyden stellt sich durchaus nicht selten Eisenglimmer (Hämatit) ein, Magnetit tritt stärker zurück. Als sekundäre Bildungen sind Limonit, Eisenocker und Malachit anzuführen. Als spätere Bildungen, unabhängig von dieser Vererzung, sind die von Sammlern begehrten Stufen der Eisenblüte (Aragonit) aus der Eisernen-Hut-Zone und aus Spalten und der Erzbergit, ein krustenförmiger schichtig braungefärbter Sinter aus Aragonit- und Kalzitlagen zu erwähnen. Eine moderne Untersuchung der Ankerite und Siderite in bezug auf die genauen Mischungsverhältnisse von Ca, Mg, Fe und Mn (A. BERAN, 1975; F. THALMANN, 1974, S. 254 ff.) soll für künftige Qualitätssteuerung des abgebauten Erzes dienen.

Über Art und Ausmaß der Erzförderung informieren, wenn wir von den älteren Schriften wie W SCHUSTER (1931), A. KERN (1952) etc. absehen, zuletzt M. JUVANCIC & F. KIRNBAUER (1971), F. THALMANN (1974) und das Österreichische Montanhandbuch. Danach wird der Abbau auf dieser größten bekannten karbonatischen Eisenerzlagerstätte der Welt vorwiegend im Tagbau mit 28 Stufen à 24 m Höhe betrieben, welcher 75 Prozent der Produktion liefert, der Rest stammt aus dem dortigen Grubenbau. 90 Prozent des gesamten Eisenerzes der Republik stammen vom Steirischen Erzberg. Die Erzförderung beträgt seit rund 20 Jahren zwischen 3,5 und 3,7 Millionen Tonnen pro Jahr, was einem Eisengehalt von über 1 Million Tonnen entspricht. Die Produktion stieg zuletzt im Jahre 1974 auf 3,760.000 t Eisengehalt rund 1,3 Millionen Tonnen; Mangangehalt rund 80.000 t). Bisher wurden seit Eröffnung des Bergbaues 162,5 Millionen Tonnen (Stand 1974) abgebaut, der noch vorhandene, recht genau erfaßbare Vorrat beträgt 216 Millionen Tonnen Erz (Wert: 25 Milliarden Schilling), so daß – unter Zugrundelegung der Beibehaltung des derzeitigen Verbrauches – die Lebensdauer dieses entscheidenden Aktivpostens österreichischen Bergwesen nur mehr 55–60 Jahre beträgt! Das geförderte Erz hat einen durchschnittlichen Eisengehalt von 32 Prozent Eisen und günstigerweise 2 Prozent Mangan. Durch einen Röstprozeß wird vor der Verhüttung durch Austreiben der Kohlensäure eine Anreicherung auf 48 Prozent Eisen und 3 Prozent Mangan erreicht – Abb. 168 a.

B. Die zweite Hauptgruppe von Lagerstätten der östlichen Grauwackenzone umfaßt Magnesit-Talk-Vorkommen im Unterkarbon der Veitscher Decke bzw. in Spänen dieser Einheit, in der Basis der Oberen Grauwackendecke eingeschuppt. Diese Reihe reicht von St. Martin/Grimming und Lassing W Rottenmann im Westen über Sunk, Wald, Oberdorf/Laming, Veitsch, Neuberg bis zum Eichberg und nach Aue im Semmeringgebiet im Osten.

Auch für diese Magnesitlagerstättenserie ist die Diskussion über die Entstehung nicht abgeschlossen. Während zunächst in dem bereits S. 547 angedeuteten Meinungsstreit

zwischen metasomatischer und sedimentärer Bildung scheinbar die Auffassung der Metasomatiker (K. METZ, 1938 b, S. 111 f.), besonders durch den Artikel von O. FRIEDRICH von 1959 Oberhand gewann und, wie E. CLAR et al. (selbst Verfechter metasomatischer Magnesitbildung) 1965, S. 178, ausführten, fast allgemein anerkannt war, hat man inzwischen auch auf diesem Sektor der Lagerstättengenese umlernen müssen. Es kann doch nicht zufällig sein, daß in der gesamten östlichen Grauwackenzone durchgehend nur in dem paläontologisch stets in das Unterkarbon, besonders in das obere Visé eingestuften Kalk die Magnesitlager eingeschaltet sind, die übrigen Kalkmassen der östlichen Grauwackenzone davon aber nicht betroffen sind. Es mag ferner kein Zufall sein, daß die mächtigen Magnesitkörper schichtparallel eingeschaltet sind (z. B. in der Sunk, E. CLAR et al., 1965, S. 178) – hier darf man sich nicht durch das nach Durchbewegung des Bänderkalkes entstandene Sprossungsgefüge des Pinolitmagnesites irritieren lassen, da ja gerade diese Pinolitphase bei näher geprüften Fällen (z. B. Breitenau, siehe S. 478) ein späteres, unabhängig von der primären Vererzung vollzogenes Geschehen darstellt. Schließlich ist jüngst auch gerade anhand des Kokardendolomites aus der Sunk von W SIEGL & K. FELSER (1973) gezeigt worden, daß dieser Dolomittypus, der schichtparallel dem Magnesit eingelagert ist, syndiagenetisch seine Struktur von der Art einer Kollapsstruktur erhielt und die als Kern der Kokarden gelegentlich auftretenden Magnesitfragmente auf die Existenz des demnach sedimentär gebildeten Magnesites im Liegenden der Kokardendolomite schließen lassen. Früher hatte man diese Struktur zwar auch schon gekannt (K. REDLICH, 1935, S. 109 f., Abb. 5), aber als tektonische Brekzie gedeutet, während bereits seit J. HADITSCH (1968, S. 193) die sedimentäre Natur dieses für die Genese der Magnesite ausgewerteten Kokardendolomites erkannt worden war. Demnach wird man heute von der Auffassung der Genese und der alpidischen Alterseinstufung im Sinne von O. FRIEDRICH und E. CLAR wiederum abrücken, da in der östlichen Grauwackenzone die wesentlichen Argumente für eine sedimentäre syndiagenetische variszische Magnesitbildung sprechen, wie ja schon bei der Spatlagerstättendiskussion in Leoben im Jahre 1958 von G. GUITARD (1958, S. 253) auf Grund eines überregionalen Vergleiches grundsätzlich ins Auge gefaßt.

Die wirtschaftliche Bedeutung des Magnesites – der in Österreich erstmalig 1852 beim Semmeringbahnbau des näheren erfaßt worden ist (F. FOETTERLE, 1852, S. 145) – als feuerfester Baustoff ist erst seit dem Zeitraum 1852–1857 bekannt, so daß dieser Zweig des Bergbaues erst sehr geringes Alter aufzuweisen hat. Die ersten Versuche der Nutzung gehen auf die Verwendung des Kraubather Magnesites für die Auskleidung der Vordernberger Hochöfen zurück. Seit 1868 bestehen Verträge zur Ausbeutung des Walder Magnesites für das Eisenwerk Donawitz. Erst die Gründung der Veitscher Magnesitwerke im Jahre 1881 allerdings brachte den allgemeinen Durchbruch bei der Verwendung von Magnesit als feuerfester Stein (F. CZEDIK-EYSENBERG, 1959, S. 118 ff.).

Zu den einzelnen Magnesitlagerstätten und den häufig damit verknüpften Talkvorkommen sei von Westen gegen Osten fortschreitend das folgende in Kürze vermerkt. In L a s s i n g bei Selztal ist es nicht der seit längerem bekannte Pinolit-Magnesit (K. REDLICH, 1935, S. 111), dem das Interesse gilt, sondern es wird hier auch derzeit noch Talk (E. FRITZ, 1972 a, S. 78; 1972 b, S. 96) im Ausmaß von rund 10.000 t/Jahr abgebaut (1975: 10.650 t). Aus der Magnesitlagerstätte der S u n k S Trieben im Paltental, auch als Bergbau H o h e n t a u e r n bezeichnet, ist nach einem Maximum

zu Beginn der sechziger Jahre von rund 170.000 t Rohmagnesit die Produktion auf rund 80.000 t in der Jetztzeit zurückgegangen. Von H. Meixner & E. Clar (1953) bzw. E. Clar et al. (1965) stammt eine mineralogische Kurzcharakterisierung dieser Lagerstätte. Die Magnesitlagerstätte sitzt am Eingang in die Schlucht des Sunkgrabens im Liegendteil des unterkarbonen Triebensteinkalkes, dessen westlichster Bereich vererzt ist. Die größten Magnesitkörper, hier als Liegend-, Mittel- und Hangendbank bezeichnet, liegen etwa schichtparallel in der kalkig-schiefrigen Serie eingeschaltet. Das Erz wurde hauptsächlich in einem Etagen-Tagbau von rund 150 m Höhe gewonnen, heute nur mehr im Grubenbau. Insgesamt sind hier acht Lagerstättenkörper bekannt.

Für den hier häufigen und besonders grob gesproßten Pinolit-Magnesit stellt das Sunker Vorkommen die Typlokalität dar, da hier J. Rumpf (1873, S. 314) den Begriff Pinolit in Anlehnung an das im Baufach hier seit langem gebräuchliche Wort Pinolitstein geprägt hatte. Außer Magnesit tritt in der Sunk Talk, Leuchtenbergitschiefer und Bergleder auf. Der Leuchtenbergit, ein eisenfreier bis eisenarmer Chlorit, wurde in der nahen Jassing bei St. Michael irrtümlich als „Rumpfit" neubenannt. Wie von manchen anderen Spatmagnesitlagerstätten sind auch aus dem Sunk sulfidisch-arsenidische Erze bekannt geworden, und zwar Pyrit, Kupferkies, Boulangerit, Gersdorffit, Magnetkies und Pentlandit.

Der Abbau der wohl beim Bahnbau 1866/69 entdeckten Magnesitlagerstätte Wald am Schoberpaß ist im Jahre 1970 eingestellt worden. Eine Kurzcharakteristik dieser Vererzung hat bereits K. Redlich (1935, S. 102 ff.) gegeben. Das nächste Vorkommen in dieser Reihe liegt in der Talklagerstätte Mautern nördlich des gleichnamigen Ortes, deren Nutzung seit 1739 belegt ist und die in zwei Bergbauen bis 1965 abgebaut worden ist. K. Metz (1949, S. 150; 1950, S. 198 f.) und E. Fritz (1972 b, S. 95) beschrieben den Bau dieser Lagerstätte, in welcher der Talk zumeist an das unmittelbare Liegende des dolomitisierten und magnesitisierten Kalkes gebunden ist. Durch die tektonische Beanspruchung schwankt die Mächtigkeit der linsenförmig ausgequetschten vertalkten Schiefer rasch zwischen 0–4 m. Die Lagerstätte zeigt weitreichende Analogien zu jener von Rannach (K. Metz, 1938 b, S. 108 f., E. Fritz, 1972 b, S. 96) und Kammern E Mautern, wo der Abbau 1967 eingestellt worden ist.

Jenseits der Trofaiachstörung finden wir in der Veitscher Decke den auch heute noch in Betrieb stehenden Magnesitbergbau der Talk-Magnesit-Lagerstätte Oberdorf an der Lam(m)ing, der in den letzten Jahren etwa 70.000 t Rohmagnesit pro Jahr produzierte, während der Talkbergbau bei St. Kathrein seit 1963 eingestellt ist. Der Oberdorfer Magnesit-Bergbau liegt 1,5 km S des Ortes. Der Magnesitkörper dieser Lagerstätte liegt im Hangenden eines dunklen, gegen oben heller werdenden crinoidenführenden Kalkzuges, der selbst in einer sandig-tonigen Serie steckt. Eine schmale Übergangszone von Dolomit vermittelt zwischen Kalk und Magnesit. Im Hangenden des Magnesites schließen graphitische tonig-sandige Schiefer und Konglomerate an, die im Grenzbereich vertalkt wurden (I. Lesko, 1960, S. 40 f.). Im Magnesit von Oberdorf treten neben grobkristallinem weißem Spatmagnesit auch Pinolite und Bändermagnesite auf. An Begleitmineralien ist Talk, Pyrit (im Talk), Kupferkies, Fahlerz, Strontianit, Coelestin, Apatit und Leuchtenbergit erwähnenswert (K. Matz, 1939 a, b; H. Meixner, 1952; I. Lesko, 1960; J. Haditsch, 1966 a). Mit letztgenannter Arbeit liegt eine moderne zusammenfassende Darstellung der Lagerstätte vor. 6 km südlich von

Oberdorf befindet sich am Hohenburg eine weitere Magnesit-Talklagerstätte mit ganz analogem Aufbau (I. Lesko, 1960, S. 44 ff.).

Über die Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch liegt neben einer Reihe älterer Literatur (K. Redlich, 1913; K. Redlich & O. Grosspietsch, 1913; W. Petrascheck, 1928 b; K. Metz, 1937; H. Weninger, 1960) die monographische moderne Studie von D. Briegleb (1971) vor. Der im Jahre 1881 eröffnete Magnesitbergbau der Veitsch hat eine besondere historische Bedeutung: Er stand am Anfang der Entwicklung der Magnesitindustrie über viele Jahre hin als eine der größten und wichtigsten Magnesitlagerstätten der Welt im Vordergrund des wirtschaftlichen Interesses. Durch den höheren Eisengehalt, der sich bei der modernen Erzeugung hochfeuerfester Steine mehr und mehr als schädlich erwies und auf Grund der starken Verunreinigungen der Lagerstätte mußte der Grubenbau 1966, der Tagbau 1968 stillgelegt werden. Für die Entwicklung der genetischen Vorstellung der Magnesitlagerstätten bildete die Veitsch lange Zeit hindurch eines der hervorragendsten Diskussionsobjekte. Der Magnesit ist hier ähnlich wie in den zuvor beschriebenen analogen Lagerstätten an die unterkarbonen fossilführenden, besonders an Crinoiden reichen Kalke und Dolomite gebunden, welcher Karbonatzug im Norden von der detritischen Oberkarbonserie überlagert wird – Abb. 169. Der Magnesit erscheint nach D. Briegleb (1971, S. 367, 374) als unregelmäßiger Verdrängungskörper im Dolomit ohne klare Beziehung zur sedimentären Schichtung oder Tektonik. Eine hydrothermale epigenetische Bildung erscheint diesem Autor als sehr wahrscheinlich, ist aber nicht beweisbar, wie er betont. Wir haben zu Beginn dieses Abschnittes Gründe für eine sedimentär-diagenetische Magnesitbildung geltend gemacht. Eine Zusammenstellung über die bis dahin bekannten 29 Mineralarten der Veitscher Magnesitlagerstätte hat H. Weninger (1960) gegeben.

Von den Magnesitvorkommen im östlichsten Abschnitt der Grauwackenzone, also aus dem Raum des Semmering, liegen nur ältere Beschreibungen der Vorkommen am

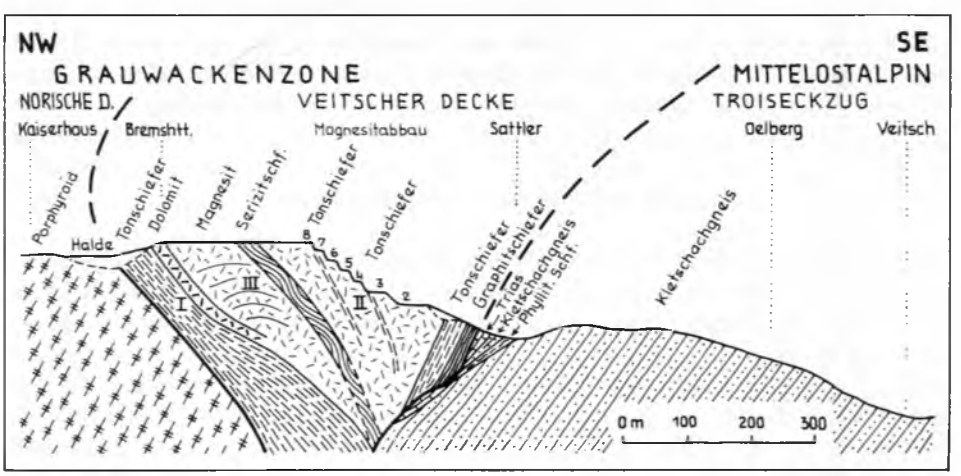


Abb. 169: Profil durch die Magnesitlagerstätte im Unterkarbon von Veitsch nach W. Petrascheck (1928 b, Abb. 1). Tektonische Grenzen ergänzt. I–III: Fossilfundpunkte: I Fauna Kochs, II Fauna Klebelsbergs, III Lepidodendron-Fundstelle.

Eichberg bei Aue und Weißenbach vor (O. Grosspietsch, 1911; K. Redlich, 1914; etc.). H. P. Cornelius hat die Einkeilung der Magnesitlinsen in die tieferen Teile der Oberen Grauwackendecke hier wohl zu Recht tektonisch gedeutet (siehe S. 542).

C. Die dritte eingangs erwähnte Gruppe der Lagerstätten in der steirischen Grauwackenzone soll hier auf Grund ihrer geringeren Bedeutung nur kurz gestreift werden. Es handelt sich um den im Oberkarbon der Veitscher Decke auftretenden, zwischen Semmering und Rottenmann sporadisch vorhandenen, aus Pflanzensubstanz hervorgegangenen und daher in Flözen lagernden Graphit. Abbaue waren einst entlang der Palten–Schobertalung in Singsdorf S Rottenmann, St. Lorenzen, Dietmannsdorf NW Trieben, Gaishorn, Wald, Kalwang, S Mautern, im Leimsgraben S Kammern, in der Pressnitz NW Kaisersberg und in der Jassing N St. Michael in Betrieb (G. Klar, 1964, S. 123, Abb. 44). Heute laufen nur noch die Bergbaue im Sunk bei Trieben sowie in Kaisersberg bei Leoben. Der Graphit tritt in mehreren Flözen im dunklen Karbonschiefer eingelagert auf. Einen Überblick über den Aufbau der steirischen Graphite haben nach der klassischen Studie von E. Weinschenk (1901) O. Friedrich (1936 c) und G. Klar (1964) gegeben.

In dem seit dem Jahr 1871 im Sunk bei Trieben am Hohentauern betriebenen Graphitbergbau werden in wechselndem Maß drei Flöze (Liegen-, Hangend- und Zubauflöz) abgebaut, die im großen linsenförmige Gestalt aufweisen, in den beiden Hauptflözen 1,5 m mittlere Mächtigkeit besitzen und hier maximal bis auf 3 m anschwellen können (E. Mathias, 1954, S. 97; G. Klar, 1957, S. 295; 1964, S. 54 ff., Abb. 20 f.). Die Graphitförderung im Bergbau Trieben betrug 1975 5032 t.

Der Bergbau nördlich von Kaisersberg, der auf der größten europäischen zusammenhängenden Lagerstätte mit einigen Millionen Tonnen Rohgestein beruht, kann urkundlich bis zum Jahre 1753 zurückverfolgt werden, in welchem der als „Wasserblei" bezeichnete Graphit in den Akten des Bergrichters in Eisenerz erwähnt worden ist. Fünf 6–12 m mächtige, 60°–85° steil nordwärts einfallende Lager sind hier bekannt und Grundlage für den wichtigsten Graphitbergbau Österreichs (G. Klar, 1957, S. 295; 1964, S. 44 ff., Abb. 12 ff.). Die Graphitförderung Österreichs betrug – von der Haldengraphitgewinnung in Mühldorf bei Spitz/Donau abgesehen – 1975 17.187 t, von denen 12.155 t vom Bergbau Kaisersberg, der Rest vom Sunk bei Trieben stammen.

g) Literatur zur Grauwackenzone

G. Agiorgitis & O. Schermann, 1973; F. Aigner, 1930; G. Aigner, 1931; N. Al-Hasani & H. Mostler, 1969; H. Amerom & M. Boersma, 1974; O. Ampferer & W Hammer, 1922/1924, 1933; O. Ampferer & Th. Ohnesorge, 1912, 1918; O. Ampferer & O. Reithofer, 1937; F. Angel, 1919, 1929, 1939 a, b, 1956, 1964; F. Angel, J. Hanselmayer & F. Laskovic, 1966; F. Angel & F. Trojer, 1955; H. Barnick, 1962; F. K. Bauer, 1967; F. K. Bauer, H. Loacker & H. Mostler, 1969; W Baumgartner, 1974, 1976 a; F. Becke, 1903; P. Beck-Mannagetta, 1964 a; A. Beran, 1975; W Berger, 1950; J. Bernhard, 1966; E. Böhne, 1931; E. Braumüller, 1939; D. Briegleb, 1971; K.-H. Büchner, 1970, 1974; H. Buttmann, 1913; R. Canaval, 1895; E. Clar, 1953 c, 1956, 1972; E. Clar, O. Friedrich & H. Meixner, 1965; H. P.

Cornelius, 1930, 1936 a, b, 1937, 1939 b, 1940, 1941 a, b, c, 1950, 1951, 1952 a, b; F. Czedik-Eysenberg, 1959; F. Czermak, 1931; J. Čžjžek, 1854; W Del-Negro, 1950, 1970; B. Duftschmidt-Wilser, 1930; N. Eberhardt & H. Mostler, 1966; F. Ebner, 1973–1974; G. Emmanuilidis & H. Mostler, 1970; K. Ernst, 1973; O. Felser, 1976; G. Flajs, 1964, 1967 a, b; G. Flajs & H. Schönlaub, 1973, 1976; H. Flügel, 1964, 1970, 1975 b; H. Flügel & H. Schönlaub, 1972; F. Foetterle, 1852; H. Formanek, 1964; H. Formanek, H. Kollmann & W Medwenitsch, 1962; H. v. Foullon, 1886; E. Frasl-Jünger, 1953; O. Friedrich, 1936 c, 1951, 1953 a, 1967, 1968 b, 1968/69; O. Friedrich & I. Peltzmann, 1937; W Fritsch, 1953, 1960; E. Fritz, 1970, 1972 a, b; A. Fuchs, 1954; E. Fugger, 1881; G. Gaal, 1966; G. Gabl, 1964; H. v. Gaertner, 1934; H. Gamerith, 1964; O. Ganss, 1941, 1954; O. Ganss, F. Kümel & E. Spengler, 1954; K. Gaulhofer & J. Stiny, 1912; G. Geyer & M. Vacek, 1916; M. Glaessner, 1935; B. Granigg, 1947; O. Grosspietsch, 1911; G. Guitard, 1958; E. Haberfelner, 1931 a, b, 1935; E. Haberfelner & F. Heritsch, 1932; J. Haditsch, 1966 a, b, 1968 a, b; J. Haditsch & H. Mostler, 1967, 1969, 1970, 1974; H. Haiden, 1936; W Haidinger, 1846; H. Hajek, 1966; P. Haldimann, 1975; W Hammer, 1919, 1925 b, 1932, 1938; F. Hampl, 1953, 1976; F. Hampl & R. Mayrhofer, 1963; J. Hanselmayer, 1965, 1966; F. v. Hauer, 1847, 1857; L. Hauser, 1936–1938 b, 1938 c, 1939 a, b, 1940; W Heissel, 1947, 1951, 1954, 1955, 1968; W Heissel, R. Oberhauser, O. Reithofer & O. Schmidegg, 1965; H. Helfrich, 1960; F. Heritsch, 1907 b, 1908 a, b, 1909, 1910, 1911 a, b, c, 1912 b, 1917, 1921, 1927 b, c, 1928, 1929, 1930, 1931 a, b, 1932, 1933; G. Hiessleitner, 1929, 1931, 1935; A. Himmelbauer, 1933; K. Hirschberg, 1965; S. Hoernes & F. Purtscheller, 1970; R. Höll & A. Maucher, 1968; H. Holzer, 1966; O. Homann, 1955; A. Horkel, 1975; G. Horninger, 1957; G. Hoschek & H. Mostler, 1976; M. v. Isser, 1884, 1888, 1904, 1904/05; H. Jaeger, 1970; W Jongmans, 1938; H. Juvancic & F. Kirnbauer, 1971; F. Karl, 1953 a, b, 1954; A. Kern, 1927; A. Kern et al., 1952; F. Kirnbauer, 1959, 1969, 1972, 1975; G. Klar, 1957, 1964; R. v. Klebeslberg, 1927, 1935; L. Kober, 1909, 1912 a, 1938; M. Koch, 1893; L. Kölbl, 1935, 1938; O. Kühn, 1962; K. Küpper, 1956; K. Lechner, H. Holzer, A. Ruttner & R. Grill, 1964; H. Leitmeier & W Siegl, 1954; I. Lesko, 1960; M. Lipold, 1854; J. Llarena, 1953; W Lukas, 1971 a, b, c; M. Maczek, 1955; E. Mathias, 1954; E. Mathias & F. Budin, 1954; K. Matz, 1939 a, b, 1953; A. Mavridis & H. Mostler, 1970; R. Mayrhofer, 1953; R. Mayrhofer & F. Hampl, 1958; W Medwenitsch, 1956; H. Meixner, 1952, 1953, 1974; H. Meixner & E. Clar, 1953; K. Metz, 1937 a, b, 1938 a, b, 1940, 1947, 1949, 1950, 1951, 1953, 1958, 1967 a, 1971 a, b; K. Metz et al., 1964; H. Mohr, 1910, 1922, 1927, 1933, 1960; H. Mostler, 1964 a, b, 1965 a, b, 1966 a, b, c, 1967 a, b, 1968, 1970 a, b, c, d, 1972 b, c, 1974, 1975; A. Nöh, 1951; K. Oestreich, 1900; Th. Ohnesorge, 1905, 1908, 1919; Th. Ohnesorge, F. Kerner-M. et al., 1935; V v. Pantz & A. Atzl, 1814; F. Pausweg, 1976; I. Peltzmann, 1932, 1934, 1937; K. Peters, 1854 b; W Petrascheck, 1927, 1928 a, b, 1932, 1947; W E. Petrascheck, 1952, 1963, 1966; A. Pichler, 1860; O. Pickl, 1975; H. Pienn, 1975; H. Pirkl, 1961; B. Plöchinger, 1967; F. Pošepný, 1880 a, b; E. Preuschen, 1967; E. Preuschen & R. Pittioni, 1954; F. Purtscheller, 1971; K. Redlich, 1903, 1904, 1905, 1907, 1913, 1914, 1923, 1931, 1935; K. Redlich & O. Grosspietsch, 1913; K. Redlich & K. Preclik, 1930; K. Redlich & W Stanczak, 1923 b; O. Reit-

HOFER, 1931, 1935, 1937, 1955 a; O. REITHOFER & SCHMIDEGG, 1964; F. A. REUSS, 1805; A. ROTHPLETZ, 1902; J. RUMPF, 1873, 1874; O. SCHMIDEGG, 1943, 1951 b; H. SCHÖNLAUB, 1970; H. SCHÖNLAUB & G. FLAJS, 1976; A. SCHOUPPÉ, 1950; J. SCHRAMM, 1974, 1975–1977; O. SCHULZ, 1971 a, b, 1972 a, b, c, 1974; O. SCHULZ & W LUKAS, 1970 a, b; W SCHUSTER, 1931; F. SCHWARZ, 1930; R. SCHWINNER, 1929, 1936, 1942; W SIEGL, 1969, 1972; W SIEGL & K. FELSER, 1973; D. SOMMER, 1972; E. SPENGLER, 1921, 1927; E. SPENGLER & J. STINY, 1926; R. v. SRBIK, 1929; J. STEINER-WISCHENBART, 1919; J. STINY, 1927, 1931; J. STINY & F. CZERMAK, 1932; W STIPPERGER, 1956; D. STUR, 1853, 1854, 1865, 1866, 1883; E. SUESS, 1909; F. THALMANN, 1974; A. THURNER, 1949; A. TOLLMANN, 1964 e, 1968 a, 1969 a, 1972 e, 1976 a, d, 1977 a; F. TOULA, 1877, 1885; F. TRAUTH, 1927; F. v. TREBRA, 1785; F. TREMEL, 1974; E. TSCHERNIG, 1958?; W TUFAR, 1969, 1974; V UHLIG, 1909; F. UNGER, 1843; H. UNGER, 1967, 1968 a, b, 1969, 1970, 1971, 1972 a, b; M. VACEK, 1901, 1903; H. VETTERS, 1911; K. VOHRYZKA, 1968; J. C. VOIGT, 1797; L. WEBER, 1974; L. WEBER, F. PAUSWEG & W MEDWENITSCH, 1973; E. WEINSCHENK, 1901; E. H. WEISS, 1958; H. WENINGER, 1960, 1968; J. ZEMANN, 1950; K. ZSCHOCKE & E. PREUSCHEN, 1932.

6. Die Steinacher Decke und Blaserdecke sowie das übrige oberostalpine Mesozoikum der Stubaier Alpen

a) Überblick über die Position

Die Steinacher Decke bildet einen landschaftlich eindrucksvollen, gut überschaubaren oberostalpinen Deckenrest, der sich in den Stubaier Bergen westlich der Brennerfurche ausdehnt. Beim Anblick der Tribulaungruppe von Osten, etwa vom Wolfendorn her, hat man einen prächtigen Blick auf die dunkle vorwiegend paläozoische Masse, die mit sanften Formen das mittelostalpine Tribulaunmesozoikum, das in weißen Wänden darunter abbricht, überlagert. Die Deckschollennatur dieser höchsten Einheit im Raum der Zentralalpen ist evident und für jeden Betrachter unzweideutig erkennbar.

Diese Steinacher Decke in der Tribulaungruppe stellt den von der Erosion verschonten Rest einer großen Schubmasse zwischen Trins im Norden und Grubenjoch im Süden dar, die außer kristallinen Spänen vor allem aus dem schieferreichen Altpaläozoikum (Steinacher Phyllit) besteht, über dem dann Karbon des Westfal D auflagert und von welcher weiter im Norden in gleicher Position über dem mittelostalpinen Stockwerk, tektonisch auflagernd, weitere kleine Reste in Form von Spänen, Keilen und Schollen aus Quarzphyllit, Karbon, aber auch Mesozoikum in nordalpiner (kalkalpiner) nichtmetamorph gewordener Fazies in der Serles- und Kalkkögelgruppe erhalten geblieben sind.

Die Blaserdecke in der Serlesgruppe bildet den größten zusammenhängenden Deckschollenlappen dieser oberostalpinen Schubmasse in den Stubaier Bergen, bestehend aus kalkalpinem Mesozoikum – Abb. 170.

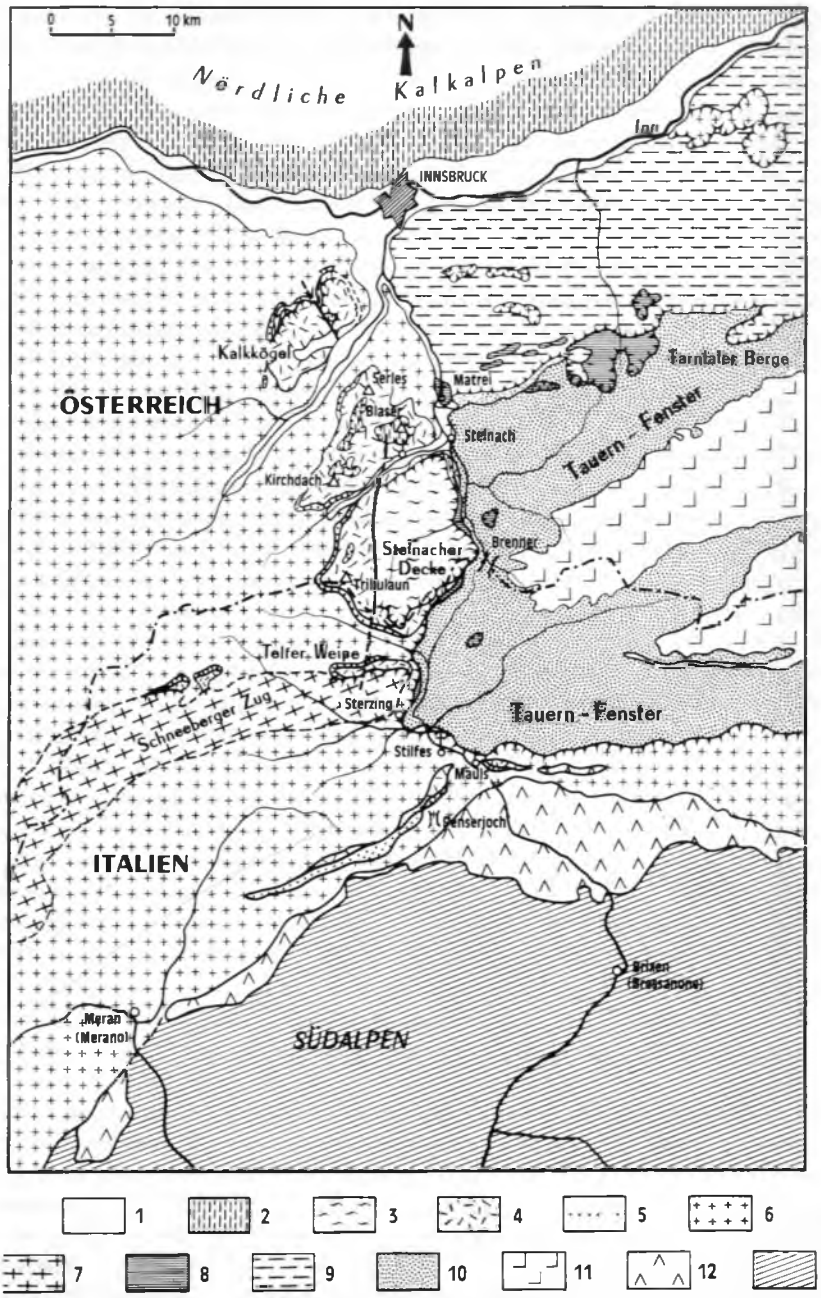


Abb. 170: Übersicht über die Tektonik der Stubaier Alpen und deren Stellung westlich des Tauernfensters nach J. GEYSSANT (1973 a, Abb. 1). Signatur: 1 – Quartär, 2 – oberostalpines Mesozoikum, 3 – oberostalpiner Quarzphyllit; 4–7: Mittelostalpin, 4 – Mesozoikum, 5 – Permoskyth, 6 – Ötztaler Kristallin, 7 – Schneeberger Zug; 8–9: Unterostalpin, 8 – Permomesozoikum, 9 – Innsbrucker Quarzphyllit; 10 – penninische Schieferhülle, 11 – penninischer Zentralgneis, 12 – Tonalitintrusionen, 13 – Südalpen.

In der Art des tektonischen Übereinanders, der Deckenabfolge samt spezifischer Fazies, Metamorphose und dem eigenartigen Baustil mit Einwicklung in einer Spätphase gleicht nun der Flügel der Zentralalpen westlich des Tauernfenster-Westrandes vollkommen dem Flügel östlich des Tauernfenster-Ostrandes. Das haben die großen Alpentektoniker von der Art von L. Kober und R. Staub bereits bei ihren Synthesen im Jahr 1923, 1924 erkannt, das ist noch viel klarer in der Neuzeit, in der Gegenwart, nach Erfassung der Einzelheiten der Fazies, der Trennung von Mittel- und Oberostalpin, der Sekundäreinwicklungen etc. herausgearbeitet worden. Haben wir im Ostflügel über den penninischen Schieferhülldecken der Tauern zunächst das mittelostalpine Altkristallin des Liesergebirges, darauf das Stangalmmesozoikum in mittelostalpiner, zentralalpiner Fazies mit merkbarer Metamorphose und kräftiger Auswalzung, dann die große Phyllitmasse der Gurktaler Decke mit dem Stangalmkarbon des Westfal D und weiter im Osten auflagernd Trias in nordalpiner Fazies, die aber im Stangalmgebiet teilweise als sekundär in tiefe Position geraten und eingewickelt erkannt worden ist, so entspricht dem im Flügel westlich des Tauernfensters die Abfolge der penninischen Schieferhülldecken im Brennergebiet, des Ötz-Stubaier Kristallins, des zentralalpinen, mittelostalpinen, mäßig metamorphen Stubaier Mesozoikums, darüber der Steinacher Decke und schließlich des Blaser-Mesozoikums, das ebenfalls sekundär, hier sogar mehrfach, in den Untergrund tektonisch eingewickelt worden ist (siehe S. 397).

Der Baustil des Oberostalpins läßt demnach im Gebiet der Stubaier Alpen einerseits große, in sich geschuppte oder gefaltete flachlagernde Deckenlappen erkennen, andererseits durch Verkeilung in Richtung der nordvergenten Bewegung in den zentralalpinen mesozoischen Untergrund hineingetriebene mächtige oberostalpine Quarzphyllit Keile erfassen, die einst von F. v. Kerner (1909, S. 260 ff.; 1911, S. 385–452, Abb. 3, 8) erkannt und später mehrfach bestätigt worden sind (O. Schmidegg, 1956, S. 281 f., Taf. 1; J. Geyssant, 1971, S. 355; A. Tollmann, 1973 b, S. 137 f., etc.). Schließlich sind in neuerer Zeit in Anlehnung an die Ersterkenntnisse von O. Meier (1927, S. 100) immer weitere Einwicklungen von oberostalpinen abgerissenen Schichtpaketen an den Nordflanken der einzelnen Berggruppen erkannt worden (A. Tollmann, 1963 a, S. 89, Abb. 14; J. Geyssant, 1973 a, S. 389, 394, Abb. 1 ff.; 1973 b, S. 43, Abb. 1).

b) Anmerkungen zur Erforschungsgeschichte

Grundsätzlich sei hier auf die Ausführungen auf S. 367 verwiesen, die die Erforschung dieses Abschnittes der Zentralalpen unter Einbeziehung der oberostalpinen Deckschollen beleuchten. Hier soll nur nochmals festgehalten werden, daß das Gebiet der Steinacher Decke erstmals durch A. Pichler (1859, S. 219 ff.) in einer für die damalige Zeit erstaunlich guten Art beschrieben worden ist, daß dann die Untersuchungen von F. v. Kerner (1898–1926) und die Erfassung des Deckencharakters durch A. Rothpletz (1905, Abb. S. 212) einen entscheidenden Fortschritt brachten und schließlich – unter Überspringung der zwischenzeitlichen Studien – die Darstellung von O. Schmidegg (1949) die einzige monographische Bearbeitung der Steinacher Decke aus der neueren Zeit enthielt. Für die Blaserdecke gilt ein ähnlicher Gang der Erforschungsgeschichte: Auf

die Arbeit von A. Pichler (1859 etc.), der die Grundzüge dieses Abschnittes erfaßt hatte, folgten die Aufnahmen von F. Kerner (besonders 1911, 1919), der die ausgedehnte Überschiebung der Blaserdecke erkannt hatte, schließlich die Spezialarbeit über die Deckenstruktur der Blaserdecke von O. Schmidegg (1956). Für den Gesamtraum dieses Stubaier Oberostalpins wird dann für das Verständnis der tektonischen Großgliederung die Abtrennung vom mittelostalpinen Sockel durch den Verfasser (1959 a, S. 37 ff.; 1963 a, S. 81 ff.) entscheidend. Die mit viel Feingefühl für Stratigraphie, Fazies und tektonischen Stil in die Einzelheiten des Baues dieser Region eindringenden Untersuchungen von J. Geyssant (1966–1974) stellen die jüngste Phase der Erforschung auf dem Boden der Deckenlehre dar, die in Kürze durch eine monographische Arbeit dieses Autors abgeschlossen werden wird.

c) Schichtfolge und Bau der Steinacher Decke

Die zusammenhängende Masse der Steinacher Decke erstreckt sich über dem Tribulaun-Mesozoikum im Bereich zwischen Gschnitztal im Norden über das Obernberger Tal bis zum Grubenjoch nördlich vom Pflerschtal im Süden, von der Brennerfurche im Osten bis zur Portjoch-Störung im Westen. Sie umfaßt demnach die Berggruppen des Nößlachjoches nördlich, jene vom Sattelberg-Portjoch südlich des Obernberger Tales. Ausläufer der Decke durchschwärmen ferner zentrale Teile der Tribulaun- und Kirchdach-Kesselspitz-Gruppe.

Die Schichtfolge der Decke umfaßt als ältestes Altkristallinzüge aus diaphthoritischem Gneis (Sandjöchl, Mulischrofen S Gschnitztal, ober Nößlacher Terrasse etc.) – O. Schmidegg (1949, S. 5).

Die Hauptmasse der Decke besteht aus dem Steinacher Quarzphyllit, einem grauen bis graugrünen, von Quarzadern durchsetzten Phyllit mit Quarziten, Graphitschiefern und Chloritschiefer-Zügen sowie Einlagerungen von basischen Ganggesteinen wie Glimmerporphyriten bis Diabasen (W Steinach). In den höheren Partien des Quarzphyllites, wie sie besonders auf der Nordseite und im Gipfelgebiet des Nößlacherjoches erscheinen, treten Eisendolomit-Auflagerungen und -Einschaltungen, ferner Bänderkalke, zum Teil in Magnesit verwandelt, auf. Schmidegg betonte, daß die Eisendolomite stets an das auflagernde Karbon angrenzen, sich also im obersten Teil der Quarzphyllite einstellen. Obgleich bisher noch keine fossilmäßige Alterseinstufung vorgenommen worden ist, kann man aus Analogiegründen ein altpaläozoisches Alter dieser Steinacher Phyllite analog etwa den unterostalpinen Innsbrucker Quarzphylliten annehmen, aus deren kalkigen Einlagerungen ja Altpaläozoikum bis einschließlich Unterdevon bestimmt worden ist (vgl. S. 151).

Auf dieser Quarzphyllitserie transgrediert das Oberkarbon mit hellen Quarzkonglomeraten und Sandsteinen, die durch feine graphitische Substanz graue Farbe aufweisen. Mehr gegen Hangend stellen sich dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer bis Graphitschiefer ein, die noch mit dem Sandstein wechsellagern. Die Sandstein-Schieferserie enthält eine Reihe von Kohlenflözen aus Anthrazit, die Mächtigkeiten bis 2 m erreichen und im Bergbau über 200 m weit verfolgt werden konnten. Die Verbreitung dieses Karbons ist bei O. Schmidegg (1949, Abb. 3 und S. 7 ff.) und J. Geyssant (1971, Abb. 1) dargestellt: Es nimmt eine ungefähr W-E-streichende Zone südlich

der Linie Nößlach–Nößlachjoch–Bereich Queneck ein. Das Konglomerat hat KARL (1956, S. 72 ff.) petrographisch untersucht: Quarz, Quarzit, Plagioklasgneise, Granitgneise, Arkosen, Kieselschiefer, Chloritschiefer, Phyllite, Keratophyre und Mikrofelsite sind als Komponenten nachgewiesen, die von KARL zum Teil aus dem ostalpinen Altkristallin, zum Großteil aber aus der Schieferhülle der Tauern abgeleitet werden, was auf Grund paläogeographischer Vorstellungen für das Karbon nicht naheliegt, sondern der entsprechende Anteil ist durchaus auch aus den naheliegenden oberostalpinen altpaläozoischen Serien, also dem unmittelbaren Untergrund beziehbar. Daß die Metamorphose des darin enthaltenen ostalpinen Altkristallins samt Spuren retrograder Umwandlung voroberkarbonen Alters ist, verwundert durchaus nicht.

Im Zusammenhang mit der Kohlenführung sind seit alters Pflanzenfunde aus diesem Karbon des Nößlacher Joches („Steinacher Joch", „Brennergebiet") gemeldet worden, die zusammenfassend bereits von F. v. KERNER (1898) bearbeitet worden sind (vgl. auch R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 154). Eine revidierte Liste der Flora unter Berücksichtigung weiterer Neuaufsammlungen findet sich bei W JONGMANS (1938, S. 101). Sie enthält unter anderem *Calamites suckowi* BRGT., *Annularia sphenophylloides* ZENKER, *A. stellata* SCHL., *Asterophyllites equisetiformis* SCHL., *Sphenophyllum emarginatum* BRGT., *S. oblongifolium* G. & K., *Lepidodendron obovatum* STERNB., *L. rimosum* STERNB., *Sigillaria brardii* BRGT., *Stigmaria brardii* REN., *Alethopteris lonchitica serli* BRGT., *Neuropteris cordata* BRGT., *Pecopteris plumosa* ARTIS, *P. arborescens* BRGT. etc. etc. Nach JONGMANS werden die Schichten durch diese Flora in das Westfal D eingestuft, sind also gleichaltrig mit dem auch in den übrigen geologischen Aspekten gleichwertigen Stangalmkarbon im Gegenflügel östlich des Tauernfensters.

Eine Nutzung der Kohlenflöze wurde ab 1924, als man mit bergmännischen Aufschlußarbeiten begann, mit mäßigem Erfolg bis in die Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg versucht, schließlich als unrentabel eingestellt. Einbaue wurden besonders SW ober Nößlach (Friedrichstollen) vorgenommen, worüber O. SCHMIDEGG (1949, S. 10) ausführlich berichtete.

Die Schichtfolge der Steinacher Decke schließt mit dem Karbon, jüngere Serien sind der Erosion anheimgefallen und nur in den nördlich benachbarten Berggruppen erhalten, so daß bei Besprechung dieser darauf eingegangen wird.

Für den tektonischen Bau der Steinacher Decke ist zunächst die äußerst große Mobilität der Quarzphyllite maßgebend für eine innige Verkeilung dieser Phyllite mit dem Untergrund, dem Tribulaun-Mesozoikum und jenem der Kirchdachspitzgruppe nördlich des Gschnitztales, wo die Ausläufer dieser Decke hinüberreichen. Im Hauptdeckenkörper kann man auf Grund der Einbeziehung des Karbons im Nordteil der Decke eine innere Teilung in zwei schuppenförmige Haupteinheiten erkennen – Abb. 171. Die tiefere Einheit (Nößlachjoch-Einheit) baut das Nößlachjoch auf und reicht vom Quarzphyllit über den Eisendolomit bis in das Karbon. Südlich vom Eggergraben folgt nach SCHMIDEGG (l. c.) die höhere Einheit (Leitnerberg-Einheit), die über dem Karbon im Gebiet des Leitnerberges und im Raum westlich von Gries am Brenner NNE-vergent aufgefahren ist. Diese Hauptbewegung erfolgte nach O. SCHMIDEGG (l. c., S. 16) entlang von WNW-ESE-Achsen in Richtung NNE, eine jüngere, zum Teil mit erstgenannter Transportrichtung noch interferierende Einengungsphase mit NW- bis W-

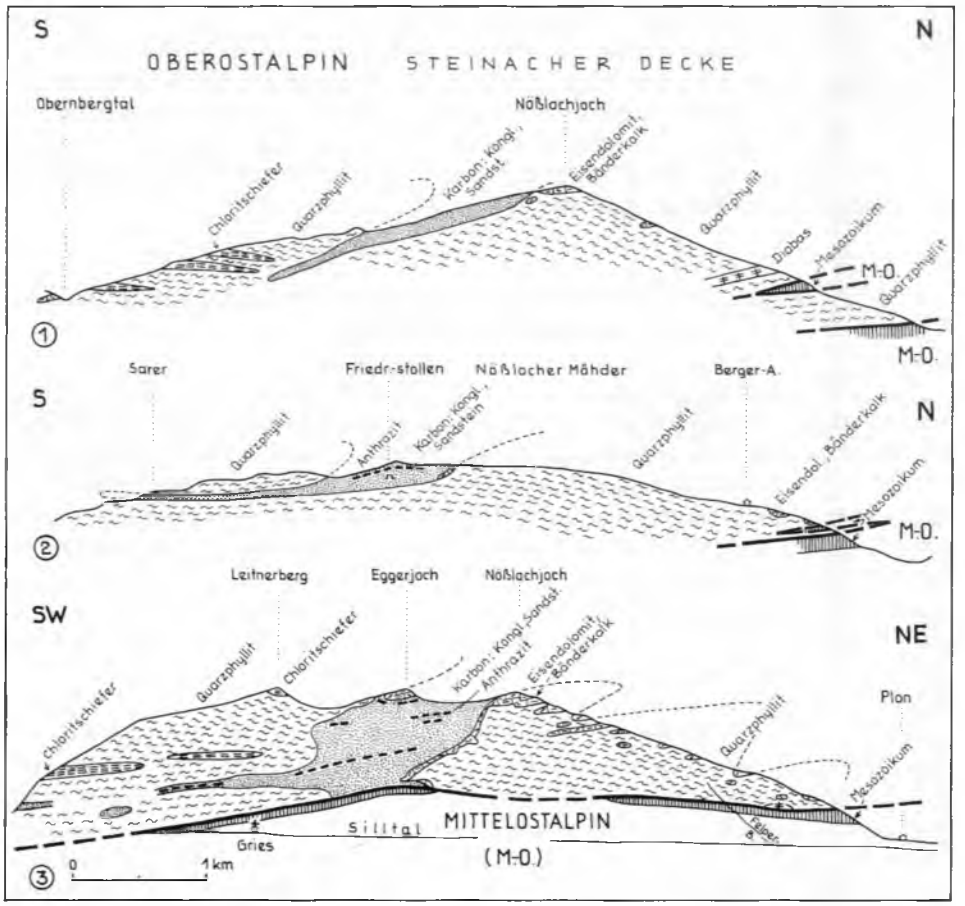


Abb. 171: Der Schuppen- und Faltenbau der Steinacher Decke im Nößlachjoch-Gebiet NW vom Brennerpaß nach O. SCHMIDEGG (1949, Abb. S. 9).

vergent wirkender Kraft prägte noch die SW-NE bis S-N gerichteten, allerdings stärker zurücktretenden Faltenachsen. Diese Bewegungen werden als alpidisch betrachtet. Sowohl die oben erwähnte Hauptschuppungsfläche, als je eine weitere, besonders im Hangenden und Liegenden begleitende untergeordnete weitere Bewegungsfläche, die einen Schuppenbau in der Gipfelregion des Steinacherjoches bewirkten, sind bereits von F. KERNER (1923, S. 81) erfaßt worden.

Über die Bruchtektonik des Gebietes ist bereits S. 400 referiert worden, besonders über den meridional hinziehenden Portjochbruch, der den Hauptkörper der Steinacher Decke gegen Westen begrenzt und zugleich die auffällige Mächtigkeitsabnahme des Tribulaun-Mesozoikums im Ostflügel, im Liegenden der Steinacher Decke, bewirkt.

Als Auslieger der Steinacher Decke im Süden haben noch die kleinen Deckschollen aus Quarzphyllit im Kammgebiet der Telfer Weiße und am Sterzinger Roßkopf über dem Brennermesozoikum südlich des Pflerschtales auf Südtiroler Boden gegol-

ten, die das einst bedeutende Ausmaß der Deckenmasse auch gegen Süden hin markierten. Waren sie früher vielfach (B. SANDER, 1929, S. 49 f.; O. SCHMIDEGG, 1949, S. 4) und auch noch vom Verfasser selbst (1963 a, S. 93) nicht nur als südliche Auslieger der Steinacher Decke, sondern zugleich als Brücke und Vermittlung zum Schneeberger Zug gedeutet worden, so ist die erstgenannte Bindung heute wohl nicht mehr aufrechtzuerhalten, sondern der Schneeberger Zug greift hier offenbar mit kleinen Deckschollen über mittelostalpines Mesozoikum vor.

d) Schichtfolge und Bau der Blaserdecke und der äquivalenten Späne in den Stubaier Bergen

Für jenen Beobachter, der auch die Fazies und Metamorphose der mesozoischen Serien der Zentralalpen in seine Betrachtung einbezieht, bietet das in Form der Blaserdecke in der Serlesgruppe im Gipfelaufbau auflagernde nordalpine, faziell kalkalpine fossilreiche Mesozoikum über dem fast fossilfreien, faziell zentralalpin entwickelten Stubaier Mesozoikum des Sockels eine ebenso eindrucksvolle Gruppe oberostalpiner Deckschollen wie die aus dem zugehörigen Paläozoikum bestehende Steinacher Deckscholle im Hangenden des Tribulaun-Mesozoikums. Die grundlegende detaillierte kartographische Darstellung dieser Blaserdecke geht auf O. SCHMIDEGG (1956, Taf. 1) zurück, später haben H. KÜBLER & W MÜLLER (1962, Taf. 13) eine weitere Darstellung geboten. Die Konturen der Deckscholle nach der jüngsten Neuaufnahme des Gebietes durch J. GEYSSANT findet sich in dessen Arbeit von 1972, Abb. 1 – Abb. 172. Über den Resten von Steinacher Quarzphyllit im Gebiet Platz–Mähder SE vom Blasergipfel und von Karbonkonglomeraten im Zwiesel–Mähder und obersten Vallschwern 2 km NW Trins sowie Juraschürflingen, welche die Anknüpfung an die Steinacher Decke auch in der Serlesgruppe gewährleisten, liegt die aus Habler-, Blaser-, Kesselspitz-Deckscholle und weiteren kleineren Schollen bestehende Blaserdecke mit ihrer ausschließlich mesozoischen, vom Nor bis in den Lias reichenden Serie als höchstes tektonisches Element in der mittleren Berggruppe der Stubaier Alpen vor.

Über die mesozoische Schichtfolge der Blaserdecke gibt Tab. 23 Auskunft. Wir werden im folgenden eine Übersicht über die hier vertretenen Schichtglieder durch Zusammenfassung der in den verschiedenen Abschnitten der Stubaier Alpen verzettelten und zum Teil eingewickelten Späne einschließlich des Hauptlappens der Blaserdecke geben, um einen Eindruck über die Gesamtheit der Schichtglieder zu vermitteln. Die angeführten Maximalmächtigkeitswerte stellen hiebei keineswegs die ursprünglichen Maximalmächtigkeiten dar, da die Schichtgruppen stets durch tektonische Reduzierung verschiedener Art in ihrem Ausmaß beschnitten sind.

Die tiefsten Schichtglieder sind in dem Pfriemesköpfl-Span ober der Muttereralm erhalten, der am Nordrand der Kalkkögelgruppe unter dem Wettersteindolomit der Pfriemeswand eingewickelt ist, wie J. GEYSSANT (1973 a) zeigen konnte – Abb. 120–122. Die Serie umfaßt nach diesem Autor, S. 383 ff., unter der Bezeichnung „Serie B" basal einen intensiv verfalteten Komplex aus anisischem Muschelkalk, bestehend aus vielleicht 50 m mächtigen anisischen Tonmergeln und Kalkschiefern, die mit Lagen von dunklem Kalk durchzogen sind, sowie aus etwa 20 m mächtigem,

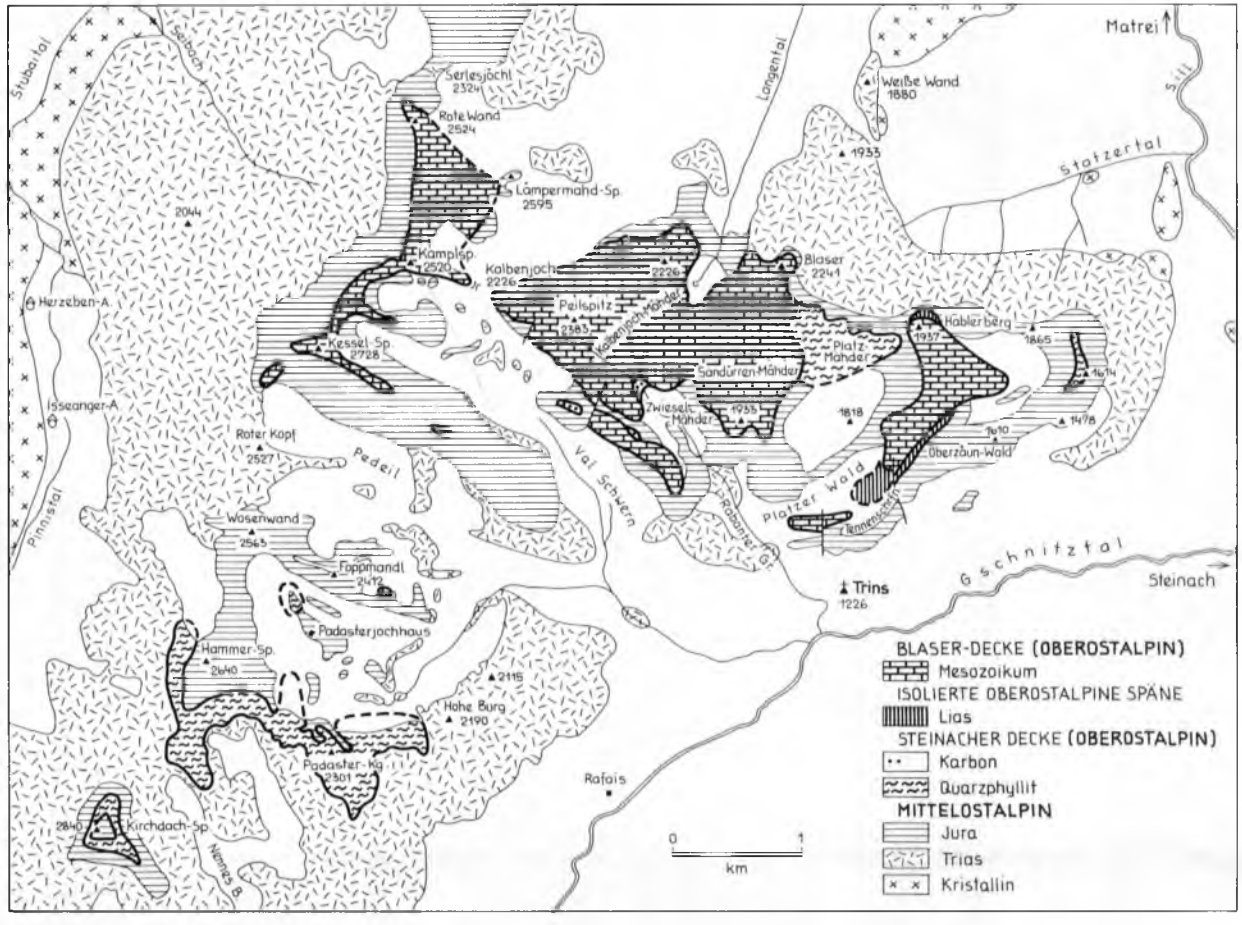


Abb. 172: Die oberostalpine Deckschollengruppe der Blaser- und Steinacher Decke über dem mittelostalpinen Mesozoikum der Serlesgruppe in den Stubaier Alpen nach O. Schmidegg (1956, Taf. 1) und J. Geyssant (1973 b, Abb. 1).

dunklem, plattigem, etwas dolomitischem Kalk im Hangenden – vgl. Abb. 121. Darüber folgen in diesem in das Mittelostalpin der Stubaier Alpen eingewickelten oberostalpinen Span 120 m ladinische bis cordevolische Partnachschichten, aus dunklen Mergelschiefern mit *Trachyceras aon* MSTR. an *triadicum* MOJS. (G. MUTSCHLECHNER, 1933, S. 63), *Daonella* cf. *pichleri* MOJS. (B. SANDER, 1915, S. 143) und *Bactryllium schmidii* HEER (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 90) und aus knolligen, blaugrauen bis selten auch hellrosa Partnachkalken bestehend, die *Cidaris*-Reste, Brachiopoden und Bivalven führen.

Die Fortsetzung der Serie finden wir unter tektonischer Eliminierung des Karn in der Blaserdecke in der Serlesgruppe. Dort ist das Nor als 300 m mächtiger heller, gebankter Hauptdolomit im Gebiet des Habler, der Peilspitze und Kamplspitze trotz tektonischer Mylonitisierung und Reduzierung der Basis erhalten (O. SCHMIDEGG, 1956, S. 287, Taf. 1–2) und findet man den obernorischen Platten-

Tab. 23 : Das oberostalpine Mesozoikum nordalpiner Fazies in den Deckschollen der Stubaier Berge :
Späne des Mulischrofen und der Steinacher Berge (Tribulaungruppe), der Blaserdecke und Pfriemesspan

(Nach H.KÜBLER et al. 1962, S.208; A.TOLLMANN, 1963a, S.86 f.; J.GEYSSANT, 1973b, S.45; R. FISCHER & F.TURINSKY, 1975 etc.)

Mächtigkeiten : Maximalwerte der tektonisch stark reduzierten Späne und Schollen

		Tektonischer Hangendzuschnitt
U. BERRIAS – O.TITHON	5 m	Ammergauer Kalk (Aptychenschichten) des Mulischrofen etc. mit *Tintinnopsella carpathica* (M. & F.) des Unterberrias; *Calpionella alpina* LORENZ, *C.* gr. *elliptica* CADISCH, *Crassicollaria parvula* REMANE etc. des Obertithon
U. TITHON	2 m	Haselbergkalk (Roter Knollenkalk) des Mulischrofen etc. mit *Praetintinnopsella*, *Globochaete alpina* LOMB., *Saccocoma*, Radiolarien
U. MALM	5 m	Ruhpoldinger Radiolarit des Mulischrofen mit *Lithocampe elegans* HINDE
DOGGER ?	8 m	Reitmauerkalk (Filamentenkalk) der Steinacher Berge
Höh. LIAS	40 m	Hierlatzkalk (roter Mittel- bis Oberlias-Crinoidenkalk) der Aigenwiese mit *Involutina liassica* JONES, *Vidalina martana* FARIN., *Trocholina*, *Nodosaria*, *Frondicularia*, *Lenticulina* etc.
Mittl. LIAS	3 m	Roter Adneterkalk der Kesselspitze mit Ammoniten des Domer : *Meneghiniceras lariense* (MEN.), *Lytoceras cornurolandi* BETT., *L. suttneri* GEYER ?, *Amaltheus stockesi* (SOW.), *A. subnodosus* (Y & B.), *Protogrammoceras meneghini* (BON.) etc. bis Untertoarc : *Nodicoeloceras annulatiforme* (BON.)
Tief. LIAS	10 m	Adneterkalk der Kesselspitze des Unterlias bis unt. Mittellias
RHÄT	28 m	Oberrhätkalk der Kesselspitze : dickbankiger Kalk mit *Thecosmilia fenestrata* REUSS
	50 m	Kössener Schichten der Kesselspitze. Lumachellekalke und Schiefer mit *Rhaetavicula*, *Gervilleia*, *Pecten*, Korallen
NOR	100 m	Plattenkalk der Kesselspitze
	300 m	Hauptdolomit der Kesselspitze
		Tektonische Lücke
LADIN – CORDEVOL	120 m	Partnachschichten des Pfriemesköpfl : Mergelschiefer mit *Trachyceras aon* MSTR., *T. triadicum* MOJS., *Daonella* cf. *pichleri* MOJS., *Bactryllium schmidii* HEER; blaugraue knollige Kalke mit *Cidaris*, Brachiopoden, Bivalven
ANIS	20 m	Muschelkalk des Pfriemesköpfl : Dunkler, plattiger Kalk
	50 m	Anistonmergel und Kalkschiefer ebenda
		Tektonischer Liegendzuschnitt

k a l k in Form einer dickbankigen Wechselfolge von Kalken und Dolomiten mit einer Maximalmächtigkeit von 100 m im Bergkamm „Ober der Mauer" nördlich der Kesselspitze (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 87).

Das Rhät wird in dieser Einheit durch etwa 50 m mächtige K ö s s e n e r S c h i c h t e n und 28 m mächtigen Oberrhätkalk repräsentiert. Die Kössener Schichten zeigen die gewohnte Wechselfolge von dunkelgrauen bis blaugrauen Kalken und Lumachellen, ocker anwitternden Mergelkalken, schwarzen milden Tonschiefern und auch hellgrünen bis violetten Schiefertonen. Die Fauna der kalkigen Partien enthält neben Korallen *Gervilleia* sp., *Rhaetavicula* sp., *Pecten* sp. etc. Man trifft schön entwickelte Kössener

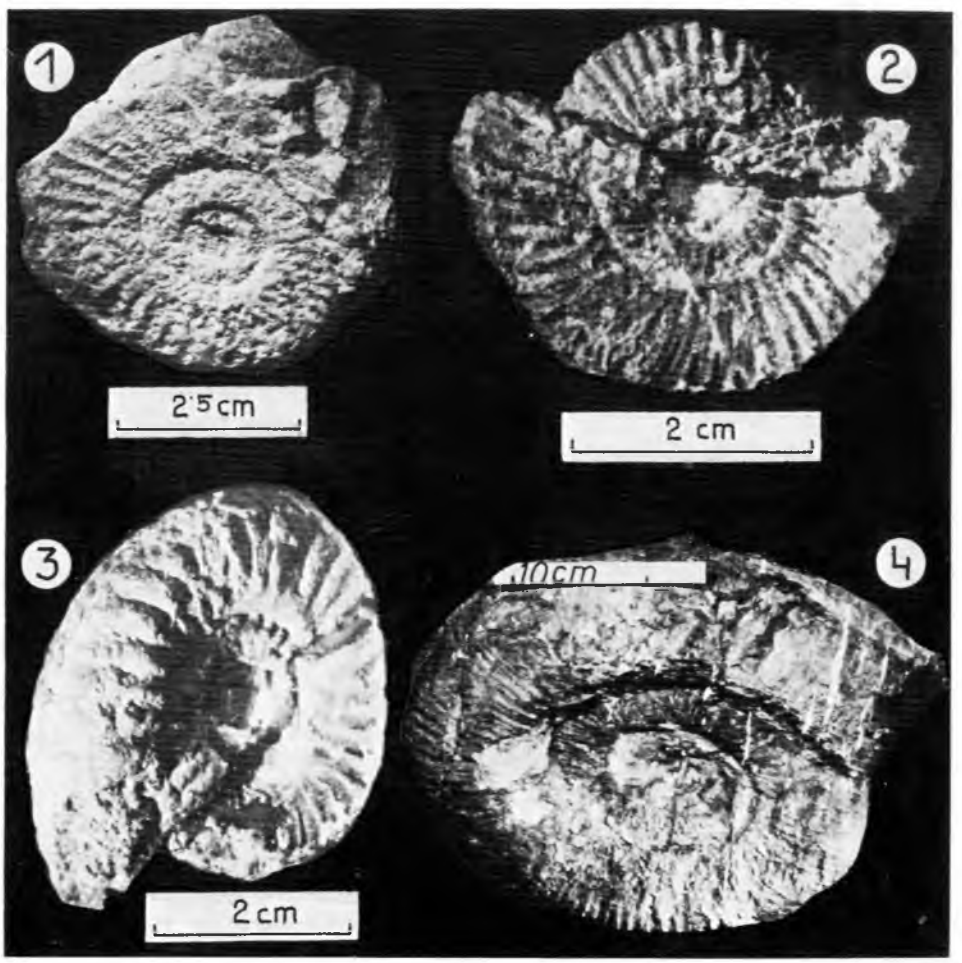


Abb. 173: Tektonisch verformte Lias-Ammoniten im Adneter Kalk der oberostalpinen Kesselspitz-Deckscholle in der Serlesgruppe der Stubaier Alpen nach R. FISCHER & F. TURINSKY (1975, Abb. 2). Fig. 1 – *Arieticeras* gr. *algovianum* (OPPEL), Fig. 2 – *Reynesoceras ragazzonii* (HAUER), Fig. 3 – *Amaltheus subnodosus* (JOUNG & BIRD)?, Fig. 4 – *Lytoceras cornurolandi* BETTONI. (F. TURINSKY 1976, Taf. 1–3 pp.).

Schichtfolgen auf der Südseite und – eingefaltet – auf der SW-Seite der Kesselspitze an. Der Oberrhätkalk der gleichen Lokalität besteht aus einem hellen gebankten Kalk mit Stöcken von *Thecosmilia fenestrata* REUSS (H. KÜBLER & W.-E. MÜLLER, 1962, S. 213; A. TOLLMANN, 1963 a, S. 84 ff., Abb. 12 f.).

Am gleichen Kesselspitzkamm ist jüngst die Adneterkalkserie mit ihrem Ammonitenreichtum von R. FISCHER & F. TURINSKY (1975) sowie F. TURINSKY (1976) analysiert worden, nachdem bereits durch F. FRECH (1886, S. 359) von dort fünf Ammonitenarten und von A. TOLLMANN (1963 a, S. 87) eine Reihe weiterer Arten und Gattungen von Ammoniten erwähnt worden waren (Abb. 173). Nach dieser jüngsten Untersuchung ist hier zunächst an der Basis mit 10 m Mächtigkeit ein bunter, gelblicher, mikritischer, dickschichtiger, biogenreicher, reiner, tonarmer Adneterkalk des Unterlias bis unteren Mittellias vertreten, darüber folgen 3 m roten Adneter Mergelkalkes mit Subsolutionsspuren und einer reichen Ammonitenfauna des oberen Mittellias (Domerien) mit *Meneghiniceras lariense* (MENEGH.), *Lytoceras cornurolandi* BETTONI, *L. sutneri* GEYER?, *Amaltheus stockesi* (SOW.), *A. subnodosus* (YOUNG & BIRD)?, *Prodactylioceras mortilleti* (MENEGH.), *Reynesoceras ragazzonii* (HAUER), *Protogrammoceras meneghinii* (BONAR.), *P* gr. *isseli* (FUCINI), *P. celebratum* (FUCINI), *P.* gr. *pectinatum* (MENEGH.), *Arieticeras* gr. *algovianum* (OPPEL) etc. und des basalsten Oberlias, basales Toarc, mit *Nodicoeloceras annulatiforme* (BONAR.). Die obersten Dezimeter dieser Adneterserie liegen als rote Adneter Mergel vor.

Im Liaskalk der Aigenwiese bei Plon 2 km SSW Steinach ist in einem seit O. MEIER (1927, S. 100), G. MUTSCHLECHNER (1957, S. 89) und A. TOLLMANN (1963 a, S. 88) bekannt gewordenen, unter dem Steinacher Quarzphyllit eingewickelten oberostalpinen Rhät-Liasspan ein bräunlicher bis roter Hierlatz Crinoidenkalk des mittleren bis oberen Lias vertreten, der einerseits durch Ammoniten, andererseits durch eine von J. GEYSSANT (1973 b, S. 44) beschriebene Mikrofauna mit *Involutina liassica* JONES, *Vidalina martana* FARIN., *Trocholina* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Frondicularia* sp. und *Lenticulina* spp. eingestuft ist.

Höherer Jura und tiefstes Neokom der oberostalpinen Serie findet sich in gleicher Position unter der Steinacher Decke, etwas weiter im Westen, eingewickelt im Vorkommen der „Steinacher Berge" und des „Mulischrofen" südlich vom Gschnitztal, deren Fazies und Zugehörigkeit zum Oberostalpin durch J. GEYSSANT (1973 b, S. 44 f.) erkannt worden ist, nachdem G. MUTSCHLECHNER (1957), W E. MÜLLER (1960) und H. KÜBLER & W E. MÜLLER (1962, S. 208 ff.) das Vorkommen am Mulischrofen zuerst erfaßt, aber noch als Bestandteil des Sockelmesozoikums gewertet hatten.

In dem Span der Steinacher Berge 3 km SW Steinach trifft man nach J. GEYSSANT (1973 b, S. 44 f.; Abb. 2, Taf. 1) über 5 m Lias-(Hierlatz-)kalk 1,5 m knolligen Adneterkalk, dann etwa 10 m roten knolligen Kalk, dessen Hauptteil dem Typus des Filamentenkalkes des höheren Dogger (Reitmauerkalk), dessen oberster Teil aber unter Ausfall der Malmradiolarite bereits dem Untertithon mit *Globochaete alpina* LOMBARD und *Praetintinnopsella* sp., also dem Typus Haselbergkalk, angehört. Darüber sind schließlich noch 2 m eines cremefarbigen sublithographischen obertithonen Calpionellenkalkes (Ammergauer Kalk) erhalten, aus dem *Calpionella alpina* LORENZ, *C.* gr. *elliptica* CADISCH, *Crassicolaria* gr. *intermedia* (DUR.-DELGA) und *Cr. parvula* REMANE bestimmbar waren (l. c.).

Die ähnliche Schichtfolge des der gleichen Einheit zugehörigen Mulischrofen 3 km SW Trins enthält nach J. Geyssant (l. c.) außerdem auch einen 5 m mächtigen roten oder violetten Radiolarit mit der Radiolarie *Lithocampe elegans* Hinde (H. Kübler etc., 1962, S. 209), der nach seiner Position den untermalmischen Ruhpoldinger Radiolarit darstellt, ferner etwa 2 m tithonischen roten Knollenkalk mit *Globochaete alpina* Lombard und Calpionellen (Haselbergkalk), schließlich 5 m hellgrauen oder cremefarbigen Calpionellenkalk, der durch den Nachweis von *Tintinnopsella carpathica* (Murg. & Filip.) bereits in die Basis des Berrias hineinreicht (Ammergauer Kalk).

Die Tektonik dieser Schollen zeigt zunächst in der erosiv unterteilten Deckschollenmasse der Blaserdecke in der Serlesgruppe eine flache, später noch mäßig verfaltete Überschiebungsbahn der Kesselspitz-, Blaser- und Habler-Deckscholle sowie zusätzliche innere Verfaltungen (O. Schmidegg, 1956, Taf. 2; A. Tollmann, 1963 a, Abb. 12; J. Geyssant, 1971, Abb. 4; 1972, Abb. 2) – Abb. 123.

Die übrigen genannten Späne sind eingewickelte Schollen, teils an der Nordseite der Tribulaungruppe (J. Geyssant, 1973 b, Abb. 1), teils an der Nordflanke der Kalkkögelgruppe (J. Geyssant, 1973 a, Abb. 2, 4, 5). Über den mehrphasig angelegten Falten-(Achsen-)Plan dieser Einheit wurde ebenso wie über das Prinzip und die Bedeutung der erwähnten Einwicklung bereits S. 397 f. referiert.

e) Literatur

H. Dünner, 1934; R. Fischer & F. Turinsky, 1975; F. Frech, 1886; J. Geyssant, 1966–1974; F. Karl, 1956; F. v. Kerner, 1898, 1909, 1911, 1919, 1922, 1926; R. v. Klebelsberg, 1935; H. Kübler & W.-E. Müller, 1962; G. Langheinrich et al., 1970; W Jongmans, 1938; O. Meier, 1927; W.-E. Müller, 1960; G. Mutschlechner, 1933, 1957; A. Pichler, 1859; F. Purtscheller, 1971; A. Rothpletz, 1905; B. Sander, 1915, 1929; O. Schmidegg, 1949, 1956; R. Schwinner, 1925 a; A. Tollmann, 1959 a, 1963 a, 1973 b, 1975 b; F. Turinsky, 1975, 1976; K. Vohryzka, 1968.

7. Der Drauzug

(Lienzer Dolomiten, Gailtaler Alpen und Nordkarawanken)

a) Überblick

Der Name „Drauzug", in seiner ursprünglichen Schreibweise „Drau-Save-Zug", geht auf Th. v. Zollikofer (1859, S. 200) zurück, der die Individualität dieser Einheit zunächst in ihrem östlichsten Abschnitt südlich vom Bachergebirge erfaßt hatte. Seit C. Diener (z. B. 1899, S. 211) hat sich die Bezeichnung „Drauzug" für jene Region nahe der Nord-/Südalpengrenze östlich der Drauquelle durchgesetzt, die dieser Autor 1903, S. 621 f., als einen „langgestreckten, geradlinig verlaufenden Gebirgsstreifen" charakterisiert hat, „der sich in WO beziehungsweise WNW-OSO-Richtung bis gegen

Warasdin in Kroatien verfolgen läßt" E. Suess hat die Bedeutung dieses Drauzuges als eines selbständigen tektonischen Gliedes der Ostalpen bereits 1875, S. 34 f., gewürdigt. „Der Drauzug ist ausgezeichnet durch seine geradlinige Streichrichtung, stark gestörte Lagerungsverhältnisse, große Mannigfaltigkeit des Baues, in dem fast alle geschichteten Formationen, die man innerhalb der Ostalpen kennt, hier in mariner Entwicklung vertreten sind, und durch ein Zusammentreffen der Nord-Südalpinen Ausbildung innerhalb der mesozoischen Formationen" Dieser Begriff Drauzug hat in der Folge, allerdings in eingeschränkter Form (vgl. L. Kober, 1938, S. 68), reduziert auf den Bergzug Lienzer Dolomiten, Gailtaler Alpen und Nordkarawanken nördlich der Narbenzone, ganz allgemein im geologischen Schrifttum Eingang gefunden.

Wir betreten in diesem Drauzug, der die erste Zone des Ostalpenstammes nördlich der gewaltigen Periadriatischen Linie bildet, ein in stratigraphischer, namentlich aber in fazieller und auch tektonischer Hinsicht besonders interessantes Stück Land, da ja hier Verbindendes und Trennendes zwischen Nord- und Südstamm des Alpen-Karpaten/Dinaridengebirgssystems zu finden sein muß, da hier seit langem die Wurzelzone der höheren ostalpinen Decken gesucht worden ist und da heute diese Zone im Zusammenhang mit der Frage der Bedeutung der Periadriatischen Naht im Licht der Plattentektonik erneut an Interesse gewonnen hat. Die Bedeutung dieser Zone entlang der Nord-Südalpengrenze ist naturgemäß seit Einzug der Deckenlehre im Jahre 1903 in einer noch immer keineswegs abgeschlossenen Diskussion Gegenstand der Auseinandersetzungen von Forschern der verschiedensten Meinungen geworden, wobei aber hervorgehoben werden muß, daß bereits zu dieser Zeit der seit F. Teller herausgearbeitete Faziskontrast im Paläozoikum und Mesozoikum beiderseits der Naht und damit der Verlauf der großen Nahtlinie klar herausgearbeitet war (vgl. C. Diener, 1903, Taf. 4 bei S. 488).

Heute läßt sich jedenfalls unter Berücksichtigung der neuesten Ergebnisse der stratigraphisch-faziellen Forschung der Drauzug in Kurzform wie folgt charakterisieren: Es liegt in diesem schmalen, aus Kristallin, wenig Paläozoikum im Westen, zunehmender Beteiligung von Paläozoikum im Osten und sehr mächtigem nichtmetamorphem Mesozoikum ein wurzelnaher Teil (nicht die Wurzel selbst) des fernüberschobenen oberostalpinen Deckensystems vor, der primär in kretazischer Phase als Bestandteil dieser bis 165 km weit transportierten Großeinheit nordwärt fernverfrachtet worden ist und der später durch sekundäre, mehrphasige intensive Einengung zufolge der weiter anhaltenden gewaltigen Pressung in dieser wurzelnahen Zone zu einem engen, steilen, durch Aufschuppung zerrissenen Faltenpaket umgeformt worden ist, das heute vorwiegend Steilschlichtung des Schichtinhaltes anzeigt – Abb. 174. Diese schmale Zone ist gegen Süden durch junge bruchtektonische Lineamente erster Ordnung, nämlich der Periadriatischen Naht, durchgehend von den Südalpen getrennt, sie ist durch eine Reihe unter flachem Winkel vergitterter Großstörungen in ihrem Westteil gegen Norden unvollständig bruchtektonisch abgegrenzt (siehe Abb. 187).

In diesem wurzelnahen Abschnitt besitzt das im übrigen als Deckgebirgsdecke abgescherte Oberostalpin im Gailtalkristallin bereits einen Rest seines altkristallinen Sockels, der im Norden in der Goldeck-Gruppe und im Karawankenvorland durch Überschiebung des oberostalpinen Altpaläozoikums über diaphthoritischem mittelostalpinen Kristallin bereits abgeschert worden ist.

Abb. 174: Die Steilschlichtung der Serie des westlichen Drauzuges durch sekundäre Pressung ist weithin für diese wurzelnahe Scholle charakteristisch. Das Bild zeigt die Steilstellung des Hauptdolomites im Laserz 8 km SSE Lienz in den Lienzer Dolomiten.

In fazieller Hinsicht sind im Paläozoikum einschließlich dem Nötscher Karbon – das mit zunehmenden Untersuchungen den übrigen älterkarbonischen Vorkommen in den Nordalpen besser als früher gedacht vergleichbar wird (H. FLÜGEL, 1975 b, S. 20), aber mit seinem jungen Anteil in deutlichem Kontrast zum südalpinen Karbon steht – im Drauzug gute Beziehungen zu den Nordalpen gegeben. Die Fazies des Mesozoikums zeigt südoberostalpinen Charakter (A. TOLLMANN, 1975 b, S. 40), das heißt, sie gehört dem Südrand des nordalpinen Faziesbereiches zu, der auf Grund von zahlreichen Einflüssen von den Südalpen einen spezifischen Typus innerhalb des nordalpinen Faziesraumes, als Licische Fazies bezeichnet (siehe S. 625), einnimmt, der also eine Vermittlerrolle zwischen den inneren Geosynklinalteilen der beiden Stämme besitzt, wie dort ausgeführt wird. In diesem Sinne bildet der Drauzug nicht nur aus tektonischen Gründen, sondern auch auf Grund der Faziesbeziehungen den im Süden erhalten gebliebenen Rest des südlichen Oberostalpins, demnach die Südfortsetzung der Nördlichen Kalkalpen.

Im Gesamtzusammenhang betrachtet, erscheinen demnach derartige wurzelnahe Partien als südliche Fortsetzung der Nordkalkalpen jenseits des durch bedeutende Erosion über der zentralen Aufwölbung der Zentralalpen zum guten Teil entfernten (nur in Steinacher/Blaserdecke bzw. Gurktaler Decke in Resten erhaltenen) Zwischenstückes nicht nur im Kernstück des Drauzuges in den Lienzer/Gailtaler Alpen und in den Nordkarawanken, sondern es sind noch drei weitere Gruppen derartiger Späne und Schollen im Südalpengrenzgebiet entlang der Periadriatischen Linie erhalten geblieben:

1. Der Winnebacher Kalkzug zwischen Unterplanken und Winnebach W Sillian, dessen großräumige Position und Äquivalenz zum Drauzugmesozoikum bereits von M. Furlani (1912, S. 256; 1919, Taf. 1) herausgearbeitet und in neuerer Zeit durch den Verfasser (1963 a, S. 189, Taf. 2) und F. Sassi, A. Zanferrari et al. (1974, S. 423, Abb. 1) präzisiert worden ist.

2. Eine erst kürzlich von A. Zanferrari entdeckte dünne, sehr lange Lamelle aus permotriadischem, insbesondere permoskythischem Material, die Lesachtal-Lamelle, stellt sich bei Niedergail SW Birnbaum entlang des Südrandes des Draukristallins als Grenzzone, als letzter Rest einer eingeklemmten Drauzugpermotrias mit gegen Süden aufsteigender Schichtfolge in vertikal stehender Serie gegen das südalpine Paläozoikum hin ein (F. Sassi, A. Zanferrari et al., 1974, S. 424, Abb. 1; A. Zanferrari, 1976), wobei sich übrigens an der letztgenannten Grenze S Luggau noch in 13 km Länge ein ebenfalls erst jüngst erfaßter periadriatischer Tonalitzug einschaltet (F. Sassi & A. Zanferrari, 1973).

3. Gegen Osten hin setzen noch Schollen bei Strasche (Straže) und Ober-Dollitsch, Rötschach (Zreče) N Gonobitz, Pöltschach (Poljcane) und im Matzelgebirge (Macelj) das nordalpine Mesozoikum östlich von den Nordkarawanken nördlich der Alpin-dinarischen Grenze in Richtung Varaždin fort.

b) Anmerkungen zur Periadriatischen Naht, der Südgrenze des Drauzuges

Die großartige Geosutur, die südlich des Drauzuges die Grenze zwischen den Nord- und Südalpen bildet, ist Teilstück eines von der Poebene bei Lanzo bis in das Ungarische Becken bei Varaždin verfolgbaren Lineamentes von eminenter Bedeutung, das hier im Zusammenhang mit der Frage des Drauzuges, seiner Stellung und Begrenzung kurz behandelt werden soll, obgleich im zweiten Band dieser Abhandlung nochmals in größerem Rahmen darauf einzugehen sein wird.

Als Bezeichnung dieser seit langem erfaßten Linie ist entweder der von ihrem westlichsten Abschnitt stammende, auf A. Spitz (1919 b, S. 112) zurückgehende Name Insubrische Linie oder die von E. Suess (1885, S. 328) von einer lokalen Bruchlinie der Südalpen auf die Gesamtstörung übertragene Bezeichnung Periadriatische Linie üblich. Auch der Name Alpino-dinarische Naht (E. Suess, 1901, S. 422) ist bei den in geologischer Hinsicht an die Dinariden anzugliedernden Südalpen gerechtfertigt und daher vielfach verwendet worden.

Diese Linie setzt sich aus mehreren, eigens bezeichneten Teilstücken zusammen. Der Abschnitt der Insubrischen Linie s. str. läuft von Lanzo über Locarno nach Osten, setzt in der „Tonalelinie“ über Sondrio bis in das Sulzberg-Gebiet fort, wird dort von der SSW-NNE-verlaufenden Judicarienlinie E. v. Mojsisovics (1879, S. 106) offensichtlich über Meran in Richtung E Sterzing versetzt, setzt wiederum mit W-E-Verlauf als Pusterer Linie (M. Furlani, 1919, S. 40), dann als Gailbruch bzw. Gailtallinie (Bezeichnung allerdings gegenüber dem Autor dieses für eine Linie nördlich des Gailtales geprägten Begriffes, F. Frech, 1892, S. 352, in der neueren Literatur abgewandelt verwendet) und schließlich als Karawankenlinie gegen Osten fort (H. Bögel, 1975,

S. 166 ff., Abb. 1). Dieser Ostteil ist durchaus nicht aufgelöst und zersplittert, wie F. KAHLER (1936, S. 179) und F. KAHLER & S. PREY (1963, S. 105 ff.) annehmen und setzt sich nicht in der Karawanken-Überschiebung fort: Die flachen Transversalbewegungen der Karawanken, die sich bis in die jüngste Zeit fortsetzen, haben natürlich nichts mit der steilstehenden und tiefgreifenden Periadriatischen Naht zu tun.

Über die Bedeutung dieser tiefreichenden Narbe im Körper der Alpen, von E. SUESS (1901, S. 422, 428 ff.) zu Recht als trennendes Element zwischen Nord- und Südalpen bzw. Dinariden erkannt, ist viel diskutiert worden.

Eine erste Gruppe von Forschern hat die Existenz einer derartigen durchlaufenden Struktur einfach wegdiskutiert bzw. eine scharfe Trennung von Nord- und Südalpen abgelehnt. Die Auffassung dieser Autoren beruht stets auf einer Unterschätzung der faziellen Eigenheit des Drauzuges gegenüber den Südalpen, sie beruht auf einer Unkenntnis der Existenz des Durchlaufens der Periadriatischen Linie auch im Bereich des Gailtales, der Karawanken etc. und vor allem auf einer Geringachtung des enormen Unterschiedes zwischen dem deckentektonisch geformten Gebäude nördlich gegenüber dem Baustil der Platte südlich dieser Narbe. Die Reihe dieser Forscher reicht von F. KOSSMAT (1913, S. 119) über R. SCHWINNER (1915, S. 8 ff.), F. HERITSCH (1915 b, S. 129) zu H. P. CORNELIUS (1949, S. 253 ff.), der bei Unterdrückung der Gailtallinie am Südrand des Gailtalkristallins und Hervorkehrung des Transgressionsverbandes der Lienzer Dolomiten auf ihrer Unterlage „die Trennung von Alpen und Dinariden aufs vollkommenste ad absurdum" zu führen glaubte.

Aber auch bei einer Reihe von Anhängern der Vorstellung des Deckenbaues im Sinne von P. TERMIER (1904 a) war eine direkte Verbindung von Nord-Südalpen ohne namhafte Trennung, ohne Verstellung an einer Narbe im Sinne von P TERMIER gedacht worden, der die Nordalpen vom dinarischen Schlitten überfahren sah, ganz wie später R. STAUB (1924, S. 211 ff., 215 ff.), der seine Steirische Decke als höchstes Element der Ostalpen direkt vom Hochdinarischen ableitete oder auch noch P. FALLOT (1955, S. B 152, 159; Abb. 1), der das mittelostalpine Altkristallin ohne Störung in den Sockel der Südalpen fortsetzen läßt und die Gailtaler Alpen bzw. die südlichen Kalkalpen insgesamt als normale Auflagerung über einem derartigen einheitlichen Kristallin zeichnete, und R. TRÜMPY (1960, Taf. 1) mit ähnlicher Vorstellung.

Auf der anderen Seite hat eine Gruppe von Forschern die Existenz der heute anerkannten, durchlaufenden Periadriatischen Linie im Sinne von E. SUESS bereits früh erfaßt, den faziellen wie tektonischen Gegensatz zu beiden Seiten der Linie gesehen und auf eine beträchtliche Verschluckung entlang dieser „Narbe" im Sinne von L. KOBER seit 1912 geschlossen. Vom Verfasser ist der Gegensatz zu beiden Seiten der Alpen-Dinaridengrenze speziell 1963 a, S. 173 ff., 187 ff., herausgearbeitet worden. Heute mißt man dieser Linie gerade im Zusammenhang mit der selbständigen Bewegung von Mikrokontinenten im Rahmen der Plattentektonik endlich die gebührende Bedeutung zu.

Worauf beruhen nun heute unsere Vorstellungen über eine so bedeutende Verstellung und das Verschwinden beträchtlicher Zwischenstücke zwischen Nord- und Südalpen entlang der Narbenzone. Folgende Fakten sind hervorzuheben:

1. Die Faziesgegensätze im Jungpaläozoikum zu beiden Seiten der Grenze sind bedeutend, wie S. 596 erwähnt.

2. Die Faziesunterschiede im Mesozoikum (vgl. A. TOLLMANN,

1965 b, S. 129; H. Bögel, 1975, S. 173) erstrecken sich über eine Vielzahl von Schichtgliedern vom Permoskyth angefangen aufwärts, wie S. 585 f. und 625 ausgeführt wird.

3. Die paläogeographischen Elemente sowie die Sedimentationszonen in der Permotrias und im Jura der Südalpen streichen schräg und quer an die Periadriatische Linie heran (A. Bosellini, 1965, Abb. 10, S. 36; J. Aubouin et al., 1965, Abb. 2, S. 153; K. de Jong, 1967, Abb. 4); das ergänzende Land, in dem sich die Bögen im Norden schließen könnten, fehlt.

4. Von den gewaltigen Deckensystemen der Ostalpen, von denen gegen Westen hin entlang der Periadriatischen Linie dank einer in diese Richtung stetig fortschreitende Heraushebung des nördlichen Alpenkörpers immer tiefere Elemente zutage kommen, sehen wir in den Südalpen keine Spur. Für eine derartige Gliederung und Fortsetzung des gesamten ostalpinen Deckengebäudes im Bereich der Südalpen haben wir keine sichtbaren Zeugen, da sich die alpidischen südvergenten Aufschuppungen gegen Osten hin in den südvergenten Deckenbau der Dinariden weiterentwickeln und demnach hier im Sinne von L. Kober ein selbständiger Gebirgsstamm vorliegt. Sollte auch der südalpine Block als Ganzes in Spätphase bei einem jüngeren Vorstoß tiefere Elemente der Nordalpen wie etwa das Pennin noch eine Strecke weit überfahren haben, so hat dies grundsätzlich nichts mit dem Innenbau des Südblocks zu tun. Dieser Gegensatz des Baustils, des Deckengebäudes im Norden gegenüber der südalpinen Platte im Süden darf nicht übersehen werden (A. Tollmann, 1963 a, S. 188).

5. Diese Verschiedenartigkeit der orogenetischen Gestaltung von Nord- und Südalpen kommt auch durch die Gosautransgression mit entsprechend starken Diskordanzen nach der mediterranen Phase im Bereich der Zentralalpen (Kainach, Krappfeld, Lavanttal) gegenüber den vielfach vollständigen und ungestörten Oberkreideprofilen in den Südalpen zum Ausdruck, wie H. Bögel (1975, S. 177) näher ausführt.

6. Bögel (l. c.) macht auch auf das Fehlen einer entsprechenden alpidischen Metamorphose in den Südalpen aufmerksam.

Alles zusammengenommen spricht unzweideutig für das Fehlen eines beträchtlichen Stückes von Kruste entlang der Periadriatischen Linie. Entscheidend aber wird der Kontrast in den beiden heute gegenüberliegenden Schollen durch die an dieser Linie erfolgte Seitenverschiebung (siehe unten) bedingt, bei deren Zurücknahme eine Reihe der eben erwähnten Fakten erklärt werden kann.

Stellen wir nun einige Überlegungen über den Baustil und die mechanische Wirksamkeit dieses Lineamentes an. Es stellt eine steile, nach ihrem anhaltenden geradlinigen Verlauf, der auch im Satellitenbild prächtig hervortritt, offenbar tiefgreifende Bewegungsfuge dar, an der in vielen Abschnitten durch Mylonitbildungen die Wirksamkeit deutlich wird (Zerreibung der Tonalite entlang der Linie im Pustertal, Bildung einer Trümmerbrekzie im Antholzer Granitgneis, Mylonitisierung des Tonalites im Lesachtal etc. – H. Bögel, 1975, S. 174). Mit Aufkommen der paläomagnetischen Messungen wurden gerade in bezug auf die Bedeutung der Periadriatischen Linie nach kräftiger Fehlinterpretation der ersten Messungen (D. van Hilten, 1960, S. 84; 1964, S. 47 ff.) abenteuerliche Vorstellungen über eine „Tethys-Twist" (l. c., 1960, S. 50) von maximal 5000 km Seitenverschiebung an dieser Narbe und zugleich weiteren konstruierten, aber nicht vorhandenen Narben im Inneren der Ostalpen

entwickelt (J. DE BOER, 1963, S. 162 f.; 1965, S. 931 ff.; K. DE JONG, 1967, S. 113), die von J. HOSPERS & S. VAN ANDEL (1969, S. 28 ff.) und J. ZIJDERVELD et al. (1970, S. 639) widerlegt worden sind. Die Fehldeutung war bedingt gewesen durch die Annahme von Parallelverschiebungen der Schollen statt Rotation. In jüngster Zeit hingegen ist durch mehrfache Überprüfung verschiedener Forscher (J. HOSPERS et al., l. c.; J. ZIJDERVELD et al., 1970, S. 638, J. ZIJDERVELD & R. VOO, 1973, S. 148) eine Rotation von Oberitalien um 50° gegen den Uhrzeigersinn festgestellt worden, die nach einer ersten Phase in der Oberkreide vornehmlich in die Zeit vor Ende Eozän bis Anfang Oligozän fällt. Diese Rotation ist allerdings bei den Überlegungen von H. LAUBSCHER (1971 a, S. 206; 1971 b, S. 827; 1973, S. 301), der wiederum große Werte einer Verschiebung (300 km) an dieser Linie unterbringen möchte, nicht erwähnt worden.

Beurteilen wir nun anhand des Versatzes von Faziesräumen, von Strukturen und von indirekten Auswirkungen auf das angrenzende Gebiet die aus geologischer Sicht wahrscheinlichen Vorgänge an dem uns hier interessierenden Stück der Narbe, also der Pusterer–Gailtaler Linie, so läßt sich durchwegs ein Horizontalversetzungssinn der Südscholle gegen Westen, also eine Rechtsseitenverschiebung feststellen:

1. Die breite Zone des spezifisch ausgebildeten Permoskyth Mittelkärntens und des Drauzuges in südoberostalpiner Fazies mit Unterrotliegendsedimenten, mit Grödener Schichten und den auf das Oberskyth begrenzten Werfener Schichten läßt sich nach G. NIEDERMAYR (1975, S. 124) besonders auch auf Grund der Schwermineralanalysen mit altersgleichen Beckensedimenten der Lombardischen Senke, etwa den Collio-Schichten, vergleichen, was bei einstigem Zusammenhang der beiden Areale nur durch eine Westverschiebung der Südscholle um 120 km erklärt werden könnte.

2. Das bezeichnende sandige Anis des Drauzuges in den Lienzer Dolomiten ist im sandreichen Anis der Peresschichten in den Pragser Dolomiten (TH. BECHSTÄDT & R. BRANDNER, 1970, S. 42) südlich der Narbe wiederzufinden, so daß man bei Vergleich dieser analogen Abschnitte (R. BRANDNER, 1972, S. 156 f.) zu einer Versetzung von 50 km käme. Berücksichtigt man aber die weitere Ausdehnung dieser sandigen südoberostalpinen Entwicklung bis in die Pfannockscholle der Gurktaler Alpen (A. TOLLMANN, 1975 b, S. 36, 40), so ergibt sich wiederum ein Versetzungsbetrag von 120 km.

3. Auf eine analoge Anknüpfung weisen weitere anisische Schichtglieder hin: So entspricht der Riffkalk der Alpelspitze in den Lienzer Dolomiten mit seiner Fauna mit dem Kalkschwamm *Olangocoelia otti* BECHSTÄDT & BRANDNER vollkommen jenem der Olanger Dolomiten in den Südalpen und schließlich der „Zwischendolomit" des westlichen Drauzuges dem Sarl- bzw. Mendoladolomit Südtirols.

4. Sucht man Anknüpfungspunkte zu den eigenartigen, bisher als „Partnachschichten" bezeichneten Plattenkalken des westlichen Drauzuges mit ihrer bis in das Anis hinabreichenden Serie, so ergeben sich große Parallelen bezüglich Lithologie, Altersumfang und auch gleichartiger Fischfauna mit *Ophiopsis lariensis* DE ALESSANDRI (R. SIEBER, 1955, S. 92 f.) mit den analogen Varenna-Perledokalken des Lombardischen Beckens, auf gleichgerichteten, wohl noch bedeutenderen Seitenversatz hinweisend.

5. Seit der Entdeckung mächtiger mitteltriadischer Dolomite am Dobratsch im Jahre 1958 und weiteren Funden von Tuffen in anderen Abschnitten des westlichen Drau-

zuges (Abb. 179) aus dem Zeitraum von Oberanis bis Karn haben wir einen weiteren Anknüpfungspunkt an die Südtiroler Dolomiten.

6. Ebenso knüpft die erst jüngst durch G. TICHY (1975) herausgearbeitete Makrofauna des Hauptdolomites der östlichen Gailtaler Alpen mit einer Reihe aus den Dolomiten beschriebener Dicerocardien und Neomegalodonten (siehe S. 618) eindeutig an diese im Westen gelegene südalpine Region an.

7 Auf eine derartige einstige Nachbarschaft gibt auch der in der lombardischen Fazies über dem Hauptdolomit auftretende dünnschichtige Kalk, der Calcare di Zorzino, mit bituminöser Fazies und seinen Fisch- und Wirbeltierresten Hinweis, der mit dem Plattenkalk vergleichbar ist (P CASATI, 1964, S. 448 ff., 465).

8. Ferner läßt sich der nunmehr durch P. FAUPL (1977) analysierte, bis in das Oberalb reichende Lavanter Flysch der Lienzer Dolomiten (siehe S. 623 f.) am besten mit dem Apt-Alb-Flysch von La Stua bei Cortina in den Dolomiten vergleichen (S. 625).

9. Versucht man aus den zum Teil enorm ausgedünnten alpidischen granitoiden Lamellen entlang der Periadriatischen Naht den Bewegungssinn der angrenzenden Schollen zu erschließen, so bietet sich die tropfenförmige Gestalt mit gegen Westen ausdünnenden Schwanz des – allerdings schon in den Schweizer Alpen gelegenen – Bergeller Granites für die Ableitung der Bewegungsrichtung an: Die Scholle nördlich der Narbe muß zufolge der Schleppung dieses Schwanzes beim Herankommen an die Bewegungszone kräftig rechtsseitenverschoben sein, was im Einklang mit den übrigen Beobachtungen steht.

10. Sucht man nach versetzten tektonischen Strukturen zu beiden Seiten dieses fundamentalen Lineamentes, so fällt vor allem weiter im Westen der mögliche Versatz der Schlingentektonik des Altkristallins von etwa 130 km in gleicher rechtssinnigen Verschiebungsart zwischen Ötz/Penser Schlingen im Norden und Ceneri-Schlingen im Süden auf (H. BÖGEL, 1975, Abb. 1, S. 178), wobei aber die ursprünglich große Entfernung zwischen Mittelostalpin und Südalpin zu berücksichtigen ist.

Bezieht man noch die im Kartenbild sichtbaren Großstrukturen im Raum der Narbenzone in die Überlegungen mit ein und versucht unter Berücksichtigung der heute belegten Drehung des Südalpenblockes gegen den Uhrzeigersinn sich ein Bild vom Geschehen entlang der Periadriatischen Sutur zu machen, so könnte man folgende Entwicklung annehmen: 1. Bedeutende Rechtsseitenverschiebung an der erst nach der kretazischen Deckenbildung entstandenen Narbe; 2. darauffolgend ein gewaltiger Vorstoß des mittleren Teilstückes der südalpinen Scholle entlang der entstehenden Judicarienlinie – die damals noch an der Zwischenbergenstörung von Sillian über Lienz nach Obervellach fortgesetzt haben mag – nach Norden, wobei der tiefe Knick des Tauernfensters zustandekam! 3. Fortsetzung der Rotation der südalpinen Scholle gegen Westen, wodurch es zufolge des durch die Judicarien-Versetzung entstandenen vorspringenden Brixener Kopfes der Südalpen zu einer enormen, gegen NW gerichteten Druckübertragung auf die in Bewegungsrichtung liegende Ötzmasse kam (was vielleicht bei deren jungen am Nord- und Westrand bemerkbaren Vorstoß mitwirkte). 4. Bei weiterer Nachbewegung des Brixener Kopfes aber kam es in jüngster Zeit schließlich noch zum Weiterbau der Pusterer Linie gegen Westen, die auf den Satellitenbildern über Mauls hinaus an Sterzing im Süden vorbei bis N Sölden im Ötztal verfolgt werden kann (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1).

Abschließend sei noch erwähnt, daß die Position der beiden bekanntesten Blei-Zink-Lagerstätten beiderseits der Periadriatischen Naht, nämlich Raibl und Bleiberg, keineswegs der oben besprochenen Rechtsseitenverschiebung der Schollen entgegensteht. Es dürfen hier nämlich zum Vergleich nicht willkürlich zwei von den vielen derart vererzten Abschnitten herausgegriffen werden, die sich noch dazu in ihrer Karn-Schichtfolge vollkommen widersprechen (!), sondern es muß die gewaltige Ausdehnung der Vererzung im Streichen der nordalpinen Fazies in Erinnerung gerufen werden, die von Nordtirol und Bayern über den Drauzug bis in die niederösterreichischen Kalkalpen reicht (spezielle Studie hierüber von W Werneck, 1974). Aber auch wenn man nur den Drauzug allein ins Auge faßt, könnte man ja ebenso die Lagerstätte Mežica (Mieß) in den Ostkarawanken im Nordstamm zum Vergleich mit Raibl heranziehen und hätte dann einen umgekehrten Versetzungssinn als zuvor. Diese Beispiele zeigen, daß ein derartiger Vergleich bei der großen Ausdehnung der vererzten Serie zu keiner gesicherten Aussage über die Versatzrichtung führt.

Das Alter der Periadriatischen Naht kann nicht hoch sein. Sie muß erst nach dem mittel- bis oberkretazischen Deckenbau der Ostalpen durchgerissen sein, der ja von ihr bereits fertig angetroffen und durchschlagen wird. Mit Hilfe der Paläomagnetik könnte dieser Akt zu Ende des Eozäns einzustufen sein. Nach dem oligozänen Aufdringen der Tonalite entlang der tiefreichenden Narbe muß der Ausbau der Bewegungsfläche weiter fortgeschritten sein, da diese Intrusiva ja zum Teil noch extrem zu Lamellen verschleift und beansprucht sind (Beispiel: Bergell). Aus dem Satellitenbild glaubt der Verfasser die Fortsetzung der Narbe gegen Osten hin auch noch durch das Miozän nördlich des Matzelgebirges bis in den Raum Varaždin verfolgen zu können, was für ein junges bis jüngstes Ausbauen der Linie spricht. Außerdem mag in junger Vergangenheit weiterhin eine nordgerichtete Druckkomponente zu vertikalen Verstellungen an der Narbe geführt haben.

Die bei einer Gruppe von Forschern stets wiederkehrende Meinung vom hohen, voralpidischen Alter der Periadriatischen Linie, die später nur regeneriert worden sei (B. Sander, 1916, S. 211; A. Gansser, 1968, S. 139; R. van Bemmelen, 1970, S. 144; A. Mariotti, 1972 a, S. 128; H. Bögel, 1975, S. 178; W Frisch, S. 198 in H. Bögel etc.), wäre nur durch den Nachweis eines voralpidischen Alters eines Großteiles der Periadriatischen Intrusiva zu stützen, der bisher nicht zureichend geführt worden ist. Hingegen spricht eine Reihe von faziellen und alpin-tektonischen Gegebenheiten gegen ein hohes Alter dieser Linie. Der oft herangezogene Gegensatz im Jungpaläozoikum beiderseits der Narbe besagte ja z. B. nichts über das voralpidische Alter dieses Lineamentes, sondern kam im Zuge der gleichen Verstellung zustande, die auch den mesozoischen Gegensatz beiderseits der Narbe verschärft hat; das Zusammenpassen von Schlingentektonik in der Nord- und Südscholle bei Rückgängigmachung der (alpidischen) Seitenverschiebung spricht ebenfalls keineswegs für ein höheres Alter der Naht etc.

