GEOLOGIE VON ÖSTERREICH

Band II
Außerzentralalpiner Anteil

Von

ALEXANDER TOLLMANN

o. Univ.-Professor, Vorstand des Geologischen Institutes
der Universität Wien

Mit 286 Abbildungen und 27 Tabellen

1985

FRANZ DEUTICKE WIEN

Alle Rechte – insbesondere das der Übersetzung und des Nachdruckes, auch auszugsweise, als Mikrofilm oder auf photomechanischem Wege – vorbehalten.
Copyright © 1985 by Franz Deuticke, Vienna

ISBN 3-7005-4523-1
Fotosatz und Druck: R. Spies & Co., 1050 Wien

INHALT

Vorwort XIII

II. Die Alpen, Fortsetzung. Außerzentralalpiner Anteil 1

F. Das oberostalpine Stockwerk nördlich der Zentralalpen 1

1. Die Nördlichen Kalkalpen 1

a) Überblick. Geologische Position und Gliederung 1

b) Erforschungsgeschichte, Kartengrundlagen, zusammenfassende Darstellungen 5

c) Stratigraphie 16
α) Allgemeine Anmerkungen 16
β) Perm 17
γ) Trias 23
δ) Jura 65
ε) Kreide und Tertiär 81
ζ) Literatur 96

d) Die Fazieszonen der Kalkalpen 98
α) Allgemeine Anmerkungen 98
β) Die regionale Gliederung der Fazieszonen 101
γ) Literatur . . . 106

e) Tektonik 107
α) Die Allochthonie der Kalkalpen 107
β) Die deckentektonische Gliederung der Kalkalpen 115
γ) Die bruchtektonische Gliederung der Kalkalpen 121
δ) Literatur 123

f) Metamorphose 123

g) Der regionale Bau 125
α) Rhätikon 125
β) Die Klostertaler Alpen 130
γ) Die Allgäuer Alpen 132
δ) Die Lechtaler Alpen 137
ε) Das Mieminger Gebirge 144
ζ) Das Wettersteingebirge 146
η) Das Karwendel 148
ϑ) Sonnwendgebirge bis Thierseer Berge 153
ι) Das Kaisergebirge 155
κ) Loferer Berge und Salzburger Kalkalpen W der Salzach 159
λ) Die Osterhorngruppe 168
μ) Tennengebirge, Lammertal und Werfener Schuppenzone 170

ν) Das voralpine Salzkammergut 175
ξ) Das hochalpine Salzkammergut 178
ο) Reichraminger Gebirge, Kremsmauer-Sengsengebirgszug 197
π) Totes Gebirge und Warscheneck 202
ρ) Niederösterreichische Kalkvoralpen 203
σ) Steirisch-Niederösterreichische Kalkhochalpen 214
τ) Literatur 228

h) Lagerstätten 230
α) Allgemeines 230
β) Erzlagerstätten 230
γ) Nichterze 234
δ) Literatur 239

G. Der südalpine Anteil Österreichs 240

1. Karnische Alpen 240

a) Überblick 240

b) Erforschungsgeschichte, Stand der Bearbeitung, Kartengrundlagen 242

c) Schichtfolge und Fazies 245
α) Ordovic 245
β) Silur 249
γ) Devon 254
δ) Karbon 258
ε) Perm 262
ζ) Trias 268

d) Tektonik 269
α) Der komplexe tektonische Bau 269
β) Phasengliederung 269
γ) Transversaltektonik, Deckenbau 272
δ) Der regionale Bau 275
ε) Bruchtektonik 278

e) Lagerstätten 279

f) Literatur 280

2. Südkarawanken 281

a) Überblick 281

b) Erforschungsgeschichte 283

c) Schichtfolge 283
α) Altpaläozoikum 283
β) Jungpaläozoikum 287
γ) Mesozoikum 291

d) Gebirgsbau 293
α) Schuppen- und Deckenbau 293
β) Bruchtektonik 298

e) Lagerstätten 299
f) Literatur 299

H. Helvetikum 300
1. Überblick 300
2. Das Helvetikum des Bregenzer Waldes 302
a) Erforschungsgeschichte 302
b) Faziesgliederung 303
c) Schichtfolge 304
α) Helvetikum s. str. 304
β) Ultrahelvetikum 312
d) Tektonik und regionaler Bau 313
e) Literatur 321
3. Das Helvetikum zwischen Salzburg und Wien 321
a) Erforschungsgeschichte 321
b) Fazies 323
c) Schichtfolge 324
α) Helvetikum s. str. 324
β) Ultrahelvetikum 328
d) Tektonik 335
e) Regionaler Bau 337
f) Literatur 349

I. Die Flyschzone und das subalpine Pennin 350
1. Überblick 350
2. Sedimentologische und paläogeographische Einordnung 352
3. Der Flysch im Vorarlberger Raum 363
a) Historischer Abschnitt 363
b) Stratigraphie 365
α) Feuerstätter Decke 365
β) Hauptflyschdecke 367
1) Üntschenzone 369
2) Sigiswanger Fazies 370
3) Oberstdorfer Fazies 371
γ) Arosadecke 372
c) Tektonik 374

4. Die Flyschzone zwischen Salzburg und Wien 376
a) Erforschungsgeschichte 376
b) Stratigraphie 379
α) Der ältermesozoische Sockel 379
β) Die Flyschfolge 381
c) Faziesgliederung im Wienerwald 396
d) Tektonik und regionaler Bau 396
5. Literatur 408

J. Der Untergrund der Molasse samt der Waschbergzone 409
1. Überblick und historische Einführung 409
2. Schichtfolge 416
a) Vorarlberg 416
b) Salzburg und Oberösterreich 416
c) Westniederösterreich 418
d) Außeralpines Wiener Becken und Waschbergzone 419
3. Tektonik 425
4. Lagerstätten von Kohlenwasserstoffen 427
5. Literatur 429