Das Periadriatische Lineament stellt demnach zusammenfassend betrachtet eine steilstehende, nach der alpidischen Deckentektonik entstandene Störung mit beträchtlicher Rechtsseitenverschiebung und auch vertikalen Komponenten dar, wodurch ein namhaftes Zwischenstück der Kruste verschwunden ist, bei diesem Akt allerdings nicht durch einen Verschluckungsmechanismus wie im Wurzelbereich der großen Decken: Dieses Abströ-

men des Materials in den hier im Untergrund gehäuft auftretenden Wurzeln der ostalpinen Deckensysteme gehört einem früheren Großakt im Bereich der heutigen Nahtregion an. Daß die alte Auffassung von der generellen primären Steilstellung von Wurzelzonen längst überwunden ist und diese steile Schlichtung der oberostalpinen wurzelnahen Scholle des Drauzuges sekundärer Art ist, wurde vom Verfasser mehrfach betont (1963 a, S. 189; 1973 b, S. 286). In jüngster Zeit drängt ja bekanntlich die Südscholle unter kräftiger Einengung in meridionaler Richtung weiter nach (Karawankentunnel!), worauf die steile Aufpressung der Südscholle in den Ostalpen gegen Norden bzw. der (dort hoch herausgehobenen) Nordscholle in den Westalpen gegen Süden zurückgeht.

7/1. Der Westabschnitt des Drauzuges: Die Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten

a) Daten zur Erforschungsgeschichte

Die ältesten geologischen Nachrichten über den Westteil des Drauzuges lieferte B. Hacquet im Jahre 1784 mit seinem Bericht über die in den Jahren 1779 und 1781 durchgeführten „Mineralogisch-Botanischen Lustreisen“ 1785 wird F. X. Wulfen zu einer ersten Monographie, betreffend den „kärnthnerischen Bleyspat“ angeregt, 1793 zu einer nächsten, durch 33 Farbtafeln prächtig ausgestatteten „Abhandlung vom kärnthenschen pfauenschweifigen Helmintholith oder dem sogenannten opalisirenden Muschelmarmor“ – also die karnische Ammoniten-Lumachelle von Bleiberg – veranlaßt. Die nächsten Mitteilungen stammen von H. Mohs (1807, 1810) und betreffen im Zusammenhang mit der Untersuchung des Bleiberger Bergwerkes die Geologie der Villacher Alpe und ihrer Umgebung. Aus der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts sei ferner die Abhandlung von L. v. Buch (1824) über die Karnischen Alpen hervorgehoben, in der er die in zwei Profilen begangenen Lienzer Dolomiten bereits kartenmäßig geologisch darstellt. Auch der vielgereiste Wahlösterreicher A. Boué (1835, S. 50) hat in dieser Epoche unsere Region studiert.

Eine erste Welle intensiver Beschäftigung mit dem Schichtinhalt und Bau des Drauzuges setzt um die Mitte des vorigen Jahrhunderts ein. Zunächst reicht die von 1849 datierte, 1852 erschienene „Geognostische Karte Tirols“ von J. v. Senger und Mitarbeitern hier herüber. Sodann erscheinen im Jahrbuch Bd. 6 und 7 der Geologischen Reichsanstalt erste zusammenfassende Berichte über die 1854–1855 durchgeführte systematische Aufnahme und stratigraphische Untersuchung dieses Raumes durch F. Foetterle (1855, 1856: Gailtal), H. Emmrich (1855: Triasstratigraphie), K. Peters (1856: Bleiberg) und vor allem D. Stur, der 1856 eine umfassende Darstellung samt Profilserie des weiteren Raumes von Lienz vorlegt.

Eine zweite Kartierung des Raumes erfolgt durch E. v. Mojsisovics, der 1873 eine Karte 1 : 144.000 vollendet, die aber als Manuskriptkarte verbleibt. In das gleiche Jahr fällt bereits die erste Bearbeitung der Fauna des Nötscher Karbons

durch L. De Koninck, wodurch dieses Vorkommen zum ältestbekannten Unterkarbon der Ostalpen wurde.

Die dritte und eingehendste Aufnahms-Kampagne wird von G. Geyer in den Jahren 1897–1903 durchgeführt, dessen hervorragende Arbeit die Grundlage für das nächste halbe Jahrhundert bleiben sollte. Neben seinen wertvollen Berichten (1897–1903) zeugen die im Druck erschienenen Kartenblätter 1 : 75.000 Sillian–St. Stefano, Oberdrauburg–Mauthen und die leider nicht veröffentlichten Karten Lienz und Mölltal von seinem Fleiß G. Geyer hat mit diesen Arbeiten zur Stratigraphie, zum Faziesvergleich zu den Nordkalkalpen und über die Faltentektonik zugleich die Basis für den unmittelbar darauffolgenden Ansatz der Deckenlehre in diesem Raum geliefert.

Mit dem Einzug der Deckenlehre durch das geniale Konzept von P. Termier 1903 über den Deckenbau der Ostalpen rückt der Drauzug als Wurzelzone der fernüberschobenen Kalkalpen, wie Termier selbst erkannte, in den Blickpunkt der Großtektoniker. Die Grenzlage zu den Südalpen mit all den verbindenden, aber mehr als erwartet auch trennenden Zügen sichert nun dem Drauzug seine Bedeutung in der bis in die Gegenwart nicht endenden Diskussion über die Paläographie und Struktur der Wurzelzonen, die Faziesbeziehungen des Drauzuges zu Nord- und Südalpen, vor allem über die Bedeutung und Mechanik der den Drauzug im Süden abschneidenden Periadriatischen Naht, deren Verlauf allerdings erst später in allen Einzelheiten erkannt worden ist. Es ist hier nicht der Platz auf die Einzelheiten dieser Diskussion einzugehen, die bereits im vorigen Abschnitt in den Grundzügen angeklungen ist. Erstaunlich ist auf der anderen Seite, daß trotz der vielen aufgeworfenen Fragen der Ansatz zu einer regionalen Neubearbeitung der Gailtaler Alpen von Geyer (1903) bis D. Anderle (1950) bzw. R. van Bemmelen (1957, 1961, 1965), W Schlager (1963) etc., also ein halbes Jahrhundert, auf sich warten ließ. Auch mit dem Gailtalkristallin begann man sich ernstlich erst nach dem Zweiten Weltkrieg zu befassen (H. Heritsch, 1949; H. Heritsch & P. Paulitsch, 1958, etc.).

Zwei moderne Arbeitsrichtungen aber erbrachten anhand des Drauzuges besonders wertvolle Ergebnisse, die überregionale Bedeutung gewannen.

1. Zunächst die Aufrollung der Frage nach der Art der Vererzung anhand der Bleiberger Blei-Zink-Lagerstätte im Vergleich mit anderen Lagerstätten gleicher Art. Gerade auch anhand dieser Lagerstätte konnte trotz heftiger Gegenwehr die zuvor geltende Auffassung einer epigenetischen Vererzung im Sinne von W Petrascheck, O. Friedrich und E. Clar durch die Erkenntnis einer primär-syngenetischen marinen Bildung im Sinne der deutschen Lagerstättenforscher F. Hegemann (1948), H.-J. Schneider (1953), K. Taupitz (1953, 1954) und A. Maucher (1954) überwunden werden, namentlich durch die Diskussionstagung über die Entstehung von Blei-Zink-Erzlagerstätten in Karbonatgesteinen am 17 November 1956 in München (A. Maucher & H.-J. Schneider, 1957). Dieser Durchbruch der Auffassung von sedimentärer Erzbildung – hier von österreichischer Seite durch O. Schulz gefördert – war aber zugleich der Ansatz zur Aufrollung der Gesamtfrage nach Alter und Modus der ostalpinen Vererzung und damit zur Überwindung der hier in den Ostalpen ein Vierteljahrhundert lang seit W Petrascheck (1927, 1928 a) die Vorstellungen der Lagerstättenkundler beherrschenden unitaristischen Auffassung jungalpidischer Erzbildung.

2. Auf der anderen Seite setzte in den siebziger Jahren eine Serie gründlicher Neubearbeitungen der Triasstratigraphie und Sedimentologie des Drauzuges durch die Innsbrucker Schule unter H. MOSTLER und Mitarbeiter ein, die entscheidende Beiträge zu dieser Frage erbrachte und eine neue Basis für alle paläogeographischen Überlegungen schuf.

b) Das Gail(ta!)kristallin

Das Gailkristallin bildet nach neueren Beobachtungen (W SCHLAGER, 1963, S. 51; H. ANGER, 1965, S. 79) – entgegen der ursprünglichen Vermutung des Verfassers (1963 a, S. 67) von einer großtektonischen Trennung von Gailkristallin und Drauzugmesozoikum – doch die ursprüngliche Basis des Drauzuges, wenn auch die Grenze vielfach tektonisch gestört ist (M. FURLANI, 1912, S. 253; F. HERITSCH et al., 1953, S. 60; P. PAULITSCH, 1960, S. 117; W SCHLAGER, 1963, S. 51, etc.). Bereits diaphthoritisierte Kristallinschollen, die dem Untergrundkristallin entsprechen, treten als Komponenten des Basalkonglomerates der permischen Schichten der Gailtaler Alpen auf, so daß auch hiedurch eine Verbindung zum Untergrund hergestellt ist und außerdem ein Hinweis auf einen älteren, voralpidischen Diaphthoreseakt gegeben ist – analoge Beobachtungen über voralpidisch retrograd metamorphe Kristallingerölle verschiedener Art in der entsprechenden, dem Untergrund transgressiv auflagernden permischen Serie (W FRITSCH, 1961 a, S. 54) hat CH. EXNER (1974 b, S. 131) auf der Nordseite des Drauzug-Mesozoikums bei Stockenboi erbracht (S. 338).

Dieses Gailkristallin zieht als ein im Durchschnitt 2–3 km breiter Streifen, der S Weißbriach auf 6 km Breite anschwillt, von Sillian im Westen bis Förolach E Hermagor im Osten zwischen Drauzugmesozoikum und den durch die Gailtalstörung im Norden begrenzten Karnischen Alpen dahin. Eine zusammenfassende Darstellung des Gailkristallins haben zuletzt H. HERITSCH & P. PAULITSCH (1958) und P. PAULITSCH (1960) gegeben. Weitere Beiträge brachten H. HERITSCH, 1949, 1956; H. HERITSCH et al., 1953; H. ANGER, 1965; F. SASSI & A. ZANFERRARI, 1973 u. a.

A. Im Westen (Obertilliach) unterscheidet P. PAULITSCH (1960, S. 104 ff., 116) von Süden nach Norden drei Zonen, und zwar 1. eine Serie mit Staurolith- und Granatglimmerschiefer mit etwas Paragonit und Gneise. 2. Eine Zone mit Biotitgneis, Augengneisen, Pegmatitgneisen. 3. Die Nordzone mit Granatglimmerschiefer und Amphiboliten. Dieser Westabschnitt zeigt demnach einen Ortho- und Paragneiskomplex (2) im Kern, um den sich zweitstufige Staurolith-Disthenschiefer und -gneise herumlegen. Die Hauptmetamorphose und auch eine folgende Diaphthorese ist voralpidisch, wie das Auftreten entsprechender Gerölle im permischen Transgressionskonglomerat des Drauzuges anzeigt.

B. Im Mittel- und Ostabschnitt des Gailtalkristallins läßt sich eine generell gegen Osten gerichtete Abnahme der Metamorphose erkennen, die durch die Mineralparagenese in Gneisen und Glimmerschiefern, aber auch an der Kristallinität des Marmors abgelesen werden kann. In diesem mittleren und östlichen Abschnitt haben H. HERITSCH & P. PAULITSCH (1958, S. 192 f.) die folgenden drei Gesteinsgruppen unterschieden.

1. Die Serie mit Staurolith- und Granat-führenden Gneisen und Glimmerschiefern als einen südlichen Zug im Meridian von

Mauthen von Podlanig bis Höfling. Staurolithführung ist das Leitmerkmal. Die Serie umfaßt Staurolith-(Granat-)Glimmerschiefer und -gneise, Schiefergneise, Augengneise, Hornblendite, Amphibolite mit Reaktionserscheinungen zu Floititen. Die Fazies der Gesteinsserie entspricht der Staurolith-Almandin-Subfazies der Amphibolitfazies mit schwacher Diaphthorese.

2. Die Serie mit vorherrschend Granatglimmerschiefer schließt im Bereich von Mauthen nördlich an die zuvor erwähnte Serie an und reicht von Birnbaum im Westen bis zur Reißkofelrinne im Osten. Granate und Biotite der Glimmerschiefer zeigen durch ihre Chloritisierung eine Diaphthorese an. Als Einschaltungen in der Glimmerschiefer-Grundmasse stellen sich Schiefergneise, Aplitgneise, Amphibolite, besonders aber auch Augengneise mit Mikroklinaugen ein.

3. Eine Serie mit vorwiegend Phyllit bildet den Ostteil des Gailkristallins östlich der Reißkofelrinne. Die Hauptmasse besteht aus verschiedenen Typen von Phylliten wie Quarzphyllit, Serizitphyllit, Chloritphyllit und Quarziten; die häufige Einschaltung von Phylloniten und von diaphthoritischen Granatglimmerschiefern zeigt, daß der schwächermetamorphe Habitus dieses Abschnittes zum Teil auch durch eine bedeutende Diaphthorese bedingt sein wird. In dieser Serie ist nun im Nordteil die Fortsetzung der im vorigen Absatz beschriebenen Augengneis-Einschaltungen im Raum Dellach bis Obervellach zu beobachten, während im Südteil dieser Phyllitzone reichlich Einschaltungen von grünen Gesteinen wie Albit-Chloritschiefer, Diabasfleckschiefer, selten auch Amphibolite auftreten sowie im Raum Hermagor und bei Nötsch (K. Felser, 1936 b, S. 182) Graphitphyllite, Graphitquarzite und Marmore aufscheinen.

Am Nordrand des Gailtaler Kristallins steckt bei Nötsch in 8 km Länge, steil auf das Nötscher Karbon aufgeschoben, ein Streifen aus Amphiboliten und mylonitisiertem, epimetamorph umgeprägtem Granit, dem sogenannten Nötscher Granit, der zuletzt von Ch. Exner (1976, S. 41) als Fortsetzung des Eisenkappeler Granites gewertet worden ist.

H. Heritsch & P. Paulitsch (1958, S. 199) vermuteten für dieses schwachmetamorphe Kristallin aus Analogiegründen ein altpaläozoisches Alter des Ausgangsgesteins. Nach den ersten Conodonten-Bestimmungen durch H. Schönlaub (1973 b, S. 364) aus Kalkmarmoren in der Graphitschieferserie S des Nötscher Granites konnte nun tatsächlich für diesen Abschnitt tiefes Unterdevon belegt werden. Ferner hat H. Schönlaub (1975 a, S. A 123) im Steinbruch Kühweg W Hermagor aus Bänderkalken in diesem schwächer metamorphen Anteil des Gailkristallins eine Conodontenfauna des Silur-Devon festgestellt.

C. Schließlich sei gleich an dieser Stelle noch das Auftreten von (jung)alpidischen Eruptiva als Linsen und Gänge im Gailkristallin bzw. entlang der Periadriatischen Naht erwähnt, wobei diese Eruptiva einerseits nach Süden in das Paläozoikum der Karnischen Alpen, andererseits nach Norden in das Drauzug-Mesozoikum übergreifen.

1. Von besonderem Interesse ist die Entdeckung einer 13 km langen Tonalitmasse entlang der Gailtallinie zwischen Obertilliach und Liesing durch F. Sassi & A. Zanferrari (1971). In einer schmalen, steilstehenden Lamelle zieht diese aus Tonaliten und untergeordnet Dioriten bestehende Masse genau entlang der Periadriatischen Naht hin und schließt demnach die Kenntnislücke zwischen analogen Vorkommen an der Naht bei Weitenstein (Vitanje), Eisenkappel (Ch. Exner, 1972, 1976) und Finken-

stein im Osten und Hollbruck SE Sillian (F. Sassi & A. Zanferrari, 1971, 1973) bzw. dem Raum Pustertal (Gb. Dal Piaz, 1942; Ch. Exner, 1976, S. 46 f.) im Westen – Abb. 175. Die genannten Autoren konnten folgende genetische Phasen an diesem Tonalitzug ablesen: 1. Eindringen der Schmelze, 2. Nachschub aplitischer Gänge in Spalten, 3. Hauptdeformation mit intensiver Zerscherung des Gesteins und 4. Bildung von Quer- und Zugrissen; 5. unmittelbar mit den letztgenannten Vorgängen verbunden Mineralumwandlungen und Neubildung von Pistazit, Prehnit, Laumontit, ferner wahr-

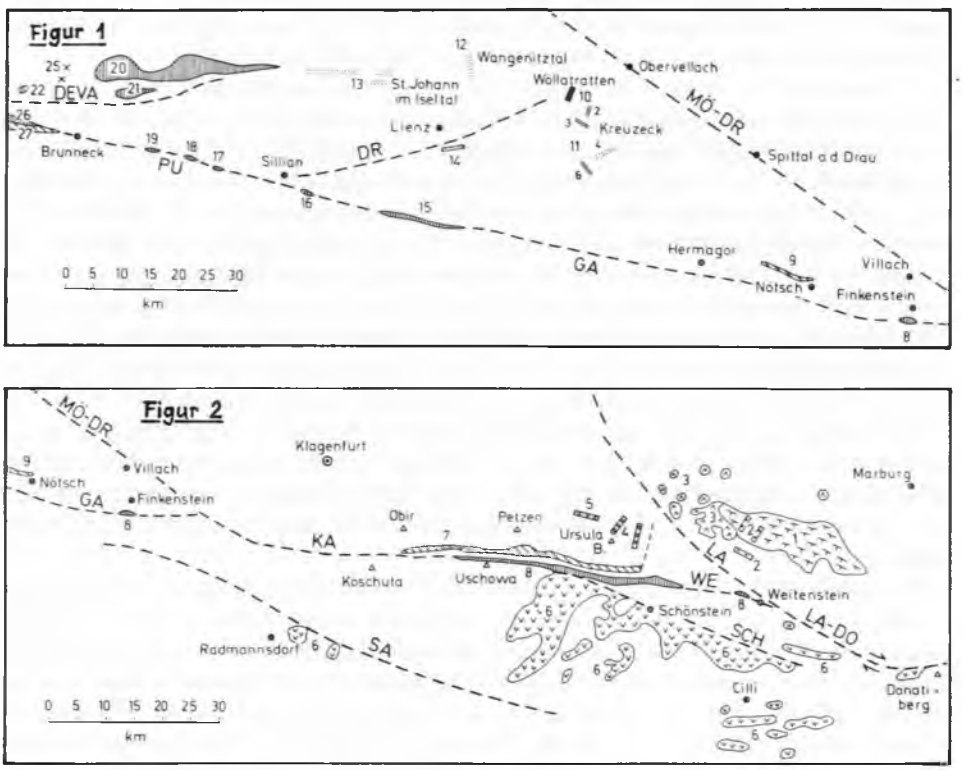


Abb. 175: Tonalitkörper entlang der Periadriatischen Linie in Tirol und Kärnten nach Ch. Exner (1976, Abb. 10). Fig. 1 – Westteil, Fig. 2 – Ostteil. Erläuterung: 1 Bacher-Pluton, 2 – Bacher-Dazitgänge, 3 – Bacher-Effusivdazit, 4 – granatführende Tonalitporphyritgänge vom Ursulaberg, 5 – granatführender Dazitgang des Phyllits des Karawankenvorlandes bei Prävali, 6 – Andesittuff Typ Smrekovec, 7 – Eisenkappeler Granit, 8 – Eisenkappeler Tonalitgneis, 9 – Nötscher Granit, 10 – Granodioritgang von Wöllatratten, 11 – Gänge von Kersantit, Malchit und (Quarz)porphyrit in der Kreuzeckgruppe, 12 – granatführender Tonalitporphyrit der Schobergruppe, 13 – desgleichen in der Rieserferner Gefolgschaft bei St. Johann/Iseltal, 14 – Lamprophyrgang in den Lienzer Dolomiten, 15 – Tonalit und Quarzdiorit im Lesachtal, 16 – Granodiorit von Hollbruck, 17–19 – Tonalit von Kandellen (17), Unterplanken (18) und Taisten (19), 20 – Tonalit bis Granodiorit des Rieserferner, 21 – Granodiorit des Zinsnockes, 22 – Winnebachmasse, 23 (westlich von 22) – Granodiorit von Altenberg, 24 (westlich von 23) – Granodiorit der Rensenspitze, 25 – basisches bis saures Ganggefolge des Rensenspitz-Plutons, 26 – Tonalitgneis am Nordrand des Brixener Granodiorit-Massivs (27).

scheinlich Lawsonit und Pumpellyit; 6. Deformation der neugesproßten Minerale; 7 Bildung eines NW-SE gerichteten Diagonalscherflächensystems mit horizontalen Gleitstreifen, aber geringfügigen Verschiebungsbeträgen.

Als Bildungsalter dieser Tonalite und Diorite wird in Analogie zu den übrigen jungalpidischen entsprechenden Eruptiva im Westteil der Periadriatischen Naht, die bereits radiometrisch datiert sind (vgl. H. Bögel, 1975, S. 170 f.), wohl auch hier Oligozän zu erwarten sein.

2. Seit F. Frech (1894, S. 194, Abb. 80) sind Gänge aus gabbrodioritischen Eruptiva, sogenannte Malchite, aus den Gailtaler Alpen bekannt. Sie treten mit nur geringer Kontaktwirkung im Gailkristallin vom Abschnitt E Reisach SE vom Reißkofel (Forst, Grisitzenalm, Kirchbachgraben) bis hinüber nach Grünburg NW Hermagor und Eggforst SE davon auf (H. Heritsch et al., 1953, S. 64 f.; H. Heritsch & F. Paulitsch, 1958, S. 197 und Kt. Taf. 17). Diesen noch in verschiedenem Ausmaß umgewandelten Ganggesteinen haben A. Alker, H. Heritsch et al. (1952) eine monographische Bearbeitung gewidmet. Anhand der noch in die Karnischen Alpen bei Maglern hinüberreichenden derartigen Malchite ist speziell die sekundäre Veränderung, die Mineralumwandlung unter Verhältnissen der Pumpellyt-Prehnit-Quarz-Fazies von H. Heritsch (1971) studiert worden, bei der der basische Plagioklas in Serizit, Kaolin und Albit, der Pyroxen und die Hornblende in Chlorit verwandelt worden sind.

Ch. Exner (1976, S. 41) rechnet wohl mit Recht die Malchite des Gailtales zur gleichen Ganggesteinsgesellschaft wie die Tonalit-Porphyrit-Gänge südlich des Wörthersees einerseits oder die mit 32 ± 2 Millionen Jahren datierten Ganggesteine in der Kreuzeckgruppe (siehe S. 342).

Tektonik des Gailkristallins. Das Kristallin zeigt bei herrschendem W-E- bis lokal NW-SE-Streichen stets sehr steiles bis mittelsteiles Einfallen gegen Norden (Kt. Taf. 17 von H. Heritsch et al., 1958). An der Grenze zum Drauzug-Mesozoikum wird es im Bereich der Lienzer Dolomiten flexurartig abgebogen (R. van Bemmelen et al., 1965, S. 234), bleibt gelegentlich noch im Transgressionsverband mit den basalen Gliedern der Sedimentserie, ist meist aber abgeschuppt. Im Zusammenhang mit jungalpidischer intensiver Prägungstektonik sind mehrfach vom Hauptkörper des Drauzug-Mesozoikums abgespaltene Lamellen in schmalen Zonen im Kristallin eingeklemmt, so etwa der Pittersbergspan bei Laas SE des Gailbergsattels bis zur Schuppenzone N Dellach und Grafendorf, so auch im Raum von Egg SE Hermagor (H. Heritsch et al., 1958, Taf. 17; R. van Bemmelen, 1957, Taf. 17 f.). Die eindrucksvollste derartige Lamelle aber stellt jedenfalls der von A. Zanferrari (1976) entdeckte, extrem dünne Span aus Permotrias, vornehmlich Oberrotliegend und Skyth, dar, der sich in einer Länge von 6,3 km zwischen Obergailbach im Westen und Wolayerbach im Osten genau an der Gailtallinie hinzieht, stets durch mylonitisierte tektonische Kontakte gegen sein Umland tektonisch begrenzt (siehe S. 582).

c) Das Nötscher Karbon

Im Bereich westlich des Dobratsch (Villacher Alpe) hat sich nördlich von Nötsch eine 8 km lange, 2,5 km breite Scholle von Karbon an Längsstörungen eingeklemmt (H. Schönlaub, 1973 b, Abb. 1) zwischen dem Gailkristallin im Süden und dem Permo-

mesozoikum des Kowesnock im Norden als einziges derartiges Vorkommen im Bereich des (westlichen) Drauzuges erhalten, in welchem ja sonst die permischen Schichten unmittelbar über dem Kristallin samt seinem metamorphen altpaläozoischen Anteil transgredieren. Da dieses Nötscher Karbon noch dazu lokal fossilreich entwickelt ist und in seiner faziellen wie faunistischen Eigenart den gleichaltrigen Ablagerungen der Karnischen Alpen schroff gegenübersteht, hat es seit je das Interesse der Forscher auf sich gezogen. Bereits B. STUDER hat 1829, S. 746, von hier *Productus martini* SOW. genannt, A. BOUÉ (1835, S. 50) *Productus hemisphericus* SOW. [*P. giganteus* SOW.] und *P. latissimus* SOW. zitiert. E. SUESS (1868, S. 25 ff.) bringt bei seinen Betrachtungen über dieses Vorkommen die Frühgeschichte der Erforschung. Seit der Monographie von L. de KONINCK, 1873, ist die Fauna dieser Schichten in zahlreichen Publikationen beschrieben worden. Auch die Lithofazies und die stratigraphische Gliederung ist heute modern analysiert, so daß wir für den überregionalen Vergleich des alpinen und außeralpinen Unterkarbons nunmehr eine gute Basis vorfinden.

Nach der letzten, mit Karte versehenen zusammenfassenden Darstellung über das Nötscher Karbon durch M. KODSI & H. FLÜGEL (1970), ergänzt durch H. FLÜGEL (1972 b), F. TESSENSOHN (1972) und revidiert von H. SCHÖNLAUB (1973 b) ergibt sich heute folgendes Bild dieser Serie: Die Gesamtfolge des Karbons wird demnach von liegend gegen hangend in (1) die Nötschgraben-Gruppe, (2) die Erlachgraben-Gruppe und (3) die Pölland-Gruppe gegliedert.

1. Die durch ihre reiche marine Makrofauna als (Ober-Tounai bis) hauptsächlich Visé eingestufte N ö t s c h g r a b e n G r u p p e stellt eine Schichtfolge von dunklen Tonschiefern und siltigen bis sandigen Schiefern mit Einschaltungen von Kalkmergel-Linsen dar. Im Schwermineralspektrum mit Chlorit, Apatit und Granat sticht gegenüber den höheren karbonischen Gliedern der Zirkon- und Rutilgehalt mehr hervor. Die Sedimente stammen nach ihrer Fauna aus einem marinen Flachwasserbereich (R. SIEBER, 1972, S. 495). Es überrascht aber, daß in diesem als sehr flach gedeuteten Lebensraum mit Productiden an Spurenfossilien neben *Zoophycos* auch *Dictyodora* gefunden werden konnten (F. TESSENSOHN, 1972, S. 144 f.), eine Spur, die nach der bisherigen Meinung zur kennzeichnenden Spurengesellschaft paläozoischer Flysche der Tiefsee, der Nereiten-Fazies A. SEILACHERS (vgl. 1974, S. 237 f.), gehörte.

Das für die stratigraphische Gliederung maßgebende und fossilreiche Typusprofil dieser Gruppe im Nötschgraben wird von H. SCHÖNLAUB (1973 b, S. 361) nicht mehr als Antiklinale im Sinne von H. FLÜGEL (1970, S. 8) gedeutet, in deren Zentrum die in ihrer Genese so umstrittene Badstubbrekzie stecken sollte, sondern die letztgenannte Brekzie wird als ein normales Glied innerhalb der Nötschgraben-Gruppe über den Unteren Schiefern und im Liegenden der Oberen Schiefer mit ihrer reichen Fossilführung des Visé gewertet.

Diese von O. FELSER (1936 a, S. 305) als B a d s t u b b r e k z i e bezeichnete Einschaltung stellt einen bis 200 m mächtigen, durch einen inneren Schieferzug („Zwischenschiefer") zweigeteilten Gesteinskomplex dar. Die Grundmasse der Brekzie besteht aus einem feinen grünen Gewebe von Plagioklas, Quarz, Hornblende und Chlorit, als Komponenten treten Trümmer von Amphibolit, Marmor, Quarzit, Quarz, Granit, Gneis, Glimmerschiefer und dunkelroten Schiefern auf. Diese Brekzie hat bereits vielfältige Deutungen erfahren: F. FRECH (1894, S. 156) wertete sie als Diabas, O. FELSER (1936 a, S. 308) als

sedimentäre Brekzie, A. KIESLINGER (1956, S. 52) als vulkanische Brekzie, F. ANGEL (1932, S. 22) schließlich als mylonitische, tektonische Brekzie. Nach den Beobachtungen von H. SCHÖNLAUB (l. c.) ist im nunmehr großräumig erschlossenen Steinbruch Jakomini im Nötschgraben der sedimentäre Verband der Brekzie mit dem liegenden Schiefer und mit dem Zwischenschiefer sichtbar, so daß also hier keine tektonische Brekzie eines fremden (in eine einst angenommene Antiklinale) eingeschleppten Untergrundes vorliegt, sondern ein in die Schichtfolge eingeschalteter Vulkanit (E. COLINS & W NACHTMANN, 1974, S. 6).

Die reichen Faunen der Nötschgraben-Gruppe stammen einerseits aus den Oberen Schiefern des Nötschgrabenprofiles selbst (klassische Bearbeitungen), sie liegen aber auch im Zwischenschiefer der Badstubbrekzie eingeschaltet (in Neubearbeitung) und treten außerdem im Lerchgrabenprofil auf. Letzteres stellt ein Profil entlang des Lerchbaches, einem in Richtung NW in den Nötschbach einmündenden Seitenbach, dar. Dieses Profilstück im Lerchbachgraben ist nach H. SCHÖNLAUB (l. c.) tektonisch isoliert und noch nicht mit dem Typusprofil korrelierbar. Die lange Zeit angenommene inverse Lagerung der Serie im Lerchgrabenprofil (F. HERITSCH, 1934, S. 161; K. FELSER, 1935, S. 204; 1936 b, S. 187; 1938, S. 60; H. FLÜGEL, 1964, S. 426) konnte durch verschiedenartige Beobachtungen widerlegt werden (H. FLÜGEL, 1965, S. 36; M. KODSI & H. FLÜGEL, 1970, S. 13; F. TESSENSOHN, 1972, S. 144).

In stratigraphischer Hinsicht setzt die Nötschgraben-Gruppe nach M. KODSI & H. FLÜGEL (1970, S. 10) zufolge des Auftretens von *Pericyclus hauchecornei* HOLZAPFEL und *Productus globosus* GARWOOD (nach K. FELSER, 1935, S. 204) angeblich bereits im Ober-Tournai ein und umfaßt im übrigen den Bereich von der Oberen Pericyclus-Stufe (Ammonellipsites-Zone, cu II γ) bis zur höchsten Goniatites-Stufe (Granosus-Zone, cu III γ) im Visé (H. FLÜGEL, 1972 b, S. 9).

Die Fossilsuiten dieser Gruppe sind bereits nach der Pionierarbeit durch L. DE KONINCK (1873) durch G. AIGNER (1929, 1931), G. AIGNER & F. HERITSCH (1929, 1931), F. HERITSCH (1918, 1929, 1934) und A. KUNTSCHNIG (1926) beschrieben oder bestimmt worden, wobei in dieser älteren Literatur Fehlbestimmungen häufig sind. Im folgenden werden daher nur einige bezeichnende Formen des Visé angeführt, die nach der Revision oder Neubestimmungen durch M. KODSI & H. FLÜGEL (1970), H. FLÜGEL (1972 b, c), R. SIEBER (1972) sowie G. & R. HAHN (1973) gelten: Die beiden revidierten Trilobitenarten *Linguaphillipsia noetschensis* HAHN und *Moschoglossis austriaca* HAHN weisen auf das untere Visé, Pericyclusstufe, cu II γ. Von der reichen übrigen Fauna, die aus dem oberen Visé, Dibunophyllumzone, stammt, seien erwähnt: *Gigantoproductus giganteus* (SOW.), *G. g. sineatus* (SARYTSCH.), *G. maximus* (MC. COY), *G. latissimus* (SOW.), *G. edelburgensis* (PHIL.), *Isogramma paeckelmanni* AIGNER & HERITSCH, *I germanica* PAECK., *I. carinthiaca* AIGNER, *Palaeosmilia isae* HERITSCH, *Koninckophyllum interruptum* THOMS. & NICH., *Caninia compressa* (LUDW.), *Axophyllum expansum* MEH., *Prolecanites quinquelobus* KITTL, *Glyphioceras granosum poststriatum* BG. etc.

2. Die Erlachgraben-Gruppe überlagert die zuvor geschilderte Gruppe im Norden mit einer in Flachwasserfazies ausgebildeten Serie aus Konglomeraten mit bis 7 cm großen Geröllen, Sandsteinen und dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern. Die Flora aus den Tonschiefern wird bereits bei D. STUR (1871, S. 145) erwähnt. Nach seinen Angaben schließt W JONGMANS (1938, S. 99, 103) auf tieferes Namur. Später

stellte J. Pia (1924) eine Flora mit Calamiten-Resten und *Gymnoneuroptis carinthica* Pia aus dem Erlachgraben W Kreuth ebenfalls in das Namur. Weiters sollen *Bowmanites cambransis* Binney, *Calamites ramifer* Stur, *C. palaeaceus* Stur, *Asterocalamites scrobiculatus* Zeiller etc. von hier stammen (M. Kodsi & H. Flügel, 1970, S. 14).

3. Als jüngstes Glied stellt sich im Nötscher Karbon die Pölland-Gruppe ein, die nach den bisher bekannten Pflanzenresten am ehesten in das Westfal A bis vielleicht in das tiefe Stefan (letzteres unwahrscheinlich) eingereiht werden soll. Diese ebenfalls aus Konglomeraten, Sandsteinen und siltigen und tonigen Schiefern bestehende Gruppe, die in einer tektonisch wohl angeschoppten Mächtigkeit von rund 1000 m im Westteil des Nötscher Karbons vorliegt, wird hingegen als Tiefwasserablagerung aufgefaßt und von M. Kodsi & H. Flügel (1970, S. 16) auf Grund von Spurenfossilien wie *Nereites, Lophoctenium, Phycosiphon* und *Dictyodora liebeana* (Weiss) – H. Flügel & M. Kodsi, 1968, S. 2 – als Bildung eines tieferen Ablagerungsraumes, als eine randnahe Fazies des vom Namur bis in das Westfal C in Funktion stehenden südalpinen Hochwipfel-Flyschtroges gedeutet – wozu F. Tessensohn (1972, S. 147) beipflichtet. An Pflanzenresten sind aus dieser Pölland-Gruppe *Pecopteris, Alloiopteris, Calamites* und *Asterophyllites* bekannt geworden (H. Flügel, 1972 b, S. 10).

Das Nötscher Karbon wird im Osten von permischen detritischen Serien der Drauzugbasis überlagert. Die Transgression dieser Basis des alpidischen Zyklus bedeutet, daß es analog dem Karbon der Karnischen Alpen zur Zeit der asturischen Phase gefaltet worden war.

Das Nötscher Karbon, dem stets für großräumige Vergleiche der Sedimente und Faunen dieser Epoche besondere Bedeutung zugemessen worden ist, hat gegenüber den heute gegenüberliegenden zeitgleichen Unterkarbonkalken und dem tiefoberkarbonen Hochwipfelflysch der Südalpen eine kräftig abweichende Ausbildung. Mit dem tieferen Karbon der Veitscher Decke der Grauwackenzone sucht H. Flügel (1975 b, S. 20) weiterhin Gemeinsamkeiten aufzudecken, wozu aber letzteres noch zu wenig genau untersucht ist.

d) Stratigraphie des Permomesozoikums des westlichen Drauzuges

(Tab. 24)

Durch die feinstratigraphischen Untersuchungen der letzten Jahre sind in der Kenntnis sowohl des Permoskyth als auch der karbonatischen Trias des westlichen Drauzuges bei führender Beteiligung von Innsbrucker Forschern entscheidende Fortschritte erzielt worden. Durch die präzise Einstufung der Serie besonders durch Mikrofaunen sowie detaillierte sedimentologische Analysen hat sich eine Vielzahl spezieller Faziesentwicklungen besonders in der Mitteltrias herausarbeiten lassen, unter denen namentlich die Beckenfazies mit Typen, die den Hallstätter- und Reiflinger Kalken entsprechen, überrascht hat. Im folgenden wird zunächst eine Übersicht über die Schichtglieder in stratigraphischer Reihenfolge gegeben, sodann eine fazielle Gliederung des Raumes vorgenommen. Die postvariszische Transgression des alpidischen Zyklus setzt im Gebiet von Laas N Kötschach mit dem Unterrotliegend ein.

Tab. 24 : Die Schichtfolge des westlichen Abschnittes vom Drauzug (Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen)

Nachtrias ist nur in den Lienzer Dolomiten erhalten

(BECHSTÄDT et al., 1974, 1975; BEMMELEN, 1957, 1961, 1965; BRANDNER, 1972; COLINS et al., 1974; FAUPL, 1977; GEYER, 1898, 1901, 1903; KÖHLER, 1974; KRAUS, 1969; MARIOTTI, 1972; MOSTLER, 1972; NACHTMANN, 1975; NIEDERMAYR, 1975; SCHLAGER, 1963 etc.)

Die Mächtigkeitsangaben betreffen, wo nicht anders vermerkt, Maximalwerte

KREIDE :					
ALB	370 m	Lavant-Flysch mit Oberalb-Mikrofauna			
APT	etl. 10 m	Neokom-Fleckenmergel			
NEOKOM					
MALM : O.	7,5 m	Calpionellenkalk mit Mikrofauna			
M.					
U.	8,5 m	Rote Knollenkalke und Mergelkalke mit Mikrofauna			
DOGGER					
LIAS : O.	6 m ?	Adneterkalk und -mergel mit Ammoniten des Mittel- bis Oberlias			
M.					
U.	über 100 m ?	Fleckenmergel und kieselige Mergelkalke mit Unterlias-Ammoniten			
RHÄT	40 m	Oberrhät-Riffkalk mit Mikrofauna			
	über 300 m	Kössener Schichten, z.T. fossilreich			
NOR : ALAUN	350 m (W)–0 m (E)	Plattenkalk : Oberer Pk., Geröllhorizont, Unterer Pk.			
	1200 m	Hauptdolomit			
		W: 500 m Bituminöser, geschichteter Dolomit mit Seefelder Schiefern		E (Bleiberger Gebiet) : 700 m dunkler geschicht. Dolomit mit Seefelder Schiefern	
LAC		400 m Grobbankiger Dolomit		86 m Streifendol., massiger Dol.	
		300 m Plattiger tieferer Dolomit mit Tonschieferlagen		150 m Dolomit mit Schieferlagen	
				9 m Grüne Mergel	
				20 m Basalbrekzie	
KARN : TUVAL	unter 100 m (W) – –260 m (E)	Nordalpine Raibler Schichten			
		40 m 3. Karbonathorizont			
		10 m 3. Schieferhorizont			
JUL		50 m 2. Karbonathorizont mit hangender Groboolithbank			
		20 m 2. Schieferhorizont mit Kalkbänken			
		60 m 1. Karbonathorizont mit hangender Megalodontenbank			
		20 m 1. Schieferhorizont mit Basis-Grenzoolith			
CORDEVOL	1700 m (W)– 1000 m (E)	Wettersteindolomit (W) und -kalk/dolomit (M, E) in Lagunen- und selten Riffazies (Reißkofel, Dobratsch) Hangend Vererzte Bleiberger Sonderfazies			
LADIN : LANGOBARD		Partnachkalke (500 m): Plattenkalke mit wenig Tuff	Wettersteinsch.	E (Dobratsch): (Rupa) 6 m Rotkalk 120 m Porphyritttuff	(Roßtrattenschuppe) 10 m Riffschuttkalk, Tuffe 15 m Dolomit 15 m Kalk
FASSAN				9 m Buntkalk	10 m Buntkalk
ANIS: O.	bis 180 m	Zwischendolomit (Trinodosuszone) mit Tuffen			
	20 m	Riffkalk d. Alplsp.		etl. m Schiefer-Karbonat-Wechselfolge	
	bis 120 m	Knollenkalk, fossilreich			
M.	150 m (W)–30 m (E)	Terrigen beeinflußte Serie			
U.	130 m (W)–280 m (M)	Tiefanisische Flaserkalkfolge		80 m Schiefer-Karbonat-Wechselfolge mit Gips	
SKYTH	50 m	Werfener Schichten : b) Graue Tonsch., Sandst., Rauhwacke, Gips			
	150 m	a) Rote Sandsteine und Schiefer Alpiner Buntsandstein mit Pollen des Seis			
PERM : ZECHSTEIN O.ROTLIEGEND	150 m	Grödener Schichten : Sandsteine, Kgl.			
U.ROTLIEGEND	0–20 m	Quarzporphyr und Qu.-tuff			
	150 m	Werchzirmschichten : c) Bis 100 m rote Sandstein-Kongl.-Serie b) 30 m Sandstein-Schiefer-Serie von Kötschach, pflanzenführend a) 0–20 m Basalbrekzie			
KARBON : STEFAN		LÜCKE			
WESTFAL		Nötscher Karbon c) Pölland-Gruppe (Westfal): Sst., Kgl., Schf. mit *Pecopteris*, *Calamites* etc. b) Erlachgraben-Gruppe (Namur): desgl. mit *Calamites*, *Gymnoneuropteris* etc. a) Nötschgraben-Gruppe (Visé) : Tonschf., Badstubbrekzien-Vulkanit, Kalkmergel mit Productiden, Trilobiten			
NAMUR					
VISÉ					
TOURNAI					
ALTPALÄOZ.		Metamorph; Conodonten im Devon-Marmor			

α) Perm

1. Der Unterrotliegendkomplex (Werchzirmschichten); jüngere Synonyme: Christophbergschichten etc.). G. Geyer (1897, S. 342) entdeckte zwischen dem Phyllit des Gailtalkristallins im Liegenden und seinen permischen „Grödener Schichten" der Dellacher Alpen NE Kötschach im Hangenden eine Serie aus grauen (und roten) detritischen Schichten, die er noch ohne Pflanzenfunde in das Oberkarbon einzustufen dachte. Als nun jüngst hieraus durch E. Scheriau-N. & G. Niedermayr (1973, S. 128) eine Flora gewonnen werden konnte, glaubten zunächst H. Amerom & M. Boersma (1974, S. 12 ff.) diese Schichten hiedurch etwa in das untere Stefan B einordnen zu können. Weitere Aufsammlungen dieser Autoren im Jahre 1976 aber erbrachten laut ihrer Mitteilung von 1976, S. 97, zwischen Dobra und Lanz bei Kötschach eine Flora mit *Callipteris conferta* (Sternb.) Brgt., *Ernestiodendron* sp., *Taeniopteris* cf. *jejunata* Grand Eury und *Sphenophyllum angustifolium* (Germar) Goeppert, wodurch die Einstufung in das Unterrotliegende gesichert ist.

Dieser Befund stimmt nun gut mit den lithologischen Gegebenheiten überein: Die basalen, zum Teil grauen, aber vielfach auch rot gefärbten, durch Grabgänge von *Planolites montanus* Richter lagenweise durchzogenen Schichten sind nämlich stratigraphisch untrennbar mit den im Hangenden folgenden, bereits bisher in das Rotliegende gestellten rot gefärbten Serien mit gleichen Grabgängen verbunden, so daß ein analoges Alter zu erwarten war, da eine Rotfärbung aus den zahlreichen sicher eingestuften Karbonvorkommen der Ostalpen unbekannt ist.

Im einzelnen umfaßt der Rotliegendkomplex bei Kötschach-Laas nach den Untersuchungen von E. Scheriau-Niedermayr & G. Niedermayr (1973, S. 116), G. Niedermayr & E. Scheriau-N. (1974, S. 144) und G. Niedermayr (1975, S. 108) folgende Glieder:

Die Serie setzt mit der 0–20 m mächtigen Basalbrekzie ein, die in vorwiegend grauem (gelegentlich rotem) Bindemittel grobblockigen Verwitterungsschutt aus Quarz, Quarzit, selten Gneis, Glimmerschiefer, Phyllit, Kieselschiefer und violettem Sandstein als Komponenten lokaler Schüttungen bei hoher Reliefenergie in die variszisch geschaffenen Senken enthält.

Es folgt gegen Hangend eine Wechselserie von dunklen rötlichen bis grauvioletten sandigen Schiefern mit reichlich Grabgängen von *Planolites montanus* Richter, roten Sandsteinen sowie grauen bis graugrünen Sandsteinen und Feinkonglomeraten. Letztere nehmen gegen Hangend zu, so daß über der etwa 20 m mächtigen erwähnten Wechselfolge von roten und grauen Schichten schließlich eine etwa 10 m mächtige graue Serie lagert, aus der die erwähnte Flora stammt, welche nach H. Amerom & M. Boersma (1974, S. 12 ff.) *Sphenophyllum thonii* Mahr, *Taeniopteris jejunata* Grand Eury, *Callipteridium* cf. *gigas* (Gutbier) Weiss, *Annularia stellata* (Schloth. ex Sternbg.) Wood, *A. sphenophylloides* (Zenker) Gutbier, *A. spicata* (Gutbier) Schimper, *Pinnularia sapillacea* L. & H., *Dickinsonites sterzelii* (Zeiller) Danzé-Corsin, *Pecopteris* cf. *monyii* (Zeiller), *P.* cf. *lamurensis* Heer und *Stigmaria ficoides* Brgt. enthält.

Innerhalb dieser Serie tritt eine zyklische Sedimentation auf, bei der jeder Zyklus aus groben Basisbildungen (Ruditen), darüber zum Teil schräggeschich-

teten Areniten und schließlich von dem erwähnten nichtmarinen Schlammfresser *Planolites montanus* RICHTER durchwühlten Siltiten und Tonsteinen besteht. Die Bildung dieser Serie erfolgte nach den oben erwähnten Bearbeitern in einem humiden Klima und ist als fluviatile Ausbildung intramontaner Becken des variszischen Gebirges anzusehen. Die Rotfärbung geht auf Hämatit zurück, für die grauen und hellen Farbtöne sind Illit und Chlorit verantwortlich.

Ohne Unterbrechung schließt nun eine etliche Dekameter bis maximal 100 m mächtige analoge Sandstein-Konglomerat-Brekzien-Serie an, die aber durchgehend rot bis dunkelviolett gefärbt ist. Zur altersmäßigen Einstufung dient hier außer den oben erwähnten Pflanzen im tieferen Teil dieser Werchzirmschichtserie der für die Oberkante des Unterrotliegenden bezeichnende Quarzporphyr-Vulkanismus, der sich auch hier mit einer 0–20 m mächtigen Masse aus Tuffen und ignimbritischen Porphyren bemerkbar macht. Die Rotfärbung ist weiterhin durch Hämatit bedingt, stärker diagenetisch veränderte Quarzite können auf grün umschlagen. Gradierung und Schrägschichtung können angedeutet sein. Die erwähnten Wühlgefüge sind lagenweise

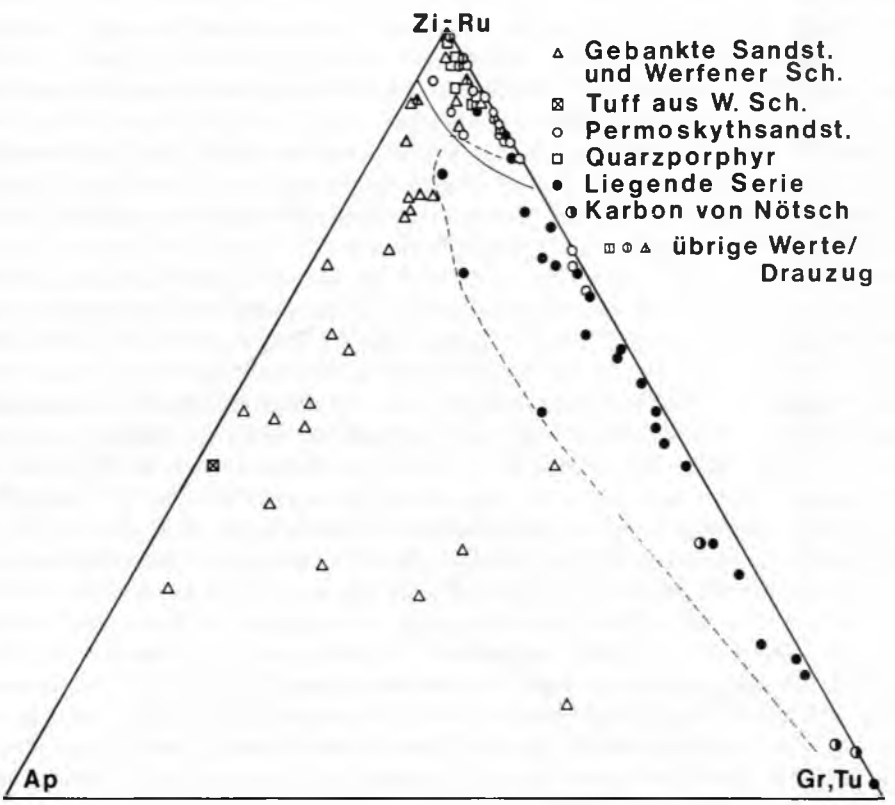


Abb. 176: Die Schwermineralverteilung des Jungpaläozoikums und der Untertrias des Drauzuges nach G. NIEDERMAYR (1975, Abb. 3), dargestellt im Konzentrationsdreieck Zirkon, Rutil (Zi-Ru) – Apatit (Ap) – Granat, Turmalin und übrige Schwerminerale (Gr-Tu).

äußerst charakteristisch und treten im höherpermischen Komplex über dem Quarzporphyrniveau schlagartig zurück.

Granulometrische Untersuchungen von G. NIEDERMAYR (1975, S. 115) lassen für diesen von ihm als Liegende Serie bezeichneten Komplex des Unterrotliegend auf fluviatile Schüttungen relativ geringer Transportweite schließen. Das Schwermineralspektrum – Abb. 176 – gibt sehr wichtige Anhaltspunkte für die Gliederung der permoskythischen Serie. In dem Komplex des Unterrotliegend ist im Drauzug, aber auch weitgehend damit vergleichbar in Südtirol und in den Bergamasker Alpen (l. c., S. 118, Abb. 4 b) eine für Metamorphite charakteristische Assoziation reich an Granat, Turmalin und Zirkon (E. SCHERIAU-N. & G. NIEDERMAYR, 1973, S. 119, Tab. 1) vorhanden. In den im Hangenden folgenden Griffener (Grödener) Schichten des Oberrotliegend dominiert hingegen der Zirkon, in den Werfener Schichten des Skyth herrscht der Apatit! Es ist interessant, daß auch in dieser unterrotliegenden Serie bereits reichlich saures bis intermediäres vulkanoklastisches Material beteiligt ist, obgleich dieser Komplex ja im Liegenden der Quarzporphyrplatte auftritt. Derartige Vulkanite sind aber auch schon aus diesen tiefen Etagen bekannt, so daß die Umlagerungsprodukte durchaus verständlich werden (G. NIEDERMAYR, 1975, S. 122).

In das Unterrotliegend gehören auch die roten Schiefertone bei Laas NW Mauthen, die die Konglomerate mit dem Baumstamm von *Dadoxylon schrollianum* (GOEPP.) FRENTZEN und den Sporen von *Vittatina costabilis* WILSON beim Elektrizitätswerk Laas unterlagern. Letztgenannte Konglomerate mit dem Baumstamm (H. ANGER, 1965, S. 81; H. MOSTLER, 1972, S. 144) sind aber nach G. NIEDERMAYR (1975, S. 110) altersmäßig nicht, wie zunächst vermutet, dem pflanzenführenden tieferen Niveau dieses Schichtkomplexes gleichzustellen, sondern gehören nach dem sedimentpetrographischen Befund an die Grenze Werchzirmschichten/Griffener Schichten.

2. Griffener (Grödener) Schichten analog jenen in Mittelkärnten (Definition des Begriffes siehe S. 436) treten auch hier im Hangenden des Quarzporphyrs mit dem Oberrotliegend auf und reichen wahrscheinlich bis zum Ende des Perm, um dann in den Buntsandstein bzw. in die Werfener Schichten überzugehen. Das zu den Griffener Schichten jüngere und der stratigraphischen Nomenklatur nicht entsprechende Synonym „Permoskythsandstein", das noch vielfach für dieses Schichtglied verwendet wird – obwohl weder Skyth gesichert ist noch stets Sandsteinausbildung vorliegt –, soll demnach hier besser nicht zur Anwendung gelangen. Die hier bis fast 200 m mächtige Schichtgruppe setzt mit grobklastischen Basalbildungen, dem Griffener Basiskonglomerat mit massenhaft Quarzporphyr-, etwas Quarz- und Gneis-Geröllen bzw. einer sehr groben Basisbrekzie mit Quarz, Quarzit, Gneis und Glimmerschiefer als Komponenten ein. Der nun im Hangenden folgende feinerklastische Hauptteil der Griffener Schichten besteht aus hellroten Sandsteinen und Konglomeraten. Die Komponenten zeigen durchgehend bessere Rundung als jene der Serien im Liegenden des Quarzporphyrs, die Matrix besteht aus Serizit und Illit, untergeordnet Kaolinit und Chlorit. Von den Schwermineralen schiebt sich der Zirkon in den Vordergrund, während Granat und Turmalin zurücktreten. Die bessere Rundung und Sortierung der Komponenten gegenüber den tieferen Anteilen der postvariszischen Transgressionsserie läßt nun auf größere Transportweiten und mehrfache Umlagerung in allerdings noch immer nicht marinem Milieu schließen. Diese Serie wurde in früheren Arbeiten unter der Bezeich-

nung Grödener Schichten erwähnt (z. B. R. van Bemmelen, 1957, S. 182; 1961, S. 218; 1965, S. 218; W Schlager, 1963, S. 50 ff.). Vom Dobratsch haben jüngst E. Colins & W Nachtmann (1974, S. 7 f.) Profile aus dem Griffener Schichtkomplex beschrieben.

Daß der früher verwendete Name „Grödener Schichten" für den entsprechenden permischen Anteil des „Permoskythsandsteins" im westlichen Drauzug voll gerechtfertigt ist, haben jüngst nach lithologischer Spezialuntersuchung G. Niedermayr, R. Seemann & E. Scheriau-N. (1977) herausgearbeitet: Die Grödener Schichten, entstanden bei fluviatiler Materialanlieferung wohl aus dem Westen, werden danach durch eine etwa den Bellerophonschichten entsprechende Schichtlücke von dem ebenfalls wohl aus Westen geschütteten skythischen pflanzenführenden Buntsandstein getrennt.

β) Skyth

1. Alpiner Buntsandstein. Im Hangenden der konglomeratreichen Griffener Schichten setzt sowohl in den Gailtaler Alpen (G. Niedermayr, 1975, S. 111, 115) als auch in der Trias-Scholle von Oberdrauburg im Drautal (Simmerlacher Schluchtprofil H. Mostler, 1972 a, S. 146 f., Abb. 2) eine grundsätzlich andersartige Serie aus feinerklastischem Material in Form von dünngeschichteten Sandsteinen auf. Diese Serie wird in den westlichen Gailtaler Alpen durch ein charakteristisches Gangquarz-Konglomerat eingeleitet, das auf eine davorliegende Bewegungsphase schließen läßt (G. Niedermayr, 1975, S. 111). Falls es sich hiebei um die im Mediterrangebiet weithin verbreitete Pfälzische Phase an der Wende Perm/Trias handelt (vgl. A. Tollmann, 1966 a, S. 45), so wäre damit eine Hangendbegrenzung der Griffener Schichten mit Ende des Oberperm gegeben. Gleichzeitig mit dieser durch das Basiskonglomerat angedeuteten Zäsur tritt auf Grund der sedimentologischen Daten eine Änderung des Detritus-Liefergebietes im Hinterland ein: Der Umschlag zu Spektren mit reichlich Apatit, der weiterhin die Werfener Schichten kennzeichnet, ist bereits im Buntsandstein vollzogen (Abb. 176). Die gut geschichteten, häufig intensiv kreuzgeschichteten Sandsteine sind offenbar der marinen Ingression an der Triasbasis zuzuordnen. Wir sehen nach allem darin die Vertretung des Alpinen Buntsandsteins. Nähere Angaben über die lithologische Ausbildung dieses Buntsandsteines sind in der oben erwähnten Arbeit von G. Niedermayr et al. (1977) enthalten.

Aus Tonschieferlagen des grobkörnigen hellroten Buntsandsteines im Laaser Wald E vom Gailbergsattel beschrieben H. van Amerom, M. Boersma & G. Niedermayr (1976, S. 107 ff.) eine skythische Flora mit *Pleuromeia* cf. *sternbergii* (Muenster) Corda und *Voltzia* sp.

In der Simmerlacher Klamm bei Oberdrauburg – Abb. 177 – wird diese hier 20 m mächtige Serie des Buntsandsteins im Liegenden durch ein etwa 1 m mächtiges Flöz eingeleitet, das Sporen wahrscheinlich der Seiser Unterstufe enthält (H. Mostler, 1972 a, S. 147). Auf diesen Fundpunkt scheint sich die von W Klaus bestimmte, bei H. Anger (1965, S. 83) ohne Fundortangabe zitierte Pollenflora mit *Voltziaceaesporites heteromorpha* Klaus, *Jugosporites conmilvinus* Klaus, *Taeniaesporites austriacus* Klaus etc. zu beziehen.

Ein zweites kleines Flöz erscheint im Tonschiefer an der Obergrenze dieser Bunt-

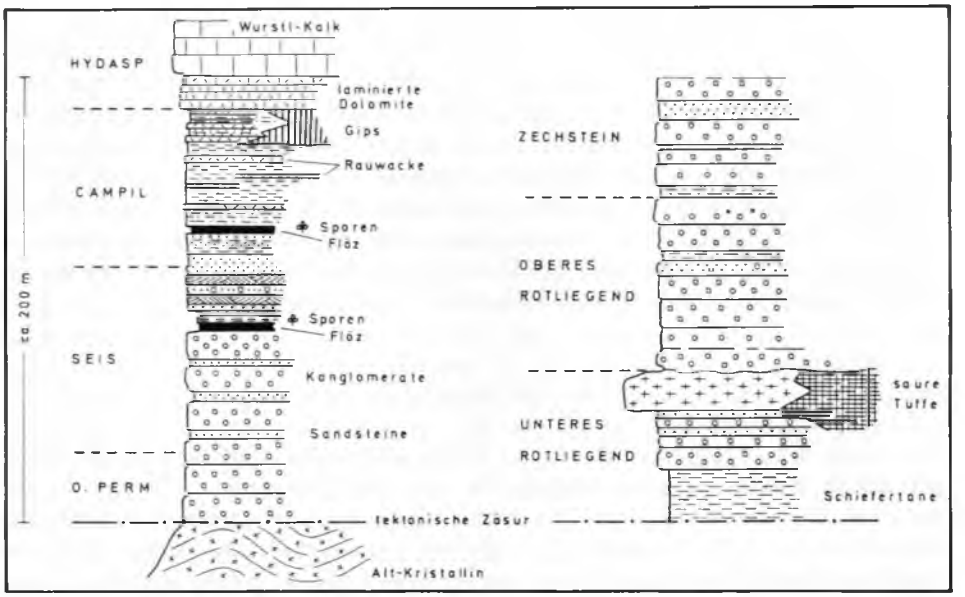


Abb. 177: Die permoskythische Serie des Drauzuges bei Simmerlach E Oberdrauburg und bei Laas NW Kötschach nach H. MOSTLER (1972, Abb. 2). Die Perm/Skyth-Grenze liegt nach der Neuuntersuchung von G. NIEDERMAYR et al. (1977, Abb. 1, P 4) höher, und zwar unterhalb der obersten Konglomeratbank.

sandsteinserie in der erwähnten Klamm, das neben *Voltzia* und *Schizoneura* eine Sporenflora mit *Jugasporites conmilvinus* KLAUS, *Triadispora* sp., *Voltziaceaesporites* sp. und *Triletes* führt (H. ANGER, 1965, S. 84, H. MOSTLER, l. c.) und am ehesten für ein Campiler Niveau spricht.

2. Die Werfener Schichten schließen hangend an den Buntsandstein mit Mächtigkeiten bis 150 m an. An ihrem Aufbau sind in den tieferen Partien violette Schiefer, rote Sandstein-Konglomeratlagen beteiligt, die höheren Anteile bestehen aus grauen und graugrünen Ton-, Silt- und Sandsteinen, die von gipsführenden Rauhwackelagen durchsetzt sind. Die Gipse von Laas, einst als oberpermische Gipse des Bellerophon-Niveaus gedeutet (R. van BEMMELEN, 1957, S. 183; A. TOLLMANN, 1964 d, S. 293) gehören diesem oberskythischen Niveau an (V SCHENK, 1967, S. 105; H. MOSTLER, 1972 a, S. 147; W KURAT et al., 1974, S. 91). Aus dieser Schichtfolge ist für die Werfener Schichten eine sehr geringe Bildungstiefe in hypersalinem Milieu abzuleiten. Im Schwermineralspektrum tritt auffallend viel Apatit auf, der den tieferen Serien weitgehend fehlt, ferner sind Zirkone und Turmaline erwähnenswert (Abb. 176).

Makrofossilien des Campil wurden aus den südöstlichen Lienzer Dolomiten gemeldet (G. GEYER, 1902 b, S. 30; W SCHLAGER, 1963, S. 52): *Costatoria costata* (ZENKER) und *Homomya fassaensis* (WISSM.); letztgenannte Art wird auch von Laas NW Kötschach erwähnt (G. GEYER, 1897 a, S. 118; 1898, S. 350). Ferner wurden durch G. GEYER (1901 c, S. 354) und E. COLINS & W NACHTMANN (1974, S. 9) dieselben Gattungen vom Dobratsch angeführt.

γ) Anis

Im Anis nimmt die Faziesdifferenzierung in den verschiedenen Teilen des westlichen Drauzuges bereits merkbar zu. Wir unterscheiden im Anis, das wir mit der Karbonatfolge beginnen lassen, obgleich die Skyth/Anis-Grenze noch in Diskussion steht, von Liegend gegen Hangend vier Schichtgruppen: a) Die anisische Flaserkalkfolge, b) die terrigen beeinflußte mittel- bis oberanisische Serie, c) den in die Trinodosuszone des Oberanis gehörigen „Zwischendolomit", an dessen Basis in den Lienzer Dolomiten noch ein 20 m mächtiger Riffkalk aufscheint und d) zuoberst noch einen kleinen Anteil des hangend folgenden Partnachkalkes in den Gailtaler Alpen, der noch der Trinodosus- und Avisianuszone angehört, bzw. einen geringmächtigen oberstanisischen Abschnitt (Avisianuszone) in Form von Buntkalken (anisischen Hallstätter Kalken) in Beckenfazies am Dobratsch. Ab Unterillyr (Zwischendolomit, Partnachkalk) setzen vulkanogene Einschaltungen in der Schichtfolge ein.

Die Hauptfaziesänderung in der Längsrichtung liegt darin, daß die tiefanisische Flaserkalkfolge von Westen nach Osten auf Kosten der auflagernden, stark terrigen beeinflußten Serie an Mächtigkeit zunimmt (Abb. 178): Die Stärke der Flaserkalkserie steigt von 130 m in den Lienzer Dolomiten auf 280 m in den zentralen und östlichen Gailtaler Alpen, während die terrigen beeinflußte Serie von 150 m im Westen auf Reste im Osten reduziert ist und dort durch die Knollenkalkserie ersetzt wird. Der Dobratsch mit seinen beiden Schuppen fällt faziell stärker aus dem Rahmen, indem hier nur der Zwischendolomit (c) durchverfolgt werden kann, während einerseits die beiden liegenden Einheiten durch eine 120–150 m mächtige Tonschiefer-Karbonat-Wechselfolge ersetzt werden – in der nur noch in höherer Partie die terrigen beeinflußte

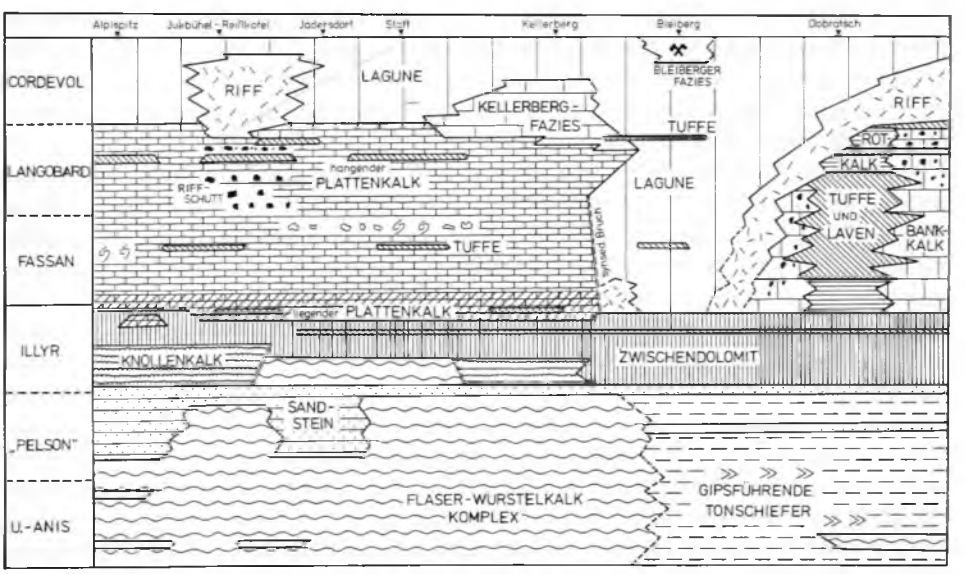


Abb. 178: Faziesläng sschnitt durch die Mitteltrias und die basale Obertrias im westlichen Drauzug nach Th. Bechstädt et al. (1976, Abb. 4).

Serie mit etlichen Dekametern Mächtigkeit erfaßt werden kann – und andererseits im hangendsten Anisanteil die erwähnte Buntkalkfazies in Beckenentwicklung auftaucht.

1. Über das Anis in den Lienzer Dolomiten geben R. BRANDNER (1972) und TH. BECHSTÄDT et al. (1976, S. 621 ff.) Auskunft. Danach sind die erwähnten drei Hauptschichtgruppen wie folgt entwickelt.

a) Die etwa 130 m mächtige Flaserkalkabfolge des tieferen Anis, die eine knollig-flaserige Varietät des Gutensteinerkalkes darstellt und früher auch als solcher bezeichnet worden ist (G. GEYER, 1898, S. 351, 1901 b, S. 58; 1903, S. 169; M. CORNELIUS-FURLANI, 1953, S. 283), besteht aus eintönigen, fossilarmen, geflaserten, dunklen Kalken, bei denen die kalkigeren Partien in wenige cm-großen linsen- und klumpenförmigen Spindeln in einer tonigeren Matrix liegen. Es ist der Typus des „Wurstelkalkes" der Nördlichen Kalkalpen, der auch horizontale und verzweigte Fraßgänge von *Thalassinoides,* allerdings keine Spreitenbauten aufweist. Terrigenes Material in Form von pelitischem und feinpsammitischem Material erscheint lagenweise und diffus eingebaut. Als Sedimentationsmilieu kommt marines Flachwasser als Küstenvorfeld mit teilweise lagunären Abschnürungen in Frage. An Fossilien aus dem sandigen Flaserkalk sind *Dadocrinus gracilis* BUCH, *Encrinus liliiformis* (LAM.)?, *Lima (Plagiostoma) striata* SCHLOTH., *Tetractinella* sp.? erwähnt worden (W SCHLAGER, 1963, S. 54; R. BRANDNER, 1972, S. 147).

b) Die terrigen beeinflußte, 150 m mächtige Serie wird in der Hauptmasse aus Pflanzenhäcksel führendem Quarzsandstein aufgebaut, der partienweise rot oder grün gefärbt ist und dann in der Vergangenheit meist mit Werfener Schichten verwechselt worden war. Die Einschaltung von Karbonatlagen mit laminarem Fenstergefüge zeigt das inter- bis supratidale Bildungsmilieu dieser Serie an. Das Material bekundet eine bedeutende Aufarbeitung des Untergrundes angrenzender Räume, auch Quarzporphyrgerölle sind im Sandstein enthalten. Es knüpft diese Serie daher einerseits unter Rückgängigmachung der Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht (siehe S. 585) an das sandige Anis der Peresschichten in den Pragser- und Olanger Dolomiten an, andererseits ergibt sich hier eine Parallele zur Bewegungsphase, die in den Südalpen das anisische Richthofenkonglomerat geschaffen hat (R. BRANDNER, 1972, S. 155).

Der Hangendteil der terrigen beeinflußten Serie enthält beträchtlichere Einlagerungen von fossilreichen Knollenkalken ohne Schlammwühlerspuren eines tieferen küstennahen Meeres. Von der Alpelspitze 4 km NNW Obertilliach stammt eine seit G. GEYER (1903, S. 171) bekannte Fauna, die nach R. BRANDNER (1972, S. 153) im Makrofossilanteil unter anderem *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Mentzelia mentzeli* (DUNK.), *Lima striata* SCHLOTH., *Encrinus liliiformis* (LAM.), *Entrochus silesiacus* BEYR. und in der Mikrofauna die Conodonten *Gondolella navicula* HUCKR., *G. mombergensis* TATGE, *G. excelsa* MOSHER sowie die Holothurien *Priscopedatus sinuosus* KOZUR & MOSTLER, *P. quadratus* K. & M., *Tetravirga imperforata* FRIZZ. & EXL. (Karbon-Form, wohl Fehlbestimmung!) etc. enthält und auf Oberanis hinweist. Eine Brachiopodenfauna des mittleren Anis ist aus Hornsteinkalken der Mussen in der Lumkofelgruppe von W SCHLAGER (1963, S. 54 f.) erwähnt worden.

c) Über dem nun an der Alpelspitze folgenden 20 m mächtigen Riffkalkkörper, der durch das Auftreten des Kalkschwammes *Olangocoelia otti* BECHST. & BRAND. wiederum auf die enge Verbindung zu den analogen Kalken der Olanger Dolomiten jen-

seits der Narbe hinweist, folgen hier noch 100 m mächtige dm-geschichtete einförmige oberanisische Dolomite mit Einschaltungen von Tuffiten und Kieselknauern im Oberteil, die einerseits dem Oberen Sarldolomit bzw. Mendeldolomit Südtirols, andererseits dem Zwischendolomit der Gailtaler Alpen entsprechen.

2. Typische Muschelkalkprofile der Gailtaler Alpen sind jüngst von W NACHTMANN (1975) studiert worden – vgl. Abb. 178.

a) Im gut aufgeschlossenen Profil des Staff 8 km SW Spittal/Drau wird die 280 m mächtige Flaserkalkserie aus Flaserkalken, Bankkalken und durch Bioturbation geprägten Wurstelkalken gebildet, die an Makrofossilien meist nur *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und an Foraminiferen *Glomospirella* cf. *densa* (PANTIČ), *G.* cf. *grandis* (SALAJ) etc. führen.

b) Statt der terrigen markierten Serie erscheint hier die nur im tieferen Teil Sandlagen und Knollenkalk führende Serie vorwiegend ebenflächiger fossilreicher dunkler Kalke mit einer Fauna des Pelson bis Unterillyr, die nach W NACHTMANN (1975, S. 44 f.) unter den Foraminiferen die beiden zuvor genannten Arten nebst zahlreichen weiteren Formen führt, vor allem *Diplopora subtilis* PIA und *Oligoporella pilosa* PIA aufweist, reich an Brachiopoden wie *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), *Decurtella decurtata* (GIR.), *Mentzelia mentzeli* (DUNK.), *Spiriferina fragilis* (SCHLOTH.), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), ferner *Tremadictyon roemeri* (ECK), *Lima costata* GOLDF., *L. lineata* (SCHLOTH.), *Dadocrinus gracilis* (BUCH), *Encrinus liliiformis* (LAM.), *Miocidaris coaeva* (QUENST.), an Holothurien unter anderem *Theelia immisorbicula* MOSTL., *T planorbicula* MOSTL., *T* cf. *zapfei* MOSTL. & KOZUR und an Conodonten *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL), *Gondolella constricta* CLARK, *G. excelsa* (MOSHER), *G. mombergensis* TATGE und *G. navicula* HUCKR. umfaßt.

c) Im hellgrauen, dm-gebankten, laminierten Zwischendolomit, der bis 200 m erreicht, sind etliche dünne Lagen von Tuffen eingestreut (A. WARCH, 1965, S. 66 f.; 1966, S. 148), mit denen schwärzliche Kieselknollen-Einlagerungen in diesem Flachwasserdolomit einhergehen.

d) Im Hangenden des Zwischendolomites erscheint in den Gailtaler Alpen der über 500 m mächtige, gut geschichtete, dunkle Partnachkalk („Oberer Muschelkalk"), der im wesentlichen in das Ladin gehört (siehe S. 608). Mit seinem basalen Anteil aber reicht er, wie jüngst T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (1974, S. 45 ff.) gezeigt haben, noch in das Oberanis, in die Trinodosuszone hinab (1976, Abb. 4, von TH. BECHSTÄDT et al. auf oberstes Oberanis reduziert). Eine Umbenennung dieses seit G. GEYER (1901 b, S. 64) im Drauzug als Partnachschichten bezeichneten Gesteins – das gegenüber den Nordkalkalpen unter das Ladin hinab noch in das oberste Oberanis reicht – in „Plattenkalk" durch H. MOSTLER ist allein auf Grund des etwas größeren Altersumfanges dieses Schichtgliedes nicht gerechtfertigt, da unsere stratigraphischen Namen ja Formations-Namen darstellen. Noch dazu darf der bereits für den auch im Drauzug vorkommenden obernorischen „Plattenkalk" seit C. W GÜMBEL, 1861, S. 279 (in den Kalkalpen) vorvergebene Name keinesfalls hier nochmals für ein anderes Schichtglied verwendet werden. Wollte man hier unbedingt einen anderen Namen verwenden, so wäre eher die Übertragung des Begriffes Varenna-Perledokalk aus dem Lombardischen Faziesraum möglich. Das oberanisische Alter des basalen Teiles dieses Partnachkalkes ist durch eine reiche Ammoniten- und Daonellenfauna von der Karalm südlich des Staff und vom

Fellbachgraben 3 km N vom Weißensee von den oben genannten Autoren belegt worden. Die Fauna, die noch in Bearbeitung steht, umfaßt Ammoniten der Gruppe *Paraceratites trinodosus* (Mojs.), nach H. Zapfe in R. van Bemmelen (1961, S. 219) *Danubites torosus* (Arth.) und *D.* aff. *ambika* (Diener). Die Mikrofauna enthält an Ostracoden die Arten *Triassinella (Judahella) binodosa* Kozur und *T (J.) spinosa* Kozur; unter den Holothurien seien die stratigraphisch wertvollen Formen *Tetravirga perforata* Mostler, *Staurocumites bartensteini* Defl.-Rig. und *Praeeuphronites multiperforatus* Mostler hervorgehoben; von den zehn bestimmten Conodontenformen seien erwähnt: *Gondolella mombergensis* Tatge, *G. navicula* Huckr., *G. excelsa* (Mosher), *Enantiognathus ziegleri* (Diebel) und *Hindeodella triassica* (Müller). Diese Conodontenfauna spricht bei Fehlen von *Gladigondolella tethydis* (Huckr.) für die Excelsa-assemblage-Zone Kozur & Mostler (1973, S. 789).

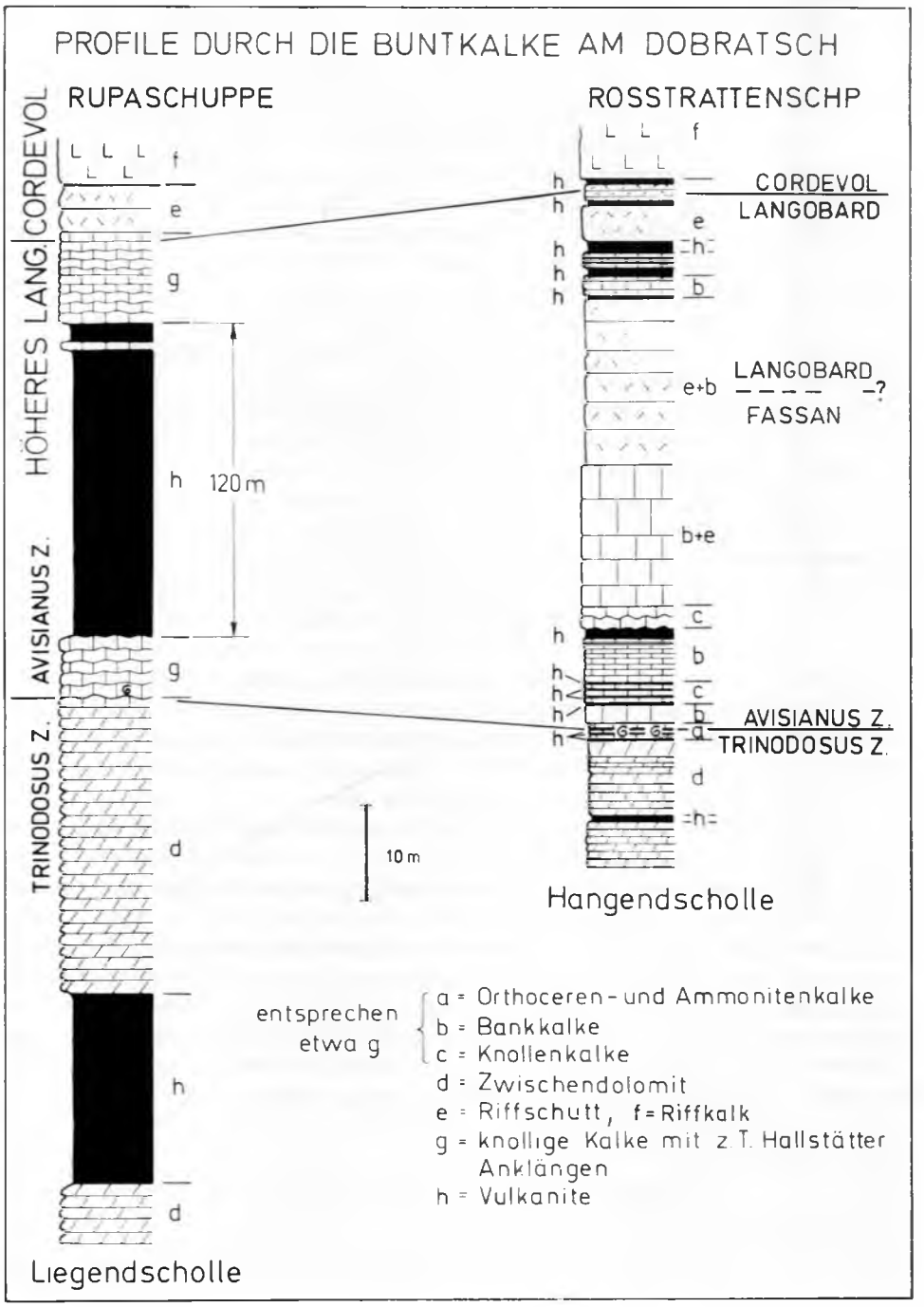
Im anisischen und ladinischen Anteil der Partnachkalke treten ebenso wie noch bis tief in den unterlagernden Zwischendolomit mindestens bis in die Trinodosuszone hinab Tufflagen auf (A. Warch, 1965, S. 67 ff.; 1966, S. 141 ff.; T. Bechstädt & H. Mostler, 1974, S. 53), deren Zusammensetzung dem Porphyrit entspricht. Die vom Dobratsch seit 1958 bekanntgewordenen Tuffe und Laven (siehe Abb. 179) sind nach den letztgenannten Autoren allerdings in die Avisianuszone des obersten Anis einzuordnen und entsprechen demnach nicht den basalen Tufflagen in den Partnachschichten des höheren Niveaus.

3. Die Anis-Entwicklung am Dobratsch ist von E. Colins & W Nachtmann (1974, S. 10 ff.) geklärt worden. Danach wird die tiefanisische Flaserkalkfolge samt der terrigen beeinflußten Serie dort durch eine Schiefer-Karbonat-Wechselfolge (a) ersetzt, die etwa 120–150 m Mächtigkeit besitzt. Tonschiefer wechsellagern hier mit Mergelschiefern, dunkelgrauen Dolomit- und seltener Kalkbänken. Basisnahe Tonschiefer haben eine reiche Sporenflora mit zwanzig artlich bestimmten Formen geliefert (E. Colins et al., 1974, S. 13). Der höhere Teil dieser Wechselfolge wird durch Überwiegen von Tonschiefern und Auftreten von Sandsteinbänken terrigen beeinflußt (b). Schmale Gipslamellen stellen sich hier im Tonschiefer ein. Im hangend folgenden laminierten, 180 m mächtigen Zwischendolomit (c) der Trinodosuszone des Oberanis treten bereits Tufflagen auf, von denen jene in der Liegendschuppe 25 m Mächtigkeit erreichen – Abb. 179.

Das Anis des Dobratsch wird durch eine wenige Meter mächtige Serie von geschichteten, zum Teil bunten Kalken der Avisianuszone in Beckenfazies (d) mit Tuffeinlagerungen beschlossen. Diese Bankkalkentwicklung zeigt in den beiden Schuppen des Dobratsch die folgenden verschiedenen Fazies.

In der liegenden Scholle, der im folgenden als Rupaschuppe bezeichneten Einheit, sind im Rupa-Profil ENE Nötsch über dem Zwischendolomit graue, grüne und schließlich rote, zum Teil mikritische, wenige Meter mächtige Kalke vom anisischen Hallstätterkalktypus, reich an Conodonten, Ammoniten und anderen Faunenelementen erhalten. Ab dem Rotkalk setzt *Gladigondolella tethydis* (Huckr.) ein, so

Abb. 179: Der Mitteltriasanteil mit Buntkalken der Dobratsch-Schichtfolge nach E. Colins et al. (1974, Abb. 2).


PROFILE DURCH DIE BUNTKALKE AM DOBRATSCH
RUPASCHUPPE
ROSSTRATTENSCHP
CORDEVOL
LANG.
HÖHERES
AVISIANUS Z.
TRINODOSUS Z.
120 m
10 m
CORDEVOL
LANGOBARD
LANGOBARD
FASSAN
AVISIANUS Z.
TRINODOSUS Z.
Hangendscholle
Liegendscholle
entsprechen etwa g
a = Orthoceren- und Ammonitenkalke
b = Bankkalke
c = Knollenkalke
d = Zwischendolomit
e = Riffschutt, f = Riffkalk
g = knollige Kalke mit z. T. Hallstätter Anklängen
h = Vulkanite

daß dieser Rotkalk, der folgende graue Kalk (5,5 m) und ein Teil der darauflagernden 120 m mächtigen Vulkanitmasse in das oberste Anis, Avisianuszone, gehören.

In der Hangendschuppe des Dobratsch, hier als Roßtrattenschuppe bezeichnet, erscheint in der Dobratsch-Südwand über dem Zwischendolomit eine über 10 m mächtige Buntkalkserie vom Habitus der Reiflinger Kalk-Entwicklung, die – vom untersten Meter (Trinodosus-Zone) abgesehen – dem obersten Anis, Avisianuszone, angehört. Diese Buntkalkserie wird aus Orthoceren- und Ammonitenkalken mit *Flexoptychites flexuosus* (Mojs.) und *Ceratites* gr. *lenis* (Hauer), aus Bankkalken mit Filamenten und Daonellenbänken mit *Daonella sturi* (Ben.), aus Knollenkalken und schließlich aus insgesamt 14 Tuffbändern zusammengesetzt. Diese letztgenannte Fazies der Roßtrattenschuppe ist bei Abwicklung im Südosten der Rupafazies anzuschließen. Eine drei Seiten umfassende Liste an Mikrofaunenelementen dieser Beckenkalk-Entwicklung des obersten Anis ist in der Arbeit von E. Colins & W Nachtmann (1974, S. 21 ff.) enthalten.

Im Anschluß an die Besprechung des Anis vom Dobratsch seien noch speziell einige Bemerkungen zur Einschaltung von Vulkaniten in der triadischen Schichtfolge des Drauzuges angeführt – war es ja gerade das Dobratschprofil mit dem Rupagraben, von wo A. Pilger & R. Schönenberg erst 1958 den ersten, als sensationell empfundenen Fund mitteltriadischer Tuffe aus den Gailtaler Alpen meldeten. Die beiden Autoren hatten damals in der Liegendscholle des Dobratsch (Rupascholle) sowohl den oben erwähnten tieferen 20–25 m mächtigen Tuffhorizont innerhalb des oberanisischen Zwischendolomites (Trinodosuszone) beschrieben, als auch den oberstanisisch-tiefladinischen 120 m mächtigen höheren Haupthorizont, der sich zwischen Rotkalken von Hallstätter Typus der Avisianuszone im Liegenden und des höheren Langobard im Hangenden einstellt, erfaßt. Eine genaue Beschreibung dieser gewaltigen, dem Ausbruchzentrum nahegelegenen porphyritischen Tuffmassen, die neben feinem Material auch grobe Tuffe und Agglomerate mit kopfgroßen Bomben und mitgerissenen Karbonatbrocken enthalten, ist bei den angegebenen Forschern (l. c., S. 209 ff.) zu finden.

Bald wurden weitere Entdeckungen von Tuffen im Gebiet des Dobratsch (E. Strehl, 1960, S. 28 ff.; W Fritsch & E. Strehl, 1961, S. 68; E. Colins & W Nachtmann, 1974, S. 24 ff.: feine grüne Tuffe nicht porphyritischen, intermediären Magmas, sondern granitisch-dazitischen Magmas in zahlreichen oberanisischen und ladinischen Horizonten in der Hangendschuppe, der Roßtrattenschuppe des Dobratsch), der Gailtaler Alpen (A. Warch, 1965, 1966 etc.) und der Lienzer Dolomiten (W Schlager, 1963, S. 58: Porphyrittuffe aus den Partnachkalken) gemeldet, so daß heute die beträchtliche horizontale sowie vertikale Verbreitung (Oberanis bis Karn; Unternor im Sinne A. Warch, 1966, S. 153, nicht gesichert) im Drauzug klargestellt ist. Die Angaben über den Chemismus der mitteltriadischen Vulkanite schwanken von Feldspatbasalten über Augitandesite bis zu Daziten (vgl. T. Bechstädt et al., 1976, S. 627 f.)

δ) Ladin (Fassan-Langobard) und Cordevol

1. Partnachschichten Anteil Im gesamten Gebiet, abgesehen vom Dobratsch, setzt im Oberanis über dem Zwischendolomit eine Serie aus dunklen, ebenflächigen, gut geschichteten Kalken ein, die eine Schichtung unterhalb 2 dm aufweist,

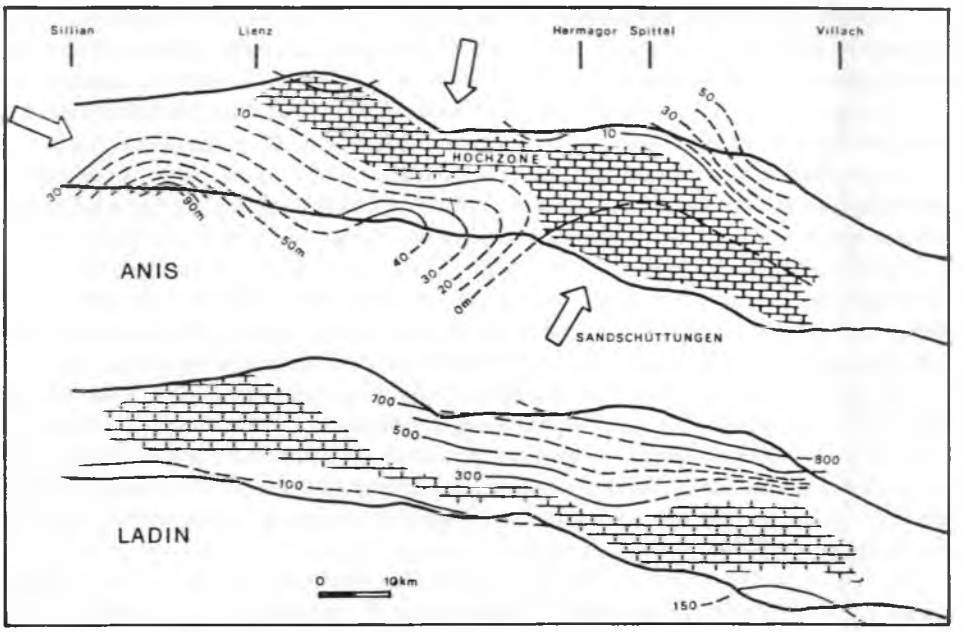


Abb. 180: Die Mächtigkeitsverhältnisse der Mitteltrias in der Beckenfazies im westlichen Drauzug nach TH. BECHSTÄDT et al. (1976, Abb. 6).

vielfach aber auch feinschichtig bis papierdünn spaltend entwickelt ist und gelegentlich mit Mergellagen wechsellagert. In den tiefsten Partien können gleichsam als Übergangsbildung zum Zwischendolomit noch Dolomitbänke eingeschaltet sein (W SCHLAGER, 1963, S. 57; R. van BEMMELEN etc., 1965, S. 221). Während man bis zur Zeit der oben erwähnten Autoren diese Serie nur in das Ladin einreihte, hat sich nun der basalste Anteil nach TH. BECHSTÄDT et al. (1976, S. 22, Abb. 4) – vgl. Abb. 178 – als oberstanisisch erwiesen. An Fossilien, die den ladinischen Hauptanteil dieser Schichtgruppe belegen, sind folgende Arten beschrieben: *Posidonomya wengensis* (WISSM.) (G. GEYER, 1897 a, S. 121; R. van BEMMELEN, 1961, S. 221; W SCHLAGER, 1963, S. 59), *Daonella* cf. *taramelli* MOJS. (R. van BEMMELEN et al., 1957, S. 185), *Ophiopsis lariensis* DE ALESS. (R. SIEBER, 1957, S. 92 f.), *Pachypleurosaurus* sp. (A. WARCH, 1966, S. 142). In den untersten 30 m der Partnachschichten erscheint eine reiche Mikrofauna mit Radiolarien, Tiefwasserostracoden (angeblich Hinweise auf 500 m Ablagerungstiefe), Mikrocrinoiden und Conodonten – TH. BECHSTÄDT et al., 1976, S. 628. Im hangenden Hauptteil dieser Schichtgruppe ist die (Mikro-)Fauna hingegen sehr verarmt und besteht unter völligem Ausfall der Echinodermen nur aus glattschaligen Ostracoden und *Spirorbis*. Über die Mächtigkeitsverhältnisse des Ladin in Beckenfazies, also der Partnachschichten, gibt Abb. 180 Auskunft.

Erwähnung finden soll eine von G. NIEDERMAYR et al. (1975) beschriebene 2–3 cm dicke Coelestin-Bank im bituminösen Dolomit der Partnachschichten der Gailtaler Alpen, die syn(dia)genetisch gebildet worden ist.

2. Während der Hauptteil des Ladin sonst im Westteil des Drauzuges als Wetter-

steindolomit oder -kalk ausgebildet ist, setzt die Becken-Sonderfazies im tektonisch isolierten Dobratsch aus dem Anis noch durch das gesamte Ladin fort, so daß hier der darüberfolgende Wettersteinkalk nur dem Cordevol angehört. Das Ladin besteht in der Liegendscholle des Dobratsch, der Rupa-Einheit, aus dem vom Anis heraufreichenden 120 m mächtigen Porphyrittuff (siehe S. 608) und 6 m Rotkalk vom Typus des ladinischen Hallstätterkalkes. In der Hangendschuppe (Roßtrattenschuppe) wird das Ladin aus einer 40 m mächtigen gebankten Kalk-Dolomitfolge mit Riffschutt-Einstreuungen und mit fünf Tufflagen im Hangendabschnitt aufgebaut – Abb. 179.

3. Wettersteinkalk und -dolomit. Ein Teil des Ladin und das Cordevol liegen im westlichen Drauzug – abgesehen vom eben erwähnten Dobratschgebiet – in Form des Wettersteinkalkes oder -dolomites vor, teils als Riffsediment (Dobratsch, Reißkofel), großteils aber als gebanktes Lagunensediment der Plattformentwicklung.

Die Untergrenze der Wettersteinschichten liegt im Westen und am Dobratsch an der Basis des Cordevol, im übrigen Ostabschnitt der Gailtaler Alpen an der Ladinbasis – Abb. 178. Die Obergrenze bildet im Gesamtverlauf des Drauzuges, wo vorhanden, der einheitlich ausgebildete 1. Raibler Schieferhorizont des Jul, mit dessen basaler Bildung, einer 10–50 cm starken Kiesoolithbank, die Wettersteinschichten im Hangenden begrenzt sind (H. Holler, 1960, S. 63).

R. van Bemmelen (1957, S. 186) hat mit der Begründung, daß die Raibler Schieferniveaus nicht überall gleichermaßen ausgebildet und gelegentlich nicht erfaßbar sind, den Wettersteinkalk, die Raibler Schichten und Teile oder die Gesamtheit des Hauptdolomites zusammengefaßt und dieses Sammelsurium als Jaukenkalk und -dolomit bezeichnet – ein kräftiger und erstaunlicher Rückschritt, dem wir hier nicht folgen wollen, um so mehr als O. Kraus (1969, S. 93) nach detaillierter Untersuchung festgestellt hat, daß die von Bemmelen für eine derartige Gliederung der Serie im Gebiet Reißkofel und Jauken nicht angetroffenen Raibler Schichten nicht primär fehlen, sondern teils nur tektonisch eliminiert, teils einfach übersehen worden sind, keine Riffentwicklung hier über das Karn durchläuft und demnach auch aus dieser Sicht ein einheitlicher Jaukenkalk-Komplex nicht existiert. Wie in diesem eklatanten Beispiel sind in vielen Fällen in jüngerer Zeit in den Ostalpen von Bearbeitern mit Unkenntnis der alpinen stratigraphischen Verhältnisse neue Namen für altbekannte und definierte Schichtglieder ad hoc eingesetzt worden.

In den Lienzer Dolomiten lassen die Wettersteinschichten nach W Schlager (1963, S. 59 f.) in der Lumkofelgruppe und nach R. van Bemmelen et al. (1965, S. 222 f.) besonders im Hochstadel eine Dreigliederung erkennen und umfassen von Liegend gegen Hangend (1.) einen hellen, ungeschichteten, bis 600 m mächtigen Diploporendolomit mit *Diplopora annulata* Schafh., (2.) eine 100 m mächtige feinschichtige Dolomitserie mit Tonschieferlagen und drei grünen, wahrscheinlich aus Tuffen bestehenden Horizonten und (3.) eine 800–1000 m mächtige Folge von monotonem, dickbankigem, tonigem, hellgrauem Plattendolomit, der nur sehr selten Diploporen führt. In seinem Hangendteil hat bereits G. Geyer (1903, S. 171 f.) Anzeichen der später als Sonderfazies bezeichneten Ausbildung wie Tonschmitzeneinschaltung und Blei-Zink-Vererzung zwischen Pirkach und Hochstadel beschrieben.

In den Gailtaler Alpen erreicht der Wettersteinkalk und -dolomit auf der Nordseite des Jauken S Dellach/Drau 1000 m, im Tratten-Auerschwandzug nördlich

vom Weißensee 700 m und in der östlichen Fortsetzung 1200 m (G. Geyer, 1897, S. 352; R. van Bemmelen, 1957, S. 186; 1961, S. 222). Die Fauna ist noch nicht untersucht: *Pseudomelania escheri* Hoern. und *Megalodus triqueter* Wulfen wurden erwähnt, vom Reißkofel-Riffkalk ferner *Chemnitzia*, Korallen, Algen etc.

Außerordentlich detaillierte Studien über den (Oberteil des) Wettersteinkalkes liegen – im Zusammenhang mit der an den obersten Wettersteinkalk gebundenen wirtschaftlich bedeutenden Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg – vom Bleiberger Zug, also dem Ostende der Gailtaler Alpen, sowie vom tektonisch wie faziell abgesonderten Dobratsch vor: H. Holler (1936, 1953, 1960), W Eppensteiner (1966, 1970), O. Schulz (1967 b, 1968, 1973, 1975), Th. Bechstädt (1973, 1974, 1975 a–c) haben sedimentologische Untersuchungen des oberen Wettersteinkalkes mit seiner „Bleiberger Fazies" des Obercordevol im unmittelbaren Bereich von Bleiberg durchgeführt – ebenso wichtig für diese Frage aber sind auch die in der analogen Sonderfazies des oberen Wettersteinkalkes in den Nördlichen Kalkalpen erzielten sedimentologischen Ergebnisse von H.-J. Schneider (1954, 1964), K. German (1969) und zahlreichen anderen Bearbeitern.

Nach H. Holler (1960, S. 66) ist im Bereich der Lagerstätte im Bleiberger Zug mit 500–800 m Wettersteindolomit im Liegenden und etwa 400 m Wettersteinkalk im Hangenden zu rechnen, von welch letzterem die obersten 300 m im Rudolfschacht genau studiert und beschrieben sind.

Der südlich von Bleiberg im Dobratsch – Abb. 181 – aufgeschlossene Wettersteinriffkalk hat durch E. Colins & W Nachtmann (1974, S. 26 ff.) eine Aufgliederung in das nach Süden exponierte Riff mit seinen Einzelabschnitten und deren Fauna und die gegen Norden anschließenden riffnahen und riffernen Lagunensedimente der Wettersteinschichten erfahren (vgl. auch Th. Bechstädt et al., 1976, S. 630). Die Riff-Fauna des Wettersteinkalkes im Dobratsch-Gipfelbereich mit ihrer reichen Schwammfauna mit *Uvanella irregularis* Ott, *Dictyocoelia manon* Mstr., *Vesicocaulus carinthiacus* Ott, *Colospongia catenulata* Ott, *Girtocoelia oenipontana* Ott, *Cryptocoelia*

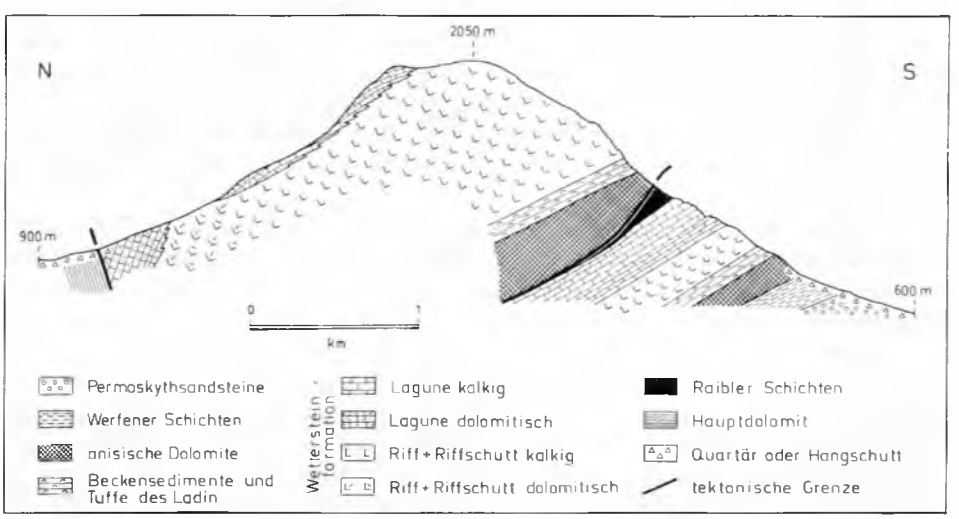


Abb. 181: Schematisches Profil durch den Dobratsch nach E. Colins et al. (1974, Abb. 3).

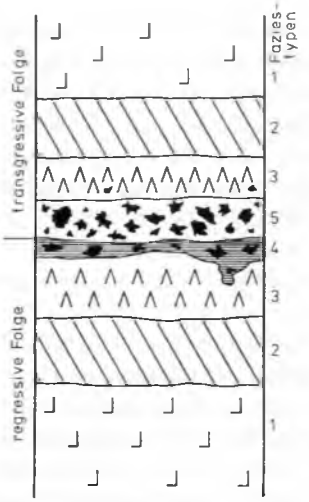


Abb. 182: Der Standardzyklus im oberen Wettersteinkalk von Bleiberg nach Th. Bechstädt (1975 a, Abb. 4). Signatur: 1 – hellgelber subtidaler „Megalodontenkalk", 2 – Intertidaler arenitisch-ruditischer Flaserkalk mit Fenstergefügen, Stromatolithlagen und Mergelhäuten, 3 – Inter- bis supratidale lutitisch-arenitische „milchige" Dolomite mit Fenstergefügen und Trockenrissen, 4 – graugrüne mergelige Dolomite (sogenannte „grüne Mergel"), 5 – schwarze Brekzien.

zitteli Steinm. etc. ist außerdem durch O. Kraus & E. Ott (1968) analysiert worden, da der Kalk zuvor nach N. Anderle (1950, S. 213) fälschlich als Dachsteinkalk eingestuft worden war. Für den nördlich anschließenden geschichteten Wettersteinkalk sind für den riffnahen Bereich der einstigen Lagen hier *Teutloporella herculea* (Stopp.), *Omphaloptycha rosthorni* Hoernes, O. *eximia* Hoernes bezeichnend, wozu überraschenderweise aber auch Ammoniten kommen. Im riffnahen geschichteten kalkigen Wettersteindolomit am „Thor" 2 km SE Kreuth gesellen sich nach W Schriel (1951, S. 148 ff.) zu der Fauna mit *Omphaloptycha rosthorni* Hoernes noch *Daonella cassiana* (Mojs.) und *D. marmolatae* Kittl, was nach dem Auftreten von Ammoniten durchaus verständlich wird. Im riffernen Lagunenabschnitt konnten *Teutloporella herculea* Stopp., *T peniculiformis* Ott, *T* aff. *nodosa* Schafh., *Clypeina besici* Pantić, *Poikiloporella duplicata* Pia etc. gedeihen. Die Gesamtmächtigkeit des am Dobratsch erhaltenen Wettersteinkalkes beträgt 600–700 m.

Die eigenartige Zyklik in der Sedimentation des obersten Wettersteinkalkes im Bleiberger Gebiet hat zuletzt Th. Bechstädt (1974, 1975 a) herausgearbeitet: Zyklen von Faziesgliedern regressiver und transgressiver Bildungsreihen folgen in bestimmter, im einzelnen natürlich je nach Bedingungen wechselnder Reihenfolge (Abb. 182). Diese seit längerer Zeit in groben Zügen bekannten Zyklotheme enthalten folgende Faziestypen: (1) subtidal gebildete gelbliche helle „Megalodontenkalke", (2.) intertidal entstandene arenitisch-ruditische Typen mit laminiertem Fenstergefüge („LF"), Stromatolithlagen und Mergelflatschen, (3.) inter- bis supratidal entwickelte lutitisch-arenitische „milchige" Dolomite mit großen LF-Gefügen und Trockenrissen, (4.) grüne mergelige Dolomite, die oft in Hohlräume eindringen und (5.) schwarze Brekzien. Da die Vererzung besonders an die beiden letztgenannten Typen, die im Bergbau als „edle Lager"

bezeichnet werden, gebunden erscheint, ist deren Genese von besonderem Interesse. Entgegen den früheren Vorstellungen über tektonische Mitwirkung bei der sedimentären Brekzienbildung oder von submariner Resedimentation dieser Brekzien kommt Th. Bechstädt (1975 a, S. 89; 1975 b, S. 237 f.) zur Auffassung einer Brekzienbildung (und Erzkonzentration) während Emersionsphasen zufolge Meeresspiegelsenkungen mit anschließender Karstspalten- und Geröllbildung durch Karbonatlösung. Über die verschiedenen Auffassungen der für den oberen Wettersteinkalk so bezeichnenden Vererzung, die heute generell als synsedimentär gedeutet wird, wird S. 640 referiert. Auf den erhöhten Strontiumgehalt der Bleiberger Sonderfazies hat J. Kranz (1976, S. 602) aufmerksam gemacht.

Auf den Faziesübergang innerhalb des Wettersteinkalkes im Bleiberger Raum von der hellen „Bleiberger Fazies", einer riffnahen lagunären Entwicklung im Süden, zu dunklen tonreichen Kalken und Dolomiten im Norden ist von W Schriel (1951, S. 151) und O. Kraus (1969, S. 91) hingewiesen worden. Die Übergangsbildung zwischen Partnachkalken im Liegenden und Wetterstein-Lagunenkalk im Hangenden, ein hellbrauner bis grauer mikritischer subtidaler Wettersteinkalk, wurde von Th. Bechstädt et al. (1976, S. 631) als „Kellerberg-Fazies" bezeichnet.