K. Die Molassezone 430
1. Überblick 430
2. Erforschungsgeschichte 436
3. Stratigraphie 440
a) Vorarlberg 440
b) Salzburg und Oberösterreich 448
c) Niederösterreich 455
4. Tektonik 465
a) Vorarlberg 465
b) Salzburg und Oberösterreich 468
c) Niederösterreich 471
5. Lagerstätten 474
6. Literatur 480

L. Die inneralpinen Molassebecken 482

1. Überblick 482

2. Das Inneralpine Wiener Becken 484

a) Position und Überblick 484
b) Erforschungsgeschichte und Zusammenfassung 485
c) Stratigraphie und Fazies 491
α) Gestaltung des Ablagerungsraumes 491
β) Klima 493
γ) Eggenburg 493
δ) Ottnang 495
ε) Karpat 498
ζ) Baden 499
η) Sarmat 505
ϑ) Pannon 510
ι) Pont 514
x) Pliozän und Pleistozän 515
d) Der Bau des Wiener Beckens 516
e) Lagerstätten 523
f) Literatur 531

3. Das Eisenstädter Becken 532

a) Die regionale Stellung 532
b) Überblick 533
c) Schichtfolge 534
d) Tektonik 542
e) Nutzbare Rohstoffe 543
f) Literatur 543

4. Die Neusiedlersee-Bucht des Pannonischen Beckens 544

a) Überblick, Stand der Erforschung 544
b) Schichtfolge 546
c) Tektonik 548
d) Jungentwicklung 549
e) Mineralquellen 551
f) Literatur 552

5. Die Landseer Bucht 552

a) Überblick 552
b) Erforschungsgeschichte 554
c) Schichtfolge 555
d) Tektonik 556
e) Nutzbare Rohstoffe 557
f) Literatur 557

6. Das Steirische Becken 558

a) Überblick 558

b) Erforschungsgeschichte 560

c) Schichtfolge 562
α) Ottnang 562
β) Karpat 562
γ) Baden 564
δ) Der Vulkanismus des Karpat Unterbaden 565
ε) Sarmat 568
ζ) Pannon 569
η) Pont bis Pleistozän 570

d) Tektonik und regionaler Bau 571

e) Nutzbare Rohstoffe 572

f) Literatur 576

7 Das Lavanttaler Tertiärbecken 577

a) Überblick 577

b) Erforschungsgeschichte 577

c) Schichtfolge 579

d) Der Bau des Beckens 581

e) Bodenschätze 582

f) Literatur 583

8. Das Klagenfurter Becken 583

a) Überblick 583

b) Stand der Erforschung 583

c) Schichtfolge 585

d) Tektonik 589

e) Lagerstätten 589

f) Literatur 590

9. Die Norische Senke 590

a) Überblick 590

b) Regionale Besprechung 591
α) Laußnitz-Miozän in Oberkärnten 591
β) Tamsweger Becken 592
γ) Das Tertiär von Schöder 593
δ) Das Tertiär von Oberwölz 594
ε) Das Fohnsdorfer Becken 594
ζ) Das Seckauer Becken 599

η) Der Tertiärstreifen Kraubath St. Michael 600
θ) Die Leobener Tertiärmulde 601
ι) Das Trofaiacher Becken 603
κ) Das Aflenzer Becken 604
λ) Das Tertiär von Parschlug, Kapfenberg und des Mürzlängstales 605
μ) Das Tertiär der Waldheimat 606
ν) Das Braunkohlengebiet von Hart bei Gloggnitz 607
c) Literatur 607
10. Das Ennstal-Tertiär 608
a) Überblick 608
b) Erforschungsgeschichte 608
c) Regionale Besprechung 609
α) Das Tertiär von Wagrain 609
β) Das Tertiär bei Radstadt 609
γ) Das Tertiär der Stoderalpe 610
δ) Der Tertiärzug zwischen Gröbming und Wörschach 611
ε) Das Tertiär von Hieflau 611
d) Literatur 612
11. Das Unterinntal-Tertiär 613

III. Der österreichische Anteil der Böhmischen Masse 616

A. Überblick 616

1. Die Position innerhalb des variszischen Gebirgsgürtels 616
2. Die Großgliederung 620
a) Geographische Position 620
b) Geologische Gliederung 622

B. Erforschungsgeschichte 623

C. Seriengliederung und Tektonik 628

1. Moravikum 628
2. Moldanubikum 632
a) Überblick 632
b) Das Moldanubikum Niederösterreichs 632
α) Seriengliederung 632
β) Der tektonische Bau 644
γ) Literatur 652

c) Das Moldanubikum Oberösterreichs 653
α) Großgliederung 653
β) Gesteinsbestand 655
γ) Regionalgeologische Gliederung 657
δ) Literatur 658

3. Der unter den Alpen verdeckte Teil der Böhmischen Masse 658

4. Österreichs Anteil am Südböhmischen Pluton 660

5. Die variszische Molasse: Das Perm von Zöbing 666

6. Die spätvariszische Bruchtektonik 667

D. Jungsedimentreste auf der Böhmischen Masse in Österreich 674

E. Nutzbare Lagerstätten im österreichischen Anteil der Böhmischen Masse 677

Tabellenverzeichnis 681

Register 682

Das gemeinsame Literaturverzeichnis zu Band II und Band III ist am Schluß von Band III angeordnet.