ε) Karn, julisch-tuvalischer Anteil

Neuere Studien: Das Karn des westlichen Drauzuges ist jüngst durch O. Kraus (1969) in hervorragender und mustergültiger Weise durchgearbeitet und dargestellt worden, so daß wir hiedurch, auch durch Tafeln (l. c., 1, 3–7) profil- und

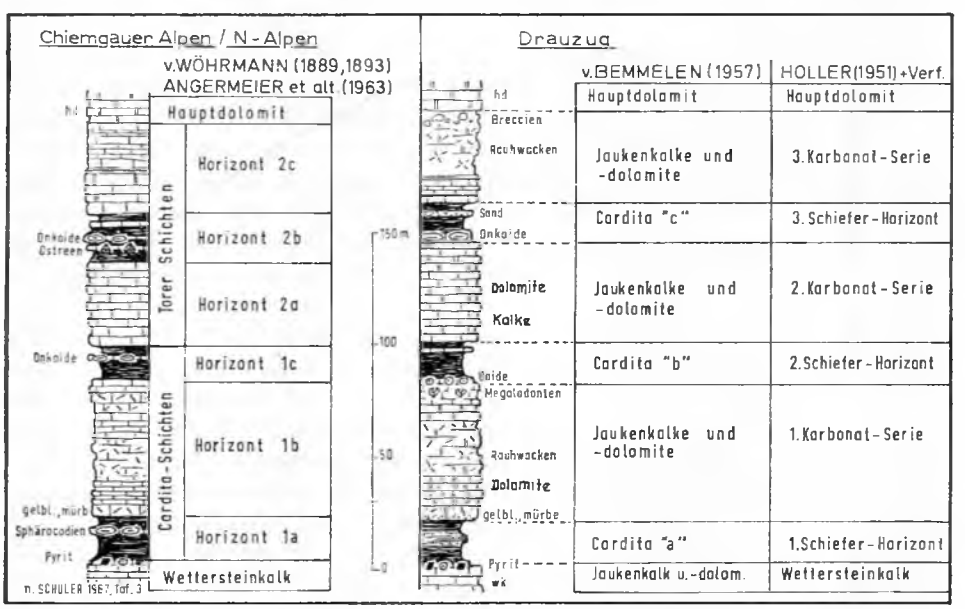


Abb. 183: Das Normalprofil der Raibler Schichten im Drauzug im Vergleich mit jenem der westlichen Nordkalkalpen nach O. Kraus (1969, Abb. 1).

kartenmäßig dargestellt, eingehend über Fazies, Mächtigkeit, Lithologie, Fossilführung etc. unterrichtet werden. Als Ergänzung hiezu dient noch die sorgfältige vergleichende petrographische Darstellung des karnischen Profiles von Rubland in den östlichen Gailtaler Alpen durch O. SCHULZ (1970, S. 188 ff., Taf. 1), so daß die zahlreichen übrigen Studien der neueren Zeit wie etwa jene von H. HOLLER (1951, S. 70 ff., Abb. 1), R. van BEMMELEN (1957, S. 187 f.; 1961, S. 223 f.; 1965, S. 224 f.), O. SCHULZ (1960, S. 9 ff.), L. KOSTELKA (1960, Taf. 1, Beil. 2), W SCHLAGER (1963, S. 61 ff.), E. COLINS & W NACHTMANN (1974, S. 29 ff.) und die ältere, bei O. KRAUS (1969, S. 85 f.) zitierte Literatur zum Thema nur mehr zusätzlich zu konsultieren sind.

Das Normalprofil der Nordalpinen Raibler Schichten, das mit erstaunlicher Konstanz im westlichen Drauzug über dessen Gesamterstreckung anhält, während sich in den umgebenden Einheiten, besonders in den Südalpen, beträchtliche Abweichungen einstellen, zeigt folgende Schichtserie (Abb. 183).

Die Schichtgruppe setzt über Wettersteinkalk oder -dolomit mit der pyritisierten Grenzbank, die im Ostteil als Grenzonkolith/-oolith ausgebildet ist, ein. Im folgenden sandig-tonigen 1. Schieferhorizont erscheint in mittlerer Position ein Muschel- und Cephalopodenschill, der altbekannte „opalisierende Muschelmarmor" Der 1. Schieferhorizont wird im Normalfall mit einem Hangendsandstein beendet. Die Zusammensetzung des nun folgenden 1. Karbonathorizontes, der Dolomite, Rauhwacken, Kalke und Brekzien umfaßt, schwankt stark.

Im unmittelbaren Liegenden des 2. Schieferhorizontes stellen sich in den östlichen Gailtaler Alpen eine Megalodontenbank sowie oolithische Bänke ein. Der 2. Schieferhorizont ist karbonatreicher als der erste und führt an seiner Obergrenze wulstige Kalkbänke eingeschaltet. Der 2. Karbonathorizont besteht aus Kalken und Dolomiten.

In der unmittelbaren Unterlage des 3. Schieferhorizontes erscheint ein fossilreicher Onkolith, der sogenannte „Groboolith" mit *Spiriferina lipoldi* BITTNER, der nur am Weißensee und in den Lienzer Dolomiten aussetzt. Die Ausbildung des 3. Schieferhorizontes schwankt wesentlich stärker als jene der tieferen Schieferniveaus, ebenso zeigt die 3. Karbonatserie großen Wechsel in der Zusammensetzung aus Dolomiten, Rauhwacken und Brekzien – sowie 2 Tonschieferniveaus in den Lienzer Dolomiten. Die Obergrenze gegen den Hauptdolomit ist meist nicht scharf und wird dort, wo dessen „Basisbrekzie" fehlt, mit Einsetzen der einheitlicheren Dolomitabfolge gezogen.

Über die Variationsbreite dieses Normalprofiles informiert Abb. 184. Im Dobratsch, dessen fazielle und tektonische Sonderstellung auch bei Besprechung der Mitteltrias hervorgekehrt wurde, sind ebenso im Karn noch ganz die Verhältnisse der Nordkarawanken, nicht jene des westlichen Drauzuges zu finden: Mächtige Oolithe und Onkolithe sowie eine Granatvormacht (Granatprovinz) gegenüber der Turmalinvormacht (Turmalinprovinz) in den Nördlichen Gailtaler- und Lienzer Alpen binden das Karn des Dobratsch enger an jenes der Nordkarawanken (O. KRAUS, 1969, S. 90, 121; Taf. 7, Fig. 9).

Für das Karn des Bleiberger Zuges ist die starke Pyrit- und Markasitvererzte basale Onkolithschicht bezeichnend. Die Schieferserie besteht hier vorwiegend aus Illit als kontinentales Verwitterungsprodukt. Im Sandstein konnte ein Liefer-

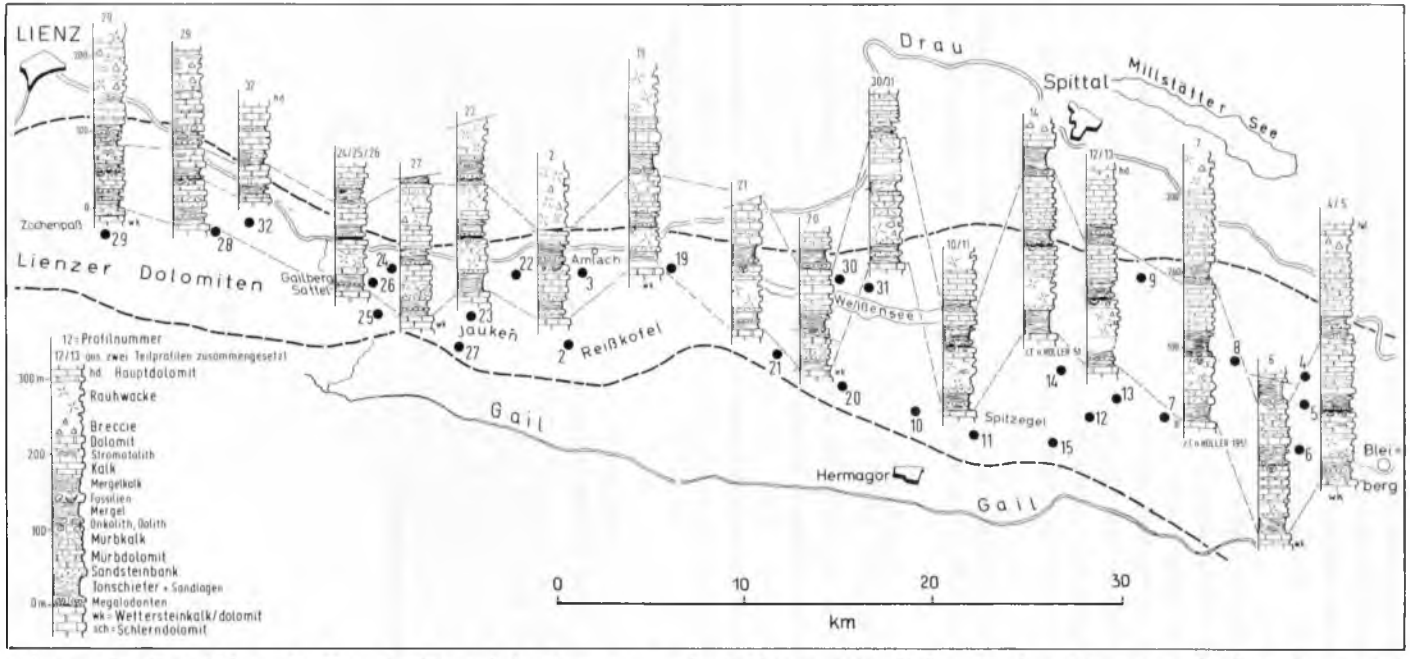


Abb. 184: Die Entwicklung des Karn im Westteil des Drauzuges nach O. KRAUS, 1969, Taf. 1. In den Lienzer Dolomiten sind nach diesem Autor die Raibler Schichten geringer mächtig und sandreicher als in den Gailtaler Alpen. Die Raibler Grenzbank besteht hier nur aus einer pyritisierten Schieferlage, die Oolithe des zweiten und dritten Schieferhorizontes der Gailtaler Alpen fehlen auf Kosten von Sandsteinen. Innerhalb der westlichen Gailtaler Alpen sind die Faziesunterschiede im Karn gering, nur die erste Karbonatserie ändert ihre Ausbildung auf kurze Entfernung. Gegenüber den östlichen Gailtaler Alpen ist die verstärkte und gröbere Sandführung, besonders im Nordabschnitt, hervorzuheben. In den östlichen Gailtaler Alpen nimmt die Kalkbildung des Frischwassers gegen Osten und Süden hin auf Kosten der Sandschüttung zu. Oolithe, Onkolithe und Lumachellen werden häufiger: Die Verhältnisse im Südostteil, besonders im Dobratsch, entsprechen bereits jenen der Nordkarawanken.

gebiet von sauren Plutoniten und metamorphen Gesteinen nachgewiesen werden (O. SCHULZ, 1970, S. 226). Diese Schieferserien entstanden in einer für Organismen günstigen warmen bewegten Flachsee, während die teilweise bituminösen Karbonate mit Algenstromatolithen auf eine für die Entfaltung der Organismen ungünstigere, hypersaline, extreme Flachsee hinweisen.

In den übrigen Gailtaler Alpen sind die Faziesänderungen nur gering. In den Lienzer Dolomiten hingegen (in deren Westteil keine Raibler Schichten aufgeschlossen sind) stellt sich eine spürbare Änderung in der Mächtigkeit ein, die auf unter 100 m gegenüber jener von 200–260 m in den Gailtaler Alpen absinkt. Außerdem nimmt der Sandgehalt in den klastischen Lagen zu und ermöglicht hier anhand der Schrägschichtung und der Korngrößenabnahme gegen Osten eine Ableitung der Herkunft der Schüttung im westlichen Drauzug von Nordwesten bis Westen – Abb. 185. Im Liegenden des 2. Schieferniveaus hat nun im Westen die Sandschüttung die Oolithbildung verdrängt, auch der Onkolith-Horizont im Liegenden des 3. Schiefers ist verschwunden. Brekzien schieben sich im 3. Karbonathorizont in den Vordergrund.

Zur Fossilführung des Raibler Schichtstoßes sei, nach Horizonten getrennt, folgendes vermerkt (H. HOLLER, 1951, S. 72; W SCHLAGER, 1963, S. 62; O. KRAUS, 1969, S. 111 ff.; E. COLINS et al., 1974, S. 32): Im Grenzoolith im Liegenden des 1. Schieferniveaus sind die Foraminiferen *Glomospirella* cf. *grandis* (SALAJ), *Glomospira*,

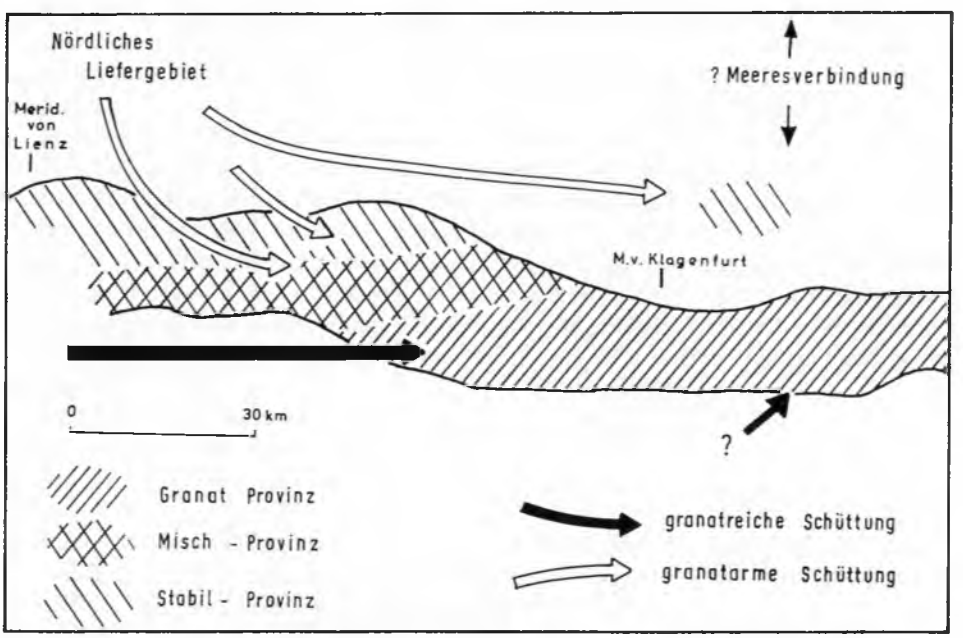


Abb. 185: Die Schüttungsrichtungen des klastischen Materials und die Schwermineral-Provinzen in den Raibler Schichten des westlichen Drauzuges nach O. KRAUS (1969, Abb. 17). Provinztrennung: Granatprovinz = Stabile Gruppe (Zirkon, Turmalin, Rutil) / Granat $< 0{,}9$. Mischprovinz = Stab./Gr.: 0,91–1,7; Stabilprovinz = Stab./Gr. $> 1{,}71$.

Ammodiscus etc. häufig. Der „opalisierende Muschelmarmor" von Bleiberg (F. X. Wulfen, 1793) innerhalb des 1. Schichtpaketes enthält neben anderen Faunenelementen (A. Tornquist, 1927, S. 15) die Ammoniten *Joannites cymbiformis* Wulfen und *Carnites floridus* Wulfen. Aus den Lienzer Dolomiten wird aus dem 1. Schieferhorizont *Myophoria (Heminajas) fissidentata* (Wöhrm.) gemeldet.

Die Megalodontenbank im Liegenden des 2. Schieferniveaus enthält *Cornucardia hornigii* Bittner, der Oolithhorizont darüber *Angulodiscus pragsoides* (Oberh.).

Der „Groboolith" im Liegenden des 3. Schieferzuges führt *Spiriferina lipoldi* Bittn., *Terebratula julica* Bittn., *Myophoria aspera* Pichl., *Lima paulula* Bittn. etc. Die Schiefer und Kalklagen dieses 3. Horizontes enthalten in der Mikrofauna die Foraminiferen *Angulodiscus pragsoides* (Oberh.), ferner Holothuriensklerite von *Schizotheelia schizotoma* Kr.-Tollm., *Theelia immissorbicula* Mostler, *T* cf. *raschbergensis* Mostler, *T* cf. *tuberculata* Kr.-Tollm. etc.

Weitere Fossilfunde, allerdings ohne Horizontierung innerhalb des Raibler Paketes, meldete G. Geyer (1897, S. 123 f.; 1898, S. 354; 1901 b, S. 69).

ζ) Nor: Hauptdolomit und Plattenkalk

1. Der Hauptdolomit nimmt mit Mächtigkeiten bis zu 1700 m den tieferen Hauptteil des Nors oder – unter Ausfall von Plattenkalk – auch das gesamte Nor ein (Abb. 174). Eine durchgehende Neubearbeitung des Hauptdolomites fehlt. Die nahezu das gesamte Gebiet des westlichen Drauzuges überziehenden Arbeiten von R. van Bemmelen (1957–1965) können zur Charakterisierung dieses Schichtgliedes leider nicht herangezogen werden, da der Hauptdolomit teilweise in seinem Jaukendolomit inkorporiert und daher nicht klar greifbar ist.

Zur Typisierung der Ausbildung des Hauptdolomites sollen hier vielmehr zwei gut durchgearbeitete Profile verwendet werden: Jenes von W Schlager (1963, S. 64 ff.) aus der Lumkofelgruppe im SE-Teil der Lienzer Dolomiten, das für diese Berggruppe repräsentativ ist, und jenes von H. Holler (1951, S. 74 f.) aus dem Bleiberger Zug, das die Entwicklung im östlichsten Teil der Gailtaler Alpen genau erfaßt.

Nach W Schlager (l. c.) läßt sich im Südostteil der Lienzer Dolomiten von liegend gegen hangend folgende Dreigliederung beobachten: (1.) Etwa 300 m Plattendolomit mit sedimentärer Brekzie und zahlreichen, bis 0,5 m mächtigen Tonschieferlagen; (2.) etwa 400 m grobbankiger bis massiger, mittelgrauer bis bräunlicher, bituminöser Dolomit mit eigenartigen diagenetisch entstandenen Spatisationsbrekzien; (3.) 500 m dunkler, gut geschichteter, bituminöser Dolomit in Wechsellagerung mit schmalen Schiefern schließt die Serie ab. Der Hangendkomplex (3.) wird von W Schlager als Ganzes als „Seefelder Fazies" bezeichnet, während R. van Bemmelen der Seefelder Fazies mit ihren bituminösen Flyschschiefern insgesamt maximal 100 m mächtige Linsen und Lagen innerhalb des oberen Abschnittes des Hauptdolomites zuweist.

Die Gliederung im Bleiberger Zug lautet nach H. Holler (l. c.) wie folgt. Nach einer typischen 20 m mächtigen Basisbrekzie, die noch zum Hauptdolomit gezählt wird, stellen sich 9 m grüne Mergel, 150 m von bis 3 m mächtigen Tonschiefern durchzogene dunkle Dolomite ein, die basisnahe wiederum eine grüne Lage (Tuffit?) führen; es folgen 50 m Streifendolomit mit Schiefern im Hangendteil; nach 30 m ungebanktem

braunem Dolomit erscheint nochmals 6 m Streifendolomit. Nun reihen sich etwa 700 m eines monotonen, dunklen, mehr oder weniger gebankten Dolomites an, in welchem im oberen Abschnitt eine 50 m mächtige Partie von schwarzen Seefelder Asphaltschiefern eingelagert ist (in der Mächtigkeit bereits mitgezählt). H. Holler rechnete auch noch den folgenden, 600 m mächtigen, hellgrauen bis weißen, wenig geschichteten, früher als Wettersteindolomit betrachteten Dolomitkomplex zum Hauptdolomit („Dachsteindolomit"), da er von Kössener Schichten überlagert wird. Die Gesamtmächtigkeit des Hauptdolomites im Bleiberger Zug beträgt demnach 1100 m (plus eventuell 600 m).

Im großen gesehen ergeben sich in diesen beiden weit entfernten Profilen im Drauzug gewisse Übereinstimmungen: (1) Die Schiefer-durchzogenen plattigen Dolomite beherrschen den tieferen Teil; (2) der grobbankige bis massige Dolomit nimmt von Westen nach Osten an Mächtigkeit stark ab und wird durch Streifendolomit (Stromatolithlagengefüge?) ersetzt; (3) der bituminöse gebankte Dolomit mit den Seefelder Schichten stellt sich im Hangendteil ein. Nur der im Bleiberger Zug zuoberst vorhandene weiße „Dachsteindolomit" unsicherer Stellung fällt aus dem Rahmen, so daß es fragwürdig erscheint, ihn hieher zu stellen.

Eine spezielle Untersuchung der Seefelder Schiefer durch K. Czurda (1973, S. 237 ff.) hat gezeigt, daß es sich im Drauzug bei dem Ablagerungsmilieu dieser bituminösen Schiefer um eine Flachwasserfazies analog jener der Allgäuer Alpen, nicht um eine Kolkfazies wie bei Seefeld in Nordtirol gehandelt hat. Die Analyse des Bitumens ergab, daß vor allem Algen und Bakterien an dessen Bildung beteiligt waren, während die Fische – von denen hier z. B. *Colobodus* cf. *ornatus* Agassiz durch R. van Bemmelen (1957, S. 189) nachgewiesen wurde – als Lieferanten unbedeutend waren.

Jüngst konnte durch G. Tichy (1975) eine überraschend umfangreiche, besonders Megalodonten führende Makrofauna aus dem Hauptdolomit der östlichen Gailtaler Alpen bekannt gemacht werden, die unter anderem *Dicerocardium* aff. *gemellaroi* (Di Stef.), *Neomegalodon triqueter acuminatus* (Frech), *N. hoernesi* (Frech), *N complanatus* (Gümbel), *N guembeli* (Stopp.), *N seccoi* (Parona), *Isognomum exilis* (Stopp.), *Costatoria inaequicostata* (Klipst.), *Worthenia contabulata* (Costa) und *Coelostylina fedaiana* (Kittl) führt und die demnach starke Anklänge an die südalpine Fazies zeigt.

2. Plattenkalk. Der seit C. Gümbel (1861, S. 275) in den Nördlichen Kalkalpen als Plattenkalk bezeichnete Komplex, der sich durch allmählichen Übergang aus dem Hauptdolomit gegen Hangend entwickelt und aus einer Wechsellagerung von grobgebankten Kalken und Dolomiten besteht, ist auch in den Lienzer und Gailtaler Alpen in ganz entsprechender Weise ausgebildet. Er wird zu Recht allgemein als Plattenkalk bezeichnet, nur R. van Bemmelen (1957–1965) hat wiederum durch die Unsicherheit im Erkennen dieses typischen Schichtgliedes neue, noch dazu zum Teil unrichtige Bezeichnungen aufgestellt („Unterrhät", Tscheltscher Folge p. p.), die naturgemäß in der folgenden Literatur nicht übernommen worden sind.

In lithologischer Hinsicht besteht der Plattenkalk aus meist dickbankigen, untergeordnet dünner geschichteten bläulichgrauen oder fast schwarzen, fossilarmen mikritischen Kalken, die in Wechsellagerung mit den mehr zurücktretenden mikritischen Dolomiten stehen. Mergelige Bänke verwittern bräunlich. Harte, dünne Mergellagen können an den Bankungsfugen aufscheinen. Ähnlich wie im Nordtiroler-Bayerischen Plattenkalk stellen sich auch hier gelegentlich Hornsteinschnüre und -warzen ein.

Die Mächtigkeit des Schichtgliedes, das sich vielerorts als eine seitliche fazielle Vertretung des Hauptdolomites zu erkennen gibt, nimmt von 350 m in den Lienzer Dolomit (W Schlager, 1963, S. 67) auf wenige Zehnermeter in den östlichen Gailtaler Alpen (M. Köhler, 1974, S. 140, Beil. 1) ab oder verschwindet dort überhaupt (H. Holler, 1951, S. 75) – Abb. 186.

M. Köhler (1974, S. 140, Abb. 8) hat bei einer Spezialuntersuchung des Plattenkalkes unseres Raumes (1.) einen Unteren Plattenkalk aus einer Wechsellagerung von dickbankigen mikritischen Kalken und Dolomiten an der Basis, dicken und feinbankigen Kalken im Mittelteil und oft welligschichtigen, auch mergeligen Kalken im höheren Teil, (2.) einen Geröllhorizont aus Kalk- und Dolomitfragmenten und (3.) einen Oberen Plattenkalk aus einer Kalk-Mergel- und einer Kalk-Dolomit-Wechselfolge sowie einer Hangendbrekzie unterscheiden können. Die Ablagerungsbedingungen des Plattenkalkes sind gegenüber jenen des Hauptdolomites durch einen Rückgang der Hypersalinität und eine Tiefenzunahme des Meeres bis auf etwa 50 m gekennzeichnet.

Die Fossilführung des Plattenkalkes ist gering. M. Köhler (l. c.) nennt einige Radiolariengattungen wie *Sponosaturnalis* sp., *Heliodiscus* sp., *Trigonactura* sp. und *Staurolonche* sp.

Das Alter des Plattenkalkes ist zweifellos Obernor, obgleich M. Köhler (l. c.) die überlagernden Kössener Schichten durch einige bisher stratigraphisch weitaus zu wenig getesteten Mikrofossilien als „Mittel- bis Obernor" einzustufen können glaubt und demnach den Plattenkalk als älter (wie alt wird nicht mitgeteilt) ansetzt. Ohne hier auf die lange Diskussion über die Frage der stratigraphischen Einstufung von Kössener Schichten und anderen obertriadischen Gliedern eingehen zu können – wofür auf die zusammenfassenden Ausführungen des Verfassers von 1976 a, S. 239 ff. verwiesen wird – muß hier in aller Deutlichkeit festgehalten werden, daß das Rhät als Stufenbegriff eindeutig von C. Gümbel, 1861, S. 214, für das Zeitintervall, das der Oberrhätkalk und die Kössener Schichten („Oberer Muschelkeuper") beinhalten, festgelegt ist, im alpinen Bereich seither derart verwendet wird und gegenüber dem später und unscharf definiert und unter Verwechslung der Beziehung zum Karn von Mojsisovics aufgestellten Nor – dessen zeitliche Abgrenzung bis heute einem regen Wechsel der Auffassungen unterliegt und das noch dazu (erst seit 1895!) auf dem Sevat, also einem heute in den für das Rhät maßgebenden Kössener Schichten steckenden Anteil, basiert – die Priorität besitzt. Schon allein auf Grund seiner Priorität, ferner der klaren Position seiner (an den Schichtumfang der Kössener Schichten gegen unten hin gebunden) Untergrenze sowie seiner Einbürgerung in alpinen und germanischen (!) Faziesraum ist demnach zweifellos das Rhät in der ursprünglichen Form zu belassen, so daß es nach heutigem Wissen Suessi-Zone (Sevat) und Marshi-Zone umfaßt, während für das Nor darunter Lac und Alaun verbleiben. Demnach sind die Kössener Schichten in das Rhät, die Plattenkalke in das obere Nor zu stellen.

η) Rhät

1. Kössener Schichten. Das Rhät besteht im westlichen Drauzug fast ausschließlich aus Kössener Schichten; Oberrhät-Riffkalk ist nur ganz untergeordnet erhalten geblieben. Diese Kössener Schichten setzen über dem Plattenkalk meist mit klarer

Grenze ein, die durch das plötzliche Auftreten mächtiger (im Westen bis 40 m mächtiger) Tonschiefer gut markiert ist.

In lithologischer Hinsicht bestehen die Kössener Schichten aus schwarzbraunen, fossilleeren oder fossilarmen Tonschiefern oder aus dunklen Mergelpartien, die in Zehnermeter (oder mehr oder weniger) Mächtigkeit mit geringer mächtigen, dunklen, geschichteten, mikritischen fossilarmen Kalken und gelegentlich damit verbundenen fossilreichen mikritschen bis sparitischen ebenflächigen bis wellig-schichtigen Kalken wechsellagern. Diese Wechsellagerung erfolgt zyklisch, wobei mehrere Zyklen sich zu Zehnermeter-mächtigen Großzyklen zusammenfassen lassen, die jeweils bestimmte Merkmale wie etwa Vorherrschen von Tonschiefern oder Dominanz der Mergel in den Schieferpaketen etc. binden (M. KÖHLER, 1974, S.142 ff.).

Die ursprüngliche Mächtigkeit der Kössener Schichten, die kaum vollständig erhalten ist, nimmt wie jene des Plattenkalkes im westlichen Drauzug von Westen gegen Osten ab. Der rund 100 m mächtige erhaltene tiefste Großzyklus im Profil S Oberdrauburg ist z. B. südlich vom Weißensee um ein Drittel, bei Weißenbach bereits um mehr als die Hälfte reduziert. Südlich vom Weißensee hat KÖHLER vier zusammenhängende Großzyklen mit insgesamt fast 300 m Mächtigkeit erfaßt – Abb. 186.

Die Schüttung des feindetritischen Materials erfolgte „turbiditartig" mit zyklischen Unterbrechungen (Kalkbildung) von NW her. Bei zunehmender Meerestiefe gegen Osten nimmt einerseits die Tonanlieferung, andererseits auch die Kalkbildung ab, so daß hier eine Mangelsedimentation entsteht. In der Transportrichtung von

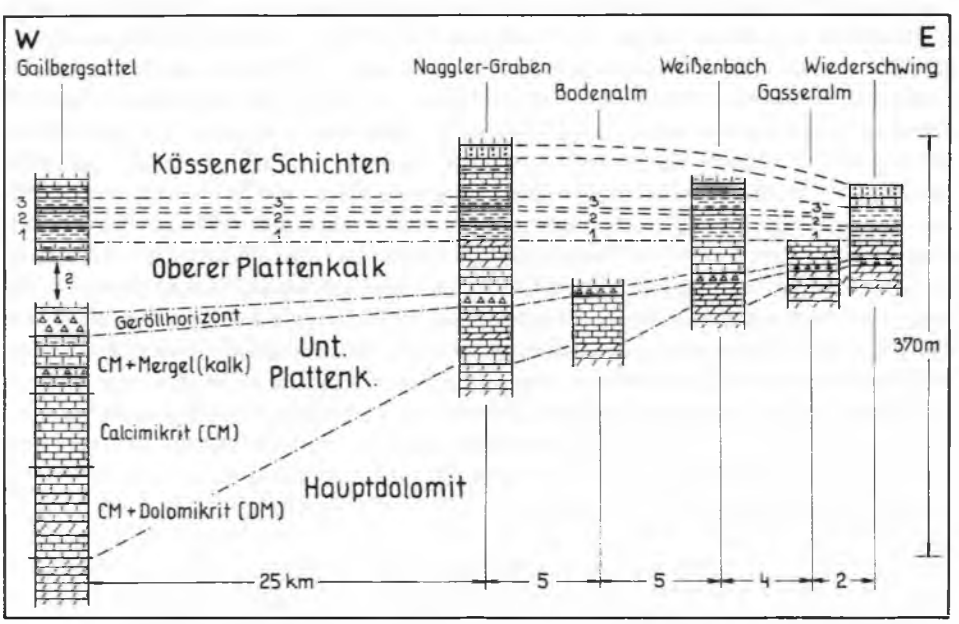


Abb. 186: Längsprofil durch den Sedimentationsraum von Plattenkalk und Kössener Schichten in den Gailtaler Alpen nach M. KÖHLER (1974, Abb. 22), die Abnahme der Mächtigkeiten gegen Osten zeigend.

Westen gegen Osten nimmt im allgemeinen unter den Tonmineralien Illit ab, während Chlorit, Kaolinit und Halloisit ostwärts zunehmen.

Eine reiche Fossilführung ist an das Aussetzen der stark terrigenen Verunreinigung, also an die Phase der Kalkbildung, gebunden. Bekannte Fundstellen von Makrofossilien sind in den Lienzer Dolomiten der Riebenkofel, der obere Tscheltschergraben und Pirknergraben N Liesing/Lesachtal, die Mukulinalm 4 km NNW St. Jakob/Lesachtal sowie in den Gailtaler Alpen die Naggleralpe südlich vom Weißensee. Von dort haben G. Geyer (1897, S. 125; 1898, S. 355; 1903, S. 178) und W Schlager (1963, S. 69) unter anderem bestimmt: *Rhaetina gregaria* (Suess), *Spiriferina* cf. *uncinata* (Schafh.), *Rhynchonellina geyeri* Bittn., *Rhaetavicula contorta* (Portl.), *Gervilleia inflata* (Schafh.), *Modiola minuta* (Goldf.), *Corbis mellingi* Hauer, *Pecten filosus* Hauer, *Lima* cf. *alpissordidae* Winkl., *Ostrea haidingeriana* Emmr., *Dimyopsis intusstriata* (Emmr.), *Myophoria credneri* (Emmr.), *Cardita austriaca* (Hauer), *Cyrena rhaetica* Leps., Koprolithe vom Typus *Bactryllium bicarinatum* Emmr. etc.

Von der Mikrofauna, erwähnt bei R. van Bemmelen (1965, S. 231) und M. Köhler (1974, S. 147 f.), seien hervorgehoben an Foraminiferen *Galeanella tollmanni* Kristan, *Spirophthalmidium triassicum* Kristan, *Duotaxis metula* Kristan, *Glomospirella* cf. *friedli* Kr.-Tollm., *Involutina* cf. *tumida* Kr.-Tollm., an Ostracoden *Carinobairdia triassica* Kollm., *C. alpina* Kollm., an Holothurien *Biacumina inconstans* Mostler, *Calclamnella follicula* Mostler, *Priscopedatus triassicus* Mostler, *Uncinulina spicata* Mostler, *U. acanthica* Mostler, *Theelia norica* Mostler, *T praenorica* Mostler und *T stellifera* Zankl. Diese aus Riffschuttkalken der Kössener Schichten des Nagglergrabens südlich vom Weißensee stammenden Holothurienarten sprechen für ein sevatisches, also unterrhätisches Alter dieses Anteils der Kössener Schichten.

2. Oberrhätkalk. Der in weiten Regionen der Nördlichen Kalkalpen im Hangenden der Kössener Schichten zumeist (aber nicht immer) ausgebildete oberrhätische Riffkalk tritt im Drauzug weitgehend zurück – wahrscheinlich teils primär bedingt, teils durch die nachweisbare Wirksamkeit einer präliassischen Erosion, teils durch tektonischen Hangendzuschnitt.

Nur an einer Stelle ist bisher dieser Oberrhätkalk erfaßt worden, und zwar von H. P Cornelius & M. Furlani-C. (1943, S. 4) und M. Cornelius-F. (1953, S. 286) am Weißstein 5 km SSE Lienz (vgl. Kt. Taf. 1 bei R. van Bemmelen, 1965). Von letztgenanntem Autor ist das rhätische Alter dieses Thecosmilien-Riffschuttkalkes zugunsten eines liassischen Alters bestritten worden. Der Nachweis von *Triasina hantkeni* Majzon durch A. Mariotti (1972 a, S. 122) hat das rhätische Alter wiederum bestätigt.

9) Jura

Ablagerungen des Jura und der Kreide sind im westlichen Drauzug nur aus den Lienzer Dolomiten, nicht aus den Gailtaler Alpen bekannt. In den Lienzer Bergen sind drei in Längsmulden steckende Züge von Jura, vornehmlich Lias, nachgewiesen (R. van Bemmelen, 1965, Taf. 1 und S. 231 f.). Der umfangreichste Zug wird durch die südlich von Lienz durchstreichende Amlacher Mulde gebildet, die eine komplette Jura- bis Mittelkreide-Serie enthält. Der Jura dieser Mulde zieht von der Gamsbachmündung, 10 km SW Lienz, bis Lavant 7 km SE dieser Stadt. Aus diesem Zug stammen

die reichsten Ammonitenfaunen von allen drei Stufen des Lias. Eine nächstsüdlichere Einfaltung ist in der Stadelmulde angedeutet, aus welcher W SCHLAGER (1963, S. 70) Unterlias auf der Stadelwiese 7 km WNW Oberdrauburg durch Ammonitenfunde erfassen konnte. Der südlichste Zug schließlich, schon seit F. HAUER (1856, S. 34) durch einen von D. STUR entdeckten Ammoniten, und zwar *Grammoceras radians* (REIN.) des oberen Lias bekannt, zieht auf der Südseite des Riebenkofels, 2 km NE St. Lorenzen/Lesachtal, dahin. Er liegt im Kern der Tscheltschenalm-Mulde, die sich nach Westen mit den verschleppten Juraresten S Sandeck und aus Nudlbichl 2 km SE Mittewald/Drau fortsetzt.

1. Unterlias liegt in Form von Allgäuschichten (grauen, fleckigen Mergeln) und gut geschichteten Mergelkalken mit lagenweise eingeschalteten Kieselkalken vor, die in Muldenkernen des Rhät gelegentlich enthalten sind. W SCHLAGER (1963, S. 70) beschrieb daraus außerdem linsen- bis lagenförmig eingeschaltete Dolomitbrekzienzüge, die auf eine frühliassische Erosion bis auf den Hauptdolomit hinweisen.

Folgende Abschnitte dieses Unterlias-Fleckenmergels sind belegt: Tiefer Unterlias (Oberhettang bis Sinemur) der Stadelwiese im Mittelstreifen (W SCHLAGER, 1963, S. 71) durch *Arnioceras* cf. *ceratitoides* (QU.), *Rhacophyllites* sp. und Arietiten. Oberer Unterlias, und zwar Obersinemur, in der Amlacher Mulde (Nordzug) bei der Lienzer Klause 5,5 km SW Lienz (G. GEYER, 1903, S. 181 f.) durch *Phylloceras* cf. *zetes* d'ORB., *Rhacophyllites* aff. *stella* SOW., *Echioceras raricostatum* (ZIET.), *Vermiceras bavaricum* (BÖSE), *Arnioceras* gr. *geometricum* (OPP.), *Aegoceras* sp. und *Oxynoticeras guibalianum* (d'ORB.). A. MARIOTTI (1972 a, S. 124) hat aus der östlich benachbarten Galitzenklamm-Nordseite aus der gleichen Serie *Leptechioceras nodotianum* (d'ORB.) des obersten Unterlias, Raricostatum-Zone, erwähnt. Ebenso gehört die Fauna von der Dolomitenhütte im Nordzug in das Obersinemur (M. CORNELIUS-F., 1953, S. 287); sie enthält *Echioceras raricostatum* (ZIET.), *Arnioceras geometricum* (OPP.), *Vermiceras bavaricum* (BÖSE), *V rothpletzi* (BÖSE), *Hubertoceras mutans* (WAAGEN), *Dumortieria radians* cf. *costula* (QU.). Die Südzone am Riebenkofel ist in diesem Niveau nach den gleichen Autoren durch *Vermiceras rothpletzi* (BÖSE) belegt.

2. Mittellias und Oberlias ist in Form von typischen roten Adneter Flaserkalken, begleitet von braunroten Adneter Mergeln, im Nordzug vom Rötenbach-Ausgang und der Galitzenklamm im Westen bis nach Lavant im Osten verbreitet (G. GEYER, 1903, S. 180, 182 f., M. CORNELIUS-F., 1953, S. 287 f.). Etliche, allerdings nur unsicher bestimmte Ammonitenarten des mittleren bis oberen Lias sind vom Röthenbach 5 km SW Lienz von G. GEYER bekanntgegeben worden: *Amblycoceras* gr. *capricornum* (SCHLOTH.), *Grammoceras* gr. *normannianum* (d'ORB.), *Protogrammoceras* gr. *kurrianum* (OPP.) und *Phylloceras* sp. Während G. GEYER trotz dieser seiner Bestimmung nur Mittellias vermutet hatte, ist nun auch durch A. MARIOTTI (1972 a, S. 125) oberliassischer Adneterkalk N der Galitzenklamm durch *Dactylioceras* cf. *braunianum* (d'ORB.), *Harpoceras* cf. *falciferoides* BUCKM. und *Pseudogrammoceras* sp. bestätigt worden.

Auch der bereits oben erwähnte *Grammoceras radians* (REIN.) vom Riebenkofel im Südzug spricht für Oberlias.

3. Dogger bis mittlerer Malm sind in einer nur 8,5 m mächtigen Serie aus roten mergeligen Kalken und roten Knollenkalken nördlich der Galitzen-

klamm durch A. MARIOTTI (l. c.) erfaßt worden, der in dem tieferen Teil eine für den Dogger charakteristische Filamentenfazies mit Aptychen, *Bositra* und *Globochaete alpina* LOMB. antraf und im obersten Teil durch *Stomiosphaera misolensis* VOGLER, *Cadosina borzai* NAGY, *Globochaete alpina* LOMB. und Saccocomiden den Malm erfaßte.

4. Helle Aptychenkalke (Ammergauer Schichten der Kalkalpen bzw. Biancone der Südalpen) des höheren Malm bis Berrias in Mächtigkeit von 7,5 m bilden im zuvor genannten Profil den Abschluß des Jura (A. MARIOTTI, l. c.). Ihr Basalteil enthält *Cadosina borzai* NAGY, *Globochaete alpina* LOMB., Saccocomiden, Aptychen etc. und ist demnach in das Kimmeridge bis in das Untertithon zu stellen. Das tiefere Obertithon ist durch *Praetintinnopsella andrusovi* BORZA, *Calpionella* gr. *elliptica* CADISCH belegt, das höhere Obertithon durch *Calpionella alpina* LOR., *Crassicollaria parvula* REMANE, *Stomiosphaera moluccana* VOGLER, das mittlere bis obere Berrias durch *Tintinnopsella carpathica* (M. & F.), *T longa* (COL.), *Calpionella elliptica* CAD., *Lorenziella* cf. *hungarica* KNAUER & NAGY, *Calpionellites oblonga* (CAD.), *C. darderi* (COL.) und *Stomiosphaera moluccana* VOGLER. In diesem Profil folgen noch 2 m rosa Calpionellenkalke, bevor die neokomen mergelreichen Aptychenkalkmergel und schließlich die mittelkretazischen Sandsteine aufsetzen.

ι) Kreide

Nur in der zuvor erwähnten Amlacher Mulde südlich von Lienz setzt im westlichen Teil des Drauzuges die Schichtfolge über den Jura in die Kreide fort und steigt bis zu den Flysch-Serien der Mittelkreide empor. In dieser Schichtfolge in der Amlacher Mulde, die für regionale Vergleichszwecke von Interesse ist, wurde der unterkretazische Anteil zuerst von H. P. CORNELIUS & M. FURLANI-C. (1943, S. 5) erkannt, von M. CORNELIUS-F. (1953, S. 288) und R. van BEMMELEN et al. (1965, S. 232) näher beschrieben, von R. OBERHAUSER (1960, S. A 120; 1963, S. 24) die flyschartige Mittelkreide als Alb eingestuft und jüngst durch A. MARIOTTI (1972 a, b) eine eingehendere Studie über diese Serie geliefert.

1. Demnach trifft man südlich der Galitzenklamm über dem erwähnten Calpionellenkalk des Tithon-Berrias einen etwa 25 m mächtigen Fleckenmergel(kalk) mit *Nannoconus,* Radiolarien und Globigerinen, der etwa dem Neokom-Apt angehört.

2. Als jüngste Serie erscheint im Kern der Amlacher Mulde von der Galitzenklamm im Westen bis Lavant im Osten der Lavanter Flysch (A. MARIOTTI, 1972 a, S. 125). Diese Serie besteht aus einem Paket dicker grauer Mergelbänke im Liegenden und einer mächtigeren gradierten Flyschschichtgruppe mit reichlich Strömungsmarken an der Basis der Zyklen im Hangenden. Durch eine pelagische Mikrofauna mit *Hedbergella infracretacea* (GLAESS.), *H. planispira* (TAPPAN), *H. almadenensis* (CUSH. & TODD), *H. deliroensis* (CARSEY), *Ticinella roberti* (GAND.), *T praeticinensis* (SIGAL) und *Rotalipora ticinensis* (GAND.) konnte noch Oberalb in dieser Flyschserie fixiert werden (A. MARIOTTI, 1972 a, S. 126; 1972 b, S. 32).

Durch sedimentologische Studien konnte P. FAUPL (1977) folgende Gliederung und Analyse des Lavanter Flysches vornehmen: Die 20 m mächtigen dickbankigen grauen, braun anwitternden Mergel stellen Schlammturbidite mit untergeord-

neten pelagischen Intervallen dar. Darüber liegt die maximal 350 m mächtige siliziklastische Turbiditserie, aus distalen Turbiditen mit geringen kalkärmeren pelagischen Zwischenlagen bestehend. Diese Serie zeigt, daß die ruhige Tiefwasserablagerung des Aptychenmergel-Beckens durch terrigenen Einfluß in Form von schlammigen, später sandigen Turbiditen gegen oben abgelöst wird. Die Ablagerungen der Turbiditserie wurden zufolge eines Kalkgehaltes von 10–40 Prozent in den pelagischen Lagen oberhalb der Kompensationstiefe gebildet. Die Schüttung des Materials war von Osten nach Westen, genauer in Richtung 284° gerichtet. Im Schwermineralspektrum treten Chromspinell, Zirkon und Granat hervor, auch blaugrüne Hornblenden sind gelegentlich zu beobachten.

κ) Ganggesteine

Ganggesteine stellen in den Lienzer Dolomiten die jüngsten Bildungen im alpidischen Zyklus dar. Sie nehmen Teil am Ganggefolge, das wohl an die großen jungalpidischen Intrusionen anknüpft, jedenfalls räumlich beiderseits entlang der Narbe ansetzt, vom Altkristallin südlich der Tauern angefangen bis zum Gailkristallin, den Karnischen Alpen, den Karawanken und dem Bachergebirge hinüber. 1901 entdeckte G. Geyer zuerst im Pustertal E Thal 8 km SW Lienz diese Ganggesteine (G. Geyer, 1903, S. 191). Es folgen Funde durch H. P. Cornelius & M. Furlani-C. (1943, S. 5) westlich der Tristacher Alm 4,5 km SSE Lienz, durch G. Mutschlechner (1952, S. 196) und Ch. Exner (1976, S. 42) SW vom Kreithof 5 km SE Lienz, durch R. van Bemmelen et al. (1965, S. 232) und L. Hahn (1966, S. 16) im Kohlstattbach nahe nördlich dem vorgenannten Punkt.

Die Gänge haben noch den Lavanter Albien-Flysch durchschlagen und lokal 2 m kontaktmetamorph in Hornfels verwandelt. Sie sind demnach jünger. Das Ganggestein wurde in allen älteren Arbeiten als Glimmerkersantit bestimmt. A. Mariotti & D. Velde (1972) bezeichneten dieses Ganggestein hingegen als Mikrosyenit und dachten zufolge der Ähnlichkeit der chemischen Zusammensetzung zu den im Neokom der Nördlichen Kalkalpen steckenden Ehrwaldit an eine gleichzeitige (also unterkretazische) Entstehung. Ch. Exner (1976, S. 43) revidierte die Bezeichnung Mikrosyenit, da der Anteil an dunklen Gemengteilen für Syenit zu hoch ist, und bezeichnete den Lamporphyr als Hornblende-Pyroxen-Minette. In Übereinstimmung aller übrigen Autoren außer A. Mariotti & D. Velde wird auch hier dieses Ganggestein von den periadriatischen Intrusiva abgeleitet.

e) Die Fazieseigenheiten der alpidischen Serie des westlichen Drauzuges

Zum Abschluß über die Betrachtungen der Schichtfolge des westlichen Drauzuges drängt sich die Frage nach der Vergleichbarkeit dieser Serie mit den ursprünglich benachbarten Einheiten, das sind die Nördlichen Kalkalpen im Norden, die Mittelkärntner Permotrias (Krappfeld, Griffen etc.) im Osten und das südalpine Permomesozoikum im Süden jenseits der Narbe, auf. Da wir uns im zweiten Band eigens mit einem Faziesgesamtvergleich beschäftigen werden, soll hier nur in aller Kürze diese angeschnittene Überlegung durchgedacht werden. Dabei ist es ebenso nötig, daß wir nach Norden nicht

die zwar geographisch näher liegenden, aber tektonisch tieferen Einheiten angehörenden zentralalpinen Serien für den unmittelbaren Vergleich heranziehen, sondern im gleichen tektonischen Stockwerk, im Oberostalpin bleiben, wie es nötig ist, die bedeutende Rechtsseitenverschiebung an der Narbe zu berücksichtigen, was einen Vergleich etwa mit dem Lombardischen Becken bzw. mit den Südtiroler Dolomiten erfordert, während man bei direktem Vergleich mit den heute im Süden gegenüberliegenden Faziszonen, wie etwa dem Karnischen Becken, zu schroffe Gegensätze zwischen Drauzug und Südalpen vorfindet.

Welche Vergleichsmöglichkeiten bieten sich nun jeweils an, wenn wir die Serie der Licischen Fazies des westlichen Drauzuges vom Liegenden gegen das Hangende durchgehen? Das Permoskyth mit der Gruppe Griffener Schichten, Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten stimmt vollkommen überein mit den Verhältnissen in Mittelkärnten, läßt sich ebenso gut mit jenen im Lombardischen (Collio und Servino) vergleichen, mäßig gut auch mit den Verhältnissen in den westlichen Nordkalkalpen (Alpiner Verrucano, Buntsandstein, Ansatz von Werfener Schichten). Die tiefere Mitteltrias zeigt mit sandigem Anis und dem Zwischendolomit im Hangenden enge Beziehungen zu den sandigen Peresschichten und dem Oberen Sarldolomit der Pragser Dolomiten. In der höheren Mitteltrias ergeben sich einerseits mit den noch etwas ins Anis herabreichenden Partnachschichten Beziehungen zu den Varenna-Perledokalken der Lombardischen Fazies sowie mit dem Vulkanitreichtum Hinweise auf die südalpine Nachbarschaft und auf Mittelkärnten, andererseits mit den Wettersteinschichten, besonders der Bleiberger Fazies engste Beziehungen zu den Wettersteinkalken der Nordkalkalpen und Nordkarawanken mit der entsprechenden „Sonderfazies", der Bleiberger Fazies. Die Verbreitung dieser Fazies ist noch weit größer als auf der Karte bei L. Kostelka (1971, Beil. 1) angegeben, da auch der voralpine Raum der östlichen Nordkalkalpen hinzukommt (W. Werneck, 1974, S. 212, Abb. 1). Auch im Karn besteht die in Einzelheiten verblüffende Übereinstimmung mit den Tiroler und Bayrischen Kalkalpen, während die Bindung zum Mittelkärntner Karn, wo die Dreierzyklik im Sedimentrhythmus nicht nachgewiesen ist, doch durch das gemeinsame Schwermineralspektrum mit der Turmalinvormacht („Turmalinprovinz") gegeben ist. Im Hauptdolomit hinwiederum weist die überraschend reiche Megalodonten- und Dicerocardienfauna entschieden in Richtung Südalpen, während die Kössener Schichten mit dem oberrhätischen Riffkalk wieder mehr an nordkalkalpine Verhältnisse gemahnen. Der Jura ist weniger spezifisch, so daß man hier im Lias mit dem Fleckenmergel und Adneter Kalk ebenso an die Nordkalkalpen mit den Allgäuschichten und Rotkalken wie an die Lombardische Fazies mit dem Lombardischen Liaskalk und Kieselkalk und dem Ammonitico rosso inferiore anknüpfen könnte. Das gleiche gilt für den höheren Jura mit dem über weiteste Strecken verbreiteten Aptychenkalk (Ammergauer Schichten, Biancone). Südalpine Majolika mit den schwarzen Radiolariten fehlt aber doch entschieden. Die Flyschfazies der höheren Unterkreide knüpft nach der derzeitigen Kenntnis besser an die Flyschfazies des Apt-Alb von La Stua bei Cortina d'Ampezzo in den Südtiroler Dolomiten (L. Scudeler Baccelle & E. Semenza, 1974, S. 176 f.) denn an die Kreide der Nördlichen Kalkalpen an.

Zusammenfassend betrachtet kann man als Ergebnis nur die ausgezeichnet und in vielen Einzelheiten belegte Zwischenstellung der Fazies des westlichen Drauzuges zwi-

schen nordalpin-kalkalpiner Entwicklung einerseits und jener der südalpinen Dolomiten bis zur Lombardischen Fazies andererseits hervorheben. Die Beziehungen nach Norden und Süden halten sich die Waage. So ist es auch nicht möglich, den Drauzug, ferner die aufs engste damit verbundenen und weitgehend damit übereinstimmenden Schollen der Pfannockschuppe mit ihrem sandigen Anis in den Gurktaler Alpen und der Mittelkärntner Trias einfach in die eine oder andere bestehende Fazies einzureihen. Um die Sonderstellung dieses südoberostalpinen Faziesstreifens deutlich zu machen, wird deshalb hier für diesen Faziesraum die Bezeichnung Licische Fazies (Licus = Gail) als Pendant zu den übrigen nordalpinen Hauptfazieszonen wie Bajuvarische, Tirolische und Juvavische Fazies vorgeschlagen.

f) Die Tektonik des westlichen Drauzuges

Der tektonische Baustil des westlichen Drauzuges ist auf Grund der neueren, das gesamte Gebiet erfassenden Untersuchungen (R. van Bemmelen, 1957, 1961, 1965; W Schlager, 1963; W Schriel, 1951; L. Hahn, 1966) gut überblickbar. Mit Einsetzen der Deckenlehre hatte man stets im westlichen Drauzug ein Gebirge mit nordvergenter Schuppenstruktur gesehen, in dem die Falten zusätzliche, aber untergeordnete Elemente darstellen sollten. H. P. Cornelius & M. Furlani-Corn. betonten noch 1943, S. 6, daß in den Lienzer Dolomiten Schuppenstruktur das Hauptbauelement darstelle, vermerkten aber im Gegensatz zur klassischen Vorstellung hier „ausgesprochene" Südvergenz. Auch F. Heritsch (1943, S. 144 f., Abb. 1, bzw. 1951, S. 263, Abb. 4) gliedert den westlichen Drauzug ohne Eintragung von Faltenelementen in vier große durchgehende Schuppen (die sämtliche nicht existieren). Noch N. Anderle (1951, S. 92) vertritt diese Auffassung.

Demgegenüber hat besonders W Schlager (1963, S. 105 ff.) mit Entschiedenheit dargetan, daß der Drauzug kein Schuppen-, sondern ein Faltengebirge darstellt – wie ja bereits G. Geyer (1898, S. 356; 1903, S. 195) in aller Deutlichkeit ausgeführt hatte. W Schlager zeigte weiter, daß große, weithin verfolgbare steilstehende Faltenzüge den inneren Bau dieser Gebirgskette prägen und nur randlich Schuppung auftritt. Analoge Vorstellungen lagen auch den übrigen genannten Darstellungen bzw. auch der tektonischen Übersichtsskizze des westlichen Drauzuges vom Verfasser (1966 c, S. 458 f., Abb. 13) zugrunde.

Demnach läßt sich die tektonische Entwicklung des westlichen Drauzuges zusammenfassend wie folgt charakterisieren.

1. Im ersten Akt ist der Drauzug als wurzelnaher Bestandteil des Oberostalpins mit einem keilförmig gegen Süden absteigend zugeschnittenen Kristallinrest (Gailkristallin) nordvergent und flach auf das davorliegende Mittelostalpin fernüberschoben worden.

2. Noch im Zusammenhang mit dem Abströmen (Subduktion) des tieferen Untergrundes bei diesen Fernüberschiebungen steht ein Nachsacken des wurzelnahen Streifens in später Phase des Haupttransportvorganges, der ein beträchtliches Tieferschalten dieses mächtigen Sedimentstreifens, dadurch zugleich seine Erhaltung, bewirkt.

3. Bei der nun folgenden weiteren Einengung mit den entsprechenden Hauptdruckwirkungen im wurzelnahen Bereich – die ja in dieser Zone bis in die Gegenwart stärker als in anderen Alpenabschnitten wirkt – wird dieser Kristallinstreifen dort, wo er am

tiefsten eingesenkt ist (Lienzer Dolomiten), zwischen den Kristallin-Backen im Norden und Süden zu straff west-ost-orientierten, engen, steilen, vertikal stehenden Falten mit großem Tiefgang zusammengepreßt. Während die Einspannung im kristallinen Vor- und Rückland im Westen (Lienzer Dolomiten und westliche Gailtaler Alpen) so tiefgreifend ist, daß man praktisch eine symmetrische Verformung und, wie W SCHLAGER ausführt, keine Vergenz – weder gegen Norden noch gegen Süden – feststellen kann, ja sogar der Nord- und Südrand des mesozoischen Streifens beiderseits vom Kristallin überwältigt und steil überschoben werden, besteht in den östlichen Gailtaler Alpen eine Ausweichmöglichkeit nach Norden, so daß dort, der allgemeinen Bewegungstendenz entsprechend, die Hauptfaltenstrukturen und die den Südteil erfassende Schuppung ausgesprochen nordvergent orientiert sind (R. van BEMMELEN, 1961, Taf. 14; L. KOSTELKA, 1971, Beil. 4) – vgl. Abb. 190, 191.

4. Im nächsten Hauptakt werden beim Erlahmen der faltenden Kräfte aber noch gleichgerichtetem schwächer wirksamem Druck die hier sehr bedeutenden Bruchstrukturen angelegt und über längere Zeit hin ausgebaut: Das x-förmig angeordnete, paarig-symmetrische Diagonalscherflächensystem, das sogenannte Mohrsche System, herrscht bei weitem vor dem Cloosschen System. Nun kommt es zur Zerlegung dieses Faltensystems in große Teilschollen, die zunächst seitenverschoben, später aber auch an diesen Störungen kräftig (km-weit) vertikal verstellt werden. Durch diese Zerlegung entstand bei oberflächlicher Betrachtung der Eindruck von Aufschuppungsflächen und Schuppentektonik, wie sie früher vertreten worden war.

Der Nordrand des Drauzuges ist auf weiten Strecken bruchtektonisch geformt (Draubruch, Möllbruch etc.), nur zwischen Amlach und Lind in der Goldeck-Gruppe liegt die Überschiebung von Oberostalpin auf Mittelostalpin frei. Auch die Südseite des Karbonatzuges im westlichen Drauzug ist weithin durch bedeutende Bruchlinien begrenzt, hier nicht durch vergitterte Schrägbrüche, sondern durch Längsbrüche, an denen das Mesozoikum im Norden tief gegenüber dem Gailkristallin im Süden abgesenkt wurde. Über dem Nordrand des Gailkristallins blieben hiebei nur wenig bewegte Reste der alpidischen Transgressionsserie auf langen Strecken erhalten.

Wenden wir uns nun der Besprechung des Innenbaues des westlichen Drauzuges zu (Abb. 187). Trotz aller Schrägversetzungen an Brüchen und gewaltigem bruchtektonischem Zuschnitt im Norden und Süden ist das tektonische Rückgrat des gesamten Bergzuges, die Gailberg-Antiklinale, fast in der ganzen Länge des Gebirgsstranges durchverfolgbar. Sie zieht in den Lienzer Dolomiten unter der Bezeichnung Lienzer Antiklinale mehr im Südteil der Berggruppe dahin, verläuft in den westlichen Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Kreuzbergsattel in der Mittelachse der Kette weiter und ist dann im Ostteil ab südlich vom Weißensee mehr an den Südrand gerückt und kräftig nordvergent zerschuppt, hier als Mitterberg-Antiklinale bezeichnet. In den Lienzer Dolomiten folgt nördlich von dieser Hauptantiklinale noch eine untergeordnete Antiklinale mit begleitenden Mulden. In den Gailtaler Alpen wird diese zentrale Gailberg-Antiklinale kurzfristig im Westen von einer südlichen Mulde (Jukbühel-Mulde), im Norden durchgehend von einer mächtigen Synklinale, die südlich vom Weißensee zu einem Synklinorium anschwillt, der Weißensee-Mulde, begleitet. Es folgen nun noch einige Einzelheiten über den tektonischen Bau der Teilstücke des Drauzuges.

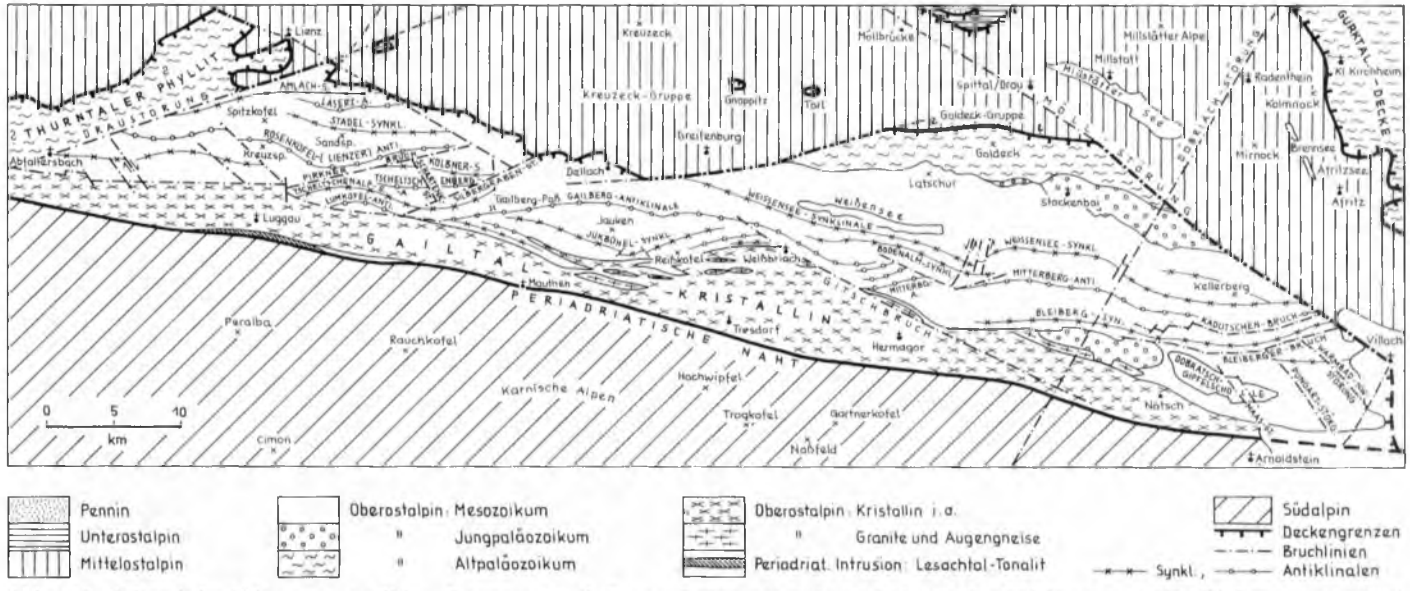


Abb. 187: Tektonische Skizze des westlichen Drauzuges nach R. van Bemmelen (1957, 1961, 1965), H. Holler (1976), W Schlager (1963) und A. Tollmann (1966 c). Der schmale Streifen von nordalpinem Mesozoikum ist steil und eng gepreßt entlang von tiefgreifenden Störungen an der Drau und Möll im Norden und entlang von einander ablösenden Brüchen entlang des Gailtalkristallins im Süden tief eingesenkt. Die Lienzer Dolomiten sind durch vier steilstehende Faltenzüge gegliedert, die Gailtaler Alpen werden von der zentralen Gailberg-Längsantiklinale und die sie begleitende Weißensee- und Jukbühel/Bleiberger Synklinale beherrscht. Eine zusätzliche tektonische Gliederung des Raumes ergibt sich durch das wirksame diagonale Scherbruchsystem mit flachem Öffnungswinkel, an dem übrigens sekundär auch kräftige vertikale Verstellungen erfolgten. Dieses diagonale Bruchsystem kommt besonders in den östlichen Lienzer Dolomiten (Silbergrabenstörungssystem) und am Ostrand der Gailtaler Alpen im Bleiberger Bruchsystem zum Ausdruck (vgl. Abb. 192).

Der dreieckige Umriß der Lienzer Dolomiten wird durch gewaltige Brüche bedingt: Die Draustörung (Sillian-Lienz) schneidet gegenüber dem Kristallin im NW entlang der Drau zwischen Abfaltersbach und Lienz alle Innenelemente der Lienzer Dolomiten schräg ab, von Lienz Drautal-abwärts bildet die SE-Fortsetzung der Isel-(tal)-Störung die Grenze, die nur bei der Talenge des „Tiroler Tores" NW Oberdrauburg vom Hauptdolomit überschritten wird. Im Süden schließlich ist die tief eingesenkte mesozoische Masse vom Gailtalkristallin und dessen in schmalem Randstreifen erhaltenen Permo-Anis durchgehend durch die Südrandstörung getrennt. Dieser Bruch wurde ursprünglich (F. Frech, 1894, S. 135; G. Geyer, 1903, S. 194) als „Gailbruch" bezeichnet, während aber unter Bedeutungswandel des Begriffes mit „Gailtallinie" heute die Südbegrenzung des Gailtalkristallins gegen die Karnischen Alpen, also ein Stück der Periadriatischen Naht, bezeichnet wird. Die Südrandstörung der Lienzer Dolomiten könnte man nach der an ihr gelegenen Lokalität Tuffbad NW St. Lorenzen als Tuffbadstörung bezeichnen.

Im Innenbau der Lienzer Dolomiten lassen sich von Norden nach Süden nach G. Geyer (1903), M. Cornelius-F. (1953, 1955), W Schlager (1963) und R. van Bemmelen et al. (1965) folgende longitudinal streichende Elemente unterscheiden (Abb. 188): 1. Der kleine, vom Hauptkörper losgetrennte, entlang der Draustörung N vom Tristacher See SE Lienz steil nordfallende, im Kristallin steckende Tristacher Span analog dem Span im Gödnachgraben in der Fortsetzung dieser Störung nach Zwischenbergen. 2. Die tief und saiger eingepreßte Amlacher Mulde, deren im Nordflügel gestörter Schichtinhalt bis zum Mittelkreideflysch emporreicht. 3. Innerhalb des aus tektonischen Gründen 3 km mächtigen südlich anschließenden Hauptdolomites (Abb. 174) steckt eine schwer erfaßbare Sattelstruktur, die Laserz-Antiklinale, die sich durch das Aufbrechen der Raibler Schichten an der Laserzwand bemerkbar macht. 4. Über der im Hauptdolomit südlich davon durchziehenden Stadel-Antiklinale liegt auf den Stadelwiesen E vom Hochstadel der früh selbständig gewordene, gegenüber dem steilstehenden Untergrund parautochthon flach überschobene auflagernde, aus Rhät-Lias bestehende Muldenkern. 5. Die Serie leitet gegen Süden über Raibler Schichten zu dem in der Lienzer Antiklinale als gegen Westen achsial abtauchendes Gewölbe dieser Gebirgsgruppe herausgepreßten Wettersteindolomit-Kern des Bösen Weibele, der letztlich die Fortsetzung der Gailberg-Antiklinale westlich des Gailbergpasses darstellt. 6. Ganz an den Südrand der Lienzer Dolomiten ist die im Süden folgende Tscheltschenalm-Mulde mit ihrem mächtigen Rhät und dem Lias im Riebenkofel herangerückt und dort unsymmetrisch im Süden durch die Tuffbadstörung abgeschnitten. 7 Nur in Resten ist abschnittsweise am Südrand noch die Lumkofel-Antiklinale erhalten.

Zahllose Diagonalstörungen mit einem breit gegen die meridional wirksame Einspannung geöffneten Winkel, also mit WNW- und ENE-Verlauf, zerlegen tiefgreifend die Lienzer Dolomiten und feldern die sonst so straff hinstreichenden steilen Faltenzüge in schräge Streifen und Schollen. Ohne hier auf ihre Vielzahl näher eingehen zu können, sei nur auf zwei Systeme im folgenden besonders aufmerksam gemacht.

1. Eine Reihe von WNW-Blattverschiebungen mit Rechtsseitensinn hat im Westteil der Lienzer Dolomiten die von Osten herankommende, Rhät und Lias enthaltende Tscheltschenalm-Mulde bei Tuffbad erfaßt und etappenweise über Oberalpl, Sandeck-Süd,

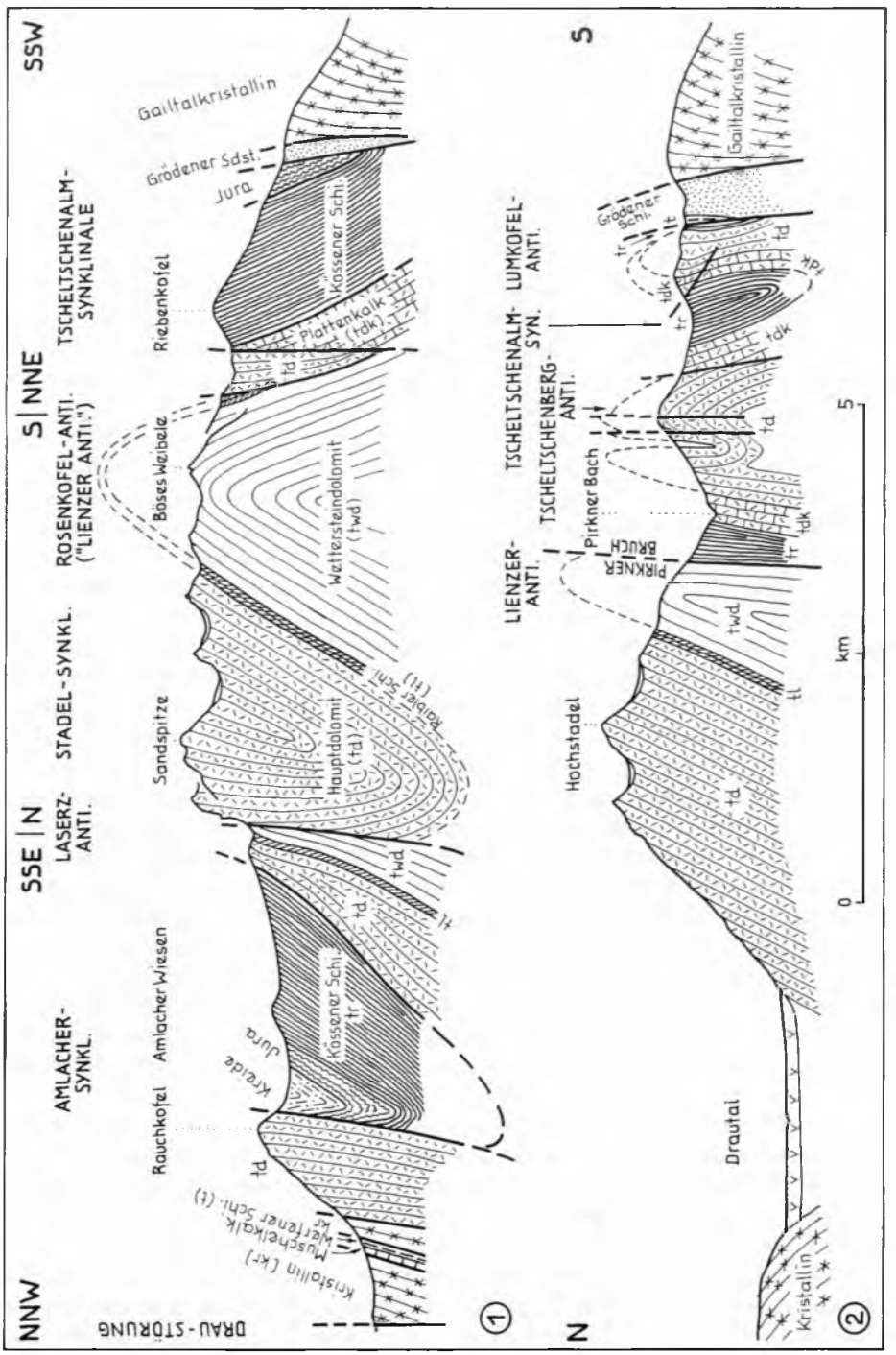


Abb. 188: Profile durch den Ostabschnitt der Lienzer Dolomiten nach W Schlager (1963, Taf. 5).

Oberleck und Nudlbichl SE Mittewald/Drau gegen NW in das Innere des Gebirges versetzt, so daß hier noch die Fortsetzung des SW vom Riebenkofel abgeschnittenen 7 Elementes, der Lumkofel-Antiklinale, aufscheint.

2. Das Zusammenwirken von zwei gewaltigen ENE-streichenden Brüchen – der Pirknerstörung zwischen Pirkach (NE) und Tuffbad (SW) im Norden und der Silbergraben-Störung im Bereich des Silbergrabens NW vom Gailbergsattel im Süden – hat die tektonische Tiefschaltung des dazwischenliegenden Abschnittes um über 2000 m im Norden bewirkt, so daß hiedurch gleichfalls eine schräge Grabenstruktur im Bereich Tscheltscherberg-Lumkofel entstanden ist (W Schlager, 1963, S. 84). Alle diese Schrägstörungen sind ja ursprünglich als Blattverschiebungen angelegt und wirksam gewesen, später vielfach, wie eben auch hier, für vertikale Ausgleichsbewegungen weiterbenützt worden.

Die großen Linien der Innenstruktur der Gailtaler Alpen sind aus den Karten- und Profilserien von R. van Bemmelen (1957, 1961) ersichtlich, trotz der Versäumnis, Wettersteindolomit, Karn und Hauptdolomit sauber zu trennen. Auch muß man beim Studium dieser Profile die allenthalben phantasievoll, aber unzutreffend in den Profilen (dort, wo gerade die Aufschlüsse nicht hinabreichen) eingetragen schüsselförmig-gekrümmten tektonischen Flächen wegdenken, an denen die steilstehenden Elemente „Schaukelbewegungen entlang schüsselförmiger Gleitbahnen" nach der Vorstellung von van Bemmelen durchgeführt hätten, was aber mit den sichtbaren Strukturen vollkommen kontrastiert.

In den westlichen Gailtaler Alpen reichen nur die tektonisch dem Kristallin aufruhenden Schollen von Simmerlach E Oberdrauburg und von Dellach noch nördlich der Drau. Die Simmerlacher Scholle ist nach R. van Bemmelen (1957, S. 198 f., Taf. 18, Fig. IB) im Liegenden wie im Hangenden durch Überschiebungsflächen begrenzt und zeigt muldenförmigen, gegen Süden vergenten Bau. In der zusammenhängenden Kette der Gailtaler Alpen zieht als Hauptelement die Gailberg Anti-

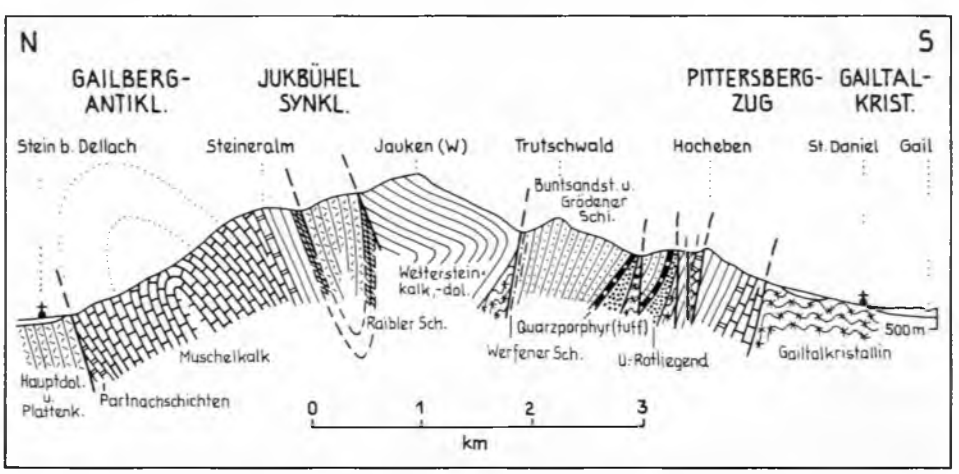


Abb. 189: Profil durch die Jaukengruppe nach G. Niedermayr & E. Scheriau-N. (1974, Abb. 1).

klinale mit einer vom Gailberg-Paß gegen Osten hin aushebenden Achse dahin, so daß nach dem Hauptdolomit bald alle weiteren Schichtglieder bis zum Muschelkalk im Kern an die Oberfläche kommen. Dieser Antiklinalkern erscheint in den tiefen Nordhängen des Jauken und zieht schräg gegen ESE südlich vom Kreuzbergsattel vorbei (Abb. 187). Die Hauptmulde der westlichen Gailtaler Alpen, die von R. van BEMMELEN (1957, S. 202) als Jukbühel Mulde bezeichnet worden ist (zahlreiche Synonyme dazu bei BEMMELEN, S. 204: Comptonmulde etc.), weist Hauptdolomit im Kern auf und läßt sich vom Jukbühel NE Laas bis NW Weißenbach/Gitschtal verfolgen. Eine enggeschuppte Zone bildet hier bei steilem Nordfallen der Serie den Südabfall der Jaukenkette und enthält die hier mächtige detritische Basalserie des alpinen Zyklus, süd-

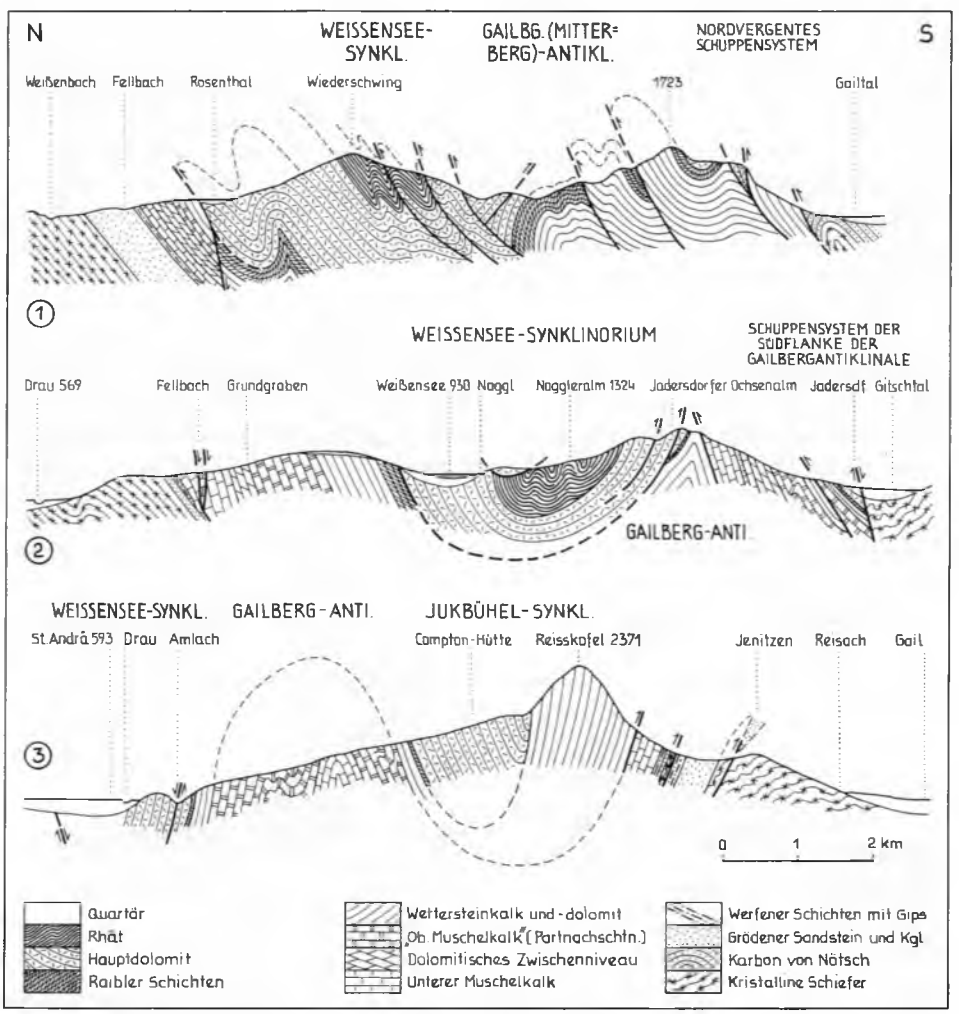


Abb. 190: Profile durch die Gailtaler Alpen nach R. van BEMMELEN (1957, Taf. 18; 1961, Taf. 14 pp.).

lich derer sich noch der tief eingeklemmte, von der Hauptmasse der Gailtaler Alpen bereits isolierte Pittersbergspan anreiht (Abb. 189).

Vom Raum südlich Greifenburg angefangen erscheint zufolge der schräg ESE angeordneten inneren Strukturelemente der Gailtaler Alpen eine nächste Großmulde im Nordteil des Gebirges, und zwar die zunächst durch Hauptdolomit im Kern, dann ab dem Naglergraben jenseits einer Schrägstörung durch mächtiges Rhät in Form von Kössener Schichten markierte Weißensee Mulde, W SCHRIEL, 1951, S. 162 (Synonym: Gasser-Mulde van BEMMELEN). Sie verläuft über den Laka SE vom Weißensee und ist dann, wiederum an NE-Schrägstörungen versetzt, nördlich vom Farchtnersee zum Wiederschwing und bis Kreuzen 6 km SW Paternion zu verfolgen. Der Nordschenkel dieses im Osten breiten und hier durchwegs nordvergenten Synklinoriums zeigt in der Latschur- und Staffgruppe nördlich vom Weißensee trotz aller internen Störungen im großen eine komplette Permotriasserie, die mit den Grödener Schichten im Norden auf dem schwachmetamorphen Altpaläozoikum transgrediert (R. van BEMMELEN, 1961, Taf. 14, Prof. A–C; W FRITSCH, 1961 a) – Abb. 190.

Die vom Kreuzbergsattel mehr an den Südrand der Gailtaler Alpen herangerückte Gailberg-Antiklinale erleidet von der Nordseite des Gitschtales an über Spitzegel, Vellacher Egel, Mitterberg, Tschekelnock und Sparbernock gegen Osten eine intensive nordvergent orientierte Verschuppung, die an der mehrfachen Wiederholung der Raibler Horizonte in der Serie Wettersteindolomit bis Hauptdolomit zu erfassen ist (Abb. 190). Dieser Ostabschnitt der Gailberg-Antiklinale, der vom Westteil durch zahlreiche Schrägstörungen nördlich des Gitschtales etwas isoliert erscheint, wurde von R. van BEMMELEN als Mitterberg-Antiklinale bezeichnet. Am Vizala westlich von Kreuth stellt sich im Südrandgebiet eine neue Mulde mit Hauptdolomit im Kern ein, deren Ostfortsetzung seit alters als Bleiberger Mulde, durch die bruchtektonische Begrenzung dort auch als Bleiberger Graben, bezeichnet worden ist (Synonym: Vizala-Mulde bei R. van BEMMELEN, 1961, S. 231, Taf. 13) – vgl. E. SCHERIAU-N. (1967, Taf. 4; 1975, Abb. 1).

Der Ostsporn der Gailtaler Alpen, der sogenannte Bleiberger Zug, enthält nach der – allerdings sehr revisionsbedürftigen – Karte von W SCHRIEL (1951) die Fortsetzung der Weißensee-Mulde im Norden, wo sich bei Rubland durch das Auftauchen eines kleinen Sattels noch die Rubländer Mulde abspaltet (L. KOSTELKA, 1967, Abb. 1). Der Bleiberger Zug enthält die Fortsetzung der Gailberg-Antiklinale in Form des im Norden durch den Erzberg-Nordbruch zu einer Halbantiklinale im Wettersteindolomit zugestutzten Sattels am Erzberg und schließlich auch noch die Fortsetzung der Vizala-Mulde in Form der im Süden durch den Bleiberger Bruch abgekappten Bleiberger Halbmulde – vgl. Kt. H. HOLLER (1936, Taf. 2; 1974, Abb. 19) und Profil L. KOSTELKA (1971, Beil. 4), das allerdings im Bereich Dobratsch nach Abb. 191 zu korrigieren war. Der Bleiberger Bruch stellt den 22 km lang verfolgten, 80°–70° steil südfallenden Haupt-Längsverwurf dieser Region dar, dem H. HOLLER (1974) eine Monographie gewidmet hat. Dieser Bruch setzt gegen Osten bis zur Mölltallinie fort, von der er abgeschnitten wird. Im Norden wird der Bleiberger Bruch weithin von einem 70° nordfallenden subparallelen Bruch, den Kadutschenbruch, begleitet. Durch das Zusammenwirken dieser beiden Brüche entstand die 1–1,5 km breite, tief eingesenkte und noch weiter eingeengte Grabenstruktur von Bleiberg (Abb. 192).

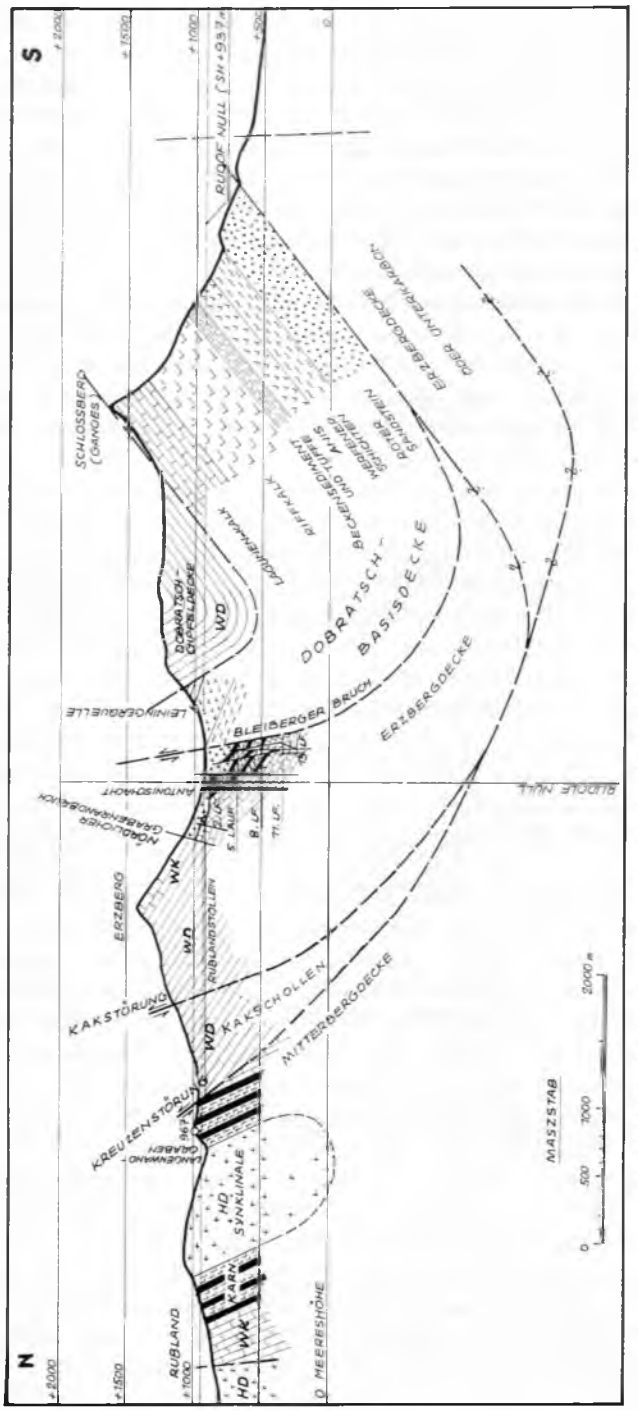


Abb. 191: Profil durch den Ostsporn der Gailtaler Alpen bei Bleiberg nach H. Holler (1976, Abb. 5).

Die an den Bleiberger Bruch im Süden anschließende Dobratsch Scholle ist, wie S. 610 f. ausgeführt, durch Fazies und tektonische Begrenzung von den übrigen Gailtaler Alpen weitgehend isoliert und bildet gleichsam einen Ausläufer der Nordkarawanken. Es wurde auch dort bereits erwähnt, daß nach E. Colins & W Nachtmann (1974, Abb. 4, S. 38) am Dobratsch zwei nordvergent übereinanderverfrachtete faziell unterschiedene Schuppen lagern, nämlich die S. 606 f. als Rupa-Einheit (Liegend) und Roßtratten-Schuppe (Hangend) bezeichneten Elemente – Abb. 181.

In Anknüpfung an diese Erkenntnis über die Dobratsch-Überschiebung ging H. Holler (1976, S. 46 ff.) dazu über, den durch Schuppen und steile Störungen zerlegten Ostteil der Gailtaler Alpen in eine Reihe von „Decken" zu zerlegen (von hangend gegen liegend: Dobratsch-Gipfeldecke, Dobratsch-Basisdecke, Erzbergdecke, Mitterbergdecke), was durchaus zu weit geht. Literatur-Nachtrag: H. Holler, 1977, Carinthia II, Sdb. 33.

Über den gewaltigen, durch ein Erdbeben in Venetien ausgelösten Bergsturz, der von der Südseite des Dobratsch am 25. Jänner 1348 niederging, 17 Dörfer und drei Schlösser begrub und den Gailfluß aufstaute, gibt es einen unmittelbaren Augenzeugenbericht bzw. zeitgenössische Schilderungen (vgl. A. Till, 1907, S. 544 ff.; G. Solle, 1939, S. 175 f.).

Auf die heute im einzelnen bekannten zahlreichen Störungen im Bleiberger Erzbergrevier einzugehen, ist hier unmöglich. Die tiefgreifende bruchtektonische Zerlegung und Begrenzung des Bleiberger Zuges an Schrägbrüchen im Osten ist ja mit eine der Bedingungen für die dort am Schnittpunkt der Warmbad-NW-Störung und der Warmbad-NE-Störung placierte Villacher Therme (J. Stiny, 1937, Abb. 13; H. Holler, 1974, Abb. 19).

Abschließend sind gerade bei der Besprechung der Tektonik des westlichen Drauzuges einige Anmerkungen über die gerade in diesem wurzelnahen Raum sicherlich

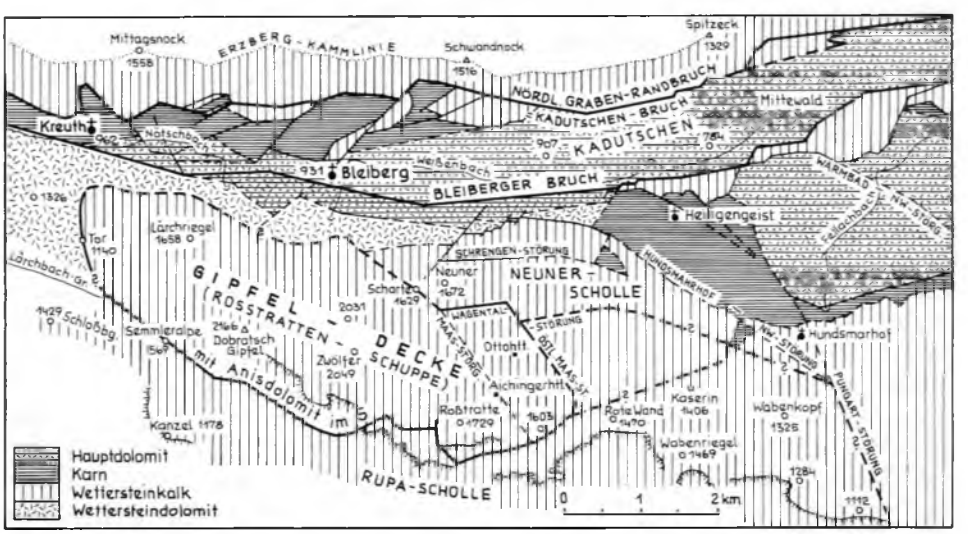


Abb. 192: Die Bruchtektonik im Bergbaugebiet von Bleiberg nach H. Holler (1974, Abb. 19; 1976, Abb. 1).

infolge der lang anhaltenden Druckspannungen großartigen bruchtektonischen Formen nötig. Die auffälligsten großräumigen bruchtektonischen Elemente sind – wenn wir von der S. 582 ff. besprochenen Periadriatischen Linie (Gailbruch) hier absehen – die gekreuzten Diagonalbruchsysteme mit einem großen, 45° bei weitem übersteigenden Öffnungswinkel β, über die bereits bei Besprechung der Bruchtektonik der Ostalpen vom Verfasser (1970 a, S. 75) anhand des Drauzuges Überlegungen angestellt worden sind, die zu dem Ergebnis kamen, daß hier etwa die langanhaltende Einwirkung der formenden Kraft zur Ausbildung solcher flacher Winkel geführt habe. Das Studium der Satellitenbilder durch den Verfasser (1977 a, Taf. 1) hat die Dominanz dieser flachen paarigen Diagonalstörungsnetze am Südsaum der Ostalpen noch auffälliger als selbständiges System erkennen lassen, das einem wesentlich spitzwinkeliger paarig diagonal zerlegten Streifen weiter im Norden der Zentralalpen gegenübersteht bzw. sich überlagert.

Die Hauptelemente dieses Systems in unserem Raum, die die Konturen des Gebirgszuges, aber auch der großen Talungen bestimmen, sind der altbekannte ENE-laufende Draubruch, der von Sillian über Lienz und Zwischenbergen bis Obervellach am Satellitenbild zu sehen ist; dann die subparallele Silbergrabenstörung (W Schlager, 1963, S. 84), die vom SE-Teil der Lumkofelgruppe in den Lienzer Dolomiten über den Silbergraben und den Gailberg in das Drautal führt und dort für den bis Lind abwärts gerichteten Verlauf dieses Tales verantwortlich ist. Unter den symmetrisch dazu verlaufenden Hauptästen sei die Iselstörung, die von Matrei/Iseltal kommend am Satellitenbild bis über Oberdrauburg sichtbar ist und die noch weiter trassierbare Debantstörung, die von Kals aus, wenn auch mit Unterbrechungen, bis in den schon E. v. Mojsisovics (1872, S. 353) und E. Suess (1885, S. 340) bekannten Gitschbruch über Weißbriach und Hermagor weiterleitet. Auch die inneren Störungen und Versetzungen im Faltenland des Drauzuges sind vorwiegend nach diesen beiden Hauptrichtungen orientiert. Als zweitwichtigstes Element kommen die Längsstörungen, die aber bei den steilstehenden Serien von vertikalen Schuppenflächen kaum zu trennen sind. Querstörungen haben noch die geringste Bedeutung.

Diese lang anhaltende Bewegungstendenz im wurzelnahen Drauzug ist aber nicht nur in dieser Eigenart der weit geöffneten β-Winkel der paarigen Diagonalstörungen zu vermuten, sondern wir haben ja eine ganze Reihe von direkten Zeugen von rezenter Bewegungstendenz im Bereich des Drauzuges, über die der Verfasser schon 1966 a, S. 133, zusammenfassend berichtet hat. Eindrucksvolle Beispiele für derartige gespeicherte Spannungen lieferte ja gerade der Bleiberger Erzbergbau mit seinen gefürchteten „Bergschlägen", dem Abplatzen von plattenförmigen Gesteinsschalen gegen künstliche Hohlräume hin durch den noch immer wirkenden Gebirgsdruck: Nach E. Tschernig (1958 a, S. 138 f.) ereigneten sich im Zeitraum von 1900–1949 im Bergbau Bleiberg 2000 Bergschläge. Eine weitere Prüfung dieser Bergschläge (L. Kostelka, 1962, S. 82 ff.), besonders aber ihres Zusammenhanges zu Erdbeben (H. Rainer, 1974, S. 91) ergab, daß ein direkter Zusammenhang der Häufigkeit der Bergschläge und den die Erdbeben auslösenden Spannungen der Erdkruste besteht (Ref. W. Medwenitsch, 1973, S. 273 f.). Im Bergbau Bleiberg hat man übrigens eine befriedigende Methode zur Vorhersage der Gebirgsschläge erarbeitet (J. Šimáně et al., 1973).

g) Die Erzlagerstätten im westlichen Drauzug

α) Die Blei-Zink Lagerstätte Bleiberg. Die hervorstechendste Lagerstätte unter den Erzvorkommen im westlichen Drauzug stellt das Revier Bleiberg-Kreuth (und Rubland) am Ostrand der Gailtaler Alpen dar, die deshalb hier an erster Stelle behandelt wird – hat doch die Bleiberger Bergwerksunion unter ständiger Modernisierung der Abbauverfahren in Bleiberg-Kreuth in den letzten Jahren eine rapide ansteigende Blei-Zinkerz-Produktion erzielt, die von rund 205.000 t im Jahr 1969 und rund 220.000 t im Jahr 1970 auf rund 390.000 t im Jahr 1975 (6.101 t Blei- und 23.040 t Zinkgehalt) hinaufschnellte. Die etwa 7 km lange Lagerstätte wird heute durch ein bis 850 m tief reichendes dichtes Schacht- und Stollensystem durchzogen, wobei durch Neuerschließung von weiteren zinkreicheren Feldern im Westen jüngst die Zinkproduktion gesteigert wird. Der österreichische Jahresbedarf an Zink kann durch die Förderung aus der Lagerstätte Bleiberg–Kreuth zur Gänze, der Bedarf an Blei weitgehend gedeckt werden. Die übrigen Pb-Zn-Lagerstätten Österreichs (Bleiburg, Eisenkappel in Kärnten; Lafatsch und Heiterwand in den Tiroler Kalkalpen) sind nicht bauwürdig – Abb. 193.

Der Anfang dieses bedeutenden österreichischen Bergbaues liegt im Dunkeln (H. Wiessner, 1951), obgleich silberfreies Kärntner Blei aus dem Drauzug bereits in vorrömischer Zeit gewonnen worden ist, wie Funde von Grabbeigaben von Frög bei Rosegg aus dem 8. bis 6. vorchristlichen Jahrhundert künden und Gebrauchsgegenstände aus Blei aus der Keltenstadt am Magdalensberg (200 v. Chr. bis 50 n. Chr.) anzeigen (W Enzfelder, 1972, S. 4 f.). Erwähnt wurde der „Pleyberg" bereits bei der Belehnung des Bistums Bamberg mit Gütern in Kärnten im Jahre 1014 und 1060. Die älteste erhaltene Urkunde über den Bleiberg datiert mit 1333. Im Spätmittelalter und zu Beginn der Neuzeit wurden jahrhundertelang von vielen Einzelgewerken Bergbaue im Bleiberger Gebiet, das Besitz des Bistums Bamberg war, – zeitweise mit 1500 Bergleuten – betrieben. Die Erwerbung dieser Güter durch Maria Theresia um eine Million Gulden für den österreichischen Staat im Jahre 1759 brachte dem Bergbau Aufschwung, besonders aber die 1867 erfolgte Gründung der Bleiberger Bergwerksunion (E. Tschernig, 1958?, S. 70 ff.).

Die Bleiberger Vererzung ist an das Karn, und zwar den oberen Wettersteinkalk mit seiner Sonderfazies, der Bleiberger Fazies, und die Raibler Schichten gebunden; sie verteilt sich auf eine Schichtmächtigkeit von 150 m (120 m Wettersteinkalk und 30 m Raibler Schichten) – L. Kostelka, 1972, S. 8. Ausnahmsweise steigt sie im Revier Rubland 4 km nördlich von Bleiberg noch in den Hauptdolomit auf, wie erst jüngst bekannt geworden (W Medwenitsch, 1973, S. 271). Die tektonische Situation dieser Reviere beiderseits des nördlich von Bleiberg gelegenen „Erzberges" ist S. 633 skizziert worden: Im Norden liegen im Revier Rubland die erzführenden Schichten im Ostausläufer der Weißensee-Mulde mit Hauptdolomit im Inneren eingesenkt (L. Kostelka & O. Schulz, 1969). Südlich folgt als östlichster Ausläufer der Gailberg-Antiklinale der durch den Erzberg-Nordbruch im Norden zur Halbantiklinale zugestutzte hochgefaltete Wettersteinkalk/dolomit-Zug des Erzberges. Südlich dieser Hochzone sind die erzführenden karnischen Schichten in der nun folgenden Vizala-Mulde durch zusätzliche Brüche (Antonibruch und Kadutschenbruch im Norden, Bleiberger Bruch im

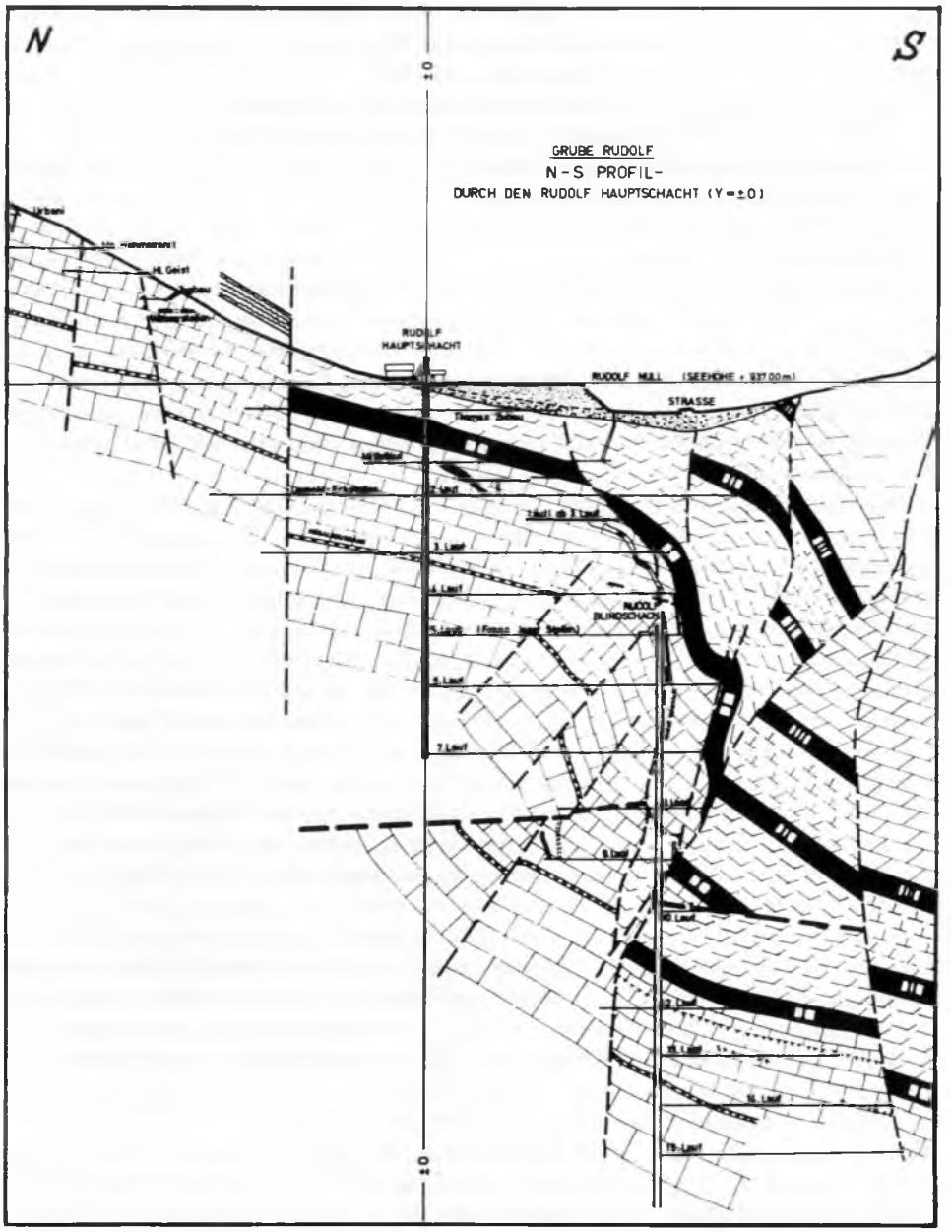


Abb. 193: Die Struktur der Lagerstätte Bleiberg im Abschnitt Rudolf–Hauptschacht nach H. Holler (1974, Abb. 6).

Süden) grabenförmig tiefgeschaltet und dadurch im Kreuther Revier (Westen) und Bleiberger Revier (Osten) erhalten geblieben (H. Holler, 1936, Kt. und Profile auf Beil. 2–3; O. Schulz, 1960, Abb. 1, S. 75, etc.) – Abb. 191. L. Kostelka (1971, S. 285) denkt an eine Tieferschaltung dieser Bleiberger Mulde nicht in Form eines Grabens, sondern durch eine An- und Überschiebung des südlich angrenzenden Dobratsch, wofür nach E. Colins & W Nachtmann (1974, Abb. 4) allerdings keine Anhaltspunkte vorliegen.

Im Bleiberger Revier stellen sich in erster Linie die schichtgebundenen bleireichen Lagererzkörper entlang der „edlen Flächen" samt begleitender Netzwerkvererzung und Hohlraumvererzung in den obersten 120 m des Wettersteinkalkes ein, daneben erscheinen hier Kluftvererzungen als schichtgebundene Spalten, nicht Gänge, die besonders an die NE-streichenden Diagonalscherflächensysteme gebunden sind (H. Holler, 1936, S. 67). Im westlich anschließenden Kreuther Revier tritt im Westen hingegen mehr die Vererzung der Raibler Schichten, die „Cardita-Vererzung" auf, wobei hier Zink in Form von Schalenblende überwiegt und die Erzkörper mit oft vielen Metern Mächtigkeit generell in schichtparallelen Lagern im 1. Zwischendolomit der Raibler Schichten, und zwar in den obersten 20 m unterhalb der 2. Raibler Schieferserie aufscheinen (O. Schulz, 1957, S. 241 f.; 1960, S. 69; 1975, S. 464). Die Vererzung an Kluftsystemen folgt in Kreuth vorwiegend den NW-gerichteten Ästen des Diagonalscherflächensystems. Als stratigraphisch höchstes Vererzungsniveau dieses Raumes ist schließlich die Rublandstollenvererzung anzuführen: Im Verbindungsstollen von Kreuth nach Rubland wurde dort noch die oberkarnische Kalk-Dolomit-Serie im Hangenden des 3. Carditaschieferniveaus vererzt angetroffen (W Siegl, 1975, S. 471 f.).

Eine umfassende Zusammenstellung der Erz- und Mineralführung der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth hat E. Schroll (1953 a, S. 4 ff.) gegeben, einen eindrucksvollen Überblick hierüber haben O. Schulz & G. Niedermayer (1972, S. 15 ff.) erstellt. Danach stellt sich hier bei der primären Mineralisation unter anderem Bleiglanz, Zinkblende, Markasit, Pyrit und Jordisit (ein Molybdänmineral) ein. Dazu kommt als primäre Gangart außer Kalzit und Dolomit auch Baryt, Fluorit, Anhydrit und Quarz; als sekundäre Mineralbildungen werden Cerussit, Plumbokalzit, Hemimorphit, Hydrozinkit, Limonit, Wulfenit, Vanadinit, Descloizit etc. angeführt und dort im einzelnen beschrieben.

Phantastisch mutet die lange, seit nunmehr über 170 Jahren geführte, zeitweise heiße Diskussion um die Genese dieser Blei-Zink-Lagerstätte bzw. die Entstehung dieses Lagerstättentypus an. Bereits 1807, S. 226, war es der ausgezeichneten Beobachtungsgabe F. Mohs' nicht entgangen, daß die Erze „wahre Lager" im Nebengestein bilden, so daß er hiedurch konsequenterweise auf eine gleichzeitige Entstehung mit dem Nebengestein, also eine syngenetische, synsedimentäre Bildung geschlossen hatte: „Ich neme daher an, daß in dem Erzberge merere übereinander ligende Schichten vorkommen, welche als ware Lager [Sperrung im urspr. Text] zu betrachten sind, indem nicht nur die auf denselben brechenden Fossilien von völlig gleichzeitiger Entstehung zeugen, sondern sie selbst auch genau zwischen den unhaltigen Gebirgsschichten inne ligen" (l. c., S. 226). Hingegen hat E. Phillips (1845, S. 253 f.) ohne die Struktur der Erzlager studiert zu haben, die Bildung als sekundär bezeichnet. Die Meinungen über eine syngenetisch-sedimentäre (z. B. K. Peters, M. Lipold etc.) oder eine epigenetische

sekundäre (z. B. V COTTA, HUPFELD etc.) Vererzung von Bleiberg blieben in den zahlreichen speziellen Arbeiten des vorigen Jahrhunderts durchaus geteilt. Ausschlaggebend für das schließliche Übergewicht der Epigenetiker mögen damals die Ausführungen einer Autorität wie F. POSEPNÝ (1873, S. 418 ff.) gewesen sein, der eine Erzzufuhr von Eruptivgesteinskörpern der Tiefe an Bruchflächen annahm und speziell anhand von Bleiberg diskutierte. Noch 1899, S. 85, vertrat hingegen A. BRUNLECHNER – entgegen E. MAKUC, 1883 – die Auffassung einer sedimentären Ablagerung der Metallsulfide im Kalk und einer späteren Konzentration der Erze nach Bildung der Zerrklüfte.

In unserem Jahrhundert festigte sich die Meinung von der epigenetischen Natur der Vererzungen dieser Art über drei Dezennien hin seit dem Eintreten von W PETRASCHECK sen. (1927, 1928 a) für einen einheitlichen, zeitlich gesehen jungalpidischen epigenetischen Vererzungsakt der Ostalpen am Internationalen Geologenkongreß in Madrid im Jahre 1926. Die Größen der Lagerstättenforschung dieser Epoche wie A. TORNQUIST (1927, 1930, 1931), W E. PETRASCHECK (1963), O. FRIEDRICH (1953 a; teilweise Umstellung 1964 a, 1968 b), E. CLAR (1953 c, 1957 a, b), E. SCHROLL (1953 a) etc. folgten. Der Umbruch der Auffassung kam mit dem Beginn eines sorgfältigen Studiums der sedimentären vererzten Strukturen im Gelände: Immer weitere eindeutige Beobachtungen für synsedimentär vererzte Sedimentstrukturen aller Art kamen durch die Untersuchungen zunächst deutscher Lagerstättenforscher an analogen oberladinisch-karnischen Lagerstätten der Nördlichen Kalkalpen und auch außeralpinen Lagerstätten zutage (F. HEGEMANN, 1950, 1957, 1960; H.-J. SCHNEIDER, 1953, 1954, 1964; K. TAUPITZ, 1954 a, b, c; A. MAUCHER, 1954, 1957). Österreichische Forscher berichteten über gleichartige Beobachtungen, die zur Auffassung einer synsedimentären bis syndiagenetischen Vererzung, gerade auch am Beispiel Bleiberg zwangen (O. SCHULZ, 1954, 1955, 1957; H. RAINER, 1957; W POLESNIG, 1957, 1969; W SIEGL, 1956, 1957). Auf der denkwürdigen Diskussionstagung am 17 November 1956 in der Universität München hat sich unter Vorsitz von A. MAUCHER und H.-J. SCHNEIDER der endgültige Durchbruch der Syngenetiker in ganzer Breite vollzogen, obgleich noch W E. PETRASCHECK (1957, S. 229) unter der humorvollen und hoffnungsfrohen Devise „wir sind zwar nicht die Gescheiteren, aber die Mehreren" ins Treffen gezogen war. Damals und auf der 1958 folgenden Tagung in Bleiberg (L. KOSTELKA & W SIEGL, 1959) wurde nicht nur die Wendung in der Frage nach Art und Zeitpunkt der Blei-Zinkvererzung in den Ostalpen erzwungen, sondern durch etwa gleichzeitige Beobachtungen über Lagerstättengenese in den Zentralalpen, allen voran durch W TUFAR, vollzog sich rasch der Zusammenbruch der unitaristischen Auffassung und Aufbau einer neuen Vorstellung, die der Vielzahl der Vererzungsarten und der Vielzahl der Vererzungsalter – einschließlich der variszischen und vorvariszischen – Rechnung trägt.

Für Bleiberg wurde inzwischen durch eine große Zahl sehr detaillierter Studien der Sedimentgefüge im Zusammenhang mit der Vererzung die Kenntnis der Genese in diesem neuen Sinn besonders durch O. SCHULZ (1960, 1966, 1967 a, b, 1968, 1973, 1975), L. KOSTELKA (1965, 1966, 1971, 1973), W POLESNIG (1969), T. BECHSTÄDT (1973, 1975 a, b, c) verfeinert. Man hatte gelernt im Sinne von A. TAUPITZ (1954 b) eine erste Phase von syngenetischer sedimentärer Erzanlagerung, eine zweite Phase der diagenetischen-hydatogenen Bildungen und Sammelkristallisationen und eine dritte Phase der syntektonischen Umlagerung zu unterscheiden. Über die erste Phase besteht derzeit

noch die Diskussion, ob die Erzablagerung und Anreicherung submarin (O. SCHULZ) oder zufolge der Sedimentausbildung im inter- bis supratidalen Bereich unter Lösung des Kalkes bei zeitweise herrschenden Landzuständen (T. BECHSTÄDT, siehe S. 612) vor sich gegangen waren. Bereits in die zweite Phase der syndiagenetischen, also relativ frühen Bildungen, stellt O. SCHULZ (1966) die diskordanten Erzgänge von „Typus Bleiberg" zufolge von geopetaler feinschichtiger Füllung, betrachtet sie also als Füllungen von schon submarin aufgerissenen Spalten. In der dritten Phase während der tektonischen Beanspruchung des Raumes ist das stratiform gelagerte Erz offenbar mobilisiert worden und an Klüften gewandert, was zu den metasomatischen Bildern führt, die bei ausschließlicher Beachtung die Fehlinterpretationen in der Vergangenheit verursacht haben. H. HOLLER (1971, S. 279) führt aus, daß die beobachtbaren Erscheinungsformen der Vererzung entlang bestimmter Spalten und Klüfte in Bleiberg gut mit dieser Theorie, die für die Spaltenvererzung im unterlagernden Wettersteinkalk auch deszendente Umlagerung annehmen muß, übereinstimmen, da vielfach „schichtige Flächenvererzungen von oben nach unten in steile vererzte Störungen oder Kluftstockwerke übergehen" und „steile Kluftvererzungen nach unten vertauben oder nur mehr Kalzitfüllung aufweisen"

Auf die so häufige paragenetische Kombination von Blei-Zink-Mineralisation und gleichzeitigem Auftreten von Flußspat in karbonatischen Sedimenten, wie dies auch in Bleiberg zu beobachten ist, haben H.-J. SCHNEIDER, P. MÖLLER et al. (1977) aufmerksam gemacht und haben eine submarine exhalative vulkanische Quelle im Ladin dafür verantwortlich gemacht.

Zugleich mit der Klärung der Entstehungsart der Lagerstätte ist auch die Frage nach dem Alter zum Teil beantwortet. Hatte man früher bei Annahme epigenetischer Gangvererzung alle möglichen Einstufungen sehr geringen Alters vorgenommen wie etwa Endoligozän, Miozän oder Pliozän – je nachdem, ob man die Vererzung vom fälschlich jung eingestuften Tauerngranit, dem Periadriatischen Batholith, dem Andesitmagma des Alpen-Karpaten-Innenrandes oder einem pontischen Basalt am Alpenostrand herleitete (vgl. E. SCHROLL, 1953 a, S. 49). Heute kann man die primäre Vererzung im gesamten Bereich des Drauzuges in verschiedene Niveaus vom Anis bis ins Karn (Bleiberg) und basale Nor lokalisieren. Über das Alter der Mobilisation entlang der tektonischen Kluftflächen läßt sich derzeit noch nichts Sicheres aussagen.

β) Wenden wir uns nun nach diesen Hinweisen über die Bleiberger Vererzung den übrigen Lagerstätten des westlichen Drauzuges zu. Von Bleiberg ausgehend (E. SCHROLL, 1953 b; E. MACK, 1958; L. KOSTELKA, 1962 b) ist die grundsätzlich von W E. PETRASCHECK (1953) in Österreich angeregte geochemische Erzsuche derzeit im gesamten Drauzug in bezug auf die Blei-Zink-Verteilung in den mesozoischen Gesteinen durch E. SCHERIAU-NIEDERMAYR (1967, 1973, 1974; L. KOSTELKA & E. SCHERIAU-N., 1974) in Angriff genommen worden. Denn auch in den übrigen Abschnitten des Drauzuges ist gerade diese Art der Blei-Zink-Vererzung gut repräsentiert, wie schon eine Betrachtung der Lagerstättenkarte von O. FRIEDRICH (1953 a) oder K. LECHNER et al. (1964) bzw. der speziellen Lagerstättenkarte des Drauzuges von H. HOLLER (1936, Taf. 5) zeigt. Folgen wir den Angaben von L. KOSTELKA (1965, S. 29; 1966, S. 43; 1973, S. 117; & W PETRASCHECK, 1967, S. 141), so zeigt sich zunächst, daß im gesamten Drauzug 66 Vorkommen von Blei-Zink-Vererzungen bekannt sind. Eine Berechnung des Metallinhaltes pro km³ triadischen Sedimentgesteins ergäbe für den

Drauzug einen 56-fach höheren Wert als für die ja analog im Karn vererzten Nördlichen Kalkalpen – klammert man allerdings die beiden Hauptlagerstätten Bleiberg sowie Mežica (Mieß) in den Ostkarawanken aus, dann bleibt nur ein neunfacher Wert für den Drauzug, oder anders ausgedrückt, die gleiche Vererzungsintensität wie für die Inntaldecke der Kalkalpen allein betrachtet.

In stratigraphischer Hinsicht verteilen sich die Blei-Zink-Lagerstätten des Drauzuges dergestalt, daß nur zehn in anisischen Gesteinen, die übrigen 56 in den ladinischen bis norischen Gesteinsserien auftreten. Dabei kann nach L. KOSTELKA (l. c.) und H. HOLLER (1971, S. 276) als Regel gelten, daß weiter im Westen die Vererzung in immer höhere Triasstraten aufsteigt, so daß z. B. bereits am Tschekelnock und Mitterberg 10 km WNW Kreuth das Erz nur oberhalb des Wettersteinkalkes – der dort keine Sonderfazies mehr ausbildet, ja im Jauken bereits einige hundert Meter über den karnischen Tonschiefern auftritt. Ferner erfreuen sich die schichtgebundenen Vererzungen gegen Westen hin gegenüber den Kluftvererzungen steigender Bedeutung. In diesen stratigraphisch höheren Lagerstätten dominiert Zinkblende gegenüber Bleiglanz. Es ergibt sich daraus (L. KOSTELKA, 1965, S. 36) einerseits, daß die Vererzung im Osten früher eingesetzt hat, andererseits, daß dies ein Vorgang war, der über lange Zeiträume hin anhielt, in unserem Fall vom Anis bis in das Unternor, also über rund 15–20 Millionen Jahre hin.

Es ist hier nicht möglich, auf die zahlreichen kleinen, früher vielfach abgebauten Lagerstätten dieser Art einzugehen, von denen einige auch neu untersucht worden sind (Radnig N Hermagor und Pirkergraben bei Oberdrauburg: O. FRIEDRICH, 1964, 1971; Weißbriach: J. UNGER, 1968 c, etc.).

Schließlich sei noch auf die Vererzung im Gailtalkristallin hingewiesen. Im Ostabschnitt liegen nur einige unbedeutende, aber im 16. Jahrhundert genutzte Kieslagerstätten (Pyrit, Kupferkies, Arsenkies etc.) sowie geringfügige, einst ebenfalls beschürfte Goldquarzgängchen (R. CANAVAL, 1926, S. 140). Im Westabschnitt hingegen ist südlich von Abfaltersbach in Osttirol im Glimmerschiefergebiet des oberen Auenbachgrabens eine sehr komplexe Antimon-Silbervererzung vorhanden, die im 16. und 17 Jahrhundert abgebaut worden ist. A. TORNQUIST (1934, S. 59 ff.) beschrieb daraus eine Reihe von Erzkörpern mit ganz verschiedener Erzfüllung, wobei er einen Kupferkies-Fahlerz-Gangzug, einen Pyrit-Magnetkieszug, einen Bleiglanz-Blende-Erzzug und einen Antimon-Erzzug unterschied.

h) Literatur über den westlichen Teil des Drauzuges

G. AIGNER, 1931; G. AIGNER & F. HERITSCH, 1929, 1931; A. ALKER, H. HERITSCH, P. PAULITSCH & W ZEDNICEK, 1952; H. AMEROM et al., 1974, 1976; N. ANDERLE, 1950, 1951; F. ANGEL, 1932; H. ANGER, 1965; J. AUBOUIN, A. BOSELLINI & M. COUSIN, 1965; P. BAGGIO & C. FRIZ, 1969; T. BECHSTÄDT, 1973, 1974, 1975 a, b, c; T. BECHSTÄDT & R. BRANDNER, 1970; T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1974; R. van BEMMELEN, 1957, 1961, 1970; R. van BEMMELEN & J. MEULENKAMP, 1965; J. DE BOER, 1963, 1965; H. BÖGEL, 1975; A. BOSELLINI, 1965; A. BOUÉ, 1835; R. BRANDNER, 1972; A. BRUNLECHNER, 1899; L. v. BUCH, 1824; R. CANAVAL, 1926; P. CASATI, 1964; E. CLAR, 1953 c, 1957 a, b; E. COLINS & W NACHTMANN, 1974; H. P. CORNELIUS, 1940, 1949; M. COR-

NELIUS-FURLANI, 1955, 1960 a, b; H. P. CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS, M., 1943; K. CZURDA, 1973; C. DIENER, 1899, 1903; H. EMMRICH, 1855; W ENZFELDER, 1972; W EPPENSTEINER, 1965, 1966, 1970; CH. EXNER, 1972, 1974; CH. EXNER & H. SCHÖNLAUB, 1973; P. FALLOT, 1955; P. FAUPL, 1977; K. FELSER, 1935, 1936 a, b, 1938; H. FLÜGEL, 1965, 1970, 1972 b, c, 1973, 1975 b; H. FLÜGEL & M. KODSI, 1969; F. FOETTERLE, 1856; F. FRECH, 1892, 1894; O. FRIEDRICH, 1953 a, 1964 a, b, 1968 b, 1971; W FRITSCH, 1961 a; W FRITSCH & E. STREHL, 1961; M. FURLANI, 1912, 1919; H. GALLENSTEIN, 1915, 1918; A. GANSSER, 1968; K. GERMANN, 1969; G. GEYER, 1897 a, 1897 b, 1898, 1901 a, b, c, 1902 a, b, 1903; C. W GÜMBEL, 1861; B. HACQUET, 1784; F. v. HAUER, 1856; F. HEGEMANN, 1950, 1957, 1960; G. & R. HAHN, 1973; L. HAHN, 1966; F. HERITSCH, 1915 b, 1918, 1929, 1934, 1943; H. HERITSCH, 1949, 1956, 1971; H. HERITSCH, F. KAHLER & P PAULITSCH, 1953; H. HERITSCH & P. PAULITSCH, 1958; D. van HILTEN, 1960, 1964; H. HOLLER, 1936, 1951, 1953, 1957, 1960, 1971–1976; J. HOSPERS & S. van ANDEL, 1969; W HUPFELD, 1897; K. de JONG, 1967; F. KAHLER, 1936; A. KIESLINGER, 1956; R. v. KLEBELSBERG, 1935; L. KOBER, 1938; M. KODSI & H. FLÜGEL, 1970; M. KÖHLER, 1973; L. DE KONINCK, 1873; F. KOSSMAT, 1913; L. KOSTELKA, 1960, 1962 a, b, 1965, 1966, 1967, 1971, 1973; L. KOSTELKA, F. BACHMAYER & O. SCHULZ, 1972; L. KOSTELKA & E. NIEDERMAYR, 1974; L. KOSTELKA & W SIEGL, 1959; L. KOSTELKA & W E. PETRASCHECK, 1967; L. KOSTELKA & O. SCHULZ, 1969; H. KOZUR & H. MOSTLER, 1973; O. KRAUS, 1969; O. KRAUS & E. OTT, 1968; A. KUNTSCHNIG, 1926; G. KURAT, G. NIEDERMAYR, J. KORKISCH & R. SEEMANN, 1974; H. LAUBSCHER, 1971 a, b, 1973; E. MACK, 1958; E. MAKUC, 1883; A. MARIOTTI, 1972 a, b; A. MARIOTTI & D. VELDE, 1972; A. MAUCHER, 1954, 1957; A. MAUCHER & H.-J. SCHNEIDER, 1957; W MEDWENITSCH, 1973; F. MOHS, 1807, 1810; E. v. MOJSISOVICS, 1872, 1873, 1879; H. MOSTLER, 1972 a; G. MUTSCHLECHNER, 1952; W NACHTMANN, 1975; G. NIEDERMAYR, 1975; G. NIEDERMAYR et al., 1974, 1975, 1977; R. OBERHAUSER, 1960, 1963; P PAULITSCH, 1953, 1960; K. PETERS, 1856; W PETRASCHECK, 1927 a, 1928 a, 1947; W E. PETRASCHECK, 1953, 1957, 1963; E. PHILLIPS, 1845; J. PIA, 1924; Gb. DAL PIAZ, 1942; A. PILGER & R. SCHÖNENBERG, 1958; W POLESNIG, 1957, 1969; F. POŠEPNÝ, 1873; H. RAINER, 1957, 1974; B. SANDER, 1916; F. SASSI & A. ZANFERRARI, 1971, 1973, 1974 b; V SCHENK, 1967; E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1967, 1973, 1974; E. SCHERIAU-NIEDERMAYR & G. NIEDERMAYR, 1973; W SCHLAGER, 1963; H.-J. SCHNEIDER, 1953, 1954, 1964; H. SCHÖNLAUB, 1973 b, 1975 a; W SCHRIEL, 1951; E. SCHROLL, 1953 a, b; O. SCHULZ, 1954, 1955, 1957, 1960, 1964 a, 1966, 1967 a, b, 1968, 1970, 1973, 1975; O. SCHULZ & G. NIEDERMAYR, 1972; R. SCHWINNER, 1915; L. SCUDELER, BACCELLE & E. SEMENZA, 1974; A. SEILACHER, 1974; R. SIEBER, 1955, 1972; W SIEGL, 1956, 1957, 1975; J. ŠIMÁNĚ, J. SKLENÁR et al., 1973; G. SOLLE, 1939; A. SPITZ, 1919 b; R. STAUB, 1924; J. STINY, 1937; E. STREHL, 1960; B. STUDER, 1829; D. STUR, 1856; E. SUESS, 1875, 1885, 1901; K. TAUPITZ, 1954 a, b, c; P TERMIER, 1904 a; F. TESSENSOHN, 1972; G. TICHY, 1975; A. TILL, 1907; A. TOLLMANN, 1963 a, 1964 d, 1965 b, 1966 a, 1966 c, 1970 a, 1973 b, 1975 b, 1977 a; A. TORNQUIST, 1927, 1930, 1931, 1934; R. TRÜMPY, 1960; E. TSCHERNIG, 1932, 1958 a, b; H. UNGER, 1968 c; A. WARCH, 1965, 1966; W WERNECK, 1974; A. WINKLER-HERMADEN, 1936; F. X. WULFEN, 1785, 1793; A. ZANFERRARI, 1976; J. ZIJDERVELD, G. HAZEU et al., 1970; J. ZIJDERVELD & R. v. d. VOO, 1973; TH. v. ZOLLIKOFER, 1859. – Nachtrag: H. HOLLER, 1977, Carinthia II, Sdb. 33.

7/2. Der Ostabschnitt des Drauzuges (Die Nordkarawanken)

a) Anmerkungen zur Erforschungsgeschichte

Zu den ältesten erdwissenschaftlichen Arbeiten über die Karawanken gehören mineralogische Notizen, so etwa die „Abhandlung vom kärnthnerischen Bleyspate" von F. X. Wulfen (1785). Unter den Geologen waren es in erster Linie L. v. Buch (1824) und A. Boué (1835), die zu Beginn des vorigen Jahrhunderts auch diesen Abschnitt der Alpen besuchten und ihre Beobachtungen hierüber mitteilten.

Die erste systematische Landesaufnahme, die bereits weit über die kurz zuvor gegebene Gliederung Südkärntens durch F. v. Rosthorn & J. Canaval (1852) hinausführte, erfolgte in den Jahren 1854/55 durch K. Peters (1856) im Westteil und durch M. Lipold (1856) im Ostabschnitt der Karawanken im Maßstab 1 : 144.000, wozu eine umfassende Beschreibung mit einer Vielzahl von Profilen ausgestattet, kam. Unter den Einzelarbeiten der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts muß die Untersuchung von E. Suess (1868, S. 256 ff., Taf. 2) besonders hervorgehoben werden, da hierin zahllose weitere grundlegende Erkenntnisse festgehalten sind, wie etwa neue Beobachtungen zur Stratigraphie besonders des Perm, die richtige Bezeichnung und Beschreibung des Tonalitgneiszuges von Eisenkappel, die Erfassung der Analogien der Eisenkappeler Intrusiva zum Adamello, die Passivität der Eruptiva im Raum Vellach in bezug auf die Tektonik, die Schichtüberkippung im Vellachtalprofil u. a. Die Untersuchungen von E. Tietze (1870, S. 269 f.) und G. Stache (1874, S. 268 ff.) in den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts, die eine erste eingehendere Gliederung des Paläozoikums erzielten, betrafen den südalpinen Anteil.

Nach fast dreißigjähriger Aufnahmstätigkeit in den östlichen Südalpen im Zuge der zweiten Landesaufnahme durch die Geologische Reichsanstalt vollendete F. Teller (der seit 1878 hier arbeitete) in den Jahren 1895 seine geologische Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen, 1896 die Blätter Eisenkappel–Kanker, Praßberg, Völkermarkt und Unterdrauburg, die alle im Maßstab 1 : 75.000 erschienen sind. In diesem – ausgenommen von Blatt Unterdrauburg – bis heute nicht durch neue offizielle Karten ersetzten Aufnahmswerk, das durch entsprechende Artikel in den Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt und die Kartenerläuterungen ergänzt ist, sind die – sogleich in das monumentale Werk über die Ostalpen von C. Diener (1903, S. 488 ff.) eingegangenen – Erkenntnisse festgelegt, die fast ein halbes Jahrhundert die Basis aller weiteren Untersuchungen bildeten.

Überblick über die älteren Arbeiten über den Drauzug bietet die Literaturzusammenstellung von F. Lex, 1922, S. 12 ff.

Mit Einzug der Deckenlehre, mit der Klarlegung des Gegensatzes in Fazies und Bewegungsrichtung zu beiden Seiten der alpin-dinarischen Grenze, die der Länge nach mitten durch die Karawanken läuft, sind zahlreiche Überlegungen über großtektonische Fragen, über die Stellung und Bedeutung des seit H. Graber (1898) detailliert untersuchten Eisenkappeler Tonalitzuges und vor allem über das geologisch-tektonische Geschehen entlang der Narbenzone, der Periadriatischen Linie, durch Großtektoniker der West- und Ostalpen angestellt worden, worüber bereits S. 582 ff. berichtet worden ist.

Früh schon wurde eine der tektonischen Spezialitäten der Karawanken entdeckt und in der Folge näher zu erfassen versucht: Die junge Bewegungstendenz dieses Gebirgszuges, der als wurzelnaher Teil seinem Erbe gemäß noch heute in nordvergenter Bewegung ist, wodurch junge bis jüngste Ablagerungen an seinem Nordfuß an eindrucksvollen Scherflächen überfahren worden sind. H. Höfer hat als erster im Jahre 1908, S. 294 f., die flache Überfahrung des Jungtertiärs im Klagenfurter Becken durch die Karawanken im Wasserstollen S Ferlach beobachtet und auf die jungen und bis heute andauernden Bewegungen geschlossen. F. Teller (1910, S. 249) konnte unmittelbar darauf diese Vermutung des Anhaltens der rezenten Druckwirkung gegen Norden durch Beobachtung beim Bau des Karawankentunnels bestätigen. Die Reihe derartiger Beobachtungen von jungen bis jüngsten Überschiebungen reicht über R. Canaval (1919), J. Stiny (1925, S. 120) bis F. Kahler (1953, S. 66 f.; 1955, S. 169 ff.).

Erst in den beiden letzten Jahrzehnten setzte nach einer wenig ergiebigen Zwischenzeit schwungvoll eine neue Phase der Forschung ein, die zugleich eine dritte Neuaufnahme des Gebietes sowie eine Reihe von sachkundigen Spezialuntersuchungen umfaßt: Wichtige Studien für eine neue Gesamtdarstellung der Karawanken stellen etwa die Arbeiten von S. Prey & F. Kahler (1958), F. Kahler (1962, Kt.), F. K. Bauer (1970, 1974) und I. Strucl (1970) dar, an Spezialarbeiten stechen die Publikationen von Ch. Exner (1972) über die Karawanken-Plutone und von J. Loeschke und Mitarbeitern (1970, 1971) über Fragen der paläozoischen Sedimente und Vulkanite der Nordkarawanken hervor. L. Loeschkes Untersuchungen in den Nordkarawanken bilden Teil eines Gesamtprogrammes zur Untersuchung des Paläozoikums der Ostkarawanken, das unter der Leitung von R. Schönenberg seit 1963 gelaufen ist und hervorragende Ergebnisse in diesem schwierigen Abschnitt erbracht hat.

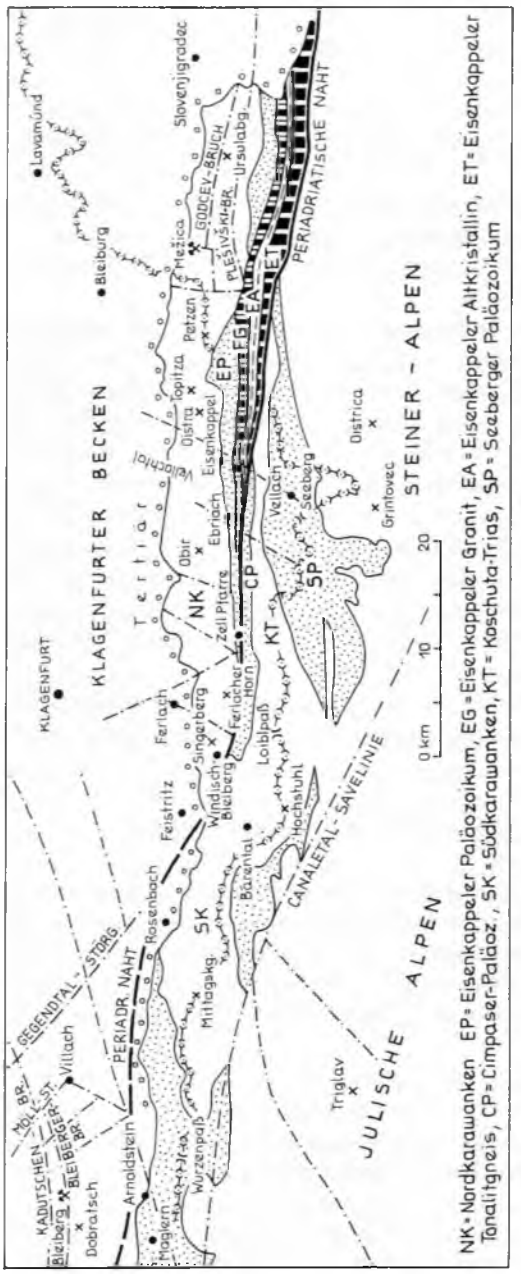
Anmerkungen zur Geschichte der Lagerstätten, die ja seit dem 15. Jahrhundert Anlaß zu entsprechenden Berichten dieser Richtung gegeben haben, werden S. 668 angeführt.

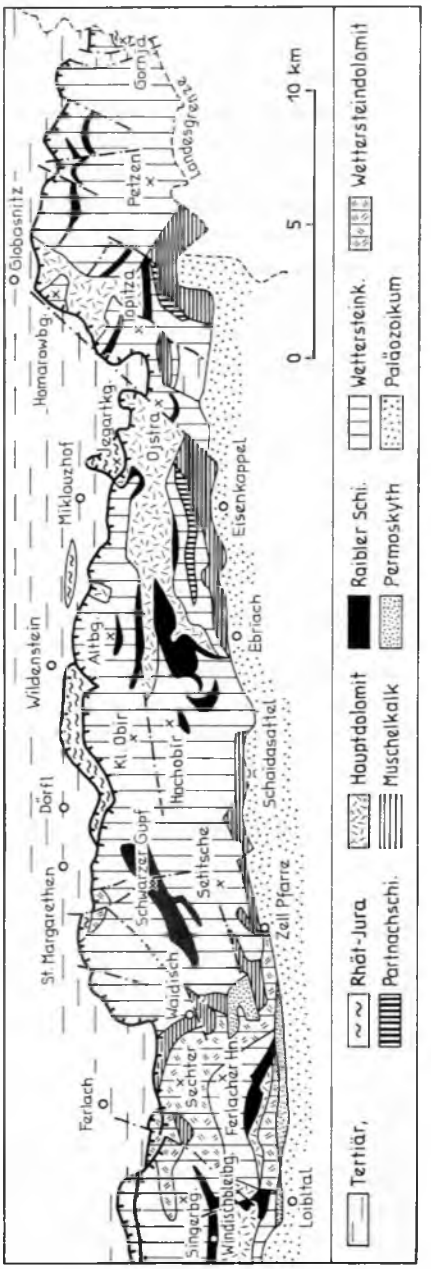
b) Überblick über die Haupteinheiten der Karawanken

Zur Orientierung über die Abgrenzung und den Umfang der faziell wie tektonisch den Nordalpen angehörigen Nordkarawanken gegenüber dem südalpinen Anteil sei hier eine Kurzübersicht über die Hauptzonen der Karawanken vorangestellt, soweit für die Besprechung der Nordkarawanken erforderlich – (vgl. F. Kupsch et al., 1971, Abb. 1 f.; Ch. Exner, 1972, S. 6 f.; J. Rolser & F. Tessensohn, 1974, Abb. 1, 3; F. K. Bauer, 1974, Kt.) – Abb. 194–196.

1. Das nordalpine Sockelpaläozoikum tritt am Nordrand der Nordkarawanken nur ganz im Osten, im Abschnitt Bleiburg–Prävali (Prevalje) in Form des südöstlichen Ausläufers der Gurktaler Decke zutage (siehe S. 424) und erscheint in geringfügigen Aufbrüchen innerhalb des Mesozoikums der Nordkette, z. B. S Oberwaidisch 6 km SE Ferlach.

2. Der Obirzug streicht als Repräsentant des Permomesozoikums nordalpiner Fazies als Karawanken-Nordkette bei Feistritz im Rosental im Westen mit dem Singerbergzug ansetzend über das Ferlacher Horn, Obir, Oistra und Petzen zum Ursulaberg im Osten.


KLAGENFURTER BECKEN
STEINER - ALPEN
JULISCHE ALPEN
Tertiär
PERIADRIATISCHE NAHT
CANALETAL-SAVELINIE
GEGENDTAL-STÖRG.
KADUTSCHEN-MÖLL-ST.
BLEIBERGER BR.
PERIADR. NAHT
Lavamünd
Bleiburg
Slovenjigradec
Mežica
GODCEV-BRUCH
PLESIVSKI-BR.
Ursulabg.
Petzen
Topitza
Ojstra
Eisenkappel
Velochtal
Obir
Ebriach
Zell Pfarre
Vellach
Seeberg
Grintovec
Districa
Ferlach
Singerberg
Ferlacher Horn
Loiblpaß
Windisch Bleiberg
Feistritz
Rosenbach
Bärental
Hochstuhl
Mittagskg.
Villach
Arnoldstein
Moglern
Würzenpaß
Triglav
Dobratsch
Bleiberg
NK
EP
EG
EA
ET
CP
KT
SP
SK
0 km 10 20
NK = Nordkarawanken EP = Eisenkappeler Paläozoikum, EG = Eisenkappeler Granit, EA = Eisenkappeler Altkristallin, ET = Eisenkappeler Tonalitgneis, CP = Cimpaser-Paläoz., SK = Südkarawanken, KT = Koschuta-Trias, SP = Seeberger Paläozoikum


Globasnitz
Homarowbg.
Topitza
Petzen
Gornja
Landesgrenze
Jegartkg.
Ojstra
Eisenkappel
Miklouzhof
Wildenstein
Altbg.
Ebriach
Kl. Obir
Hochobir
Schaidasattel
Dörfl
St. Margarethen
Schwarzer Gupf
Setitsche
Zell Pfarre
Waidisch
Sechter
Ferlacher Hn.
Ferlach
Singerbg.
Windischbleibg.
Loibltal
0 5 10 km
Tertiär,
Rhät-Jura
Partnachschi.
Hauptdolomit
Muschelkalk
Raibler Schi.
Permoskyth
Wettersteink.
Paläozoikum
Wettersteindolomit

3. Das Eisenkappeler Paläozoikum in dem schmalen und langen Aufbruch von Eisenkappel zieht von Zell Pfarre im Westen über das Ebriachtal, über Eisenkappel und den Lobniggraben nach Schwarzenbach (Crna) im Osten. Es gehört nach der Serienentwicklung des Altpaläozoikums mit den mächtigen spilitisierten Diabasen („Diabaszug von Eisenkappel") und Tuffen noch dem Nordalpenstamm an. Der direkte Zusammenhang dieses Paläozoikums mit dem Karawankenvorland-Paläozoikum wurde im Ostabschnitt durch Tiefbohrungen und durch einen 8,5 km langen Wasserstollen in Slowenien erbracht (I. Strucl, 1970, S. 19). Als Rest einer westlichen, isoliert auftretenden Fortsetzung des Eisenkappeler Paläozoikums ist die Tonschiefer-Sandstein-Diabasserie W Untertechanting 6 km S Villach im Westkarawanken-Vorland anzuführen (N. Anderle, 1970, S. 120; Ch. Exner, 1973, S. 358). Das Eisenkappeler Paläozoikum wurde wiederholt in den südalpinen Raum einbezogen, seine Serie diesem Faziesraum verglichen (jüngst G. Vai, 1971, S. 169; H. Flügel & H. Schönlaub, 1972 a, Taf. 1), was nach Fazies, Stellung, Fortsetzung der Zone gegen Westen und Verbindung zum nordalpinen Permomesozoikum durchaus fehl am Platz ist.

4. Der Eisenkappeler Granitzug zieht mit 44 km Länge im Bereich der Nahtzone mit tektonischer Grenze gegen das ursprünglich angrenzende kontaktmetamorphe Eisenkappeler Paläozoikum dahin, 1 km S Eisenkappel das Vellachtal querend.

5. Das Eisenkappeler Altkristallin (Ch. Exner, 1972, S. 6) setzt als eine in Österreich maximal 850 m messende, schmale Zone diaphthoritischer Gneise und Phyllonite erst östlich des Vellachtales ein. Es bildet sowohl für den nördlich gelegenen Granitzug als auch für den südlich anschließenden Tonalit das ursprüngliche Intrusionsdach. Wohl mit Recht betrachtete Ch. Exner (1973, S. 358) einerseits das phyllitische Kristallin nördlich des Tonalitgneises von Finkenstein am Nordrand der Westkarawanken, andererseits das Gailtalkristallin als westliche Fortsetzung des Eisenkappeler Altkristallins, so daß letzterem die gleiche, oberostalpine Stellung und damit Zugehörigkeit zum Nordalpen-Stamm zukommt – im Gegensatz etwa zu F. Heritsch (1943, S. 197), der die alpindinarische Grenze noch nördlich vom Eisenkappeler Paläozoikum angenommen hatte.

6. Der Eisenkappeler Tonalitgneiszug setzt ebenfalls als lamellenartig schmales, sich gegen Osten verbreiterndes Element erst östlich des Vellachtales ein. Dieser gegenüber dem obgenannten Granitzug relativ ältere (Ch. Exner, 1972, S. 101) Intrusivkörper im Raum der Periadriatischen Naht ist im Süden durch eine gewaltige Störung, die Remschenig-Störung (Ch. Exner, 1972, S. 8), begrenzt, die als Bestandteil der Periadriatischen Naht zu betrachten ist. Als Westfortsetzung dieses Zuges ist nach Unterbrechung der Tonalitgneis von Finkenstein (N. Anderle, 1970, S. 120) am Nordrand der Westkarawanken zu betrachten, ferner aber eventuell auch (nach Ch. Exner, 1973, S. 358 f.) der am Nordrand innerhalb des Gailtaler Kristallins steckende Nötscher Granit.

7 Als Cimpaser Paläozoikum könnte der nun westlich der Vellach folgende, bereits in südalpiner Entwicklung gegen Westen ziehende Streifen vorwiegend

Abb. 194: Die Zonengliederung des österreichischen Anteils der Karawanken.

Abb. 195: Geologische Skizze der Nordkarawanken nach F. K. Bauer (1970, 1974), F. Kahler (1962), S. Prey & F. Kahler (1958) und H. Scheiber (1967).

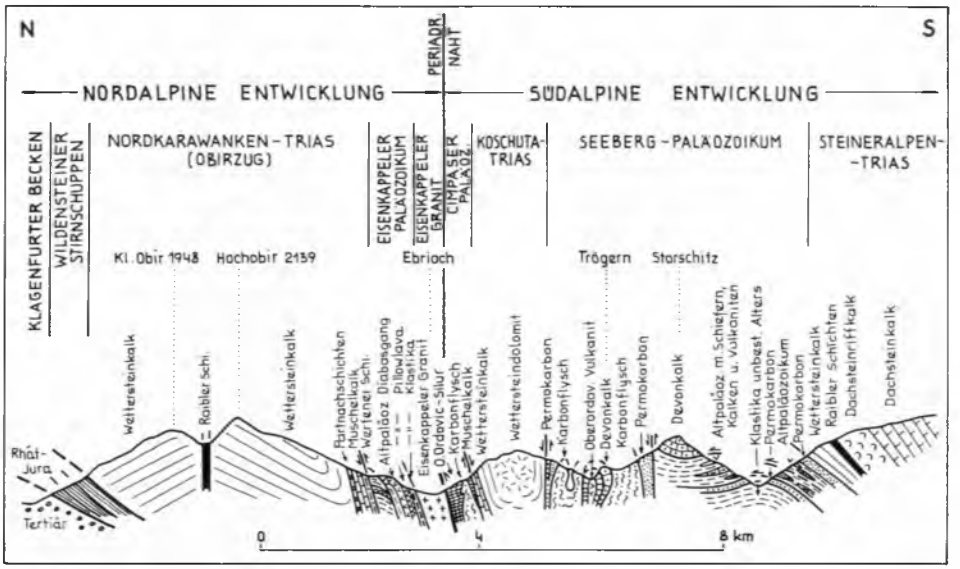


Abb. 196: Querprofil durch die Karawanken im Meridian des Hochobir nach F. KUPSCH et al. (1971, Abb. 2) und F. K. BAUER (1974, Abb. 4).

aus Karbon und mit wenig Altpaläozoikum bezeichnet werden, der vom Cimpaser-Nordsockel im Osten über den Raum S Zell Pfarre in den Abschnitt S Windisch-Bleiberg zieht.

8. Es folgt die Koschutatrias als Bestandteil der Südkette des Karawanken-Mesozoikums in südalpiner Fazies, die unter Abquetschung der Nordkette im Westen den Südrand des Klagenfurter Beckens mit dem Mittagskogelzug zwischen Thörl und Rosenbach bildet und dann aber gegen SE schwenkend über Hochstuhl, Loiblpaß, Koschuta, Cimpaser und Uschowa gegen Osten hin ausläuft.

9. Nun schließt der mächtige Aufbruch des Seeberg Paläozoikums in südalpiner Entwicklung an, das im Raum Trögern und Bad Vellach auf österreichischem Boden liegt.

10. Mit der Steineralpen-Trias ist die letzte südalpine Einheit, die mit der Vellacher Kotschna gerade noch auf österreichisches Territorium reicht, erreicht.

c) Der Serienbestand der Nordkarawanken

α) Altkristallin

Wie aus der obigen Zusammenstellung hervorgeht, entspricht das Eisenkappeler Altkristallin nach CH. EXNER (1973, S. 358) dem Gailtalkristallin in seiner Stellung und ist demnach als Rest eines oberostalpinen Kristallins hier im Rahmen der Nordalpen

zu besprechen. Eine eingehende petrographische Untersuchung stammt von Ch. Exner (1972, S. 28 ff.), der dieses polymetamorphe Kristallin analysiert hat.

Der schmale Streifen von diaphthoritischem Kristallin zieht vom Vellachtal 2 km S Eisenkappel entlang des Remschenig-Baches gegen Osten und setzt nördlich vom Uschowasattel über die jugoslawische Grenze nach Osten. Es besteht aus durchwegs feinkörnigen Gesteinen, und zwar kleinkörnigen Paragneisen, die sekundär phyllonitisiert sind, dunklen graphitreichen Paragneisen mit Graphitquarzitlagen und selten auch Amphibolitzügen. Härtlinge in diesem Phyllit-ähnlich aussehenden Altkristallin bilden mikroklinführende Gneise, die gelegentlich Augengneischarakter oder pegmatoiden Orthogneishabitus aufweisen können.

In genetischer Hinsicht lassen sich folgende Entwicklungsphasen dieses Kristallins nach Ch. Exner (l. c., S. 31) ablesen: 1. Ausgangsgesteine waren tonige, teilweise kohlenstoffreiche und feldspatführende sandige Sedimente sowie basische Laven, Granite, Aplite und Pegmatite. 2. Bei der ersten Regionalmetamorphose entstanden daraus Paragneise, Amphibolite und Orthogneise von mesozonalem Habitus. 3. Intrusion des Eisenkappeler Diorites und Tonalites mit Hornfelsbildung durch Kontaktmetamorphose. 4. Eine jüngere Regionalmetamorphose bewirkte Umwandlungen des Tonalites zu Tonalitgneis, Phyllonitisierung des Altkristallins; die damit verbundene intensive tektonische Verformung hatte eine Abscherung der Hornfelskontakte mit Ausnahme des Vorkommens vom Pettauer 3 km SE Eisenkappel zur Folge. 5. Es folgt nun die Intrusion des Eisenkappeler Granites, der Injektionsmigmatite sowie einen äußeren und inneren Kontakthof mit Hornfels-Bildung in dem bereits phyllonitisierten Gestein bewirkte. 6. Eine erneute kräftige Einengung an W-E-Achsen folgt noch auf diese jüngere Phase der Intrusion. Das absolute Alter dieser Einzelschritte ist noch nicht fixiert. Die erste Regionalmetamorphose ist jedenfalls voralpidisch, nach Ch. Exner vorsilurisch. Nach der Datierung des Eisenkappeler Granites mit rund 230–245 Millionen Jahren, also mittleres Perm, durch verschiedene Autoren (siehe unten), würden auch noch die weiteren Schritte bis zur Phase 5 in voralpidische Zeit fallen.

β) Der Eisenkapeller Tonalitgneis und Granit

Der Eisenkappeler Tonalitgneiszug streicht als insgesamt 41 km langer und maximal nur 2,2 km breiter Span vom Vellachtal 2 km S Eisenkappel gegen Osten, quert nördlich vom Uschowaberg die Landesgrenze und ist dann bis Plešivec in Slowenien verfolgbar. 12 km östlich davon taucht dann nochmals eine kleine Tonalitscholle bei Weitenstein (Vitanje) an der Periadriatischen Linie auf (Ch. Exner, 1976, S. 33 ff.). Die Zusammensetzung des Tonalitgneises im slowenischen Anteil wurde von H. Graber (1897) und E. Faninger (1970, 1973) beschrieben. Die petrographische Zusammensetzung im österreichischen Anteil hat Ch. Exner (1972, S. 19 ff.; 1976, S. 30 ff.) analysiert. Demnach besteht dieser Tonalitgneis aus 41 Prozent Plagioklas mit leistenförmiger Gestalt, charakteristischem Zonarbau mit basischem Kern (Kern 90–65 Prozent An, Mantel um 54 Prozent An, Hülle 33–30 Prozent An), 30 Prozent Quarz, 10 Prozent Biotit, 9 Prozent Kalinatronfeldspat, 6,5 Prozent Hornblende, die bis zu 2 cm große dunkelgrüne bis schwarze Prismen im Gestein bildet, Epidot, Titanit und Chlorit.

Schwärme von basischen (dioritischen) Fischen sind für den Eisenkappeler Tonalitgneis charakteristisch. Die Kontaktmetamorphosebildungen im nördlich angrenzenden Kristallin (Hornfelse, Andalusitgneise etc.) werden bei CH. EXNER (l. c., S. 34 ff. und Taf. 1) auch kartenmäßig dargestellt.

Über die Fortsetzung der Tonalitspäne entlang der Periadriatischen Naht gegen Westen hin wurde S. 591 f. referiert.

Der nördlich des Tonalitgneiszuges gelegene, durch das Altkristallin getrennte Eisenkappeler Granitzug, der einst von H. GRABER (1898, 1930 etc.) bereits gründlich studiert worden ist, hat durch CH. EXNER (1972) im Abschnitt E des Vellachtales und am Schaidasattel S vom Hochobir (1976) eine intensive Neubearbeitung erfahren. Nach dieser Darstellung kann der Eisenkappeler Granitzug nun als mustergültiges Beispiel für das BOWENsche Erstarrungsschema in Plutonen der Alkalikalkreihe gelten, das von der Erstausscheidung des olivinführenden Gabbros über Pyroxen- und Hornblendediorit, Granodiorit und Granit bis zum lamprophyrischen und aplitisch-pegmatitischen Spätgefolge leitet. Die Hauptmasse des Granitzuges besteht einerseits aus Grobkorngranit, andererseits aus Mittelkorndiorit, welche in massiger, nicht verschieferter Form erhalten geblieben sind. Die zwar untergeordneten, aber durch die auffälligen aberrant zonar gebauten Feldspäte vom Rapakiwi-Typus (rötlich anwitternde Kalinatronfeldspäte mit weißlichem Plagioklassaum – Analyse bei W RICHTER, 1966) herausstechenden Granodiorit-Porphyrzüge bilden teils Gänge, teils Reaktionszonen zwischen älterem Diorit und jüngerem Granit. Auch Gabbros als Frühausscheidungen kommen, allerdings sehr untergeordnet, im Eisenkappeler Granit vor.

Als Reaktionen des Granitplutons auf das Nebengestein sind einerseits die in das Altkristallin im Süden eindringenden Intrusionen, andererseits die Kontaktwirkungen hervorzuheben, welche Cordieritknotenschiefer im Paläozoikum im Norden erzeugten.

Bezüglich des Alters des Eisenkappeler Tonalit- und Granitzuges ist zunächst festzustellen, daß beide Intrusiva nach der Bildung der paläozoischen Schiefer-Diabasserie und vor Ablagerung der mitteloligozänen Sotzkaschichten, welche bereits die Gerölle der Intrusiva enthalten, aufgedrungen sind. Ferner ist nach CH. EXNER (1972, S. 31 f., 101) der Tonalitgneis feldgeologisch – entgegen I. ŠTRUCL (1970, S. 18) – als relativ älter gegenüber dem Granitzug einzustufen.

Radiometrische Altersdatierungen der jüngsten Zeit haben überraschenderweise trotz der an die jetzige Periadriatische Linie angepaßten Gestalt ein jungvariszisches Alter des Eisenkappeler Granites ergeben. Zunächst haben H. LIPPOLT & R. PIDGEON (1974, S. 966 f.) aus dem dioritischen Anteil des Granitzuges ein K/Ar-Alter der Hornblenden von 244 ± 8 Millionen Jahren, der Biotite von 227 ± 7 Millionen Jahren und ein U/Pb-Alter aus dem Titanit von 230 ± 5 Millionen Jahren ermittelt, so daß man demnach ein oberpermisches Aufdringen annehmen könnte. Ferner ergab die radiometrische Altersbestimmung mit Hilfe der K/Ar-Methode an Hornblenden eines Hornblende-Pegmatites aus der Randzone des Eisenkappeler Granites nach R. CLIFF et al. (1975, S. 347 ff.) das erwähnte Alter von 244 ± 9 Millionen Jahren, also einen völlig übereinstimmenden Wert gegenüber dem zuvor angeführten Datum. Schließlich liegen in den von S. SCHARBERT (1975, S. 301) mit Hilfe der Rb/Sr-Methode an Biotiten des Granodioritporphyres ermittelten Alter von 224 ± 9 Millionen bzw. 216 ± 9 Millionen Jahren ähnliche Altersdaten vor.

Die von der gleichen Autorin an Biotiten des Eisenkappeler Tonalitgneises festgestellten Rb-Sr-Alterswerte von 29 ± 6 und 28 ± 4 Millionen Jahren geben zu denken: S. SCHARBERT interpretiert diese Werte als Ergebnis einer alpidischen Verjüngung. Da aber, wie S. 647 erwähnt, dieser Tonalitgneiszug direkt am Periadriatischen Lineament liegt, ist durchaus unsicher, ob dieses jungalpidische Datum tatsächlich nur auf eine Verjüngung und nicht auf ein ursprüngliches Alter hinweist.

γ) Die paläozoische Schichtfolge der Nordkarawanken
(Tab. 25)

Obgleich die repräsentative Zone des Paläozoikums der Nordkarawanken, der Eisenkappeler Paläozoikumsaufbruch, östlich der Vellach (CH. EXNER, 1972, Taf. 1) an Breite gewinnt, stellt das für die Analyse der Schichtfolge des Paläozoikums geeignetste umfassendste Profil die im Trögernbach 200 m südlich seiner Mündung in die Ebriach aufgeschlossene Schichtfolge dar, auf welchen Abschnitt sich besonders die neuen Untersuchungen der Tübinger Schule stützen. Nach deren Ergebnissen umfaßt das Paläozoikum hier folgende Glieder.

1. Ordovic (?): Eine etwa ingesamt 650 m mächtige Serie aus monotonen fossilleeren Tonschiefern und einem darin eingeschalteten etwa 350 m mächtigen Abschnitt aus vulkanogenen Gesteinen betrachtet man heute noch am ehesten aus dem regionalen Vergleich mit dem Mittelkärntner Paläozoikum als oberordovicisch. Die andere Möglichkeit der Einstufung läge im Bereich von Karbon – einerseits aus dem unpassenden Vergleich mit ähnlichen Serien der angeblich unter- bis mittelkarbonischen Dimonformation der Karnischen Alpen durch G. VAI (1971, S. 169), die aber in den Südalpen liegt und durchaus nicht einfach mit dem hier ja den Nordalpen angehörigen Paläozoikum gleichgesetzt werden kann, andererseits auf Grund einer radiometrischen Altersbestimmung von Pillowlaven der Ebriachklamm, die Werte von 296 ± 16 Millionen Jahren bzw. 315 ± 18 Millionen Jahren ergeben hat (J. LOESCHKE & K. WEBER, 1973, S. 135), also auf Oberkarbon hinweisen würde. Schließlich hat auch CH. EXNER (1973, S. 359) aus den unterkarbonen Vulkaniten der Nötscher Serie auf die Wahrscheinlichkeit einer Karboneinstufung dieser Eisenkappeler Grünschieferserie geschlossen. Die Altersfrage ist demnach heute noch nicht entschieden, doch erscheint Altpaläozoikum aus regionalen Gründen wesentlich wahrscheinlicher. Hinweise auf Altpaläozoikum durch Conodonten liegen jüngst vor (vgl. H. FLÜGEL, 1975 b, S. 21).

Der lithologische Charakter dieser eugeosynklinalen Tonschiefer-Vulkanitserie ist durch eine Reihe spezieller Untersuchungen sehr gründlich bekannt (J. LOESCHKE, 1970, 1975; et al., 1971, 1973). Über einem etwa 50 m mächtigen unteren Tonschieferpaket mit konglomeratischen Rutschsedimenten folgt die 350 m starke Vulkanitserie (Abb. 197). Diese umfaßt zunächst (a) Tuffe und Tuffite in Wechsellagerung mit Tonschiefern, wobei unter den Aschen-, Lapilli- und Bombentuffen die feineren Korngrößen überwiegen. Der Chemismus dieser Tuffe hatte primär basaltischen Habitus, sie können demnach von den Spiliten der Umgebung abgeleitet werden. Hämatit bewirkt Rot-, Chlorit Grünfärbung. In der nächsten Phase des Vulkanismus (b) kam es hier zu submarinen Eruptionen in größerer Meerestiefe, wodurch eine insgesamt 180 m

Tab. 25 : Die Schichtfolge des Ostabschnittes vom Drauzug (Nordkarawanken)

(Nach F.K.BAUER, 1970, 1973; v.HUSEN, 1975; O.KRAUS, 1969; KUPSCH et al., 1971; LOESCHKE, 1970, 1975, et al. 1971, 1973; PREY et al., 1958; TELLER, 1888, 1896 etc.)

KREIDE : GOSAU		? Brekzien W Gornja SSE Bleiburg
ALB APT		Brekzien und Kalksandstein mit *Ticinella* und *Hedbergella*
NEOKOM		Aptychenschichten : Aptychenkalke, Hornsteinkalke, Fleckenmergel
JURA : MALM		Roter Aptychenkalk des U.-Tithon mit *Haploceras* cf. *staszycii* ZEUSCH.
DOGGER		Roter Klauskalk
LIAS	50 m	Oberlias-Adneterkalk mit *Grammoceras radians* (REIN.) Mittellias-Adneterkalk mit *Arieticeras algovianus* (OPPEL) Roter Hierlatzkalk mit *Arietites*
TRIAS : RHÄT	100m	Kössener Schichten mit *Rhaetavicula contorta* (PORTL.)
NOR	200 m 200 m 500 m 250 m	Oberer Plattenkalk : dunkler gebankter Kalk Unterer Plattenkalk : Kalk-Dolomit-Wechsellagerung Mittlerer Hauptdolomit : hell, wenig laminiert Unterer Hauptdolomit : bituminös, laminiert
TUVAL	(30-)65 m 17 m	Nordalpine Raibler Schichten : 3. Karbonathorizont 3. Schieferhorizont mit „Groboolith" an der Basis
KARN	65 m	2. Karbonathorizont
JUL	24 m 130 m 25 m	2. Schieferhorizont 1. Karbonathorizont (Kalk, Dol.) mit *Cornucardia* und Onkolith am Top 1. Schieferhorizont mit „opalisierendem Muschelmarmor"
CORDEVOL	1400 m	obere 120 m Sonderfazies; Pb-Zn-Vererzung Wettersteinkalk
LADIN O.	100 m	Partnachschichten
ANIS M.	400 m	Riffkalk, Hornsteinplattenkalk, Knollenkalk mit Tuffen Zwischendolomit Gebankter Kalk, Mergellage
U.		Wurstelkalk und dünnschichtiger Crinoiden-führender Kalk
SKYTH		Werfener Schiefer Buntsandstein
PERM		Griffener Schichten aus Konglomeraten und Sandsteinen
KARBON		LÜCKE ?
DEVON : FAMENNE O.	2 m	Kalk-Tonschiefer-Serie N Cimpaser
FRASNIEN	2 m	Grobbrekzie mit Riffkalkkomponenten
GIVET M.	2 m	Wechselfolge schwarzer Kalke, Lydite und schwarzer Schiefer
EIFEL	25 m	Kalkflaserschichten : Wechsel von grauen gebankten Kalken und tonigen Flaserkalken mit Tentaculiten
EMS SIEGEN U.		
GEDINNE	20 m	Schwarze, gebankte, fossilführende Kalke
SILUR : PRIDOL O.	15 m 12 m	Roter und grauer Knollenkalk Roter und grauer massiger Kalk
LUDLOW	2 m	Crinoidenkalk der Ploeckensiszone (Wende Unter-/Mittel-Ludlow)
WENLOCK M. LLANDOV. U	~170 m	Tonschiefer-Lydit-Serie mit Conodonten des „Bereiches I" WALLISER
ORDOVIC ?	150 m 20 m 180 m 150 m 100 m 50 m	Obere Tonschiefer mit Grauwackenlagen Aschentuffe Pillowlaven Diabaslagergänge Tuff-Tonschiefer-Wechselfolge Untere Tonschiefer mit kongl. Rutschsedimenten

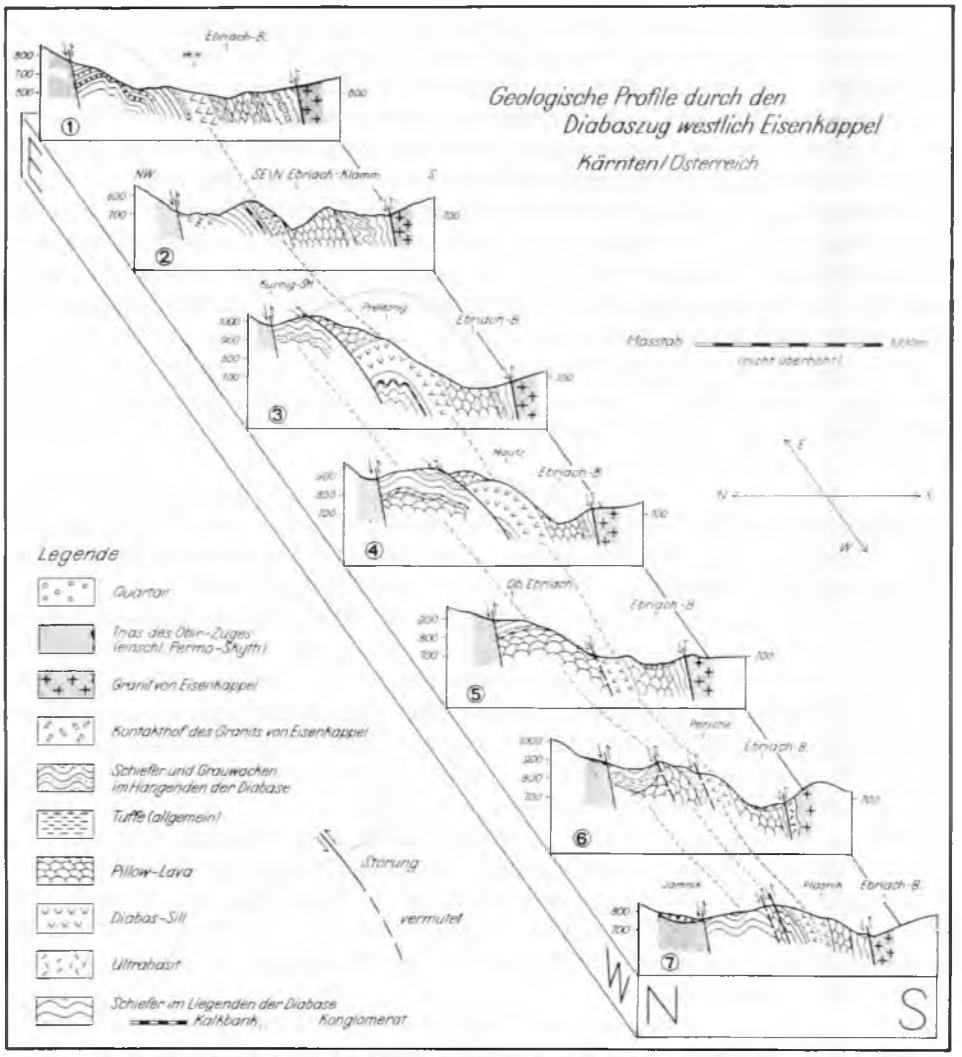


Abb. 197: Profile durch das Paläozoikum von Eisenkappel nach J. Loeschke (1970, Abb. 2).

mächtige Decke von Pillowlaven zur Ausbildung gelangte, in der Ebriachklamm westlich von Eisenkappel gut aufgeschlossen. Diese porphyrisch struierten Pillows haben einen spilitischen Mineralbestand (Albit/Oligoklas, Pyroxen, chloritische Grundmasse). Positionsmäßig unterhalb der Pillowlaven, altersmäßig jünger, da in Form von Lagergängen später intrudiert, stellt sich eine vielleicht 150 m mächtige Serie aus Diablaslagergängen (c) mit untergeordnet zwischengeschalteten älteren Tuffen ein. Interessant ist die bereits in diesen geringmächtigen Einzelsills dieser Lagergänge stattgehabte Kristallisationsdifferenzierung, die zur Bildung von einigen Meter dicken ultrabasischen Lagen jeweils an der Basis der Lagergänge geführt hat, so daß man Pyroxenite, Peridotite und

Olivingabbros antrifft. Die Diabase sind spilitisiert. Die Ti-, Zr- und Cr-Gehalte der Pillowlaven und Lagergänge beweisen die Herkunft dieser Spilite durch Differenziation von Alkali-Olivin-Basalten (Hawaiite, Mugearite). Im Hangenden der Pillowlava folgt nochmals mit 100 m eine Tuffsedimentation (d). Nach Aussetzen des Vulkanismus schließlich kehrt die einförmige tonig-pelitische Sedimentation in einer Mächtigkeit von 150 m wiederum zurück, nur selten durch Grauwackenlagen unterbrochen.

Die Metamorphose dieser Serie ist auf Grund der Illit-Kristallinität der Tonschiefer in die Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies einzustufen. Für die mit diesen Tonschiefern vergesellschafteten Vulkanite ergibt sich demnach, daß die Spilitisierung, die Entstehung der Albit-Chlorit-Kombination, sekundären, regionalmetamorphen Ursprungs ist (J. Loeschke & K. Weber, 1973, S. 128 ff., 134).

2. Silur. In den Grenzbereich Ordovic/Silur und darüber hinaus ist eine etwa 100 m mächtig erhaltene Tonschiefer-Lydit-Serie einzustufen, die in einem Kalkniveau Conodonten des „Bereiches I" Wallisers enthielt (F. Kupsch et al., 1971, S. 93).

Ludlow liegt in Form von roten und grauen massigen Kalken, Orthocerenkalken und Knollenkalken mit Anzeichen von Subsolution und Eisenkrusten vor, an der Basis durch Conodonten der Ploeckensis-Zone (Grenzbereich Unter/Mittel-Ludlow) belegt. Die Knollenkalke werden im Vergleich damit als Oberludlow betrachtet.

3. Devon. Das tiefere Unterdevon (e γ) liegt als 20 m mächtiger grauer bis schwarzer, gut gebankter Kalk vor, in welchem Gedinne und unteres Siegen durch Conodonten belegt ist. Hangend setzen 25 m „Kalkflaserschichten" aus grauen gebankten Kalken mit Einschaltungen von tonreichen, flaserkalkführenden Partien fort, in denen Tentakuliten häufig sind; höheres Unterdevon und Eifel ist in dieser Kalkflaserserie fossilbelegt. Das obere Mitteldevon, Givet, besteht aus einer 2 m mächtigen Wechselfolge von schwarzen Kalken, schwarzen Schiefern und Lyditen.

Etwa an der Basis des Oberdevon überrascht das weite regionale Aushalten einer 2–3 m mächtigen groben Kalkbrekzie mit Komponenten aus Riffkalken, gebankten Kalken und Lyditen, die im gesamten Eisenkappeler Raum, aber auch noch bei Zell Pfarre weiter im Westen erfaßt werden konnte (F. Kupsch et al., 1971, S. 95). Darüber folgen 2 m einer oberdevonischen Wechselfolge aus dünnlagigen Kalken und Schiefern N unterhalb des Cimpaser.

4. Karbon ist im nordalpinen Anteil der Karawanken, vornehmlich also im Eisenkappeler Aufbruch, nicht mit Sicherheit belegt. F. Kupsch et al. (1970, S. 50, Abb. 2) zeichnen zwar für den Nordbereich der Karawanken eine vom Oberdevon an durchlaufende Folge, die im Unterkarbon in Analogie zu den Verhältnissen in den Südalpen als Beckenentwicklung anzunehmen sei (l. c., S. 52) und die im Oberkarbon von „Molasse" überlagert werde – aus den Verhältnissen im südoberostalpinen Raum aber sind hier nach Schichtlücke im Hauptteil des Karbons erst wiederum (oberstkarbonisch-)permische detritische Serien als Transgressionsbildung des alpidischen Zyklus zu erwarten, wie dies auch von den Bearbeitern des Permomesozoikums der Nordkette gemeldet wird (siehe S. 656) und worüber auch I. Šrucl (1970, S. 18) aus dem slowenischen Anteil der Nordkarawanken berichtet, wo Permoskyth unmittelbar auf Äquivalenten der Magdalensbergserie, wie er es ausdrückt, transgrediert.

δ) Die permomesozoische Serie und das Tertiär der Nordkarawanken
(Tab. 25)

Die alpidische Schichtfolge der Nordkarawanken ist in nordalpiner Fazies mit Merkmalen des südoberostalpinen Raumes (Licische Faziesregion) entwickelt. Die südalpinen Einflüsse machen sich weniger stark als im westlichen Drauzug geltend: Der krasse Gegensatz zur tektonisch heute in unmittelbare Nachbarschaft versetzten Südkarawankenkette mit ihrer südalpinen Serie wird noch durch die vielleicht 150 km betragende Rechtsseitenverschiebung an der der Länge nach die Karawanken als Remschenig-Störung durchziehende Alpin-dinarische Narbe verstärkt. Es folgt eine kurze Charakteristik der einzelnen Schichtglieder auf der Grundlage von Beschreibungen der permomeso-

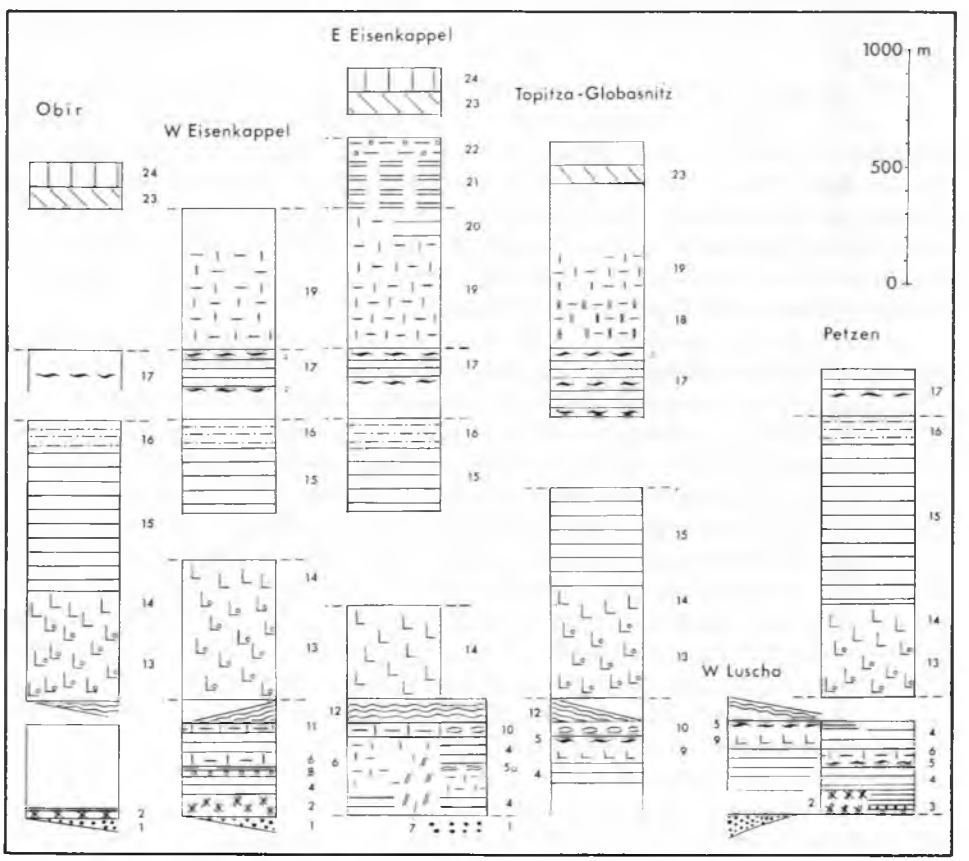


Abb. 198: Die permomesozoische Schichtfolge der Karawanken nach F. K. Bauer (1970, Abb. 1). Signatur: 1 – Werfener Schichten; 2–11 – Muschelkalk: 2 – Wurstelkalkfolge, 3 – dünnbankiger Kalk, 4 – Kalk, 5 – Mergel, 6 – Onkolithmergel, 7 – Rauhwacke, 8 – Crinoidenhorizont, 9 – Riffazies, 10 – Knollenkalk mit Tuff, 11 – Kieselkalk; 12 – Partnachschichten; 13–16 – Wettersteinkalk: 13–14 Riffschuttkalk (-dolomit), 15–16 – Lagunenfazies; 17 – Raibler Schichten, 18 – Unterer Hauptdolomit, 19 – Oberer Hauptdolomit, 20–21 – Plattenkalk, 22 – Kössener Rhät, 23 – Jura, 24 – Neokom.

zoischen Schichtfolgen der Nordkarawanken aus neuerer Zeit, und zwar von S. PREY & F. KAHLER (1958), H. SCHEIBER (1967), besonders aber von F. K. BAUER (1970, 1973) und O. KRAUS (1969) – Abb 198.

1. Griffener (Grödener) Schichten des Perm repräsentieren die transgressiv den älteren paläozoischen Gliedern auflagernden konglomeratisch-sandigen Basisschichten des alpidischen Zyklus. Sie wurden früher teils als Grödener Schichten oder als Permoskythsandstein oder einfach als Skyth bezeichnet und entsprechen ganz den Mittelkärntner Äquivalenten. In den roten basalen Teilen wird auch die Unterrotliegend-Serie aus Werchzirmschichten mitenthalten sein, ist aber noch nicht näher untersucht. Eklatant springt der Unterschied zum südalpinen Perm der Südkette mit Pseudoschwagerinenkalk, Trogkofelkalk, Grödener Schichten und Bellerophondolomit hervor.

2. Skyth. Der Buntsandstein des Skyth wurde zwar wiederholt erwähnt (z. B.: H. SCHEIBER, 1967, S. 175), bisher aber ebenfalls nicht vom übrigen Permoskyth abgegliedert.

Die eigentlichen Werfener Schichten sind auf das höhere Skyth beschränkt und bestehen aus tonigen Mergelschiefern und feinsandigen Tonschiefern. Es ist beachtenswert, daß F. TELLER (1896, S. 87) aus der Nordkette der Karawanken noch *Claraia clarai* (EMMR.) aus der tieferen, sandig-schieferigen Abteilung der Werfener Schichten erwähnt hat und diese demnach im Drauzug doch bis in das tiefere Skyth hinabzureichen scheinen. Aus den mergelig-kalkigen oberen Werfener Schiefern der Nordkarawanken erwähnte F. TELLER (l. c.) *Natiria costata* MSTR., *Eumorphotis venetiana* HAUER und *Costatoria costata* (ZENKER).

Der Unterschied zu den südalpinen Werfener Schichten der Südkette mit ihren reichen Kalklagen, Oolithhorizonten, Lumachellenlagen etc. ist auffällig.

3. Anis. Die Faziesdifferenzierung im Anis ist bedeutend. Namentlich das Verhältnis von Kalk zu Dolomit schwankt stark, indem der Dolomit einen großen Teil dieser Stufe einnehmen kann oder aber auch nur auf den mittleren Abschnitt reduziert ist. In einer idealisierten Schichtfolge des Anis würden basal Wurstelkalke oder dünnbankige Crinoiden-führende Kalke zu liegen kommen, dann eine dickergebankte mikritische Kalkpartie auflagern, gegen Hangend als Reminiszenz an die Verhältnisse im westlichen Drauzug ein Mergelhorizont und der Zwischendolomit folgen. Im oberen Muschelkalk setzt die reichste Differenzierung ein: Neben kleineren Riffkalkstotzen mit Kalkschwämmen und Korallen stellen sich gebankte, mikritische, Hornstein-führende Kalke, aber auch die bereits vom Dobratsch her bekannte Beckenfazies mit rötlichen und grauen Knollenkalken mit Tuffhorizonten ein. Schließlich werden aus Analogiegründen wohl auch hier die bisher in das Ladin gestellten Partnachschichten bereits im obersten Anis ansetzen.

Die Fossilführung der genannten anisischen Gesteine ist spärlich. F. K. BAUER (1970, S. 196 ff.) und R. SIEBER (1968, S. A 83) führen den Brachiopoden *Aulacothyris* aff. *angusta* (SCHLOTH.) aus dem mittleren Anis, den Riffbildner *Tubiphytes obscurus* MASLOV aus dem Riffkalk des Oberanis, den Cephalopoden *Germanonautilus* cf. *tintorettii* (MOJS.) aus oberanisischem kieseligem Kalk an. *Paraceratites trinodosus* (MOJS.) wurde von S. PREY (1958, S. 274) im unterillyrischen Oberaniskalk SE Waidisch (NW Zell Pfarre) gefunden. Aus Reiflinger Kalk-ähnlichen Typen N Eisenkappel hat F. TELLER (1896, S. 93; 1898 a, S. 59) Brachiopoden des mittleren Anis wie *Rhynchonella*

decurtata GIR. und des Oberanis wie *Rh. trinodosi* BITTNER sowie *Ptychites gibbus* BEN. erwähnt.

Wiederum ist der Unterschied zur südalpinen Entwicklung in der Südkette der Karawanken auffällig, wo das Richthofenkonglomerat mit der aus den Karnischen Alpen bekannten Tufflage das Anis, das sonst aus Plattenkalk und Dolomiten besteht, markiert.

4. Im Ladin Cordevol herrscht der bis 1200 m mächtige Wettersteinkalk durchaus, abgesehen von den am Südrand der Nordkette in Resten erhaltenen Partnachmergeln, die die Beckenfazies zum erstgenannten Plattformsediment darstellen, und, wie erwähnt, vielleicht auch schon im Oberanis wie im westlichen Drauzug einsetzen. R. SIEBER (1968, S. A 83) hat aus diesen Partnachschichten SE Feistritz den ladinischen Cephalopoden *Germanonautilus* cf. *cassianus* MOJS. bestimmt.

Entsprechend der Beckenfazies am Südrand ist die Riffschuttkalkentwicklung nach F. K. BAUER (1974, S. 6, Kt.) ebenfalls in Südexposition in der Kette verbreitet (Hochobir-S, Hochpetzen-S etc.), während die gebankte Lagunenfazies gegen Norden hin anschließt. In der Riffazies fallen Kalkschwämme, Korallen und das Problematikum *Tubiphytes obscurus* MASLOV auf, aus der Lagunenfazies ist *Diplopora annulata* (SCHAFH.) forma *vesiculifera* bestimmt worden (S. PREY, 1958, S. 275). Analog den Verhältnissen im westlichen Drauzug und in den westlichen Nordkalkalpen zeigt auch hier der oberste Wettersteinkalk in einer Mächtigkeit von 120 m die Sonderfazies: Rhythmite, Stromatolithe mit laminarem Fenstergefüge, schwarzen Brekzien, Mergellagen und die Blei-Zinkvererzung sind die Hauptmerkmale dieser extremen Seichtwasserfazies des Inter- bis Supratidals.

Von der Fossilführung des Wettersteinkalkes ist aus dem Raum Fladig am SE-Hang des Hochobir nach M. HÖRNES (1855, S. 176; 1856, S. 26 f.) und F. TELLER (1896, S. 105; 1898 a, S. 68) *Chemnitzia gradata* HÖRNES, *Ch. rosthorni* HÖRNES und *Megalodus triqueter* WULFEN hervorzuheben. Eigenartig ist die bei E. v. MOJSISOVICS (1871, S. 25) und F. TELLER (1896, S. 106; 1898 a, S. 69) aus den obersten Bänken des Wettersteinkalkes vom Petzen angeführte Cephalopodenfauna zusammengesetzt: Sie enthält *Trachyceras senticosum* DITTM., *T austriacum* MOJS., *Arcestes gaytani* (KLIPST.), *Joannites klipsteini* MOJS., *Monophyllites jarbas* (MSTR.), *M. agenor* (MSTR.), *Atractites ausseanus* (MOJS.) etc. und weist daher auf die Aonoides-Zone des untersten Jul hin.

Das südalpine Ladin der Südkette mit Schlerndolomit und „Partnachschichten" (?) nähert sich in der Ausbildung dem Nordalpin, zeigt nur durch die Einschaltung von Tuffen (S. PREY & F. KAHLER, 1958, S. 288) im Gebiet des Loiblpasses seine Eigenheit.

5. Karn (ohne Cordevol): Die Nordalpinen Raibler Schichten gleichen grundsätzlich jenen des westlichen Drauzuges (siehe S. 613). Da gerade der Schieferhorizont an der Basis der Nordalpinen Raibler Schichten oft als tektonischer Ablösungshorizont fungiert, sind die karnischen Profile selten vollständig erhalten. Genaue Profilaufnahmen und lithologische Untersuchungen im Karn der Karawanken verdanken wir O. KRAUS (1969), der auf seiner Tafel 2 die Raibler Schichten dieses Raumes in Säulenprofilen zusammengestellt hat. Besonders gut ist diese Serie aus der Umgebung des Blei-Zinkbergbaues Mieß (Mežica) in den östlichen Nordkarawanken, bereits jenseits der Staatsgrenze gelegen, bekannt (O. KRAUS, 1969, Taf. 2, Prof. 4; S. 89 f.). Sie entspricht mit den mächtigen drei Onkolith-führenden Schieferniveaus und vielen anderen Einzelheiten ganz dem

von Bleiberg gewohnten Bild. Auch der „opalisierende Muschelmarmor" mit *Carnites floridus* WULFEN und *Joannites cymbiformis* WULFEN (F. TELLER, 1896, S. 114; 1898 a, S. 75) tritt in der gewohnten Position im 1. Schieferhorizont auf. Ebenso stellen sich die schwarzen Brekzien – allerdings nicht vererzt – im 1. Karbonatniveau ein. Die Megalodontenbank im Liegenden des 2. Schieferniveaus führt ebenfalls *Cornucardia hornigii* (BITTNER).

Aus den Oolithen, die in der 1. karnischen Schieferlage auftreten, haben bereits K. PENECKE (1884 b, S. 384) und F. TELLER (1898 a, S. 75; 1898 b, S. 51) vom Hochobir-Südabschnitt eine Fauna mit *Cardita crenata gümbeli* (PICHL.), *Myophoria decussata* MSTR., *Leda* cf. *elliptica* GOLDF., *Spiriferina lipoldi* BITTNER, *Isocrinus fuchsii* (LAUBE) und *Cidaris haussmanni* WISSM. signalisiert.

Die übrigen Profile im Karn der Nordkarawanken zeigen grundsätzlich den gleichen Aufbau. Sie lassen eine größere Mächtigkeit und einen durch Oolithe markierten noch stärkeren Flachwassercharakter als im westlichen Drauzug erkennen. In bezug auf die Schwermineralverteilung in den Schieferniveaus gehören die Nordkarawanken gemeinsam mit dem SE-Teil der Gailtaler Alpen, wie S. 614 ausgeführt, zur Granatprovinz, im Gegensatz zur Region der Lienzer Dolomiten, nördlichen Gailtaler Alpen und Mittelkärntner Trias (Krappfeld), die der Turmalinprovinz angehören (O. KRAUS, 1969, S. 121 ff., 132). Als Schüttungsrichtung des detritischen Materials der Raibler Schichten kommt nach letztgenanntem Autor am ehesten die Richtung von Südwesten in Frage.

Beim Vergleich mit dem vollkommen andersartigen Karn der Südalpen, etwa dem genau studierten Karn von Raibl (O. SCHULZ, 1970, S. 226, Taf. 1) verblüfft auf der anderen Seite die außerordentliche Übereinstimmung dieser Nordalpinen Raibler Profile vom gesamten Drauzug bis hinüber zu den Nördlichen Kalkalpen Tirols und Bayerns.

6. N o r. Diese Stufe umfaßt hier nur die Lagunenfazies in Form von Hauptdolomit und Plattenkalk im Hangenden. Dachsteinkalk fehlt nach bisheriger Kenntnis. Der gut gebankte Hauptdolomit läßt sich nach F. K. BAUER (1970, S. 224; 1974, S. 7) in Analogie zu der aus Nordtirol durch W MÜLLER-JUNGBLUTH (1970, S. 278 ff.) herausgearbeiteten Dreigliederung in den Nordkarawanken wenigstens in einen bis 250 m mächtigen U n t e r e n H a u p t d o l o m i t mit höherem Bitumengehalt (bräunliche Färbung) und Feinbänderung durch Stromatolithe, mit Kotpillenlagen etc. des Supratidal-Bereiches und in einen bis 500 m mächtigen M i t t l e r e n b i s O b e r e n H a u p t d o l o m i t gliedern, welch letzterer heller gefärbt, weniger lamelliert ist, aber doch Stromatolithe erkennen läßt.

Im P l a t t e n k a l k des Obernor, der wohl über 200 m Mächtigkeit erreicht, wechseln im Unterabschnitt Pakete von dickbankigen Dolomiten und Kalken von Zehnermeter-Mächtigkeiten miteinander ab. Der Obere Plattenkalk, besonders am Jegartkogel NNE Eisenkappel und im Vellachtal S Miklauzhof aufgeschlossen, besteht aus fast 200 m mächtigen dunklen, auch Hornstein führenden, gebankten bis feingeschichteten Kalken, von F. K. BAUER (1970, S. 226) noch als „Rhät" bezeichnet, aber durch die Position im Liegenden der ganz allgemein mit dem Rhät einsetzenden Kössener Schichten als Obernor aufzufassen.

Der Gegensatz zum südalpinen Nor dieser Region, das ganz aus Dachsteinkalk aufgebaut ist, ist beträchtlich.

7 Rhät: Kössener Schichten. Bis 100 m mächtig ist diese Schichtgruppe im Anschluß an die Plattenkalke S und SE Miklauzhof östlich vom Vellachtal erhalten geblieben. Sie besteht aus gebankten, zum Teil oolithischen Kalken, Mergelkalken und Mergeln, auch Thecosmilien-Kalkbänke sind eingeschaltet. Bereits F. Teller (1888, S. 112 ff.) hat vom Nordrand des Obirstockes östlich vom Freibach, vom benachbarten Fuß des Wildensteiner Kogels und vom Suchagraben-Ausgang bei Jegart ESE Miklauzhof Rhätfaunen mit folgenden Arten bestimmt: *Modiolus minutus* (Goldf.), *Rhaetavicula contorta* (Portl.), *Gervilleia praecursor* (Quenst.), *G.* cf. *galeazzi* Stopp., *Atreta intusstriata* (Emmr.), *Placunopsis alpina* (Winkl.), *Cardita austriaca* (Hauer), *Lithofagus faba* Winkl., *Rhaetina gregaria* (Suess) etc.

8. Jura: Der Jura liegt tektonisch stets isoliert von der Hauptkette in den sogenannten Vorlandschollen, also überschobenen Stirnschuppen der Nordkarawanken vor. Durch diese tektonische Zustutzung ist nur ein kleiner Teil der Jura-Neokomserie erhalten geblieben. Die Juraschollenreihe reicht vom Schwarzgupf-Nordfuß S St. Margarethen im Rosenthal über den Nordfuß des Obir mit den roten Kalken des Wildensteiner Wasserfalles, über Unterort westlich des Vellachtal-Ausganges, den Petzen-Nordhang bis zur Nordabdachung des Ursulaberges in Slowenien (F. Teller, 1888, S. 110; F. K. Bauer, 1970, Kt. Taf. 1).

Da die Juragliederung in der neuen Darstellung des Karawankennordstammes durch F. K. Bauer (1970, S. 227) mißglückt ist, müssen wir auf F. Teller (1888, S. 111 ff.) zurückgreifen, der bereits folgende Gliederung fixieren konnte.

a) Rote Hierlatz Crinoidenkalke bei Wildenstein sind durch *Arietites* sp. als Unterlias eingestuft.

b) Rote Adneterkalke am Kl. Obir-Nordfuß führen eine mittel- bis oberliassische Fauna. Für Mittellias sprechen die Arten *Arieticeras algovianum* (Oppel), *Terebratula aspasia* Menegh., und *T erbaensis* Suess. Auf Oberlias läßt *Grammoceras radians* (Reineck) schließen.

c) Roter Klauskalk ist am Jegartkogel-Nordhang östlich des Vellachtales bereits durch M. Lippold (1856, S. 334) durch Ammoniten belegt worden. F. Teller (1888, S. 115) führt von hier eine Fauna mit *Rhynchonella atla* Oppel und *R. defluxa* Oppel an, die den Dogger belegt.

d) Rote Aptychenmergel und rote Flaserkalke oberhalb des Wildensteiner Wasserfalles verweisen nach F. Teller (l. c., S. 114) durch den Gehalt an *Aptychus profundus* Pict. und *A. beyrichi* Asp. sowie *Haploceras* cf. *staszycii* Zeuschner auf älteres Tithon, wofür auch das reichliche Auftreten von *Saccocoma* spricht.

9. Kreide. Das Neokom ist mikropaläontologisch in einer Aptychen führenden Serie mit hellgrauen plattigen Kalken, Fleckenmergeln und Hornsteinkalken mit mergeligen Zwischenlagen nachgewiesen. Die Sedimentation reicht in diesen Basisschuppen der Nordkarawanken noch über das Neokom in die hohe Unterkreide empor, wie die Entdeckung einer Brekzien-Kalksandsteinserie im Oistra-Jegart-Vorland auf der rechten Seite des Suchagrabens durch D. v. Husen (1975, S. 298) gezeigt hat, die in den Komponenten noch *Orbitolina* cf. *conoidea* Gras sowie die Planktonforaminiferen *Hedbergella* sp. und *Ticinella* sp. aus dem Alb enthalten.

Gosau ist im österreichischen Anteil der Karawanken-Nordkette nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Das polymikte Konglomerat W Gornja 8 km SSE Bleiburg wird von

F. K. Bauer (1970, S. 228) als Gosau angesehen. Das nächste sichere Vorkommen liegt erst im slowenischen Anteil der Ostkarawanken bei St. Rochus W Windischgraz (Slovenjgradec), den inneren Deckenbau der Ostkarawanken übergreifend (A. Spitz, 1919, S. 2).

10. Über die seit F. Teller (1889) bekannten alpidischen Ganggesteine in den Nordkarawanken berichtete zuletzt zusammenfassend Ch. Exner (1976, S. 11 ff.). Einerseits findet man auf der NE-Seite des Ursulaberges granatführende Tonalitporphyrite, die bis zu 8 m mächtige Lagergänge im Wettersteindolomit und quergreifende Gänge im Jura/Neokom bilden, andererseits trifft man im Karawankenvorland entlang der Liescha bei Prävali (Prevalje) granatführenden Dazit im altpaläozoischen Phyllit. Eine Deutung dieser Ganggesteine als Gefolge der periadriatischen Intrusiva analog jenen im Bachern liegt nahe.

11. Jungtertiär. Die nähere Erläuterung des Jungtertiärs im Karawankenvorland, im Klagenfurter Becken, wird im Zuge der Besprechung der inneralpinen Molassebecken in Band 2 erfolgen. Es handelt sich hiebei einerseits um das an der Front der Karawanken noch überschobene sandig-konglomeratische, in Schieferlagen kohlenführende Jungtertiär, wie etwa die als Untersarmat eingestuften Rosenbacher (Kohlen-)Schichten F. Kahlers, 1935, S. 2 (samt den altersmäßig zugehörigen „Grundflözschichten" Kahlers), andererseits, um das durch Pollen ebenfalls als Untersarmat erkannte Tertiär im Inneren der Nordkarawanken, wie jenes am Prevernik-Sattel 3 km NE Eisenkappel (F. K. Bauer, 1970, S. 229), jenes bis über 1100 m hoch emporreichende im Lobniggraben bei Topitschnig 5 km E zu N Eisenkappel (F. Kahler, 1929, S. 236 ff.; Ch. Exner, 1972, S. 99) oder das Kohlenmiozän vom Strugarjoch am Sinacher Gupf S Feistritz. Alle diese sarmatischen Ablagerungen bestehen aus einer Serie von Sandsteinen und eingeschalteten Tonlagen, in denen vielerorts Braunkohle angetroffen worden ist, die von Konglomeraten (als Bestandteil dieser Serie) überlagert werden. Über die bis 1934 in diesem Tertiär der Nordkarawanken umgehenden Kohlenbergbaue berichtete F. Ucik (1968, S. 395 ff.).

Etwas jünger, wohl aber auch noch in das Sarmat zu stellen, ist das die Rosenbacher Kohlenschichten weithin überlagernde, im Bärental 130 m mächtig aufgeschlossene Bärentalkonglomerat F. Kahler, 1935, S. 2, das gleichermaßen noch von der Front der Karawanken überschoben worden ist. Es besteht aus großdimensionierten Kalkgeröllen des Karawankenmesozoikums (H. Scheiber, 1962, S. 182; N. Anderle, 1970, S. 126 f.; non A. Winkler-H., 1957, S. 278).

Als jüngste Tertiärablagerung ist das in das Pliozän gestellte, bis 200 m mächtige Sattnitzkonglomerat hervorzuheben, welches unter Einschaltung von Sandsteinzwischenlagen das landschaftlich eindrucksvolle, 40 km lange Sattnitzplateau N vom Rosental aufbaut. Das Konglomerat besteht aus Kalkgeröllen geringerer Korngröße als das Bärentalkonglomerat, lagert ungestört flach oder flach südfallend und ist nicht mehr in die Karawanken-Fronttektonik einbezogen (N. Anderle, 1970, S. 126).

In fazieller Hinsicht haben wir durch jeweiligen kurzen Hinweis bei den einzelnen Schichtgliedern deutlich gemacht, daß sich die Schichtfolge der Nordkarawanken mit ihren nordalpinen Fazieszügen sehr deutlich von der – noch dazu tektonisch in derart nahe Nachbarschaft innerhalb ein und desselben Gebirgsstockes gebrachten – Südkette mit ihrer südalpinen Entwicklung abhebt.

d) Der tektonische Bau der Nordkarawanken

α) Umgrenzung. Die Nordkarawankenkette, die dem nordvergenten, nordalpinen Bauplan angehört, setzt im Westen mit dem Sinacher Gupf südlich von Feistritz im Rosental ein und umfaßt nun die gegen Osten ziehende nördliche Hauptkette mit Singerberg N Windisch-Bleiberg, Ferlacher Horn, Hochobir, Ojstra, Topica, Petzen und Ursulaberg im Osten jenseits der Staatsgrenze. Die Alpin-dinarische Narbe, die diese Kette vom südalpinen Raum der Südkarawanken abrupt abtrennt, setzt von Rosenbach zunächst gegen SE zielend südlich vom Sinacher Gupf durch, dann weiter gegen Osten beim Deutschen Peter vorbei nach Zell Pfarre und weiter über das Ebriachtal südlich an Eisenkappel vorbei durch das Remschenig-Gebiet und den Uschova-Nordhang hinüber nach Jugoslawien.

β) Bau der Hauptkette. Das Bauprinzip dieser Karawanken-Nordkette läßt sich folgendermaßen kurz umreißen: Der Westabschnitt der Hauptkette, seit J. Stiny, 1938 b, S. 217, als Obirdecke gegenüber der im N unterlagernden Sockeldecke bezeichnet, wird durch ein im Ferlacher Horn scharf gegen Westen abtauchendes, mehrfach gestörtes Gewölbe im Wettersteinkalk und -dolomit gebildet (S. Prey, 1958, S. 278; Abb. 1), das gegen ENE in zwei Teilsättel im Jauernik und Freiberg NE Zell Pfarre fortsetzt (H. Scheiber, 1967, S. 190 f.; Taf. 15) – Abb. 195.

Auch noch in der Obirgruppe ist diese Antiklinalstruktur verspürbar, obgleich hier die Scheitelzone an Längsstörungen eingebrochen ist und zunächst Raibler Schichten, weiter im Osten Hauptdolomit grabenbruchartig eingesenkt erscheinen – Abb. 199.

Zwischen dem Vellachtal und der Topitza gewinnt eine sich südlich des geborstenen Obirgewölbes anlehnende, mit Obertrias erfüllte Mulde zentrale Bedeutung, so daß hier Hauptdolomit weithin als Muldenkern unter dem Nordkamm der Kette hinzieht, an der SW-NE-gerichteten Oistra-Schrägstörung links seitenversetzt. In der Region nördlich der Topitza liegt eine Masse von Deckschollen aus Wettersteinkalk über dieser zentralen Hauptdolomitmulde, von F. K. Bauer (1970, S. 236) als Gleitschollen gedeutet – Abb. 199. Die östlich folgende Petzen wird vom Wettersteinkalk als Hauptbaustein ganz beherrscht. Die Schieferhorizonte der auflagernden Raibler Schichten haben bei der nordvergenten Einengungstektonik Ablösungsflächen ergeben, so daß dieser Stock heute aus mehreren gegen Norden aushebenden, schräg zur Hauptkette nach NW ziehenden Schuppen besteht – Abb. 199. Das Ursulabergmassiv jenseits der Staatsgrenze schließlich wird als eine höhere Decke (Ursuladecke) gegenüber der „Petzendecke" gewertet – (A. Spitz, 1919, S. 5; F. Heritsch, 1943, S. 194). I. Strucl (1970, S. 19 und Abb. 1; 1971) gliedert diesen östlichsten Karawankenabschnitt in Slowenien in drei Einheiten, (a) die nördlich hinziehende, flach dem Vorland überschobene, fälschlich als „Sockeldecke Stiny" bezeichnete Zone, (b) die an der Godec-Störung von ihr getrennte „Zentralzone" mit einer Reihe durch meridionale Brüche getrennter N-S-ziehender Horste und Gräben und (c) die schmale südliche Jazbina-Zone, wiederum durch Störungen (Plešivec-Störung im Norden, Javorje-Störung im Süden zum Eisenkappeler Paläozoikum) begrenzt. Im Osten werden die Nordkarawanken an der Lavant-Mißlingtal-Störung schräg abgeschnitten (siehe Abb. 75), so daß sie abrupt an das Bachergebirge anstoßen.

γ) Der Südrand dieser Hauptkette erfährt durch die Nähe der Nar-

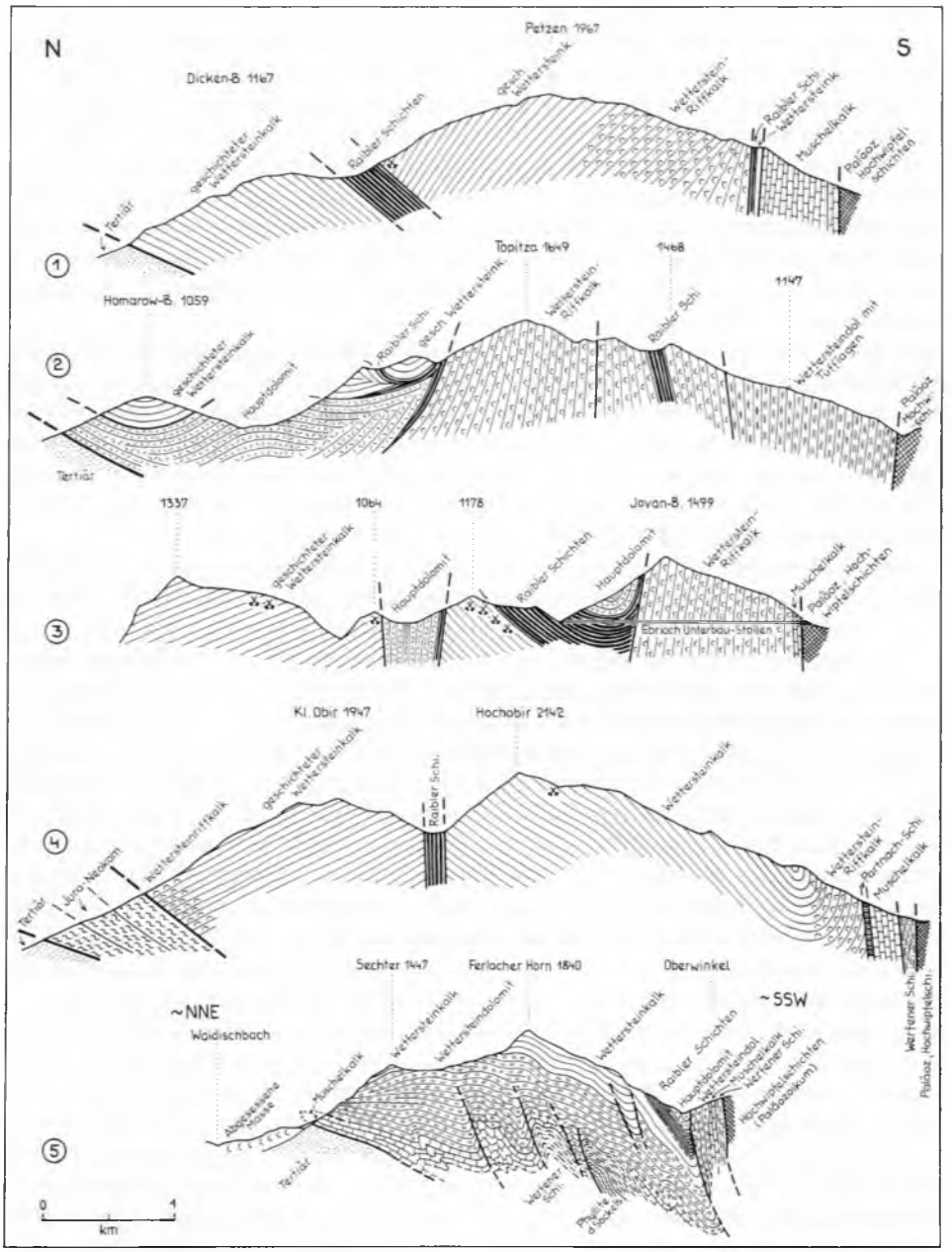


Abb. 199: Profilserie durch die Nordkarawanken nach F. K. Bauer (1970, Prof.-Taf.) und S. Prey et al. (1958, Abb. 1).

benzone allenthalben eine scharfe Einengung, die Zonen werden vertikal aufgepreßt, steilgestellt bis überkippt. Im Westen wird der Südrand des Ferlacher Hornes durch eine enge, keilförmig in die Tiefe setzende Mulde mit längsgestörtem Hauptdolomitkern begleitet, der Muldensüdflügel zeigt vertikal stehende Schichtglieder, die mit ihrem Permoskythanteil an die ebenso vertikal gestellte südalpine Serie jenseits der Narbe angrenzen – Abb. 199.

Im östlich folgenden Abschnitt zeichnet Ch. Exner (1976, S. 21, Abb. 4) am Südrand des Obir gegen den Schaidasattel hin eine so kräftige Südrandüberkippung, daß der Wettersteinkalk zu fast isoklinaler flach geneigter Mulde geformt erscheint.

Im Mittelabschnitt beiderseits des Vellachtales ist der tektonische Kontakt der Nordkettentrias zum Eisenkappeler Paläozoikum sogar überstürzt, der Muschelkalk bei Eisenkappel fällt als Bestandteil einer verkehrten Serie mit 60° gegen Süden unter das Paläozoikum ein. Die kräftige Einengung des Südrandes der Nordkarawankentrias hält auch im Ostabschnitt an: Die südlichste Einheit des Ostausläufers der Nordkarawanken in Slowenien, die Jazbina-Einheit, zeigt eine durch Längsstörungen noch verstärkt eingesenkte Mulde mit Hauptdolomit im Kern (Strucl, 1970, Abb. 2, S. 11), ganz analog zur erwähnten Struktur am Südrand des Ferlacher Hornes.

δ) Die Nordrand-Gestaltung. Eine besondere Ausgestaltung erfuhr durch eine mehrphasig wiederholte und bis in die Gegenwart anhaltende Transversaltektonik der Nordrand der Karawanken. Wir können die folgenden zeitlich getrennten Vorgänge und zugehörigen Strukturen feststellen.

1. Die Bildung einer tieferen großtektonischen Einheit der Nordkarawanken, der sogenannten Sockeldecke, mit Jungschichtgliedern wie Rhät, Jura und Kreide unter der darüber nordvergent aufgefahrenen Haupteinheit der Nordkarawanken, der sogenannten Obirdecke. Dieser Vorgang ist älteren Datums (kretazisch?), das Jungtertiär ist in die Bewegung nicht einbezogen.

2. Die Hauptüberschiebung der Karawanken über das Jungtertiär des Vorlandes. 2a. Die Ausbildung der Vorlanddecken und -klippen, einer Schollenreihe vor der Front des Karawankenkörpers, die unter Einbeziehung der sarmatischen Rosenbacher Schichten und des Bärentalkonglomerates erfolgt ist und demnach sehr jungen Datums ist.

3. Die Auffaltung von quartären Schottern des Vorlandes, die bis zu deren Saigerstellung geführt hat und die bis in die Jetztzeit anhaltende Bewegungen belegt.

Ad 1. Sockeldecke. Der Begriff für die tektonisch überfahrene Zone aus jüngeren mesozoischen Schichten ab Rhät stammt von J. Stiny (1938 b, S. 217), der das tektonische Einfallen unter die südlich anschließende Hauptmasse der Nordkarawankenkette erfaßt hatte. Die Verbreitung dieser Einheit geht aus den Kartendarstellungen von F. Kahler (1962, Kt.) und F. K. Bauer (1970, Taf. 1) hervor: Sie beginnt im Westen mit der Scholle W Wieser 7,5 km E Ferlach, setzt dann in einem längeren Zug beiderseits des unteren Freibachtales ab SE St. Margarethen/Rosental am Nordrand des Obirmassivs bis zum mächtigen Jura des Wildensteiner Wasserfalles fort, erscheint bei Unterort westlich des Fellachtal-Austritts aus dem Gebirge wieder, umfaßt dann noch den Zug Jegartkogel-Oistra-Vorland ESE Miklauzhof. R. v. Bemmelen (1970, S. 150) und F. K. Bauer (1970, S. 230; 1974, S. 14) fassen diese tiefere Decke mißlicher-

weise als Gleitscholle auf, letztgenannter Autor auf Grund der zu seiner Karte Taf. 1 in Widerspruch stehenden Meinung, daß das „Rhät" des Jegartkogels dem Hauptdolomit der Hauptkette normal auflagere. Wir werden besser daran tun, diese Splitter jüngerer Gesteine der Karawanken unter deren Stirn nach dem vielfachen Vorbild der Stirntektonik anderer Einheiten der Ostalpen, besonders der Kalkalpen, als Stirnschuppen zu deuten, die nach schräg aufsteigendem, schrägem Stirnzuschnitt der Haupteinheit zur Zeit der Hauptüberschiebung mit ihrem jungen Schichtanteil auf die Unterlage gerieten und dann bei sekundärem Weiterschub unter den Hauptkörper selbst kamen.

Die Verwendung des STINYschen Begriffes Sockeldecke für einen Abschnitt des Hauptkörpers der Ostkarawanken durch I. STRUCL (1970, S. 19, Abb. 1) ist unangebracht, da diese unrichtige Übertragung auf einem Mißverständnis beruht.

Ad 2. Die so eindrucksvolle Überschiebung der Karawanken-Nordkette über das inzwischen als Sarmat eingestufte Schichtpaket aus Rosenbacher Schichten (Untersarmat) und Bärentalkonglomerat (wahrscheinlich höheres Sarmat) ist seit H. HÖFER (1908, S. 294), R. CANAVAL (1919, S. 123) u. a. durch zahlreiche Autoren beschrieben und studiert worden. Dieses Jungtertiär des Vorlandes wird von A. KIESLINGER (1929, S. 207) in tektonischer Hinsicht als eine Vortiefenfüllung der Karawanken betrachtet, so wie etwa die Molasse das Vortiefensediment der Ostalpen als Ganzes darstellt. Die Überschiebung ist dort, wo sie gut erfaßt werden kann, flach gegen Norden aushebend orientiert, zeigt nach H. SCHEIBER (1967, S. 190) im Raum SE Ferlach ein 11–15° gegen Süden gerichtetes Einfallen, kann aber dann durch noch jüngere steile Aufschiebungen zerstückelt werden. Die Überschiebung setzt teilweise über dem Bärentalkonglomerat, wo dieses aber fehlt, direkt auf den Rosenbacher Kohlenschichten auf.

Die Überschiebung über dem Bärentalkonglomerat ist von folgenden Abschnitten gemeldet worden: Im Bärental S Feistritz selbst seit A. PENCK (vgl. A. KAHLER, 1935, S. 6, Taf. 1), wo man noch ein fensterförmiges Auftauchen des steil aufgerichteten Südrandes des Konglomerates innerhalb der Kalkkette sieht, am Singerberg-Nordfuß SW Ferlach (F. HERITSCH, 1943, S. 195; F. KAHLER, 1953, S. 45), im Waidischtal SE Ferlach (H. HÖFER, 1908, S. 294; J. STINY, 1925, S. 120; H. SCHEIBER, 1967, S. 190), beiderseits des Freibaches und N Jegart SE Miklauzhof (F. KAHLER, 1953, S. 45).