VORWORT

Sieben Jahre sind vergangen, seit der erste Band dieser Geologie von Österreich über den zentralalpinen Anteil erschienen ist. Der zweite hätte bald danach folgen sollen, das Manuskript war bereits 1978 weitgehend gediehen. Knapp vor der endgültigen Ausfertigung stellte sich eine unliebsame Unterbrechung ein. Wer wachen Sinnes die Entwicklung auch in unserem Land verfolgt, muß mit Schmerzen die rapid anwachsende Zerstörung der Lebensgrundlagen für uns und die kommenden Generationen miterleben, bei der gerade jetzt entscheidende irreversible Prozesse eingeleitet werden. Die ärgste, nachhaltigste und später unkorrigierbare Fehlentwicklung der Gegenwart, jene der unausgereiften, gefahrenschwangeren Atomtechnologie, wenigstens von unserem Land fernzuhalten, schien mir in der Zwischenzeit eine noch wesentlich wichtigere Aufgabe für den verantwortungsbewußten Erdwissenschaftler zu sein, der Einblick in die leichtfertig völlig falsch beurteilten geologischen Grundlagen für die Installierung der Nukleartechnologie erhalten hatte. So hat der intensive persönliche Einsatz gegen diese und andere Fehlentwicklungen, gegen die Umweltzerstörung in unserem Land, die ungewollte Verspätung des Abschlusses dieser „Geologie von Österreich" mitbewirkt.

Die Verzögerung bei der Vollendung dieses Bandes zeitigte ein zweifaches Resultat. Zunächst die Erkenntnis, welche Flut wesentlicher Ergebnisse in einem derart kurzen Zeitraum heute auf jedem Sektor der Naturwissenschaft anfällt, die Einsicht in die explosive Entwicklung, die erst so recht bei der Einarbeitung von hunderten Artikeln in den zuvor schon fertiggestellten Teil des Manuskriptes zum Bewußtsein kommt. Dieser rapide Fortschritt hat aber andererseits zur Folge gehabt, daß etliche noch offen gebliebene Grundprobleme in ebendieser Zeit einer befriedigenden Lösung zugeführt werden konnten. So etwa die Frage der tethysweiten, ja weltweiten exakten Korrelierbarkeit von Schichtgliedern und wichtigen Arten der Makro- und Mikrofauna, besonders des Mesozoikums, ausgehend vom klassischen alpinen Raum, dann die bis jüngst so quälende Frage nach Art und Alter der Tektonik der Hallstätter Zone, in der nun jurassische Gleittektonik gesichert ist; sodann die Frage der Schubweite der alpinen Decken und die Tiefenstruktur der Nordrandzone der Alpen, die durch die intensi-

ve Exploration seitens der Erdölindustrie, die sich unter anderem mit Serien von Tiefbohrungen und moderner Geophysik bis weit ins Innere der Kalkalpen vorgearbeitet hat, so überraschend, so großartig und zugleich so präzise beantwortet worden ist; und schließlich die fällige Klärung der Herkunft des unerwartet großzügigen ostvergenten Deckenbaues in der Böhmischen Masse mit Auswirkungen auf das Verständnis des Deckenbaues im variszischen Gesamtorogen.

So hat diese Verzögerung nun doch auch den Vorteil mit sich gebracht, ein in entscheidenden Punkten qualitativ unvergleichlich besseres, endgültigeres Bild von der Geologie unseres Landes zeichnen zu können.

Auf der anderen Seite war bei einem derart exponentiell anschwellenden Stoff die Frage zu stellen, wie weit, wie tiefschürfend läßt sich dieses schier uferlose Thema behandeln, wie abgrenzen, was ist „wichtig", um aus der Flut der Literatur herausgehoben zu werden. Hier konnte nur das Prinzip gelten, daß über die Aufnahme der wesentlichen aktuellen Ergebnisse hinaus bei diesem breit angelegten Vorhaben eine Gesamtschau über das bisher in Österreich von Generationen Geleistete gegeben werden muß. Es soll der Schatz der auch in Zukunft wesentlichen grundlegenden Daten hier endlich übersichtlich zusammengefaßt geboten werden, wobei in vielen Themenkreisen weit zurückgegriffen werden muß: Zur Fossilbestimmung bieten etwa ebenso wie zum Auffinden der Fossilfundpunkte, zur Schichtcharakterisierung, zur detaillierten regionalgeologischen Erörterung auch ältere Arbeiten eine Fülle von Daten, die in den neuesten Arbeiten nicht mehr wiederholt werden. Es wird daher trotz des Schwerpunktes auf der modernen Literatur in vielem weit, z. T sehr weit, zurückgegangen, um eine umfassende Bilanz über die Kenntnis der Geologie unseres Landes zu liefern. Das umfangreiche Literaturverzeichnis ist so zugleich zu einer Bibliographie der Geologie und Paläontologie von Österreich geworden. Dies erschien im Vergleich mit anderen Abhandlungen ähnlichen Themas unerläßlich, um für den etwas Fernerstehenden einen umfassenden Einblick in das bestehende Schrifttum zu vermitteln und nicht nur etwa die Meinung des Verfassers zu bieten. Wo für das Verständnis erforderlich, mußte hierbei über die vorgegebenen Grenzen sowohl im Sachlichen (allgemeine Ergebnisse über die Genese des Flysches, aus dem Gebiet der Fazieskunde, Verständnis komplexer tektonischer Strukturen etc.) als auch in regionaler Hinsicht (Anknüpfung an die Daten aus Italien und Jugoslawien im südalpinen Anteil, an jene Bayerns in der Alpen-Nordrandzone, an das mitteleuropäische Variszikum beim Anteil Österreichs an der Böhmischen Masse etc.) hinausgegangen werden.

Trotz der Fülle des Erfaßten war im Hinblick auf den begrenzten Umfang Beschränkung notwendig, so daß trotzdem nicht alles Verarbeitete zitiert werden konnte. Um trotz der Breite des Stoffes übersichtlich zu bleiben, ist wie im ersten Band zu Beginn jedes Kapitels eine kurze Übersicht und Einführung gegeben, die ein rasches Zurechtfinden ermöglicht. In einem einleitenden historischen Abschnitt wird jeweils das Verständnis für die Entwicklung der Vorstellungen, für das Ausmaß von Erarbeitetem und der noch verbleibenden Probleme vermittelt.

Im dritten Band schließlich wird ein Überblick über die geologische Gesamtentwicklung unseres Landes und die allgemein-geologischen Prinzipien der Gestaltung geboten.

Den bewährten Helfern im Geologischen Institut, allen voran Frau M. Stelzhammer und Frau S. Schneider betreffend die Schreibarbeiten und Herrn L. Leitner für die Ausfertigung der Reinzeichnungen, gilt mein herzlicher Dank für ihre Leistung. Herrn H. Neuner danke ich für die Ausarbeitung der Photos. Ebenso zu Dank verpflichtet bin ich dem Verlag Franz Deuticke, der sich um die Gestaltung des Werkes liebevoll angenommen hat.

Wien, im Juni 1985 Alexander Tollmann

II. DIE ALPEN, FORTSETZUNG. AUSSERZENTRALALPINER ANTEIL

F DAS OBEROSTALPINE STOCKWERK NÖRDLICH DER ZENTRALALPEN

1. Die Nördlichen Kalkalpen

a) Überblick. Geologische Position und Gliederung

Die Nördlichen Kalkalpen ziehen als geologisch klar umgrenzte, geschlossene Einheit mit einer Länge von 500 km, einer Breite von 40 km im Westen bzw. 50 km im Osten und einer erbohrten Maximalmächtigkeit von 6,5 km vom Rheintal bzw. Rhätikon bis zum kalkalpinen Wienerwald an der „Thermenlinie" am Abbruch zum Wiener Bekken. An diesem Störungsbündel versinken die Kalkalpen bruchtektonisch in Staffeln bis zu 5,5 km Tiefe unter dem Neogen des Wiener Beckens, um jenseits dieses grabenartigen Einbruchs als Choč-Strážov-Gemeriden-Deckensystem in den Westkarpaten wieder aufzutauchen. Gegen die Westalpen hin endet diese Gebirgskette (Abb. 1).

Die Nördlichen Kalkalpen bilden einen wesentlichen Bestandteil der großen oberostalpinen Schubmasse (Band I, Abb. 1), von der wir im Band I einerseits den paläozoischen Anteil in Form der Grauwackenzone, der Gurktaler Decke etc., andererseits Mesozoikum in bescheidenen Resten im Drauzug, am Rücken der Gurktaler Decke und in den Stubaier Alpen kennengelernt haben. Der Streifen der Nördlichen Kalkalpen stellt den aus Permomesozoikum in nordalpiner Fazies bestehenden, am weitesten nach Norden überschobenen Teil dieser 165 bis 185 km weit transportierten oberostalpinen Deckenmasse dar. Die Beweise für den Fernschub der Kalkalpen über das Tauernfenster und die tieferen ostalpinen Einheiten hinweg sind in Band I, S. 193 f., in diesem Band S. 107 ff. und eingehend bei A. TOLLMANN, 1976 b, S. 31–42, dargelegt worden. Die Kalkalpen überlagern demnach heute tektonisch fremden Untergrund, der in zahlreichen Fenstern und Schürflingen aus Flysch und Helvetikum an die Oberfläche kommt (Abb. 58). Die Nördlichen Kalkalpen sind diesem Untergrund teils flach aufgelagert, teils seicht muldenförmig eingelagert, wobei der größte Tiefgang in der Mitte oder südlich einer mittleren Zone liegt. Am Nordrand heben sie flach oder sekundär versteilt gegen Norden aus (Bd. I, Abb. 4). Die sekundäre Steilstellung bestimmter Abschnitte der Stirnzone ist früher von manchen Bearbeitern als Hinweis auf Autochthonie gewertet worden, stellt aber ein später aufgeprägtes Merkmal dar und spricht nicht gegen den Fernschub, der heute durch Bohrungen und durch umfang-