Die Überschiebung direkt auf Rosenbacher Schichten wurde aus folgenden Abschnitten beschrieben: Waidisch S Ferlach, St. Margarethen im Rosental, Obir-Nordfuß S Miklauzhof im Fellachtal (F. K. BAUER, 1970, S. 228, Abb. 10), im Bereich östlich der Vellach, wo sie beim Holzmeister am Tocnik bis auf 1000 m Seehöhe ansteigt (F. KAHLER, 1953, S. 39), im Petzen-Vorland und besonders im Becken von Mießdorf und von Liescha, wo seit A. KIESLINGER (1929, S. 202, 209 ff.) über F. HERITSCH (1943, S. 195) bis I. STRUCL (1970, S. 14, Abb. 3) im slowenischen Anteil der Karawanken die mindestens 3 km weite flache Überschiebung (F. KAHLER & A. KIESLINGER, 1930, S. 41) über dem durch zahlreiche Kohlenbergbaue erschlossenen Tertiär auch anhand der Halbfenster von Liescha und Homberg und mittels der 1,7 km weit überschobenen Homberg-Gornja-Deckscholle S St. Stefan an der Landesgrenze sowie der mindestens 2 km weit verfrachteten berühmten Volinjak-Deckscholle bewiesen worden ist – Abb. 200.

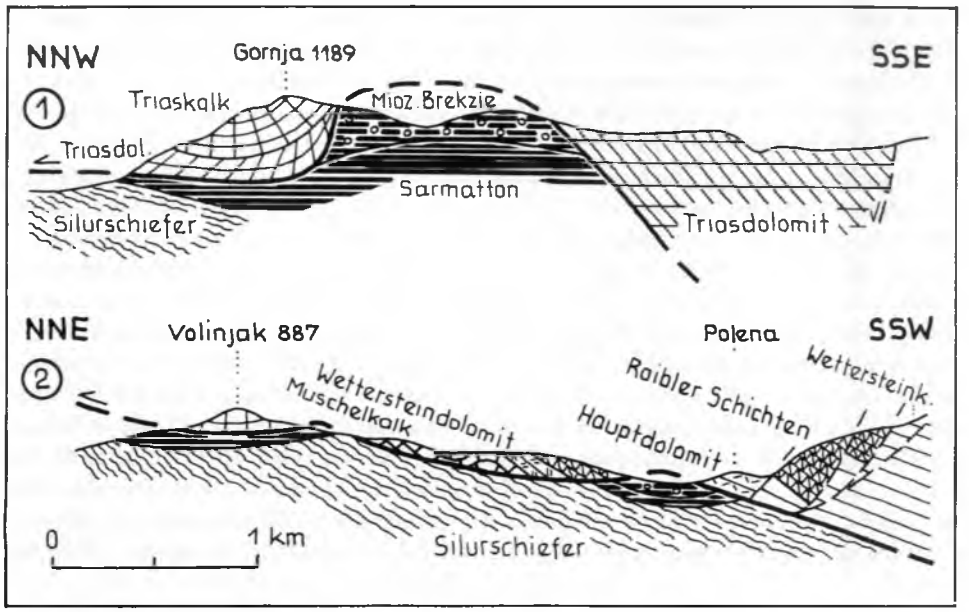


Abb. 200: Profil durch die Frontüberschiebung der Karawanken-Nordkette über das kohlenführende Sarmat im slowenischen Teil des Gebirgszuges nach I. STRUCL (1970, Abb. 3). Man erkennt die auf dem Sarmat schwimmende Gornja/Homberg- und Volinjak-Deckscholle.

Ad 2a. Die Vorlanddecken und -klippen setzen vor dem Singerbergzug E Feistritz im Rosental im Westen ein (F. KAHLER, 1953, S. 37) und häufen sich besonders bei St. Margarethen/Rosental und Abtei/Rosental beiderseits des Austrittes des Freibaches aus dem Gebirge (F. KAHLER, 1962, Kt.). Bei diesen Stirnschollen und Klippen ist teilweise noch Sarmat in die Entwicklung einbezogen, findet sich am Rücken der Schollen – etwa bei der Ostroutza-Scholle 5 km WSW Ferlach (S. PREY, 1958, S. 276; F. KAHLER, 1962, Kt.) oder in der Zone im Topica-Oistra-Gebiet 7 km NE Eisenkappel (F. KAHLER, 1953, S. 39).

Diese Vorlandklippen bestehen aus Triasgesteinen. Sie weisen bei geringer Mächtigkeit vielfach einen vollkommen zertrümmerten Gesteinsbestand auf, sind in Großbrekzien verwandelt und mylonitisiert (F. KAHLER, 1953, S. 41). Ihr Transportmechanismus war nicht geklärt. R. v. BEMMELEN (1970, S. 150) sieht darin Gleitschollen. S. PREY (1958, S. 276) denkt entweder an tertiäre Bergstürze oder aber an Frühüberschiebungen. D. VAN HUSEN (1976) konnte nach Kartierung des breitesten Abschnittes dieser Vorland-Klippenzone vor der Nordkette östlich der Vellach nördlich von Oistra, Topitza und Homarowberg überzeugend dartun, daß die dort vor der Karawankenfront in der höher-untersarmatischen Schotterserie der Rosenbacher Kohlenschichten auftretenden 20–70 m mächtigen und 100–1500 m langen Klippen aus Wettersteinkalk im Sarmat einsedimentierte Gleitschollen darstellen!

Ad 3. Aus der tektonischen Verformung oder Verstellung des Quartärs im Karawanken-Nordrandgebiet ist besonders seit F. KAHLER (1955, S. 1 f.) auf eine

junge und jüngste Tektonik dieses Gebirgszuges geschlossen worden. Einerseits sind es angeblich übersteilte interglaziale Gehängebrekzien, die nach diesem Autor (l. c., 1955, S. 169 ff.) auf tektonische Bewegungen seit dem Mindel-Riß-Interglazial schließen lassen, die weiterhin an der Hauptüberschiebungsbahn anzusetzen wären, andererseits wurde seit F. HERITSCH (1906 b, S. 420) die Beobachtung gemacht, daß die (Förderlacher) Quartärschotter vor dem nordvergent aufgeschobenen Rhätkalk S Miklauzhof/Vellachtal saiger aufgestellt worden seien (F. HERITSCH, 1943, S. 195, Abb. 15). F. K. BAUER (1970, S. 229, Abb. 10) widerspricht dem, da „ein so junges postglaziales Vorrücken nicht anzunehmen ist" und möchte den fast 100 m mächtigen, saiger bis überkippt gelagerten Schichtstoß aus postglazialen Schottern auf besondere und noch unbekannte randglaziale Bedingungen zurückführen, was sehr unwahrscheinlich erscheint. Wir wissen ja durch mancherlei Hinweise, daß der nordvergente Druck in den Karawanken bis in die Gegenwart kräftig wirksam ist – nicht zuletzt aus den Meldungen durch F. TELLER (1910, S. 249), daß beim Bau des Karawankentunnels dieser gegen NNW wirkende Druck sich in der Verformung der Stollen derart auswirkte, daß in manchen Fällen die Zimmerung zufolge dieser Druckwirkung vier- bis sechsmal ausgewechselt werden mußte und vielerorts Nachminierungen in der rechten oberen Tunnelkalotte zufolge des Nachdrängens des Gesteins gegen NW hin in den Tunnelraum notwendig geworden waren.

e) Die bruchtektonische Zerlegung der Nordkarawanken

Die gewaltigsten und entsprechend tiefgreifenden Störungen, die den weiteren Raum der Karawanken betroffen haben, sind einerseits die bedeutende Periadriatische Linie, die zugleich Grenze zwischen Alpen und Dinariden in Form einer tiefgreifenden Narbe bildet, andererseits das ihm südlich subparallel zugeordnete, in ihrer Bedeutung erst nach Analyse der Satellitenbilder klar erfaßte, vom Verfasser 1977 a, Taf. 1, als Canale(tal)linie herausgestellte Lineament. Über die tiefgreifende Wirkung der Periadriatischen Naht, deren Hauptast in unserem Raum in der Remschenig-Störung (CH. EXNER, 1972, S. 8) südlich des Eisenkappeler Tonalitzuges verläuft, wurde bereits S. 647 berichtet. Eine Rechtsseitenverschiebung des nordalpinen Abschnittes gegenüber den Südalpen um etwa 150 km ist, wie dort ausgeführt, entlang dieser Linie durch die Rotation der Südalpenscholle anzunehmen.

In Übereinstimmung mit einer Drehbewegung steht die Ausbildung der ihr subparallel im Süden beigeordneten Canalelinie: Ihre Form ist praktisch der Ausschnitt eines Kreisumfanges mit beträchtlichem Radius. Am Satellitenbild ist sie vom Raum nördlich Pieve über Paluzza, Pontebba, Tarvis, dann durch das oberste Savetal über Mojstrana, weiter über Preddvor und Kamnik in die Dinariden zu verfolgen und trennt demnach – morphologisch erstklassig herausgearbeitet – in unserem Raum Karawanken samt Steiner Alpen von den Julischen Alpen ab. Ihr östlichstes Teilstück war bereits seit langem als Savelinie bekannt. Auch sie hat die gleiche Bedeutung als Rechtsseitenverschiebung wie die ihr zugeordnete Periadriatische Linie (J. ROLSER & F. TESSENSOHN, 1976, S. 39, Abb. 3).

In den Nordkarawanken selbst setzt eine größere Zahl verschieden wirksamer Quer- und Schrägstörungen von der Naht gegen Norden hin bis weit in das Vorland durch.

Unter den paarig symmetrischen Schrägstörungen ist der NNW-ziehende Ast unterrepräsentiert und praktisch nur durch die bei S. PREY (1958, Taf. 1) noch nicht erfaßte, wohl aber bereits bei F. KAHLER (1962, Kt.) aufscheinende, im Satellitenbild gut ausnehmbare Störung, die dem Waidischtal folgt und letzten Endes nach NW bis Feldkirchen und Pattergassen fortsetzt, von Bedeutung, die hier als Waidischstörung bezeichnet wird. Die NNE- bis NE-streichenden Äste sind häufiger anzutreffen: Zunächst die von F. KAHLER (1953, S. 37) als Loibltalstörung bezeichnete Bündelung von Störungslinien, die für die Loibltal- und -paßbildung verantwortlich war (S. PREY, 1958, S. 278 f., Taf. 1). Weiter im Osten erscheint die bedeutende Linksseitenverschiebung an der Oistralinie, die vom Pustotnik 2,5 km E Eisenkappel schnurgerade gegen NE, hart westlich an der Oistra und am Homarowberg vorbeisetzt und von F. K. BAUER (1970, Taf. 1; 1974, Taf. 1) klar herausgearbeitet worden ist. Mehr als sonst in den Ostalpen ist im Nordkarawankenzug schließlich auch das meridionale Bruchsystem, das Querbruchsystem im Zusammenhang mit der starken Entwicklung der Längsbrüche südlich und innerhalb des Bergzuges (Längsgrabenbrüche im Obir etc.) ausgebildet. Unter diesen ac-Brüchen seien etwa die Freibachstörung (F. KAHLER, 1953, S. 38), der Wildensteiner Bruch östlich vom Obir (F. KAHLER, 1962, Kt.), der Rischbergbruch und ihm parallel im Westen und Osten bei Mieß zugeordnete Meridionalstörungen (F. KAHLER, 1953, S. 39 f.; F. K. BAUER, 1970, Taf. 1; 1974, Taf. 1) sowie die Schar von Meridionalbrüchen erwähnt, die I. STRUCL (1970, Abb. 1, S. 8) in der Zentralzone der slowenischen Nordkarawanken in größerer Zahl eingezeichnet hat und die hier ein Horst-Graben-System bewirkt haben sollen. Nach J. STINY (1938 b, S. 217 f.) und F. HERITSCH (1943, S. 195) ist an etlichen dieser Querstörungen, besonders im Vellachtalgebiet, noch ein ungleich stärkerer Vorschub der Randzone der Karawanken bemerkbar.

f) Die Vererzung der Nordkarawanken

Da die Nordkarawanken die östliche Fortsetzung der Gailtaler Alpen samt Dobratsch darstellen, so ergibt sich auch für die Verteilung der Erzlagerstätten die natürliche Konsequenz, daß wir eine analoge Lagerstättenvergesellschaftung wie im westlichen Drauzug wiederfinden. Die Hauptvererzung wird durch die sedimentären Blei-Zinkerze in der höheren Mitteltrias gestellt, die einst zu zahllosen Abbauen, besonders im Gebiet des Obir N Eisenkappel, Anlaß gegeben hat, heute aber auf österreichischem Boden nur noch in Windisch-Bleiberg (ohne praktische Nutzung) ein gewisses Interesse erheischt und nur mit der bedeutenden Lagerstätte Mieß (Mežica), die bereits knapp jenseits der österreichischen Grenze in Slowenien liegt, wirtschaftliche Bedeutung erlangt. Geochemische Beprobungen auf Blei und Zink werden derzeit von L. KOSTELKA & E. NIEDERMAYR (1974) durchgeführt.

Neben diesem, in der Karawankentrias weit verbreiteten Vererzungstypus stellt sich im Paläozoikum des Karawankenvorlandes, das im Raum südlich von Lavamünd freiliegt, einerseits eine an Diabase und Grünschiefer des Ordovic gebundene Magnetit-Hämatit-Vererzung ein, die ebenfalls zum Großteil auf jugoslawischem Gebiet und nur untergeordnet in Österreich liegt, andererseits scheint an

der Grenze des Glimmerschiefersockels und des auflagernden Altpaläozoikums bei Schwabegg und Fresen eine Kupferkies-Bleiglanz-Silberfahlerz-Vererzung auf, von welcher A. TORNQUIST (1930, S. 50 ff.) berichtet hat. Mit diesem Typus vergleichbar ist die in dem slowenischen Anteil des Eisenkappeler Altpaläozoikums auftretende sulfidische Blei-Zink-Kupfer-Vererzung bei Šostanj und Litaj. Dieses Eisenkappeler Altpaläozoikum enthält bei Eisenkappel selbst ferner noch unbedeutende Zinnober Imprägnationen, welche außerdem in der südlich angrenzenden Vellacher Kotschna im Südstamm auftreten und dort ausgebeutet worden sind (O. FRIEDRICH, 1955, S. 25 ff.).

Über die historische Entwicklung des einst bedeutendsten Bleibergbaues von Windisch-Bleiberg, der 1332 zum ersten Mal erwähnt worden ist, gaben L. JAHNE (1935, S. 113 ff.) und L. KOSTELKA (1960, S. 76 ff.) Überblick: Der Bergbau, der stets mit wirtschaftlichen Schwierigkeiten zu kämpfen hatte und nur im 18. Jahrhundert einigermaßen florierte, ist seit 1905 endgültig eingestellt. Die einst abgebauten Blei-Zink-Erze treten vorwiegend im hangenden Wettersteinkalk, untergeordnet aber auch noch im 1. Zwischendolomit der Raibler Schichten auf, wobei sie an tektonischen Störungen stärker angereichert sind. Im Bergbaugebiet des Hochobir gehen die ältesten Nachrichten über den Bleibergbau nur bis zum Jahr 1696 zurück. L. JAHNE (1929) hat über den Werdegang dieses Raumes in historischer Hinsicht berichtet. Vom gleichen Autor (1932) stammt ferner ein Beitrag zur Geschichte der Erzbergbaue im Petzen- und Mießgebiet: 1424 scheinen die ersten Nachrichten über die Gewinnung von Bleierzen im Bereich von Bleiburg ohne nähere Ortsangabe im Rechnungsbuch von Herzog Ernst dem Eisernen auf, nach den Türkeneinfällen werden die Bergbaue im Petzengebiet wiederum erwähnt. Von den noch innerhalb der Grenzen der Republik verbliebenen Gruben dieser Region wurde der Betrieb zuletzt in Rieschberg-Petzen im Jahre 1930 eingestellt.

Auf die bereits in Slowenien gelegene Blei-Zink Lagerstätte Mežica (Mieß), die eine analoge geologische Position wie Bleiberg im westlichen Drauzug aufweist, soll hier nur kurz eingegangen werden. Eine Reihe von monographischen Bearbeitungen aus neuerer Zeit berichtet von dieser Vererzung (A. ZORC, 1955; B. BERCE, 1961; I. ŠTRUCL, 1970, 1971; I. ŠTRUCL in W MEDWENITSCH, 1973, S. 272). Danach sind im Raum Mežica folgende Schichtglieder vererzt: Das Anis weiter im Westen bei Topla am Südhang der Petzen, im Ladin bis Cordevol der Wettersteinkalk bei Mieß, und zwar sowohl schichtparallel mit sedimentärem Gefüge als auch gangförmig senkrecht zur Schichtung (hoher Bleigehalt; Bleiglanz, Cerussit, Limonit, Markasit). Diese Vererzung reicht im Union-Revier bis 650 m unter die Raibler Schichten hinab. Im Graben-Revier Mežicas ist der Wettersteinriffkalk vererzt. Auch die südlich davon befindlichen Partnachschichten sind noch von der Vererzung betroffen. Die südlich des Ursulaberges noch in das Karn der Raibler Schichten in den 3. Zwischendolomit aufsteigende Vererzung ist hier durch geringe Gehalte nicht bauwürdig. Schließlich sind auch noch nachweislich nachtriadische, vorwiegend N-S-streichende Brüche in Mežica vererzt, in denen sich die Molybdän-Führung durch das Auftreten von Wulfenit bemerkbar macht.

In genetischer Hinsicht ist nicht, wie bei I. ŠTRUCL (l. c.) wiederholt hervorgekehrt, die Grabenstruktur für die Vererzung verantwortlich, sondern die durch eine rhyth-

misch-feinschichtige Anlagerung gekennzeichnete – wie L. KOSTELKA (1965, S. 31; 1966, S. 44) ausführte – feinschichtige Anlagerung ist syngenetisch und keineswegs metasomatisch, wie ebenso O. SCHULZ (1964, S. 385 ff.) überzeugend darlegen konnte. Der an nachtriadische Brüche gebundene Anteil der Vererzung ist auch hier durch hydatogene Umlagerung im Sinne von A. MAUCHER und H.-J. SCHNEIDER zu erklären. Über die stratiformen Blei-Zink-Anomalien im Raum Mežica hat jüngst J. KRANZ (1976, S. 12, Abb. 2 b) berichtet.

g) Literatur über die Nordkarawanken

N. ANDERLE, 1970; F. K. BAUER, 1970, 1973; R. van BEMMELEN, 1970; B. BERCE, 1960; A. BOUÉ, 1835; L. BUCH, 1824; R. CANAVAL, 1919; R. CLIFF, H. F. HOLZER & D. REX, 1975; C. DIENER, 1903; CH. EXNER, 1972, 1976; CH. EXNER & H. SCHÖNLAUB, 1973; E. FANINGER, 1970, 1973; H. FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB, 1972 a; O. FRIEDRICH, 1955; H. GRABER, 1898, 1930; F. HERITSCH, 1906 b, 1943; H. HÖFER, 1908; D. v. HUSEN, 1975, 1976; L. JAHNE, 1929–1935; F. KAHLER, 1929, 1935, 1953, 1955, 1962; F. KAHLER & A. KIESLINGER, 1930; A. KIESLINGER, 1929, 1931; L. KOSTELKA, 1960, 1965, 1966; L. KOSTELKA & E. NIEDERMAYR, 1974; J. KRANZ, 1976 b; F. KUPSCH, J. ROLSER & R. SCHÖNENBERG, 1970, 1971; F. LEX, 1922; M. LIPOLD, 1856; H. LIPPOLD & R. PIDGEON, 1974; J. LOESCHKE, 1970, 1975; J. LOESCHKE & J. ROLSER, 1970, 1971; J. LOESCHKE & K. WEBER, 1973; W MEDWENITSCH, 1973; E. v. MOJSISOVICS, 1871; W MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970; K. PENECKE, 1884; K. PETERS, 1856; S. PREY & F. KAHLER, 1958; W RICHTER, 1966; J. ROLSER & F. TESSENSOHN, 1974; F. v. ROSTHORN & J. CANAVAL, 1852, 1853; S. SCHARBERT, 1975; H. SCHEIBER, 1967; E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1973; R. SCHÖNENBERG, 1970; O. SCHULZ, 1964 b, 1970; R. SCHULZE, 1968; H. SEELMEIER, 1942; R. SIEBER, 1968; A. SPITZ, 1919; R. v. SRBIK, 1941; G. STACHE, 1874; J. STINY, 1925, 1938 a, b; I. STRUCL, 1970 a, 1970 b, 1971; E. SUESS, 1868; F. TELLER, 1888, 1895, 1896, 1898 a, b, 1910; E. TIETZE, 1870; A. TORNQUIST, 1930; F. UCIK, 1968; G. VAI, 1971; A. WINKLER-HERMADEN, 1936, 1957; F. X. WULFEN, 1785; TH. v. ZOLLIKOFER, 1859; A. ZORC, 1955.

Literatur

ABRAHAM, K., HÖRMANN, P. & RAITH, M.: Progressive metamorphism of basic rocks from the southern Hohe Tauern area, Tyrol (Austria). – N. Jb. Miner. Abh., **122,** 1–35, 11 Abb., 11 Tab., Stuttgart 1974.

ACKERMAND, D. & HÖRMANN, P.: Röntgenographische, optische und chemische Untersuchungen an Biotiten aus dem Südende des Krimmler Achentales etc. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **20,** 155–166, 4 Abb., Wien 1973.

ACKERMAND, D. & MORTEANI, G.: Kontinuierlicher und diskontinuierlicher Zonarbau in den Granaten der penninischen Gesteine der Zillertaler Alpen (Tirol/Österreich). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **23,** 117–136, 6 Abb., Wien 1976.

AGIORGITIS, G. & SCHERMANN, O.: Über Urananreicherung in kohliger Substanz im Bereich der Mitterberger Kupferlagerstätte (Salzburg/Österreich). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **19,** 81–86, 3 Abb., 1 Tab., Wien 1973.

AIGNER, F.: Die Kupferkiesbergbaue der Mitterberger Kupfer-Aktiengesellschaft bei Bischofshofen. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **78,** 69–76, 79–104, 115–138, 5 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Wien 1930.

AIGNER, G.: Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol etc. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **140,** 23–55, 21 Abb., Wien 1931 a.

Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, 1. Teil: **66,** 9–42, 2 Tab., Taf. 1–6, Graz 1929; 2. Teil: **68,** 3–15, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 1, Graz 1931 b.

AIGNER, G. & HERITSCH, F.: Cephalopoden aus dem Unterkarbon von Nötsch. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **66,** 43–50, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 7, Graz 1929.

Das Genus *Isogramma* im Carbon der Südalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **102,** 303–316, 1 Tab., Taf. 1–5, Wien 1931.

ALBER, J.: Seriengliederung, Metamorphose und Tektonik des Hocharngebietes (Rauristal/Salzburg). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 229 S., 90 Abb., 1 Tab., 11 Taf., Wien 1976.

AL-HASANI, N. & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Veröff. Univ. Innsbruck, **9,** Alpenkdl. Stud. 5, 5–26, 15 Abb., Innsbruck 1969.

ALKER, A.: Über Gerölle aus der Gosau von Kainach in Steiermark. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1962,** 19–20, Graz 1962.

ALKER, A., HERITSCH, H., PAULITSCH, P. & ZEDNICEK, W.: Malchite aus dem Gailtal. Teil I–VI. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **161,** 645–783, 11 Abb., Wien 1952.

ALLESCH, R.: Arsenik. Seine Geschichte in Österreich. – Arch. vaterld. Gesch. Topogr., **54,** 302 S., Klagenfurt 1959.

AMEROM, H. & BOERSMA, M.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). – Carinthia, **164** bzw. (II) **84,** 9–15, 1 Abb., Klagenfurt 1974.

AMEROM, H. van, BOERSMA, M. & NIEDERMAYR, G.: Bericht über erste Pflanzenfunde aus der Trias-Basis der westlichen Gailtaler Alpen bei Kötschach (Kärnten, Österreich). – Carinthia, **166** bzw. (II) 86, 103–112, 7 Abb., Klagenfurt 1976.

AMEROM, H. van, BOERSMA, M. et al.: Das permische Alter der „Karbon"-Flora von Kötschach (Kärnten, Österreich). – Carinthia, **166** bzw. (II) **86,** 93–101, 3 Abb., Klagenfurt 1976.

AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des Rätikons. – Jb. geol. B.-A., **83,** 137–172, 24 Abb., Wien 1933 a.

Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **142,** 145–155, Wien 1933 b.

Über den Schubplan in den Sulzfluhkalken des östlichen Rätikons. – Jb. geol. B.-A., **86,** 359–372, 11 Abb., Wien 1936.

Die geologischen Hypothesen über die Formung des Talraumes zwischen Umhausen und Längenfeld im Ötztale. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **148**, 123–140, 11 Abb., Wien 1939.

Wilhelm Hammer †. – Mitt. geol. Ges. Wien, **35** (1942), 305–314, 1 Taf., Wien 1944.

AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – Jb. geol. R.-A., **61**, 531–710, 50 Abb., Taf. 32–34, Wien 1911.

Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Landeck (5145), 1922. Mit Erläut. (88 S.; 1924), Wien (Geol. B.-A.) 1922/1924.

Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Admont und Hieflau. – Wien (Geol. B.-A.) 1933.

AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th.: Geologische Spezialkarte Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Innsbruck und Achen-See (5047). Mit Erläut. (108 S., 1924), Wien (Geol. R.-A.) 1912.

Geologische Spezialkarte Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Rattenberg (5048), Wien (Geol. R.-A.) 1918.

AMPFERER, O. & REITHOFER, O.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1 : 75.000, Blatt Stuben (5144). Wien (Geol. B.-A.) 1937.

ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehungen zur alpindinarischen Grenzzone. – Jb. geol. B.-A., **94**, 195–236, 2 Tab., 2 Taf., Wien 1950.

Drautal (Möllbrücke-Iselsberg). – Verh. geol. B.-A., Sdh. A, 88–95, Abb. 3–5, Wien 1951.

Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl etc. – Geologija, Razprave in Poročila, **13**, 116–132, Taf. 1–2, Ljubljana 1970.

ANDERLE, N., BECK-MANNAGETTA, P. et al.: Exkursion III/5: Murau-Gurktal-Villach. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57**, H. 1, 291–330, 7 Abb., Taf. 1–2, Wien 1964.

ANDRIAN, F. & PAUL, K.: Die geologischen Verhältnisse der kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn. – Jb. geol. R.-A., **14**, 325–366, 14 Abb., 1 Tab., Wien 1864.

ANDRUSOV, D.: Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. – Geol. Rdsch., **50** (1960), 404–415, Taf. 9, Stuttgart 1961.

Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – 188 S., 70 Abb., Bratislava (Slow. Akad. Wiss.) 1968.

ANDRUSOV, D. & FUSAN, O.: Guide to excursion P. – Guide 10. Congr. Carpath.-Balkan geol. Assoc., 64 S., 17 Abb., Bratislava (Geol. Inst. D. Štúr) 1973.

ANGEIRAS, A.: Geology of Kirchberg am Wechsel etc. – Jb. geol. B.-A., **110**, 217–243, 18 Abb., 2 Tab., Taf. 1, Wien 1967.

ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blassenecksерie. (Obersteirische Grauwackenzone.) – Jb. geol. R.-A., **68** (1918), 29–62, 22 Abb., 1 Tab., Taf. 2, Wien 1919.

Petrographisch-geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe (Steiermark). – Jb. geol. B.-A., **73**, 63–98, 13 Abb., Taf. 4–5, Wien 1923.

Gesteine der Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **60 B**, 302 S., 52 Tab., 19 Taf., Graz 1924.

Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. – Verh. geol. B.-A., 1) **1928**, 153–182, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1928 a; 2) **1929**, 146–166, 4 Abb.; 213–224, 3 Abb.; Wien, 1929 a; 3) **1930**, 101–116, 5 Abb., Wien 1930 a.

Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. – Verh. geol. B.-A., **1928**, 153–182, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1928 b.

Die Magmenentfaltung im Gleinalmgebiet (Steiermark). – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **56**, Abt. A, 423–467, 4 Abb., Stuttgart 1928 c.

Gesteinskundliche und geologische Beobachtungen in Osttirol (Venedigerabschnitt der Hohen Tauern). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **66**, 55–63, Taf. 8, Graz 1929 b.

Über Gesteine vom steirischen Erzberg. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **64/65**, 79–100, Graz 1929 c.

Gesteine der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **67**, 7–35, Graz 1930 b.

Einige neue Pseudotachylitfunde in den österr. Zentralalpen. – Verh. geol. B.-A., **1931**, 143 bis 153, Wien 1931.

Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **69**, 5–24, Graz 1932.
Gesteine der Umgebung von Leutschach und Arnfels in Steiermark. – Jb. geol. B.-A., **83**, 5–18, Wien 1933.
Unser Erzberg. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **75** (1938), 227–321, 5 Abb., Taf. 7, Graz 1939 a.
Lehrfahrt auf den steirischen Erzberg. – Fortschr. Miner., **23**, LIV-LXXVI, 5 Abb., Berlin 1939 b.
Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. – Fortschr. Miner., **23**, XC-CIV, 2 Abb., Berlin 1939 c.
Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. – Wiss. Jb. Univ. Graz, **1940**, 251–304, Graz 1940.
Petrographisch-lagerstättenkundlicher Führer durch die Magnesitlagerstätte der Millstätter Alpe (Radenthein), Kärnten. – Der Karinthin, **25**, 315–320, Knappenberg 1953.
Über die spilitisch-diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. – Mitt. geol. Ges. Wien, **48** (1955), 1–15, 2 Tab., Wien 1956.
Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. – N. Jb. Miner. Abh., **91**, 151–192, 11 Tab., Stuttgart 1957.
Petrographische Studien der Ultramafit-Masse von Kraubath (Steiermark). – Miner. Mittbl. Joanneum, **1964**, H. 2, 1–125, 53 Abb., Graz 1964.

Angel, F. & Awerzger, A.: Die Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe bei Radenthein (Kärnten). – Radex-Rdsch., **1948**, 91–95, Radenthein 1948.

Angel, F. & Awerzger, A. et al.: Die Magnesitlagerstätte bei Radenthein. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63**, 98–118, 2 Abb., Beil. 9–10, Klagenfurt 1953.

Angel, F., Clar, E. & Meixner, H.: Der Granit vom Markogel bei Villach. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63**, H. 1, 160–163, Klagenfurt 1953.

Angel, F., Hanselmayer, J. & Laskovic, F.: Drei Sonderfälle aus der Porphyroidmasse des Lamingtales bei Bruck/Mur, Obersteiermark. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1966**, H. 1/2, 175–231, 17 Tab., Graz 1966.

Angel, F. & Heritsch, F.: Ein Beitrag zur Petrographie und Geologie des mittelsteirischen kristallinen Gebirges der Stubalpe. – Jb. geol. B.-A., **69** (1919), 43–204, 12 Abb., Taf. 1–2, Wien 1920.
Ergebnisse von geologischen und petrographischen Studien im mittelsteirischen Kristallin. – Verh. geol. St.-A., **1921**, 49–57, Wien 1921.
Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. – Cbl. Miner. etc., **1931**, Abt. B., 516–527, 1 Tab., Stuttgart 1931.

Angel, F. & Krajicek, E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia, **129** bzw. (II) **49**, 26–57, Taf. 1–2, Klagenfurt 1939.

Angel, F. & Meixner, H.: Die Minerallagerstätte im „Eklogit"-Bruch der Lieserschlucht bei Spittal an der Drau. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63**, H. 1, 165–168, Klagenfurt 1953 a.
Die Pegmatite bei Spittal an der Drau. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63**, H. 1, 169–170, Klagenfurt 1953 b.

Angel, F. & Staber, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. – Wiss. Alpenvereinsh., **13**, 112 S., 10 Prof.-Taf., zahlr. Tab., 3 Taf., 1 geol. Kt. 1 : 50.000, Innsbruck 1952.

Angel, F. & Trojer, F.: Zur Frage des Alters und der Genesis alpiner Spatmagnesite. – Radex-Rdsch., **1955**, 374–392, 36 Abb., 1 Tab., Radenthein 1955.

Angel, F. & Weiss, P.: Die Tuxer Magnesitlagerstätten. – Radex-Rdsch., **1953**, 335–352, 9 Abb., 1 Kt., Radenthein 1953.

Anger, H.: Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten). – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **174**, 79–84, Wien 1965.

Angermayer, E.: Das Semmering-Wechselsystem. Grundlagen der Erforschungsgeschichte. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 65 S., 24 Abb., Wien 1947.

Ascher, H.: Neuer Sachbestand und neue Erkenntnisse über das Bergsturzgebiet von Köfels. – Geol. und Bauwesen, **19**, 128–134, 2 Abb., Wien 1952.

Aubouin, J., Bosellini, A. & Cousin, M.: Sur la paléogéographie de la Venetie du Jurassique. – Mem. geopaleont. Univ. Ferrara, **1**, H. 2, No. 5, 147–158, 2 Abb., Ferrara 1965.

BACHMANN, H.: Die Geologie des Raumes Oppenberg bei Rottenmann, Steiermark. – Verh. geol. B.-A., **1964**, 67–82, Wien 1964.

BAGGIO, P.: La formazione mesozoica pennidica etc. – Mem. Mus. trident. Sci. nat., **17**, H. 3, 207–248, 2 Abb., 1 Taf., Trento 1969.

BAGGIO, P., BOSELLINI, A. et al.: Note illustrative della Carte geologica d'Italia 1 : 100.000, Fogli 1, Passo del Brennero; Foglio 4 a Bressanone. – 120 S., 1 Abb., 8 Tab., 1 Taf., Roma 1969.

BAGGIO, P. & FRIZ, C.: Osservazioni preliminari sulla geologia des lembo di ricoprimento della Punta Biance (Weiß Spitze) ad est di Colle Isarco (Alto Adige). – Mem. Acc. patavina SS. LL. AA., cl. sci. mat. nat., **76**, 1963–64, 12 S. 1 Taf., Padova 1964.

Fenomeni tettonico-metamorfici di età alpina lungo la linea insubrica auct. – Mem. Mus. trident. Sci. nat., **31–32** (1968–69), vol. 17, H. 3, 27 S., 1 Taf., Trento 1969.

BAGGIO, P. & VECCHI, G. d.: Risultati preliminari di richerche geologico-petrografiche nell'alta Valle di Vizze (Alto Adige). – Studi trent. Sci. nat., A, **43**, No. 1, 13–24, 1 Taf., Trento 1965.

L'inesistenza degli „Scisti del Greiner" in Val di Segnes. – Mem. Mus. trident. Sci. nat., **18**, H. 2, 223–237, 2 Abb., Trento 1970.

BARNICK, H.: Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der nördlichen Grauwackenzone. – Verh. geol. B.-A., **1962**, 295-316, 5 Abb., Wien 1962.

Die Kapellener Schiefer im unterostalpinen Semmeringmesozoikum. – Mitt. geol. Ges. Wien, **59**, H. 2, 121–138, 14 Abb., Wien 1967.

BAUER, F. K.: Bericht über die Aufnahme von Profilen im Poßruck und Remschenigg etc. – Verh. geol. B.-A., **1965**, A 16–A 19, Wien 1965.

Gefügekundliche Beobachtungen an der Antimonit-Lagerstätte Schlaining im Burgenland. – Verh. geol. B.-A., **1966**, 70–76, 2 Abb., 8 Diagr., Wien 1966.

Gipslagerstätten im zentralalpinen Mesozoikum. – Verh. geol. B.-A., **1967**, 70–90, 11 Abb., Wien 1967 a.

Über die Tiefbohrung Geieregg I bei Eisenerz. – Verh. geol. B.-A., **1967**, 90–98, 2 Abb., Wien 1967 b.

Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jb. geol. B.-A., **113**, 189–246, 11 Abb., Taf. 1–2, Wien 1970.

Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. – Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, 1–23, 4 Abb., 1 geol. Kt., Innsbruck 1973.

BAUER, F. K., LOACKER, H. & MOSTLER, H.: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. – Veröff. Univ. Innsbr., **13**, Alpenkdl. Stud. 6, 30 S., 7 Abb., 1 Beil.-Taf., Innsbruck 1969.

BAUMANN, M., HELBIG, P. & SCHMIDT, K.: Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen). – Jb. geol. B.-A., **110**, 1–72, 13 Abb., 7 Tab., 3 Taf., Wien 1967.

BAUMGARTNER, W.: Zur Genese der Erzlagerstätten in der Grauwackenzone etc. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 124 S., 75 Abb., 2 Tab., zahlr. Beil., 2 Kt., Wien 1974.

Zur Genese der Erzlagerstätten der östlichen Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis etc. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **121**, 51–54, 4 Abb., Wien 1976 a.

Die Querstrukturen in der Pleisling-Decke (Radstädter Tauern, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976**, 513–521, 2 Abb., Stuttgart 1976 b.

BEARTH, P.: Die Diabasgänge der Silvretta. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **12**, 147–179, 2 Abb., 3 Tab., Taf. 1, Zürich 1932 a.

Geologie und Petrographie der Keschgruppe. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **12**, 256–279, 1 Abb., Taf. 1, Zürich 1932 b.

Über Gangmylonite der Silvretta. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **13**, 347–355, 4 Abb., Zürich 1933.

BECHSTÄDT, T.: Zyklotheme im hangenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, 25–55, 3 Abb., 2 Taf., 1 Beil., Innsbruck 1973.

Sind Stromatactis und radiaxial-fibröser Calcit Faziesindikatoren? – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **1974**, 643–663, 17 Abb., Stuttgart 1974.

Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **149**, 73–95, 8 Abb., Stuttgart 1975 a.

Lead-zinc Ores Dependent on Cyclic Sedimentation. – Mineralia Deposita, **10,** 234–248, 6 Abb., Berlin 1975 b.

Sedimentologie und Diagenese des Wettersteinkalkes von Bleiberg-Kreuth. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **120,** 466–471, 4 Abb., Wien 1975 c.

Bechstädt, T & Brandner, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser- und Olanger Dolomiten, Südtirol). Festbd. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck, 9–103, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 1–18, Beil. 1–3, Innsbruck 1970.

Bechstädt, T., Brandner, R. & Mostler, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geol. Rdsch., **65,** 616–648, 8 Abb., Stuttgart 1976.

Bechstädt, T & Mostler, H.: Fossillagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **2,** 45–55, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1974.

Beck, H.: Geologische Spezialkarte der Rep. Österreich 1 : 75.000, Blatt Hüttenberg und Eberstein. – Wien (Geol. B.-A.) 1931.

Aufnahmsberichte über Blatt Mölltal. – Verh. geol. B.-A., Wien 1930–1939.

Beck, H., Kieslinger, A., Teller, F. & Winkler, A.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Unterdrauburg. – Wien (Geol. B.-A.) 1929.

Beck, H. & Vetters, H.: Zur Geologie der Kleinen Karpaten. – Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ungarn Orient, **16,** H. 1–2, 1–106, 40 Abb., Taf. 1–2, 1 Kt., Wien 1904.

Becke, F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (2) **13,** 379–432, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 12–13, Wien 1892.

Bericht über die Aufnahme im Jahre 1897 der Commission für die petrographische Erforschung der Centralkette der Ostalpen. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., Abth. II a, 13–16, Wien 1898.

Westende der Hohen Tauern (Zillertal). – Exk.-führer 9. int. Geol. Kongr., **8,** 1–41, 7 Abb., 3 Photos, 1 Kt., Wien 1903.

Über Diaphthorite. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (2) **28,** 369–375, Wien 1909.

Becke, F. & Uhlig, V.: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abb. I, **115,** 1695–1739, Wien 1906.

Beckel, L.: Österreich im Satellitenbild. – 107 S., 3 Abb., 69 Bilder, Salzburg (O. Müller) 1976.

Becker, L. P.: Beiträge zur Gesteinskunde des Stub-/Gleinalpenzuges, Steiermark. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1973**/1, 51–81, 13 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Graz 1973 a.

Die Geologie des Gebietes um das Bauleiteck-Süßleiteck, Schladminger Tauern/Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **103,** 49–58, 3 Abb., Graz 1973 b.

— Beitrag zur Geologie des nördlichen Stubalpenrandes. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **104,** 19–29, 12 Abb., Graz 1974.

Weitere Ergebnisse zur Geologie des nordöstlichen Stubalpenrandes. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum, **35,** 83–90, 2 Abb., 1 Beil., Graz 1975.

Gefügetektonische Studien an pegmatoiden Gneisen mit Plattengneistextur aus dem Gebiet östlich des Wölker Kogels (Stubalm, Steiermark). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **106,** 39–49, 7 Abb., Graz 1976.

Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Stmk.) mit einem Vergleich seiner Position zur NE-Saualpe (Ktn.). – Carinthia, **87** bzw. (II) **167,** Klagenfurt 1977.

Becker, L. P. & Schumacher, R.: Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk. – Mitt. geol. Ges. Wien, **65** (1972), 1–32, 5 Abb., 5 Tab., Taf. 1–5, Wien 1973.

Beck-Mannagetta, P.: Die Geologie des Einzugsgebietes der Laßnitz (Weststeiermark). – Mitt. geol. Ges. Wien, **34** (1941), 1–37, 5 Abb., 5 Taf., Wien 1942.

Zur Tektonik des Stainzer und Gamser Plattengneises in der Koralpe (Steiermark). – Jb. geol. B.-A., **90** (1945), 151–180, 8 Abb., Wien 1947.

Die wurzellose venitische Metamorphose des Koralpenkristallins [und] Bau und Metamorphose der Koralpe. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **86,** 10–16, Wien 1949.

Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. – Jb. geol. B.-A., **94,** 2. Tl., 127–157, 3 Abb., Taf. 17–18, Wien 1951.

Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. – Jb. geol B.-A., **95,** 1–102, 6 Abb., 5 Tab., Taf. 1–7, Wien 1952.
Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. – [In:] H. KÜPPER [Hrsg.]: Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober-Festschr.); 131–147, 2 Abb., Wien (Hollinek) 1953.
Geologische Aufnahmen in den Bezirken Wolfsberg, Völkermarkt und St. Veit für die Kärntner Landesplanung (1953). – Verh. geol. B.-A., **1954,** 21–27, Wien 1954.
Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. – Jb. geol. B.-A., **98,** 67–92, Taf. 4, Wien 1955.
Geologische Übersichtskarte vom Bezirk Völkermarkt, 1 : 100.000. – Klagenfurt 1957.
Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. – Jb. geol. B.-A., **102,** 313–352, 1 Abb., Taf. 5–8, Wien 1959 a.
Zum Bau des Beckens des unteren Lavanttales. – Verh. geol. B.-A., **1959,** 225–228, 1 Abb., Wien 1959 b.
Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. – Rep. int. geol. Congr., 21. sess., **13,** 418–430, 1 Abb., Copenhagen 1960.
Zur Deutung der Eklogite im Koralpenkristallin (Zentralalpen). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **7,** 437–450., 5 Abb., Wien 1961.
Geol. Übersichtskarte der Republik Österreich 1 : 1,000.000, Österreich-Atlas; Wien (Geol. B.-A.) 1964 a.
Beiträge zur Gosau des Lavanttales (Ostkärnten). – Mitt. natw. Verw. Steiermark, **94,** 5–18, 5 Abb., Graz 1964 b.
Das Auerling-Fenster im Koralmkristallin. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **103** (1966), 221–222, Wien 1967.
Über den geologischen Aufbau der Koralpe. – Verh. geol. B.-A., **1970,** 491–496, 2 Abb., Wien 1970.

BECK-MANNAGETTA, P. et al.: Erläuterungen zur Geologischen und Lagerstätten-Karte 1 : 1,000.000 von Österreich. – 94 S., 6 Tab., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1966.

BEMMELEN, R. van: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Erster Teil. – Jb. geol. B.-A., **100,** 179–212, 1 Abb., Taf. 15–19, Wien 1957.
Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Zweiter Teil. – Jb. geol. B.-A., **104,** 213–237, 4 Abb., Taf. 12–14, Wien 1961.
Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. – Geologija, Razprave in Poročila, **13,** 133–158, 4 Abb., 3 Tab., Ljubljana 1970.

BEMMELEN, R. van & MEULENKAMP, J.: Beiträge zur Geologie des Drauzuges, 3. Teil: Die Lienzer Dolomiten. – Jb. geol. B.-A., **108,** 213–268, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 1–3, Wien 1965.

BENEDICT, P.: Zur Tektonik der südlichen Granatspitzgruppe (Hohe Tauern). – Diss. phil. Fak. II Univ. Zürich, 105 S., 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien (Rosenbaum) 1952.

BENESCH, F. v.: Die mesozoischen Inseln am Poßruck (Mittelsteiermark). – Mitt. geol. Ges. Wien, **7,** 173–194, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 8–9. Wien 1914.

BERAN, A.: Beiträge zur Verbreitung und Genesis Phengit-führender Gesteine in den Ostalpen. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **13,** 115–130, 2 Abb., 5 Tab., Wien 1969.
Mikrosondenuntersuchungen von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **22,** 250–265, 5 Abb., Wien 1975.

BERCE, B.: On some Genetic Problems of the Mežica Ore Deposit. – Geologija, Raprave in Poročila, **6,** 235–250, Ljubljana 1960.

BERGER, W.: Lebensbilder aus der Vorzeit Österreichs. I. Der Steinkohlenwald der Semmering-Grauwacke. – Natur und Land, **36,** 94–101, 4 Abb., Wien 1950.

BERNHARD, J.: Die Mitterberger Kupferkieslagerstätte. – Jb. geol. B.-A., **109,** 3–90, 55 Abb., Wien 1966.

BERTLE, H.: Kurze Mitteilung über ein NNE-SSW-streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. – Verh. geol. B.-A., **1970,** 486–490, 1 Abb., Wien 1970.
Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines Kristallinen Rahmens – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **22** (1973), 1–59, 8 Abb., Taf. 1–3, Wien (1973) 1974.

BERWERTH, F.: Zur Geologie der Kreuzeckgruppe. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **1895,** 45–47, Wien 1895.

BESANG, C., HARRE, W et al.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen

des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). – Geol. Jb., **86,** 835–844, 1 Abb., 4 Tab., Taf. 59, Hannover 1968.

BIANCHI, A.: Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10,** VIII, 243 S., 55 Abb., 17 Taf., 1 Panorama, 1 Kt., Padova 1934.

BIANCHI, A. et al.: Carta geologica d'Italia, Fogli 1 u. 4 A, Passo del Brennero e Bressanone, 1 : 100.000. 2. Aufl. – Roma (Serv. Geol.) 1969.

BIANCHI, A., PIAZ, G. Dal & MERLA, G.: Carta geologica delle Tre Venezie, 1 : 100.000, Foglio Monguelfo. Padova 1930.

BISTRITSCHAN, K.: Ein Beitrag zur Geologie des Wechselgebietes. – Verh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenforsch., **1939,** 111–115, Wien 1939.

BLASCHKE, F.: Geologische Beobachtungen aus der Umgebung von Leutschach bei Marburg. – Verh. geol. R.-A., **1910,** 51–56, Wien 1910.

BLATTMANN, S.: Deformationstypus der Radstädter Tauern. – Jb. geol. B.-A., **87,** 207–233, 8 Abb., 1 Taf., 1 Kt., Wien 1937.

BLESER, P.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. – Bull. Inst. Grand-Ducal Luxembourg, Archives, n. s., **13,** 89 S., 1 Abb., 1 Tab., 3 Texttaf., 5 Falttaf., Luxemburg 1934.

BLUMENTHAL, M.: Das Fenster von Gargellen (Vorarlberg). – Eclogae geol. Helv., **20,** 40–78, 8 Abb., Basel 1926 a.

Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafon. – Jber. natf. Ges. Graubünden, N. F., **64** (1924/26), 51–83, Taf. 1–2, Chur 1926 b.

Der Sedimentzug der Tschaggunser Mittagspitze und die Gliederung des oberostalpinen Deckenkernes im Vorarlberger Rätikon. – Jber. natf. Ges. Graubünden, **74,** 33–108, 5 Abb., 2 Taf., Chur 1936.

BÖCHER, H.: Zur Geologie des Hochreichart und des Zinken in den Seckauer Tauern. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **63,** 136–149, 1 Taf., Graz 1927.

BOER, J. DE: The geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy). – Proefschrift Wiskd. Natuurwet. Univ. Utrecht, 178 S., 52 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Utrecht 1963.

Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys. – J. Geophys. Res., **70,** 931–944, Washington 1965.

BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht" – Verh. geol. B.-A., **1975,** 163–199, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1975.

BÖGEL, H. [in]: ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148,** 50–137, 14 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1975.

BÖHNE, E.: Die Kupfererzgänge von Mitterberg in Salzburg. – Archiv Lagerstättenforsch., **49,** 106 S., 52 Abb., 6 Taf., Berlin 1931.

BOIGK, H.: Zum Bau der Grazer Decken. – Z. dt. geol. Ges., **102** (1950), 247–271, 16 Abb., Hannover 1951.

BOROWICKA, H.: Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Dolomit-Kalkmarmorzuges zwischen Dietersbach- und Mühlbachtal (Oberpinzgau, Salzburg). – Unveröff. Vorarbeit geol. Inst. Univ. Wien, 50 S., 11 Abb., 18 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1966.

BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. – Mem. Soc. geol. Ital., **12,** 549–571, 6 Abb., 10 Tab., 1 Taf., Pisa 1973.

Contributions to geodynamic interpretations in the Eastern Alps. – 6 S., Beil., 3 Abb. [in]: H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

BOSELLINI, A.: Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias etc. – Mem. Mus. Storia nat. Venezie trident., **15** (Jg. 28), H. 3, 1–68, 21 Abb., Trento 1965.

BOUÉ, A.: Aperçu sur la constitution géologique des provinces illyriennes. – Mém. Soc. géol. France, (1) **2,** 1. Teil, 43–89, Taf. 4, Paris 1835.

BRACK, W., TROLL, G. et al.: Geochronological investigations in the „Altkristallin" of Eastern Tyrol. – S. 6 [in]: H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

Brandner, R.: „Südalpines" Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 143–162, 2 Abb., Taf. 1–3, Beil. 1, Innsbruck 1972.

Braumüller, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **30-31** (1937–38), 37–150, Taf. 1–4, Wien 1939.

Braumüller, E. & Prey, S.: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. – Ber. Reichsamt Bodenforsch. Wien, **1943**, 113–140, 4 Abb., Wien 1943.

Briegleb, D.: Geologie der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch (Steiermark). – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **116**, 359–375, 11 Abb., 2 Tab., Wien 1971.

Brinkmann, R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **15**, 1–14, Hamburg 1935.

Brunlechner, A.: Die paläozoische Scholle bei Viktring. – Carinthia, **85** bzw. (II) **5**, 192–195, Klagenfurt 1897.

Die Entstehung und Bildungsfolge der Bleiberger Erze und ihrer Begleiter. – Jb. nathist. Landesmus. Kärnten, **45**, 61–96, 1 Tab., Klagenfurt 1899.

Buch, L. v.: Über einige Berge der Trappformation in der Gegend von Grätz. – Abh. Akad. Wiss. Berlin, **1818-1819**, 111–118, Berlin 1820.

Über die Karnischen Alpen. – Leonhards miner. Taschenb., **18**, 2. Abt., 396–437, 1 Taf., Frankfurt/Main 1824.

Büchner, K.: Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge etc. – Diss. natw. Fak. Univ. Marburg/Lahn, 118 S., 45 Abb., 3 Taf., Marburg (Photodruck Mauersberger) 1970.

Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Ober-Steiermark, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **22**, 71–94, 14 Abb., Taf. 4–5, Wien (1973) 1974.

Buggisch, W., Kleinschmidt, G. & Lütke, F.: Die Einstufung von altpaläozoischen Kalken im Sausal und Remschnigg (Steiermark, Österreich) aufgrund von Condonten. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**, 263–278, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1975.

Buttmann, H.: Die Kupferkieslagerstätten von Mitterberg. – 76 S., 1 Kt., Freiberg/Sachsen (Craz & Gerlach) 1913.

Cadisch, J.: Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. – Eclogae geol. Helv., **43** (1950), 172–180, Basel 1951.

Geologie der Schweizer Alpen. – 2. Aufl. – 480 S., 59 Abb., 2 Taf., Basel (Wepf) 1953.

Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., **1961**, 115 bis 124, Wien 1961.

Canaval, R.: Beiträge zur Kenntnis der Gesteine und Erzlagerstätten des Weissenbachthales in Ober-Kärnten. – Jb. geol. R.-A., **40** (1890), 527–558, 2 Abb., Wien 1891.

Das Kiesvorkommen von Kallwang in Obersteier und der darauf bestandene Bergbau. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **31** (1894), 3–109, 2 Abb., 3 Tab., Graz 1895.

Das Erzvorkommen in Plattach und auf der Assamalm bei Greifenburg in Kärnten etc. – Jb. geol. R.-A., **45** (1895), 103–124, 1 Abb., Wien 1896.

Das Bergbauterrain in den Hohen Tauern. - Jb. nat.-hist. Landesmus. Kärnten, (63–64) **43/44**, 1–153, 13 Tab., Klagenfurt 1897.

Das Kohlenvorkommen von Lobnig bei Eisenkappel in Kärnten und das Alter der Karawanken. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **67**, 112–140, 6 Abb., Wien 1919.

Die Goldvorkommen von Walzentratten und Räderzeche bei Weißbriach im Gitschtale (Kärnten). – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **74**, 139–152, Wien 1926.

Das Goldfeld der Ostalpen und seine Bedeutung für die Gegenwart. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **68** (1920), 67–110; **72** (1924), H. 2, 25–48, 1 Abb.; **81** (1933), 146–156; Wien 1920/1933.

Casati, P.: Il trias in Lombardia. VI. Osservazioni stratigrafiche sull'„Infraretico" delle Prealpi Bergamasche. – Riv. ital. Paleont. Stratigr., **70**, 447–465, 10 Abb., Milano 1964.

Cathrein, A.: Die geognostischen Verhältnisse der Wildschönau. – Z. Ferdinandeum, (3) **21**, 125–157, 1 Profiltaf., Innsbruck 1877.

Chair, M. & Thiedig, F.: Ein bedeutsamer Ammonitenfund in den Werfener Schichten (Skyth) der St. Pauler Berge in Ostkärnten (Österreich). – Der Karinthin, **69**, 60–63, Knappenberg 1973.

Christa, E.: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. – Jb. geol. B.-A., **81**, 533–635, 3 Abb., Taf. 20–34, Wien 1931.

Clar, C.: Kurze Übersicht der geotektonischen Verhältnisse der Grazer Devonformation. – Verh. geol. R.-A., **1874**, 62–65, Wien 1874.

Clar, E.: Aus der Schobergruppe. – Verh. geol. B.-A., **1926**, 146–147, Wien 1926.

Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **63**, 72–90, 1 Kt., 1 Profiltaf., Graz 1927 a.

Ein interessantes Profil aus den südlichen Vorlagen der Schobergruppe. – Verh. geol. B.-A., **1927**, 229–231, Wien 1927 b.

Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **64/65**, 178–214, 1 Kt., Graz 1929 a.

Neue Beobachtungen über die jüngeren Stufen des Paläozoikums von Graz. – Verh. geol. B.-A., **1929**, 190–196, 1 Abb., Wien 1929 b.

Schneeberg in Tirol. – Cbl. Miner. etc., Abt. A., **1931**, 105–124, 10 Abb., Stuttgart 1931 a.

Zwei Erzentmischungen von Schneeberg in Tirol. – Cbl. Miner. etc., Abt. A, **1931**, 147–153, 4 Abb., Stuttgart 1931 b.

Die Gefügeregelung eines Bändermagnesites. – Jb. geol. B.-A., **81**, 387–401, 9 Diagr., Taf. 11 bis 12, Wien 1931 c.

Zur Geologie des Schöcklgebietes bei Graz. – Jb. geol. B.-A., **83**, 113–136, 13 Abb., 1 Kt., Wien 1933 a.

Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **70**, 1–24, Taf. 1–2, Graz 1933 b.

Vom Bau des Grazer Paläozoicums östlich der Mur. – N. Jb. Miner., Beil.-Bd. **74**, Abt. B, 1–39, 3 Abb., 1 Beil., Stuttgart 1935.

— Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **146**, 249–316, 27 Abb., Wien 1937.

Vom Baustil der Radstädter Tauern. – Mitt. geol. Ges. Wien, **32** (1939), 125–138, 3 Abb., Wien 1940 a.

Von der Tarntaler Breccie (Lizum). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **149**, 71–84, 1 Abb., Wien 1940 b.

Über die Görtschitztaler Störungszone (Norejalinie) bei Hüttenberg. – Der Karinthin, **15**, 65 bis 71, 1 Abb., Knappenberg 1951.

Gesteinswelt und geologischer Bau längs der Großglockner-Hochalpenstraße. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63**, 176–184, Beil. 16, Klagenfurt 1953 a.

Metamorphes Paläozoikum im Raume von Hüttenberg. – Der Karinthin, **22**, 225–230, Knappenberg 1953 b.

Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch., **42**, 107–127, 1 Abb., Stuttgart 1953 c.

Geologisches Gefüge und Formentwicklung von metasomatischen Karbonatlagerstätten (Siderit und Magnesit) der Ostalpen. – C. r. 19. Congrès géol. intern. Alger, sect. 10, fasc. **10**, 83–96, 6 Abb., Alger 1953 d.

Über Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **4**, 55–64, 6 Abb., Wien 1954.

— Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnesite. – Carinthia, **146** bzw. (II) **66**, 22–31, Klagenfurt 1956.

Bemerkungen zur Entstehungsfrage der kalkalpinen Pb-Zn-Erzlagerstätten. – Mitt. geol. Ges. Wien, **48** (1955), 17–28, 1 Taf., Wien 1957 a.

Diskussionsbeiträge zu „Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen" – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **102**, 234, 242, 255 f., Wien 1957 b.

Die alten Bergbaue am Hüttenberger Erzberg. – Carinthia, **147** bzw. (II) **67**, 505–516, 1 Kt., Klagenfurt 1957 c.

Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, 2 Abb., 4 Taf., Wien 1965.

Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variszischen Gebirges in den Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **122** (1970), 161–167, 1 Abb., Hannover 1971.

Anmerkung über weitere Vorkommen von Prebichlschichten. – Verh. geol. B.-A., **1972**, 123 bis 125, Wien 1972.

Review of the Structure of the Eastern Alps. – [In:] Jong, K. de & Scholten, E. [Hrsg.]: Gravity and Tectonics, 253–270, 9 Abb., New York etc. (Wiley) 1973.

Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. – Clausth. geol. Abh., Sdb. **1,** 187–198, 2 Abb., Clausthal 1975.

Clar, E., Closs, A. et al.: Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **64/65,** 3–28, 1 Tab., 1 geol. Kt., Graz 1929.

Clar, E., Friedrich, O. & Meixner, H.: Steirische Lagerstätten. – Fortschr. Miner., **42,** 173 bis 183, Stuttgart 1965.

Clar, E., Fritsch, W. et al.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. – Carinthia, **153** bzw. (II) **73,** 23–51, 7 Abb., Klagenfurt 1963.

Clar, E. & Meixner, H.: Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63,** 67–92, Taf. 5–8, Klagenfurt 1953.

Cliff, R., Holzer, H. F. & Rex, D.: The Age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the History of the Periadriatic Lineament. – Verh. geol. B.-A., **1974,** 347–350, 1 Tab., Wien 1975.

Cliff, R., Norris, R. et al.: Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – Jb. geol. B.-A., **114,** 121–272, 63 Abb., Taf. 7–10, Wien 1971.

Colins, E. & Nachtmann, W.: Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. – Geol. paläont. Mitt. Innsbruck, **4,** H. 2, 1–43, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 1–3, Innsbruck 1974.

Čorná, O.: Über das Vorkommen jurassisch-unterkretacischer Palynoflora in der Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich). – Geol. Zbornik Geol. Carpathica, **23,** 353–360, Taf. 1 bis 4, Bratislava 1972.

Cornelius, H. P.: Vorkommen von Hornblendegabbro in der steirischen Grauwackenzone. – Verh. geol. B.-A., **1930,** 149–160, 1 Abb., Wien 1930.

Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1 : 75.000, Blatt Mürzzuschlag, Wien (Geol. B.-A.) 1936 a.

Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes. – 54 S., 6 Prof., 1 Kt., Wien (Geol. B.-A.), 1936 b.

Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. – Jb. geol. B.-A., **87,** 133–194, 11 Abb., Taf. 7, Wien 1937.

Geologische und petrographische Notizen vom Hochgrößen bei Oppenberg (Wölzer Tauern, Steiermark). – Verh. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1939,** 150–160, 3 Abb., Wien 1939 a.

Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. – Jb. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **89,** 27–175, 18 Abb., Taf. 1–4, Wien 1939 b.

Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. – Z. dt. geol. Ges., **92,** 271–310, Taf. 9, Berlin 1940.

Das Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **2,** 19–52, 7 Abb., 1 Taf., Wien 1941 a.

Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **2,** 1–7, Wien 1941 b.

Zur Deutung der Konglomerate des Salberg bei Liezen und der Flaserkalkbreccien am Dürrenschöberl (Ennstal, Steiermark). – Ber. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1941,** 111–114, Wien 1941 c.

Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze?" – Mitt. geol. Ges. Wien, **36–38** (1943–1945), 231–244, Wien 1949.

Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **159,** 281–290, Wien 1950.

Die Geologie des Schneeberggebietes. – Jb. geol. B.-A., Sdb. **2,** 111 S., 25 Abb., 2 Taf., Wien 1951.

Die Geologie des Mürztalgebietes. – Jb. geol. B.-A., Sdb. **4,** 94 S., Wien 1952 a.

Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone etc. – Mitt. geol. Ges. Wien, **42–43** (1949–1950), 1–234, 10 Abb., Taf. 1–4, Wien 1952 b.

Cornelius, H. P. & Clar, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1 : 25.000. – 34 S., 1 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1935.

Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. Reichsst. Bodenforsch. Zweigstelle Wien, **25,** H. 1, 1–305, 89 Abb., 2 Tab., 2 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1939.

CORNELIUS, H. P. & FURLANI-CORNELIUS, M.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. – Ber. Reichsamt Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1943,** 1–6, 3 Abb., Wien 1943.

CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 1. Beitr.: **162,** 279–294, 1 Prof., Taf. 1–2, Wien 1953; 2. Beitr.: **164,** 131–144, 1 Diagr., Taf. 1–4, Wien 1955.

Gedanken zur tektonischen Stellung der Lienzer Dolomiten in Osttirol (Österreich). – Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau etc., **1960** (Kraus-Festschrift), H. 1, 36–39, Berlin 1960 a.

Contributi alla conoscenza della Geologia della cosiddetta zona a radici nelle Austridi occidentali e centrali. – Annal. Univ. Ferrara, n. s., sez. IX, **3,** Nr. 6, 105–117, 7 Abb., Ferrara 1960 b.

CZEDIK-EYSENBERG, F.: Zur Geschichte des Magnesits. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **104,** 118 bis 122, 8 Abb., Wien 1959.

CZERMAK, F.: Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberge etc. – Jb. geol. B.-A., **81,** 97–109, 4 Abb., Wien 1931.

CZJŽEK, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebungen von Hainburg, des Leithagebirges und der Ruster Berge. – Jb. geol. R.-A., **3,** H. 4, 35–55, Taf. 1, Wien 1852.

Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. – Jb. geol. R.-A., **5,** 465–529, 3 Abb., Wien 1854.

CZURDA, K.: Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (Bituminöser Hauptdolomit). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21** (1972), 235–250, 7 Abb., Innsbruck 1973.

DAMM, B. & SIMON, W.: Das Tauerngold. – Der Aufschluß, Sdh. **15,** 98–119, Heidelberg 1966.

DANK, V & BODZAY, I.: Geohistorical background of the potential hydrocarbon reserves in Hungary. – Acta Univ. Szegediensis, Act. miner.-petrogr., **20,** fasc. 1, 57–70, 3 Abb., Szeged 1971.

DEL-NEGRO, W.: Geologie von Salzburg. – 348 S., 43 Abb., 16 Photos, Innsbruck (Wagner) 1950. Salzburg. – Verh. geol. B.-A., Bundesländerserie Heft Salzburg. 1. Aufl.: 66 S., 1 Abb., 9 Tab., 1 Taf., Wien 1960; 2. Aufl.: 101 S., 1 Abb., 10 Tab., 2 Taf., Wien 1970.

DEMMER, W.: Geologische Neuaufnahme in den westlichen Radstädter Tauern (Kamm östlich des Kleinarltales). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 196 S., 38 Abb., 15 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1962.

Die geologische Bearbeitung des Tauerntunnels. – S. 491–512, Abb. 459–470, [in:] J. VILANEK [Hrsg.]: Tauernautobahn. 2 Bd., 880 S., 869 Abb., Salzburg (Tauernautobahn-AG) 1976.

DEUTSCH, A.: Geologie der mittleren Goldeckgruppe zwischen Oberamlach und Baldramsdorf/Kärnten. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., 98 Abb., 3 Tab., 4 Beil., Wien 1976.

DIEBER, K.: Die Geologie des Gebietes um Donnersbachwald/Stmk. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Graz, 118 S., 3 Kt., 1 Taf., Graz 1971.

DIENER, C.: Grundlinien der Struktur der Ostalpen. – Petermanns Mitt., **45,** 204–214, 1 Abb., Gotha 1899.

Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. S. 327–646, 28 Abb., 1 Taf., 6 Kat. – [In:] E. SUESS [Hrsg.]: Bau und Bild Österreichs. 1110 S., 250 Abb., 4 Taf., 8 Kt., Wien-Leipzig (Tempsky-Freytag) 1903.

DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). – Diss. Techn. Hochsch. Zürich, 131 S., 5 Abb., 4 Taf., Zürich (Fluntern) 1938.

DIETRICH, V.: Die Stratigraphie der Platta-Decke etc. – Eclogae geol. Helv., **63,** 631–671, 9 Abb., Taf. 1–8, Basel 1970.

Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. – Geotekt. Forsch., **50,** 1–84, 4 Abb., 3 Tab., 1 Kt., Stuttgart 1976.

DIETRICH, V. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung). – Geol. Rdsch., **65,** 361–374, 1 Abb., Stuttgart 1976.

DRONG, H.: Das Migmatitgebiet des „Winnebachgranites" (Ötztal, Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **7,** 1–69, 20 Abb., 7 Taf., 1 Kt., Wien 1959.

DUFTSCHMIDT-WILSER, B.: Probleme aus der nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **82,** 65–78, Berlin 1930.

DÜNNER, H.: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. – Diss. phil. Fak. II. Univ. Zürich, 134 S., 6 Abb., 1 tekt. Kt., Winterthur (Druckerei Winterthur) 1934.

EBERHARDT, N. & MOSTLER, H.: Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone, Tirol). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **103** (1966), 3–8, Wien 1966.

EBNER, F.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der Steirischen Grauwackenzone. – Verh. geol. B.-A., **1973,** A 86–87; **1974,** A 117–118; Wien 1973–1974.

Die Geologie der Grebenzen. – Touristenver. „Die Naturfreunde" Steiermark, **1975**/1, 6 S., 2 Abb., Graz 1975 a.

Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). – Verh. geol. B.-A., **1974,** 281–287, 2 Abb., Wien 1975 b.

Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – Verh. geol. B. A., **1976,** 65–93, 3 Abb., 4 Tab., Taf. 1–3, Wien 1976 a.

Der Nachweis von Namur im Paläozoikum von Graz. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **112** (1975), 1–7, Wien 1976 b.

— Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld etc. – Mitt. Abt. Geol. Joanneum, **37,** 276–305, 2 Abb., 5 Tab., Taf. 1–5, Graz 1976 c.

EGGER, A.: Beitrag zur Geologie der südöstlichen Venedigergruppe (Hohe Tauern). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., 17 Photos, 1 Profiltaf., 1 geol. Kt., Wien 1954.

EHRISMANN, W., GÖTZE, H.-J et al.: Gravimetrische Feldmessungen und Modellberechnungen im Gebiet des Krimmler Ache-Tales und Obersulzbachtales (Großvenediger Gebiet/Österreich). – Geol. Rdsch., **65,** 767–778, 7 Abb., Stuttgart 1976.

ELLENBERGER, F.: Etude géologique du pays de Vanoise. – Mem. Serv. Expl. Carte géol. France, **1958,** 561 S., 111 Abb., 1 Tab., 41 Taf., 10 Beil.-Taf., Paris 1958.

EMMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H.: Zur Geologie des Kitzbühler Horns etc. – Festbd. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck, 547–569, Abb. 10–12, 1 Tab., Taf. 1–4, 2 Beil.-Taf., Innsbruck 1970.

EMMRICH, H.: Notiz über den Alpenkalk der Lienzer Gegend. – Jb. geol. R.-A., **6,** 444–450, 2 Abb., Wien 1855.

ENZENBERG, M.: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17** (1966), 5–50, 9 Abb., Taf. 1–3, Wien 1967.

ENZENBERG-PRAEHAUSER, M.: Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **23,** 163–180, Taf. 5–6, Wien 1976.

ENZFELDER, W.: Geschichte des Blei-Zinkerzbergbaues Bleiberg. – Veröff. nathist. Mus. Wien, N. F., **6,** 3–7, 3 Abb., Wien 1972.

EPPENSTEINER, W.: Die schwarzen Breccien der Bleiberger Fazies. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **14–15** (1963–64), 205–228, 1 Abb., Wien 1965.

— Studien über Sedimentation und Diagenese des oberen Wettersteinkalkes in Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 153 S., 43 Abb., zahlr. Beil., Wien 1966.

— Studien über Sedimentation und Diagenese des oberen Wettersteinkalkes in Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Diss. Univ. Wien, **49,** 89 S., 29 Abb., 1 Taf., Wien (Photodruck Notring), 1970.

ERICH, A.: Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland-Niederösterreich). – Mitt. geol. Ges. Wien, **53** (1960), 53–115, 3 Abb., Taf. 1–8, Wien 1960.

Zur regionaltektonischen Stellung der Rechnitzer Serie (Burgenland-Niederösterreich). – Verh. geol. B.-A., **1966,** 77–85, Wien 1966 a.

Zur weiteren Kennzeichnung der Grüngesteine in der Bernsteiner Zone der Rechnitzer Serie. – Tschermaks miner.-petrogr. Mitt., (3)**11,** 93–120, 10 Abb., Wien 1966 b.

ERISMANN, Th., HEUBERGER, H. & PREUSS, E.: Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz-„Friktionit" – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **24,** 67–119, 17 Abb., 4 Tab., Wien 1977.

ERNST, K.: Neueste Entwicklung beim Magnesitbergbau Hochfilzen. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **118,** 327–331, 5 Abb., Wien 1973.

ERNST, W G.: Interpretative Synthesis of Metamorphism in the Alps. – Bull. geol. Soc. Amer., **84,** 2053–2078, 9 Abb., New York 1973.

Ernst, W. & Lodemann, W.: Die Verteilung des Bors im Kristallin der SE-Saualpe/Ostkärnten. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1965**, 641–647, 1 Abb., Stuttgart 1965.

Ertl, F.: Die Geschichte des Tauerngoldes. – Veröff. nathist. Mus., N. F. **10**, 5–21, 9 Abb., Wien 1975.

Escher v. d. Linth, A. & Studer, B.: Geologische Beschreibung von Mittelbünden. – N. Denkschr. Schweiz. Ges. ges. Natw., **3**, 218 S., 3 Kt., Neuchâtel 1839.

Exner, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **89**, 285–314, Taf. 7–8, Wien 1939.

Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil. – Mitt. Reichsstelle Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1**, 241–306, 14 Abb., Taf. 4–9, 1 Kt., Wien 1941.

Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil). – Mitt. geol. Ges. Wien, **35** (1942), 8 Abb., Taf. 1–5, Wien 1944.

Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**1**, 197–284, 21 Abb., Wien 1949.

Geologische Probleme der Hohen Tauern. – Verh. geol. B.-A., Sdh. C, 86–95, 1 Taf., Wien 1952.

Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. – Radex-Rdsch., 417–433, 17 Abb., Radenthein 1953 a.

— Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63**, 124–128, Taf. 11–12, Klagenfurt 1953 b.

Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – Jb. geol. B.-A., **97**, 17–37, Taf. 1–3, Wien 1954.

Sedimentkeile und Mylonite im altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, Sdb. **1956** (Angel-Festschr.), 32–39, 3 Prof., Graz 1956 a.

Geologische Beobachtungen (1955) in der Kreuzeck-, Sadnig-, Rieserferner- und Reißeckgruppe. – Verh. geol. B.-A., **1956**, 24–27, Wien 1956 b.

Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. – 168 S., 8 Abb., 8 Taf., 1 geol. Kt. 1 : 50.000 (1956), Wien (Geol. B.-A.) 1957 a.

Geologisches Panorama vom Zitterauer Tisch etc. – 1 S., Taf. 1, Wien (Geol. B.-A.) 1957 b.

Beobachtungen (1957) im Kristallin der Buckligen Welt und des Hochwechsels. – Verh. geol. B.-A., **1958**, 206–208, Wien 1958.

Geologische Aufnahmen 1958 im nördlichen Randgebiet der Schober- und Sadniggruppe (180). – Verh. geol. B.-A., **1959**, A 15–A 17, Wien 1959.

Der Granodiorit von Wöllatratten (Mölltal) etc. – Carinthia **151** bzw. (II) **71**, 41–50, Klagenfurt 1961.

Sonnblicklamelle und Mölltallinie. – Jb. geol. B.-A., **105**, 273–286, Taf. 19, Wien 1962 a.

Die Perm-Trias-Mulde des Gödnachgrabens an der Störungslinie von Zwischenbergen (Kreuzeckgruppe, östlich Lienz). – Verh. geol. B.-A., **1962**, 76–80, 1 Abb., Wien 1962 b.

— Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1962 c.

— Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe Tauern. – Fallot-Festschr., **2**, 503–515, 6 Abb., 1 Tab., Paris 1963.

Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000. – 170 S., 8 Abb., 8 Taf., 1 Tab., Wien (Geol. B.-A.) 1964.

Zur geologischen Position des Auftretens von Sillimanit in metamorphen Gesteinen der Ostalpen. – Der Karinthin, **55**, 228–232, Knappenberg 1966.

Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. – Verh. geol. B.-A., **1967**, 98–108, Wien 1967.

Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. geol. B.-A., **114**, 1–119, 16 Abb., Taf. 1–6, Wien 1971 a.

— Über Oligoklas-Blasten in metamorphen Schiefern der östlichen Hohen Tauern und Umgebung. – Carinthia (II), Sdh. **28**, 221–238, 5 Abb., Klagenfurt 1971 b.

Stilpnomelan im Gneis der Radstädter Tauern. – Der Karinthin, **64**, 219–224, Knappenberg 1971 c.

Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. – Mitt. geol. Ges. Wien, **64** (1971), 1–108, 17 Abb., 1 Tab., Taf. 1, Wien 1972.

Fortschritte der geologischen Forschung im Tauernfenster (Österreich und Italien). – Zbl. Geol. Paläont., Tl. I, **1973**, 323–346, Stuttgart 1974 a.

Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). – Verh. geol. B.-A., **1974**, 131–137, Wien 1974 b.

Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – Verh. geol. B.-A., **1976**, 3–64, 13 Abb., Wien 1976.

EXNER, CH. & FAUPL, P.: Die Anorthitgehalte der Plagioklase in einigen Gesteinsgruppen der zentralen Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., **1970**, 245–266, 3 Taf., Wien 1970.

EXNER, CH. & SCHÖNLAUB, H.: Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch. – Verh. geol. B.-A., **1973**, 357–365, 1 Abb., Wien 1973.

EXNER, CH. & WANDERER, E.: Zur Kenntnis des Eklogitamphibolits im Debanttal (Schobergruppe, Osttirol). – Der Karinthin, **45/46**, 228–234, Knappenberg 1962.

FALLOT, P.: Les dilemmes tectoniques des Alpes Orientales. – Ann. Soc. géol. Belgique, **78**, B 147–B 170, Taf. 1–2, Liège 1955.

FANINGER, E.: Tonalit von Pohorje und seine Differentiate. – Geologija, Razprave in Poročila, **13**, 90–104, 10 Abb., 29 Tab., Ljubljana 1970.

Pohorske magmatske kamenine (Magmatische Gesteine von Pohorje). – Geologija, Razprave in Poročila, **16**, 271–315, 7 Abb., 7 Tab., Ljubljana 1973.

FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.) – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 27–70, 9 Abb., Taf. 10–12, Wien 1970.

Geologische Aufnahme um Bad Kleinkirchheim. – Carinthia (II), Sdh. **28**, 145–157, 3 Abb., Klagenfurt 1971.

Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitt. geol. Ges. Wien, **63** (1970), 22–51, 9 Abb., 5 Tab., Wien 1972.

Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten etc. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976**, 449–470, 6 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1976.

Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **113** (1976), Wien 1977.

FELSER, K.: Vorbericht über die Neuaufnahme des Unterkarbons von Nötsch, Gailtal. – Anz. Akad. Wiss., Wien, math.-natw. Kl., **72**, 203–204, Wien 1935.

Die Badstub-Breccie der Karbonscholle von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – Zbl. Miner. etc., Abt. B, **1936**, 305–308, 1 Abb., Stuttgart 1936 a.

Der Granit von Nötsch im Gailtal und seine Begleitgesteine. – Verh. geol. B.-A., **1936**, 182 bis 187, 2 Abb., Wien 1936 b.

Caninia Nikitini STUCKENBERG aus dem schiefrigen Kalk des Häuselberges bei Leoben. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **73**, 5–6, Graz 1936 c.

Die NO-Verwerfer der Karbonscholle von Nötsch (Gailtal). – Carinthia, **128** bzw. (II) **48**, 54–61, 4 Abb., Klagenfurt 1938.

Dibunophyllum cf. bipartitum (Mc Coy) aus dem schiefrigen Kalk des Häuselberges bei Leoben (östliche Grauwackenzone). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **112** (1975), 189–192, Wien 1976.

FEUERBACH, M. & UNGER, H.: Die Schwefelkieslagerstätte Bernstein (Burgenland, Österreich). – Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen, **9**, 3–33, 2 Taf., Leoben 1969.

FISCHER, R. & TURINSKY, F.: Mittellias-Ammoniten von der Kesselspitze (Nordtirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**, 593–605, 4 Abb., Stuttgart 1975.

FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1964**, 368–378, 4 Abb., Stuttgart 1964.

Die Mitteldevon/Oberdevon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **124**, 221–240, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 23–26, Stuttgart 1966.

Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. geol. Ges. Wien, **59** (1966), 157–212, 8 Abb., Taf. 1–5, Wien 1967 a.

Ergänzende Bemerkungen zur Alterseinstufung des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **104**, 127–132, Wien 1967 b.

FLAJS, G. & GRÄF, W.: Ludlow-Conodonten aus einem Kalkgeröll der Kainacher Gosau. – Verh. geol. B.-A., **1966,** 170–172, Wien 1966.

FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. geol. B.-A., **1973,** 245–254, 5 Abb., Wien 1973.

Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. geol. B.-A., **1976,** 257–303, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 1–4, Wien 1976.

FLORENTIN, F.: Der Goldbergbau der Hohen Tauern. – Badgasteiner Badebl., **1937,** 41–43, 47–48, 53–54, 60–61, St. Johann/Pg. 1937.

FLÜGEL, E.: Neuaufnahmen im Grazer Paläozoikum 1955/56: 1. Der Hochschlagstock östlich von St. Erhard (Breitenau). – Anz. österr. Akad. Wiss., **94,** 113–115, Wien 1957.

Revision der Hydrozoen des Grazer Devons. – Mitt. geol. Ges. Wien, **49** (1956), 129–172, 4 Tab., Taf. 1–6, Wien 1958.

FLÜGEL, H.: Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., I: **97,** 61–67, 5 Abb., 1952 a; II: **97,** 227–234, 6 Abb., 1 Tab., 1952 b; III: **98,** 61–68, 3 Abb., 1953 a; IV (& E. FLÜGEL): **98,** 211–218, 4 Abb., Wien 1953 b.

Graptolithenfund in einem Lyditgeröll der Kainacher Gosau. – Verh. geol. B.-A., **1952,** 153 bis 155, Wien 1952 c.

Die stratigraphischen Verhältnisse des Paläozoicums von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1953,** 55–92, 11 Tab., 1 Kt., Stuttgart 1954 a.

Die tektonischen Verhältnisse zwischen Stübinggraben und der Mur. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **84,** 40–49, 1 Tab., Taf. 4–5, Graz 1954 b.

Das tektonische Gefüge von Kher bei Rein. – Mitt. geol. Ges. Wien, **45** (1952), 147–163, 2 Prof., 9 Diagr., 2 Kt., Wien 1954 c.

Geologische Profile aus dem Raum des Hoch-Trötsch. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **85,** 73–80, Taf. 5–6, Graz 1955.

Neue Korallenfaunen aus dem Unterludlow von Graz. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **86,** 32 bis 58, 3 Tab., Taf. 2–4, Graz 1956 a.

Revision der ostalpinen Heliolitina. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, **17,** 55–102, 4 Abb., 7 Tab., Taf. 1–4, Graz 1956 b.

140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **88,** 51–78, 2 Tab., Taf. 8, Graz 1958 a.

Die tektonische Stellung des „Altkristallins" östlich der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1960,** 202–220, 1 Abb., Stuttgart 1960 a.

Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1960 b.

Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon- und der Silur-Devon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – [In:] J. SVOBODA [Hrsg.]: Prager Arbeitstagg. Strat. Silur Devon, 115–121, 1 Abb., Praha (Ústřed. Ústav. Geol.) 1960 c.

— Die Geologie des Grazer Berglandes. 1. Aufl. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, **23,** 212 S., 46 Tab., 4 Abb., geol. Kt. 1 : 100.000, Graz 1961.

— Das steirische Randgebirge. – Samml. geol. Führer, **42,** 153 S., 15 Abb., 4 Taf., Berlin (Borntraeger) 1963.

Der geologische Bau der Ostalpen. – Forsch. u. Fortschr., **38,** 129–134, 3 Abb., Berlin 1964 a.

Das Paläozoikum in Österreich. – Mitt. geol. Ges. Wien, **56** (1963), 401–443, 5 Abb., 6 Tab., Wien 1964 b.

Neue Beobachtungen im Unter-Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **102,** 35–37, Wien 1965.

Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums (1964–1969). – Zbl. Geol. Paläont., Tl. I, **1970,** 661–687, Stuttgart 1970.

Das Paläozoikum von Graz. – Exk.-Führer Tagg. paläont. Ges. **1972,** 117–140, 7 Abb., 1 Tab., Graz 1972 a.

Das Karbon von Nötsch. – Exk.-Führer 42. Jahresvers. paläont. Ges., [Hrsg. H. FLÜGEL], 9–17, 2 Abb., 1 Tab., Graz 1972 b.

Revision der von F. Heritsch 1918, 1934 und A. Kuntschnig 1926 aus dem Unterkarbon vor

[sic!] Nötsch (Nötschgraben-Gruppe) beschriebenen Rugosa. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **109** (1972), 43–50, Wien 1973.

Die Geologie des Grazer Berglandes. 2. Aufl. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum, Sdh. **1**, 288 S., 6 Abb., 47 Tab., Graz 1975 a.

Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. – Geol. Rdsch., **64**, 1–62, 13 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1975 b.

Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970 bis 1975). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1975**, 656–684, Stuttgart 1976.

FLÜGEL, H., HERITSCH, H. et al.: Exkursion III/7: Grazer Bergland, Oststeirisches Tertiär- und Vulkangebiet. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57** (1964), H. 1, 353–377, 1 Tab., 2 Taf., Wien 1964.

FLÜGEL, H. & KODSI, M.: Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **105** (1968), 1–5, Wien 1969.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V.: Triasverdächtige Gesteine am Südostrand des Grazer Paläozoikums. – Der Karinthin, **34–35**, 198–206, 2 Tab., 1 Kt., Klagenfurt 1957.

Geologische Karte des Weizer Berglandes 1 : 25.000, Wien (Geol. B.-A.) 1958.

Geologische Wanderungen im Weizer Bergland. – Weiz. Geschichte und Landschaft in Einzeldarstell., **6**, 51 S., 7 Abb., 1 Taf., 1 Tab., Weiz 1959.

FLÜGEL, H., MAURIN, V & NEBERT, K.: Zur Altersfrage von Schöckelkalk und Grenzphyllit im Grazer Paläozoikum. – Verh. geol. B.-A., **1952**, 129–142, 3 Abb., 1 Tab., Wien 1952.

FLÜGEL, H. & SCHÖNLAUB, H.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. geol. B.-A., **1972**, 187–198, Taf. 1, Wien 1972 a.

Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. geol. Ges. Wien, **63** (1970), 142–148, Wien 1972 b.

FLÜGEL, H. & ZIEGLER, W.: Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **87**, 25–60, 6 Abb., 2 Tab., Taf. 1–5, Graz 1957.

FOETTERLE, F.: Der Eisenbahnbau am Schlusse des Jahres 1850. – Jb. geol. R.-A., **1**, 576–587, Wien 1850.

Mittheilung über das Vorkommen von Breunnerit (Magnesitspath) als Gebirgsgestein zwischen Gloggnitz und Schottwien. – Jb. geol. R.-A., **3**, H. 4, S. 145, Wien 1852.

Über die Resultate der geologischen Aufnahme in Nord-Kärnthen. – Jb. geol. R.-A., **6**, S. 201, Wien 1855.

Über die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlenformation (Gailthaler Schichten) etc. – Jb. geol. R.-A., **7**, 372–373, Wien 1856.

FORMANEK, H.: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14** (1963), 9–80, 2 Abb., Taf. 1–3, Wien 1964.

FORMANEK, H., KOLLMANN, H. & MEDWENITSCH, W.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **54** (1961), 27–53, Taf. 1 bis 3, Wien 1962.

FÖRSTER, H.: Die Blei- und Zinklagerstätte Schneeberg in Südtirol. – Diss. Fak. Bergbau etc. Techn. Hochsch. Aachen, 126 S., 47 Abb., Tbn., Aachen (Photodruck) 1963.

Ein Beitrag zur Geologie des Lagerstätten-Bezirks Schneeberg-Gossensaß in Südtirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1966**, 227–233, 1 Tab., Stuttgart 1966.

Kristallisation und Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges. – Geol. Rdsch., **56**, 480–494, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967.

Petrographische und tektonische Untersuchungen in den südlichen Stubaier und westlichen Zillertaler Alpen. – Habil.-schr. T H. Aachen, 185 S., Abbn., Aachen 1969.

FÖRSTER, H. & LEONHARDT, J.: Die Ötztaler Masse – ein präkambrisches Element in den Ostalpen? – Geol. Rdsch., **61**, 69–87, 11 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1972.

FÖRSTER, H. & SCHMITZ-WIECHOWSKI, A.: Zur Tektonik im Bereich der Brennerlinie. – Geol. Rdsch., **59**, 637–648, 10 Abb., Stuttgart 1970.

FÖRSTER, H., SOFFEL, H. & ZINSSER, H.: Palaeomagnetism of Rocks from the Eastern Alps from North and South of the Insubrian Line. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **149**, 112–127, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1975.

FOULLON, H. v.: Über die Grauwacke von Eisenerz. Der „Blasseneck-Gneiss" – Verh. geol. B.-A., **1886,** 83–88, Wien 1886.

FRANK, W.: Zur Geologie des Guggernbachtales (= Lützelstubachtal, mittlere Hohe Tauern). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 188 S., 19 Abb., 6 Taf., Wien 1966.

Geologie der Glocknergruppe. – Wiss. Alpenvereinsh., **21,** 95–111, 3 Abb., 1 Tab., München 1969.

— Permoskyth im Pennin der Hohen Tauern. – Verh. geol. B.-A., **1972,** 151–153, 1 Abb., Wien 1972.

Bericht über geochronologische Arbeiten. – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, **2,** 3–5, 1 Abb., Graz etc. (hektogr.) 1974.

Jahresbericht 1975 über Mineralseparation und Geochronologie. – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, **3,** 16–18, Wien (Zentralanst. Meteor. Geodyn.) 1976.

FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W & SCHARBERT, S.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**23,** 191–203, 3 Abb., Wien 1976.

FRANK, W. & RIEHL-HERWIRSCH, G.: Der Metamorphosehiatus zwischen Magdalensbergserie und Oberkarbon in Mittelkärnten (Umgebung des Christophberges). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **108** (1971), 139–140, Wien 1972.

FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). – Jb. geol. B.-A., **96,** 143–192, 1 Abb., Taf. 6–8, Wien 1953.

Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite etc. – Jb. geol. B.-A., **97,** 71–132, 3 Abb., Taf. 8–10, Wien 1954.

Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1957**/2, 41–63, 4 Abb., Graz 1957.

Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. geol. B.-A., **101,** 323–472, 4 Abb., Taf. 25, Wien 1958.

Zum Stoffhaushalt im epi- bis mesozonalen Pennin der mittleren Hohen Tauern während der alpidischen Metamorphose. – Geol. Rdsch., **50,** 192–203, 2 Abb., Stuttgart 1960.

Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. – Nachr. dt. geol. Ges., **1970,** H. 2, 55–61, 1 Abb., Hannover 1970.

FRASL, G. & FRANK, W.: Exkursion I/2: Mittlere Hohe Tauern. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57** (1964), H. 1, 17–31, Taf. 1, Wien 1964.

Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. – Der Aufschluß, Sdh. **15,** 30–58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Heidelberg 1966.

Bemerkungen zum zweiteiligen geologischen Panorama von der Edelweißspitze (Großglockner-Hochalpenstraße). – Wiss. Alpenvereinsh., **21,** 112–114, 1 Taf., München 1969.

FRASL-JÜNGER, E.: Zur Erforschungsgeschichte der Nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 285 S., 38 Abb., Wien 1953.

FRAUSCHER, K.: Nautilusse von Guttaring. – Jb. nathist. Landesmus. Kärnten. – (61–62) **41-42,** 185–199, 6 Abb., Taf. 1–2, Klagenfurt 1895.

FRECH, F.: Über ein neues Liasvorkommen in den Stubaier Alpen. – Jb. geol. R.-A., **36,** 355–360, 3 Abb., Wien 1886.

Die Gebirgsformen im südwestlichen Kärnten und ihre Entstehung. – Z. Ges. Erdk. Berlin, **27,** 349–396, 1 Abb., Taf. 13–19, Falttaf. 6, Berlin 1892.

Die Tribulaungruppe am Brenner und ihre Bedeutung für den Gebirgsbau. – Richthofen-Festschr., 77–114, 10 Abb., Berlin (D. Reimer) 1893.

Die Karnischen Alpen. – Abh. natf. Ges. Halle, **18,** 515 S., 86 Abb., zahlr. Tab., 16 Taf., 2 Skizzen, 1 Kt., Halle (Niemeyer) 1894.

Geologie der Radstädter Tauern. – Geol. Paläont. Abh., **9** (N. F. **5**), H. 1, 1–66, 38 Abb., 1 geol. Kt., Jena 1901.

Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen etc. – Wiss. Ergh. Z. dt. österr. Alpenver., Bd. **2,** H. 1, IX, 98 S., 48 Abb., 25 Taf., 1 geol. Kt., Innsbruck 1905.

Die Trias der Zentralalpen und der Lombardei. S. 391–416, 16 Abb., 3 Tab.; [in:] F. FRECH's Lethaea geognostica, II. Tl., **1.** Bd., 3. Lief., Stuttgart (Schweizerbart) 1906.

FRIEDRICH, O.: Die Siderit-Eisenglimmer-Lagerstätte von Waldenstein in Ostkärnten. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **77,** 131–145, 11 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Wien 1929.

Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **81,** 1–14, 17 Abb., Leoben 1933 a.
Über Kupferlagerstätten der Schladminger Tauern. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **81,** 54–61, 4 Abb., Leoben 1933 b.
Silberreiche Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten in den Schladminger Tauern etc. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **81,** 84–99, 8 Abb., Leoben 1933 c.
Mineralvorkommen in den Schladminger Tauern. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **70,** 48–60, Graz 1933 d.
— Über den Vererzungstypus Rotgülden. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **143,** 95–108, 2 Abb., Wien 1934.
Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **83,** 34 bis 39, 46–60, 7 Abb., Wien 1935 a.
Wismutglanz und Freigold von Rotgülden. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **144,** 1–6, 3 Abb., Wien 1935 b.
Über die Vererzung des Nockgebietes. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **145,** 227–258, 5 Abb., Wien 1936 a.
Zur Geologie der Kieslager des Großarltales. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **145,** 121–152, 6 Abb., Wien 1936 b.
Über den Aufbau und das Gefüge steirischer Graphite. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **84,** 131 bis 137, 14 Abb., Wien 1936 c.
Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **92,** 66 bis 85, 13 Abb., Wien 1947.
Zur Genese der ostalpinen Spatmagnesit- und Talklagerstätten. – Radex-Rdsch., **1951,** 281–298, Radenthein 1951.
Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rdsch., 1953, 371–407, 11 Abb., Kt. 1 : 500.000, Radenthein 1953 a.
Das Gebiet um die Turracher Höhe. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63,** H. 1, 154–159, Klagenfurt 1953 b.
Die Kärntner Erzlagerstätten. – Carinthia, **145** bzw. (II) **65,** 25–38, 3 Abb., Klagenfurt 1955.
Die Erzlagerstätten der Kreuzeckgruppe. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, Sdb. **1956** (Angel-Festschr.), 49–68, 5 Abb., 1 Kt., Graz 1956.
Erzminerale der Steiermark. – 58 S., 84 Abb., Graz (Joanneum) 1959.
Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. – Der Karinthin, **45/46,** 210–228, Knappenberg 1962.
Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **1,** 3–220, zahlr. Abb., Leoben 1963.
Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen. – N. Jb. Miner. Mh., **1964,** 33–49, Stuttgart 1964 a.
Radnig, eine sedimentäre Blei-Zinklagerstätte in den Südlichen Kalkalpen. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **2,** 121–164, 9 Taf., Leoben 1964 b.
Monographien Kärntner Lagerstätten. II. Die Quecksilberlagerstätten Kärntens. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **3,** 71–124, 12 Taf., Leoben 1965.
Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, 1. Teil, **5,** 80–130, 20 Abb., Leoben 1967 b.
Bemerkungen zu einigen Arbeiten über die Kupferlagerstätte Mitterberg etc. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **5,** 146–169, Leoben 1967 a.
Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **8,** 136 S., zahlr. Abb., Leoben 1968 b.
Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. – Radex-Rdsch., 1. Teil: **1968,** 113–126, 30 Abb., 1 Tab.; 4. Teil: **1969,** 550–562, Radenthein 1968 c/1969 a.
Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. II. Teil. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **9,** 107–130, 4 Abb., 12 Taf., Leoben 1969 b.
Bemerkungen über das Erzvorkommen im Pirkergraben bei Oberdrauburg. – Carinthia, (II) Sdh. **28,** 259–271, 8 Abb., Klagenfurt 1971.
Geosynklinalbildung und Lagerstätten. – Archiv Lagerstforsch., **13,** 3–33, Leoben (1972) 1974.

Lagerstätten des Grazer Berglandes. S. 208–222. [In:] H. FLÜGEL: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum, Sdh. **1**, Graz 1975.

FRIEDRICH, O. & KRAJICEK, E.: Die Kärntner Erzlagerstätten, 1. Teil: Kärntner Quecksilberlagerstätten. I. – Carinthia, **142** bzw. (II) **62**, H. 1, 133–149, 1 Taf., Klagenfurt 1952.

FRIEDRICH, O. & MATZ, K.: Der Stübelbau zu Schellgaden. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **87**, 34–39, 7 Abb., Wien 1939.

FRIEDRICH, O. & PELTZMANN, I.: Magnesitvorkommen und Paläozoikum der Entachen-Alm im Pinzgau. – Verh. geol. B.-A., **1937**, 245–253, 6 Abb., 1 Tab., Wien 1937.

FRIEDRICHSEN, H. & MORTEANI, G.: Temperatures of fissure mineralization in the Western Hohe Tauern area. – S. 15 [in]: H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 287–336, 10 Abb., 2 Taf., 5 Tab., Wien 1968.

Die Petrographie des Porphyrgranitgneises am nordöstlichen Tuxer Hauptkamm (Zentralgneis des Tauernfensters, Tirol). – N. Jb. Miner. Abh., **111**, 162–183, 12 Abb., 1 Kt., Stuttgart 1969.

Geologie und Petrographie des Felbertauern-Straßentunnels (Osttirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **134**, 267–282, 2 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1970.

Scheelit-Lagerstätten in Zentral-Afrika und in den Ostalpen – ein genetischer Vergleich. – Anz. österr. Akad. Wiss., **109** (1972), 324–333, Wien 1973.

Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospaß). – Mitt. geol. Ges. Wien, **66–67** (1973/74), 9–20, 2 Abb., Wien 1974.

Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). – Verh. geol. B.-A., **1974**, 201–221, 5 Abb., Wien 1975 a.

Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies – ein Vergleich des Jura. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**, 82–90, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1975 b.

Der alpidische Internbau der Venedigerdecke in den westlichen Hohen Tauern. – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, **3**, 12–14, Wien (Zentralanst. Meteor. Geodyn.) 1976 a.

Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., **65**, 375–393, 3 Abb., Stuttgart 1976 b.

On the Alpicid structures in the Venediger nappe system of the western Tauern Window. – S. 16–17 [in]: H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

FRITSCH, W.: Die Gumpeneckmarmore [S. 1–12]. Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern [S. 13–19]. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, **10**, 1–19, 1 Kt., Graz 1953.

Eine tektonische Analyse des steirischen Erzberges. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **105**, 225–231, 12 Abb., Wien 1960.

Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. – Carinthia, **151** bzw. (II) **71**, 52–57, Klagenfurt 1961 a.

Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit an der Glan in Kärnten. – Geologie, **10**, 67–80, 7 Abb., Berlin 1961 b.

Über eine keratophyrische Pillow-Lava (Kissenlava) bei St. Veit/Glan. – Carinthia, **151** bzw. (II)**71**, 51–52, Klagenfurt 1961 c.

Von der „Anchi"-zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. – Geol. Rdsch., **52**, 202–210, 2 Abb., Stuttgart 1962 a.

Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten (1 : 500.000). – Carinthia, **152** bzw. (II) **72**, 14–20, 1 Kt., Klagenfurt 1962 b.

Zur Nomenklatur der Görtschitztaler Störungszone. – Carinthia, **153** bzw. (II)**73**, 52–57, 1 Abb., Klagenfurt 1963 a.

Ein Porphyrittuff aus der Trias des Krappfeldes. – Carinthia, **153** bzw. (II)**73**, 69–71, Klagenfurt 1963 b.

Exkursion III/6: Mittelkärnten. Das Kristallin der Saualpe und die Oberkreide (Eozän) des Krappfeldes. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57**, H. 1, 331–351, 2 Abb., Wien 1964 a.

Die neuesten geologischen Erkenntnisse über das steirische Randgebirge. – Veröff. Haus Natur Salzburg, N. F., **15,** Abt. II, H. 1, 8 S., 2 Abb., 1 Tab., Salzburg 1964 b.

Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke. – Veröff. Haus Natur Salzburg, N. F., **16,** H. 3, Abt. II, 1–36, Taf. 1, Salzburg 1965.

Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach dem Umwandlungsgrad etc. – N. Jb. Miner. Abh., **105,** 111–132, 3 Abb., Stuttgart 1966.

Über retrograde Metamorphosen. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1967,** 23–30, 1 Tab., Graz 1967.

Zur Geologie des Gebietes nördlich von St. Veit a. d. Glan, Kärnten, und zur Tektonik des Krappfeldbeckens. – Carinthia, **159** bzw. (II)**79,** 12–27, 1 Abb., 2 Beil.-Taf., Klagenfurt 1969.

Über progressive und retrograde Metamorphose und Anchizone. – Der Karinthin, **62,** 156 bis 166, 3 Tab., Knappenberg 1970.

Fritsch, W. & Hajek, H.: Zur Geologie des Gerlitzenstockes in Kärnten. – Carinthia, **155** bzw. (II)**75,** 7–29, 1 Abb., 1 Kt., Klagenfurt 1965.

Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A. & Schönenberg, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. – Carinthia, **150** bzw. (II)**70,** H. 1, 7–28, 6 Abb., 1 Tab., Klagenfurt 1960.

Fritsch, W. & Strehl, E.: Amethyst aus den Vulkaniten der Villacher Alpe (Dobratsch). – Carinthia, **151** bzw. (II)**71,** 67–69, Klagenfurt 1961.

Fritz, E.: Der Kupfer- und Silberbergbau am Röhrerbühel bei Kitzbühel in Tirol. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **115,** 132–136, 2 Abb., Wien 1970.

Talk- und Talkschiefervorkommen in Österreich. – Montan-Rdsch., **1972,** 78–84, 3 Tab., Wien 1972 a.

Der österreichische Talkbergbau (Fortsetzung und Schluß). – Montan-Rdsch., **1972,** 95–100, Wien 1972 b.

Fuchs, A.: Vorläufige Ergebnisse von Gefügeuntersuchungen in den Kitzbüheler Alpen. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**4,** 193–202, 4 Diagr., Wien 1954.

Geologie der Europabrücke. – Felsmechanik u. Ingenieurgeol., **4,** 317–331, 8 Abb., Taf. 1, Wien 1966.

Fuchs, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze-Großvenediger (Hohe Tauern). – Jb. geol. B.-A., **101,** 201–248, 1 Abb., Taf. 18–21, Wien 1958.

Zur tektonischen Stellung der mittleren Hohen Tauern. – Verh. geol. B.-A., **1962,** 80–96, 1 Abb., Wien 1962 a.

Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge. – Jb. geol. B.-A., **105,** 19–37, Taf. 1–2, Wien 1962 b.

Berichte über geologische Aufnahmen auf Blatt Gaschurn (169) und Mathon (170) 1959–1971. – Verh. geol. B.-A., **1960–1972,** Wien 1960–1972.

Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. – Jb. geol. B.-A., **119,** 45–61, 2 Abb., Taf. 1–3 (Beil. 3–5), Wien 1976.

Fuchs, G. & Matura, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. – Jb. geol. B.-A., **119,** 1–43, Beil. 1–2 (1 geol. Kt.), Wien 1976.

Fuchs, H., Kröner, A. & Schmidt, K.: Faltung und Kristallisation im Vernagt-Marzell-Gebiet der Ötztaler Alpen. – Jb. geol. B.-A., **112,** 31–80, 16 Abb., Taf. 1–6, Wien 1969.

Fuchs, W.: Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). – Jb. geol. B.-A., **108,** 155–194, 3 Abb., Taf. 1–2, Wien 1965.

Füchtbauer, H.: Die Schüttung im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse. – Eclogae geol. Helv., **51** (1958), 928–941, 9 Abb., Basel 1959.

Fugger, E.: Die Bergbaue des Herzogthumes Salzburg. – Jber. Ober-Realschule Salzburg, **14,** p. I–II, 1–24, 15 Tab., Salzburg 1881.

Furlani, M.: Der Drauzug im Hochpustertal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **5,** 252–271, Taf. 4–5, Wien 1912.

Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **97,** 33–55, 8 Abb., Taf. 1–2, Wien 1919.

Gaal, G.: Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16** (1965), 105–148, Taf. 6–7, Wien 1966.

GABL, G.: Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagerstätte. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **2**, 2–31, 4 Abb., Taf. 1, 1 Kt., Leoben 1964.

GAERTNER, H. v.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. – Z. dt. geol. Ges., **86**, 241–265, 5 Abb., 2 Tab., Taf. 19, Berlin 1934.

GALLENSTEIN, H.: Ein örtliches Vorkommen von Foraminiferen in den Carditaschichten Mittelkärntens. – Carinthia, **105** bzw. (II)**25**, 25–27, Klagenfurt 1915.

Ein neuer Fund von Foraminiferen etc. in den Carditaschichten Mittelkärntens. – Carinthia, **108** bzw. (II)**28**, 50–53, Klagenfurt 1918.

GAMERITH, H.: Die Geologie des Berglandes westlich und südwestlich von Oppenberg, Steiermark. – Verh. geol. B.-A., **1964**, 82–98, Taf. 1, Wien 1964.

GANSS, O.: Das Paläozoikum am Südrand des Dachsteins (Stratigraphie und variszische Faltung). – Mitt. Reichsamt Bodenforsch. Zweigst. Wien, **2**, 9–18, 2 Abb., Wien 1941.

Die Grauwackenzone. S. 13–16, 1 Abb., [in:] GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E., 1954 (s. d.).

GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. – Wiss. Alpenver.-h., **15**, 82 S., 3 Abb., 6 Taf., 1 Kt., Innsbruck (Wagner) 1954.

GANSSER, A.: The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **48**, 123–143, 8 Abb., Zürich 1968.

GATTO, G., GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E. & SCOLARI, A.: The „Andesitic" Magmatism in the South-Western Tyrol and its Geodynamic Significance. – Geol. Rdsch., **65**, 691–700, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1976.

GAULHOFER, K. & STINY, J.: Die Parschluger Senke. – Mitt. geol. Ges. Wien, **5**, 324–344, 4 Abb., Taf. 6, Wien 1912.

GERMANN, K.: Reworked dolomite crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, Alpine Triassic) as indicators of early supratidal dolomitisazion and lithification. – Sedimentology, **12**, 257–277, 13 Abb., Amsterdam 1969.

GEYER, G.: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des Specialkartenblattes Murau. – Verh. geol. R.-A., **1891**, 108–120, 1 Tab., Wien 1891.

Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). – Verh. geol. R.-A., **1892**, 319–327, Wien 1892.

Vorlage des Blattes „St. Michael" – Verh. geol. R.-A., **1893**, 49–60, Wien 1893.

Die Schobergruppe. – S. 224–243. [In:] E. RICHTER [Hrsg.]: Die Erschließung der Ostalpen, **3**, Berlin 1894.

Zur Stratigraphie der Gailthaler Alpen in Kärnten. – Verh. geol. R.-A., **1897**, 114–127, Wien 1897 a.