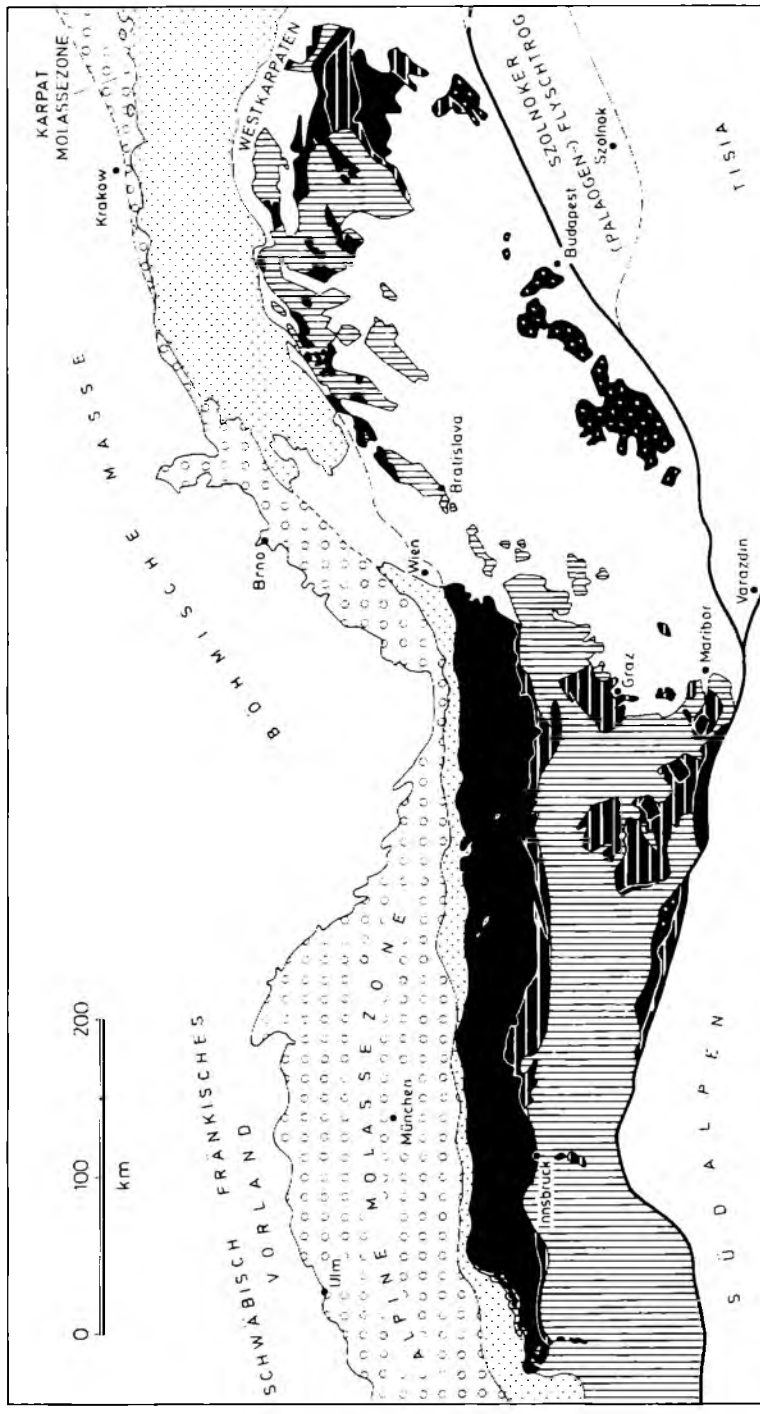


Abb. 1: Die Position der Nördlichen Kalkalpen als Teil des Oberostalpins im alpin-karpatischen Raum; aus A. Tollmann, 1968 a, Taf. 8.

reiche geophysikalische Untersuchungen über den Untergrund der Kalkalpen belegt ist (Abb. 59).

Der Schichtumfang der Kalkalpen umfaßt maximal Glieder vom Perm bis zum eozänen Anteil mancher Gosaubecken (Tab. 2–8). Auf Grund der verschiedenartigen Ausbildung der Trias unterscheidet man verschiedene, mehr oder weniger scharf getrennte Faziesräume mit weiteren Subfaziesregionen (Abb. 55–56; Tab. 3). Der nördliche und westliche Teil der Kalkalpen wird von der Hauptdolomitfazies und der voralpinen Dachsteinkalkfazies eingenommen. Erstere ist durch die Kombination von Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und Oberrhätkalk charakterisiert und je nach Mitteltriasausbildung in sechs weitere Subfaziesregionen gegliedert. Die hochalpine Faziesgruppe, die erst östlich vom Inn im Südteil der Kalkalpen einsetzt, birgt die tiefjuvavische Hallstätter Fazies mit einer Reihe von Subfaziesregionen, die kanalförmig

Abb. 2: Wettersteinkalk als Charaktergestein hochalpiner Formen in der Karwendelgruppe. Ansicht der Plattenspitz-Nordseite von NE. Über dem Muschelkalksockel baut sich der mächtige Wettersteinkalk mit schmaler Einschaltung von Partnachmergeln auf (Photo R. Boehringer).

in Becken entlang den Karbonatplattformsedimenten der hochalpinen Dachsteinkalkfazies eingeschaltet waren. Die Sedimente der späteren Jura- und der Kreidezeit sind in ihrer Fazies unabhängig von diesen älteren Zonen abgesetzt worden. Kontinuierliche Schichtreihen reichen im voralpinen (nördlichen) Gebiet der Kalkalpen bis in das Mittelturon empor, dann treten Schichtlücken im Zusammenhang mit der Deckenbildung der Kalkalpen auf, die Sedimentation wird auf einzelne Gosaubecken reduziert. In den Kalkhochalpen setzen die Bewegungen und damit die Schichtunterbrechungen früher, und zwar besonders ab der höheren Unterkreide, ein.

Der Innenbau der als Ganzes fernüberschobenen Kalkalpen wird durch Deckenbau beherrscht, was heute nach langem, zuletzt 1960–1970 nochmals aufgeflammtem wissenschaftlichem Streit allgemein anerkannt wird (letzte Ausnahme für den Westabschnitt: V JACOBSHAGEN, 1975). Dabei wurden die Vorstellungen über die Art des Deckenbaues seit der grundsätzlichen Erkenntnis der internen Fernüberschiebungen um die Jahrhundertwende vielfach modifiziert. Man ist von einem schematischen Durchziehen aller Einheiten durch die Kalkalpen abgegangen, hat an- und auslaufende, auch mit dem Nachbargebiet randlich verbundene und freie Decken gefunden, hat Faziesdecken ebenso wie Vielfaziesdecken erkannt und hat vor allem im Hallstätter Gebiet neben fernverfrachteten Hallstätter Schollen abschnittsweise gebundene Tektonik erfaßt. Auch das Verhältnis von früher Gleittektonik in der Hallstätter Region zu späterer, zusätzlicher Schubtektonik ist klargestellt. Der tektonische Bau der Kalkalpen ist dergestalt heute in seinen großen Linien abgeklärt.

Die großen Züge des Baues der Nördlichen Kalkalpen lassen sich wie folgt umreißen (Abb. 60): 1. Die in der gesamten Länge im Nordteil der Kalkalpen durchziehende, nur in der Mitte tektonisch reduzierte Deckengruppe wird als Bajuvarikum bezeichnet und umfaßt neben der Cenoman-Randschuppe die Allgäu-Frankenfelser sowie die Lechtal-Lunzer Decke mit einem materialbedingten engen internen Faltenbau. 2. Die noch zur „voralpinen Deckengruppe" gerechnete, südlich anschließende Einheit, das Tirolikum, das auf Kosten der vorgenannten Decken besonders breit im Mittelabschnitt der Kalkalpen entwickelt ist, zeigt auf Grund des rigideren mächtigen Triasbaumaterials (Wettersteinkalk und -dolomit, Hauptdolomit und Dachsteinkalk) mehr eine plattenförmige, im allgemeinen nur mäßig gefaltete Struktur. Die Inntaldecke des Westens, die Staufen-Höllengebirgs-Decke und südlichere Einheiten wie Tennengebirgsscholle, Totengebirgs- und Warscheneckdecke der Mitte und die intern weitgehend unterteilte „Ötscherdecke" des Ostens gehören hierher. 3. Im Bereich der Kalkhochalpen (in geologischer Hinsicht) unterscheidet man von der westlichen Salzburger Landesgrenze an gegen Osten hin mehr oder weniger fernverfrachtete Elemente der Hallstätter Zone (Tiefjuvavikum), bei der die Elemente des Nordkanals wenig weit ausgepreßt, die Schollen des Südkanals weit vorgeglitten sind, und die fernverfrachteten Großschollen in hochalpiner Dachsteinkalkfazies (Hochjuvavikum), wozu Berchtesgadener-, Dachstein- und Schneebergdecke zählen. Die hochalpine Mürzalpendecke des Ostens vereint in sich tief- und hochjuvavische Fazies und Position.

Zu dieser deckentektonischen Gliederung kommt noch eine kräftige bruchtektonische Zerlegung, teils an jungalpidischen Brüchen, teils (im Osten) an alten Störungen, die durch alpidische Wiederbelebung aus dem die Kalkalpen unterlagernden Sockel, der Böhmischen Masse, bis an die Oberfläche durchgegriffen haben (Abb. 62).

b) Erforschungsgeschichte, Kartengrundlagen, zusammenfassende Darstellungen

Die Bergbaukunde und die Bergbauerfahrung in den Kalkalpen reichen als Vorgeschichte geologischer Betrachtungsweise sehr weit zurück: Vom Tiroler Landreim des Dichters Georg Rösch von Geroldshausen aus 1558, der aus den Tiroler Kalkalpen den für die „Feuerpüchsen" genutzten Hornstein des Sonnwendgebirges erwähnt, das „Türschen Pluet" (Seefelder Ölschiefer) vom Zirler Berg, „Märml gar schwarz mit durchzognen Strichen weiß wie Quarz" (Gutensteiner Kalk) von Thaur etc. (R. v. Klebelsberg, 1935, S. 1), über die 5000 Jahre lang währenden Salzbergbaue von Hallein und Hallstatt, von welch letzterer Lokalität bereits urzeitlich 30.000 t Steinsalz gefördert worden waren, bis zu dem um 2500 v. Chr. betriebenen Feuersteinbergwerk der Antonshöhe nahe Mauer bei Wien, wo in einer Zeit von 200–500 Jahren mittels 12 m tiefer Schächte insgesamt 2500 m^3 (= 6500 t) Feuerstein zur Werkzeugbereitung gebrochen und bis Mähren und Kroatien gehandelt worden waren (F. Kirnbauer, 1975, S. 113 f.). Karten über die historischen Bergbaue in Österreich aus der Zeit von 1500–1600 hat F. Kirnbauer (1968, Erl. 1971) im Österreichischen Volkskundeatlas veröffentlicht.

Die wissenschaftliche Erforschungsgeschichte der Kalkalpen reicht auf Grund des Fossilreichtums mancher Abschnitte, der das Interesse der Forscher früh angeregt hat, bis in das ausgehende 18 Jahrhundert zurück, wie etwa Berichte von J. Bohadsch (1782, S. 211) über die Fossilführung des Gosaubeckens bezeugen. Noch in diesem Jahrhundert beginnt man auch geologische Karten zu entwerfen, so wie etwa M. Flurl in München, der in seinem Werk von 1792 die Gebirgsarten im bayrischen Alpenanteil kartenmäßig ausgliedert, wobei er allerdings erst die Kalkalpen („Hoches Kalkgebirg") von den subalpinen Einheiten („Niedere Kalk- und Santflöze") unterscheidet.

Die erste Hälfte des 19 Jahrhunderts war in erster Linie der Erforschung der Grundzüge der Stratigraphie gewidmet. Aus dieser Zeit der Bereisung der Kalkalpen durch aus- und inländische Naturforscher sind die besonders kräftige Impulse setzende Forschungsreise von A. v. Humboldt & L. v. Buch in den Jahren 1797–1799 (Publikation 1802), ferner jene der englischen Naturforscher A. Sedgwick & R. Murchison (1831) mit ihren klassisch gewordenen Profilserien, oder die des Wahlösterreichers Ami Boué (1826, 1830 a, 1832 etc.) hervorzuheben. A. Boué, französischer Abstammung, aber 1841–1881 in Bad Vöslau und Wien als österreichischer Staatsbürger ansässig geworden, der 1812–1839 ganz Europa bis zur Türkei bereist und viele Regionen geologisch erstmalig geschildert hatte, hat auch Erstaunliches zur Kenntnis der Geologie der Kalkalpen in Schrift, Karten und Profilen beigetragen (Abb. 3) – vgl. H. Küpper, 1981; K. Charbusky, 1981/82.

Seit 1830 (A. Lill v. Lilienbach: Werfener Schichten) beginnt man einzelne Schichtglieder zu erfassen und deren Inhalt klar zu umreißen, im Jahre 1847 (A. v. Morlot, 1848) und 1848 (F. v. Hauer) wird schließlich der entscheidende Schritt bei der stratigraphischen Grundgliederung der Kalkalpen unternommen: Die Auflösung des (übrigens zum Teil noch bis 1860 weiter verwendeten) Begriffes „Alpenkalk" in einzelne Glieder begann, nachdem seit F. v. Hauers Cephalopodenuntersuchungen (1846) mehr und mehr klar geworden war, daß der „Alpenkalk" zu einem Großteil aus der so lange in den