Über ein neues Vorkommen paläozoischer, wahrscheinlich carbonischer Schichten bei Kötschach in den Gailthaler Alpen. – Verh. geol. R.-A., **1897**, 341–342, Wien 1897 b.

Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen. – Jb. geol. R.-A., **47** (1897), 295–364, 8 Abb., Wien 1898.

Geologische Specialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Ob. Drauburg und Mauthen. – Wien (Geol. R.-A.) 1901 a.

Erläuterungen zur Geologischen Karte etc., Oberdrauburg-Mauthen. – 85 S., Wien (Geol. R.-A.) 1901 b.

Zur Tektonik des Bleiberger Thales in Kärnten. – Verh. geol. R.-A., **1901**, 338–359, 4 Abb., Wien 1901 c.

Geologische Specialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Sillian-St. Stefano del Comelico, Wien (Geol. R.-A.) 1902 a.

Erläuterungen zur Geologischen Karte etc., Sillian und St. Stefano del Comelico. – 50 S., Wien (Geol. R.-A.) 1902 b.

Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. – Verh. geol. R.-A., **1903**, 165–195, 5 Abb., Wien 1903.

GEYER, G. & VACEK, M.: Geologische Karte der Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Liezen. – Wien (Geol. R.-A.) 1916.

GEYSSANT, J.: étude sur la stratigraphie et la tectonique du pic de Kirchdach dans le massif de Serles-Kesselspitz (région du Brenner-Tyrol, Autriche). – Bull. Soc. géol. France, (7)7 (1965), 383–386, 2 Abb., Paris 1966.

Sur la structure du massif du Tribulaun (région du Brenner, Tyrol. Autriche). – Bull. Soc. géol. France, (7)**10** (1968), 436–443, 3 Abb., Paris 1969.

Tectoniques tangentielles successives dans les Alpes du Stubai au Tyrol (NW du Brenner, Autriche). – Rev. géogr. phys. géol. dyn., (2)**13**, 351–358, 4 Abb., Paris 1971.

La nappe du Blaser et son substratum (Région du Brenner, Tyrol, Autriche). – Bull. Soc. géol. France, (7)**12** (1970), 426–430, 2 Abb., Paris 1972.

Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. – Verh. geol. B.-A., **1973**, 377–396, 7 Abb., Wien 1973 a.

A propos de l'âge des lambeaux de L'Austro-Alpin supérieur dans les Alpes orientales centrales. – Géol. alpine, **49**, 41–50, 2 Abb., Taf. 1, Grenoble 1973 b.

Sur la présence d'élements détritiques cristallophylliens dans la série post-triasique des massifs des Alpes de Stubai etc. – C. R. Acad. Sci. Paris, **278**, sér. D, 1155–1158, Paris 1974.

GEYSSANT, J., JUSTIN-VISENTIN, E. & SASSI, F.: Sur la présence de filons sédimentaires dans la série triasique du Tribulaun et sur leur évolution métamorphique (Brennero, Alpes orientales). – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **28**, 25 S., 8 Abb., 3 Tab., Padova 1973.

GLAESSNER, M.: Augensteinschotter im Bereich des Semmeringkalkes und die geologischen Verhältnisse des Fundgebietes. – Verh. geol. B.-A., **1935**, 167–171, Wien 1935.

GÖD, R.: Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen („Villacher Granitgneis", Kärnten, Österreich). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **23**, 251–273, 10 Abb., Wien 1976.

GÖTZE, H., LEPPICH, W. et al.: Gravimetrische Feldmessungen und Modellberechnungen im Felbertauerngebiet (Mittlere Hohe Tauern). – Geol. Rdsch., **65**, 779–790, 10 Abb., Stuttgart 1976.

GRABER, H.: Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. – Jb. geol. R.-A., **47** (1897), 225–294, 14 Abb., Taf. 5–7, Wien 1898.

Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. – Mitt. geol. Ges. Wien, **22** (1929), 25–64, Taf. 1, Wien 1930.

GRÄF, W.: Erster Bericht über geologische Untersuchungen im Gosaubecken von Kainach, Steiermark. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **102**, 104–111, Wien 1965.

Die Gosau von Kainach und St. Bartholomä. – Der Aufschluß, Sdh. **22**, 29–34, 6 Abb., Heidelberg 1972.

Ablagerungen der Gosau von Kainach. – S. 83–99 [in]: H. FLÜGEL: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum, Sdh. **1**, Graz 1975.

GRANIGG, B.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Tektonik der Erzlagerstätten am Schneeberg bei Sterzing in Tirol. – Österr. Z. Berg- u. Hüttenw., **55**, 329–334, 341–344, 360–363, Wien 1907.

Die stoffliche Zusammensetzung der Schneeberger Lagerstätte. – Österr. Z. Berg- u. Hüttenw., **56**, 329–334, 341–345, 359–362, 374–378, 389–391, 398–400, Wien 1908.

Über die Erzführung der Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **5**, 345–367, 1 Tab., Taf. 7 mit 11 S. Erl., Wien 1912.

Die Bodenschätze Österreichs und ihre wirtschaftliche Bedeutung. – 132 S., 5 Kt. (Abb.), 68 Tab., Wien (Springer) 1947.

GRAUERT, B.: Rb-Sr-age determination on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). – Earth and Planetary Sci. Letters, **1**, 139–147, 9 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1966.

Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbebestimmung. – Diss. phil.-natw. Fak. Univ. Bern, 166 S., 42 Abb., 5 Tab., 2 Kt., München (Photodruck) 1969.

GRAUERT, B. & ARNOLD, A.: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). – Contr. Miner. Petrol., **20**, 34–56, 6 Abb., 2 Tab., Berlin 1968.

GROSCHOPF, R.: Zur Petrographie und Tektonik des schwach-metamorphen Altpaläozoikums im nordöstlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19** (1970), 215–278, 20 Abb., 3 Taf., 3 Tab., Wien 1971.

GROSSPIETSCH, O.: Zur Mineralkenntnis der Magnesitlagerstätte Eichberg am Semmering. – Cbl. Miner. etc., **1911**, 433–435, Stuttgart 1911.

GRUSS, H.: Interngefüge der Kalifeldspate in einem Ötztaler Gneis. – Tschermaks miner.-petrogr. Mitt., (3)**5**, 231–241, 18 Diagr., Wien 1955.

GUGENBERGER, O.: Über die von H. v. Gallenstein in Mittelkärnten gesammelten Brachiopoden. – Carinthia, **119–120** bzw. (II)**39–40,** 11–16, Klagenfurt 1930.

Zur Kenntnis der Cardita-Schichten Mittelkärntens. I. Die Fauna von Launsdorf. – Carinthia, **123–124** bzw. (II) **43–44,** 19–22, 2 Tab., Klagenfurt 1934.

Die *Cardita*-Schichten von Launsdorf in Mittelkärnten und ihre Fauna. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, I. Teil: **139,** 43–131, 1 Taf., 1930; II: **142,** 157–183, 1 Taf., 1933; III.–IV.: **143,** 41–59, 1934; V/1: **144,** 231–252, 1 Taf., 1935; Wien 1930–1935.

Beiträge zur Kenntnis der Trias von Eberstein (Kärnten). – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **73,** 39–42, Wien 1936.

GUHL, M. & TROLL, G.: B-axiale Gefüge in Altkristallin und Permotrias von Kalkstein in Osttirol, Österreich. – Int. Sympos. Geodyn. Ostalpen, S. 31, München (Vervielf. Manus.) 1975.

GUITARD, G.: Gedanken zum Problem des Alters der Spateisensteine in den Pyrenäen und in den Ostalpen. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **103,** 251–254, 2 Abb., Wien 1958.

GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – XX, 950 S., 25 Abb., 43 Taf., 5 Kt., Gotha (Perthes) 1861.

GWINNER, M.: Geologie der Alpen. – VIII, 477 S., 394 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1971.

HAAS, H.: Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Gumpental nebst Zusammenfassung. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Graz, 106 S., 6 Taf., 4 Kt., 8 Beil., Graz 1956.

HABERFELNER, E.: Graptolithen aus dem unteren Ordovicium von Gaishorn im Paltental. – Verh. geol. B.-A., **1931,** 235–238, 7 Abb., Wien 1931 a.

Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen im Ennstal. – Verh. geol. B.-A., **1931,** 242–246, 1 Abb., Wien 1931 b.

Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. – Mitt. Abt. Bergb. Landesmus. Joanneum, **1935,** H. 2, 32 S., 1 Taf., Graz 1935.

Das Paläozoicum von Althofen am Krappfeld in Kärnten. – Zbl. Miner. etc. Abt. B, **1936,** 395–408, 6 Abb., Stuttgart 1936.

HABERFELNER, E. & HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz. – Verh. geol. B.-A., **1932,** 81–89, 10 Abb., Wien 1932.

HACQUET, B.: Mineralogisch-botanische Lustreise von dem Berge Terglou in Krain zu dem Berge Glokner in Tyrol, im Jahr 1779 und 81. – 2. Aufl., 149 S., 1 Abb., 4 Taf., Wien (J. P. Kraus) 1784.

HADITSCH, J.: Die Cu-Ag-Lagerstätte Seekar (Salzburg). – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **2,** 76–120, Taf. 1–2, 2 Kt., Leoben 1964.

Die Talklagerstätte Oberdorf an der Laming. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **4,** 36–83, 1 Tab., Taf. 1–6, Leoben 1966 a.

Gedanken zur Vererzung im Bösensteingebiet (Steiermark). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **103,** 148–153, 1 Tab., Wien 1966 b.

Das Pb-Cu-Erzvorkommen Zinkenkogel in der Pölsen, Steiermark. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **4,** 128–147, Taf. 1–2, Leoben 1966 c.

Die Zeiringer Lagerstätten. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **6,** 4–196, 3 Tab., 19 Taf., Leoben 1967.

Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. – Radex-Rdsch., **1968,** 188–193, 9 Abb., 1 Tab., Radenthein 1968 a.

Die Manganerzlagerstätten der Veitsch. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **7,** 112–169, 2 Tab., 9 Taf., Leoben 1968 b.

HADITSCH, J. & MOSTLER, H.: Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätte Thumersbach bei Zell am See (Nördliche Grauwackenzone Salzburg). – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **5,** 170–191, 5 Taf., Leoben 1967.

Die Fahlerzlagerstätte auf der Gratlspitze (Thierberg bei Brixlegg). – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **9,** 169–194, Taf. 1–4, Leoben 1969.

Die Kupfer-Nickel-Kobalt-Vererzung im Bereich Leogang. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **11,** 161–209, Taf. 1–6, Leoben 1970.

— Mineralisation im Perm der Ostalpen. – Carinthia, **164** bzw. (II)**84,** 63–71, 2 Abb., Klagenfurt 1974.

HAHN, G. & R.: Triboliten aus dem Unter-Karbon (Dinantium) von Nötsch/Österreich. – Geologica et Palaeontologica, **7,** 135–146, 17 Abb., 1 Tab., Taf. 1, Marburg 1973.

HAHN, L.: Zur Stratigraphie, Struktur und Stellung des Drauzugs. – Diss. natwiss. Fak. Univ. Erlangen, 52 S., 69 Abb., Erlangen (Hogl) 1966.

HAIDEN, H.: Über neue Silurversteinerungen in der nördlichen Grauwackenzone auf der Entachenalm bei Alm im Pinzgau. – Verh. geol. B.-A., **1936,** 133–138, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1936.

HAIDINGER, W.: Geognostische Übersichtskarte der Österr. Monarchie. – Haidingers Ber., **2,** 29–35, Wien 1846.

HAJEK, H.: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes N Feistritz-Pulst im Glantal, Kärnten. – Mitt. geol. Ges. Wien, **55** (1962), 1–40, 3 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Wien 1963.

Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **4,** 3–35, 2 Tab., Taf. 1–7, Leoben 1966.

HALBMAYER, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Aspang und Mönichkirchen/N. Ö. (Wechselgebiet). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 241 S., 104 Abb., Tbn., 4 Beil., Wien 1970.

HALDIMANN, P.: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR). – Eclogae geol. Helv., **68,** 301–310, 3 Abb., 1 Tab., Basel 1975.

HAMMER, W.: Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. – Jb. geol. R.-A., **61,** 1–40, 5 Abb., Taf. 1–2, Wien 1911.

Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. – Jb. geol. R.-A., **64** (1914), 443 bis 566, 31 Abb., Taf. 21–26, Wien 1915 a.

Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntales. – Z. Ferdinand., (3)**59,** 64–94, 1 Kt., Innsbruck 1915 b.

Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – Jb. geol. R.-A., **68** (1918), 205–258, 10 Abb., Taf. 12 bis 14, Wien 1919.

Die Erzführung des Verrucano in Westtirol. – Ver. geol. St.-A., **1920,** 77–88, Wien 1920.

Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. – Samml. geol. Führer, **22,** 150 S., 22 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger) 1922.

Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders (5242) 1 : 75.000. Mit Erläut. (62 S.), Wien (Geol. B.-A.) 1923.

Ein Vorkommen jungvulkanischen Gesteins in den Tiroler Zentralalpen. – Z. Vulkanol., **8,** 238–242, 2 Abb., Taf. 23, Berlin 1924 a.

Über das Vorkommen jungvulkanischer Gesteine im Ötztal (Tirol) und ihr Alter. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **132** (1923), 329–342, 4 Abb., Wien 1924 b.

Cordieritführende metamorphe Granite aus den Ötztaler Alpen. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (2)**38,** 67–87, 5 Abb., Wien 1925 a.

Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. – Jb. geol. B.-A., **74** (1924), 1–34, 9 Abb., Wien 1925 b.

Eklogit und Peridotit in den mittleren Ötztaler Alpen. – Jb. geol. B.-A., **76,** 97–123, 9 Abb., Wien 1926.

Carta geologica delle Tre Venezie, 1 : 100.000, Foglio 4: Passo di Resia. – Mit Erläut., 64 S., Padova (Uff. idograf.) 1927.

Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall im Stubaital (Tirol) und seine Vererzung. – Verh. geol. B.-A., **1928,** 73–85, 4 Abb., Wien 1928.

Der granitische Kern der Stubaier Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen. – Jb. geol. B.-A., **79,** 87–128, 10 Abb., Taf. 1, Wien 1929.

Zur Deutung des Bimssteinvorkommens bei Köfels im Ötztal. – Verh. geol. B.-A., **1930,** 85–93, Wien 1930 a.

Über Pseudotachylit in den Ostalpen. – Jb. geol. B.-A., **80,** 571–585, 2 Abb., Wien 1930 b.

Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. – Verh. geol. B.-A., **1931,** 175–188, 2 Abb., Wien 1931.

Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental (Steiermark). – Jb. geol. B.-A., **82,** 127 bis 162, 1 Abb., Taf. 4, Wien 1932.

Über einen neuen Versuch zur Lösung des Köfelser Problems. – Verh. geol. B.-A., **1937,** 195–206, 268–269, Wien 1937.

Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaus und der Kitzbüheler Alpen. – Verh. geol. B.-A., **1938,** 171–181, 4 Abb., Wien 1938 a.

— Bemerkungen zu R. Staubs „Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler" – Verh. geol. B.-A., **1938,** 227–237, Wien 1938 b.

HAMMER, W. & OHNESORGE, Th.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötzthal (5146), 1 : 75.000. Mit Erläut. (58 S., 1 Taf.), Wien (Geol. B.-A.) 1929 b.

HAMPL, F.: Urzeitlicher Kupfererzbergbau im südöstlichen Niederösterreich. – Archaeol. austriaca, **13,** 46–72, 14 Abb., 2 Kt., 4 Taf., Wien 1953.

Die bronzezeitliche Kupfergewinnung in Niederösterreich. Forschungsstand Ende 1974 etc. – Archaeol. austriaca, Beih. **14,** 58–67, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1976.

HAMPL, F. & MAYRHOFER, R.: Urnenfelderzeitlicher Kupferbergbau und mittelalterlicher Eisenbergbau in Niederösterreich. – Archaeol. austriaca, **33,** 50–106, Abb. 1–24 e, 2 Tab., Taf. 1–3, Wien 1963.

HANSELMAYER, J.: Porphyroidische Serizitschiefer vom Mandlkogel im Sausal, Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **91,** 37–48, 5 Tab., Taf. 3, Graz 1961.

Petrochemische Studien an den Porphyroiden des Lamingtales etc. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **95,** 89–99, 1 Abb., 6 Tab., Graz 1965.

Der Porphyroid vom „Füllerkreuz" bei Vordernberg. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **175,** 91–105, 1 Abb., 3 Tab., Taf. 1, Wien 1966.

HARRE, W., KREUZER, H. et al.: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). – Geol. Jb., **86,** 797–826, 3 Abb., 7 Tab., Hannover 1968.

HARTMANN, E.: Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern (Tuxer Voralpen). – Jb. geol. R.-A., **63,** I. Teil: 207–342, 23 Abb.; II. Teil: 343–388, 23 Abb., Taf. 10 bis 13, Wien 1913 a.

Geologische Übersicht über die Tarntaler Berge (Tuxer Voralpen, Tauern-Westende). – Verh. geol. R.-A., **1913,** 109–121, 2 Abb., Wien 1913 b.

HASLER, St.: Die Geologie des Kristallins nördlich von Pöls und Fohnsdorf. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Graz, 181 S., 31 Diagr., 4 Beil., 2 Kt., Graz 1966.

HAUER, F. v.: Versteinerungen von Dienten in Salzburg. – Haidingers Ber., **1,** S. X, Wien 1847.

Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., **11,** 1–86, 6 Tab., Taf. 1–25, Wien 1856.

Ein geologischer Durchschnitt durch die Alpen von Passau bis Duino. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **25,** 253–348, 1 Tab., Taf. 1–4, Wien 1857.

Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. – Blatt VI: Östl. Alpenländer. – Jb. geol. R.-A., **18,** 1–44, Wien 1868.

Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der Österr.-Ung. Monarchie. 1. Aufl. – VIII, 681 S., 658 Abb., Wien (Hölder) 1875.

HAUSER, A. L.: Petrographische und geologische Studien am Westende des Kletschachgneiszuges (Steiermark). – Cbl. Miner. Petr. etc., **1934,** Abt. A, 266–285, 4 Abb., Stuttgart 1934.

Petrographische Studien und Profile aus dem Gebiete der Mugel (Mugel-Rennfeldzug, Steiermark). – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **70,** Abt. A, 356–384, 3 Abb., 1 Beil., Stuttgart 1936 a.

Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. – Verh. geol. B.-A., I: **1936** b, 238–242; II: **1937,** 147–150; III: **1937,** 219–226; IV: **1938,** 87–95; V: **1938,** 121–131. Wien 1936b–1938 a, b.

Der Zug der Grüngesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. – Zbl. Miner. etc., Abt. A, **1938,** 20–30, 33–47, Stuttgart 1938 c.

Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckschollen. – Jb. geol. B.-A., **88** (1938), 217–259, 3 Abb., 1 Kt., Wien 1939.

— Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe – P. 1996 bei Wald (Obersteiermark). – Mitt. Reichst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1,** 221–236, Wien 1940 a.

Die diabasischen Effusiva in der Grauwackenschiefer-Serie zwischen Mur- und Ennstal. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **75,** Abt. A, 205–244, 1 Beil., Stuttgart 1940 b.

HAUSER, A. L. & BRANDL, W.: Das Alter des Sölker Marmors. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **86,** 68–71, Graz 1956.

HEGEMANN, F.: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner, vulkanischer Stoffzufuhr. – Fortschr. Miner., **27** (1948), 54–55, Stuttgart 1950.

Geochemische Untersuchungen zur Entstehung der alpinen Blei-Zink-Erzlagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **102,** 233–234, Wien 1957.
Die Entstehung der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten. – N. Jb. Miner. Mh., **1960,** 170–185, Stuttgart 1960.

HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., **65,** 459–482, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1976.

HEISSEL, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzganges (Salzburg). – Jb. geol. B.-A., **90** (1945), 117–127, Taf. 1–3, Wien 1947.
Grauwackenzone der Salzburger Alpen. – Verh. geol. B.-A., Sdh. A, 71–76, Wien 1951.
Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**4,** 338–349, 1 Abb., Wien 1954.
Die „Hochalpenüberschiebung" und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen-Bischofshofen (Salzburg). – Jb. geol. B.-A., **98,** 183–201, 3 Abb., Taf. 11–12, Wien 1955.
Das „Bimsteinvorkommen" von Köfels im Ötztal (Tirol). – N. Jb. Miner. Mh., **1965,** 285–287, Stuttgart 1965.
Die Großtektonik der westlichen Grauwackenzone und deren Vererzung, mit besonderem Bezug auf Mitterberg. – Z. Erzbergb. Metallhüttenwesen, **21,** 227–231, 4 Abb., Stuttgart 1968.

HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Rätikon 1 : 25.000, Wien (Geol. B.-A.) 1965.

HELFRICH, H.: Die Ergebnisse der praktisch-geologischen Untersuchungen im alten Bergbau Röhrerbühel (Tirol) etc. – Jb. geol. B.-A., **103,** 205–234, 2 Abb., Taf. 22–25, Wien 1960.

HENDRY, H.: Breccias deposited by mass flow in the Breccia Nappe of the french Pre-Alps. – Sedimentol., **18,** 277–292, 14 Abb., Amsterdam 1972.

HENRY, B.: Microtectonique et anisotropie de susceptibilité magnétique du massif tonalitique des Riesenferner-Vedrette di Ries (Frontière italo-autrichienne). – Tectonophysics, **27,** 155–165, 8 Abb., Amsterdam 1975.

HERITSCH, F.: Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **42** (1905), 170–224, 1 Abb., 1 Tab., Graz 1906 a.
Glaziale Studien im Vellachtale. – Mitt. geogr. Ges. Wien, **49,** 417–435, 1 Abb., Wien 1906 b.
Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **43** (1906), 96 bis 184, 3 Abb., 1 Tab., Graz 1907 a.
Geologische Studien in der „Grauwackenzone" der nordöstlichen Alpen. I. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Hohentauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **116,** Abt. I, 1717–1738, Taf. 1–4, Wien 1907 b.
Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Ober-Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **45** (1907), 20–23, Graz 1908 a.
Zur Genesis des Spateisenlagers des Erzberges bei Eisenerz in Obersteiermark. – Mitt. geol. Ges. Wien, **1,** 396–401, Wien 1908 b.
Geologische Studien in der „Grauwackenzone" der nordöstlichen Alpen. II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung etc. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **118,** 115–135, 4 Abb., Wien 1909.
Zur Kenntnis der obersteirischen Grauwackenzone. – Cbl. Miner. etc., **1910,** 692–699, Stuttgart 1910.
Geologische Untersuchungen in der „Grauwackenzone" der nordöstlichen Alpen. III. Die Tektonik der Grauwackenzone des Paltentales. – Sitzber. Akad. Wiss., Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **120,** 95–115, 3 Taf., 1 Kt., Wien 1911 a.
Zur Kenntnis der Tektonik der Grauwackenzone im Mürztal (Obersteiermark). – Cbl. Miner. etc., **1911,** 90–95, 110–117, Stuttgart 1911 b.
Die „Trofaiachlinie" – Verh. geol. R.-A., **1911,** 274–278, Wien 1911 c.
Zur Stratigraphie des Paläozoikums von Graz. – Mitt. geol. Ges. Wien, **4,** 619–626, 1 Tab., Wien 1911 d.

— Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. I. – Geol. Rdsch., **3,** 172–194 .2 Abb., 3 Tab., Leipzig 1912 a.

Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales (Obersteiermark). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **48** (1911), 3–238, 31 Abb., 2 Taf., Graz 1912 b.
Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.natw. Kl., 1. Teil: **92**, 551–614, 1 Abb., Taf. 1, 1915 a; 2. Teil: **94**, 53–112, 6 Abb., 1 Kt., 1917 a; 3.–4. Teil: **94**, 313–374, 8 Abb., Taf. **1**, Wien 1915 a–1917 a.
Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). – Handbuch der regionalen Geologie, II, 5. Abt., 153 S., 26 Abb., Taf. 1–2, Heidelberg (Winter) 1915 b.
Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk bei Hohentauern etc. – Mitt. geol. Ges. Wien, 9 (1916), 151–158, Wien 1917 b.
Die Fauna des unterdevonischen Korallenkalkes von Mittelsteiermark etc. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **54**, 7–51, 9 Beil.-Tab., Graz 1918 a.
Fossilien aus dem Unterkarbon von Nötsch. – Carinthia, **108** bzw. (II)**28**, 39–49, Klagenfurt 1918 b.
Geologie von Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, B, **57**, 224 S., 60 Abb., 5 Photos, 1 Kt., Graz 1921.
Geologische Karte der Umgebung von Graz 1 : 25.000, Blatt I, Plabutsch-Maria Trost. – Graz 1922.
Die Grundlagen der alpinen Tektonik. – 259 S., 33 Abb., Berlin (Borntraeger) 1923.
Gesteine aus dem oberen Murgebiet. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **60**, 12–24, 1 Tab., 2 Abb., Graz 1924.
Die Gliederung des Altkristallins der Stubalpe in Steiermark. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **51**, 73–115, 8 Abb., Stuttgart 1925.
Geologischer Führer durch die Zentralalpen östlich von Katschberg und Radstädter Tauern. – Samml. geol. Führer, **32**, 156 S., 12 Abb., Berlin (Borntraeger) 1926 a.
Das Kristallin der Lieserschlucht bei Spittal a. d. Drau. – Verh. geol. B.-A., **1926**, 143–146, Wien 1926 b.
— Das tektonische Fenster von Fischbach. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **101**, 1–27, 6 Abb., Taf. 1–3, Wien 1927 a.
Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. – Verh. geol. B.-A., **1927**, 66–68, Wien 1927 b.
Eine Koralle von der Vordernberger Mauer in Obersteiermark. – Verh. geol. B.-A., **1927**, 68 bis 69, Wien 1927 c.
Korallen aus dem Karbon der Veitsch in Obersteier. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I., **137**, 767–771, Taf. **2**, Wien 1928.
Faunen aus dem Silur der Ostalpen. – Abh. geol. B.-A., **23**, H. 2, 183 S., 19 Abb., Tbn., 8 Taf., Wien 1929 a.
Trilobitenreste aus dem Unterkarbon von Nötsch. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **66**, 51–54, Taf. 7, Graz 1929 b.
Karbon in der Dult bei Gratwein. – Verh. geol. B.-A., **1930**, 160–162, Wien 1930 a.
Eine Koralle aus der Grauwackenzone der Veitsch in Obersteiermark. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **139**, 155–160, **2** Abb., Wien 1930 b.
Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. – Jb. geol. B.-A., **81**, 111–142, 14 Abb., Taf. 3, Wien 1931 a.
Graptolithen aus dem Sauerbrunngraben bei Eisenerz. – Verh. geol. B.-A., **1931**, 230–235, 5 Abb., Wien 1931 b.
Zur Tektonik des Gebietes von Eisenerz. – Verh. geol. B.-A., **1932**, 103–108, 1 Tab., Wien 1932.
Unterkarbonische Korallen aus dem Sunk bei Trieben (Grauwackenzone von Obersteiermark). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **70**, 76–82, 1 Taf., Graz 1933 a.
Paläozoikum im Poßruck. – Jb. geol. B.-A., **83**, 1–4, Wien 1933 b.
Rugose Korallen aus dem Unterkarbon von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **71**, Abt. B, 139–164, Taf. 3–4, Stuttgart 1934.
Oberstes Unterdevon und unteres Mitteldevon bei Graz. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **144**, 187–197, Wien 1935.

Die Südalpen. [In:] F. X. SCHAFFER [Hrsg.]: Geologie der Ostmark, 1. Aufl., 136–201, 11 Abb., Wien (Deuticke) 1943.

HERITSCH, F. & CZERMAK, F.: Geologie des Stubalpengebietes in Steiermark. – 56 S., geol. Kt. 1 : 37.500, geol. Profile, Graz (Moser) 1923.

HERITSCH, F. & SCHWINNER, R.: Beitr. geol. Kenntn. Steiermark XV. Das geologische Profil des Prebers. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **60,** 25–34, 1 Taf., Graz 1924.

HERITSCH, F. & THURNER, A.: Graptolithenfunde in der Murauer Kalk-Phyllitserie. – Verh. geol. B.-A., **1932,** 92-93, Wien 1932.

HERITSCH, H.: Mineralien aus der Lieserschlucht bei Spittal a. d. Drau. – Z. Kristallogr., **86,** 253 bis 269, 6 Abb., 10 Tab., Leipzig 1933.

Gesteine aus der Lieserschlucht bei Spittal an der Drau. – Miner. petrogr. Mitt., **45,** 333–348, 1 Abb., Leipzig 1934.

Die Gesteine des Gailtaler Kristallinzuges zwischen Birnbaum und Dellach im Gailtal. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **77/78,** 61–92, Graz 1949.

Die Gesteine am Eingang zur Gailschlucht westl. Mauthen etc. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, Sdb. **1956,** 74–82, Graz 1956.

Exkursion in das Kristallingebiet der Gleinalpe, Fensteralpen-Humpelgraben, Kleinthal. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **93,** 3–22, 5 Abb. (Taf. 16), Graz 1963 a.

Exkursion in das Kristallin der Koralpe. - Mitt. natw. Ver. Steiermark, **93,** 30–50, 2 Abb. (Taf. 17), Graz 1963 b.

— Über die Bildungstemperatur der Talklagerstätte auf dem Rabenwald. – Miner. Mttbl. Joanneum, **1967,** H. 1/2, 40–45, 1 Abb., 1 Tab., Graz 1967.

— Neues zur Petrographie zweier Gangesteine aus Kärnten. – Carinthia II, Sdh. **28,** 209–219, 2 Abb., 3 Tab., Klagenfurt 1971.

Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogitamphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**19,** 213–271, 15 Abb., 7 Tab., Wien 1973.

HERITSCH, H., KAHLER, F. & PAULITSCH, P.: Eine Exkursion ins Gailtal, insb. zu den Malchiten und zum Gailtaler Kristallin. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63,** H. 1, 60–66, Klagenfurt 1953.

HERITSCH, H. & PAULITSCH, B.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. – Jb. geol. B.-A., **101,** 191–200, Taf. 17, Wien 1958.

HERITSCH, H. & TEICH, T.: Zur Genese des Augengneiszuges von der östlichen Gleinalpe in die westliche Stubalpe. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **112** (1975), 115–119, 1 Tab., Wien 1976.

HERRMANN, P. & WASCHER, W.: Basiskonglomerate der Krappfeldgosau bei Rottenstein/Kärnten. – Verh. geol. B.-A., **1972,** 299–308, 5 Abb., Wien 1972.

HESS, W.: Über den Jaggl (Cima del Termine) am Reschenpaß, Südtirol, und seine Deutung. – Eclogae geol. Helv., **55,** 407–416, Basel 1962.

HESSE, R.: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide) etc. – Geologica et Palaeontologica, Sdb. **2,** 90 S., 14 Abb., 8 Tab., 12 Taf., Marburg 1973.

HEZNER, L.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite etc. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (2)**22,** 437–471, 504-580, 5 Abb., Taf. 4–5, Wien 1903.

HIESSLEITNER, G.: Das Nickelkobalterzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **77,** 104–123, 9 Abb., Taf. 1–2, Wien 1929 a.

Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. – Jb. geol. B.-A., **79,** 203–240, 6 Abb., Taf. 4–5, Wien 1929 b.

— Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. – Jb. geol. B.-A., **81,** 49–80, 8 Abb., Taf. 1–2, Wien 1931.

Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. – Jb. geol. B.-A., **85,** 81–100, 4 Abb., Taf. 2–3, Wien 1935.

Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. – Jb. geol. B.-A., **92** (1947), 1–92, 20 Abb., Taf. 1–2, Wien 1949.

Eine metamorphe Eisenerzlagerstätte im Venedigergebiet. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **95** 132–141, 6 Abb., Wien 1950.

Der magmatische Schichtbau des Kraubather chromerzführenden Peridotitmassives. – Fortschr. Miner., **32,** 75–78, Berlin 1953.

HILTEN, D. van: Geology and Permian paleomagnetism of the Val-di-Non area, W Dolomites, N. Italy. – Geologica ultraiect., **5,** 1–95, 51 Abb., 5 Photos, 6 Tab., Utrecht 1960.

Evaluation of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism. – Tectonophysics, **1,** 3–71, 8 Abb., 1 Tab., Taf. 1–3, Amsterdam 1964.

HIMMELBAUER, A.: Magnesit und Talk. S. 249–364, Abb. 60–106. [In:] O. STUTZER [Hrsg.]: Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-Erze", Bd. **5,** Berlin (Borntraeger) 1933.

HINTE, J. v.: Remarks on the Kainach Gosau (Styria, Austria). – Proceed. nederl. Akad. Wetensch., ser. B., **68,** No. 2, 72–92, 1 Abb., Taf. 1–4, Amsterdam 1965.

HINTERLECHNER, K.: Über die alpinen Antimonvorkommen: Maltern (Nied.-Österr.), Schlaining (Ungarn) und Trojane (Krain). – Jb. geol. R.-A., **67** (1917), 341–404, Taf. 9–11, Wien 1918.

HINTERLECHNER-RAVNIK, A.: The Metamorphic Rocks of Pohorje. - Geologija, Razprave in Poročila, **14,** 187–224, 4 Abb., Taf. 1–8, Ljubljana 1971.

The Metamorphic Rocks of the Pohorje Mountains II (Abstract). – Geologija, Razprave in Poročila, **16,** 245–270, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 1–6, Ljubljana 1973.

HIRSCHBERG, K.-J.: Die Geologie des Mandlingzuges (Oberes Ennstal, Österreich). – Diss. natw. Fak. Univ. Marburg/Lahn, 110 S., 19 Abb., 5 Diagr.-Taf., 4 Beil., Marburg/L. (Photodruck) 1965.

HOCHSTETTER, F. v.: Vorlesungen über Geologie. II. Theil. – 382 S., 113 Abb., 32 Taf., Wien (Polytechn. Inst. Wien) 1871.

HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). – Jb. geol. B.-A., **112,** 153–195, 8 Abb., 3 Taf., Wien 1969.

Zur Kristallisationsgeschichte des penninischen Altkristallins beim Spannagelhaus (Tuxer Hauptkamm, Tirol). – Verh. geol. B.-A., **1970,** 316–323, 1 Taf., Wien 1970.

Zur Metamorphose mesozoischer Metasedimente in den mittleren Hohen Tauern (Österreich). – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **54,** 567–593, 10 Abb., 5 Tab., Zürich 1974 a.

— Coexisting Phengite, Paragonite and Margarite in Metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria. – Contr. Miner. Petrol., **43,** 261–273, 7 Abb., 1 Tab., Heidelberg 1974 b.

Lawsonitpseudomorphosen in den Knotenschiefern der Glocknergruppe (Salzburg-Kärnten, Österreich). – Der Karinthin, **71,** 110–119, 4 Abb., 1 Tab., Knappenberg 1974 c.

Die Bedeutung der basischen Metavulkanite für Metamorphose und Baugeschichte der mittleren Hohen Tauern. – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, **3,** 26–35, 7 Abb., Wien 1976.

HOEK, H.: Das zentrale Plessurgebiet. – Ber. natf. Ges. Freiburg Br., **16,** 367–448, 20 Abb., Taf. 12 bis 13, Freiburg/Br. 1906.

HOERNES, R.: Zur Geologie der Steiermark. – Verh. geol. R.-A., **1877,** 198–202, Wien 1877.

— Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **28,** 249–278, 5 Abb., Graz 1892.

HOERNES, S.: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**15,** 56–70, 12 Abb., Wien 1971.

Untersuchungen zur Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern (Österreich). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**20,** 81–106, 6 Abb., Wien 1973.

HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Oxygen Isotope studies on Metamorphic Rocks of the Western Hohe Tauern Area (Austria). – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **54,** 769–788, 5 Abb., Zürich 1974.

Die alpidische Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern und im Ötztal-Stubaier Altkristallin. – Int. Sympos. Geodyn. Ostalpen, S. 13, München/Salzburg (vervielf. Manus) 1975.

HOERNES, S. & HOFFER, E.: Der Amphibolitzug des mittleren Ötztales (Tirol). – Veröff. Tirol. Landesmus. Ferdinandeum, **53,** 159–180, 4 Abb., 1 Kt., Innsbruck 1973.

HOERNES, S. & PURTSCHELLER, F.: Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites. – Ber. med.-natw. Ver. Innsbruck, **58,** 483–488, 5 Abb., Innsbruck 1970.

HÖFER, H.: Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **103,** 467–487, 3 Abb., Wien 1894.

Das Alter der Karawanken. – Verh. geol. R.-A., **1908,** 293–295, 1 Abb., Wien 1908.

HOHL, O.: Die Fahlerzlagerstätte im Wetterbauergraben bei Mixnitz (Steiermark). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **66,** 186–200, 2 Abb., Graz 1930.

HOINKES, G.: Die Anatexis des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**20,** 225–239, 7 Abb., Wien 1973.

Untersuchungen zur Mineralchemie und Metamorphose im SW-Ende des Schneebergzuges, Ötztaler Alpen, Tirol. S. 21–22, [in]: H. BÖGEL: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

HOINKES, G. & PURTSCHELLER, F. & SCHANTL, J.: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**18,** 292–311, 4 Abb., Wien 1972.

HOLDHAUS, K.: Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **58,** 19–21, Wien 1921.

Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – Mitt. geol. Ges. Wien, **14** (1921), 85–103, 2 Abb., Wien 1922.

Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – Mitt. geol. Ges. Wien, **25** (1932), 177–194, 1 Abb., Wien 1933.

HÖLL, R.: Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. – Chemie der Erde, **28,** 185–203, 1 Abb., 1 Tab., Jena 1970 a.

Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970,** 201–224, 4 Abb., Stuttgart 1970 b.

Scheelitvorkommen in Österreich. – Z. Erzbergb. Metallhüttenwesen, **24,** 273–282, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1971.

Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N. F., **157 A–B,** 114 S., 1 Abb., 10 Tab., 3 Taf., 14 Beil., München 1975.

HÖLL, R. & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – Sitzber. bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **1967,** 1–11, 1 Abb., München 1968.

HOLLER, H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. – Carinthia, (II) Sdh. **7,** 82 S., 7 Beil., Klagenfurt 1936.

Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **96,** 69–75, 1 Abb., Wien 1951.

Der Blei- und Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63,** 35–46, Beil. 3, Klagenfurt 1953.

Diskussionsbeitrag zu „Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen" – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **102,** 245–246, 247–248, Wien 1957.

Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. – Carinthia, **150** bzw. (II)**70,** H. 2, 63–75, 3 Abb., Klagenfurt 1960.

Gedanken zum Stand der Diskussion über das Alter der Pb-Zn-Vererzungen in der alpinen Trias etc. – Carinthia (II), Sdh. **28,** 273–282, Klagenfurt 1971.

Eine Monographie des Bleiberger Bruches. – Carinthia (II), Sdh. **32,** 92 S., 19 Abb., 7 Tab., Klagenfurt 1974.

Gedanken zum Bau des Dobratsch in den östlichen Gailtaler Alpen. – Carinthia, **166** bzw. (II) **86,** 43—55, 5 Abb., Klagenfurt 1976.

HOLZER, H.: Aufnahmen (1956) in der Kreuzeckgruppe (Blatt 180, 181). – Verh. geol. B.-A., **1957,** 34–35, Wien 1957.

Zur photogeologischen Karte der Kreuzeckgruppe. – Jb. geol. B.-A., **101,** 187–190, Taf. 16, Wien 1958.

Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Hartberg (136). – Verh. geol. B.-A., **1960,** A 41–A 42, Wien 1960.

Erläuterungen zur Karte der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe der Republik Österreich. S. 29–65. [In:] P. BECK-MANNAGETTA et al.: Erläut. Geol. und Lagerstätten-Kt. 1 : 1,000.000 von Österreich. 94 S., 1 Tab., Taf. 1–6, Wien (Geol. B.-A.) 1966.

HOLZER, H. & SCHARBERT, H.: Über Ganggesteine aus der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Verh. geol. B.-A., **1958,** 165–172, 3 Abb., 2 Tab., Wien 1958.

HOMANN, O.: Der geologische Bau des Gebietes Bruck a. d. Mur – Stanz. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, **14,** 47 S., 1 Kt., Graz 1955.

Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raum Ossiachersee-Wörthersee (südlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach). – Jb. geol. B.-A., **105,** 243–272, 5 Abb., Taf. 17 bis 18, Wien 1962 a.

Das kristalline Gebirge im Raume Pack–Ligist. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1962**/2, 1–62, 35 Abb., 2 Kt., Graz 1962 b.

HORKEL, A.: Zur Geologie der Prebichl- und Werfener Schichten zwischen Neuberg/Mürz und Aschbach etc. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 162 S., 105 Abb., 4 Beil., Wien 1975.

HÖRNES, M.: Über einige neue Gastropoden aus den östlichen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., **10,** Abt. 2, 173–178, Taf. 1–3, Wien 1855.

Über Gastropoden aus der Trias der Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., **12,** Abt. 2, 21–34, Taf. 1–3, Wien 1856.

HORNINGER, G.: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. – Verh. geol. B.-A., **1957,** 99–103, Wien 1957.

HOSCHEK, G. & MOSTLER, H.: Jahresbericht über das Jahr 1975. – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, 3 (1975), 47–50, 1 Abb., Wien (Zentralanst. Meteor.) 1976.

HOSPERS, J. & ANDEL, S. van: Palaeomagnetism and tectonics, a review. – Earth Sci. Rev., **5,** 5–44, 8 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1969.

HOTTINGER, A.: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. – Eclogae geol. Helv., **28,** 249–368, 9 Abb., Taf. 14–16, Basel 1935.

HÜBEL, G.: Die Geologie des Gebietes östlich St. Nikolai im Sölktal. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Graz, 106 S., Beil., 4 Kt., Graz 1971.

HUPFELD, W.: Der Bleiberger Erzberg. – Z. prakt. Geol., **5** (1897), 233–247, 7 Abb., Berlin 1897.

HUSEN, D. v.: Ein Unterkreidevorkommen in den östlichen Karawanken (Kärnten). – Verh. geol. B.-A., **1975,** 297–299, Wien 1975.

Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow-Berg und seine Beziehung zur Hebung der Karawanken. – Carinthia, **166** bzw. (II) **86,** 113–126, 4 Abb., Klagenfurt 1976.

HUSKA, G.: Zur Geologie der Umgebung von Waldbach, südwestliches Wechselgebiet, Steiermark. – Verh. geol. B.-A., **1970,** 61–65, 1 Abb., Wien 1970.

Zur Geologie und Tektonik der Weißerdelagerstätte Aspang am Ostrand des Wechselfensters (Niederösterreich). – Mitt. geol. Ges. Wien, 64 (1971), 109–136, 4 Abb., Taf. 1–6, Wien 1972.

IMHOF, K.: 500 Jahre Gastein und sein Goldbergbau. – Festschr. 500 Jahre Badgastein, 45–53, Badgastein, Innsbruck 1936.

IPPEN, J.: Gesteine der Schladminger Tauern. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **38** (1901), 85–134, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 1–2, Graz 1902.

ISSER, M. v.: Der alte Kupfer- und Silber-Bergbau am Röhrerbühl bei Kitzbühel. – Z. dt. österr. Alpenver., **15,** 28–50, 2 Tab., Salzburg 1884.

Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **36,** 226–324, 2 Tab., Wien 1888.

Schwazer Bergwerksgeschichte. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **52,** 407–478, Taf. 3–4, **53,** 38–84, Wien 1904/1905.

JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **106** (1969), 173–177, Wien 1970.

JÄGER, E., GEISS, J. et al.: Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. – Schweizer. miner. petrogr. Mitt., **41,** 255–272, 3 Tab., Zürich 1961.

JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **13,** 251–272, 2 Abb., Wien 1969.

JÄGER, E. & METZ, K.: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **51,** 411–414, 1 Abb., Zürich 1971.

JAHNE, L.: Geschichtliche Entwicklung der Bergbauten am Hochobir. – Mont. Rdsch., **21,** 1–7, 37–41, 53–62, 7 Abb., Wien 1929.

Zur Geschichte der Erzbergbauten im Petzen-Miesgebiet (Kärnten). – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **80**, 8–19, 1 Tab., Wien 1932.

Zur Geschichte des Bleibergbaues Windisch-Bleiberg. – Carinthia (II), Sdh. **3**, 113–117, Klagenfurt 1935.

JARLOWSKY, W.: Die Kupfererzgänge von Flatschach bei Knittelfeld. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **2**, 32–75, 2 Abb., Leoben 1964.

JENNY, H.: Die alpine Faltung. – 176 S., 25 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Berlin (Borntraeger) 1924.

JONG, K. DE: Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebung. – Geol. Rdsch., **56**, 103–115, 4 Abb., Stuttgart 1967.

JONGMANS, W.: Die Flora des „Stangalpe"-Gebietes in Steiermark. – C. r. deux. congr. strat. Carbonifère Heerlen 1935, **3**, 1259–1298, 1 Kt., Taf. 114–145, Maastricht 1938 a.

Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **86**, 97–104, 1 Tab., Wien 1938 b.

JORDAN, O.: Die geologischen Verhältnisse des Quarzitzuges Stickelberg-Landsee und seine Umrahmung (Bucklige Welt, Niederösterreich). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 192 S., zahlr. Abbn., 3 Beil.-Taf., Wien 1972.

JÜNGER, E.: Die geologische Erforschungsgeschichte des Semmering-Wechselsystems. – Unveröff. Hausarb. phil. Fak. Univ. Wien, 101 S., etl. Abbn., 1 Tab., Wien (Geol. Inst.) 1951.

JUVANCIC, H. & KIRNBAUER, F.: Wert und Wesen des Steirischen Erzberges. – Montan.-Rdsch., **1971**, 25–46, 10 Abb., Wien 1971.

KAHLER, F.: Karawankenstudien II. Die Herkunft des Sedimentes der Tertiärablagerungen am Karawanken-Nordrand. – Cbl. Miner. etc., Abt. B, **1929**, 230–250, Stuttgart 1929.

Zwischen Wörthersee und Karawanken. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **68**, 83–145, Taf. 12 bis 13, 1 Kt., Graz 1931.

Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. – Carinthia, **125** bzw. (II) **45**, 1–12, 1 Beil.-Taf., Klagenfurt 1935.

Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **73**, 179–182, Wien 1936.

Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Carinthia (II), Sdh. **16**, 78 S., 4 Beil.-Taf., Klagenfurt 1953.

Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. – Geol. Rdsch., **43**, 169–174, Stuttgart 1955.

Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt. 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1962.

KAHLER, F. & KIESLINGER, A.: Die geologische Erforschung der Karawanken. – Carinthia (II), Sdh. **1**, 33–43, Klagenfurt 1930.

KAHLER, F. & PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofelgebietes in den Karnischen Alpen. – 116 S., 26 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1963.

KAHLER, F. & WOLSEGGER, H.: Zur Geologie des Gebietes nördlich von Klagenfurt. – Carinthia, **123–124** bzw. (II)**43–44**, 1–13, 1 Kt., Klagenfurt 1934.

KAISER, J.: Beitrag zur Geologie des Raumes um den Ulrichsberg NNW von Klagenfurt (Kärnten). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 154 S., 89 Abb., 6 Tab., 2 Taf. (Kt. 1 : 10.000), Wien 1972.

KAMP, H. & WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). II. – Carinthia, **151** bzw. (II)**71**, 5–40, 16 Abb., Taf. 1–2, 1 Beil.-Taf., Klagenfurt 1961.

KAPOUNEK, J. & PAPP, A.: Der Vulkanismus in der Bohrung Orth 1 etc. – Verh. geol. B.-A., **1969**, 114–123, 6 Abb., Wien 1969.

KARL, F.: Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). – N. Jb. Mineral. Abh., **85**, 203–246, 20 Diagr., 1 Tab., 2 Beil., Stuttgart 1953 a.

Das Gainfeldkonglomerat bei Bischofshofen (nördl. Grauwackenzone) etc. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **90**, 5–8, Wien 1953 b.

Das Gainfeldkonglomerat, ein Tuffit-Konglomerat aus der nördlichen Grauwackenzone (Salzburg). – Vh. geol. B.-A., **1954**, 222–233, Wien 1954.

Die Komponenten des oberkarbonen Nößlach-Konglomerates (Tirol). – Mitt. geol. Ges. Wien, **48** (1955), 71–87, Taf. 1–2, Wien 1956.

Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern etc. – Jb. geol. B.-A., **102,** 1–192, 48 Abb., Taf. 1–3, Wien 1959.

Über das Alter der Granite in den Hohen Tauern. – Geol. Rdsch., **50,** 499–505, Stuttgart 1960.

KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57** (1964), H. 1, 1–15, 3 Abb., Taf. 1, Wien 1964.

KATZER, E.: Alte Bergbaue in Niederösterreich (III). – Archaeol. austriaca, Beih. **14,** 77–88, Wien 1976.

KAUMANNS, M.: Zur Faunenstratigraphie der Kainacher Gosau. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 105 S., 5 Tab., 28 Taf., Wien 1960.

Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. II. Die Gosauschichten des Kainachbeckens. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **171,** 289–314, 8 Abb., Taf. 1–3, Wien 1962.

KERN, A.: Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges 1925 bis 1926. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **75,** 23–29, 49–55, 7 Abb., Wien 1927.

KERN, A. et al.: Eisenerzlagerstätten in Österreich. – S. 39–73, 12 Taf. [In:] F. BLONDEL et al. [Hrsg.]: Symposium sur les gisements de fer du monde, **2,** Alger (19 Congr. géol. int.) 1952.

KERNER, F. v.: Die Carbonflora des Steinacherjoches. – Jb. geol. R.-A., **47,** (1897), 365–386, Taf. 8–10, Wien 1898.

Aufnahmsbericht aus dem mittleren Gschnitztale. – Verh. geol. R.-A., **1909,** 257–264, Wien 1909.

Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. – Jb. geol. R.-A., **61,** 385 bis 452, 12 Abb., Wien 1911.

Die Überschiebung am Blaser, westlich vom mittleren Silltale. – Jb. geol. R.-A., **68** (1918), 123–160, 6 Abb., Wien 1919.

Der Schuppenbau der Gipfelregion des Steinacher Joches. – Verh. geol. B.-A., **1922,** 75–81, 3 Abb., Wien 1922.

Die Überschiebung am Gipfel des Kesselspitz (Stubai). – Verh. geol. B.-A., **1925,** 106–108, 1 Abb., Wien 1926.

KIESLINGER, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe. I. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **135,** 1–42, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1926.

Geologie und Petrographie der Koralpe V–IX. - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **137,** 101–532 p. p., Abbn., Tafn., Wien 1928 a.

Die Lavanttaler Störungszone. – Jb. geol. B.-A., **78,** 499–527, 5 Abb., Taf. **10,** Wien 1928 b.

Karawankenstudien I. Die Tektonik in den östlichen Karawanken. – Cbl. Miner. etc., Abt. B, **1929,** 201–229, 8 Abb., Stuttgart 1929.

Bachern und Karawanken. – Verh. geol. B.-A., **1931,** 111–125, 2 Abb., Wien 1931.

Geologie und Petrographie des Bachern. – Verh. geol. B.-A., **1935,** 101–110, Wien 1935.

Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia (II), Sdh. **17,** 348 S., 72 Abb., zahlr. Tab., Klagenfurt 1956.

KIRCHMAYER, M.: Wasser-Wellenfurchen im Semmering-Quarzit, Steiermark, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1961,** 65–71, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1961.

KIRNBAUER, F.: Metallogenese, Lagerstättenform und wirtschaftliche Bedeutung der wichtigsten Erzvorkommen in Österreich. – Bergakad., **11,** 605–611, 14 Abb., 1 Tab., Freiberg/Sachsen 1959.

Bergmännische Vortriebsleistungen in früherer Zeit. – S. 155–158, 1 Tab. [In:] K. HOCHSTETTER: Tunnel- und Stollenbau etc., Montan-Rdsch., Sdh. **1969,** Wien 1969.

— Zur Geschichte des alten Silberbergbaues Oberzeiring in der Steiermark. – Montan-Rdsch., **19,** 13–16, 5 Abb., Wien 1971.

— 90 Jahre Österreichisch-Alpine Montangesellschaft. – Montan-Rdsch., **1972,** 69–77, 8 Abb., Wien 1972.

50.000 Jahre Bergbau in Europa etc. – Schr. Ver. Verbreit. natw. Kenntn. Wien, **114/115,** 103–120, 2 Tab., Wien 1975.

KITTL, E.: Die Gesteine der Bösensteinmasse. – Jb. geol. R.-A., **69** (1919), 255–300, Taf. 1, Wien 1920.

Die wichtigsten Graphitvorkommen der Welt. – Z. Erzbergb. Metallhüttenwesen, **10,** 294–297, 2 Tab., Stuttgart 1957.

KLAR, G.: Steirische Graphite. – 149 S., 45 Abb., 8 Tab., Graz (Styria) 1964.

KLEBELSBERG, R. v.: Eine paläozoische Fauna aus der Veitsch. – Verh. geol. B.-A., **1926,** 95–100, Wien 1927.

Geologie von Tirol. – XII, 872 S., 11 Beil, 1 Kt., Berlin (Borntraeger) 1935.

Ein Ammonit aus dem Hochstegen-Kalk des Zillertales (Tirol). – Z. dt. geol. Ges., **92,** 582–586, 1 Abb., Berlin 1940.

Der Westrand des „Tauernfensters" – Z. dt. geol. Ges., **93,** 282-290, Berlin 1941.

KLEINSCHMIDT, G.: Krinoiden aus dem epizonalen Kristallin der Saualpe/Kärnten. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1966,** 707–716, 9 Abb., Stuttgart 1966.

Der geologische Aufbau der südlichen Saualpe in Kärnten etc. – Diss. math.-natw. Fak. Univ. Tübingen, 150 S., 52 Abb., 5 Beil., Tübingen (Photodruck) 1968.

Metamorphose und Stratigraphie im Kristallin der südlichen Saualpe (Ostalpen). – Abh. Verh. natw. Ver. Hamburg, N. F. **14,** 81–144, 4 Abb., Taf. 9, Falttaf. 1–6, Hamburg 1970.

Leithorizonte im Kärntner Kristallin. – Mitt. geol. paläont. Inst. Univ. Hamburg, **40,** 131–150, 4 Abb., Hamburg 1971.

Die „Plankogelserie" in der südlichen Koralpe unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten. – Verh. geol. B.-A., **1974,** 351–362, 3 Abb., 1 Tab., Wien 1975.

KLEINSCHMIDT, G. & NEUGEBAUER, J.: Die variszische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975,** 541–552, 3 Abb., Stuttgart 1975.

KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. – Clausthaler geol. Abh., Sdb. **1,** 11–44, 10 Abb., Taf. 2, Clausthal 1975 a.

Die Tektonik der Phyllitgruppe in der Saualpe. – Clausthaler geol. Abh., Sdb. **1,** 45–60, 9 Abb., Taf. 2, Clausthal 1975 b.

KLEINSCHMIDT, G. & RITTER, U.: Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Soboth/Steiermark-Kärnten (Raum Hühnerkogel-Laaken). – Carinthia, **166** bzw. (II) **86,** 57–91, 20 Abb., Klagenfurt 1976.

KLEINSCHMIDT, G., SASSI, F. & ZANFERRARI, A.: A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976,** 653–670, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1976.

KLEINSCHMIDT, G. & WURM, F.: Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St. Andrä im Lavanttal und Griffen. – Carinthia, **156** bzw. (II) **76,** 108–140, 13 Abb., 2 Taf., 1 Kt., Klagenfurt 1966.

KLEMM, D., FRUTH, I. et al.: Geologische und geochemische Untersuchungen in den Zillertaler Alpen (Tirol). – Int. Symp. Geodyn. Ostalpen, S. 14, München/Salzburg (veröff. Manus) 1975.

KLUSSMANN, D. & THIEDIG, F.: Mitteltriadische Tuffe in den St. Pauler Bergen, Ostkärnten, Österreich. – Der Karinthin, **69,** 63–65, Knappenberg 1973.

KNATZ, H.: Zur Genese saurer Einschaltungen im Verbande des Ötztaler Altkristallins. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**8,** 523–578, 19 Abb., Wien 1963.

KOBER, L.: Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. – Mitt. geol. Ges. Wien, **2,** 492–511, Taf. 19, Wien 1909.

Der Aufbau der östlichen Nordalpen. – Sitzber. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **120,** 1115–1124, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1911.

Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **88,** 345–396, 7 Abb., Kt. 1–2, Taf. 1, Wien 1912 a.

Radstädter Tauern. – Geol. Rdsch., **3,** 524–528, 3 Abb., Taf. 6, Leipzig 1912 b.

Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **5,** 367–480, Taf. 7–14, Wien 1912 c.

Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **98,** 201–242, 24 Abb., Taf. 1–3, 1 Tektonogramm, 1 geol. Kt., Wien 1922 a.

Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **130,** 375-381, 1 Abb., Wien 1922 b.

Bau und Entstehung der Alpen. 1. Aufl., 283 S., 102 Abb., 8 Taf., Berlin (Borntraeger) 1923.

Die tektonische Stellung des Semmering-Wechselgebietes. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., **38,** 268–276, 1 Abb., Wien 1925.
Geologie der Landschaft um Wien. – 150 S., 60 Abb., 2 Taf., Wien (Springer) 1926.
Mesozoische Breccien in der Schieferhülle der Sonnblickgruppe. – Zbl. Miner. etc., Abt. B, **1928,** 607–608, Stuttgart 1928.
Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.
Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. – 379 S., 100 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1955.

KOCH, G.: Kurze Erläuterungen zur Vorlage der geologischen Aufnahmskarte des Silvrettagebietes. – Verh. geol. R.-A., **1877,** 137–142, Wien 1877.

KOCH, M.: Mittheilung über einen Fundpunkt von Untercarbon-Fauna in der Grauwackenzone der Nordalpen. – Z. dt. geol. Ges., **45,** 294–298, 1 Abb., Berlin 1893.

KODSI, M.: Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1967,** 415–427, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967.

KODSI, M. & FLÜGEL, H.: Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – Carinthia, **160** bzw. (II) **80,** 7–17, 2 Abb., 3 Tab., Klagenfurt 1970.

KÖHLER, M.: Mikrofazielle, geochemische und paläogeographische Untersuchungen des Plattenkalks und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen (Kärnten). – Veröff. Univ. Innsbruck, **86,** 129–180, 24 Abb., 1 Tab., Taf. 1–7, Innsbruck 1973.

KÖLBL, L.: Das Tauernproblem in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., **26,** 151–153, Stuttgart 1935.
Geologie der Alpen. – Z. dt. geol. Ges., **90,** S. 536, Berlin 1938.

KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57** (1964), 479–632, 2 Abb., Taf. 1–6, Wien 1965.

KONINCK, L. de: Monographie des fossiles Carbonifère de Bleiberg en Carinthie. – 116 S., 4 Taf., Brüssel u. Bonn 1873.

KOSSMAT, F.: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. – Mitt. geol. Ges. Wien, **6,** 61–165, 9 Abb., Taf. 3–5, Wien 1913.

KOSTELKA, L.: Windisch-Bleiberg. – Carinthia, **150** bzw. (II)**70,** H. 2, 75–85, Taf. 1–2, 3 Beil., Klagenfurt 1960.
Bemerkenswerte Gebirgs-Spannungserscheinungen im Bergbau Bleiberg-Kreuth. – Geol. u. Bauwesen, **27,** 82–88, 1 Abb., 5 Tab., Wien 1962 a.
Geochemische Untersuchungen im alpinen Buntmetallbergbau. – Carinthia, **152** bzw. (II) **72,** 97–105, 4 Abb., Klagenfurt 1962 b.
Eine genetische Gliederung der Blei-Zinkvererzungen südlich der Drau. – Carinthia, **155** bzw. (II) **75,** 29–39, 2 Abb., Klagenfurt 1965.
Observations and ideas on the leadzinc mineralisations in the Calcareous Alps south of the Drava river. – Rudarsko-metalurški zbornik, **1965,** H. 2, 44–52, 2 Abb., Ljubljana 1966.
Der Verbindungsstollen Bleiberg-Rubland. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **112,** 238–242, 3 Abb., Wien 1967.
Beiträge zur Geologie der Bleiberger Vererzung und ihrer Umgebung. – Carinthia (II), Sdh. **28,** 283–289, Klagenfurt 1971.

— Die Blei-Zinklagerstätte Bleiberg-Kreuth in Zeit und Raum. – Veröff. nathist. Mus. Wien, N. F., **6,** 8–14, 6 Abb., Wien 1972.
Beobachtungen über die Verteilung von Blei und Zink in den triadischen Karbonatgesteinen der Ostalpen und im Bergbau Bleiberg-Kreuth. – Mitt. geol. Ges. Wien, **65** (1972), 117–122, Wien 1973.

KOSTELKA, L., BACHMAYER, F. & SCHULTZ, O. [Hrsg.]: Blei und Zink in Österreich. Der Bergbau von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. – Veröff. nathist. Mus. Wien, N. F., **6,** 35 S., 25 Abb., Wien 1972.

KOSTELKA, L. & NIEDERMAYR, E.: Mögliche Beziehungen zwischen der Verteilung der Zn-Halte und den Pb/Zn-Vererzungen in der Trias der Draukalkalpen in Österreich. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **1,** 120–127, 2 Abb., Wien 1974.

KOSTELKA, L. & PETRASCHECK, W. E.: Genesis and classification of the Triassic alpine lead-zinc deposits in the Austrian region. – Economic Geol. Monogr., **3,** 138–146, 1 Abb., USA 1967.

KOSTELKA, L. & SCHULZ, O.: Die Tektonik des Blei-Zinkerzreviers Rubland. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **114,** 440–445, 15 Abb., Wien 1969.

KOSTELKA, L. & SIEGL, W.: Bericht über die Diskussionstagung in Bleiberg zum Thema: „Die Entstehung von Blei-Zinklagerstätten in Karbonatgesteinen" – Z. Erzbergb. Metallhüttenwesen, **12**, 245–249, Stuttgart 1959.

KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 777–810, 3 Tab., Taf. 1–4, Innsbruck (1972) 1973.

KRANZ, J. R.: Strontium – ein Fazies-Diagenese-Indikator im Oberen Wettersteinkalk (Mittel-Trias) der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **65**, 593–615, 9 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1976 a.

Stratiforme und diskordante Zink-Blei-Anomalien im erzhöffigen Oberen Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). – Mineral. Deposita, **11**, 6–23, 6 Abb., 3 Tab., Berlin 1976 b.

KRANZ, W.: Beitrag zum Köfels-Problem: Die „Bergsturz-Hebungs- und Sprengtheorie" – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **80**, Abt. B, 113–138, 8 Abb., Taf. 5, Stuttgart 1939.

KRAUS, E.: Die Radstädter Decken. – S. 220–225 [in:] Der Abbau der Gebirge. Bd. I. Der alpine Bauplan. – Berlin (Borntraeger) 1936.

Die Baugeschichte der Alpen. 1. Teil: 552 S., 138 Abb.; 2. Teil: 489 S., 123 Abb.; Berlin (Akademie-Verl.) 1951.

KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). – Jb. geol. B.-A., **112**, 81 bis 152, 18 Abb., Taf. 1–7, Wien 1969.

KRAUS, O. & OTT, E.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. – Mitt. Bayer. Staatsamml. Paläont. hist. Geol., **8**, 263–290, 3 Abb., Taf. 17–20, München 1968.

KRÄUTNER, T : Die geologischen Verhältnisse der Hainburger Berge. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 43 S., 2 Abb. (6 Fig.), 1 Taf., Kt. fehlt, Wien 1923.

KREIS, H. & UNGER, H.: Die Bleiglanz-Flußspat-Lagerstätte der Achsel- und Hinteren Flecktrogalm bei Hollersbach (Oberpinzgau/Salzburg). – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **12**, 3–53, Taf. 1–4, Leoben 1971.

KREUTZER, N.: Geologische Untersuchungen in den nordwestlichen Seetaler Alpen zwischen Wöll und Perchau (Steiermark). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 128 S., etl. Abb., 11 Beil., Wien 1954.

KRISTAN, E.: Neues vom Puchberger Becken, Ödenhof–Fenster und Semmering-Mesozoikum. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **4**, 43–46, Wien 1956.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. – Mitt. geol. Ges. Wien, **54** (1961), 201–227, Taf. 1–5, Wien 1962.

Zur Charakteristik triadischer Mikrofaunen. – Paläont. Z., **38**, 66–73, 3 Abb., Taf. 6–7, Stuttgart 1964.

Revision der altpaläozoischen Sorosphaeren (Foram.). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1971**, 171 bis 180, 3 Tab., Stuttgart 1971.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & SPENDLINGWIMMER, R.: Crinoiden im Anis der Tatriden der Hainburger Berge (Niederösterreich). – Mitt. österr. geol. Ges., **68–69** (1975–1976), Taf. 1–6, Wien 1977.

KRISTAN, E. & TOLLMANN, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **8**, 75–90, Taf. 19–22, Wien 1957.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). – Mitt. geol. Ges. Wien, **56** (1963), 539–589, Taf. 1–8, Wien 1964.

Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörler Zug und Radstädter Tauern). – Wiss. Arb. Burgenland, **36**, 33 S., 11 Taf., Eisenstadt 1967.

KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & GEYSSANT, J.: Zur Schichtfolge und Fossilführung des zentralalpinen (unterostalpinen) Rhät der Tarntaler Berge in Tirol. – Jb. geol. B.-A., **112**, 1 bis 29, 1 Abb., Taf. 1–7, Wien 1969.

KÜBLER, H. & MÜLLER, W.-E.: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). – Jb. geol. B.-A., **105**, 173–242, 4 Abb., Taf. 13–16, Wien 1962.

KUDERNATSCH, J.: Die Herstellung des großen Tunnels am Semmering. – Jb. geol. R.-A., **1**, 375 bis 376, Wien 1850.

KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. – Sitzber. österr. Akad. Wiss, math.-natw. Kl., Abt. I, **156**, 181–200, 1 Tab., Wien 1947.

Die Rudistenfauna von Wietersdorf in Kärnten. – Carinthia, **150** bzw. (II) **70**, 47–50, Klagenfurt 1960.
[Hrsg.]: Lexique stratigraphique international, **1**, Europe; fasc. 8, Autriche. – 646 S., Taf. 1–2, Paris (CNRS) 1962.

KÜMEL, F.: Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich-Burgenland). – Miner. petrogr. Mitt., **47**, 141–184, 6 Abb., 1 Kt., Leipzig 1935.
Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. – Jb. geol. B.-A., **86**, 203–235, 3 Abb., Wien 1936.
Über basische Tiefengesteine der Zentralalpen und ihre Metamorphose. – Miner. petrogr. Mitt., **49**, 415–440, 4 Abb., Leipzig 1937.
Geologische Karte Mattersburg-Deutschkreutz 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1957.

KUNTSCHNIG, A.: Neuer Korallenfund aus dem Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **62**, 3–9, 4 Abb., Graz 1926.
Das Bergland von Weiz. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **63**, 91–110, 1 Kt., Graz 1927.
Geologische Karte des Bergzuges Plabutsch-Kollerkogel. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **74**, 114–132, 1 Abb., Taf. 6 (Kt.), Graz 1937.

KUNZ, F.: Geologische Gliederung, Tektonik und Metamorphose des Raumes Dobritsch-Althofen etc. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 143 S., 61 Abb., 7 Beil.-Taf., Wien 1972.

KÜPPER, H. [Hrsg.]: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz. – 67 S., 3 Abb., 1 Tab., 12 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1957.
Wien. – Verh. geol. B.-A., Bundesländerserie Heft Wien, 206 S., 20 Tab., 23 Abb., 8 Taf., 20 Falttaf., Wien (Geol. B.-A.) 1968.

KÜPPER, K.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Untertal. – Jb. geol. B.-A., **99**, 201–223, Taf. 4, Wien 1956.

KUPKA, E.: Zur geologischen Stellung des Ahornkernes in den westlichen Hohen Tauern. – 159–167, 1 Abb., [in:] KÜPPER, H. et al. [Hrsg.]: Skizzen zum Antlitz der Erde, Kober-Festschrift. Wien (Hollinek) 1953.
Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **47** (1954), 1–13, Taf. 1–2, Wien 1956.

KUPSCH, F., ROLSER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Das Altpaläozoikum der Karawanken. – Nachr. dt. geol. Ges., **1970**, H. 2, 49–52, 2 Abb., Hannover 1970.
Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. – Z. dt. geol. Ges., **122** (1970), 89–96, 3 Abb., Hannover 1971.

KURAT, G., NIEDERMAYR, G., KORKISCH, J. & SEEMANN, R.: Zur Geochemie der postvariszischen Basis-Serien im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol. – Carinthia, **164** bzw. (II) **84**, 87–98, 2 Abb., 2 Tab., Klagenfurt 1974.

KURAT, G. & RICHTER, W.: Impaktite von Köfels, Tirol. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **17**, 23–45, 7 Abb., Wien 1972.

LACHMANN, R.: Der Bau des Jackel im Obervintschgau. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarn Orients, **21**, 1–32, 7 Abb., 2 Taf., Wien-Leipzig 1908.

LAGALLY, U. & MILLER, H.: Der Nordrand des Tauernfensters bei Vorderlanersbach/Tirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 374–384, 3 Abb., Stuttgart 1974.

LAHUSEN, L.: Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreich. – Diss. natwiss. Fak. Univ. München, 139 S., 8 Abb., 8 Taf., 8 Kt., 1 Anlage, München (Photodruck: Typo-Druck-Dienst) 1969.

LAMBERT, R.: Absolute Altersbestimmung an Gneisen aus dem Tauernfenster. – Verh. geol. B.-A., **1964**, 16–27, 2 Abb., 2 Tab., Wien 1964.
A Potassium-Argon Study of the Margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. – Eclogae geol. Helv., **63**, 197–205, 2 Abb., 2 Tab., Basel 1970.

LAMMERER, B.: Geologische Wanderungen in den westlichen Zillertaler Alpen. – Alpenver.-Jb., **1975** (Z. dt. öst. Alpenver., **100**), 13–25, 6 Abb., 1 Kt., München, Innsbruck 1975.

LAMMERER, B., FRUTH, I. et al.: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). – Geol. Rdsch., **65**, 436–459, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1976.

LANGHEINRICH, G.: Zur Tektonik und Metamorphose des zentralalpinen Permomesozoikums W der Brennersenke. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II., math.-phys. Kl., **1965**, Nr. 10, 133 bis 149, 9 Abb., Göttingen 1965.

LANGHEINRICH, G., SCHÄLICKE, W. & SCHMIDT, A. E.: Zur Geologie des Tauernwestendes zwischen Brenner-Paß und Gossensaß (Colle Isarco), Südtirol/Italien. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **5**, 51–75, 4 Abb., 3 Taf., Göttingen 1970.

LAUBSCHER, H.: The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines etc. – Amer. J. Sci., **271**, 193–226, 11 Abb., New Haven 1971 a.

Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. – Geol. Rdsch., **60**, 813–833, 6 Abb., Stuttgart 1971 b.

Alpen und Plattentektonik. – Z. dt. geol. Ges., **124**, 295–308, 9 Abb., Hannover 1973.

LECHNER, K.: Kristallines Grundgebirge. S. 9–26, Taf. 1, Kt. [in:] FINK, J., KÜPPER, H. et al.: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz. – 67 S., 3 Abb., 1 Tab., 12 Taf., 1 geol. Kt., Wien (Geol. B.-A.) 1957.

LECHNER, K., HOLZER, H., RUTTNER, A. & GRILL, R.: Karte der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe der Republik Österreich 1 : 1,000.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1964.

LEHNERT-THIEL, K.: Ein Beitrag zur Paragenese und Generationenabfolge in der Antimonlagerstätte von Schlaining/Burgenland. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **5**, 16–31, 4 Taf., Leoben 1967.

LEITMEIER, H.: Geologie der Umgebung von Kainberg im Sausal. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **44** (1907), 112–130, 3 Abb., 1 Kt., Graz 1908.

Zur Geologie des Sausalgebirges in der Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **45** (1908), 184–218, 6 Abb., Taf. 1, 1 Kt., Graz 1909.

Die Blei-Zink-Vorkommen der Achselalpe im Hollersbachtal in Salzburg. – Miner. petrogr. Mitt., **47**, 376–382, 1 Abb., Leipzig 1936.

Das Smaragdvorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., **49**, 245–368, 11 Abb., Leipzig 1937.

Smaragdbergbau und Smaragdgewinnung in Österreich. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **86**, 3–12, 2 Abb., Wien 1938.

Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschung in den Ostalpen unvereinbar? – Jb. geol. B.-A., **98**, 33–66, Wien 1955.

LEITMEIER, H. & SIEGL, W.: Untersuchungen an Magnesiten am Nordrande der Grauwackenzone Salzburgs etc. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **99**, 201–208, 221–235, 18 Abb., 2 Tab., Wien 1954.

LEMBERGER, P.: Geologische Neuaufnahme des Wechselgebietes im Raume Aspang-St. Corona-Trattenbach. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 110 S., 33 Abb., 10 Beil.-Taf., Wien 1970.

LESKO, I.: Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Raume Oberdorf a. d. Laming, Steiermark. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **11** (1960), 3–65, Taf. 1–8, Wien 1960.

LEX, F.: Die geologische Literatur von Kärnten. – Carinthia, **111** bzw. (II) **31**, 1–28, Klagenfurt 1922.

LICHTENECKER, N.: Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol). – Geogr. Jber. Österr., **14–15**, 228–254, 4 Abb., Taf. 31–40, Wien 1929.

Zur Deutung des Bimssteinvorkommens von Köfels im Ötztal. – Verh. geol. B.-A., **1930**, 173 bis 179, Wien 1930.

LIEBUS, A.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Eozänfauna des Krappfeldes in Kärnten. – Jb. geol. B.-A., **77**, 333–392, 4 Abb., Taf. 12–14, Wien 1927.

LIEGLER, K.: Das Oberkarbon-Vorkommen der Brunnachhöhe NW Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – Carinthia, **160** bzw. (II) **80**, 27–44, 2 Abb., Taf. 1, Klagenfurt 1970.

Zur Geologie des zentralalpinen Mesozoikums im Bereich nördlich von Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 183 S., 44 Abb., 8 Beil.-Taf., Wien 1973.

LINKE, W.: Mineralogie und Petrologie ostalpiner Tonschiefer. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**14**, 7–25, 1 Abb., Wien 1970.

LIPOLD, M.: Die Grauwackenformation und die Eisensteinvorkommen im Kronlande Salzburg. – Jb. geol. R.-A., **5**, 369–386, 5 Abb., Wien 1854.

Erläuterung geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. – Jb. geol. R.-A., **7,** 332 bis 345, 1 Tab., Taf. 1, Wien 1856.

LIPPOLT, H. & PIDGEON, R.: Isotopic Mineral Ages of a Diorite from the Eisenkappel Intrusion, Austria. – Z. Natforsch., 29 a, 966–968, 2 Tab., Tübingen 1974.

LLARENA, J.: Über die sedimentäre Entstehung des ostalpinen Magnesites, Typus Veitsch. – Montanztg., **69,** 55–62, Wien 1953.

LOB, W.: Röhrerbühel. Eine bergmännische Glanzleistung im 16. Jahrhundert. – Der Anschnitt, **15,** 21–25, 5 Abb., Essen 1963.

LODEMANN, C.: Geologie und Tektonik des mesozonalen Kristallins der Saualpe in Ostkärnten. – N. Jb. Miner. Abh., **104,** 283–315, 7 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1966 a.

Durchbewegung und Metamorphose in den zentralen Ostalpen. 1. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1966,** 338–352, 6 Abb., Stuttgart 1966 b.

— Geochemie der Metamorphose im Saualpen-Kristallin (Ostkärnten). – N. Jb. Miner. Abh., **112,** 188–218, 15 Abb., 8 Tab., Stuttgart 1970 a.

Der Einsatz der Geochemie bei der Lösung geologischer Probleme im Metamorphikum. – Z. dt. geol. Ges., **121** (1969), 151–161, 3 Abb., 4 Tab., Hannover 1970 b.

Gerichtete Stoffverschiebungen bei der Regionalmetamorphose an Metabasiten der Saualpe in Ostkärnten. – N. Jb. Miner. Abh., **118,** 134–148, 3 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1973.

LOESCHKE, J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). – Oberrhein. geol. Abh., **19,** 73–100, 12 Abb., Karlsruhe 1970.

Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen etc. – Geol. Rdsch., **64,** 62–74, 3 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1975.

LOESCHKE, J. & ROLSER, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus der Karawanken. – Nachr. dt. geol. Ges., **1970,** H. 2, 43–49, 3 Abb., Hannover 1970.

Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). – Z. dt. geol. Ges., **122** (1970), 145–156, 4 Abb., 2 Tab., Hannover 1971.

LOESCHKE, J. & WEBER, K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142,** 115–138, 7 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1973.

LÖWL, F.: Quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. – Exk.-Führer Int. Geol. Congr. Wien, **9,** 27 S., 7 Abb., 3 Photos, Taf. 1, Wien 1903.

LUCKSCHEITER, B. & MORTEANI, G.: Fluid inclusion study of quartz from fissures in the penninic rocks of the western „Tauern Fenster" etc. – S. 23–24, [in]: H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

LUKAS, W.: Tektonisch-genetische Untersuchungen der Fahlerz-Lagerstätte am Falkenstein bei Schwaz/Tirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1971,** 47–63, 1 Abb., 5 Diagr., Stuttgart 1971 a.

Die Siderit-Fahlerz-Kupferkies-Lagerstätte des Arzberges bei Schwaz in Tirol. – Veröff. Tiroler Landesmus. Ferdinandeum, **51,** 111–118, Taf. 1, Innsbruck 1971 b.

— Eine tektonisch-genetische Untersuchung der Lagerstätten des Groß- und Kleinkogels/Brixlegg. – Verh. geol. B.-A., **1971,** 208–223, 3 Abb., Wien 1971 c.

MACK, E.: Geochemische Untersuchungen am Nebengestein und an den Begleitwässern ostalpiner Blei-Zink-Lagerstätten. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **103,** 51–58, 4 Abb., Wien 1958.

MACZEK, M.: Die mögliche Wiedereröffnung des alten Kupferbergbaues Röhrerbühel bei Kitzbühel. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **100,** 60–66, 3 Abb., Wien 1955.

MAHEL, M.: Geologische Karte der Kleinen Karpaten 1 : 50.000. – Bratislava (Geol. Ústav D. Štúra) 1973.

MAKUC, E.: Orientirender Vortrag über Bleiberg. – Österr. Z. Berg-Hüttenwesen, **31,** Vereins-Mitth., **2,** 86–89, Wien 1883.

MARIOTTI, A.: Précisions sur la stratigraphie des Lienzer Dolomiten etc. – Géol. alp., **48,** 121–129, 2 Abb., Grenoble 1972 a.

Sur la série post-triasique des Lienzer Dolomiten: existence d'un flysch crétacé au Nord de la ligne du Gail (Autriche). – C. R. Soc. géol. France, **1972,** 31–34, Paris 1972 b.

MARIOTTI, A. & VELDE, D.: Sur la présence d'une microsyénite etc. dans le flysch crétacé des Lienzer Dolomiten (Tirol, Autriche) etc. – C. R. Acad. Sci. Paris, **275,** ser. D, 1–4, 2 Abb., 1 Tab., Paris 1972.

MÄRK, E., PAHL, M., PURTSCHELLER, F. & MÄRK, T.: Thermische Ausheilung von Uran-Spaltspuren in Apatiten, Alterskorrekturen und Beiträge zur Geothermochronologie. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**20**, 131–154, 11 Abb., Wien 1973.

MASCH, L.: Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). – N. Jb. Miner. Mh., **1973**, 485–509, 16 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1974.

MATHIAS, E. & BUDIN, F.: Die Graphitlagerstätte Sunk bei Trieben in der Steiermark. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **99**, 95–99, 4 Abb., 1 Tab., Wien 1954.

MATTHIASS, E.: Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. – Berg- u. hüttenmänn. Mh.,**106**, 1–13, 45–55, 16 Abb., 2 Taf., Wien 1961.

MATURA, A.: Zur Geologie des Türchlwand-Kramkogel-Gebietes (SE Wörth im Rauristal, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud, **17** (1966), 87–126, 1 Abb., Taf. 5–6, 1 Kt., Wien 1967.

MATZ, K.: Apatit und Strontianit von der Magnesit-Talklagerstätte Oberdorf an der Lamming, Steiermark. – Zbl. Miner. etc., Abt. A, **1939**, 135–142, Stuttgart 1939 a.

Die Magnesit-Talklagerstätte im Obertal bei Oberdorf an der Lamming (Steiermark). – Fortschr. Miner. etc, **23**, 2, LXXVI–LXXIX, 2 Abb., Berlin 1939 b.

Die Kupfererzlagerstätte Mitterberg (Mühlbach am Hochkönig, Salzburg). – Miner. Mittbl. Joanneum, **1953**/1, 7–19, 1 Beil., Graz 1953.

MAUCHER, A.: Zur „alpinen Metallogenese" in den bayerischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**4**, 454–463, Wien 1954.

Die Deutung des primären Stoffbestandes der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten als syngenetisch-sedimentäre Bildungen. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **102**, 226–229, Wien 1957.

Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. – Freiberger Forschungsh., C **186**, 173–188, Leipzig 1965.

MAUCHER, A. & HÖLL, R.: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich. – Mineral. Deposita, **3**, 272–285, 2 Abb., Berlin 1968.

MAUCHER, A. & SCHNEIDER, H.-J.: Diskussionstagung: „Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen" – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **102**, H. 9, 226–256, 12 Abb., Wien 1957.

MAURIN, V.: Das Paläozoikum im Raum zwischen Deutschfeistritz und Semriach. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **84**, 81–102, 1 Tab., Taf. 1, 8, 9, Graz 1954.

MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung. – Festband Geol. Inst. 300 J.–Feier Univ. Innsbruck, 523–546, 8 Abb., 2 Beil.-Taf., Innsbruck 1970.

MAYRHOFER, R.: Geologische, mineralogische und technologische Beobachtungen und Untersuchungen auf den urzeitlichen Preiner Schmelzplätzen etc. – Archaeologia austriaca, **13**, 73–104, 9 Abb., 3 Tab., Wien 1953.

MAYRHOFER, R. & HAMPL, F.: Frühgeschichtliche Bauernrennfeuer im südöstlichen Niederösterreich. – Archaeologia austriaca, Beih. **2**, 119 S., 74 Abb., 4 Tab., Wien 1958.

MEDWENITSCH, W.: Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol) etc. – Kober-Festschrift [Hrsg. H. KÜPPER et al.], 168–192, Taf. 1, Wien (Hollinek) 1953.

Übersichtsbegehungen 1955 in den nördlichen Radstädter Tauern etc. – Verh. geol. B.-A., **1956**, 65–69, Wien 1956.

Bericht 1956 über Aufnahmen auf den Blättern 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). – Verh. geol. B.-A., **1957**, 39–41, Wien 1957.

Zur Geologie des Unterengadiner Fensters. – Eclogae geol. Helv., **55**, 460–468, Basel 1962 a.

Bericht 1961 über Aufnahmen auf Blatt Untertauern (126/4) und Flachau (126/3). – Verh. geol. B.-A., **1962**, A 38–A 39, Wien 1962 b.

3. Wandertagung der Geologischen Gesellschaft vom 26.–29. 4. 1972 in Bleiberg. – Mitt. geol. Ges. Wien, **65** (1972), 269–276, Wien 1973.

MEIER, O.: Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. – Mitt. geol. Ges. Wien, **18** (1925), 68–152, 1 Abb., Taf. 2–3, Wien 1927.

MEIXNER, H.: Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee bei Tweng in den Radstädter Tauern (Salzburg). – N. Jb. Miner. Beil.-Bd. **69**, 500–514, Taf. 25, Stuttgart 1935.

Beitrag zur mineralogischen Kenntnis der Magnesitlagerstätte Oberdorf etc. – Der Karinthin, **17**, 102–112, 5 Abb., Knappenberg 1952.

Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnesit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. – Radex-Rdsch., **1953,** 445–458, 3 Tab., Radenthein 1953.

Die Minerale Kärntens. I. Teil. – Carinthia (II), Sdh. **21,** 147 S., 16 Phototaf., Klagenfurt 1957.

Die Erz- und Minerallagerstätten Salzburgs. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **119,** 503–512, Wien 1974.

Minerale und Lagerstätten im Bereich der Saualpe, Kärnten. – Clausth. geol. Abh., Sdb. **1,** 199–217, Clausthal 1975.

MEIXNER, H. & CLAR, E.: Die Magnesitlagerstätte im Sunk bei Trieben (Obersteiermark). – Miner. Mittbl. Joanneum, **1953**/1, 1–6, 3 Beil., Graz 1953.

MEIXNER, H. & WALTER, L.: Die Minerale des Serpentingebietes um Kraubath (Obersteiermark). – Fortschr. Miner. etc., **23,** LXXXI–LXXXIX, Berlin 1939.

MENSINK, H.: Eine tektonische Detailuntersuchung im Raum nördlich Gratkorn. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **83,** 123–129, 2 Taf., Graz 1953.

METZ, K.: Die tektonische Stellung diaphtoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. – Zbl. Miner. etc., **1937,** Abt. B, 315–328, Stuttgart 1937 a.

Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **85,** 27–31, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1937 b.

Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. – Jb. geol. B.-A., **87,** 165–193, 3 Abb., Taf. 7–8, Wien 1938 a.

Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **86,** 105–113, 9 Abb., Wien 1938 b.

Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1,** 161–220, 8 Abb., Taf. 3–4, Wien 1940.

Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach Westen. – Verh. geol. B.-A., **1945,** 91–103, Wien 1947.

Die Geologie der Talklagerstätte von Mautern im Liesingtale. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **94,** 149–157, 10 Abb., Wien 1949.

Zur tektonischen Analyse der Umgebung der Mauterner Talklagerstätte in der steirischen Grauwackenzone. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **95,** 191–201, 19 Abb., Wien 1950.

Die regional-tektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **96,** 86–94, 9 Abb., Wien 1951.

Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. geol. Ges. Wien, **44** (1951), 1–84, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien 1953 a.

Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern. I. Die Kerngesteine (Gneise und Granite). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **83,** 130–157, 7 Tab., 2 Taf., Graz 1953 b.

Geologische Karte der Steiermark 1 : 300.000. Graz (Akad. Verl.) 1957.

Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **50** (1957), 201–250, 1 Kt., Wien 1958.

Das ostalpine Kristallin der Niederen Tauern im Bauplan der NE-Alpen. – Geol. Rdsch., **52,** 210–226, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1962.

Les montagnes à l'est des Hohe Tauern et leur place dans le cadre structural des Alpes Orientales. – Livre mém. P. Fallot, **2,** 491–501, Paris 1963 a.

Neue Ergebnisse zur Geologie der Niederen Tauern. – Der Karinthin, **48,** 20–29, 1 Taf., Knappenberg 1963 b.

Die Nordgrenze des Bösensteinkristallins nach neuen Wegaufschlüssen zwischen Trieben und Rottenmann/Steiermark. – Verh. geol. B.-A., **1964,** 140–149, 1 Abb., Taf. 4, Wien 1964 a.

Die Tektonik der Umgebung des Bösenstein und ihr Erkenntniswert für das Kristallin der nördlichen Steiermark. – Verh. geol. B.-A., **1964,** 149–164, 2 Abb., Taf. 5, Wien 1964 b.

Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **174,** 229–278, 3 Abb., Wien 1965.

New synthetic aspects of the tectonics of the Eastern section of the Austrian Central Alps. – Tectonophysics, **3,** 2, 129–146, 5 Abb., Amsterdam 1966.

Geologische Karte der Steiermark, 1 : 300.000, Graz (Akad. Druck- u. Verl.) 1966 a. [In: Steiermark, Land, Leute und Leistung; 2. Aufl., Graz (Styria-Verl.) 1971.]

Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt Oberzeiring-Kalwang, 1 : 50.000, Wien (Geol. B.-A.) 1967 a.
Zum Problem einer Seriengliederung der Wölzer Glimmerschiefer. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1967,** H. 1–2, 66–69, Graz 1967 b.
Das Problem der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten. – Carinthia (II), Sdh. **28,** 159–166, 1 Abb., Klagenfurt 1971 a.
Die Grundzüge des geologischen Baues der Steiermark. [In:] Die Steiermark, Land, Leute, Leistung; 2. Aufl.; 25–73, 4 Tab., 34 Abb., Graz (Styria) 1971 b.
Die Gaaler Schuppenzone als Südgrenze der Seckauer Masse. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **100,** 57–71, 2 Abb., Graz 1971 c.
Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum, **33,** 4–33, 12 Abb., Graz 1973 a.
Kartenblatt 6: Geologische Karte der Steiermark. – Erl. Atlas Steiermark, 23–43, Graz 1973 b.
Der geologische Bau der Wölzer Tauern. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **106,** 51–75, 2 Abb., 1 Beil., Graz 1976.

METZ, K. et al.: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern. – Verh. geol. B.-A., **1964,** 65–164, 3 Abb., Taf. 1–5, Wien 1964.

MILLER, Ch.: Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetztal Alps, Tyrol, Austria. – Contr. Miner. Petrol., **28,** 42–56, 7 Abb., 5 Tab., Berlin 1970.
Reaction rims between olivine and plagioclase in metaperidotites, Ötztal Alps, Austria. – Contr. Miner. Petrol., **43,** 333–342, 6 Abb., 2 Tab., Berlin 1974 a.
On the Metamorphism of the Eclogites and High-Grade Blueschists from the Penninic Terraine of the Tauern Window, Austria. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **54,** 371–384, 5 Abb., 2 Tab., Zürich 1974 b.
Arbeitsbericht 1975 über Untersuchungen an eklogitischen Gesteinen der Hohen Tauern. – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, **3,** 53–54, Wien 1976.
Über die polyphase alpinmetamorphe Entwicklung der Eklogite im Penninikum des Tauernfensters, Österreich. – S. 26–27, [in:] H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

MILLER, D., JÄGER, E. & SCHMIDT, K.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). – Eclogae geol. Helv., **60,** 537–541, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 1, Basel 1967.

MILLER, H.: Die Nordrand-Zone des Tauernfensters zwischen Zillertal und Hippold-Spitz etc. – S. 30–32, 1 Abb., [in:] H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

MIOČ, P. & RAMOVŠ. A.: Erster Nachweis des Unterdevons im Kozjak-Gebirge (Possruck) westlich von Maribor (Zentralalpen). – Bull. sci. cons. Acad. Sci. etc., sect. A., **18,** No. 7–9, 135–136, 2 Abb., Zagreb 1973.

MITSCH, N.: Zur Geologie des Magdalensberges und Muraunberges bei St. Veit. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 151 S., zahlr. Taf., Wien 1967.

MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Oe.). – Mitt. geol. Ges. Wien, **3,** 104–213, 19 Abb., 1 Tab., Taf. 6–10, Wien 1910.
Was lehrt uns das Breitenauer Karbonvorkommen? – Mitt. geol. Ges. Wien, **4,** 305–310, Wien 1911.
Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **88,** 633-652, 1 Kt., Wien 1912.
Geologie der Wechselbahn. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **82,** 351–459, 7 Abb., Taf. 1–8, Wien 1913.
Ist das Wechselfenster ostalpin? – 12 S., 1 Taf., Graz (Leuschner & Lubensky) 1919.
Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **98,** 141–163, 1 Taf., 1 Kt., Wien 1922.
Über „tauriskische" Gebirgsreste in der Klagenfurter Beckenumrahmung. – Verh. geol. B.-A., **1926,** 100–105, Wien 1927.
Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Carbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. – Cbl. Miner. etc., Abt. B, **1933,** 98–107, Stuttgart 1933.

Über die Schwerspatlagerstätten des Semmeringgebietes (N.-Ö.). – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **99,** 101–112, 132–138, 11 Abb., 1 Tab., Wien 1954.

Geologische Nachlese im Raume von Vöstenhof bei Ternitz (N.-Ö.). – Verh. geol. B.-A., **1960,** 119–130, 3 Abb., Wien 1960.

MOHS, F.: Die Villacher Alpe, und die dieselbe zunächst umgebenden Gegenden. – Molls Efemeriden Berg-Hüttenkd., **3,** 161–228, Nürnberg 1807.

MOJSISOVICS, E. v.: Über die Triasbildungen der Karavankenkette in Kärnthen. – Verh. geol. R.-A., **1871,** 25–26, Wien 1871.

Über die tektonischen Verhältnisse des erführenden Trias-Gebirges zwischen Drau und Gail (Bleiberg, Kärnten). – Verh. geol. R.-A., **1872,** 351–353, Wien 1872.

Das Gebirge südlich bei Lienz. – Verh. geol. R.-A., **1873,** 235–237, Wien 1873.

Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. – 552 S., 110 Abb., 30 Taf., 3 Kt., Wien (Hölder) 1879.

MORTEANI, G.: Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). – Verh. geol. B.-A., **1971,** 287–314, 8 Abb., Wien 1971.

MORTEANI, G., KREUZER, H. & HARRE, W.: Preliminary report on the age of the early alpine metamorphism in the western Tauern Fenster etc. – S. 33–34, [in:] H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

MOSTLER, H.: Geologie der Berge des Vorderen Großarl- und des Kleinarl-Tales (Salzburg). – Verh. geol. B.-A., **1963,** 132–135, Wien 1963.

Einige Bemerkungen zur Salzach-Längsstörung und der sie begleitenden Gesteine. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14** (1963), 185–196, Taf. 9, Wien 1964 a.

Conodonten aus der westlichen Grauwackenzone. – Verh. geol. B.-A., **1964,** 223–226, Wien 1964 b.

Conodonten aus dem Paläozoikum der Kitzbühler Alpen (Tirol). – Verh. geol. B.-A., **1965,** 163–167, Wien 1965 a.

Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der westlichen Grauwackenzone. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **102,** 37–39, Wien 1965 b.

Zur Einstufung der „Kieselschiefer" von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. geol. B.-A., **1966,** 157–170, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1966 a.

Das Silur (Gotlandium) der Lachtalgrundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **103,** 1–3, Wien 1966 b.

Conodonten aus der Magnesitlagerstätte Entachen-Alm. – Ber. natw.-med. Ver. Innsbruck, **54,** 21–31, 4 Abb., 1 Tab., Innsbruck 1966 c.

Conodonten aus dem tieferen Silur der Kitzbühler Alpen (Tirol). – Ann. nathist. Mus. Wien, **71,** 295–303, 5 Abb., 1 Taf., Wien 1967 a.

Bemerkungen zur Geologie der Ni-Co-Lagerstätte Nöckelberg bei Leogang (Salzburg). – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **5,** 32–45, 1 Abb., Leoben 1967 b.

Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18,** (1967), 89–150, 41 Abb., Wien 1968.

Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festbd. geol. Inst. 300-J. Feier Univ. Innsbruck, 507–522, 5 Abb., Innsbruck 1970 a.

Der Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Nachr. dt. geol. Ges., **1970,** H. 2, 52–54, Hannover 1970 b.

Zur Baryt-Vererzung des Kitzbühler Horns und seiner Umgebung (Tirol). – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **11,** 101–112, 1 Tab., Leoben 1970 c.

Ein Beitrag zu den Magnesitvorkommen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **11,** 113–125, Leoben 1970 d.

Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. – Verh. geol. B.-A., **1972,** 143–149, 2 Abb., Wien 1972 a.

Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verh. geol. B.-A., **1972,** 155–162, 1 Abb., Wien 1972 b.

Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Verh. geol. B.-A., **1972,** 171–174, 2 Abb., Wien 1972 c.

Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesit-

lagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, 237–266, 11 Abb., Innsbruck (1973) 1974.

Bericht über geologisch-petrographische Untersuchungen in der Grauwackenzone des Zeller Raumes. – Geolog. Tiefbau Ostalpen, **2** (1974), 12–13, Graz etc. (vervielf. Manus.) 1975.

MOTTANA, A., CHURCH, W R. & EDGAR, A. D.: Chemistry, Mineralogy and Petrology of an Eclogite from the Type Locality (Saualpe, Austria). – Contr. Miner. Petrol., **18**, 338–346, 3 Abb., 4 Tab., Berlin etc. 1968.

MÜLLER, G.: Beiträge zur Geologie der Ötztaler Alpen, I. Teil: Westteil. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 131 S., zahlr. Beil., Wien 1954.

MÜLLER, W.-E., Zu: „Ein neues Jura-Vorkommen im Gschnitztal" – Verh. geol. B.-A., **1960**, 271–274, 1 Abb., Wien 1960.

MÜLLER-JUNGBLUTH, W.: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festbd. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck, 255–308, Abb. 26 bis 31, Taf. 3–8, Innsbruck 1970.

MÜNICHSDORFER, F.: Geschichte des Hüttenberger Erzberges. – X, 284, LXI S., 1 Kt., Klagenfurt (Berg- u. hüttenmänn. Ver.) 1870.

MURCHISON, R.: Über den Gebirgsbau in den Alpen, Apenninen und Karpathen etc. – 162 S., 1 Taf., Stuttgart 1850.

MUTSCHLECHNER, G.: Ein Ammonitenfund in den Partnachschichten an der Saile bei Innsbruck. – Verh. geol. B.-A., **1933**, 63–65, Wien 1933.

Neue Vorkommen von Glimmerkersantit in den Lienzer Dolomiten. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **161**, 193–197, 1 Abb., Wien 1952.

Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). – Mitt. geol. Ges. Wien, **48** (1955), 155–165, Wien 1956.

Ein neues Jura-Vorkommen im Gschnitztal (Tirol). – Veröff. Mus. Ferdinandeum, **37**, 89–97, 2 Abb., Innsbruck 1957.

Zur Geologie der Saile bei Innsbruck. – Veröff. Mus. Ferdinandeum, **41**, 37–48, Innsbruck 1962.

Über den Bergbau im Lungau. – Mitt. Ges. Salzbg. Landeskd., **107**, 129–168, Salzburg 1967.

Der Tauerntunnel als Forschungsobjekt. – Mitt. Ges. Salzbg. Landeskd., **112–113** (1972/73), 589–606, 1 Abb., Salzburg 1974.

NACHTMANN, W.: Zur Sedimentologie des alpinen Muschelkalks in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten). – Carinthia, **165** bzw. (II) **85**, 37–60, 7 Abb., 1 Beil., Klagenfurt 1975.

NEUBAUER, W.: Geologie der Blei-Zink-Silber-Eisen-Lagerstätte von Oberzeiring, Steiermark. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **97**, 5–15, 11 Abb., Wien 1952.

NEUGEBAUER, J.: Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). – Geotekt. Forsch., **35**, 23–93, 18 Abb., Taf. 1–3, Stuttgart 1970.

NEUGEBAUER, J. & KLEINSCHMIDT, G.: Stratigraphie im metamorphen Alt-Paläozoikum der Ostalpen. – Nachr. dt. geol. Ges., **1970**, H. 2, 35–37, Hannover 1970.

Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **122** (1970), 113–122, 3 Abb., 1 Tab., Hannover 1971.

NEUNER, K.: Die Gipslagerstätten des Semmerings. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **109**, 319–331, 5 Abb., Leoben 1964.

NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. – Mitt. geol. Ges. Wien, **66–67** (1973/74), 105–126, 4 Abb., 2 Tab., Wien 1975.

NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-N., E.: Über Mineralisationen der postvariszischen Transgressions-Serie in den westlichen Gailtaler Alpen. – Ann. nathist. Mus. Wien, **78**, 141–150, 1 Abb., Taf. 1 bis 2, Wien 1974.

NIEDERMAYR, G., SEEMANN, R. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Die Perm Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol. – Ann. nathist. Mus. Wien, **81**, Wien 1977.

NIEDERMAYR, G., SUMMESBERGER, H. & SCHERIAU-N., E.: Über zwei Coelestinvorkommen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen, Kärnten. – Ann. nathist. Mus. Wien, **79**, 1–7, 3 Abb., Taf. 1–2, Wien 1975.

Nössing, L.: Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. – Anz. Österr. Akad. Wiss., **111** (1974), 39–41, Wien 1975.

Nowy, W.: Die Geologie des Gleinalm-Autobahntunnels. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 187 S., 92 Abb., 10 Taf., 6 Beil.-Bd., Wien 1976.

Oberhauser, R.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Kreideschieferzug zwischen Hintental und Lavant (Lienzer Dolomiten). – Verh. geol. B.-A., **1960,** S. A 120, Wien 1960.

Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. geol. B.-A., **106,** 1–88, 2 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Wien 1963.

Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. geol. B.-A., **1964,** 47–52, 3 Abb., Wien 1964.

Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. geol. B.-A., **111,** 115–145, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1968.

Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., **62,** 96–106, 3 Abb., Stuttgart 1973.

Contribution ot the geology of the boundary between the Eastern and Western Alps etc. – S. 38–39, 1 Abb. [in:] H. Bögel [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

Oestreich, K.: Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. – Jb. geol. R.-A., **49** (1899), 165–212, 3 Abb., Taf. 6, Wien 1900.

Ohnesorge, Th.: Der Schwazer Augengneis. – Jb. geol. R.-A., **53** (1903), 373–384, Taf. 18, Wien 1904.

Die vorderen Kühtaier Berge (Hochedergruppe). – Verh. geol. R.-A., **1905,** 175–182, Wien 1905 a.

Über Silur und Devon in den Kitzbüheler Alpen. – Verh. geol. R.-A., **1905,** 373–377, Wien 1905 b.

Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen etc. – Verh. geol. R.-A., **1908,** 119–136, 5 Abb., Wien 1908.

Geologische Karte von Kitzbühel und Umgebung 1 : 25.000; Profile und Profilansichten zur geologischen Karte von Kitzbühel. – Wien (Geol. R.-A.) 1919.

Ohnesorge, Th., Kerner-M., F. et al.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Kitzbühel-Zell am See. – Wien (Geol. B.-A.) 1935.

Oxburgh, E.: Superimposed Fold System in the Altkristallin Rocks on the Southeast Margin of the Tauernfenster. – Verh. geol. B.-A., **1966,** 33–46, 8 Abb., Wien 1966.

The Eastern Alps – a geological excursion guide. – Proceed. geol. Assoc., **79**/1, 47–124, 30 Abb., Taf. A–C, Colchester 1968.

Oxburgh, E., Lambert, R. et al.: Kalium-Argon-Altersbestimmungen am Südostrand des Tauernfensters. – Verh. geol. B.-A., **1966,** 17–33, 5 Abb., 1 Tab., Wien 1966.

Oxburgh, E. & Turcotte, D.: Thermal Gradients and Regional Metamorphism in Overthrust Terrains with Special Reference to the Eastern Alps. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **54,** 641–662, 8 Abb., Zürich 1974.

Pahr, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – Verh. geol. B.-A., **1960,** 274–283, 2 Abb., Wien 1960 a.

Das Grundgebirge im Raum von Bernstein. – Exk.-führer Tagg. geol. Ges. Wien 1960, 1–6, Taf. 4, Wien 1960 b.

Zur Geologie des Raumes um Schäffern (Oststeiermark). – Miner. Mittbl. Joanneum, **1972**/2, 57–63, 1 Kt., Graz 1972.

Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinsel und deren Konsequenzen für den Antimonitbergbau. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **120,** 492–495, 2 Abb., Wien 1975.

Exkursion in die Penninfenster des Alpenostrandes. – 5 S., 2 Beil., Wien (Geol. Ges., hektogr.) 1977.

Pantz, V. v. & Atzl, A.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. – 347 S., 4 Taf., Wien 1814.

Papp, A.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). IV. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **164,** 317–334, 4 Abb., Wien 1955.

PAULCKE, W.: Tertiär im Antirhätikon. – Cbl. Miner. etc., **1910,** 540–548, 2 Abb., Stuttgart 1910.
Geologische Exkursionen im Unterengandin. Fetan-Finstermünz. – Exk.-führer geol. Ver., 25–35, Abb. 8–11, Taf. 2, Leipzig (Weg) 1913.
PAULITSCH, P.: Mineralfunde im östlichen Gail-Kristallin. – Der Karinthin, **23,** 281–284, Knappenberg 1953.
Das Kristallin zwischen Tassenbach und Obertilliach, Osttirol, und seine Metamorphose. – Verh. geol. B.-A., **1960,** 103–119, 1 Tab., Taf. 3–4, Wien 1960.
PAUSWEG, F.: Die Bedeutung der Ur- und Frühgeschichtsforschung für die Lagerstättenkunde etc. – Archaeol. austriaca, Beih. **14,** 125–129, 3 Abb., Wien 1976.
PELTZMANN, I.: Silurnachweis durch einen Graptolithenfund in der Grauwackenzone Vorarlbergs. – Verh. geol. B.-A., **1932,** 160–161, Wien 1932.
Tiefes Paläozoikum in der Grauwacke unterm Dachstein. – Verh. geol. B.-A., **1934,** 88–89, Wien 1934.
Silurnachweis im Veitschgebiet. – Verh. geol. B.-A., **1937,** 126–127, 1 Abb., Wien 1937.
Fossilführendes Cambrium in den Ostalpen. – Carinthia, **130** bzw. (II) **50,** 74–76, 1 Abb., Klagenfurt 1940.
Aus dem Paläozoikum nördlich von Graz. – Verh. geol. B.-A., **1949,** 161–168, 4 Abb., Wien 1951.
PENCK, A.: Der postglaziale Vulkan von Köfels im Ötztale. – Sitzber. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., **1925,** 218–225, 1 Abb., Berlin 1925.
PENECKE, K.: Das Eocän des Krappfeldes in Kärnten. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., I. Abt., **90,** 327–371, Taf. 1–5, Wien 1884 a.
Aus der Trias von Kärnten. – Verh. geol. B.-A., **1884,** 382–384, Wien 1884 b.
Das Grazer Devon. – Jb. geol. R.-A., **43** (1893), 567–616, 1 Abb., 2 Tab., Taf. 7–12, Wien 1894.
PETAK, H.: Die Geologie des Bruderkogelgebietes nordwestlich St. Johann am Tauern. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Graz, 119 S., 3 Beil., 4 Kt., Graz 1968.
PETERS, K.: Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbesondere der Centralalpen. – Jb. geol. R.-A., **5,** 766–808, 2 Abb., Taf. 2, Wien 1854 a.
Die geologischen Verhältnisse der Nordseite des Radstadter Tauern. – Jb. geol. R.-A., **5,** 808 bis 818, 2 Abb., Taf. 2, Wien 1854 b.
Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. – Jb. geol. R.-A., **6,** 508–580, 1 Tab., Taf. 2, Wien 1855.
Die Umgebung von Deutsch-Bleiberg in Kärnten. – Jb. geol. R.-A., **7,** 67–90, 7 Abb., 1 Tab., Wien 1856 a.
Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiet im Jahre 1855. – Jb. geol. R.-A., **7,** 629–691, 2 Tab., 1 Taf., Wien 1856 b.
PETRASCHECK, W.: Das Alter alpiner Erze. – Verh. geol. B.-A., **1926,** 108–109, Wien 1927 a.
Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. – Verh. geol. B.-A., **1927,** 151–164, 6 Prof., 1 Kt., Wien 1927 b.
Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. – C. R. 14. Sess. Congr. geol. Int., **3** (1926), 1243 bis 1253, Madrid 1928 a.
Führer zur montangeologischen Exkursion nach Obersteiermark. a) Veitsch-Erzberg. – [In:] L. WALDMANN [Hrsg.]: Erl. Exk. Tagg. dt. geol. Ges. Wien 1928, 25–27, 3 Abb., Wien 1928 b.
Die Magnesite und Siderite der Alpen. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **141,** 195–242, 6 Abb., Wien 1932.
Die alpine Metallogenese. – Jb. geol. B.-A., **90** (1945), 129–149, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1947.
PETRASCHECK, W E.: Zu H. Schneiderhöhns neuer Auffassung der alpinen Metallogenese. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **97,** 108–110, Wien 1952.
Zur Anwendung der geochemischen Erzsuche in Österreich. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **98,** 194–197, 5 Abb., Wien 1953.
Großtektonik und Erzverteilung im mediterranen Kettensystem. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **164,** 109–130, 4 Abb., Wien 1955.
Die Gesichtspunkte für eine hydrothermale Entstehung der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **102,** 229–233, Wien 1957.
Die alpin-mediterrane Metallogenese. – Geol. Rdsch., **53,** 376–389, 1 Abb., Stuttgart 1963.

Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **175**, 57–74, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1966.

Uranerz in Österreich. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **120**, 353–355, Wien 1975.

PETRASCHECK, W. E., ERKAN, E. & NEUWIRTH, K.: Permo-triassic uranium ore in the Austrian Alps – paleogeographic control as a guide for prospecting. – Proc. Sympos. int. Atomic Energy Agency, 291–298, 3 Abb., Wien 1974.

PETTIN, R.: Eine geologische Neubearbeitung des Gebietes zwischen Gloggnitz und Semmering. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 146 S., 32 Abb., 6 Beil., Wien 1960.

PHILIPPS, E.: Sur le gisement, l'exploitations etc. des minerais de plomb de Bleiberg, en Carinthie. – Annales des mines, (4) **8**, 239–308, 1 Tab., Paris 1845.

PIA, J.: Über einen merkwürdigen Landpflanzenrest aus den Nötscher Schichten. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **133**, 543–558, Taf. 1, Wien 1924.

PIAZ, G. Dal.: sui rapporti geologici che intercedono fra la serie della Cima Bianche di Telve e il complesso del Tribulaun, nella regione del Brennero. – Atti Acc. Sci. Veneto-Trentino-Istriana, **24**, 3–14, Padova 1933.

Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. – Mem. Ist. geol. Univ. Padova, **10**, 242 S., 37 Abb., 12 Taf., 1 Panorama, 1 tekt. Kt., Padova 1934.

La strutture geologica delle Austridi. Nota I: Il sistema austroalpino lungo il bordo occidentale della „finestra dei Tauri". – Atti. Ist. Veneto Sci. Lettere ecc., **95**, 353–367, Venezia 1936 a.

La struttura geologica delle Austridi. Nota II. – Rend. R. Accad. Lincei, Cl. sci. fis., **23**, 269 bis 274, Roma 1936 b.

Geologia della bassa Valle d'Ultimo etc. – Mem. Mus. Stor. Natur. Venezia Trident., **5**, H. 2, 177–357, 9 Abb., Taf. 1–6, 1 Kt., Trento 1942.

PIAZ, Gb. Dal et al. [Hrsg.]: Carta geologica d'Italia 1 : 100.000, fogli 1 et 4 A: Passo del Brennero e Bressanone. 2. edit. – Servicio geol. d'Ital., Firenze 1969.

PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. II. Aus dem Inn- und Wippthale. – Z. Ferdinandeum, (3) **8**, 137–232, geol. Kt., Profiltaf., Innsbruck 1859.

Beiträge zur Geognosie Tirols. II. Am Schwazer Bergbau. – Z. Ferdinandeum, **3**, H. 9, 1–16, 2 Taf., Innsbruck 1860.

Zur Geognosie Tirols. II. Die vulcanischen Reste von Köfels. – Jb. geol. R.-A., **13**, 591–594, 1 Abb., Wien 1863.

Beiträge zur Geognosie Tirols. – Jb. geol. R.-A., **18**, 45–52, Wien 1868.

Zur Geologie von Tirol. – Verh. geol. R.-A., **1890**, 90–95, Wien 1890.

PICKL, O.: Bergbau und hohe Politik – Sechs Jahrtausende Bergbaugeschichte im Ostalpenraum. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **120**, 231–234, 1 Abb., Wien 1975.

PIENN, H.: Über den ehemaligen Kupferbergbau in der Radmer. – Veröff. österr. Mus. Volkskd., **16**, 140–147, 2 Tab., Wien 1975.

PILGER, A.: Die zeitlich-tektonische Entwicklung des Saualpen-Kristallins. – Clausth. geol. Abh., Sdb. **1**, 143–154, 2 Abb., Clausthal 1975.

PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). – Z. dt. geol. Ges., **110** (1958), 205–215, 3 Abb., Taf. 9–11, Hannover 1958.

— Einführung [zur Geologie der Saualpe]. – Clausth. geol. Abh., Sdb. **1**, 1–9, 5 Abb., Clausthal 1975.

PILGER, A. & WEISSENBACH, N.: Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen. – Z. dt. geol. Ges., **116** (1964), 447–454, 2 Abb., Hannover 1965.

Stand und Aussichten der Forschung über Stratigraphie, Tektonik und Metamorphose in der Saualpe in Kärnten. – Clausthaler geol. Abh., **5**, 39 S., 16 Abb., Clausthal 1970 a.

Stratigraphie, Tektonik und Metamorphose in der Saualpe in Kärnten. – Nachr. dt. geol. Ges., **1970**, H. 2, 38–41, Hannover 1970 b.

Der interne Deckenbau der Saualpe (Kärnten, Österreich). – Z. dt. geol. Ges., **122** (1970), 131–136, Hannover 1971.

Die tektonische Entwicklung des Hochkristallins in der Saualpe. – Clausth. geol. Abh., Sdb. **1**, 115–130, 14 Abb., Taf. 1, Clausthal 1975.

PIRKL, H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. geol. B.-A., **104**, 1–150, 9 Abb., Taf. 1–7, Wien 1961.

Bericht über Aufnahmen auf Blatt Partenen (169) 1971–1972. – Verh. geol. B.-A., **1972–1973**, Wien.

PISTOTNIK, J.: Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitt. geol. Ges. Wien, **66–67** (1973/74), 127–141, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1974.

PITTIONI, R.: Eine spätmittelalterliche Eisenschmelze in Heiligenkreuz bei Baden, Niederösterreich. – Jb. Ldk. Niederösterreich, N. F., **37** (1965-1967), 112–118, 5 Abb., Wien 1967.

PLATEN, H. v. & HÖLLER, H.: Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark etc. – N. Jb. Miner. Abh., **106,** 106–130, 2 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1966.

PLESSMANN, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westrand der Grazer Bucht. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1954,** 295–310, 5 Abb., Stuttgart 1955.

PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). – 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1967.

PLODOWSKI, G.: Die Brachiopoden des Silur/Devon-Grenzprofils von Eggenfeld (Grazer Paläozoikum). Mitt. Abt. Geol. Joanneum, **37,** 308–323, 20 Abb., 2 Tab., Taf. 1, Graz 1976.

PLOTENY, P.: Zentralalpines Mesozoikum bei Neumarkt in Steiermark? – Der Karinthin, **34/35,** 206–208, Knappenberg 1957.

POLEGEG, S.: Untersuchung und Bewertung von Quecksilbervorkommen in Kärnten. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **12,** 69–118, 10 Taf., Leoben 1971.

POLESNIG, W.: Diskussionsbemerkungen zu „Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen" – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **102,** 240–241, Wien 1957.

Studium der Erzgefüge in der Grube Bleiberg-Kreuth. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **9,** 73–106, 1 Tab., 5 Taf., Leoben 1969.

POLESNY, H.: Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 233 S., zahlr. Abb., 15 Beil., Wien 1970.

POLLAK, A.: Neuere Untersuchungen auf der Antimoniterzlagerstätte Schlaining. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **100,** 137–145, 8 Abb., Wien 1955.

POLLAK, W.: Untersuchungen über Schichtfolge, Bau und tektonische Stellung des österreichischen Anteils der Eisenberggruppe im südlichen Burgenland. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 108 S., Abbn., Beiln., Wien 1962.

POŠEPNÝ, F.: Die Blei- und Galmei-Erzlagerstätten von Raibl in Kärnten. – Jb. geol. R.-A., **23,** 317–423, 5 Tab., Taf. **10–12,** Wien 1873.

Die Goldbergbaue der Hohen Tauern etc. – Arch. prakt. Geol., **1,** I-X, 1–256, zahlr. Tab., 4 Taf., Wien 1880 a.

Die Erzlagerstätten von Kitzbühel in Tirol und dem angrenzenden Theile Salzburgs. – Archiv prakt. Geol., **1,** 257–440, 15 Abb., zahlr. Tab., 5 Taf., Wien 1880 b.

POSTL, W.: Petrologische Untersuchungen an gabbroiden und eklogitischen Gesteinen von der Koralpe etc. – Miner. Mittbl. Landesmus. Joanneum, **44,** 48–68, 8 Abb., 6 Tab., Graz 1976.

PREUSCHEN, E.: Urzeitlicher Kupfererzbergbau in den österreichischen Alpen. – Leobener Grüne Hefte, **104,** 17 S., 3 Abb., Wien (Montan-Verl.) 1967.

PREUSCHEN, E. & PITTIONI, R.: Untersuchungen im Bergbaugebiet Kelchalpe bei Kitzbühel, Tirol. – 1. Ber.: Mitt. prähist. Komm. österr. Akad. Wiss., **3,** 1–159, 10 Abb., zahlr. Tab., 39 Taf., Wien 1939; 2. Ber.: ibid., **5,** 37–99, 2 Abb., 1 Tab., 4 Pläne, 16 Taf., Wien 1947; 3 Ber.: Archaeologia austriaca, **15,** 3–97, 40 Abb., 1 Tab., Wien 1954.

PREY, S.: Zur Frage des Auftretens der Dent Blanche-Decke in der Sonnblickgruppe. – Anz. Akad. Wiss. Wien, **1936,** 105–108, Wien 1936.

Über die Katschbergschiefer. – Ber. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1941,** 115–119, Wien 1941.

Zur Geologie der Nordwestabdachung des Leithagebirges zwischen Hof und Kaisersteinbruch. – Verh. geol. B.-A., **1946,** 72–80, Wien 1949.

Tauernfenster (Großglocknerstraße). – Verh. geol. B.-A., Sdh. A, 95–110, Taf. 15–16, Wien 1951.

Der ehemalige Großfraganter Kupfer- und Schwefelkiesbergbau. – Mitt. geol. Ges. Wien, **54** (1961), 163–200, Taf. 1–3, Wien 1962.

Notizen zum Problem des zentralalpinen Mesozoikums. – Verh. geol. B.-A., **1963,** 61–68, Wien 1963.

Die Matreier Zone in der Sadniggruppe. – S. 131–151, 2 Abb., Taf. 9 [in:] CH. EXNER: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe, Wien (Geol. B.-A.) 1964.

— Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den flyschartigen Serien des östlichen Tauernnordrandes. – Verh. geol. B.-A., **1975**, 291–295, Wien 1975.
Outline of the geological structure of the easternmost Alps. – S. 42–43, 1 Abb., [in:] H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

PREY, S. & KAHLER, F.: Beiträge zu einem Karawankenprofil. – Mitt. geol. Ges. Wien, **50** (1957), 271–292, 3 Abb., 1 Kt., Wien 1958.

PRIEWALDER, H.: Palynologische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten. – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, 2 (1974), S. 11, Graz etc. (vervielf. Manus.) 1975.

PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur. – Verh. geol. B.-A., **1976**, 95–113, 5 Abb., Taf. 1–2, Wien 1976.

PROSSER, E.: Petrographisch-geochemische Untersuchungen im Zillertaler Zentralgneiskern. – Diss. Fachber. Geowiss. Univ. München, 70 S., 9 Abb., 5 Tab., 1 Anhangtab., München (Photodruck) 1975.

PURKERT, R.: Geologie des Kulm bei Weiz. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **63**, 91–110, 1 Kt., Graz 1927.

PURTSCHELLER, F.: Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1967**, H. 1–2, 80–85, 2 Abb., Graz 1967.
Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **13**, 35–54, Diskuss. 298–301, 9 Abb., Wien 1969.
Ötztaler und Stubaier Alpen. – Sammlung geol. Führer, **53**, 111 S., 17 Abb., 1 geol. Kt., Berlin-Stuttgart (Borntraeger) 1971.

PURTSCHELLER, F., HOERNES, S. & BROWN, G. C.: An example of occurrence and breakdown of paragonite. – Contr. Miner. Petrol., **35**, 34–42, 6 Abb., 3 Tab., Berlin 1972.

PURTSCHELLER, F. & SASSI, F.: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **22**, 175–199, 3 Abb., Wien 1975.

RAASE, P.: Petrographie und Geologie des oberen Zillergrundes und Sondergrundes (Zillertaler Alpen, Österreich). – Diss. math.-natw. Fak. Univ. Kiel, 164 S., 70 Abb., 8 Tab., 5 Beil., Kiel (Photodruck) 1972.

RAASE, P. & MORTEANI, G.: The potassic feldspar in metamorphic rocks from the western Hohe Tauern area, eastern Alps. – Geol. Rdsch., **65**, 422–436, 6 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1976.

RAINER, H.: Diskussionsbeiträge zu „Entstehung von Blei- und Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen" – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **102**, 235–237, 254, 3 Abb., Wien 1957.
Gibt es Zusammenhänge zwischen Erdbeben und Gebirgsschlaghäufungen im Bergbau Bleiberg? – Rock Mech., **6**, 91–100, 7 Abb., Wien 1974.

RAITH, M.: Schachbrettoligoklas in alpidisch metamorphen Gneisen der östlichen Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **14**, 141–153, 6 Abb., Wien 1970.
Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol, Österreich). – Verh. geol. B.-A., **1971**, 163–207, 8 Abb., Wien 1971.

REDLICH, K.: Steinkohle. Werchzirmalpe. – S. 50–52, 1 Abb., [in:] Die Mineralkohlen Österreichs. 490 S., zahlr. Abb., Tab., 12 Taf., Wien (Verl. Zentralver. Bergwerksbesitzer Österr.) 1903 a.

— Die Walchen bei Öblarn. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **51**, 1–62, 6 Tab., Taf. 1–2, Leoben 1903 b.

— Über das Alter und die Entstehung einiger Erz- und Magnesitlagerstätten der steirischen Alpen. – Jb. geol. R.-A., **53** (1903), 285–294, 4 Abb., 1 Tab., Wien 1904.
Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales. – Jb. geol. R.-A., **55**, 327–348, 3 Abb., Taf. 6–7, Wien 1905 a.
Der Kupferbergbau Radmer an der Hasl, die Fortsetzung des steirischen Erzberges. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **53**, 1–38, 1 Abb., 2 Tab., Taf. 1, Wien 1905 b.
Der Eisensteinbergbau der Umgebung von Payerbach-Reichenau. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **55**, 267–294, 1 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Wien 1907.
Der Carbonzug der Veitsch und seine Magnesite. – Z. prakt. Geol., **21**, 406–419, 6 Abb., 6 Tab., Berlin 1913.

Das Karbon des Semmering und seine Magnesite. – Mitt. geol. Ges. Wien, **7**, 205–222, 7 Abb., 1 Tab., Taf. 10, Wien 1914.

Der Erzzug Vordernberg-Johnsbachtal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **15** (1922), 207–262, 267–312, 10 Abb., 6 Tab., Taf. 4–6, Wien 1923.

Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. –Beitr. Gesch. österr. Eisenwesen, Abt. I, H. 1, 165 S., 78 Abb., 7 Kt., Wien–Berlin-Düsseldorf (Springer u. Stahleisen-Verl.) 1931.

Über einige wenig bekannte kristalline Magnesitlagerstätten Österreichs. – Jb. geol. B.-A., **85**, 101–133, 14 Abb., Wien 1935.

REDLICH, K. & GROSSPIETSCH, O.: Die Genesis der krystallinen Magnesite und Siderite. – Z. prakt. Geol., **21**, 90–101, 10 Abb., 1 Tab., Berlin 1913.

REDLICH, K. & PRECLIK, K.: Zur Tektonik und Lagerstättengenese des steirischen Erzberges. – Jb. geol. B.-A., **80**, 231–260, 8 Abb., Wien 1930.

REDLICH, K. & STANCZAK, W.: Die Erzvorkommen der Umgebung von Neuberg bis Gollrad. – Mitt. geol. Ges. Wien, **15** (1922), 169–205, 6 Abb., 6 Tab., Taf. 1–3, Wien 1923.

REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. – Jb. geol. B.-A., **81**, 305–330, 2 Abb., Taf. 7, Wien 1931.

Neue Untersuchungen über das Gebiet von Köfels, Ötztal. – Jb. geol. B.-A., **82**, 276–342, 42 Abb., 1 Tab., Wien 1932.

Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. – Jb. geol. B.-A., **85**, 225–258, 6 Abb., 1 Taf., 1 Kt., Wien 1935.

Über das Kristallin zwischen dem Rells- und Gampadelztal im Rätikon. I. – Jb. geol. B.-A., **87**, 195–206, 3 Abb., Wien 1937.

Neue Vorkommen von Grauwacke im Klostertal und im Montafon. – Verh. geol. B.-A., **1955**, 180–187, 2 Abb., Wien 1955 a.

Der Untergrund des Speicherbeckens Latschau (Montafon). – Jb. geol. B.-A., 173–181, Taf. 10, Wien 1955 b.

Geologische Beschreibung des Predigstollens (Paznaun, Tirol). – Mitt. geol. Ges. Wien, **48** (1955), 207–220, Taf. 1–3, Wien 1956.

Über die Störungen in der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer im Montafon. – Verh. geol. B.-A., **1958**, 15–20, 1 Abb., Wien 1958.

Geologische Beschreibung des Breitspitzstollens (Montafon). – Jb. geol. B.-A., **102**, 461–475, 1 Tab., Taf. 15, Wien 1959.

Über die geologischen Erfahrungen beim Bau des Alfenzkraftwerkes Braz der Österreichischen Bundesbahnen. – Verh. geol. B.-A., **1960**, 266–270, Wien 1960.

Der Untergrund des Krafthauses Latschau (Lünerseewerk) und seiner Umgebung. – Verh. geol. B.-A., **1962**, 129–138, Taf. 4, Wien 1962.

Über die Störungen im Silvrettakristallin zwischen Fimber- und Jamtal (Tirol). – Eclogae geol. Helv., **58**, 63–72, 16 Diagr., Basel 1965 a.

Zur Geologie des Krestakopfes (Montafon). – Verh. geol. B.-A., **1965**, 42–58, Taf. 1–2, Wien 1965 b.

REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion III/1: Rätikon. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57** (1964), H. 1, 225–242, Taf. 1–2,Wien 1964.

REUSS, F. A.: Handbuch der Geognosie, 2. Bd., Leipzig (Jacobäer) 1805.

RICHARZ, P.: Geologie der Kleinen Karpathen, des Leithagebirges und des Wechsels. – Mitt. geol. Ges. Wien, **1**, 26–34, Wien 1908.

— Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. – Jb. geol. R.-A., **43** (1908), 1–48, 8 Abb., Wien 1909.

RICHTER, D.: Grundriß der Geologie der Alpen. – 213 S., 101 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Berlin-New York (Gruyter) 1974.

RICHTER, D. K. & ZINKERNAGEL, U.: Petrographie des „Permoskyth" der Jaggl–Plawen-Einheit (Südtirol) und Diskussion der Detritusherkunft mit Hilfe von Kathoden–Lumineszenz–Untersuchungen. – Geol. Rdsch., **64**, 783–807, 11 Abb., 8 Farbf., Taf. 1–2, Stuttgart 1975.

RICHTER, M.: Der ostalpine Deckenbogen. – Jb. geol. B.-A., **80**, 497–540, 7 Abb., Taf. 30, Wien 1930.

RICHTER, W.: Die Feldspäte des Granits von Eisenkappel (Kärnten) und seines Randporphyres. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **11,** 439–458, 6 Abb., 3 Tab., Wien 1966.
Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **19,** 1–50, 9 Abb., Wien 1973.

RIEDMÜLLER, G.: Zur Geologie des NW-Teiles der Buckligen Welt. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 274 S., 25 Abb., 10 Photos, 7 Beil., Wien 1968.
Genese und Charakteristik der Rauhwacken im Pittental (Niederösterreich). – Geol. Rdsch., **65,** 290–332, 37 Abb., Stuttgart 1976.

RIEHL-HERWIRSCH, G.: Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges, Mittelkärnten. – Der Karinthin, **45/46,** 244–246, 1 Abb., Knappenberg 1962.
Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14–15,** 229–266, 3 Abb., Taf. 10, Wien 1965.
Beitrag zur Geologie des Berglandes östlich vom Magdalensberg (Kärnten). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 255 S., 78 Abb., 5 Beil., Wien 1967.
Beitrag zur Altersstellung der Magdalensbergserie (Altpaläozoikum – Mittelkärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19,** 195–214, 7 Abb., Taf. 10, Wien 1971.

— Vorstellung zur Paläogeographie-Verrucano. – Verh. geol. B.-A., **1972,** 97–106, 2 Abb., Wien 1972.
Bemerkungen zur Geröllgesellschaft der „Gosau von Kainach", Stmk. – Der Karinthin, **68,** 23–26, Knappenberg 1973.

RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W : Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – Verh. geol. B.-A., **1972,** 127–138, 6 Abb., Wien 1972.

ROBITSCH, J.: Das Radegunder Kristallin. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, 77/**78,** 101–138, 1 Profiltaf., 1 Kt., Graz 1949.

ROLLE, F.: Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichen Theiles von Obersteiermark. – Jb. geol. R.-A., **5,** 322–369, 4 Abb., Wien 1854.

ROLSER, J. & TESSENSOHN, F.: Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament. – Geol. Jb., A **25,** 23–53, 4 Abb., Taf. 1–3, Hannover 1974.

ROSSNER, R.: Neuere Vorstellungen und Probleme über den Bau der Radstädter Tauern (Salzburg, Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1973,** 708–756, 2 Abb., Stuttgart 1974.
Struktur und Position der Quarzphyllitdecke im Rahmen des Unterostalpins der Radstädter Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151,** 281–303, 7 Abb., Stuttgart 1976 a.
Neue Daten zur Mikrofazies und Mikrofauna der karbonatischen zentralalpinen Trias der Nördlichen Radstädter Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976,** 541–557, 6 Abb., Stuttgart 1976 b.

ROSTHORN, F. v. & CANAVAL, J.: Beitrag zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten. – Jb. nathist. Landesmus. Kärnten, **2,** 113–176, Klagenfurt 1853.

ROTHPLETZ, A.: Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen etc. – 268 S., 115 Abb., 2 Taf., Stuttgart (Schweizerbart) 1894.
Geologische Alpenforschungen I. – V + 176 S., 69 Abb., 4 Beil., 1 Taf., München (Lindauer) 1900.
Geologischer Führer durch die Alpen. I. – Samml. geol. Führer, **10,** 256 S., 81 Abb., Berlin (Borntraeger) 1902 a.
[in:] WEINSCHENK, E.: Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. II. Alpine Graphitlagerstätten. – Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl., **21,** 231–278, 3 Abb., Taf. 3–4, München 1902 b.
Geologische Alpenforschungen. II. – 261 S., 99 Abb., 1 Kt., München (Lindauer) 1905.

RUMPF, J.: Über krystallisirte Magnesite und ihre Lagerstätten in den nordöstlichen Alpen. – Verh. geol. R.-A., **1873,** 312–315, Wien 1873.
Crinoiden aus dem Sunkgraben. – Tschermaks miner. Mitth., (1) **4,** S. 282, Wien 1874.

SANDER, B.: Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe (Navistal, Tirol). – Verh. geol. R.-A., **1910,** 43–50, 2 Abb., Wien 1910.
Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht). – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **82,** 257–319, 17 Abb., Taf. 1–4, Wien 1911.

Westende der Tauern (Tuxer Alpen). – Geol. Rdsch., **3**, 453–456, 520–523, 5 Abb., Leipzig 1912.
Über Mesozoikum der Tiroler Kalkalpen I., Kalkkögel. – Verh. geol. R.-A., **1915**, 140–148, 4 Abb., Wien 1915.
Zur Geologie der Zentralalpen. I. Alpinodinarische Grenze in Tirol. – Verh. geol. R.-A., **1916**, 206–215, Wien 1916.
Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. – Jb. geol. St.-A., **70** (1920), 273–296, Taf. 10–11, Wien 1921 a.
Zur Geologie der Zentralalpen. – Jb. geol. St.-A., **71**, 171–224, 6 Abb., 1 Taf., Wien 1921 b.
Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. – Jb. geol. St.-A., **70** (1920), 225–234, Taf. 9, Wien 1921 c.
Über einige Glimmergefüge. – Notizbl. hess. geol. Landesanst., (5) **1927**, H. 10, 180–208, 25 Abb., Darmstadt 1928.
Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. – Schlernschr., **16**, 111 S., 4 Taf., Innsbruck 1929.
Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Breccie (Ostmark). – Ber. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1941**, 121–129, Wien 1941.

SANDER, B. & HAMMER, W.: Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Merano, 1 : 100.000; mit Erläut. 72 S., Padova (Uffic. Idrografico) 1924.

SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Verh. geol. B.-A., **1965**, 119–162, Taf. 1, Wien 1965.

SASSI, F.: The Petrological and Geological Significance of the b_0 Values of Potassium White Micas etc. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **18**, 105–113, 2 Abb., Wien 1972.

SASSI, F. & SCOLARI, A.: The b_0 values of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. – Contr. Miner. Petrol., **45**, 143–152, 1 Abb., 1 Tab., Berlin 1974.

SASSI, F. & ZANFERRARI, A.: Osservazioni sulla granodiorite affiorante lungo la linea della Gail presso Hollbruck (Tirolo Orientale, Austria). – Studi Trent. Sci. Nat., N. S., sez. A, **48**, 271 bis 281, 5 Abb., 1 Tab., Trento 1971.
Il significato geologico del Complesso del Turntaler (Pusteria) etc. – Boll. Soc. geol. ital., **91**, 533–557, 9 Abb., 1 Tab., Roma 1972.

— Sulla presenza di una massa tonalitica lungo la linea della Gail fra Obertilliach e Liesing (Austria). – Boll. Soc. geol. ital., **92**, 605–620, 10 Abb., Taf. 1, Roma 1973.

SASSI, F., ZANFERRARI, A. et al.: Aspetti dinamici dell'evento „caledoniano" nell Austroalpino a sud della finestra dei Tauri. – Mem. Mus. Trident. Sci. Nat., Jg. **37–38** (1974-1975), vol. 20, fasc. 3, 1–30, 14 Abb., Trento 1974 a.
The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 421–434, 6 Abb., Stuttgart 1974 b.

SASSI, F. & ZIRPOLI, G.: Sulla distribuzione di Sillimanite nel basamento austroalpino a sud della finestra dei Tauri (Alpi-Orientali). – Boll. Soc. geol. ital., **92** (1973), 831–839, 5 Abb., Roma 1973.

SATIR, M.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der westlichen Hohen Tauern etc. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **54**, 213–228, 6 Abb., 1 Tab., Zürich 1974.
Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der suedlichen Oetztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**, 84 S., 19 Abb., 8 Tab., 3 Kt., 1 Taf., Padova 1975.
Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. – Geol. Rdsch., **65**, 394–410, 6 Abb., Stuttgart 1976.

SCHADLER, J.: Geologische Beobachtungen am Ostrand des Defereggengebirges (Michelbachtal). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **66**, 64–71, Taf. 9–11, Graz 1929.

SCHÄFER, A.: Geologische Karte des Buchkogel-Florianibergzuges im Maßstabe 1 : 25.000. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **74**, 133–143, 1 Abb., Taf. 7, Graz 1937.

SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich. 2. Aufl., 810 S., 1 Kt., Wien (Deuticke) 1951.

SCHARBERT, H.: Die eklogitischen Gesteine des südlichen Großvenedigergebietes (Osttirol). – Jb. geol. B.-A., **97**, 39–63, 1 Abb., Taf. 4–6, Wien 1954.

SCHARBERT, S.: Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). - Verh. geol. B.-A., **1975**, 301–304, 2 Tab., Wien 1975.

SCHEIBER, H.: Geologie der Jauernik-Gruppe (Karawanken, Kärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17** (1966), 169–195, 1 geol. Kt. (Taf. 15), Wien 1967.

SCHEINER, H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **11**, 67–110, Taf. 9–15, Wien 1960.

SCHENK, V.: Beobachtungen an neuen Aufschlüssen in gipsführenden Werfener Schichten bei Laas/Kötschach, Kärnten. – Carinthia, **157** bzw. (II) **77**, 104–106, 1 Abb., Klagenfurt 1967.

SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Geologie und geochemische Verteilung von Blei und Zink in den östlichen Gailtaler Alpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17** (1966), 51–72, 4 Abb., Taf. 4, 1 geol. Kt., Wien 1967.

Geochemische Untersuchungen über die Verteilung von Zink und Blei in den mesozoischen Gesteinen des Drauzuges und der Karawanken (Kärnten, Österreich). – Carinthia, **163** bzw. (II) **83**, 147–168, 4 Abb., 4 Tab., Klagenfurt 1973.

Mitterberg-Tschekelnock, Beispiel einer störungsgebundenen Blei-Zink-Vererzung im Drauzug. – Mitt. geol. Ges. Wien, **66–67** (1973/74), 159–163, 2 Abb., Wien 1974.

SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & NIEDERMAYR, G.: Vorläufiger Bericht über die, durch neue Pflanzenfunde belegte, postvariszische Transgressions-Serie aus dem Raum Kötschach in den Gailtaler Alpen, Kärnten. – Ann. nathist. Mus. Wien, **77**, 115–123, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 1, Wien 1973.

SCHILLER, W.: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. – Ber. natf. Ges. Freiburg Br., **14**, 107–180, 21 Abb., 1 Kt., 4 Taf., Freiburg/Br. 1907.

SCHINDLMAYR, W.-E.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Mauls-Stilfes in Südtirol. – Diss. Techn. Hochsch. München, 115 S., 51 Abb., 13 Taf., München (Photodruck) 1968.

SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **13** (1962), 41–120, Taf. 3–6, Wien 1963.

SCHMIDEGG, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Sölden und St. Leonhard (5246), 1 : 75.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1932.

Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. – Verh. geol. B.-A., **1933**, 83–95, 1 Abb., Wien 1933.

Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. – Jb. geol. B.-A., **86**, 115–149, 10 Abb., Taf. 3, Wien 1936 a.

Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). – Jb. geol. B.-A., **87**, 111–132, 8 Abb., Taf. 4–6, Wien 1937 a.

Aufnahmsbericht über Blatt „Radstatt" (5051). – Verh. geol. B.-A., **1936**, 59–63, Wien 1936 b; **1937**, 50–52, Wien 1937 b; **1938**, 45–47, Wien 1938.

Bericht über die geologische Aufnahme des Schwazer Bergbaugebietes etc. – Verh. geol. B.-A., **1939**, 76–79, Wien 1939.

Der geologische Bau des Bergbaugebietes von Schwaz in Tirol. – Jb. Reichsamt Bodenforsch., **63** (1942), 185–193, Taf. 4, Berlin 1943.

Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch (Brenner-Gebiet). – Veröff. Mus. Ferdinandeum, **26** (1946), 1–19, 2 Abb., Innsbruck 1949.

Patscher Kofel bei Innsbruck. – Verh. geol. B.-A., Sdh. A (1950–1951), 123–130, Taf. 19–20, Wien 1951 a.

Die Erzlagerstätten des Schwazer Bergbaugebietes, besonders des Falkenstein. – Schlern-Schr., **85**, 36–58, 2 Abb., Innsbruck 1951 b.

Die Silltalstörung und das Tonvorkommen bei der Stefansbrücke. – Verh. geol. B.-A., **1953**, 135–138, 1 Abb., Wien 1953.

Achsen- und Flächengefüge beiderseits des Stilltalbruches zwischen Innsbruck und Matrei. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**4**, 125–137, 1 Abb., 10 Diagr., Wien 1954.

Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I. – Jb. geol. B.-A., **98**, 145–172, 4 Abb., Taf. 8–9, Wien 1955.

Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). – Mitt. geol. Ges. Wien, **48** (1955), 271–295, 3 Abb., Taf. 1–2, Wien 1956.

Geologische Aufnahmen und Voraussage beim Kraftwerksbau Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). – Geol. und Bauwesen, **24,** 22–28, 1 Abb., Wien 1958.
Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). – Jb. geol. B.-A., **102,** 353–406, 2 Abb., Taf. 9–13, Wien 1959.
Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe. – Verh. geol. B.-A., **1961,** 35–56, 1 Abb., Taf. 1, Wien 1961.
Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. – Verh. geol. B.-A., **1964,** 27–47, Taf. 1–3, Wien 1964.

SCHMIDT, A. R.: Geognostische Karte von Vorarlberg mit Profiltaf., Innsbruck (Geognost. montanist. Ver.) 1843.

SCHMIDT, K.: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen. – Verh. geol. B.-A., Sdh. **G,** 199–213, 7 Abb., Wien 1965 a.
Zum Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen. – Krystallinikum, **3,** 133–156, 8 Abb., 8 Photos, Prag 1965 b.

SCHMIDT, K., JÄGER, E. et al.: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – Eclogae geol. Helv., **60,** 529–536, 3 Tab., Taf. 1, Basel 1967.

SCHMIDT, W.: Die Kreidebildungen der Kainach. – Jb. geol. R.-A., **58** (1908), 223–246, 8 Prof., Taf. 4–6, Wien 1909.
Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **129,** 539–558, Wien 1920.
Grauwackenzone und Tauernfenster. – Jb. geol. St.-A., **71,** 101–116, 1 Abb., Wien 1921.
Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **99,** 309–339, 11 Abb., Taf. 1–4, Wien 1924.

SCHMIDT, W. J.: Die Matreier Zone in Österreich. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, I. Teil: **159,** 291–332, Wien 1950; II. Teil: **160,** 711–760, 2 Beil., Wien 1951 a; III. Teil: **161,** 343–371, Wien 1952 a.
Überblick über geologische Arbeiten in Österreich. – Z. dt. geol. Ges., **102** (1950), 311–316, Hannover 1951 b.
Geologie des neuen Semmeringtunnels. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **109,** Abh. 2, 595–654, 21 Abb., 14 Prof., 4 Kt., 1 Plan, Wien 1952 b.
Bericht über die Untersuchung des Lagerungsverhältnisses zwischen der Schieferinsel von Meltern und dem umgebenden Kristallin. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **92,** 231 bis 233, Wien 1955.
Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **47** (1954), 360–365, 1 Kt., Wien 1956.

SCHMIED, H.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie der westlichen Schladminger Tauern. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 134 S., 2 Abb., 37 Photos, 33 Beil., 1 Kt., Wien 1963.

SCHMUT, J.: Oberzeiring. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **52,** 251–331, 1 Abb., Taf. 1, Wien 1904.

SCHNEIDER, H.-J.: Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. – Fortschr. Mineral., **32,** 26–30, Stuttgart 1953.
Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. – Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N. F., **66,** S. 1–37, 17 Abb., Taf. 1–4, München 1954.
Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian Geosyncline of the Eastern Alps. – Develop. Sedimentol., **2,** 29–45, 9 Abb., Amsterdam (Elsevier) 1964.

SCHNEIDER, H.-J., MÖLLER, P. et al.: Fluorine Contents in Carbonate Sequences and Rare Earth Distribution in Fluorites of Pb-Zn Deposits in East-Alpine Mid-Triassic. – Mineral. Deposita, **12,** 22–36, 5 Abb., 3 Tab., Berlin 1977.

SCHOKLITSCH, K.: Gesteinskundliche und geologische Studien im Gebiete zwischen Venediger- und Riesenfernergruppe. – N. Jb. Miner. etc. – Beil.-Bd. **66,** Abt. A., 226–274, 17 Abb., Stuttgart 1933.

SCHÖNENBERG, R.: Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen etc. – Geol. Rdsch., **56,** 473–480, 2 Abb., Stuttgart 1967.
Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen. – Geotekt. Forsch., **35,** 1–22, 2 Abb., Stuttgart 1970.

SCHÖNLAUB, H.: Die Entwicklung des Altpaläozoikums in den Karnischen Alpen. – Nachr. dt. geol. Ges., **2**, S. 35, 2 Abb., Hannover 1970.

Die Althofener Gruppe – eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1971**, 288–305, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1971.

Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. geol. B.-A., **116**, 35–49, 4 Abb., Taf. 1–8, Wien 1973 a.

Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profiles im Nötschgraben westlich Villach. – Verh. geol. B.-A., **1973**, 359–365, 1 Abb., Wien 1973 b.

Stratigraphische Untersuchungen in metamorphen Karbonatgesteinen. – Verh. geol. B.-A., **1974**, S. A 123, Wien 1975 a.

Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – Ann. nathist. Mus. Wien, **79**, 47–55, 1 Tab., Taf. 1, Wien 1975 b.

SCHÖNLAUB, H., EXNER, Ch. & NOWOTNY, A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. geol. B.-A., **1976**, 115–145, 3 Abb., Taf. 1–3, Wien 1976.

SCHÖNLAUB, H. & FLAJS, G.: Geologische Aufnahme Blatt **101**, Eisenerz. – Verh. geol. B.-A., **1975**, A 75–A 77, Wien 1976.

SCHÖNLAUB, H., FRISCH, W & FLAJS, G.: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 111–128, 19 Abb., Stuttgart 1975.

SCHÖNLAUB, H. & ZEZULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – Verh. geol. B.-A., **1975**, 253–269, 3 Abb., Taf. 1–2, Wien 1975.

SCHOUPPÉ, A.: Eine Visé-Transgression am Steinberg bei Graz. – Verh. geol. B.-A., **1946**, 81–101, 1 Abb., Wien 1949.

Archaeocyathacea in einer Caradoc-Fauna der Ostalpen. – N. Jb. Miner. etc. Abh., **91 B**, 193–232, Taf. 14, Stuttgart 1950.

Die paläozoischen Bewegungsphasen im Raum von Graz. – Mitt. geol. Ges. Wien, **44** (1951), 223–235, 1 Tab., Wien 1953.

Die Korallenfauna aus dem e f des Paläozoikums von Graz. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **84**, 159–171, 3 Abb., Taf. 2, Graz 1954 a.

Revision der Tabulaten aus dem Paläozoikum von Graz. Die Favositiden. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, **12**, 40 S., 2 Taf., Graz 1954 b.

SCHRAMM, J.: Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (? Unter-Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, 281–288, 3 Abb., Innsbruck (1973) 1974.

Vorbericht über Untersuchungen zur Metamorphose im Raume Bischofshofen-Dienten-Saalfelden (Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Anz. österr. Akad. Wiss., **111** (1974), 199–207, Wien 1975.

1. Teilbericht über die Metamorphose in den nördlichen Kalkalpen und in der nördlichen Grauwackenzone. – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, **3** (1975), 19–25, 3 Abb., 1 Tab., Wien (Zentralanst. Meteorol.) 1976.

Aufnahmsbericht 1976 über Blatt 125, Bischofshofen. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1977.

SCHRIEL, W : Der tektonische Rahmen der Bleiberger Erzlagerstätte in Kärnten. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **93**, 145–176, 11 Abb., 3 Beil., Stuttgart 1951.

SCHROLL, E.: Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten in Österreich. – Mitt. österr. miner. Ges., Sdh. **2**, 60 S., 1 Abb., 17 Tab., 7 Taf., Wien 1953 a.

Mineralparagenese und Mineralisation der Bleiberg-Kreuther Blei-Zink-Lagerstätte. – Carinthia, **143** bzw. (II) **63**, 47–55, 3 Tab., Klagenfurt 1953 b.

SCHULZ, O.: Gefügekundlich-tektonische Analyse des Blei-Zink-Bergbaugebietes Lafatsch (Karwendelgebirge, Tirol). – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **99**, 85–95, 7 Abb., Wien 1954.

Montangeologische Aufnahme des Pb-Zn-Grubenrevieres Vomperloch, Karwendelgebirge, Tirol. – Berg- u. hüttenmänn., Mh., **100**, 259–269, 8 Abb., Wien 1955.

Zur Raibler Dolomitvererzung der Grube Max in Kreuth (Kärnten). – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **102**, 241–242, 2 Abb., Wien 1957.

Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max). – Carinthia (II), Sdh. **22**, 93 S., 66 Abb., 3 Beil., Klagenfurt 1960.

Lead-zinc deposits in the Calcareous Alps as an example of submarine-hydrothermal formation of mineral deposits. – Develop. Sedimentol., **2,** 47–52, 5 Abb., Amsterdam 1964 a.

Mechanische Erzanlagerungsgefüge in den Pb-Zn-Lagerstätten Mežica = Mies (Jugoslawien) und Cave del Predil = Raibl (Italien). – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **109,** 385–389, 6 Abb., Wien 1964 b.

Die diskordanten Erzgänge vom „Typus Bleiberg" syndiagenetische Bildungen. – Atti Sympos. int. Giac. Miner. Alpi, **1,** 149–161, 6 Abb., Trento 1966.

Neuergebnisse an synsedimentären Mineralen der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **103** (1966), 215–219, Wien (1966) 1967 a.

Sedimentäre Barytgefüge im Wettersteinkalk der Gailtaler Alpen. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**12,** 1–16, 8 Abb., Wien 1967 b.

Die synsedimentäre Mineralparagenese im Oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**12,** 230–289, 16 Abb., Wien 1968.

Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinnober-Vererzung in Stockenboi (Kärnten). – Sitzber. bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **1968,** 113–139, 21 Abb., Taf. 1–5, München 1969.

Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. – Verh. geol. B.-A., **1970,** 165–229, 9 Abb., 1 Taf., Wien 1970.

Horizontgebundene altpaläozoische Eisenspatvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**15,** 232–247, 7 Abb., Wien 1971 a.

Neue Erzmineralfunde im Buntsandstein von Fieberbrunn (Tirol). – Veröff. Mus. Ferdinandeum, **51,** 155–160, 2 Abb., Innsbruck 1971 b.

Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**17,** 1–18, 6 Abb., Wien 1972 a.

Unterdevonische Baryt-Fahlerz-Mineralisation und ihre steilachsige Verformung im Großkogel bei Brixlegg (Tirol). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**18,** 114–128, 4 Abb., Innsbruck 1972 b.

Neuergebnisse über die Entstehung paläozoischer Erzlagerstätten am Beispiel der Nordtiroler Grauwackenzone. – 2. int. Symp. Min. Depos. Alps, Transact. Rep. **15,** 125–140, 5 Abb., Ljubljana 1972 c.

Wirtschaftlich bedeutende Zinkanreicherung in syndiagenetischer submariner Deformationsbreccie in Kreuth (Kärnten). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**20,** 280–295, 5 Abb., Wien 1973.

Metallogenese im Paläozoikum der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **63,** 93–104, 5 Abb., Stuttgart 1974.

Resedimentbreccien und ihre möglichen Zusammenhänge mit Zn-Pb-Konzentrationen in mitteltriadischen Sedimenten der Gailtaler Alpen (Kärnten). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **22,** 130–157, 5 Abb., Wien 1975.

Schulz, O. & Lukas, W.: Eine Uranlagerstätte in permotriadischen Sedimenten Tirols. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**14,** 213–231, 7 Abb., Wien 1970 a.

Urananreicherungen im permoskythischen Buntsandstein bei Fieberbrunn-Hochfilzen (Tirol). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **107,** 45–47, Wien 1970 b.

Schulz, O. & Niedermayer, G.: Zur Mineralogie Bleibergs. – Veröff. nathist. Mus. Wien, N. F., **6,** 15–20, 5 Abb., Wien 1972.

Schulze, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **130,** 133–245, 18 Abb., 18 Tab., 5 Taf., 1 Kt., Stuttgart 1968.

Schumacher, R.: Beiträge zur Gesteinskunde des Stub-/Gleinalpenzuges, Steiermark. II. – Miner. Mittbl. Joanneum, **41,** 12–36 (96–120), 10 Abb., 7 Tab., 3 Beil.–Taf., Graz 1974.

Schuster, W.: Der Steirische Erzberg etc. – Die Geschichte der Betriebe der ostalpinen Montanges., **2.** Abt., p. I–VI, 79–248, Abb. 38–119, zahlr. Beil.–Taf., Wien (Österr. Alpine-Montan-Ges.) 1931.

Schwaighofer, B.: Zur Geologie und Petrographie des Altkristallins im südwestlichen Klagenfurter Becken (Kärnten). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16** (1965), 149–178, 5 Abb., Taf. 8–10, Wien 1966.

SCHWAN, W.: Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern. – Z. dt. geol. Ges., **116** (1964), 470–501, 26 Abb., Hannover 1965.

SCHWARZ, F.: Beitrag zur mineralogischen und geologischen Charakteristik der Lagerstätte Leogang. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **78,** 60–69, 5 Abb., 2 Tab., Wien 1930.

SCHWARZBÖCK, H.: Zur Geologie des Obersten Gradentales (Schobergruppe). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 214 S., 125 Abb., 3 Beil., Wien 1968.

SCHWINNER, R.: Dinariden und Alpen. – Geol. Rdsch., **6,** 1–22, Taf. 1, Leipzig 1915.

Die Niederen Tauern. – Geol. Rdsch., **14,** 26–56, 155–163, Tab. A–B, Berlin 1923.

Das Paläozoicum am Brenner. Vergleiche und Wertungen. – Cbl. Miner. etc., **1925,** Abt. B, 241–249, 273–280, 1 Abb., Stuttgart 1925 a.

Das Bergland nordöstlich von Graz. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **134,** 219–276, 7 Abb., 1 Taf., Wien 1925 b.

Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **136,** 333–382, 2 Abb., 4 Tab., Wien 1927.

Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. – Geol. Rdsch., **20,** 211–244, 343–370, Berlin 1929.

Die älteren Baupläne in den Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **81** (1929), 110–120, 2 Abb., Berlin 1930.

Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach im Steyerisch-Kärnthnerischen Nockgebiet 1 : 25.000. 11 S., 1 Profiltaf., 1 Kt., Graz (Leuschner & Lubensky) 1931.

Zur Geologie der Oststeiermark. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **141,** 319–358, Wien 1932 a.

Geologische Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). – Verh. geol. B.-A., **1932,** 65–75, Wien 1932 b.

Zur Geologie von Birkfeld. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **72** (1935), 67–100, 2 Tab., Taf. 3, Graz 1935 a.

Zur Stratigraphie der Tarntaler und der Radstädter Berge. – Jb. geol. B.-A., **85,** 51–80, 2 Abb., Wien 1935 b.

Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., **1936,** 117–124, Wien 1936.

Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. – C. R. deux. Congr. Strat. Carbonifère Heerlen 1935, 1171–1257, 6 Abb., 2 Taf., Maastricht 1938.

Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **94,** 169–175, 180–183, 1 Abb., Berlin 1942.

Paläozoikum in der nordwestlichen Goldeckgruppe (ober Sachsenburg, Kärnten). – Ber. Reichsamt Bodenforsch. Wien, **1943,** 147–156, 1 Abb., Wien 1943.

Die Zentralzone der Ostalpen. – S. 105–232, [in:] F. X. SCHAFFER [Hrsg.]: Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien (Deuticke) 1951 a.

Geologische Probleme der Raabalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **39–41** (1946–1948), 85–98, Wien 1951 b.

SCOLARI, A. & ZIRPOLI, G.: Filoni tardoalpini metamorfici negli scisti austridici e pennidici della Val di Valles (Alto Adige). – Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **29,** 3–33, 5 Abb., 2 Tab., Taf. 1–4, Padova 1972.

Effetti del metamorfismo alpina sugli scisti austridici della Val di Valles (Alto Adige) etc. – Atti Mem. Accad. Patavina Sci. Lett. Arti, **85** (1972–73), pt. 2, classe sci. mat. nat., 19–48, 12 Abb., 1 Tab., Taf. 1–3, Padova 1973.

SCUDELER BACCELLE, L. & SEMENZA, E.: Flysch terrigeno con „strutture contornitiche" nel cretacico delle Dolomite Ampezzane. – Ann. Univ. Ferrara, sez. 9, Sci. Geol. Paleont., **5,** n. 9, 165–179, 2 Abb., Ferrara 1974.

SEELMEIER, H.: Die stratigraphische Eingliederung der Diabase und Diabastuffe des Christophberges bei Klagenfurt. – Anz. Akad. Wiss. Wien, **75** (1938), 110–113, Wien 1939.

Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christoph-Berges und St. Magdalens-Berges bei Klagenfurt. – Z. dt. geol. Ges., **92,** 430–441, 4 Abb., Berlin 1940.

Der geologische Bau zwischen dem Gr. Mittagskogel und dem Gr. Suchagraben in den Karawanken. – Mitt. geol. Ges. Wien, **33** (1940), 1–10, 3 Abb., 1 geol. Kt., Wien 1942.

Beitrag zur Geologie des erzführenden Paläozoikums der Umgebung von Peggau-Deutschfeistritz bei Graz. – Ber. Reichsamt Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1944,** 1–25, 17 Abb., 1 Tab., Wien 1944.

Ein Beitrag zur Stratigraphie der St. Pauler Berge. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **98,** 1–7, Wien 1961.

Über einige geologisch interessante Stollen- und Tunnelbauten im ostalpinen Raum. – Z. dt. geol. Ges., **114** (1962), 246–253, 2 Abb., Hannover 1963.

SEEMANN, R. & KALBSKOPF, R.: Vorläufige Mitteilung über Uranglimmer aus dem Semmering-Wechselgebiet, NE-Steiermark. – Ann. nathist. Mus. Wien, **76,** 609–617, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1972.

SEEWANN, L.: Die Blei- und Zinkerzlagerstätte von Haufenreith-Arzberg in der Oststeiermark. – Mitt. natf. Ver. Steiermark, **64/65,** 236–253, 2 Abb., 1 Tab., Graz 1929.

SEIDLITZ, W. v.: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. – Ber. natf. Ges. Freiburg/Br., **16,** 232–366, 20 Abb., Taf. 7–11, Freiburg/Br. 1906.

Schollenfenster im Vorarlberger Rätikon und im Fürstentum Liechtenstein. – Mitt. geol. Ges. Wien, **1,** 37–62, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1911.

SEILACHER, A.: Flysch trace fossil: Evolution of behavioural diversity in the deep-sea. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974,** 233–245, 4 Abb., Stuttgart 1974.

SENARCLENS-GRANCY, W.: Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol. – Cbl. Miner. etc., **1932,** Abt. B, 481–490, Stuttgart 1932.

Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – Z. dt. geol. Ges., **116** (1964), 502–511, Taf. 1–3, Hannover 1965.

Geologische Karte der westlichen Deferegger Alpen, 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1972.

SENFTL, E. & EXNER, Ch.: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. geol. B.-A., **1973,** 209–234, 5 Abb., Wien 1973.

SHINNAWI, M. el: Tektonische Studien an der Nord- und Nordwestseite des Bösenstein, Steiermark. – Verh. geol. B.-A., **1964,** 98–108, Taf. 2–3, Wien 1964.

SIEBER, R.: Ein bemerkenswerter Fischfund aus der Mitteltrias Kärntens. – Carinthia, **145** bzw. (II) **65,** 91–96, 1 Abb., Klagenfurt 1955.

Bericht 1967 über paläontologisch-stratigraphische Arbeiten in Kärnten. – Verh. geol. B.-A., **1968,** S. A 83–A 84, Wien 1968.

Zur Paläoökologie der unterkarbonischen Bivalvenfauna von Nötsch (S Bleiberg) in Kärnten. – Ann. nathist. Mus. Wien, **76,** 491–498, Wien 1972.

SIEGL, W.: Zur Vererzung der Pb-Zn-Lagerstätten von Bleiberg. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **101,** 108–111, 7 Abb., Wien 1956.

Diskussionsbemerkungen zu „Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen". – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **102,** 237–238, 2 Abb., Wien 1957.

Entwurf zu einer salinar-sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg). – Mineral. Deposita, **4,** 225–233, 6 Abb., Berlin 1969.

Die Uranparagenese von Mitterberg (Salzburg, Österreich). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**17,** 263–275, 8 Abb., Wien 1972.

Ein Beitrag zur Genese der Vererzung des Grazer Paläozoikums. – Mineral. Deposita, **9,** 289 bis 295, 8 Abb., Berlin 1974.

Die Oberkarnische Blei-Zinkvererzung im Rublandverbindungsstollen nördlich von Kreuth. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **120,** 471–474, 7 Abb., Wien 1975.

SIEGL, W & FELSER, K.: Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **118,** 251–256, 8 Abb., Wien 1973.

ŠIMÁNĚ, J., SKLENÁR, J. et al.: Seismoakustische Untersuchungen zur Vorhersage von Gebirgsschlägen. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **118,** 375–384, 13 Abb., Wien 1973.

SIMON, W.: Bimsstein zwischen Gesteinstrümmern im Ötztal. – Der Aufschluß, **26,** 161–168, 7 Abb., Heidelberg 1975.

SKALA, W.: Typen, Facies und tektonische Position der Karbonatgesteine der östlichen Wölzer Tauern. – Verh. geol. B.-A., **1964,** 108–123, Wien 1964.

SOLLE, G.: Der Bergsturz vom Dobratsch nach einem Erlebnis-Bericht von 1348. – Natur u. Volk, **69,** 175–176, Frankfurt/Main 1939.

SOLYOM, F.: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. - Unveröff. Diss. Fr. Wilh. Univ. Berlin, 58 S., 1 Profiltaf., 2 Kt., Berlin 1942.

SOMMER, D.: Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone etc. – Verh. geol. B.-A., **1972,** 119–122, 3 Abb., Wien 1972.

SORDIAN, H.: Zur Geologie des Gebietes Rosegg etc. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **12,** 85–103, Taf. 7, Wien 1961.

Zentralalpine Permotrias (Wauberg-Rudnik-Petelin) im Becken von Klagenfurt. – Verh. geol. B.-A., **1962,** 330–340, 1 Abb., Wien 1962.

SPAENHAUER, F.: Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **12** (1932), 27–146, 5 Abb., Taf. 1–4, Zürich 1932.

Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **13,** 323–346, Abb. 4–6, 1 Taf., Zürich 1933.

SPENGLER, E.: Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. – Jb. geol. St.-A., **70** (1920), 235–254, Taf. 8, Wien 1921.

Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. – Verh. geol. B.-A., **1926,** 127–141, 5 Abb., Wien 1927.

SPENGLER, E. & STINY, J.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – 100 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1926.

SPITZ, A.: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. – Jb. geol. R.-A., **68** (1918), 171–204, 7 Abb., Taf. 11, Wien 1919 a.

Nachgosauische Störungen am Ostende der Karawanken. – Verh. geol. R.-A., **1919,** 280–288, Wien 1919 b.

Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. – Verh. geol. R.-A., **1919,** 104–122, Wien 1919 c.

SPROSS, W.: Die Entwicklung des Wolframbergbaues Mittersill. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **120,** 355–362, 7 Abb., Wien 1975.

SRBIK, R. v.: Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. – Ber. natw. med. Ver. Innsbruck, **41,** 113–279, 20 Abb., zahlr. Tab., Innsbruck 1929.

Glazialgeologie der Kärntner Karawanken. – N. Jb. Miner. etc., Sdb. **3,** 382 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., 8 Beil., Stuttgart 1941.

STACHE, G.: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jb. geol. R.-A., **1874,** 135–272, Taf. 6–8, Wien 1874.

Über die Silurbildungen der Ostalpen etc. – Z. dt. geol. Ges., **36,** 277–378, 1 Tab., Berlin 1884.

STARK, M.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet etc. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **121,** 195–226, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1912.

STAUB, R.: Zur Nomenclatur der ostalpinen Decken. – Eclogae geol. Helv., **16,** 35–38, Lausanne 1920.

Der Bau der Alpen. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, **52** (N. F. **82**), 272 S., 70 Abb., 2 Prof.-Taf., 1 tekt. Kt., Bern 1924.

Klippendecke und Zentralalpenbau. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F. **103,** 184 S., 40 Abb., 11 Tab., 28 Taf., Bern 1958.

Neue Wege zum Verständnis des Ostalpen-Baues. – Veröff. Univ. Innsbruck, **48,** Alpenkdl. Stud. IX, 354 S., 19 Photos, Innsbruck (1971) 1972.

STAUB, R. & CADISCH, J.: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. – Eclogae geol. Helv., **16,** 223–285, 4 Abb., Taf. 3, Lausanne 1921.

STEINER-WISCHENBART, J.: Erzberg-Literatur (1564–1919). – Montan-Z., **26,** 135–140, 160–165, Graz 1919.

STEINMANN, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen, I. 2. Teil. – Ber. natf. Ges. Freiburg/Br., **10,** 215–292, 6 Abb., Taf. 1, Freiburg/Br. 1898.

STINY, J.: Gesteinsklüfte und alpine Aufnahmsgeologie. – Jb. geol. B.-A., **75,** 97–127, 3 Abb., 18 Tab., Wien 1925.

Aufnahmsbericht über Blatt Bruck a. d. Mur-Leoben (5054). – Verh. geol. B.-A., **1927,** 36–39, Wien 1927.

Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. – Verh. geol. B.-A., **1931**, 220–230, 3 Abb., Wien 1931.
Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach. – Jb. geol. B.-A., **87**, 57–110, 13 Abb., 9 Tab., Taf. 3, Wien 1937.
Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). – Carinthia, **128** bzw. (II) **48**, 35–50, 4 Abb., 1 Tab., Klagenfurt 1938 a.
Deckenbau und Ost-West-Schub im Obirgebirge (Kärnten). – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **74** (1937), 216–218, Wien (1937) 1938 b.
Zur technisch-geologischen Kenntnis der Radstädter Tauern. – Geol. u. Bauwesen, **12** (1940), 97–175, 88 Abb., Wien 1941.

Stiny, J. & Czermak, F.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Leoben und Bruck a. d. Mur. – Wien (Geol. B.-A.) 1932.

Stipperger, W.: Schrifttum über Bergbau, Geologie etc. des pol. Bezirkes Liezen-Steiermark von 1800–1956. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, **16**, 52 S., 1 Kt., Graz 1956.

Stotter, M. & Trinker, J.: Geognostische Karte Tirols mit Profiltafeln, 13 Blätter. Innsbruck (Geognost.-montanist. Ver.) 1849.

Stowasser, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. geol. B.-A., **99**, 75–199, 11 Abb., Taf. 2–3, Wien 1956.

Strauss, F.: Zur Geschichte des Lungauer Edelmetallbergbaues um die Mitte des 16. Jahrhunderts. – Mitt. Ges. Salzburg. Landeskd., **107**, 169–223, Salzburg 1967.

Streckeisen, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **8**, 87–239, 3 Abb., Taf. 1–6, Zürich 1928.

Streckeisen, A., Grauert, B. & Peters, T.: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralog. u. Petrogr. Ges. ins Silvretta-Kristallin etc. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **46**, 704–722, 1 Taf. (Kt.), Zürich 1966.

Strehl, E.: Neue Funde mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). – Carinthia, **150** bzw. (II) **70**, H. 1, 28–35, 2 Abb., 1 Taf., Klagenfurt 1960.
Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins. IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. – Carinthia, **152** bzw. (II) **72**, 46–74, 17 Abb., 1 Kt., Klagenfurt 1962.

Streiff, V.: Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. – Eclogae geol. Helv., **55**, 77–134, Taf 1–4, Basel 1962.

Štrucl, I.: Stratigraphie und Tektonik der östlichen Teile der Nordkarawanken. – Geologija, Razprave in Poročila, **13**, 5–20, 4 Abb., Ljubljana 1970 a.
Die Zn-Pb Vererzungen des Grabenreviers – ein besonderer Typ der Lagerstätte von Mežica. – Geologija, Razprave in Poročila, **13**, 21–34, 3 Abb., Taf. 1–9, Ljubljana 1970 b.
On the Geology of the Eastern Part of the Northern Karawankes with Special Regard to the Triassic Lead-Zinc-Deposits. – Guidebook 8. Int. Sedim. Congr. 1971, 285–301, Heidelberg 1971.

Studer, B.: Über die Gebirgs-Verhältnisse am südöstlichen Rande der Alpenkette. – Taschenb. Miner., **23**, 730–778, Heidelberg 1829.
Über eine Reise in die Österreichischen Alpen im Herbst 1848. – N. Jb. Miner. etc., **1849**, 166–176, Stuttgart 1849.
Geologie der Schweiz. – 1. Bd., 1851, 485 S., 53 Abb., 1 Kt.; 2. Bd., 1853, 497 S., zahlr. Profile, Bern/Zürich (Stämpfli/Schulthess) 1851/1853.

Stur, D.: Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. – Jb. geol. R.-A., **4**, 461–483, 5 Abb., Wien 1853.

— Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hoch-Golling und dem Venediger. – Jb. geol. R.-A., **5**, 818–852, 1 Tab., Taf. 1–6, Wien 1854.
Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail etc. – Jb. geol. B.-A., **7**, 405–459, 4 Abb., Taf. 1–3, Wien 1856.
Vorkommen obersilurischer Petrefakte am Erzberg etc. – Jb. geol. R.-A., **15**, 276–277, 1 Abb., Wien 1865.
Neue Funde von Petrefacten am Erzberg von Eisenerz. – Jb. geol. R.-A., **16**, 137–138, Wien 1866.

Geologie der Steiermark. – 654 S., etl. Abb., zahlr. Tab., 2 Taf., 1 Falttaf., Graz (Geogn.-mont. Ver. Steiermark) 1871.

Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen. – Jb. geol. R.-A., **33,** 189–206, 1 Abb., Wien 1883.

Geologische Specialkarte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000, Bl. 6, Hainburg. – Wien (Geol. R.-A.) 1891. Erläuterungen hierzu, 59 S., Wien (ibid.) 1894.

STÜTZ, A.: Mineralogisches Taschenbuch. Enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich etc. – 394 S., Wien & Triest (Geistinger) 1807.

STUTZER, O.: Die Talweitung von Köfels im Ötztal (Tirol) als Meteorkrater. – Z. dt. geol. Ges., **88** (1936), 523–525, Berlin 1937.

SUESS, E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Südalpen. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **57,** 230–277, Taf. 1–2; 763–806, Taf. 3, Wien 1868.

Die Entstehung der Alpen. – 168 S., Wien (Braumüller) 1875.

Das Antlitz der Erde. 1. Bd. – 778 S., 48 Abb., 2 Taf., 4 Kt., Prag-Wien-Leipzig (Tempsky-Freytag) 1885.

Das Antlitz der Erde. 3. Bd., 1. Hälfte. – 508 S., 23 Abb., 6 Taf., 1 Kt., Prag etc. (Tempsky & Freytag) 1901.

Über das Inntal bei Nauders. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **114,** 699–753, Wien 1905.

Das Antlitz der Erde. – 3. Bd., 789 S., 78 Abb., 9 Taf., 6 Kt., Wien-Leipzig (Tempsky-Freytag) 1909.

SUESS, F. E.: Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. – Jb. geol. R.-A., **44,** 589–670, 2 Abb., Taf. 10–13, Wien 1894.

Der Meteor-Krater von Köfels bei Umhausen im Ötztale, Tirol. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **72,** Abt. A, 98–155, 2 Abb., Taf. 9–11, Stuttgart 1936.

TAUPITZ, K.: Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typus „Bleiberg" – Z. Erzbergb. Metallhüttenwesen, **7,** 343–349, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1954 a.

Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. – Chemie d. Erde, **17,** 104–164, 5 Tab., Jena 1954 b.

Die verschiedene Deutbarkeit von „metasomatischen" Gefügen auf „telethermalen" Blei-Zink-Lagerstätten. – Fortschr. Miner., **32,** (1953), 30–31, Stuttgart 1954 c.

TELLER, F.: Über die Aufnahmen im Hochpusterthale etc. – Verh. geol. R.-A., **1882,** 342–346, Wien 1882.

Neue Vorkommnisse diploporenführender Dolomite und dolomitischer Kalke im Bereiche der altkrystallinischen Schichtenreihe Mittel-Tirols. – Verh. geol. R.-A., **1883,** 193–200, Wien 1883.

Über porphyritische Erstarrungsgesteine aus den Tiroler Central-Alpen. – Jb. geol. R.-A., **36,** 715–746, Wien 1886.

Kössener Schichten, Lias und Jura in den Ostkarawanken. – Verh. geol. R.-A., **1888,** 110–117 Wien 1888.

Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen), 1 : 75.000. – Wien (Geol. R.-A.) 1895. Erläuterungen hierzu, 262 S., Wien 1896.

Geologische Specialkarte der Österr.-ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Eisenkappel und Kanker. – Wien (Geol. R.-A.) 1898. Erläuterungen hierzu, 142 S., Wien 1898 a.

Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr.-ungar. Monarchie. Prassberg a. d. Sann. 170 S., Wien (Geol. R.-A.) 1898 b.

Geologie des Karawankentunnels. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **82,** 145 bis 250, 29 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien 1910.

TERMIER, P.: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. – Bull. Soc. géol. France, (4)**3,** 1903, 711–765, 4 Abb., Taf. 22–23, Paris 1904 a.

Sur la fenêtre de la Basse Engadine. – C. R. Acad. Sci. Paris, **189,** 648–650, Paris 1904 b.

Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. – Bull. Soc. géol. France, (4)**5,** 209–289, 16 Abb., Taf. 7–8, Paris1905.

TESSENSOHN, F.: Einige neue Beobachtungen im Karbon von Nötsch, Kärnten. – Carinthia, **162** bzw. (II) **82,** 143–147, Klagenfurt 1972.

THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme der Riedingspitze und des Weißecks. – Verh. geol. B.-A., **1962**, 340–346, 2 Abb., Wien 1962.

Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle – Pennin). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **13** (1962), 121 bis 188, Taf. 7–10, Wien 1963.

Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am Steirischen Erzberg etc. – Mitt. geol. Ges. Wien, **66–67** (1973/74), 245–263, 9 Abb., 2 Tab., Taf. 1–2, Wien 1974.

THENIUS, E.: Niederösterreich. – Verh. geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft Niederösterreich, 2. Aufl., 280 S., 48 Abb., 16 Tab., Wien 1974.

THEOBALD, G.: Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden etc. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, **2**, 372 S., 18 Taf., Bern 1864.

THEYER, P.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Paal- und Lorenzengraben (Oberes Murtal, Steiermark). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 146 S., 55 Abb., 5 Beil.-Taf., Wien 1970.

THIEDIG, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). III. – Carinthia, **152** bzw. (II) **72**, 21–45, 14 Abb., 3 Taf., 1 Kt., Klagenfurt 1962.

Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16** (1965), 5–70, 23 Abb., Taf. 1–5, Wien 1966.

Verbreitung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich). – Mitt. geol. paläont. Inst. Univ. Hamburg, **39**, 97–116, 5 Abb., 4 Tab., Hamburg 1970.

Die Entwicklung des postvariscischen Deckgebirges in der Umgebung der Saualpe. – Clausthaler geol. Abh., Sdb. **1**, 175–186, 4 Abb., Clausthal-Z., 1975 a.

Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). – Mitt. geol. paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**, 495–516, 6 Abb., Taf. 40–42, Hamburg 1975 b.

THIEDIG, F. & CHAIR, M.: Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). – Carinthia, **164** bzw. (II) **84**, 105–113, 2 Abb., Klagenfurt 1974.

THIEDIG, F., CHAIR, M. et al.: Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens – Österreich. – Verh. geol. B.-A., **1974**, 269–279, 2 Abb., Wien 1975.

THIEDIG, F. & KLUSSMANN, D.: Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariskischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens. – Mitt. geol. paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**, 79–84, 1 Abb., Taf. 10, Hamburg 1974.

THIEDIG, F. & WEISSENBACH, N.: Die junge Bruchtektonik im Bereich der Saualpe. – Clausthaler geol. Abh., Sdb. **1**, 155–174, 7 Abb., Clausthal-Zellerfeld, 1975.

THIEDIG, F. & WIEDMANN, J.: Ammoniten und Alter der höheren Kreide (Gosau) des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **45**, 9–27, 2 Abb., Taf. 1–2, Hamburg 1976.

THIELE, O.: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **2**, H. 2, 1–21, Taf. 1 (Kt.), Wien 1951.

Bericht 1966 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). – Verh. geol. B.-A., **1967**, A 48–50, Wien 1967.

Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. – Verh. geol. B.-A., **1970**, 230–244, 1 Abb., Wien 1970.

[Stellungnahme zu] FÖRSTER, H.: Petrographische und tektonische Untersuchungen etc. – Verh. geol. B.-A., **1971**, 233–234, Wien 1971.

Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. geol. B.-A., **117**, 55–74, 2 Abb., Taf. 6–7, Wien 1974.

Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). – Int. Sympos. Geodyn. Ostalpen, S. 29, München (Vervielf. Manus.) 1975.

Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). – Geol. Rdsch., **65**, 410–421, 2 Abb., Stuttgart 1976.

THÖNI, M.: Ein neues Sedimentvorkommen nahe dem Westrand des Ötztaler Altkristallins etc. – Verh. geol. B.-A., **1973**, 235–242, 2 Abb., Wien 1973.

THUM, I.: Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters. – Mitt. geol. Ges. Wien, **62** (1969), 55–77, 1 Tab., 2 Taf., Wien 1970.

THUM, I. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie und Metamorphose der pennischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F. **144,** 55 S., 40 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Bern 1972.

THURNER, A.: Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. – Mitt. natwiss. Ver. Steiermark, **63,** 26–44, 1 geol. Kt., Graz 1927.

Geologie der Frauenalpe bei Murau. – Jb. geol. B.-A., **86,** 303–336, 8 Abb., Kt. Taf. 9, Wien 1936.

Zur Klärung der Verhältnisse um Innerkrems in Kärnten. – Mitt. geol. Ges. Wien, **28** (1935), 73–91, Wien 1937.

Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. – Verh. geol. B.-A., **1947,** 83–94, Wien 1949.

Tektonik und Talbildung im Gebiet des oberen Murtales. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **160,** 673–695, 12 Abb., Wien 1951.

Die Geologie des Erzfeldes westlich Pusterwald ob Judenburg. – Jb. geol. B.-A., **98,** 203–251, Taf. 13–14, Wien 1955.

Das Murauer Paläozoikum – eine Schubmasse. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, Sdb. **1956** (Angel-Festschr.), 158–169, 1 Abb., 1 Taf., Graz 1956.

Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. – 106 S., 24 Abb., Karte 1 : 50.000, Wien (Geol. B.-A.) 1958 a.

Die tektonische Gliederung im Gebiet des oberen Murtales (Lungau bis Niederwölz). – Mitt. geol. Ges. Wien, **50** (1957), 315–324, Taf. 1, Wien 1958 b.

Die Geologie des Gebietes zwischen Neumarkter und Perchauer Sattel. – Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **168,** 7–25, 5 Abb., Wien 1959 a.

Die Geologie des Staberkogels bei Murau. – Verh. geol. B.-A., **1959,** 148–160, 3 Abb., Wien 1959 b.

Die Geologie des Pleschaitz bei Murau. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, **20,** 27 S., 2 Taf., Graz 1959 c.

Die Gurktaler Decke (Bemerkungen zu TOLLMANNS Deckengliederung in den Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1960,** 481–490, 1 Abb., Stuttgart 1960.

Das Phyllitgebiet südlich Murau. – Verh. geol. B.-A., **1961,** 134–155, Taf. 4, Wien 1961.

Die fragliche Trias um Mühlen bei Neumarkt/Stmk. – Mitt. geol. Ges. Wien, **56** (1963), 515 bis 538, Taf. 1, Wien 1964.

Geologie des Bocksruck bei Unzmarkt. – Verh. geol. B.-A., **1969,** 34–47, 6 Abb., Wien 1969.

Geologie des Gebietes Neumark/Steiermarkt-Mühlen. – Jb. geol. B.-A., **113,** 1–72, 5 Abb., Taf. 1–2, Wien 1970 a.

Die Metamorphose in den meso- bis epizonalen kristallinen Schiefern des Murauer Gebietes. – Verh. geol. B.-A., **1970,** 469–476, Wien 1970 b.

Metamorphose und Tektonik im Raume des Gurktaler Paläozoikums und des kata-mesozonalen Kristallins der Saualpe und der Seetaler Alpen. – Z. dt. geol. Ges., **122** (1970), 123–129, Hannover 1971.

Geologie der Berge nördlich Pöls (Katzlingberg, Offenburger Wald). – Verh. geol. B.-A., **1975,** 35–43, 8 Abb., Wien 1975.

Geologie der Niederen Tauern Südabfälle vom Preber bis Oberwölz. – Miner. Mittbl. Landesmus. Joanneum, **43,** 34 S., 1 Abb., 1 Taf., Graz 1976.

TICHY, G.: Fossilfunde aus dem Hauptdolomit (Nor, Trias) der östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – Ann. nathist. Mus. Wien, **79,** 57–100, 3 Abb., Taf. 1–13, Wien 1975.

TIETZE, E.: Beiträge zur Kenntnis der älteren Schichtgebilde Kärnthens. – Jb. geol. R.-A., **20,** 259–272, 6 Abb., Wien 1870.

TILL, A.: Das große Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Dobratsch. – Mitt. geogr. Ges. Wien, **50,** 534–645, 8 Abb., Wien 1907.

TOLLMANN, A.: Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. – Wiss. Arb. Burgenland, **10,** 1–74, 7 Abb., 2 Profiltaf., 8 Tab., Kt. 1 : 25.000, Eisenstadt 1955 a.

Die Foraminiferenentwicklung im Torton und Untersarmat in der Randfazies der Eisenstädter Bucht. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **164,** 193–202, 1 Abb., Wien 1955 b.

Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). – Verh. geol. B.-A., **1956,** 146–164, 3 Abb., Taf. 1–2, Wien 1956.
Die Mikrofauna des Burdigal von Eggenburg (Niederösterreich). – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **166,** 165–213, 7 Taf., 2 Tab., Wien 1957.
Geologie der Mosermannlgruppe. – Jb. geol. B.-A., **101,** 79–115, 1 Abb., Taf. 6–10, Wien 1958 a.
Semmering und Radstädter Tauern. – Mitt. geol. Ges. Wien, **50** (1957), 325–354, Taf. 1, Wien 1958 b.
Exkursion Radstädter Tauern. – Führer Tag. geol. Ges. Wien, **H 9,** 6–8, Taf. 3–4, Wien (hektogr.) 1958 c.
Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **9,** 57–73, Taf. 11–12, Wien 1958 d.
Die Hallstätter Zone in Mitterndorf, Salzkammergut. – Mitt. geol. Ges. Wien, **50** (1957), 359–364, Wien 1958 e.
Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10,** 1–62, Taf. 1, Wien 1959 a.
Bericht über die geologischen Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern. – Verh. geol. B.-A., **1959,** A 91–A 95, Wien 1959 b.
Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. – Jb. geol. B.-A., **103,** 37–131, 4 Abb., Taf. 2–5, Wien 1960 a.
Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtales in Steiermark. – Jb. geol. B.-A., **103,** 133–203, 2 Abb., Taf. 6–21, Wien 1960 b.
Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – Mitt. geol. Ges. Wien, **53** (1960), 117–131, Taf. A–B, Wien 1961 a.
— Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern. – Verh. geol. B.-A., **1961,** A 82–A 84, Wien 1961 b.
Vom Bau der Alpen. Neue wissenschaftliche Erkenntnisse. – Universum, **16,** 439–445, 5 Abb., Wien 1961 c.
Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen etc. – Geol. Rdsch., **50** (1960), 506–514, Taf. 15, Stuttgart 1961 d.
Stellungnahme zur Diskussion und zu den Bemerkungen von P. Beck-Mannagetta. – Geol. Rdsch., **50** (1960), 524–528, Stuttgart 1961 e.
Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. – Geol. Rdsch., **52,** 226–237, Taf. 5, Stuttgart 1962 a.
[Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen.] – [In:] O. Kühn [Hrsg.]: Lexique stratigraphique international, vol. **1,** fasc. 8, Autriche. 646 S., 2 Taf., Paris (Centre nat. rech. sci.) 1962 b.
Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. – Mitt. geol. Ges. Wien, **54** (1961), 229–247, Wien 1962 c.
Die Frankenfelser Deckschollenklippen etc. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **171,** 115–124, Wien 1962 d.
Deckenbau und Fazies im Salzkammergut. – Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 495–500, Hannover 1962 e.
Ostalpensynthese. – VIII, 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963 a.
Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). – Mitt. geol. Ges. Wien, **55** (1962), 85–126, Taf. 1–4, Wien 1963 b.
— Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes etc. – Erdoel-Z., **79,** 41–52, 2 Abb., Wien-Hamburg 1963 c.
Résultats nouveaux sur la position, la subdivision et le style structural des zones Helvétiques, Penniques et Austro-alpines des Alpes orientales. – Livre mém. P. Fallot, **2,** 477–490, 2 Abb., Paris 1963 d.
Hundert Jahre Geologisches Institut der Universität Wien. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **13** (1962), 1–40, Taf. 1–2, Wien 1963 e.
Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **13** (1962), 213–225, Taf. 11, Wien 1963 f.

— Comparaison entre le Pennique des Alpes occidentales et celui des Alpes orientales. – C. R. Soc. géol. France, **1964,** 363–365, 1 Tab., Paris 1964 a.
Exkursion I/4: Radstädter Tauern. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57** (1964), H. 1, 49–56, 1 Abb., Taf. 1, Wien 1964 b.
Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen etc. – Geol. Rdsch., **53** (1963), 151 bis 168, Taf. 16, Stuttgart 1964 c.
Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges" – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1964,** 270–299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964 d.
Exkursion II/6. Semmering-Grauwackenzone. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57** (1964), H. 1, 193 bis 203, 3 Abb., 1 Taf., Wien 1964 e.
— Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14** (1963), 81–88, Taf. 8, Wien 1964 f.
Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14,** 89–123, Taf. 7, Wien 1964 g.
Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57** (1964), H. 2, 469–478, Wien 1965 a.
Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., Sdh. **G,** 103–133, 1 Abb., Wien 1965 b.
Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin? – Geol. Sbornik Slov. Akad. Vied, **16,** 2, 273–279, Bratislava 1965 c.
Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. – Beibl. Nathist.-Tagg. 1965, 3–57, 14 Abb., Wien (Ketterl) 1965 d.
Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., **21,** 156 S., 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966 a.
Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitt. geol. Ges. Wien, **58** (1965), 103–207, Taf. 1–4, Wien 1966 b.
[in:] Geyssant, J. & Tollmann, A.: Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France, Alpes autrichiennes. – C. R. Soc. géol. France, **1966,** 413–472, 16 Abb., 1 Kt., Paris 1966 c.
Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. geol. Ges. Wien, **59** (1966), H. 2, 231–253, Taf. 1–2, Wien 1967 a.
Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. – Eclogae geol. Helv., **60,** 109–135, 1 Abb., Taf. 1, Basel 1967 b.
Der geologische Bau der Ostalpen. – Österr. in Geschichte u. Liter., **11,** 496–510, 3 Abb., Wien 1967 c.
Das Längen-Breiten-Verhältnis der geosynklinalen Sedimenttröge. – Geol. Rdsch., **56,** 78 bis 94, 1 Abb., Stuttgart 1967 d.
Mesozoic of the Central Alps in the Semmering Area. – Exk.-Führer 23. int. geol. Kongr., **33 C,** 66–75, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1968 a.
— Potenzierte Faltung in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **29,** 60–80, 11 Abb., Stuttgart 1968 b.
— Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., **1968,** 29–45, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1968 c.
Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18** (1967), 207–248, Taf. 8, Wien 1968 d.
Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. österr. geograph. Ges., **110,** 224–244, Wien 1968 e.
Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. – Mitt. geol. Ges. Wien, **61** (1968), 124–181, Taf. 1, Wien 1969 a.
Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. – Geologie, **18,** 1131–1155, 2 Abb., Berlin 1969 b.
Die Bruchtektonik in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., **59,** 278–288, Text-Taf. 1, Stuttgart 1969 c.
Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **34,** 1–90, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1970 a.

Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitt. geol. Ges. Wien, **62** (1969), 78–170, Taf. 1–3, Wien 1970 b.
Der Deckenbau der westlichen Nord-Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **136,** 80–133, 1 Abb., Stuttgart 1970 c.
Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. – Verh. geol. B.-A., **1970,** 324–345, 2 Abb., Wien 1970 d.
Die deckentektonische Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen an Hand alter und neuer Daten. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1970,** 978–1002, Stuttgart 1971 a.
Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. – Verh. geol. B.-A., **1971,** 358–390, 12 Abb., Wien 1971 b.
Überblick über die Neuergebnisse vom geologischen Bau Niederösterreichs. – Unsere Heimat, **42,** 103–140, 9 Abb., Wien 1971 c.
Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. – Jb. geol. B.-A., **114,** 273–360, 49 Abb., Taf. 11–12, Wien 1971 d.
Bericht über Aufnahmen im Semmeringsystem zwischen Göstritz und Kranichberg etc. – Verh. geol. B.-A., **1971,** A 89–A 93, Wien 1971 e.
Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **64** (1971), 173–208, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1972 a.
Zur Frage der Geschwindigkeit des Deckenschubes. – Geol. Rdsch., **61,** 965–974, 3 Abb., Stuttgart 1972 b.
Scheinserien. (Tektonisch komponierte Schichtfolgen.) – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1972,** 427–447, 7 Abb., Stuttgart 1972 c.
Vielphasig entstandene orogene Strukturformen an Hand von Beispielen aus den Nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141,** 116–136, 5 Abb., Stuttgart 1972 d.
Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., **1972,** 83–95, 1 Abb., Wien 1972 e.
Die Neuergebnisse über die Trias-Stratigraphie der Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21,** 65–113, Innsbruck (1972) 1973 a.
Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – XXIII, 404 S., 170 Abb., Wien 1973 b.
Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen. – Schriftenr. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **2,** 183–193, Wien 1974 a.
Geologie im Umbruch. – Mitt. österr. geogr. Ges., **116,** 53–78, 6 Abb., Wien 1974 b.
Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148,** 286–319, 1 Abb., Stuttgart 1975 a.
Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **150,** 19–43, 7 Abb., Stuttgart 1975 b.
Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – XV, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976 a.
Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit in der Salzburger Hallstätter Zone. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **184,** 237–257, 8 Abb., Wien (1975) 1976 b.
Neue Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – Ber. Geol. Tiefbau Ostalpen, **3,** 58–64, 1 Abb., Wien (Zentralanst. Meteor. Geodyn.) 1976 c.
Der Bau der Nördlichen Kalkalpen etc. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. **3,** IX, 449 + 7 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke) 1976 d.
[Tektonische Auswertung der Satellitenbilder der Ostalpen]. – [In:] H. Beckel [Hrsg.]: Österreich im Satellitenbild. 107 S., 3 Abb., 69 Photos, Salzburg (O. Müller-Verl.) 1976 e.
Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153,** 1–27, Taf. 1, Stuttgart 1977 a.
Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. österr. Geol. Ges., **68,** Wien 1977 b.

Tollmann, A. & Faupl, P.: Alpiner Verrucano im Semmering- und Wechselgebiet. – Verh. geol. B.-A., **1972,** 107–118, 4 Abb., Wien 1972.

Tollmann, A. & Kristan-Tollmann, E.: Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs" – Mitt. österr. geogr. Ges., **104** (1962), 337–347, 3 Abb., Wien 1963.

Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – Geologica et Paläontologica, **4,** 87–145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg/L. 1970.

TORNQUIST, A.: Die Deckentektonik der Murauer und der Metnitzer Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **41,** 93–148, 6 Abb., Taf. 4–5, Stuttgart 1917 a.

Die westliche Fortsetzung des Murauer Deckensystems und ihr Verhältnis zum Paaler Carbon. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **126,** 155–176, 1 Abb., Wien 1917 b.

Ein „Fenster" des Tauerndeckensystems inmitten der Murauer Granatglimmerschieferdecke südlich des Preber. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **130,** 329–344, 1 Abb., Wien 1921.

Intrakretazische und alttertiäre Tektonik der östlichen Zentralalpen. – Geol. Rdsch., **14,** 100 bis 145, 2 Tab., Berlin 1923.

Die Blei-Zinkerz-Lagerstätte von Rabenstein bei Frohnleiten im Murtale. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **63,** 3–25, 4 Abb., 2 Tab., Graz 1927 a.

Die Blei-Zinkerz-Lagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. – IV, 106 S., 29 Abb., 1 Taf., 1 Kt., Wien (Springer) 1927 b.

Das System der Blei-Zink-Pyrit-Vererzung im Grazer Gebirge. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **137,** 383–399, 2 Abb., Wien 1928.

Die Erzlagerstätten der Nordkarawanken und ihres Vorlandes. – Carinthia, (II) Sdh. **1,** 43 bis 54, 3 Abb., Klagenfurt 1930 a.

Perimagmatische Typen ostalpiner Erzlagerstätten. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **139,** 291–308, 1 Taf., Wien 1930 b.

Die Vererzungsphasen der jungen ostalpinen Erzlagerstätten. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **140,** 219–229, Taf. 1, Wien 1931.

Vererzung und Wanderung des Goldes in den Erzen der Hohen Tauern-Gänge. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **142,** 41–80, 2 Abb., Taf. 1–3, Wien 1933.

Eine perimagmatische Antimon-Silber-Erzlagerstätte südlich Abfaltersbach, Osttirol. – Z. dt. geol. Ges., **85** (1933), 53–77, 1 Abb., 2 Tab., Taf. 8, Berlin 1934.

Die hochmetamorphe Kieslagerstätte von Tessenberg-Panzendorf in Osttirol. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **144,** 19–32, Taf. 1, Wien 1935.

TORRICELLI, G.: Geologie der Piz Lad-Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin). – Jber. natf. Ges. Graubünden, **85** (1953–1955), 8–82, 11 Abb., Chur 1956.

TOULA, F.: Ein Beitrag zur Kenntnis des Semmeringgebirges. – Verh. geol. R.-A., **1876,** 334–341, 3 Abb., Wien 1876.

Petrefaktenkunde im Wechsel-Semmering-Gebiete. – Verh. geol. R.-A., **1877,** 195–197, Wien 1877 a.

Beitrag zur Kenntnis der „Grauwacken-Zone" der nördlichen Alpen. – Verh. geol. R.-A., **1877,** 240–244, Wien 1877 b.

Geologische Untersuchungen in der „Grauwackenzone" der nordöstlichen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **50,** 121–182, 43 Abb., 1 Taf., 1 Kt., Wien 1885.

Die Kalke der Grebenze im Westen des Neumarkter Sattels in Steiermark. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., **1893,** II. Bd., 169–173, Stuttgart 1893.

Führer für die Exkursion auf den Semmering. – Exk.-Führer 9. int. geol. Kongr. Wien, **35,** 1–50, 13 Abb., 1 Kt., Wien 1903.

TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 1. Teil: **100,** 101–212, Taf. 1–5, Wien 1925; 2. Teil: **101,** 29–65, 4 Abb., Taf. A–D, Wien 1927.

TREBRA, F. v.: Erfahrungen vom Innern der Gebirge. – 244 S., 5 Abb., 2 Tab., 8 Taf., Dessau, Leipzig u. Grätz (J. Wendeborn) 1785.

TREMEL, F.: Salz-Eisenstraßen und Salztransport auf See und Fluß. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **119,** 515–522, 2 Abb., Wien 1974.

TROLL, G., BRACK, W. et al.: Untersuchungen zu Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – Int. Sympos. Geodyn. Ostalpen, S. 30, München (vervielf. Manus) 1975.

TROLL, G., FORST, R. & SÖLLNER, F.: Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – Geol. Rdsch., **65,** 483–511, 15 Abb., 9 Tab., Stuttgart 1976.

TROLL, G. & HÖLZL, E.: Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol. – Jb. geol. B.-A., **117**, 1–16, 5 Abb., 6 Tab., Taf. 1–2, Wien 1974.

TRÜMPY, R.: Remarks on the Preorogenic History of the Alps. – Geologie en Mijnbouw, N. S., **20**, 340–352, 1 Abb., s'Gravenhage 1958.

Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer., **71**, 843 bis 908, 14 Abb., 2 Taf., New York 1960.

Aperçu général sur la géologie des Grisons. – C. R. Soc. géol. France, **1969**, 330–364, 391–394, 14 Abb., Paris 1970.

Über die Geschwindigkeit der Krustenverkürzung in den Zentralalpen. – Geol. Rdsch., **61**, 961–964, Stuttgart 1972 a.

Zur Geologie des Unterengadins. – Ergebn. wiss. Unters. Schweiz. Nationalpark, **12**, 71–87, 2 Abb., Chur 1972 b.

The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. – 229–251, 3 Abb., [In:] JONG, K. A. de & SCHOLTEN, R. [Hg.]: Gravity and Tectonics, London (J. Wiley), 1973.

Die Mobilität mediterraner Schollen und die Entwicklung der Zentral- und Westalpen. – Nachr. dt. geol. Ges., **13**, 41–42, Hannover 1975.

TRÜMPY, R. & HACCARD, D.: Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. Les Grisons. – C. R. Soc. géol. France, **1969**, 329–396, 22 Abb., Paris 1970.

TSCHERMAK, G.: Die Zone der älteren Schiefer am Semmering. – Verh. geol. R.-A., **1873**, 62–63, Wien 1873.

TSCHERNIG, E.: Über Gebirgsschläge in den Kärntner Blei-Zinkerzlagerstätten. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **80**, 79–86, 117–136, 30 Abb., Wien 1932.

Gebirgsschläge im ostalpinen Blei-Zink-Bergbau. – Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. VI, Bergbau etc., **1958**, 2 a, 138–142, Berlin 1958 a.

Der Buntmetallbergbau in Österreich. – 88 S., 18 Abb., 20 Tab., Klagenfurt (Bleiberger Bergwerks-Union), ohne Jahr [1958 b ?].

TUFAR, W.: Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1963**, H. 1, 1–60, 35 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Graz 1963.

Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen. – Z. dt. geol. Ges., **116** (1964), 512–520, 3 Abb., Hannover 1965 a.

Geochemische Untersuchungen an österreichischen Baryten. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**9**, 242–251, 1 Diagr., 2 Tab., Wien 1965 b.

Das Kupfervorkommen von Eichbüchl bei Wiener Neustadt (Niederösterreich). – N. Jb. Miner. Abh., **105**, 203–210, Taf. 14–16, Stuttgart 1966 a.

Die Vererzung vom Sieggrabener Kogel (Burgenland). – Verh. geol. B.-A., **1966**, 55–69, 11 Abb., 1 Tab., Wien 1966 b.

Der Alpen-Ostrand und seine Erzparagenesen. – Freiberger Forschh., **C 230**, Tl. I, 275–294, 22 Abb., Leipzig 1968 a.

Die Kupferlagerstätte von Trattenbach (Niederösterreich). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**12**, 140–181, 33 Abb., 1 Tab., Wien 1968 b.

Die Eisenlagerstätte von Buchwald ober Waldbach (Oststeiermark). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**12**, 350–391, 32 Abb., 3 Tab., Wien 1968 c.

Das Problem der ostalpinen Metallogenese, beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpenostrand. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **177**, 1–20, Taf. 1–5, Falttaf. 1, Wien 1969 a.

Die Erzvergesellschaftung des Semmering- und Wechselgebietes. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**13**, 313–320, Wien 1969 b.

Neue Vererzungen aus der Steiermark. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1970**, H. 2, 201–210, 9 Abb., Graz 1970.

Bleiglanz-Granat-Verwachsungen in der Lagerstätte von Ramingstein im Lungau (Salzburg). – N. Jb. Miner. Mh., **1971**, 183–192, 8 Abb., Stuttgart 1971.

Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich). – Miner. Mittbl. Joanneum, **1972**, H. 1, 101–154, 38 Abb., Graz 1972 a.

Zur Blei-Zink-Vererzung des Grazer Paläozoikums. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1972**, H. 2, 256–267, 1 Taf., 4 Abb., Graz 1972 b.

Zur Altersgliederung der ostalpinen Vererzung. – Geol. Rdsch., **63**, 105–124, 17 Abb., Stuttgart 1974.

TURINSKY, F.: Geologische Bearbeitung der Kesselspitze (Brennermesozoikum) Tirol/Österreich. – Diplomarb. geowiss. Univ. Gießen; 107 S., Abbn., Tabn., Beil. 1–2, 11 Taf., Gießen (hektogr.) 1975.

Zur Geologie der Kesselspitze (Brennermesozoikum) Tirol/Österreich. – Geol. paläont. Mitt. Innsbruck, **5**, H. 9/10, 1–41, 11 Abb., 1 Tab., 2 Taf., 2 Beil., Innsbruck 1976.

UCIK, H.: Zur Geologie der nördlichen und östlichen Umgebung von Pfunds im Oberinntal/Tirol (Unterengadiner Fenster). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 224 S., zahlr. Abb. u. Beil., Wien 1966.

Überblick über die geologischen Verhältnisse des Gebietes um Eisenkappel. – Carinthia, **158** bzw. (II) **78**, 388–405, 1 Kt., 1 Tab., Klagenfurt 1968.

Lagerstätten und Bergbaue im Gebiet der Sattnitz südlich Klagenfurt/Kärnten. 1. Teil. – Archiv Lagerstforsch., **13**, 113–144, 13 Abb., Leoben 1972 (1974).

UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geologisch-tektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., I. Abt., **117**, 1379–1422, Taf. 1–2, 1 Kt., Wien 1908.

Der Deckenbau in den Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **2**, 462–491, Taf. 18, Wien 1909.

UNGER, F.: Geognostische Skizze der Umgebungen von Grätz. 69–82, 1 geol. Kt., [in:] G. SCHREINER [Hrsg.]: Grätz; 570 S., zahlr. Abb., 2 Kt., Grätz (Ferstl) 1843.

UNGER, H.: Untersuchungen der Kupfer-Gehalte im Nebengestein des Mitterberger Hauptganges etc. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **5**, 2–11, 1 Tab., 2 Taf., Leoben 1967.

Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oeblarn im Ennstal. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **7**, 2–52, 9 Taf., Leoben 1968 a.

Geochemische Untersuchungen etc. Walchen bei Oeblarn. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **7**, 102–111, 2 Taf., Leoben 1968 b.

Ein Blei-Zink-Vorkommen nördlich von Weißbriach (Kärnten). – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **7**, 78–87, 1 Taf., Leoben 1968 c.

Der Schwefelkiesbergbau Rettenbach (Oberpinzgau/Salzburg). – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **9**, 35–64, 4 Taf., Leoben 1969.

Der Lagerstättenraum Zell am See. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **11**, 33–83, 15 Taf., 4 Tab., Leoben 1970.

Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten (Alpine Kieslager) der Nördlichen Grauwackenzone. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **12**, 119–130, Leoben 1971.

Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten (Alpine Kieslager) der Nördlichen Grauwackenzone. Ein Zwischenbericht. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **13**, 59–74, Leoben 1972 a.

Der Lagerstättenraum Zell am See. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **13**, IV: 75–98; V: 99 bis 108, 2 Taf., VI: 109–111, Leoben 1972 b.

VACEK, M.: Über die krystallinische Umrandung des Grazer Beckens. – Verh. geol. R.-A., **1890**, 9–20, Wien 1890.

— Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. – Verh. geol. R.-A., **1893**, 382–396, Wien 1893.

Skizze eines geologischen Profils durch den steirischen Erzberg. – Jb. geol. R.-A., **50** (1900), 23–32, 1 Abb., Taf. 2, Wien 1901 a.

Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern. – Verh. geol. R.-A., **1901**, 361–397, 2 Abb., Wien 1901 b.

Der steirische Erzberg. – Führer Exk. 9. int. geol. Kongreß, H. **27**, 27 S., 2 Abb., 1 Tab., Wien (Hollinek) 1903.

Bemerkungen über die Geologie des Grazer Beckens. – Verh. geol. R.-A., **1906**, 203–238, 1 Tab., 3 Prof.; **1907**, 159–192, 1 Tab., 5 Prof., Wien 1906/07.

VAI, G.: Diskussionsbeitrag zu den Vorträgen über das „Variszikum der Ostalpen" – Z. dt. geol. Ges., **122** (1970), 169–172, 1 Abb., Hannover 1971.

VENDEL, M.: Über die Beziehung des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **51** (1958), 281–294, 1 Taf., 2 Tab., Wien 1960.

Skizze des geologischen Aufbaues der Stadt Sopron und ihrer Umgebung (W-Ungarn). – 28 S., 1 Tab., 1 Kt., Budapest (Ungar. Geol. Anst.) 1973.

VETTERS, H.: Die Kleinen Karpathen als geologisches Bindeglied zwischen Alpen und Karpathen. – Verh. geol. R.-A., **1904,** 134–143, Wien 1904.

Die „Trofaiachlinie" – Verh. geol. R.-A., **1911,** 151–172, 2 Abb., 1 Kt., Wien 1911.

Geologische Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten 1 : 500.000 [samt Erläut., Wien 1937], Wien (Geol. B.-A.) 1933.

VETTERS, W.: Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritztal (Steiermark, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19,** 71–102, 13 Abb., Taf. 1, 13, 14, Wien 1970.

VOGELTANZ, R.: Die Typen der Hornblende führenden Gesteine in den kristallinen Serien der östlichen Wölzer Tauern. – Verh. geol. B.-A., **1964,** 123–139, Wien 1964.

VOHRYZKA, K.: Geologie der mittleren Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Berbaustud., **8,** 1–42, 95–102, Taf. 1–6, Wien 1957.

Zur Genese des dichten Magnesits von Kraubath. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **105,** 12–16, 6 Abb., Wien 1960.

Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – Jb. geol. B.-A., **111,** 3–88, 36 Abb., Taf. 1, Wien 1968 a.

Zur Scheelitprospektion in Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18,** (1967), 447–458, 2 Abb., Wien 1968 b.

VOIGT, J. C.: Practische Gebirgskunde. 2. Aufl., XX, 287 S., 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Weimar (Industrie-Comptoir) 1797.

VOLL, G.: Seriengliederung, Gefügeentwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstädter Tauern zwischen Forstau- und Preunegg-Tal. – [In:] H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Beil. S. 1–2, Salzburg etc. (vervielf. Manus) 1977.

WAAGEN, L.: Der geologische Bau des Gebirges zwischen Frohnleiten, Übelbach und Deutsch-Feistritz, Steiermark. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **139,** 407–443, 2 Abb., Wien 1930.

WAGNER, H.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Kleinarltales, Salzburg, Österreich. – Unveröff. Diss. Univ. München, 59 S., München 1972.

WALACH, G.: Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen. – S. 53–54, [in:] H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

WARCH, A.: Carditaschiefer und Tuffe aus den zentralen Gailtaler Alpen. – Carinthia, **155** bzw. (II) **75,** 63–69, 2 Abb., Klagenfurt 1965.

Weitere triassische Tuffe und Tuffite in den zentralen Gailtaler Alpen. – Carinthia, **156** bzw. (II) **76,** 141–157, 2 Abb., Klagenfurt 1966.

WASCHER, W.: Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 204 S., 47 Abb., 7 Taf., Wien 1969.

WEBER, L.: Das Alter der Sideritvererzung im Westteil der Gollrader Bucht (Stmk.). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 206 S., zahlr. Abb., 12 Beil., Wien 1974.

WEBER, L., PAUSWEG, F. & MEDWENITSCH, W.: Zur Mitterberger Kupfervererzung im Südrevier (Arthurstollen). – Mitt. geol. Ges. Wien, **64** (1971), 209–218, 3 Abb., 1 Beil., Wien 1972.

Zur Mitterberger Kupfervererzung (Mühlbach/Hochkönig, Salzburg). – Mitt. geol. Ges. Wien, **65** (1972), 137–158, 3 Abb., 2 Taf., Wien 1973.

WEBER-DIEFENBACH, K.: Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen/Tirol). – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**23,** 1–22, 10 Abb., Wien 1976.

WEINERT, H.: Tonalit bei Feldkirchen in Kärnten. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **152,** 243–254, Wien 1943.

Geologische Landesaufnahme bei Feldkirchen in Kärnten. – Carinthia, **134** bzw. (II) **54,** 5–13, 1 Abb., Klagenfurt 1944.

WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speciell des Großvenedigerstockes. I.–II. Teil. – Abh. bayr. Akad. Wiss., 2. Cl., **18,** 3. Abt., 651–713, 715–746, 4 Taf., München 1894.

Die Minerallagerstätten des Gross-Venedigerstockes in den Hohen Tauern. – Z. Kristallogr., **26,** 337–508, 1 Abb., Taf. 6–9, Leipzig 1896.
Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. II. Alpine Graphitlagerstätten. – Abh. bayr. Akad. Wiss., math.-phys. Cl., **21,** 2. Abt., 231–278, 3 Abb., Taf. 3–4, München 1901.
Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. III. Teil. – Abh. bayr. Akad. Wiss., 2. Kl., **22,** 2. Abt., 261–340, München 1903.

WEISBACH, K.: Smaragde. Such sie selbst. – 191 S., 30 Photos, Salzburg (Bergland-Buch) 1971.

WEISS, E. H.: Zur Petrographie der Hohen Wildstelle (Schladminger Tauern). – Miner. Mittbl. Joanneum, **1958**/2, 69–109, 12 Abb., Graz 1958.
Die geologischen Verhältnisse und die baugeologischen Erfahrungen im Katschbergtunnel. – S. 513–528, 2 Abb., 2 Tab., [in:] J. VILANEK [Hrsg.]: Tauernautobahn. Salzburg (Tauernautobahn-AG.) 1976.

WEISS, P. F.: Die Blei-Silber-Lagerstätte Ramingstein. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **96,** 141–151, 5 Abb., Wien 1951.

WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), V. – Carinthia, **153** bzw. (II) **73,** 5–23, 3 Abb., Klagenfurt 1963.
Vorlage der Manuskriptblätter der Geologischen Karte der Saualpe in Kärnten. – Nachr. dt. geol. Ges., **1970,** H. 2, 42–43, Hannover 1970.
Der Granatspitzkern. – S. 94–95 [in:] H. BÖGEL [Hrsg.]: Arbeitsbespr. Geotraverse IA Salzburg, 109 S., Abbn., München (hektogr.) 1973.
Metamorphosezyklen im Kristallin Ostkärntens und die Grenzen ihrer geologischen Deutung. – Nachr. dt. geol. Ges., **13,** 45–46, Hannover 1975 a.
Geologisch-Tektonische Übersichtskarte der Saualpe 1 : 50.000. – Clausthaler geol. Abh., Sdb. 1, Taf. 1, Clausthal 1975 b.
Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins in der Saualpe. – Clausth. geol. Abh., Sdb. **1,** 61–114, 4 Abb., 5 Phototaf., Taf. 3, Clausthal 1975 c.
Kristallisation, Deformation und Polymetamorphose im Saualpenkristallin. – Clausth. geol. Abh., Sdb. **1,** 131–141, 1 Abb., 2 Phototaf., Clausthal 1975 d.

WENGER, H.: Die Scheelitlagerstätte Tux. – Radex-Rdsch., **1964,** 109–132, 53 Abb., 1 Tab., Radenthein 1964.
Synsedimentäre Eisenspatvererzung von Kleinboden, Zillertal. – Radex-Rdsch., **1974,** 127–130, 2 Abb., Radenthein 1974.

WENINGER, H.: Die Mineralien der Magnesitlagerstätte Veitsch (Stmk.). – Der Karinthin, **40,** 75–83, Knappenberg 1960.
Das Cu-Erzvorkommen der Wolfsgruben bei Seiz im Liesingtal (Steiermark) etc. – Archiv Lagerstforsch. Ostalpen, **7,** 88–100, 1 Taf., Leoben 1968.
Die alpinen Kluftmineralien der österreichischen Ostalpen. – Der Aufschluß, Sdh. **25,** 168 S., 64 Abb., 5 Taf., Heidelberg 1974.

WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. – Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **14,** 196–278, 7 Abb., Taf. 1–3, Zürich 1934 a.
Der Gneiszug Pra Puter-Nauders im Unterengadin etc. – Eclogae geol. Helv., **27,** 135–146, 1 Abb., Basel 1934 b.

WERNECK, W.: Faciesdifferenzierung und Erzvorkommen im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen zwischen Traun und Enns (Oberösterreich). – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **119,** 211–221, 7 Abb., Wien 1974.

WERTHMANN, E.: Die Blei-Zink-Lagerstätten Hochgleirsch (Nördliche Kalkalpen) und Obernberg (Brennermesozoikum), ein Vergleich. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Innsbruck, 82 S., Innsbruck 1966.