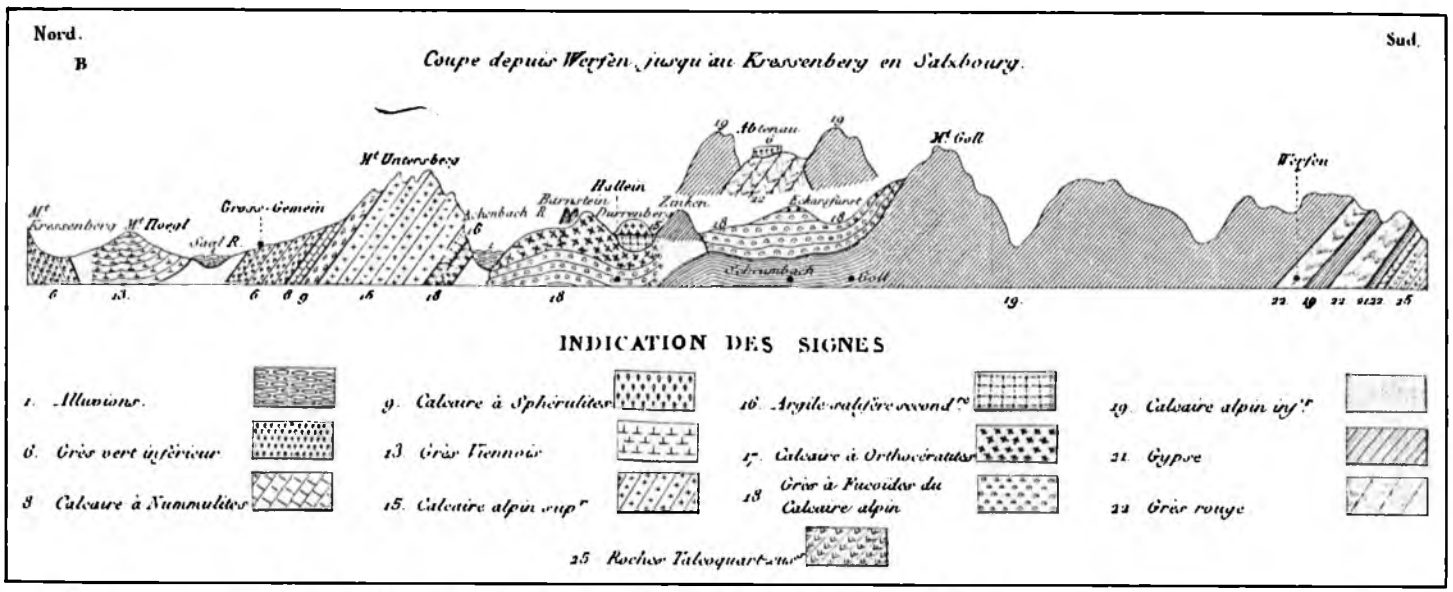


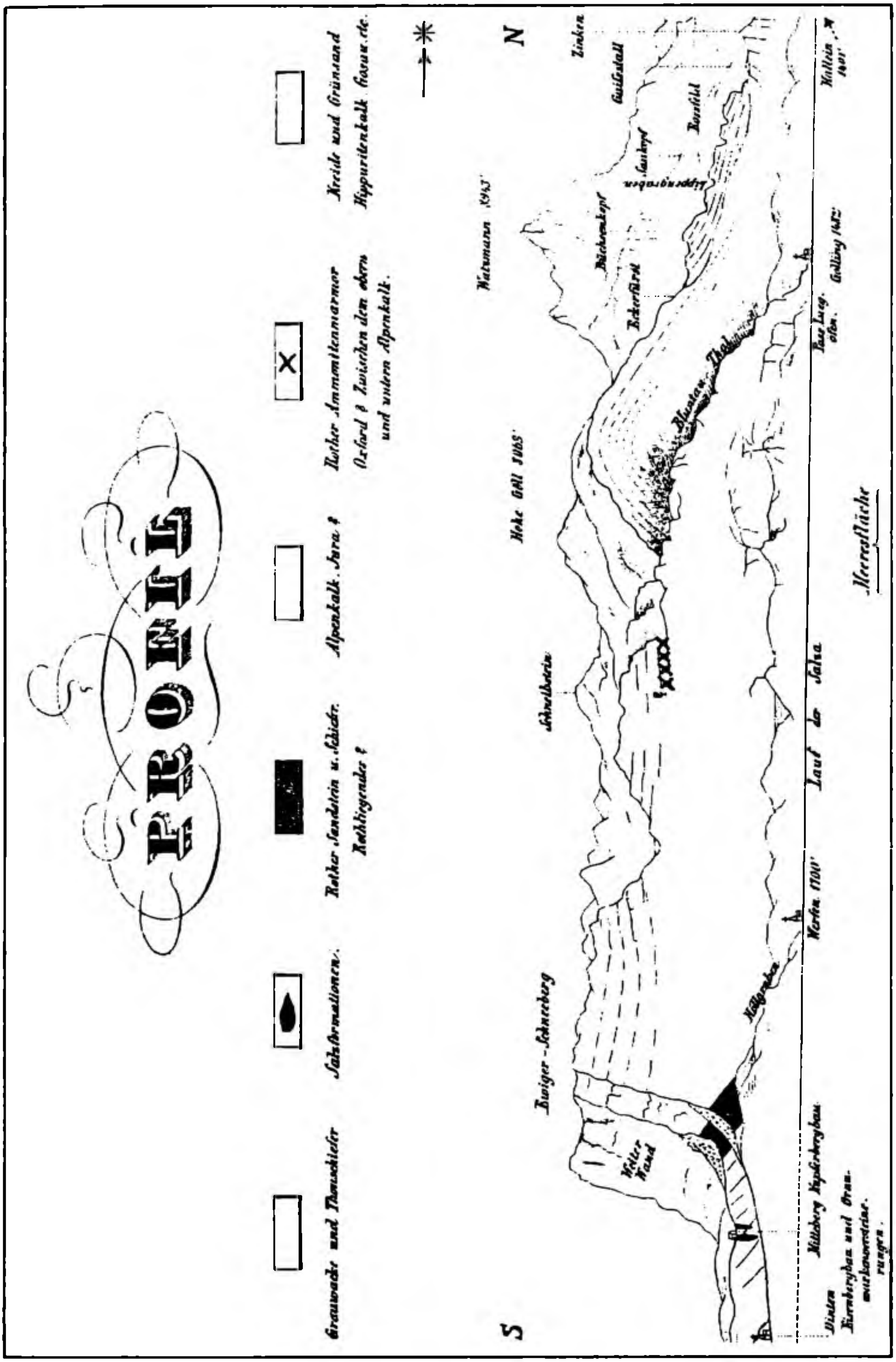
Abb. 3: Das Profil von A. Boué, 1830, Taf. 4, durch die Salzburger Kalkalpen entlang der Salzach. Von der Hauptmasse des „Alpenkalkes" sind bereits Haselgebirgsgipse (21) und Werfener Schiefer (22) im Liegenden und etliche Schichtglieder von den Roßfeldschichten (18) bis zur Gosau (9) im Hangenden innerhalb der Kalkalpen abgegliedert.