WESSELY, G.: Geologie der Hainburger Berge. – Jb. geol. B.-A., **104,** 273–349, 5 Abb., Taf. 19 bis 24, Wien 1961.
Rand und Untergrund des Wiener Beckens. – Verbindungen und Vergleiche. – Mitt. geol. Ges. Wien, **66–67** (1973–1974), 265–287, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien 1975.

WIEBOLS, J.: Zur Tektonik des hinteren Groß-Arl-Tales. – Jb. geol. B.-A., **93** (1948), 37–55, 6 Abb., Taf. 2–4, Wien 1949.

WIESENEDER, H.: Petrographische Untersuchungen im Krystallin östlich der Wechselserie. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 67, 219–221, Wien 1930.
Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. – Tschermaks. miner. petrogr. Mitt., (2)**42**, 136–181, 1 Abb., 1 Kt., Taf. 7–8, Leipzig 1932.
Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (2)**46**, 174–211, 2 Abb., 5 Photos, Leipzig 1935.
Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (2)**48**, 317–324, Leipzig 1936.
Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (2)**50**, 273–304, 8 Profile, Leipzig 1938.
Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1961**/1, 1–30, 6 Tab., 4 Taf., 1 Kt., Graz 1961.
Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. – Geol. Rdsch., **52**, 238–246, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1962.
Exkursion BII/BIII; 1. Wien-Semmering-Birkfeld. – Fortschr. Miner., **42**, 148–154, Stuttgart 1965.
Die Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischem [sic] Kristallin. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**11**, 459–474, 4 Abb., 2 Tab., Wien 1966.
Über die Genesis chloritoidführender Gesteine der Oststeiermark. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1967**/1–2, 124–128, 2 Abb., Graz 1967.
The Eastern End of the Central Alps. – Guide Excurs. Int. Geol. Congr. 23 Sess. Prague, **32 C**, 25–42, 3 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1968.
Gesteinserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. – Verh. geol. B.-A., **1971**, 344–357, 1 Abb., Wien 1971.

WIESENEDER, H. & SCHARBERT, S.: Rock formations and metamorphism in the Eastern Part of the Austrian Central Alps. – S. 58 [in:] H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977.

WIESSNER, H.: Geschichte des Kärntner Bergbaues. II. Teil. – Archiv vaterl. Gesch. Topogr., **36**/**37**, 1–298, Klagenfurt 1951.
Geschichte des Kärntner Bergbaues, III. Teil. Kärntner Eisen. – 353 S., zahlr. Abb., Klagenfurt (Geschichtsver. Kärnten) 1953.

WINKLER, A.: Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. – Verh. geol. B.-A., **1923**, 89 bis 111, 3 Abb., Wien 1923.
Geologische Probleme in den östlichen Tauern. 1. Teil. – Jb. geol. B.-A., **76**, 245–322, 25 Abb., Taf. 6–7, Wien 1926 a.
Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Gleichenberg. – Wien (Geol. B.-A.) 1926 b.
Bemerkungen über das Grundgebirge an der Nordabdachung des Remschnigg-Poßruck-Gebirges. – Verh. geol. B.-A., **1927**, 238–242, Wien 1927 a.
Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Rep. Österreich, Blatt Gleichenberg. – 164 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1927 b.

WINKLER-HERMADEN, A.: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruck-Gebirges in Steiermark. – Jb. geol. B.-A., **83**, 19–74, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1933.
Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Süd-Alpen. I und II. – Geol. Rdsch., **27**, 156–195, 225–259, Taf. 2–3, Stuttgart 1936.
Erläuterungen zur Geologischen Spez.-Karte der Republik Österreich, Blatt Marburg. – 68 S., 2 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1938.
Geologisches Kräftespiel und Landformung. – XX, 822 S., 120 Abb., 5 Taf., Wien (Springer) 1957.

WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine, **2**. Aufl. – 237 S., 53 Abb., Berlin etc. (Springer) 1967.

WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. geol. B.-A., **106**, 89–119, 4 Abb., 18 Tab., 1 Taf., Wien 1963.

Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., **56,** 308–320, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967.

WOLFSKRON, M. v.: Zur Geschichte des Lungauer Bergbaues mit besonderer Berücksichtigung von Ramingstein und Schellgaden. – Mitt. Ges. Salzbg. Landesk., **24,** 131–250, 7 Tab., Salzburg 1884.

Geschichte des Lungauer Bergbaues. – Österr. Z. Berg- u. Hüttenwesen, **32,** 273–642 mit Unterbrech., 5 Tab., Wien 1884; **33,** 328–405 mit Unterbrech., 5 Tab., Wien 1885.

WOLLAK, O.: Geologie der Bleizinkerzlagerstätten im Paläozoikum von Graz. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **78,** 133–150, 7 Abb., 2 Tab., Taf. 1–2, Wien 1930.

WORSCH, E.: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. – Carinthia, **127** bzw. (II) **47,** 41–57, 1 Kt., Klagenfurt 1937.

WULFEN, F. X.: Abhandlung vom kärnthnerischen Bleyspate. – 150 S., 21 Taf., Wien (J. P. Krauß) 1785.

Abhandlungen vom kärnthenschen pfauenschweifigen Helmintholith oder dem sogenannten opalisirenden Muschelmarmor. – 125 S., 33 Taf., 1 Falttaf., Erlangen (J. Palm) 1793.

WUNDERLICH, H. G.: Ablauf und Altersverhältnis der postvaristischen Tektonik und Metamorphose im Westalpenbogen. – Geologie en Mijnbouw, **42,** 155–169, 4 Abb., s'Gravenhage 1963.

WURM, A.: Über tektonische Aufschmelzungsgesteine und ihre Bedeutung. – Z. Vulkanol., **16,** 98–119, Berlin 1935.

WURM, F.: Petrographie, Metamorphose und Tektonik der Glimmerschiefergruppe der südöstlichen Saualpe in Kärnten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18** (1967), 151–206, 19 Abb., Taf. 3–5, Wien 1968.

YOUNG, A. P.: On a Serpentine-rock from the mass of the Tarnthaler-Köpfe, Tirol. – Miner. Mag. J. min. Soc., **14,** No. 67, 365–372, London 1907.

On the Stratigraphy and Structure of the Tarnthal Mass (Tyrol). – Quart. J. geol. Soc. London, **64,** 596–603, London 1908.

Notes on the Structure and Physiography of the Tarntal Mass. – Geol. Magaz., (5)**6,** 339–346, London 1909.

ZADORLAKY-STETTNER, N.: Petrographisch-geologische Untersuchungen in den östlichen Gurktaler Alpen, westlich von Friesach in Kärnten. – Verh. geol. B.-A., **1961,** 155–170, 1 Abb., Taf. 5, Wien 1961.

Die Erzlagerstätten zwischen Metnitz- und Gurktal westlich von Friesach in Kärnten. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **107,** 342–351, 11 Abb., Wien 1962.

ZANETTIN, B.: Carta geologica d'Italia 1 : 100.000, foglio 4 Merano. – Salerno (Arti graf. etc.) 1970.

Recent Geological Investigations in Southern Tyrol. – Alto Adige, Eastern Alps. – Verh. geol. B.-A., **1971,** 315–325, 1 Abb., Wien 1971.

ZANETTIN, B. & VISENTIN, E.: Considerazioni geologica-petrologiche sul „Tratto di Monteneve" („Schneeberger Gesteinszug") (Alto Adige). – Mem. Ist. geol. miner. Univ. Padova, **29,** 41 S., 10 Abb., Taf. 1, Padova 1971.

ZANFERRARI, A.: On the occurence of a Permo-Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal line (Carinthia, Austria). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976,** 109–117, 3 Abb., Stuttgart 1976.

ZAPFE, H.: Die geologische Altersstellung österreichischer Kohlenlagerstätten etc. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **101,** 71–81, 1 Tab., Wien 1956.

Die Fauna der Werfener Schichten vom Ulrichsberg bei Klagenfurt in Kärnten. – Verh. geol. B.-A., **1958,** 155–164, Wien 1958.

ZEMANN, J.: Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3)**2,** 1–23, 7 Abb., Wien 1950.

ZEZULA, G.: Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau, Salzburg). – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., 39 Abb., 10 Taf., 6 Beil., Wien 1976.

ZIJDERVELD, J., HAZEU, G. et al: Shear in the Tethys and the Permian Paleomagnetism in the Southern Alps, including new results. – Tectonophysics, **10,** 639–661, 11 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1970.

ZIJDERVELD, J. & VOO, R. v. d.: Palaemagnetism in the Mediterranean Area. – [In:] D. TARLING & S. RUNCORN [Hrsg.]: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, **1**, 133–161, 9 Abb., 3 Tab., London & New York (Academic Press) 1973.

ZIMBURG, H. v.: Die Geschichte Gasteins und des Gasteiner Tales. – XII, 384 S., 66 Abb., Wien (Braumüller) 1948.

ZINKERNAGEL, U.: Die permotriadische Gesteinsserie des Jaggl etc. – Unveröff. Dipl.-Arb. Techn. Hochsch. München, 64 S., 33 Abb., 7 Taf., München 1968.

ZIRPOLI, G.: La massa intrusiva di Monte Alto. – Atti Mem. Acc. Patavina, **82** (1969–70), pt. 2: Cl. sci. mat. nat., 5–31, 2 Abb., 6 Tab., Taf. 1–3, Padova 1969.

ZOLLIKOFER, Th. v.: Die geologischen Verhältnisse des Drannthales in Unter-Steiermark. – Jb. geol. R.-A., **10**, 200–219, 11 Abb., Taf. 4–5, Wien 1859.

ZORC, A.: Mining geological features of the Mežica ore-deposit. – Geologija, Razprave in Poročila, **3**, 24–80, 36 Abb., 5 Tab., Ljubljana 1955.

ZSCHOCKE, K. & PREUSCHEN, E.: Das urzeitliche Bergbaugebiet von Mühlbach-Bischofshofen, Salzburg. – Mater. Urgesch. Österr., **6**, S. I–IX, 1–287, 6 Kt., 28 Taf., Wien (Anthropol. Ges.) 1932.

ZSCHUCKE, W.: Die Magnesitlagerstätten von Breitenau bei Mixnitz. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **101**, 1–12, 19 Abb., Wien 1956.

ZYNDEL, F.: Über den Gebirgsbau Mittelbündens. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, **71** (N. F. **41**), 1–39, Taf. 1–4, Bern 1912.

REGISTER

(Ortsnamen und die davon abgeleiteten geologischen Begriffe)

Abfaltersbach 92, 361, 629, 642
Abtei/Rosental 665
Acheneck 533
Achselalpe 72
Ackerlglimmerschiefer 433
Ackerlhöhe 445, 450
Ackerlkristallin 445
Adamello 356
Adlitzgraben 155, 178, 230
Adlitzschuppe 178
Admont 532
Adneter Kalk 578, 622
Adneter Mergel 578, 622
Affental 360
Aflenz 228, 539
Afritz 317, 451
Afritzsee 319
Ahornkern, -lappen 35, 57, 63, 65
Ahrntal 68
Aich 432, 524
Aichberg 298, 532
Aichberg-Scholle 532
Aigen 326, 525
Aigenwiese 382, 386, 398, 578
Aineck 312, 314
Ainet/Isel 346, 349, 353, 358
Albersdorf 331
Albula 404
Alkus 350
Allachalm 323
Alm 493, 553 f.
Almhausserie 212, 216, 221, 236, 253
Alpbach 363, 512, 549
Alpbachalm 362
Alpbacher Einheit 514
Alpeiner Gruppe 366, 389
Alpeinerscharte 75
Alpelspitze 585, 604
Alpin-dinarische Naht 454, 582
Altenbach 456
Altenbachgraben 456
Altenberg 557, 559
Altenberger Revier 559
Altenberg-Masse 356
Altenmarkt 520, 523
Altersberg 319
Alte Zeche 549
Althofen 427, 432
Althofener Fazies 428, 432
Althofener Schichten 432
Amering-Halbfenster 209, 235, 241, 248
Ameringkogel 215, 221
Ameringkuppel 214
Ameringserie 215, 219, 236, 252
Amlach 337, 627
Amlacher Mulde 621 ff., 629
Ammergauer Schichten 578, 623
Andersdorfer Teilbecken 244
Anger 155, 177, 182, 187, 230 f., 458, 476
Angerberg 275, 277
Anger-Kristallin 208, 230
Angertal 48
Angertalmarmor 26
Angertalserie 48
Ankogel 18, 24, 36 f., 45, 73
Anlauftal 47
Anthauptenserie 30
Antholz 335, 353, 355, 360
Antholzer Gneis 335, 353, 359, 584
Antholzer Gruppe 210
Antholzer Serie 108
Antholzer Tal 353
Antonibruch 637
Antönierstörung 86, 421
Arco 70
Ardez 76, 82, 413 f.
Arlberg 404, 510
Arlbergschichten 115
Arltal 128
Arosazone 11 f., 79, 81, 85, 99, 419, 421
Arriach 316, 319, 326, 441, 443, 451
Arturhaus 520
Arzberg 184, 186, 479, 549
Arzkogelgewölbe 229
Arzkopf 402
Arztal 151
Aschbach-Antiklinale 539
Aspang 171, 178, 182
Aspanger Granit 159
Attendorf 447
Aue 230, 561, 566
Auenbachgraben 642
Auerling 236
Auerlingfenster 241
Auerschwand 610
Außeralpbach 512
Außerfragant 134
Außervillgraten 361

Bachalpe 549
Bachergebirge 244, 453 f.
Bacherpluton 454
Bachselten 458, 460
Bad Fusch 48, 53
Badgastein 18, 48
Bad Hofgastein 42, 49, 54
Badstubbrekzie 594
Bad Vellach 648
Ballensteiner Kalk 94, 96
Bärental 660, 664
Bärentalkonglomerat 660, 664
Bartholomäberg 509, 511
Bartholomä-Schichten 471
Bartholomeistollen 74
Bauleiteck 301, 307
Bauschuppe 181
Beilstein 256
Beisteiner Marmor 531
Beresbach 499, 502
Bergamasker Alpen 600

Bergell 82, 356, 587
Bergeller Granit 586
Bernegg 168
Bernina 97
Berninadecke 98 f.
Bernstein 87 f., 168, 172 f., 228
Bernsteiner Fenster 87, 167 f., 172
Bernsteiner Schieferinsel 86
Bichlerhalt 508
Biella 356
Bilkengratgranit 419
Birnbaum 582, 591
Birkfeld 155, 159, 170, 175, 230
Birkfelder Granit 159
Birkfelder Kristallin 157
Bischofbergserie 257, 428
Bischofkogelscholle 181
Bischofshofen 515, 521, 545, 550
Blabachtal-Antiklinale 298
Blasenkogel 298, 445
Blaser 574
Blaserdecke 201, 382, 397, 568, 570, 574, 576
Blaserüberschiebung 367
Blasseneck 500, 533
Blasseneckporphyroid 488, 498, 500
Blauwand 422
Bleiberg 586, 588, 611, 617, 637
Bleiberger Bruch 633, 637
Bleiberger Erzberg 635 f.
Bleiberger Fazies 611, 613, 625
Bleiberger Graben 633
Bleiberger Mulde 633
Bleiberger Zug 611, 614, 617, 633
Bleiburg 448 f., 451, 645, 659, 668
Blosen 525
Bockbühelschiefer 323
Böckstein 74
Bodensdorf 326, 331
Borinkakalk 96
Bösenstein 197, 280, 282, 289, 290, 300
Bösenstein-Kristallin 525
Böses Weibele 629
Brandstatt 128
Braunsberg 95 f.
Breitenau 468, 478 f., 563
Breitenauer Schuppenzone 472
Breitenstein 178, 507
Breitriegel 274
Brennberg 155, 174
Brenner 9, 12, 42, 68, 136, 397, 399, 571
Brennerlinie 100, 362
Brennermesozoikum 196, 366, 379, 382
Brennerüberschiebung 367
Brennkogel 26, 53, 74
Brennkogelbrekzie 21
Brennkogeldecke 20
Brennkogelfazies 11, 26, 40
Brennkogelserie 40
Brennsee 319
Brennstallfenster 68
Brentenkopf 349
Brentling 71
Bretstein 280, 286, 292, 294
Bretsteinmarmor 292
Bretsteinserie 280, 286, 292, 303
Bretsteintal 289
Bretterkopf 349
Brettrichmarmor 136
Briançonnais 11, 30
Brixen 549, 586
Brixlegg 547 f., 554 f.
Bruck/Glocknerstraße 52, 54
Bruck/Lafnitz 172
Bruck/Mur 155, 181, 222, 500, 506, 530, 537
Bruckbachtal 30
Brucker Pforte 155
Brückl 270, 271, 274, 447, 450 f.
Brücklergraben 540
Bruderkogel-Antiklinale 294, 297
Bruggeralmtal 360
Bruneck 354 f.
Brunecksattel 533
Brunnachhöhe 432, 443
Brunnsinkbrekzie 554
Buchberg 273, 494, 519, 552
Buchberg-Revier 550
Buchbergserie 85
Buchdecke 175
Bucher-Bach 555
Buchkogel 475, 477
Buchleiten 504
Buchwald 184
Bucklige Welt 87, 154, 157, 170, 174 f., 232
Bündner Fazies 98
Bündner Schiefer 21, 27, 42, 68, 80, 117, 170
Bundscheckgneis 216, 236 f.
Bundschuh 310, 312
Bundschuhgneis 266, 311 f., 317, 324
Burgertal 353, 360
Burgstall 403, 457, 475, 479
Buschkogel 465

Cáker Konglomerat 88
Campokristallin 368
Canalelinie 666
Carungasdecke 99
Casabella 393
Ceneri-Schlingen 586
Champatsch 417
Champatscher Schuppenzone 79 f.
Christof-Hauptverwurf 560
Christophberg 425, 427, 429, 434, 447
Christophberg-Schichten 436, 598
Cimpaser 648
Cimpaser-Paläozoikum 647
Clüsschlinge 417
Collio-Schichten 585
Comptonmulde 632
Cortina 585
Črna 647

Dabernitzkogel 73
Dalaas 421, 511
Davos 412, 417, 421
Debantstörung 636
Debanttal 346, 348 ff.
Defereggental 351 f.
Deferegger Gebirge 136, 335, 350
Deferegger Linie 360
Deferegger Nordkette 351
Deferegger Schlinge 359
Deferegger Südkette 351
Deferegger Südscholle 378
Dellach 591, 593, 610, 631
Dellacher Alpen 598
Deneck 298
Deutsch-Altenburg 96
Deutsch-Feistritz 477, 479

Deutsch-Griffen 443
Diemlachkogel 530
Dienten 482, 493, 521, 549
Dientenbach 518 f.
Dietenberg 240
Dientener Grauwackenzone 511, 518
Dientener Sattel 520
Dientener Schiefer 490
Dientener Störung 521
Dietelsbachtal 22
Dietmannsdorf 566
Diex 271, 273, 451
Diexer Störung 451
Dimonformation 651
Dissau 170
Dobra 598
Dobratsch 585 f., 593, 601 f., 606, 610 f., 614
Dobratsch-Basisdecke 635
Dobratsch-Gipfeldecke 635
Dobratsch-Scholle 635
Dobratsch-Überschiebung 635
Döbriach 319, 451
Döbriach-Störung 319, 451
Döllach/Möll 40, 52, 134, 345, 349, 526
Dolomitenhütte 622
Dölsach 341
Donawitz 221, 538
Donnersalpe 534
Donnersalpe-Schuppe 534
Donnersbach 296, 524 f.
Donnersbachtal 524
Donnersbachwald 296
Dorfertal 56
Dorfgastein 153
Dörfl 279
Dornach 132
Dornerkogelfolge 468, 473
Drahtekogel 182, 229 f.
Drau 333
Draubruch 636
Draugsteingruppe 102, 125
Drau-Möll-Störung 319, 335, 339
Drau-Störung 360, 629
Drautal 629
Drautalmulde 243, 454
Drauzug 195, 579
Dreiländerspitze 414
Dreiherrenspitzdecke 37, 41
Ducan 207, 404, 409
Duisitz 308
Duisitzeinheit 304
Duisitzgranit 301
Duisitzsee 304
Dult 467, 475
Dult-Schiefer 477
Dürrenschöberl 508, 532
Dürrkogel 162

Eben 523
Ebene Reichenau 452
Eberstein 198, 248, 270, 274, 427, 437, 439, 451
Ebersteiner Trias 437
Ebriach 651
Ebriachklamm 651
Ebriachtal 647
Eckberg-Serie 160
Edelsdorf 165, 175, 188, 222
Edelweißspitze 52
Edengang 344
Edenhof 105
Ederkogel 469
Ederplan 343
Edlenkopf 49
Edlitz 458, 460
Egg 593
Eggenfeld 465
Eggeralpe 538
Eggergraben 572
Eggforst 593
Ehrwalder Störung 82, 422
Ehrwaldit 624
Eibenkogel 541
Eichberg 561, 566
Eichbüchl 185
Eichham 42, 56, 62
Einachgneis 312
Einöd 227
Einödberg 49
Eisack 68
Eisbrüggljoch 70
Eisenberg 90, 157, 167 f., 208, 453, 457, 459
Eisenerz 483, 499, 502, 505, 507, 534
Eisenerzer Alpen 496
Eisenerzer Erzberg 505, 534 f.
Eisenerzer Reichenstein 537
Eisenhut 427, 443
Eisenhutschiefer 428
Eisenkappel 591, 644, 647, 649, 656, 658, 660, 667 f.
Eisenkappeler Altkristallin 647 f.
Eisenkappeler Granit 647, 656
Eisenkappeler Paläozoikum 647
Eisenkappeler Tonalitgneis 644, 647, 649, 651
Eisenkar 151
Eisenspitz-Jurabrekzie 196
Eisentalalm 323
Eisentalhöhe 323
Eisentratten 314, 318
Eiskar 308
Eiskarsee 304
Elendmulde 47
Elendtal 45
Elmau 520
Embach 30
Embachhorn 53
Endkopf 386
Engadiner Dolomiten 76, 196, 366, 399
Engadiner Fenster 10 f., 30, 78, 406
Engadiner Linie 82, 400, 422
Ennskraxen 129
Ennskraxenschuppe 125
Ennsquertal 128
Ennstal 299
Ennstaler Kalkflaserbrekzie 508
Ennstaler Phyllit 296, 469, 499, 522
Ennstal-Längsstörung 523, 525
Ennsursprung 126
Entachenalm 493, 553
Enterwinkel 553
Enzinger Mulde 56
Eppenstein 278
Erlacher Hütte 323
Erlachgraben-Gruppe 594 f.
Err 97
Err-Decke 99
Erzberg 534 f., 537, 557, 559
Erzbergdecke 635
Erzberg-Nordbruch 637
Erzbergschuppe 541
Erzkogel 184, 186
Erzwies 48, 74
Eschenau 519
Eschenloher Störung 82
Eselbachgraben 507
Eselsbergdecke 175
Eselsberg-Granit 159
Etmißl 539
Eugenlager 188
Eywegg-Linie 218, 221

Faak 329
Faakersee 332 f.
Falkenbachlappen 54 f.
Falkenstein 545, 554
Falknisbrekzie 81
Falknisdecke 12, 79, 85, 99, 421
Falkererspitz 414
Fanninghöhe 105
Farchtnersee 633
Faulkogel 115, 125
Feistritz/Glantal 331, 361, 446
Feistritz/Rosental 660 f., 664 f.
Feistritzgraben 299
Feistritz-Maltaberg 73
Feistritztal 159, 185
Feitschengraben 113
Felbertal 20, 71
Felbertauern 36, 55
Feldbach 459
Feldbacher Kristallinsporn 459
Feldeck 299
Feldkirchen 333, 441, 443, 445, 451, 667
Fellachtal 663
Fellbachgraben 606
Fellersbach 494
Fellersbachfenster 520
Fellersbachschichten 494 f., 520, 551, 555
Felseralm 129
Fensteralpe 221
Fenzgwänd 301
Ferlach 645, 663 ff.
Ferlacher Horn 661, 663
Ferleiten 42
Ferndorf 319, 451
Fieberbrunn 483, 493, 515, 521, 545, 554 f.
Filzmoos 494, 522
Filzmooser Konglomerat 494, 505, 523
Fimber-Einheit 79, 81
Fimbertal 81, 409, 417
Finkenstein 591, 647
Finsingtal 151
Finstergraben 502, 533, 538
Finstermünz 78
Fischbach 160, 170
Fischbacher Alpen 157, 222, 228
Fischbacher Fenster 170
Flachau 115, 128, 522 f.
Flachautal 105, 113
Fladalm 422
Fladig 657
Fladnitz 445
Flatschach 286, 291, 300
Flatschacherschlag 291
Flattnitz 312, 314, 328, 443, 445
Flattnitzer Mesozoikum 312, 314, 323, 445
Flattnitzer Zug 311, 321
Fließeralm 81
Fliezental 528, 532
Flodig 393
Floing 187
Floning 157, 223
Florianikogel 508, 542
Floriani-Schichten 508, 544
Fluchthorn 404, 417
Fluchtkogel 369
Flüela 408
Flüelagranitgneis 408, 417
Flugkopfdecke 48
Fohnsdorf 289
Fohnsdorfer Becken 244, 289
Forchtenauer Fenster 170, 174
Förderlacher Schotter 666
Förolach 590
Forst 593
Forstau 131, 522 f.
Forstautal 106, 121, 128, 131, 208, 305, 522
Fötteleck 531
Fötteleck-Schuppe 531
Fötteleck-Serie 531
Fraganter Tal 50
Framrach/Lavanttal 448
Frauenalpe 444
Frauenalpen-Einmuldung 441
Frauenkirch 412
Frauenkircher Granitgneis 408
Frauenkogel 465
Freibach 659, 663 ff.
Freibachstörung 667
Freiberg 661
Freienstein 537
Fresen 668
Fresenberg 532
Freudenberg-Schichten 436
Friedberg 168, 182, 228
Friedelkogel 559
Friedrichstollen 572
Friesach 198, 203 f., 248, 257, 271, 276, 278, 450 f.
Friesacher Bucht 248
Friesacher Halbfenster 278, 441, 445
Friesacher Serie 257, 276, 278
Fritzbach 521
Frohnleiten 467, 474, 479
Frohsdorf 179
Frojach 298
Fröschnitz 184
Fröschnitztal 171, 175, 184, 186
Froßnitztal 56
Froßnitztörl 62
Fröstelberg 49
Fuchsalm 105
Fuchskar 109
Fulpmes 384, 403
Fundres 70
Furka 421 f.
Fürstenfeld 459
Fürstenfelder Teilbecken 460
Fürtherhütte 60
Fuscher Fazies 30
Fuscher Phyllit 20, 49
Fuscher Schieferhülle 42
Fuschertal 42, 53 f.

Gaal 282, 284, 287
Gaaler Schuppenzone 287, 289
Gaberl 216
Gafiersee 404
Gailberg 629, 636
Gailberg-Antiklinale 627, 629, 631, 633
Gailbergsattel 593, 601, 627, 631
Gailtalbruch(linie) 582, 593, 629, 636
Gailtaler Alpen 580, 588
Gailtalkristallin 205, 580, 589 f., 593, 648
Gainfeldbach 494
Gainfeldkonglomerat 494, 519, 522
Gaisberg 512, 514
Gaishorn 287, 502, 525, 528, 533, 566
Gaishorn-Fenster 528, 533
Gaislehner-Masse 371
Gaisrücken 179
Galitzenklamm 622 f.
Gallenkirch 414, 421

Gampadelztal 404, 421, 510
Gams 237, 246
Gamsbach 621
Gamser Gosau 476
Gamsgraben 469
Gamskarkogel 49
Gamskonglomerat 469
Gamsspitze 304
Ganotz 136
Gargellen 83, 421
Gargellener Alptobel 85
Gargellenfenster 9, 83, 404, 421
Gargellenstörung 86, 421
Garneirajoch 404, 414
Gasen 177, 458, 469
Gasser-Mulde 633
Gastein 26, 35, 47, 74
Gasteiner Decke 18, 36, 45, 47
Gasteiner Mulde 48
Gattersdorf 447, 451
Gaulkopfmulde 65
Gegendtal 319
Gegendtal-Störung 319
Geiersbüchl 350
Geierspitze 142, 145, 148
Geiger 62
Geisstein 128
Gerichtsgraben 501
Gerichtsgraben-Gruppe 498
Gerlitzen 198, 326, 331, 445, 447
Gerlos 42, 57, 63, 68, 137, 139, 150
Gerlossteinwand 42, 66, 99
Gertrusk 256, 275
Gesäuseberge 508
Giggertobel 422
Giggl 510
Giglachsee 302
Giglachtal 301, 304
Gitschbruch 636
Gitschtal 633
Glabatschtal 319
Glan 447
Glaneck 299
Glantal 446
Glantaler Schuppenzone 441, 446
Glatschach/Dellach 343
Glattingrat 414
Gleichenberg 453, 457, 459
Gleiersch-Störung 400
Glein 215, 218
Gleinalmstollen 221
Gleinalpe 208, 215, 217 f.
Gleinalpenhaus 221
Gleinalpen-Kristallisation 217
Gleinalpen-Störung 221
Gleinstättenberg-Folge 457
Gleisdorf 459
Glemmtal 521
Glockner 74, 319
Glocknerfazies 11, 27, 42, 49, 68
Glocknerdecke 10 f., 41, 49, 52, 62, 66
Glocknergruppe 33
Glöcknerin 126
Glockner-Querdepression 23, 35, 40, 42, 52 f.
Glocknerstraße 24, 26, 40, 52
Glockwand 104
Gloggnitz 155, 179, 181, 185, 498
Glungezer 362
Glurns 390
Gmeiner 305
Gmünd 132, 318 f.
Gnadenalm 128
Gnesau 447
Gnoppitztörl 341
Goberling 88
Göbra 545, 549
Godec-Störung 661
Gödnachgraben 341, 343, 629
Goldachnock 445
Goldberg 174, 179
Goldeckgruppe 197, 335, 627
Goldegg-Weng 519
Goldzeche/Fleiß 74
Gollrad 507, 557 f.
Gollrader Bucht 539, 559
Golmerbach 511
Golmer Scholle 510
Gonobitz 582
Göriachtal 299, 302
Gornja 659
Görtschitztal 247
Görtschitztaler Störung 248, 270, 274, 278, 450 f.
Gösingberg 541
Göß 222 f., 532
Gösseberg 446
Gößeck 504
Gossen 270 f.
Gossensaß 136, 365 f., 397, 401
Gößgraben 44
Gößgrabenkern 36, 44
Gößnitzgneis 216
Gösting 466
Göstritz 165, 188
Göstritzmulde 181, 188
Göstritzschuppe 188
Gnadenalm 112, 114
Gnoppitztörl 343
Graden 203
Gradener Serie 216, 240, 243, 246
Gradental 349
Grades 278
Grafenbach 447
Grafenbachdecke 447
Grafenbacher Störung 273
Grafendorf 593
Grakofel 341 f.
Granatspitzgruppe 40, 54 f.
Granatspitzkern 17 f., 35 ff., 54
Granitz 273
Granitztaler Blockschotter 439, 448
Granitztaler Tertiärmulde 448
Granklalm 304
Grasbergschuppe 181
Grasnitz 226
Gratkorn 467 475, 480
Gratlspitze 513, 555
Gratwein 475, 480
Graubünden 9
Graue Bündner Schiefer 79
Graue Wand 140
Graunock 307
Graz 458, 460, 465, 475
Grazer Paläozoikum 198
Grebenzen 279, 425, 427, 444 f.
Grebenzenkalk 427
Greifenbergmulde 307
Greifenburg 341 f., 633
Greinermulde 31, 63, 70
Greinerserie 21, 70
Grenzschiefer 535
Grestener Zone 3
Gries/Brenner 137, 572
Gries/Saalfelden 550
Gries/Sulztal 372
Grieser Graben 521
Grieswies-Lonza-Lamelle 50

Griffen 195, 199, 272, 434 ff., 438, 447, 451, 624
Griffener Berge 448
Griffener Schichten 434, 436, 454, 600, 656
Griffener Verwurf 273, 450
Grillenberg 557, 559
Grisitzenalm 593
Gröbming 281, 522 f., 525
Gröbminger Störung 523
Grödener Schichten 436, 598, 656
Großarl 50, 153
Großarltal 54, 73, 100, 102, 130
Großdorf 458
Großeck 125
Gr. Gjaidbachspitze 60
Großenegg 451
Gr. Happ 62
Gr. Otter 185 f.
Gr. Zunig 353, 359
Großes Höllental 544
Großfragant 73
Großglockner 41, 52
Größinggneis 215
Großkogel 547, 555
Großsölk 294, 296, 524
Großsölktal 291, 296, 299
Gr. Stübing 478
Großveitschgraben 502
Großvenediger 32, 56 f.
Grubenjoch 568, 571
Grünburg 451, 593
Grünleitennock 324
Gscheid 479
Gschnitztal 382, 385, 398, 400, 571, 578
Gschößwand 23, 42, 66, 68, 99
Gschößwandfalte 143
Gschwendtberg 474
Gsieser Gneis 354
Gsiesertal 353
Gspellserie 393
Gstoderberg 312
Guardia Alta 393
Gudenhof 188
Gudinock 339
Guginock 92
Guglspitze 123
Gullingtal 284, 287
Gumpeneck 293
Gumpeneckmarmor 280, 292 f., 296
Güns 88
Gurk 278, 425, 447, 450 f.
Gurker Störung 450
Gurktal 271, 299, 433, 452
Gurktaler Alpen 424
Gurktaler Decke 190, 198, 423, 443
Gurktaler Mulde 441, 445
Gurktaler Quarzphyllit 428
Gurktalstörung 451
Gurpitscheck 104, 106, 128, 304
Gursenkammer 344
Gürtelwand 382, 393
Güssing 453, 457, 459
Gustanj 448
Gutenstein 424, 448
Gutensteiner Kristallin 449
Guttal 53
Guttaring 439
Guttaringer Bruch 451
Gyrenspitzserie 85

Habachmulde 59
Habachphyllit 20
Habachserie 19, 54 f., 57, 60
Habachtal 20, 59, 72
Habachzunge 60
Habicht 402
Habler 576
Habler-Deckscholle 574, 579
Hachelkopfmarmor 57
Hafnergruppe 42, 44, 74
Haidbachgraben 188
Haidenberg 179
Haimburg 199, 272 f., 447
Haimburger Fenster 273
Haimburger Marmor 426
Haimburger Schuppenzone 447
Haimburger Serie 257
Haimburger Verwurf 273
Hainburg 95
Hainburger Berge 93, 155
Hainburger Schloßberg 95
Hairlachtal 374
Hallein 509
Hamberg 362, 512
Hammerspitze 397
Handlalm 504
Handler Graben 521
Hanger 57, 63
Hannersdorf 90, 458
Hannersdorfer Fenster 87
Hansennock 316
Harmisch 460
Hartberg 175
Hartelsgraben 538
Hasel 558
Haselbach 538
Haselbergkalk 578
Haßbach 179
Hattmannsdorf 167 f., 172 ff.
Haufenreith 479
Hausberg 174
Häuselberg 505, 532
Hauser Kaibling 524
Heilbrunner Phyllit 467, 469, 473, 476
Heiligenbach 323
Heiligenblut 37, 52, 134, 136, 345, 349
Heiligenbluter Serpentin 28, 42
Hl. Geist 455
Hl. Kreutz 456
Heimspitze 407
Hermagor 590 f., 593, 636, 642
Herzogberg 448
Heubachwand 155, 178
Heuberggraben 479
Heukuppe 544
Hexenkopf 404, 422
Hinterberg 228
Ht. Großwand 117
Hinterradmertal 538
Hintertal 553
Hippold 139
Hippolddecke 139
Hippold-Serie 139
Hirnkogelmarmor 294
Hirschbach 229
Hirschbachlappen 182
Hirschegg 290
Hirscheggeralpe 216
Hirscheggergneis 216, 236 f.
Hirschegger Störung 221, 290
Hirschenkogel 186
Hirschkogel 475 ff.
Hirschwand 126, 129
Hirschwang 507, 556 ff.
Hirt 271, 452
Hirzegg 304
Hirzeggquarzit 128
Hirzeggspan 304
Hirzkaralm 24
Hochalm 24, 36
Hochalmlappen 45

Hochalmspitze 44, 523
Hochalpe 221
Hocharn 52 f.
Hochbirg 121
Hocheck 407
Hocheiser 55
Hochfeiler 41
Hochfeilerwalze 70
Hochfeind 6, 104, 123
Hochfeinddecke 105, 123
Hochfeindfazies 100, 106
Hochfilzen 514, 518, 547, 553 ff.
Hochfilzener Basalbrekzie 553
Hochfilzener Schichten 495
Hochglocker-Mulde 519
Hochgolling 301 f., 304
Hochgollingantiklinale 307
Hochgrößen 284, 286, 290, 294, 525
Hochgründeck 523
Hochjoch 402, 421
Hochjoch-Schlinge 389
Hochkeil 494, 520
Hochkönig 518, 545
Hochlantsch 467
Hochlantschdecke 462, 472
Hochlantschfazies 462, 468
Hochlantschkalk 469
Hochneukirchen 88, 175
Hochniglkogel 477
Hochobir 650, 657 f., 668
Hochpetzen 657
Hochreichart 280, 282
Hochschlagfazies 462, 469
Hochschlagserie 462, 469
Hochschlagschuppenzone 462, 472
Hochschlagstock 469, 473
Hochschober 335, 345, 348, 531
Hochstadel 610, 629
Hochstaff 339
Hochsteg 22, 65
Hochstegenfazies 11, 26, 30
Hochstegenkalk 22, 25 ff., 40, 57, 65
Hochstegenquarzit 18, 24, 65
Hochstegenserie 41
Hochstegenzone 12
Höchstein 296, 307
Höchsteinantiklinale 307
Hochstuhl 648
Hochtatrikum 93, 96, 157
Hochtor 26, 52
Hochtrötsch 475, 477 f.
Hochtrötsch-Deckscholle 475
Hochveitsch 544
Hochwart 393
Hochwartserie 393
Hochwechsel 168
Hochweißenfeldgranitgneis 60
Hochwilder 365
Hochwipfel-Flysch 596
Hochwolkersdorf 159
Hochwurzen 524
Hofalmschuppe 125
Höfling 590
Hohe Kohr 452
Hohenburg 539, 565
Hohentauern 287, 289, 294, 531, 563, 566
Hohenwart 275, 277, 292, 298
Hohenwarther Störungssystem 451
Höhenwirt 221
Höhenwirt-Serie 441
Hohe Rannach 465, 475, 477
Hohe Salve 493
Hohe-Salve-Einheit 514
Hohe Tauern 10
Hohe Wildstelle 284, 294, 301 f., 307
Hohe Zetz 231, 475
Hoher Goldberg 74
Hoher Riffl 55
H. Riffler 408
Hoher Sonnblick 50
Hoher Tenn 53
Hohl 239
Hollbruck 592
Höllenstein-Tauchdecke 65
Höllental-Schrägstörung 544
Hölleralm 289
Hollerbergserie 159
Hollernach 337
Hollersbachtal 72
Höllmarmor 279
Hölltorlappen 45, 47
Holzeralm 125
Homberg-Gornja-Deckscholle 664
Homberg-Halbfenster 664
Homarowberg 665, 667
Hönigkogelmulde 518
Hopfgarten 352 f., 361, 488, 548
Hopfriesenalm 304
Hörfeld 278
Hösljoch 513
Huben 348, 370, 372 f.
Hubenhalt-Schichten 468
Hubereck 532
Humpelgraben 220
Hundsberg-Quarzit 467
Hundsheim 95
Hundsheimerberg 95
Hundskogel 304
Hundstein 521
Hundstein-Antiklinale 518
Hundsteinstörung 518, 521
Hüttau 523
Hüttenberg 198, 248, 257, 270, 276, 451
Hüttenberger Erzberg 270
Hüttenberger Marmor 256
Hüttenberger Serie 256, 276
Hüttschlag 42, 47, 49
Hüttwinkeltal 49, 54

Illtal 509
Imbachhorn 42, 54
Imst 400
Ingering 282
Ingeringgraben 284
Inneralpbacher Fenster 363, 512
Innerberg 557
Innerfraganttal 343
Innergschlöß 56, 60
Innerkrems 312, 314, 316, 319, 323 f., 328, 424, 443, 452
Innervillgraten 354, 359
Innsbruck 139, 151, 362
Innsbrucker Quarzphyllit 68, 100, 139, 482, 484
Innsbrucker Quarzphyllitdecke 137, 145, 150
Inntal 12, 365
Inschlagalm 553, 555
Insubrische Linie 582
Irdning 525, 531
Ischgl 414
Iselsberg 339, 350
Iselstörung 360, 629, 636
Iseltal 349 ff.

Jaggl 366, 386, 399
Jamtal 404 f., 412, 417

Jamtalfenster 9, 83, 405, 417
Jamtalferner 417
Jassing 564, 566
Jassinggraben 532
Jassnitz 228
Jauernik 661
Jauken 610, 632
Jaukendolomit 617
Jaukenkalk 610
Javorje-Störung 661
Jazbina-Einheit 661, 663
Jegart(kogel) 658 ff., 663 f.
Jennersdorf 457
Jesenkoberg 439, 454
Jochberg-Einheit 515, 518
Joglland 228
Johannesfall 129
Johanneshütte 62
Johanneskogel 541
Johannisstollen 344
Johnsbach 533
Johnsbachtal 533, 558
Judenburg 244, 278, 289, 298
Judicarienlinie 582, 586
Jukbühel-Mulde 627, 632
Junsjoch 139

Kaarstein 514
Kadutschenbruch 633, 637
Käferfeldspitze 60
Kahlwand 139
Kainach 469, 584
Kainacher Becken 470
Kainacher Gosau 469
Kainacher Hauptbeckenserie 470
Kaindorf 444
Kaintaleckscholle 532
Kaiserburg 444
Kaiserberg/Leoben 506, 566
Kaiserschild 533
Kaiserstand 286
Kalkkögel 366, 380, 382, 384, 568, 574
Kalkofentobel 85
Kalkriegel 277
Kalkspitze 113
Kalkspitzenmulde 130, 304
Kalkstein 351, 354 f., 359
Kalksteiner Linie 360
Kalkwandspitze 145
Kalkwandstange 23
Kals 134, 136, 345, 636
Kalsertal 56, 346, 348 ff.
Kalser Tauernhaus 57
Kalte Mandling 522 f.
Kaltenbachgraben 506
Kalwang 286, 528, 531, 552, 566
Kammern/Liesingtal 506, 525, 532, 537 f., 564, 566
Kamnik 666
Kampalpendecke 181
Kamplspitze 576
Kamplweg 403
Kaning 319
Kanzel 466
Kanzelkalk 466
Kanzelkogel 465
Kapellen 155, 165, 181 f., 229
Kapellener Mulde 168, 182
Kapellener Schiefer 165, 181
Kapfenberg 222, 224, 227 f., 530, 537 f.
Kapfenberger Trias 531, 538
Kappeler Miozänmulde 456
Kappl 407, 414
Kaprun 42
Kapruner Tal 20, 53
Karalm 605
Karawanken 644 ff.
Karawankenlinie 582
Karawankentunnel 645, 666
Karawanken-Vorlandstörungen 333
Karchauereck 445
Kareckserie 36, 45
Karlbad 325
Karleck 299
Karlspitze 296, 525
Karlwandschuppe 321, 323, 443
Kasererserie 26 f., 30, 40, 66, 145
Kaserstattalm 384
Kaskogel 559
Kathal 278
Katharinenlager 188
Katschbachtal 299
Katschberg 9, 12, 44, 132 f., 314, 318
Katschberglinie 312, 314
Katschbergtunnel 47
Katschbergzone 131 f.
Katschtal 75, 291, 303
Katzlingberg 298
Kaunertal 378
Kaunserberg 396, 402
Kelchalpe 545, 549
Kelchsau 512
Kelchsauer Ache 362
Kellerberg-Fazies 613
Kellerjoch 139, 362, 549
Kellerjochgneis 14, 150, 197, 208, 362, 512
Kesch 408
Kesselfallhaus 53
Kesselspitze 126, 195, 382, 386, 571, 577
Kesselspitzdecke 126
Kesselspitz-Deckscholle 574
Keutschach 334
Keutschacher Störung 333, 451
Keutschacher Tal 332
Kher 465, 467, 475, 477
Kherschichten 465
Kilnprein 312
Kindberg 223
Kirchbachgraben 593
Kirchberg/Kärnten 451
Kirchberg/Tirol 490, 493, 512, 515, 553
Kirchberg/Wechsel 168, 182
Kirchberger Granit 159
Kirchberger Lappen 179
Kirchberg-Decke 175
Kirchdachspitze 397, 571 f.
Kirchelspitz 414
Kirchfidisch 459
Kirchschlag 182, 232
Kirchschlager Deckscholle 157, 232
Kirchspitze 65
Kirchspitzschuppe 65
Kirchspitz-Tauchdecke 65
Kitzbühel 486, 488, 494, 514, 516, 545, 549, 554
Kitzbühler Alpen 137
Kitzbühler Grauwackenzone 511
Kitzbühler Horn 493, 514, 516, 555
Kitzbühler Horn-Serie 494
Kitzegg 457
Kitzeck-Folge 457
Kitzsteinhorn 53
Klafferkessel 307
Klagenfurt 329, 447, 451
Klagenfurter Becken 198, 326, 329, 424, 441, 451

Klagenfurter Halbfenster 329
Klamm 178, 230, 507, 542
Klammeljoch 62, 134, 358
Klammkalkfazies 30
Klammkalkzone 43, 49, 99, 108
Kleblach 92
Kleinarltal 105, 125, 130
Kleinboden 151
Kleindörfl 447
Kleine Karpaten 93
Kl. Saualpe 275
Kl. Schattenspitze 417
Kl. Walserstörung 421
Kl. Knallstein 298
Kl. Otter 186
Kl. Sölktal 296
Kl. Kirchheim 198, 326, 443 f.
Kleinkogel 186, 555
Kl. Obir 659
Kl. St. Paul 427, 431, 439, 451
Kl. St. Veit 274
Kleinsölk 308
Klemmtobel 511
Kletschach 539
Kletschachberg 227
Kletschachkogel 223 f., 226, 537
Kletschachkristallin 226
Kliening 236, 271
Klieningfenster 209, 243, 248, 251, 276
Klieningkristallin 209, 252
Klippitzgraben 276
Klippitztal-Störung 451
Klippitztörl 276
Klosterkogel 532
Klosters 404, 418, 421
Klostertal 404, 418, 510 f.
Knappenberg 270, 276, 557
Knappenberger Marmor 256
Knappenberger Revier 270
Knappenhauswalze 50
Knappenwandgneis 59
Knappenwandmulde 57
Knittelfeld 215, 221
Knorrkogelgneiszug 56, 61
Knorrkogelschuppe 37
Knorrn 143
Kobermannsberg 542
Kobersdorf 173 f., 182
Kochofen 293
Köfels 374
Köflach 203, 216, 240, 458, 467, 472
Koglersbach 515, 517
Kohfidisch 87, 167, 208, 453, 457 ff.
Kohfidischer Fenster 87
Kohlergraben-Antiklinale 539
Kohlnigelkogel 475
Kohlstattbach 624
Kolbnitz 134
Kolmnock 317
Kolm-Saigurn 53
Königstuhl 319, 433, 451
Koralpe 198, 204, 208, 211, 221, 234
Koralpen-Kristallisation 234
Koralpenserie 236
Koriden 212
Koridendecke 344, 358
Koschuta 648
Koschutatrias 648
Köszeg 88
Kötschach 598
Kowesnock 594
Kozjak 455
Krahbergzinken 305
Krakaudorf 311
Kramerkogel 298, 312
Kramkogel 49
Kranichberg 178
Krappfeld 195, 427, 432, 437, 439, 452, 584, 624, 658
Krappfeld-Gosau 439
Krappfeldtrias 437
Krappfeld-Nordrandstörung 451
Kraubath 221
Kräuping 257
Kräupinger Serie 257
Kreilkogel 187
Kreisbach 343
Kreischberg 312, 444
Kreithof 624
Kremsbrücke 316 f.
Kremstal 312
Krenthaler Steinbruch 165
Kreuteralmspan 304
Kreuth 596, 633, 637, 639
Kreuzeckgruppe 339, 342, 445
Kreuzen 633
Kreuzbergsattel 627, 632 f.
Kreuzhöhe 299
Kreuzkopf 345
Krieglach 228
Krimml 42, 57, 66, 139, 143
Krimmler Ache 60
Krimmler Gneiswalze 57, 63
Krimmler Kees 62
Krimmler Lappen 65
Krimmler Trias 68, 100, 145, 153
Kristberg 411, 418, 422, 510
Križnadecke 93, 157
Krombach 308
Krügerzinken 301, 305, 307
Krughofkogel 187
Krumbach 182
Krumeggerbach 299
Krumltal 52
Krumplalpe 504
Kuhalpe 445
Kühtai 402
Kühweg 591
Kulmriegel 179
Kulmspitze 226
Kupplerbrunn 256
Kürsinger Hütte 18, 59

Laas 593, 598, 600, 632
Laaser Kristallin 380
Laaser Serie 392 f.
Laaser Wald 601
Labeneckkamm 128
Lachtalgrundalm 483, 490, 493, 515
Lackenkogelfenster 115, 129
Lagar 402
Lahngangkogel 508
Lahngangrinne 113
Lainach/Möll 350
Laitenkogel 344
Laka 633
Lamac-Serie 95
Lamarek 151
Lamingtal 500
Landeck 82, 410, 418, 422, 510 f.
Landecker Phyllitzone 82, 198, 418, 510
Landecker Quarzphyllit 365, 396, 481, 510
Landsee 173, 182
Landwasser 404, 421
Landwasser-Störungssystem 421
Langeck 493
Langeck-Deckscholle 515, 518
Langeck-Einheit 515
Langenbergtunnel 436

Längenfeld 367, 370, 372, 374
Langenwang 181
Langtauferer Tal 389
Lanisch 75
Lannern 545
Lantschfelddecke 105, 125
Lantschfeldquarzit 24, 112
Lantschfeldtal 104, 125
Lanz 598
Lanzo 582
Lappacher Jöchel 70
Lappachtal 70
Lappachzunge 70
Lärchkogel 531
Larmerschuppe 68
Larner Hochalpe 143
Laserz-Antiklinale 629
Laserzwand 629
Lasörling 62, 134 ff., 358
Lassaberg 312
Lassing 525, 532, 537, 561, 563
Lassing-Fenster 525, 528
Laßnitz 299, 450
Laßnitzbach 299
La Stua 586
Latschur 335, 339, 633
Laufenberg-Bruch 319
Laufnitzdorf 468
Laufnitzdorfer Serie 478
Launsdorf 437
Lavamünd 448 f.
Lavant/Kärnten 244
Lavant/Osttirol 621 f.
Lavanter Flysch 586, 623
Lavanttal 235, 244, 247, 273, 427, 439, 584
Lavanttaler Störung 243 f., 248, 453, 661
Lavin 413
Leberstörung 477
Lebring/Mur 457 f.
Leckbachrinne 72
Leckbachscharte 60
Leckenschober 314, 323
Lehmbachtal 457
Leibnig 350
Leibnitz 456
Leibnitzer Paläozoikum 458
Leimsgraben 506, 566
Leithagebirge 93, 155, 157, 163, 175, 179
Leitnerberg 572
Leitnerberg-Einheit 572
Lend 50
Lengdorf 525
Leoben 222 f., 505, 525, 532, 537
Leobener Hütte 536, 559
Leobengraben 325
Leobner 533
Leobnertörl 533
Leogang 494, 548, 553, 555
Lerchbach 595
Lercheck 525
Lerchgraben 595
Lesachtal 584
Lesachtal-Lamelle 582
Lesnig 92
Lessach 132, 209, 303, 311
Lessacher Phyllitzone 132, 303, 307
Lessachtal 302, 346
Lessnig 343
Leutschach 456
Licische Fazies 6, 581, 625 f., 655
Liechtensteinberg 278
Liescha 660, 664
Liescha-Halbfenster 664
Liesertal 317
Lienz 339, 356, 360, 586, 588, 621, 624, 629, 636
Lienzer Antiklinale 627, 629
Lienzer Dolomiten 580, 585, 588, 602, 608, 610, 614
Lienzer Klause 622
Lienzer Mitterberg 525
Liesergneisserie 310, 317
Lieserhofen 317
Liesertaler Alpen 310, 316
Liesing/Lesachtal 591, 621
Liesingtal 286, 296, 530
Liezen 525 f.
Liezener Bruch 525
Ligist 216, 246
Linard 413
Lind 337 f., 627, 636
Lisabichlschollenzone 132
Lisens 402
Litaj 668
Litzner 414
Lizumer Reckner 142
Lizumtal 145
Lobenau 523
Lobkamm 417
Lobming 216, 221
Lobminger Schuppenzone 215, 217
Lobniggraben 647, 660
Locarno 582
Lockenhaus 182, 228, 538
Loibiskogel 373
Loiblpaß 648, 657
Loiblтal 667
Loiblтalstörung 667
Lölling 270 f.
Löllinger Erzberg 256
Löllinger Revier 270
Löllinggraben 276
Lölling-Klippitztörl-Störung 270
Lombardische Fazies 585 f., 625
Luggau 582
Luggauer 538
Lumkofel 631
Lumkofel-Antiklinale 629, 631
Lumkofelgruppe 604, 610, 617, 636
Lungau 102, 132
Lungauer Fazies 115, 148, 196
Lungauer Kalkspitze 102, 304
Lungauer Schwelle 6, 100, 106
Lungauriden(ring) 97, 99
Lunzer Sandstein 165
Lützelstubachtal 53

Macelj 582
Maderspitze 414
Madrisahorn 404, 421
Madrisazone 83, 85, 421, 511
Magdalensberg 447 f., 451
Magdalensbergfazies 428
Magdalensbergserie 199, 428
Maglern 593
Mahdtalkogel-Deckscholle 182
Maierkogel 120
Makerni 134, 136
Mallitschberg-Folge 457
Mallnitz 47
Mallnitzer Mulde 48, 50
Mallnitzer Rollfalte 48
Mallnitzschlucht 50
Maloja 82
Mals 365
Malta 45

Maltatal 44
Maltatal-Störung 319
Maltern 87, 92, 172 f.
Malutzfazies 112
Malutzschuppe 123
Mandling 523, 549
Mandlingbach 522
Mandlingkeil, -span, -zug 481, 520, 522 f.
Mandlkogel 457
Mannsberg 440
Mantrach 457
Maresenspitze 47
Ma. Elend 319
Mariapfarr 303, 314
Maria Schutz 184
Maria Wörth 333
Mariengrube 344
Marienthal 96
Marienthaler Schiefer 96
Markinkele 354
Markogel 318
Martinsbach 402
Marxenkogel 477
Marzell-Schlinge 389
Masneralm 422
Massinggraben 228, 528, 541
Mathon 414
Matrei/Brenner 137, 139, 142, 399
Matrei/Osttirol 62, 73, 134, 345, 349, 636
Matreier Schuppendecke 42
Matreiertal 56
Matreier Tauernhaus 55
Matreier Zone 12, 42, 47 ff., 52, 62, 73, 99, 133
Matscherdecke 390
Mattehans 324
Matzelgebirge 582, 587
Mauls 365, 586
Maulser Kristallin 393
Mauken 514
Maurer Kees 62
Mautern/Liesingtal 528, 530 f., 537, 564 ff.
Mauterndorf 105, 108, 123, 132, 303, 314
Mauterndorfer Granitgneis 105
Mauthbrücken 446
Mauthen 590 f., 600
Mayrhofen 22 f., 65, 68, 143
Meinhardsattel 454
Melcherspitze 301, 304
Melitzen 316, 325
Melitzenscholle 202, 206, 321, 438, 443
Melnikkar 45
Meltern 89, 168
Melterner Fenster 87
Mendeldolomit 605
Meran 368, 371, 582
Meschitzgraben 278
Meßelingkogel 55
Metnitz 278, 425, 444 f., 450
Metznitz-Fenster 441
Metznitztal 271, 299, 452
Mežica 642, 657, 667 f.
Miagliano 356
Michelgraben-Antiklinale 518
Michlbachtal 356, 361
Mieslkopf 142
Mieß 642, 657, 667 f.
Mießdorf 448, 664
Mießriegel 223
Miklauzhof 658, 663 f.
Millstatt 310, 317
Millstätter Alpe 316, 319, 328
Millstätter Glimmerschiefer 317
Millstättersee 319
Millstätter Seengebirge 310, 317
Millstätter Serie 331
Millstätter Störung 319
Mischendorf 460
Mißlingstörung 449
Mißlingtal 454
Mittagskogel 648
Mittagspitze 419
Mittagstein 414
Mittelberg-Schlinge 389
Mittelkärntner Triaszug 198
Mittelsteirische Schwelle 456
Mitterberg 227, 494 f., 518 f., 526, 532, 537, 545, 549 f., 555, 633, 642
Mitterberg-Antiklinale 627, 633
Mitterbergdecke 635
Mitterberger Hauptgang 550 f.
Mitterberger Schichten 494 f., 520, 551
Mitterberger Südrevier 551
Mittereck 298
Mittereckjoch 299
Mittersill 55, 71, 139, 362, 521, 549 f.
Mittewald/Drau 622, 631
Mixnitz 458
Moarer Weiße 382
Möderbrugg 299
Modereckgneislamelle 40
Mohar 52, 134, 136
Mojstrana 666
Mölbegg 286, 290, 531
Mölbling 432
Möll 319
Möllbrücke 92, 339, 340
Möllkopf 340
Mölltal 12, 50, 52, 73, 134, 339 f., 345
Mölltalstörung 343, 345
Mölser Decke 151
Mölser Hochleger 150
Mölstal 150 f.
Mölstal-Fenster 150
Mondorfer Leiten 445
Mönichkirchen 171
Mönichwald 228
Moserboden 56
Mosermannl 120, 125
Mosermannlgruppe 102, 112
Montafon 404, 407, 414, 419, 511
Mt. Cevedale 368
Moosbachtal 522
Moosbierbaum 95
Moosburg 331
Moosham 314
Mörbisch 174
Mörtschach 334, 346, 348
Möselbachgraben 507
Mugel 221 f.
Mugelgneis 222
Mühlbach/Hochkönig 494, 545, 550
Mühlbach/Salzachtal 153
Mühlbacher Schneeberg 520
Mühlbachtörl 299
Mühldorf 452
Mühlen 198, 278, 445
Muhr 73, 75
Muhr-Bloßeck 73
Mukulinalm 621
Mulischrofen 382, 386, 398, 571
Münstertal 197
Münstertaler Kristallin 209, 399
Muntanitzgneis 57

Muntanitzschuppe 56
Muralpen 211
Muralpen-Kristallin 235
Murau 198, 267, 298 f., 311, 321, 425, 433, 444
Murauer Gewölbe 441
Murauer Kalk 427
Murauer Teildecke 424 f., 441, 444
Mureck/Lungau 45
Mureck/Südstmk. 457
Mureckdecke 45
Mureckgneis 36
Mureckgneisdecke 45, 48
Muriden 211
Muridendecke 344, 348
Murtal 45, 311
Murtaler Berge 311, 424
Murtal-Störung 221, 299
Murtörlserie 36
Mürz 155, 539
Mürz-(Tachenberg-)Decke 159, 168, 180 ff.
Mürztal 175
Mürztaler Grobgneis 159
Mürztalstörung 182
Mürzzuschlag 162, 165, 175, 181
Muttereralm 574
Myrtenbrücke 165
Myrtengraben 165, 185, 188 f.

Nagelschmidt-Palven 482, 493
Naggleralpe 621
Naglergraben 633
Naßfeld 74
Naßfelder Ache 47
Naßfeldriegel 342
Nauders 80, 365, 396
Neubau-Decke 50
Neuberg/Mürz 539, 541, 558, 561
Neuberggraben 456
Neudorf 173
Neukarfaltensystem 126, 150
Neukirchen/Salzach 72, 153, 364
Neumarkt 199, 425, 444 f., 450 ff.
Neumarkter Sattel 249
Nevesstausee 70
Nd. Munde-Störung 400
Niedere Tauern 209, 279
Nd. Tauern-Südrandstörung 311
Niedergail 582
Nieder-Rasen 355
Niederrist 348
Niederwölz 280, 444
Nikolaital 341
Nikolsdorf 92, 341
Nöckelberg 555
Nockgebiet 314, 424
Nordalpine Fazies 196
Noreialinie 270, 278, 441, 450 f.
Norische Decke 483
Norische Linie 481, 483, 526
Nordkarawanken 580, 644
Nöringtal 319
Nöringtörl 319
Nörsach 92
Nößlach 136, 572
Nößlacher Joch 571
Nößlachjoch-Einheit 572
Nötsch 591, 593, 606
Nötschbach 595
Nötscher Granit 338, 591
Nötscher Karbon 581, 593
Nötschgraben 594
Nötschgraben-Gruppe 594 f.
Nunagruppe 417
Nudlbichl 622, 631

Obdach 277 f.
Obdachegg 278
Obdacher Linie 244
Obdacher Sattel 244, 247
Obdacher Zone 212, 215
Oberalpl 631
Oberälpliserie 85
Ober-Aspang 170
Oberau 174, 232
Ober-Dollitsch 582
Oberdorf/Laming 539, 561, 564
Oberdrauburg 345, 601, 622, 629 ff., 636, 642
Obere Rifflдecke 37, 56
Obere Schieferhülldecke 70, 145
Obergailbach 593
Obergurgl 370
Oberhalbstein 11, 80
Oberhof 445
Oberhof-Fenster 441, 445 f.
Oberleck 631
Obernberg 402
Obernberger Tribulaun 398
Obernbergtal 400, 571
Obernig 343
Oberpinzgau 22
Obersulzbachtal 18, 60
Obertal 301
Obertaleinheit 130, 304
Obertilliach 590 f., 604
Obertrixen 273
Obervellach 50, 339, 343, 586, 591, 636
Oberwaidisch 645
Oberwölz 198, 280, 298 f., 303, 311, 424, 427, 444
Oberzeiring 289, 292, 294
Obir 645, 659, 661, 663 f., 664
Obirdecke 661
Öblarn 524, 552
Oblaß 348
Obristköpfel 520
Ochnerhöhe 181
Ochsenkogel 220
Ödtal 55
Ofenberg 553
Oisching 539
Oistra 659, 663, 665, 667
Oistra-Störung 661, 667
Olach 427
Olanger Dolomiten 585, 604
Olperer 75
Oppenberg 284, 286 f., 296, 524 f.
Oppenberger Schuppenzone 290
Orth 180
Orthof 230
Ortler 366
Oslipp 174
Osnabrücker Hütte 523
Osselitzen 278, 450
Osser 221, 474
Osserkalke 468
Osserschuppe 476
Ossiacher Antiklinale 333
Ossiacher See 317, 326, 329, 331, 333, 451
Ossiacher Störung 333, 451
Ossiacher Tauern 333
Ostroutza-Scholle 665
Ostsporn der Alpen 86
Otter 155, 170, 178

Ottergraben 184
Ottertal 186
Ottmanach-Störung 451
Ötzmasse 396, 586
Ötztal 366, 379
Ötztaler Alpen 365, 369, 389
Ötztaler Gneis 370, 372
Ötztaler Kristallin 209

Paaler Konglomerat 433, 444
Paalgraben 312, 316, 444
Packalpe 212, 221, 241
Packsattel 216, 238
Padauner Kögel 137, 208
Paltenstörung 221, 525, 528, 537
Paltental 197, 289, 296, 502, 505, 525, 532, 563
Paluzza 666
Panhans 165
Panzendorf 361
Panzendorfer Quarzit 354
Parmasegg-Deckscholle 475, 477
Parschluger Senke 531
Partnachkalk 576, 605
Partnachschichten 115, 585, 608
Partschins-Masse 371
Passail 467
Passailer Phyllit 467, 473
Passeiertal 382, 401
Pasterze 319
Paternion 337, 339, 633
Patsch 400
Patscherkofel 151, 362, 364
Pattergassen 667
Pattergassen-Störung 451
Patteriol 414
Pauliberg 173
Payerbach 556
Paznauntal 404, 407, 412, 414, 510
Peggau 221, 467, 475, 477
Peilspitze 576
Peilsteinstörung 544
Peischlachtörl 345
Penken 68, 139, 143, 145
Penser Schlingen 586
Perbersdorf 458
Perchau 278, 445, 451
Perchauer Sattel 247, 249
Peresschichten 585, 604, 625
Periadriatische Naht 360, 581 f., 604, 650, 666
Perledo-Varennakalk 625
Pernegg/Mur 221
Perwurzpolster 284, 290 f.
Petelin 332
Pettauer 649
Pettneu 511
Petzeck 345
Petzen 657, 659, 661, 664, 668
Petzendecke 661
Pezidserie 79 f.
Pfaff 171
Pfaffenberg 96
Pfaffenwald 223
Pfaffgruppe 366
Pfaffmulde 168, 171, 175
Pfandlscharte 52
Pfannock 325
Pfannock-Kristallin 325, 433, 443
Pfannockschichten 205
Pfannockscholle, -schuppe 195, 202, 206, 321, 436, 626
Pfefferwand 155
Pfeiferkogel 514
Pfitscher Joch 70
Pfitschtal 31, 68, 70
Pflerscher Kristallinkeil 397
Pflerschtal 382, 393, 401, 571, 573
Pfossental 380
Pfriemesdolomit 384
Pfriemesköpfl 206
Pfriemes-Scholle 382, 386, 397, 574
Pfriemeswand 574
Pfunderer Berge 334, 365
Pfunders 70
Pfundser Einheit 79
Phyllitgneiszone 198, 396, 418, 481, 510
Pieve 666
Piemontais 11, 30, 83
Pillersattel 198, 365, 396, 404, 410, 510
Pinggau 168
Pinkafeld 172
Pinzgau 73, 493
Pinzgauer Phyllit 485, 522
Pirka 458
Pirkach 610, 631
Pirkergraben 642
Pirknergraben 621
Pirknerstörung 631
Pischahorn 417
Pitten 182
Pittental 165, 170, 182
Pittersbergspan 593, 633
Pitztal 378
Piz Buin 404, 414
Piz Lad 365 f., 386, 396
Piz Linard 404, 407, 413, 417
Piz Lischanna 385, 399
Piz Mundin 78
Piz Nuna 412, 417
Piz Rims 399
Piz San Jon 399
Plabutsch 456, 458, 465 f., 475, 477
Planei 524
Plankogel 257, 276, 474, 476, 479
Plankogelserie 239, 256, 276 f., 331
Plasseggenjoch 421
Plattadecke 12, 99
Plattenspitz 70
Platz-Mähder 574
Plawenkristallin 386
Pleislingdecke 125
Pleislingfazies 100, 106, 112, 125
Pleislinggruppe 104, 112, 125
Pleislingkeil 115
Pleschaitz 298, 444
Pleschaitzkalk 427
Plescherken 334
Pleschkogel 508
Plešivec 649
Plešivec-Störung 661
Plettental 300
Pletzachtal 545
Pletzergraben 521
Plon 578
Pochart 74
Podlanig 590
Pohorje 454
Polinik 340, 342 f.
Poljcane 582
Pölland-Gruppe 594, 596
Pöllatal 75
Pöllau 299, 337, 452
Polleroswand 155, 178
Pöller-Störung 221

Pollestal 371
Pölling 273
Pöls 221, 289 f., 292, 298
Pölsbach 286
Pölsen 291
Pölslinie 244, 282, 286, 289, 299
Polster 484, 501, 505, 535 f., 559
Polsterkalk 505
Polsterquarzit 501, 533
Pöltschach 582
Pongau 518, 521
Pontebba 666
Pontlatz 510 f.
Portjoch-Störung 400, 571, 573
Pörtschach 451
Poßruck 204, 453, 455
Pragser Dolomiten 585, 604, 625
Pramashube 505
Präpiemontais 11, 30, 83
Prätigau 9, 11, 76, 83
Prätigauflysch 85, 421
Prävali 448, 645, 660
Preber 132, 209, 299, 302 f., 307, 319
Prebersee 311
Prebichlpaß 507, 535, 559
Prebichlschichten 484, 507, 532, 535 f., 557 ff.
Preblau 244
Preddvor 666
Predlitz 314
Predlstörung 450
Preimser Serie 253
Prein 230, 501, 507, 541, 556
Preiner Gscheid 541
Pressneralpe 277
Pressnitz 566
Pretul 175
Pretul-(Kirchberg-)Decke 159, 168, 175
Preuneggtal 121, 128, 304 f., 524
Prevalje 448, 645, 660
Prevernik-Sattel 660
Priedröf 310, 317
Priedröfgneisserie 310, 312, 317, 324, 331
Prigglitz 556
Prijakt 335, 346 f.
Prijaktscholle 348
Prinzenkogel 185 f.
Prutz 76, 82, 365, 404, 417
Prutzer Serie 79, 81
Pusarnitz 132, 134, 319
Puschlin 396, 404, 410, 417 f.
Pusterer Linie 582, 585 f.
Pustertal 351, 584, 592, 624
Pusterwald 280, 292, 294, 298, 300
Pustotnik 667
Pustritz 273
Pustritzer Verwurf 273
Putzengraben 521
Pyramidenkogel 333

Queneck 572
Quirl 62

Raab 478
Raabalpen 211
Raabalpenkristallin 157, 232
Raabklamm 475
Raabtal 203, 231
Raach 182
Raasberg 231, 472
Raasbergserie 232, 472, 476
Rabant 92, 343
Rabenstein 478
Rabenwald 182, 187
Rabnitztal 231, 478
Rad 502
Radegund 459, 472
Radegunder Kristallin 203, 231
Radenthein 310, 316 ff., 328, 451
Radentheiner Alpen 316
Radentheiner Glimmerschieferserie 310, 328, 331
Radhausberg 74
Radhof 505
Radlberg 92, 343
Radmer/Hasel 556, 558
Radmer/Stube 508, 533, 538
Radmerstörung 533, 538
Radnig 642
Radschiefer 498, 501, 533, 541
Radstadt 105, 197, 520, 522
Radstädter Brekzien 22
Radstädter Fazies 98
Radstädter Quarzphyllit 100, 102, 105, 482, 484
Radstädter Quarzphyllitdecke 126
Radstädter Tauern 14, 100 ff., 119
Radstädter Tauernpaß 12, 104, 125
Raggaalm 343
Raibl 586, 658
Raibler Schichten 657
Rainbach 174
Rainerhorn 62
Rainkogel 439
Raintal-Schuppe 516
Ramingstein 312, 314, 327, 451
Ramingsteiner Fenster 314
Ramoscher Schuppe 79 f.
Ramsau 522
Ramsaubach-Einheit 534
Raneburg 40, 57, 62
Rangersdorf 344
Rannach 564
Rannachdecke 462, 473, 475
Rannachfazies 462, 465
Rannachkonglomerat 223, 226, 228
Rannachserie 197, 222, 280, 282 f., 286, 296, 364, 477, 530
Ranten 312
Rantental 299, 303, 311
Rappoldserie 216, 220, 230
Raschvella 80
Ratten 182, 184
Rattenberg 514
Rattersdorf 182, 228, 538
Rauris 42 f., 74
Rauriser Goldberg 74
Rauriser Phyllit 20
Rauristal 30, 43, 73
Rauscheralm 342
Rauschkogel 540
Rauschkogelscholle 539
Rax 541, 557
Realspitzmulde 63
Rechberg 477 f.
Rechbergüberschiebung 476
Rechnitz 9, 10, 87, 457, 459
Rechnitzer Fenster 86 f.
Rechnitzer Schieferinsel 86
Rechnitzer Serie 87, 155, 173
Reckner 145

Recknerdecke 139, 142, 145
Reckner-Serie 139
Recknerserpentinit 99
Redlschlag 88
Reichensbergkar 56
Reichenspitze 59, 65
Reichenspitzgranit 18, 59
Reichenstein 504, 532
Reichensteinschuppe 535
Reiflingberg 278
Reifnitz 331, 333
Reifnitzer Mulde 333
Reifnitztal 333
Rein 477
Reinberg 172
Reisach 593
Reischinggraben 540
Reisennock 140
Reißeck-Gruppe 18, 36, 44
Reißeckmulde 36, 45
Reißkofel 591, 593, 610 f.
Reiteralm 284, 289 f.
Reiting 227, 537
Reitmauerkalk 578
Rellsbach 510
Rellstal 511
Remschenig-Bach 649
Remschenig-Störung 647, 655, 666
Remschnigg 199, 204, 455 f.
Rendelspitze 414
Rendlalm 422
Renkerbach-Störung 273
Rennfeld 177, 222
Rennweg 132, 312, 314, 318
Rensenspitze 356
Rerobichl 547
Reschenscheideck 365, 386, 402
Rettenbach bei Mittersill 550
Rettenegg 168, 171, 185 ff.
Rettenstein 139
Rhätikon 78, 196, 419
Rhätische Überschiebung 405
Richberg 143
Richbergkogelbrekzie, -serie 68, 143, 145
Richthofenkonglomerat 604
Riebenkofel 621 f., 629, 631
Riedingspitze 105, 125
Riedingtal 104 f., 125
Riednock 339
Riegelkopf 348
Riesachtal 307
Riesachtalmulde 307
Rieselwand 126
Rieserferner 210, 335, 352, 355
Rieserferner Tonalit 351, 361
Riffldecken 17, 35, 40, 54 f.
Rifflergruppe 510
Ringenwechsel 555
Ringkogel 299
Rischbergbruch 667
Ritterkarkopf 74
Ritterkopf 49, 53
Röbitobel 85
Roccabella-Einheit 99
Rodund 509
Rohrbach 168
Röhrerbühel 547, 549
Rojenfenster 399
Romatespitze 47
Ronggfall 85
Rosaliengebirge 157, 174 f., 179, 182
Rosegg 198, 202, 205, 329, 331 ff., 438, 637
Rosenbach 648
Rosenbacher Schichten 660, 664
Rosenkogel 299
Rosennock 309 f., 317
Roßalpe 299
Roßbach 299
Roßberg 364
Roßbrand 522 f.
Roßeck 541
Roßfeld 301, 305
Roßfeldspan 305
Roßkogel 162, 181, 205, 224, 229
Roßkogeldecke 99, 181, 186
Roßkogelkonglomerat 162
Roßkogelporphyroid 162, 181
Roßschwanz 286
Roßtrattenschuppe 608, 610, 635
Rostocker Hütte 62
Rötenbach 622
Rotenkogel 346, 349
Rotenstein 422
Rotewand-Decke 11, 27, 37
Rotgülden 74
Rotgüldensee 18, 45
Röthelstein/Mur 221
Rothkofel 346
Rotholz 512
Rotsandspitze 307
Rötschach 582
Rotschütt 502, 535, 537
Rotsohl-Bruch 544
Rottenberg 493
Rotterberg 457
Rottenmann 282, 290, 499, 508, 524, 532, 537, 566
Rottenmanner Tauern 280, 282
Rottenstein 95
Rottrasten 452
Rubland 614, 633, 637
Rubländer Mulde 633
Ruden 448
Rudnig 353, 361
Rudnik 332
Ruhpoldinger Radiolarit 579
Rupa-Einheit 635
Rupafazies 608
Rupagraben 608
Rupaschuppe 606
Ruster Fenster 170, 174
Ruster Höhenzug 168, 170, 174, 179

Saalachstörung 521
Saalbach 521, 549
Saalfelden 486, 515, 553
Sachsenburg 336, 338 f.
Saderer Joch 80
Saderer Joch-Serie 79
Sadnig 340, 343
Sadniggruppe 73, 134, 339
Sailespitze 206
Salberg/Liezen 483, 508
Salbergbrekzie 498, 508
Salchau 299
Salchauer Störung 299
Salchen 311
Salla 216
Saltnußserie 393
Salto 393
Salurnkamm 390
Salzach 12, 518 f.
Salzachlängsstörung 50, 512, 518, 521
Salzachquertal 515
Salzkofel 340
Salzkogel 343
Samnaun 414
Samnaungruppe 404, 414
Sandeck 622, 631
Sandjöchl 571
Sandkopfdecke 50

St. Andrä/Lavanttal 248, 273, 427, 447
St. Andrä/Ossiachersee 331
St. Anna 457, 459
St. Anton 414, 422, 454, 511
St. Antönien 83
St. Antönier Joch-Fenster 85
St. Bartholomä-Becken 470
St. Erhard/Breitenau 473
St. Florian 439 f.
St. Georgen/Gurk 279
St. Georgen/Lavanttal 246
St. Jakob/Breitenau 479
St. Jakob/Defereggen 42, 351, 353, 355, 358, 360
St. Jakob/Lesachtal 621
St. Johann/Brückl 299
St. Johann ob Hohenbg. 240
St. Johann/Iseltal 348, 356
St. Johann/Pongau 519
St. Johann/Tauern 244, 282, 297
St. Johann/Tirol 514
St. Katharina 449
St. Kathrein/Laming 226, 228, 564
St. Kathrein/Sattnitz 333
St. Lambrecht 445
St. Leonhard/Glantal 446, 451
St. Leonhard/Lavanttal 244, 251
St. Lorenzen b. Knittelfeld 221
St. Lorenzen b. Lavamünd 239
St. Lorenzen/Lesachtal 622, 629
St. Lorenzen/Paltental 566
St. Margarethen/Rosental 659, 663 ff.
St. Marein 222
St. Martin/Ahrntal 70
St. Martin/Grimming 505, 561
St. Martin/Lungau 106, 314
St. Martin/Silberberg 271, 276, 278
St. Martin b. Trixen 272, 448
St. Martiner Halbfenster 448
St. Martiner Zunge 70
St. Michael ob d. Gurk 273, 451
St. Michael/Jauntal 449
St. Michael/Landskron 331
St. Michael/Lungau 45, 102, 132
St. Michael/Oberstmk. 221 f., 282, 506, 532, 537, 564, 566
St. Michaeler Störungssystem 451
St. Michaeler Verwurf 273
St. Nikolai/Liesertal 317
St. Nikolai/Sölktal 280, 294, 296
St. Oswald b. Kleinkirchheim 326, 443, 452
St. Oswald/Pölstal 286, 289, 298
St. Pankrazen-Schichten 470
St. Paul/Lavanttal 195, 434, 437 f., 448
St. Pauler Berge 436, 448
St. Pauler Gosau 439
St. Peter-Freienstein 227, 537
St. Peter ob Judenburg 278
St. Peter/Kammersberg 298 f., 311, 444
St. Peter/Liesertal 133
St. Primon 454
St. Rochus 660
St. Stefan/Gailtal 319, 451
St. Stefan/Jauntal 664
St. Ulrich/Johannserberg 273, 451
St. Ulrich/Lavanttal 244
St. Urban 446
St. Veit/Defereggen 353, 355, 358, 361
St. Veit/Glan 428, 441, 446, 450 f.
St. Walburgen 274
Sanzenkogelkalk 467
Sapotnigofen 274
Sarldolomit 605, 625
Sarntaler Alpen 334, 365
Sarotlapaß 404
Sattelberg 571
Sattendorf 331
Sattental 293, 524
Sattlerkogel 506, 541, 565
Sattnitz 660
Sattnitzkonglomerat 451, 666
Saualpe 198, 200, 208, 211, 247, 272, 426
Saualpendecke 234, 240, 248, 266
Saualpen-Kristallin 209
Saualpen-Südrandstörung 451
Sauberg 504
Saubergerkalk 504, 533, 558 f.
Sauerbrunn 535
Sauerbrunngraben 483, 502
Saueregbach 324
Saueregg-Graben 323
Saueregnock 314
Sauerfeld 312, 319
Sauerfeldkonglomerat 298
Saupanzen-Fenster 363, 512
Sausal 453, 456
Sausalschwelle 458
Sauschneidsattel 304
Sauwand 68
Savelinie 666
Scalettazone 413
Scarldecke 386
Schadingerwald 198, 316, 444
Schafalm 452
Schäffern 88, 232
Schäfferner Deckscholle 157, 232
Schafkogel 277 f.
Schaidasattel 650, 663
Schareck 307
Scharfeneckarkose 162, 180
Scharnitz 400
Schartenkogel 475
Scheck 128
Scheibleck/Sattental 524
Scheiblingkirchener Fenster 170, 174 f., 179
Scheidegg 53
Scheifling 278
Schellgaden 73
Schelmenberg-Störung 451
Schendleck 557 f.
Schiefling 331
Schießeck 292
Schilling 538
Schladming 281, 296, 301, 523 f.
Schladminger Gneis 209
Schladminger Kristallin 130, 197, 208, 304 f., 362
Schladminger Tauern 104, 209, 281, 300, 524
Schlaining 92

Schlaiten 348
Schlanders 390
Schleinitz 347
Schleyerwand 393, 399
Schlickerbach 384
Schliererkar 121
Schlinig 365
Schlinig-Überschiebung 197, 209, 365, 368, 386, 399
Schlögelmühl 541
Schmerlalm 553
Schnalsertal 390, 392
Schneeberg 366, 380, 382, 401
Schneebergtrias 202
Schneeberger Kristallisation 380, 393
Schneeberger Lagerstätte 401
Schneeberger Zug 366, 369, 373, 379, 392, 574
Schober 301, 305, 506
Schobergruppe 52, 134, 345
Schoberkogel 236
Schoberpaß 537, 564
Schobersattel 528
Schoberscholle 531
Schöckel 462, 467, 475, 477, 479
Schöckeldecke 462, 472
Schöckelfazies 462, 467
Schöder 280, 291, 298 f., 311
Schöderlinie 299
Schön 173
Schönachmulde 17, 35, 57, 60, 63
Schönberg 458
Schöntalberg 286
Schottwien 178, 181, 185 f.
Schrems 478
Schröcknabach 228
Schrovin 42
Schrovineinheit 45
Schrovingneis 36
Schruns 404, 418, 421
Schuhflicker 50, 153
Schulterbau 73
Schurfspitze 75
Schützen 179
Schwabegg 668
Schwabenberg 228
Schwaderalpe 549
Schwalbenwand-Deckscholle 515, 518
Schwanberg 238, 243
Schwanberger Gneis 234, 238
Schwanberger Serie 238, 246
Schwarzabachtal 297
Schwarzach 519, 521 ff.
Schwarzach-Störung 521
Schwarzachtal 351
Schwarzau 179, 181
Schwarzeck 109, 123, 125
Schwarzeckbrekzie 110, 125, 136
Schwarzeckschiefer 110
Schwarzenbach bei Dienten 552 f.
Schwarzenbach/Karawanken 647
Schwarzenbach b. Sieggraben 173, 232
Schwarze Wand 125
Schwarzgupf 659
Schwarzhorn-Amphibolit 419
Schwarzkogel 105, 541
Schwarzleo 555
Schwarzleotal 494
Schwarzsee 131
Schwarzseeband 45
Schwarzwand 312
Schwaz 14, 151, 362, 481, 493, 512, 545, 549, 554
Schwazer Augengneis 362 ff.
Schwazer Dolomit 493, 513, 554
Schwazer Eisenstein 549
Schwendau 143
Scuols 78
Seckau 280, 286
Seckauer Becken 289
Seckauer Granit 222, 282, 287, 289
Seckauer Kristallisation 222
Seckauer Tauern 282
Seebach 312
Seebachmulde 47
Seebachsee 59
Seebenstein 179
Seeberalpe 401
Seeberg 179
Seeberg-Paläozoikum 648
Seefelder Fazies 617
Seefelder Schiefer 618
Seekar 308
Seekarspitze 104, 128, 298
Seekarspitzeinheit 304
Seetaler Alpen 247, 277
Seethal 280, 299, 312
Seethallinie 311
Seichenkopf 346, 348, 350
Seidlwinkltal 40, 53
Seidlwinkldecke 40
Seidlwinkltrias 25, 37, 53
Seitnerbergmarmor 286
Seiz/Liesingtal 552
Sellrain 137, 367, 370, 400
Selztal 526, 532
Semmering 97, 153, 163, 181, 186, 507, 561, 565
Semmering-Fazies 98
Semmeringfenster 157
Semmeringmesozoikum 153
Semmeringmulde 168
Semmeringpaß 165, 175, 177, 181
Semmeringpaß-Mulde 165, 168
Semmeringquarzit 24, 96, 162
Semmeringsystem 98, 153
Semriach 477
Semriacher Schiefer 467, 474
Serfaus 80
Serlesgruppe 201, 366, 382, 397, 402, 568, 576
Serneskopf 402
Sesvenna 368
Sieggraben 232
Sieggrabener Deckscholle 157, 173, 232
Sieggrabener Serie 232
Siflitz 92
Siglitz 74
Siglitzlappen 47
Silbereckmarmor 36, 45
Silbereckmulde 74
Silbereckserie 45, 48
Silbergraben 631, 636
Silbergraben-Störung 631, 636
Silberloch 184
Silbersberg 498
Silbersbergkonglomerat 499
Silbersbergserie 498, 541
Silbertal 414, 418
Sillian 339, 354, 582, 586, 590, 592, 629, 636
Silltal 137, 397
Silltal-Störung 68, 137, 365, 399
Silvretta 83, 404, 406, 413

Silvrettadecke 411, 417
Silvrettahorn 404, 414, 417
Silvrettakristallin 198, 510
Similaun 380
Simmerlach 601, 631
Simmerlacher Scholle 631
Sinacher Gupf 660 f.
Singerberg 664 f.
Singsdorf 566
Sittenberg-Serie 441
Slovenjgradec 660
Soboth 239
Sölden 366, 368, 371, 586
Sölker Marmor 197, 292, 296
Sölker Paß 291, 299
Sölker Störung 299, 450, 523
Sölktal 524 f.
Sondrio 582
Sonnblick 37, 73
Sonnblickgruppe 50
Sonnblicklamelle 50
Sonnblickwalze 50
Sonnenspitze 145, 150
Sonnwendstein 155, 170, 184, 186
Sonnwendsteinmulde 177
Sopron 174
Sörg 446
Šostanj 668
Sotzkaschichten 650
Sparbernock 633
Spatzeck 128
Spazieger 129
Speckbauer-Ton 441
Speiereck 102
Speiereckdecke 123
Speikkogel 218, 236
Speikserie 216, 220, 252, 284
Spielberg 533, 553
Spielbergdolomit 494, 514
Spielberghorn 493, 414, 517
Spielfeld 458
Spielkogel 533
Spießnägel 490, 493, 515, 553
Spiss 80 f.
Spital/Semmering 175
Spittal/Drau 44, 73, 132, 316 f., 335, 605
Spitzegel 633
Spitzer-Berg 95
Sprechenstein 134
Spullersee 421
Spullerseestörung 421
Staberkogel 312
Stadel-Antiklinale 629
Stadelberg 457
Stadelmulde 622
Stadelwiese 622, 629
Stadl/Mur 310, 312, 314
Staff 605, 633
Stainz 221, 236 f., 246, 290
Stainzer Plattengneis 234, 236
Stall 340, 342 f.
Stallersattel 351, 353, 355, 358
Stallhofen/Obervellach 344
Stammerspitz 207, 396
Stammerspitz-Deckscholle 78
Stangalm 316, 425, 433
Stangalmkarbon 443
Stangalm-Mesozoikum 102, 190, 195, 202, 206, 310, 319, 570
Stangalmzug 311
Stangensattel 452
Stangnock 433
Stanz 155, 177, 228, 230
Stanzertal 165, 188, 404, 418, 511
Stanzscharte 49
Staudachjochbruch 450
Stawipfl 342
Stefansbrücke 137, 400
Stegsdorf 279
Steigwand 493 f.
Steigwandmulde 518
Steinach 136, 397, 525, 571, 578
Steinacher Berge 382, 578
Steinacher Decke 196, 202, 366, 382, 397 f., 568
Steinacher Quarzphyllit 568, 571
Steinacher Joch 572
Steinamanger 168
Steinbach/Burgenland 232
Steinbach-Deckscholle 157, 232
Steinberg 466
Steinbergkalk 461, 466
Steinbergkogel 515
Steinbergstein 362
Steineck 532
Steineralpen 648
Steinerberg 286
Steiner Mandl 284, 290
Steinfeldspitz 125, 129
Steinhaus/Semmering 184
Steinkarhöhe 307
Steinkarlspitz-Antiklinale 307
Steinkogel 364
Steinkogel-Deckscholle 364
Steinrineck 298
Steinsberger Lias 81
Steinwandkogel 294
Steirische Decke 583
Steirische Kalkspitze 102, 304
Steirischer Erzberg 484, 556 ff.
Steirisches Becken 457
Stelzing 271, 276
Stelzinger Horst 276
Stelzinger Serie 236, 253, 262
Sterzing 42, 134, 136, 392, 401, 582, 586
Sterzinger Roßkopf 573
Stickelberg 173
Stilleck 407
Stiwoll 465
Stockenboi 336 ff., 590
Stollhof 556
Stolzalpe 299, 323, 444
Stolzalpen-Einmuldung 441
Stolzalpen-Teildecke 424, 441, 444
Stoob 170
Storzdecke 17, 36, 45
Strahlegger Gneis 171
Straniska 350
Strasche 582
Straschischa 449
Straßburg 278
Straßgang 458
Straßkopf 350
Straže 582
Strechau 287, 290
Strechental 282, 284, 287, 524
Stretta-Lappen 99
Strickergraben 296
Striedenkopf 342
Strimskogel 128
Strohsack 444
Stroß 475
Strugarjoch 660
Stua 625
Stubachtal 53

Stubai 195, 401
Stubaier Alpen 197, 201, 365 f., 568, 574
Stubaier Mesozoikum 197, 202, 366, 382
Stubaier Schlinge 389
Stubaier Tal 383, 400
Stubaitalstörung 400
Stubalpendecke 248
Stubalpe 211 f.
Stubeck 318
Stubegg-Graben 296
Stübelbau 73
Stuben 510
Stubenberg 187
Stübing 478
Stübingtal 478
Stubnerkogel 48
Stuhleck 175
Stuhleckdecke 170, 175
Stuhlecklappen 177
Stürzerkogeldecke 180
Suchagraben 659
Südburgenländische Schwelle 457, 459
Südoberostalpine Fazies 585
Südwienerhütte 128
Sulzauer Parakristallin 59
Sulzbachgraben 528
Sulzbachzunge 57
Sulzberg 582
Sulzfluh 419
Sulzfluhdecke 12, 79, 85, 99, 421
Sulzfluhgranit 85
Sulzfluhkalk 81, 85, 419
Sulztalkamm 373
Sunk 483, 506, 528, 556, 561, 563 f., 566
Sursura 413
Süßleiteck 294, 298, 301, 307
Süßleiten-Antiklinale 298
Szombathely 168

Taberbach 346
Tachenberg 181
Tachenbergdecke 179
Tamsweg 299, 311 f., 314
Tamsweger Glimmerschiefer 132, 209
Tamsweger Schwarzenberg 312
Tanneben 475, 477
Tanzkogel 362
Tappenkarberge 50
Tappenkarsee 120, 126
Tarntal 30
Tarntaler Berge 14, 42, 68, 99 f., 137
Tarntaler Brekzie 139 f.
Tarntaler Köpfe 139
Tarvis 666
Taschenschiefer 473, 477
Täscher 83
Tasnadecke 11 f., 79 f., 99, 417
Tasnaflysch 11, 81
Tatriden 93
Tattermannkreuz 230
Tattermannschiefer 154, 195, 226, 230, 287
Tattermannschuppe 155, 178, 195, 197, 230
Tauernfenster 9 ff., 43, 82
Tauerngoldbergbau 74
Tauernhaus-Spital 71
Tauernkogel 56, 60
Tauernkristallisation 19, 21, 31, 381, 393
Tauernmetamorphose 11, 34
Tauernnordrandstörung 50, 54, 362
Taurach 104 ff., 114, 128
Taxenbach 493, 515
Taxwirt 277
Tebrin 557
Teichalpe 468
Teichberg 95
Teichen 552
Teichenscholle 531
Teichental 531
Teigitschserie 214, 216, 236
Telfer Weiße 201, 366, 379 ff., 393, 399 ff., 573
Telfs 384, 399 f.
Ternitz 481, 508, 541, 559
Tessenberg 361
Teuchl 340 f.
Teuchlstollen 342
Teufelshörner 126
Teufelskar 113, 118
Texelspitze 392
Thal 624
Thebener Pforte 93
Thialspitze 198, 413, 422
Thialspitzserie 404, 410
Thialspitzzug 418, 510
Thomatal 312
Thörl 195, 228, 539, 648
Thörlerbach 226
Thörler Kalk 225
Thörler Zug 226
Thorwanddecke 139
Thullin 228, 539
Thullin-Halbfenster 228
Thumersbach 550
Thurn-Paß 549
Thurntaler (Quarz-)Phyllit 354, 360
Tiebelbach 338
Tiebelberg 447
Tiefenbach 522
Tiefenbachtal 105
Tiffen 329, 331
Tilisuna 419
Timmelsjoch 366
Tirolerkogel 277
Tiroler Tor 341, 629
Tobelbad 458
Tocnik 664
Tögitschtal 361
Tommer 171 f., 184
Tommerschiefer 171
Tonalelinie 582
Toneck 532
Tonschieferfazies 469
Topitschnig 660
Topitza 661, 665
Topla 668
Torhelmdecke 41
Torjoch 139
Torscharte 132
Torschartenbruch 521
Torspitze 139
Torwand 139, 142
Töschling 332
Tösens 401
Totenkarspitze 358
Traboch 538
Traföß 221
Tragöß 539
Tragößtal 539
Trahütten 243
Traidersberg 532
Traidersberg-Folge 221
Traidersberg-Scholle 532
Trasattel-(Eywegg-)Linie 218, 221 f.
Tratten 610
Trattenbach 166, 171, 185
Trauntalstörung 523
Traversella 356
Treffen 331
Treglwang 500, 531, 533

Tremmelberg 286, 291, 300
Trenkermulde 63
Tribulaun 201, 381 f., 400, 571
Tribulaundolomit 384
Tribulaungruppe 366, 398, 568
Trieben 483, 505, 528, 531, 537, 563, 566
Triebenstein 289, 505
Triebensteinkalk 564 f.
Trins 400, 568, 574
Trisanna 404, 414, 422
Tristacher Alm 624
Tristacher See 629
Tristacher Span 629
Trixen 271 f., 448
Trixener Decke 448
Trofaiach 538
Trofaiacher Becken 227, 537
Trofaiachlinie 181 f., 223, 227, 530, 537 f.
Trogerecklamelle 50
Trögern 648
Trögernbach 651
Trogschartenbruch 450
Troiseck 539
Troiseck-Kristallin 157
Troiseckzug 182, 208, 223, 227, 538
Trojeralmtal-Störung 360
Tromörtenmulde 307
Tschaggunser Mittagspitze 419
Tschaneck 47
Tschaneckschollenzone 132
Tscheibitsch 304
Tschekelnock 633, 642
Tscheltschenalm-Mulde 622, 629
Tscheltscherberg 631
Tscheltschergraben 621
Tscheltscher Folge 618
Tschirpendecke 98
Tuffbad 629, 631
Tuffbadstörung 629
Tulleck-Schuppe 534
Tullgraben 499, 502
Tulve 70
Türchlwand 49
Türkenkogelbrekzie 109, 140
Türkensturz 179
Turnau 226, 228, 539
Turntaler Antiklinale 539
Turntaler Bruch 540, 544
Turrach 309, 312, 314, 323, 433, 443, 452
Turracher Höhe 431, 443
Turracher See 452
Tux 71, 151 f.
Tuxer Alpen 68, 137
Tuxer Kern 63, 65, 69
Tuxer Hauptkamm 23
Tuxer Stollen 18
Tuxer Voralpen 151
Tweng 104 f., 125
Twenger Kristallin 105, 119, 203
Twenger Wandzug 126, 304
Tyrnaubachtal 478

Übelbach 220 f., 467, 477
Übersbach 459
Übersbacher Paläozoikum-Scholle 459
Uderns 362
Ulrichsberg 195, 329, 434, 437, 447
Ultrapienidischer Rücken 44
Umhausen 372, 379
Ungerbach 170
Ungerbach-Fenster 170
Unteraich 279
Unteramlach 338
Unterdrauburg 244
Untere Gasthofalm 125
Untere Grauwackendecke 526
Unterengadin 9
Unterengadiner Fenster 9, 76
Untere Pfandlscharte 33
Untere Riffldecke 56
Unterhaag 456
Unterort/Tagößtal 537, 659, 663
Unterplanken 582
Untersulzbachtal 59
Untertal 301, 303 f., 524
Untertauern 112, 128
Untertechanting 647
Unzmarkt 278
Urpaß 521
Ursprungalm 304
Ursulaberg 659, 661
Ursuladecke 661
Uschowa 648
Uschowaberg 649
Uschowasattel 649
Uttendorf 53
Uttenheim 335

Valais 11 f., 83
Val Fenga 81
Valgraggeskopf 417
Vallschwern 574
Vals 360
Valschavielkopf 414
Valsertal 353, 356
Varaždin 582, 587
Varenna-Perledokalk 585, 605
Vat 90
Veitsch 502, 505 f., 528, 541, 559 ff., 565
Veitschbach-Überfalte 541
Veitscher Decke 483, 505, 526
Veitschgraben 541
Vellach 644, 651, 664
Vellacher Egel 633
Vellacher Kotschna 648, 668
Vellachtal 644, 647, 649, 658 f., 661, 663
Venediger 17, 57
Venedigerdecke 36
Venedigergneislamelle 60
Venediger-Gruppe 18
Venedigermassiv 41, 56, 60
Venedigerzungen 35
Venetberg 511
Vent 367, 370, 372, 379
Venter Alpen 366
Venter Schlinge 372, 389
Venter Tal 371, 389
Vermunt 404, 414
Vernagt-Schlinge 389
Vernagttal 370
Verspalaflysch 419
Verwall 404 f., 414
Vesselschlinge 414
Vetzan 402
Viktring 198, 202, 205, 329, 332 f.
Villach 316, 318, 329
Villacher Alpe 588, 593
Villacher Granit 318, 331
Villacher Therme 635
Villgrater Alpen 351
Villtragenkees 60
Vintschgau 365, 390, 399, 402
Virgen 62, 360
Virgener Südkette 351
Virgental 134, 351, 358
Vitanje 591, 649
Vizala 633
Vizala-Mulde 633, 637
Vogelhalt 555

Voitsberg 240, 458, 472
Volderbad 151
Voldertal 151
Volinjak-Deckscholle 664
Völkermarkt 273, 450
Vorau 172, 184
Vd. Großwand 117
Vd. Fager 522
Vorderhütteneck 314
Vd. Lanersbach 152
Vd. Pitztal 511
Vordernberg 500, 502, 504, 537 f., 557
Vordernberger Mauer 504
Vd. Tyrnau 468
Vöstenhof 498, 541, 557
Vöstenhofer Kristallin 498, 541
Vötternspitze 302, 307 f.

Wadschoberscholle 312
Wagnergraben 507
Wagrain 50, 54, 105, 520 ff.
Wagrainer Sattel 102, 521
Wagrainer Zug 520
Waidisch 656, 664
Waidischstörung 667
Waidischtal 664, 667
Waitschach 271, 276
Waitschacher Bruch 270
Waitschacher Schotter 441
Waitschacher Serie 257, 279
Walchen/Öblarn 296, 552
Wald/Salzachtal 521
Wald/Schoberpaß 525, 528, 531 ff., 538, 561, 564, 566
Waldbach 171 f., 182, 184, 228, 538
Waldbacher Kristallinserie 166, 172
Waldenstein 246, 271
Waldensteiner Graben 236
Waldensteiner Synklinorium 243
Walder Fenster 530
Walder Störung 538
Waldhorn 307
Waldhornantiklinale 307
Walkersdorf 460
Walpersbach 179
Walser Scholle 419
Wandelitzen 271
Wandelitzen-Serie 257, 426
Wangenitzsee 347
Wangenitztal 348
Warmbad-Störung 635
Wartenstein 240
Wasserfallspitze 304
Wasserstubental 421
Wattens 139
Wauberg 332
Wechsel 10, 86, 97
Wechseldecke 87, 168
Wechselfenster 168
Wechselgneisserie 166
Wechselkuppel 88, 90, 155, 157, 166, 178
Wechselserie 87, 155
Weinberg 439, 448
Weinbühelamphibolit 56
Weinweg 171
Weinzettelwand 155
Weiritzgraben 483, 502, 535
Weißbriach 590, 636, 642
Weißenbach b. Eisenerz 504
Weißenbach/Enns 525, 537
Weißenbach/Gailtaler A. 335, 620
Weißenbach b. Gloggnitz 230, 541, 566
Weißenbach/Gitschtal 632
Weißenbachgraben 534
Weißenbachtal 337
Weißeneck 104, 125
Weißeneckflysch 110
Weißenkirchen 290
Weißensee 606, 611, 614, 620 f., 627, 633
Weißensee-Mulde 627, 633, 637
Weißes Beil 359
Weißfluh 421
Weißfluhserie 85
Weißkirchen 221
Weißkugel 369
Weißpriachtal 102, 302, 304
Weißsee 335
Weißspitze 62, 137
Weißstein 621
Weißwand 338 f.
Weißwandspitze 397
Weitendorf 458
Weitenstein 591, 649
Weitental/Pfunders 360
Weiz 231, 472, 475
Weizer Bergland 467, 475
Weizklamm 475, 477
Wenigzeller Granit 159
Wenns-Veitlehen 153
Wenzelalpe 277
Werchzirmalpe 434, 452
Werchzirmschichten 434, 443, 598, 656
Werfener Schichten 436
Westendorf 488, 514
Wettersteinkalk 610
Weyerer Bögen 533
Widdersbergalm 520
Wiederschwing 633
Wiener Neustadt 179, 184
Wiener Neustädter Fenster 170, 174
Wies 239
Wiesbadener Hütte 417
Wiesbachhorn 40, 42, 52
Wieser 663
Wiesmath 174, 232
Wiesmather Fenster 170, 173
Wiesmather Gneis 173
Wietersdorf 439 f.
Wietersdorfer Störung 270
Wietinger Serie 257
Wildenstein 659
Wildensteiner Bruch 667
Wildensteiner Wasserfall 659, 663
Wildfeld 504, 537
Wildhorn 340 f.
Wildkaralpe 301
Wildkarschuppe 112, 126
Wildon 458
Wildschönau 512
Wildschönauer Ache 362
Wildschönauer Schiefer 362, 485, 513, 522
Wildsee 113
Wildseeloder 493, 514, 549
Wildseewalze 69
Wildspitze 366, 369, 389
Wimitz 446
Wimitzfenster 441, 446
Wimitzstörung 451
Wimitztal 450
Wimpassing/Leithagebirge 163, 180
Wimpassing b. Ternitz 179, 181
Windachtal 389
Windau-Halbfenster 362, 512, 514
Windautal 512
Windisch-Bleiberg 648, 667 f.
Windischgraz 660
Windischscharte 113, 121

Winkel 524
Winkeltal 360
Winklern 346, 350
Winnebach 356, 582
Winnebacher Kalkzug 582
Winnebachgranit 372, 377
Wöflatal 343
Woisgen-Glimmerschiefer 48
Wolayerbach 593
Wölch 271
Wolfendorn 65, 70
Wolfendorndecke 27, 41, 66
Wölfnitz 331
Wolfsbachtal 30
Wolfsberg 235 f., 243 f., 252, 274
Wolfsberger Antiklinale 243
Wolfsberger Fenster 209, 235 f., 248
Wolfsberger Granitgneis 236
Wolfsberger Serie 209, 236 f., 251
Wolfsgruben 552
Wolfsthaler Berge 95
Wolfsthaler Granodiorit 95
Wolftratten-Störung 451
Wöllaner Ruck 317, 326
Wöllatratten 340, 342
Wölzer Glimmerschieferserie 132, 197, 280, 292, 303, 524
Wölzer Linie 299
Wölzer Serie 310
Wölzer Tauern 280, 290, 293 f., 524
Wörgeltal 402
Wörth 48, 54
Wörthersee 331 f., 593
Wörtherseemulde 333
Wörthersee-Störung 333, 451
Wotsch 244
Würflingerhöhe 312
Wurmalpe 506
Wurmstein 312
Wustkogelserie 18, 24

Zankwarner Berg 303
Zapfenschuh 549
Zauberkogel 447
Zauberkogeldecke 447
Zauchtal 128
Zederhaus 42, 47, 123
Zederhaustal 44 f., 49, 104 f.
Zederhauser Weißeck 125
Zeinisjoch 404
Zeiring 299
Zeiritzkampel 533
Zeiritzzug 533
Zell Pfarre 647 f., 654, 656, 661
Zell/See 486, 549
Zell/Ziller 68
Zeller See 521, 523
Zellersee-Störung 54, 521
Zelsach 132
Zementmergelserie 471
Zentralalpine Fazies 118, 161, 196
Zernez 82, 417
Zetz 467, 475
Ziethenkopf 340 f.
Zillergrund 63
Zillerplatte 60
Zillertal 22, 143, 151, 362, 512
Zillertaler Alpen 17, 21, 33, 35, 57, 62, 68
Zillertaler Decke 36, 61
Zillertaler Kern 65, 70
Zillertaler Walze 35
Zinkenkogel 286, 291
Zinkwand 302, 307, 368
Zinsnock 356
Zirbitzkogel 247, 277
Zirknitz 74
Zlan 337
Zleinitzgraben 350
Zmülingschuppe 123
Zopetzspitze 62
Zossen 276 ff.
Zossener Marmorserie 257
Zreče 582
Zugspitze 82
Zuckerhütl 366
Zwickenberg 92
Zwiesel-Mähder 574
Zwieselstein 389
Zwischenbergen 629, 636
Zwischenbergenstörung 343, 586
Zwischenwässern 278
Zwölfer 55