Alpen vermißten Trias besteht. Aufschlußreiche Berichte über den Stand der Kenntnis der Stratigraphie in dieser frühen Forschungsepoche enthalten die zusammenfassenden Darstellungen von F. v. HAUER von 1850 und 1853.

Mit der Gründung der Geologischen Reichsanstalt in Wien im Jahre 1849 setzte die erste systematische geologische Aufnahme der Kalkalpen ein, nachdem zuvor erste Teilstücke im Zusammenhang mit lokalen Landesaufnahmen in großen Zügen bereits erfaßt worden waren, z. B. auf der geologischen Karte von Vorarlberg durch A. R. SCHMIDT (1843), von Tirol durch M. STOTTER et al. (1849), von Bayern durch C. SCHAFHÄUTL (1846) – die geognostische Karte von Bayern von C. W GÜMBEL folgt später (1858 a, b) –, von Salzburg durch A. BOUÉ (1832), von Steiermark durch M. ANKER (1835), von Ober- und Niederösterreich durch A. BOUÉ et al. (1831) und von Niederösterreich durch P PARTSCH (1843 a, b) – vgl. F. v. HAUER (1850, S. 17 ff.). Diese frühesten Aufnahmen durch die Reichsanstalt fanden vielfach nur in der geologischen Übersichtskarte der Österr.-Ungar. Monarchie (F. v. HAUER, 1867–1871) ihren kartographischen Niederschlag.

Waren so um die Mitte des vorigen Jahrhunderts die ersten Grundlagen für eine aufbauende geologische Forschung in den Kalkalpen gelegt, so kann die zweite Hälfte des vergangenen Jahrhunderts als klassische Ära der Erforschung dieser Gebirgskette gelten. In diesem Zeitraum erfolgte eine zweite, nun für die Spezialkarte 1 75.000 ausgerichtete Aufnahme des Gebietes, damit verknüpft eine weit vorangetriebene Analyse der Schichtfolge, eine Beschreibung der reichen Fossilsuiten und der Versuch einer Auflösung des komplizierten tektonischen Baues unter Zugrundelegung des Inventars an Bruchstrukturen, Faltung und lokalen Aufschuppungen. Eine Unzahl von bedeutenden paläontologischen Monographien erwuchs aus kalkalpinem Material, weltweit für die Faunen der Tethys gültig – wofür etwa die monumentalen Werke von E. v. MOJSISOVICS (1873, 1882, 1893, 1902) oder von A. BITTNER (1890) in den Abhandlungen der Reichsanstalt als Beispiel dienen können (Abb. 5). Die stratigraphischen Forschungen, durch das erbitterte Ringen um die Stufengliederung der Trias durch die eben genannten Forscher akzentuiert, fanden erst in G. v. ARTHABERS „Lethaea" im Jahre 1906 einen ersten Abschluß. In bezug auf die regionalgeologische Arbeit sind aus diesem Zeitraum für den westlichen Teil der Kalkalpen A. v. PICHLER (ab 1856) und F. v. RICHTHOFEN (ab 1857), für den Mittelteil A. BITTNER und E. v. MOJSISOVICS, für den Ostabschnitt D. STUR (ab 1850), G. GEYER (ab 1878) und wiederum A. BITTNER (ab 1882) auf Grund ihrer heroischen Leistungen besonders hervorzuheben.

Mit der Wende zum neuen Jahrhundert hält die Deckenlehre ihren Einzug und beherrscht in der ersten Hälfte unseres Säkulums gegenüber der nun fast vollkommen zurücktretenden stratigraphischen Arbeit das Feld der Forschung in den Kalkalpen. Die erstaunlich klare Erfassung der gewaltigen flachen kalkalpinen Überschiebungen und Überfaltungen durch F. v. RICHTHOFEN in den westlichen Kalkalpen im Jahre 1859 war dem Zeitgeist um 50 Jahre voraus und wurde so wenig geglaubt, daß sie hier vollkommen in Vergessenheit geriet. Die schon von RICHTHOFEN vorweggenommene Erkenntnis von der Fernüberschiebung der Kalkalpen und die Erfassung des internen Deckenbaues kamen erst im Rahmen des Internationalen Geologenkongresses in Wien durch den Weitblick französischer Forscher wie P TERMIER (1903) und E. HAUG (& M. LUGEON, 1904) zum Ausdruck, welch letztere den Deckenbau des Mittelabschnittes der


PROFIL
Grauwacke und Thonschiefer
Salzformationen
Rother Sandstein u. Schiefer.
Rothliegendes ?
Alpenkalk. Jura ?
Rother Ammonitenmarmor
Oxford ? Zwischen dem obern und untern Alpenkalk.
Kreide und Grünsand
Hippuritenkalk Gosau etc.
S
N
Ewiger-Schneeberg
Hohe Göll
Watzmann
Werfen
Lauf der Salza
Meeresfläche
Golling
Hallein

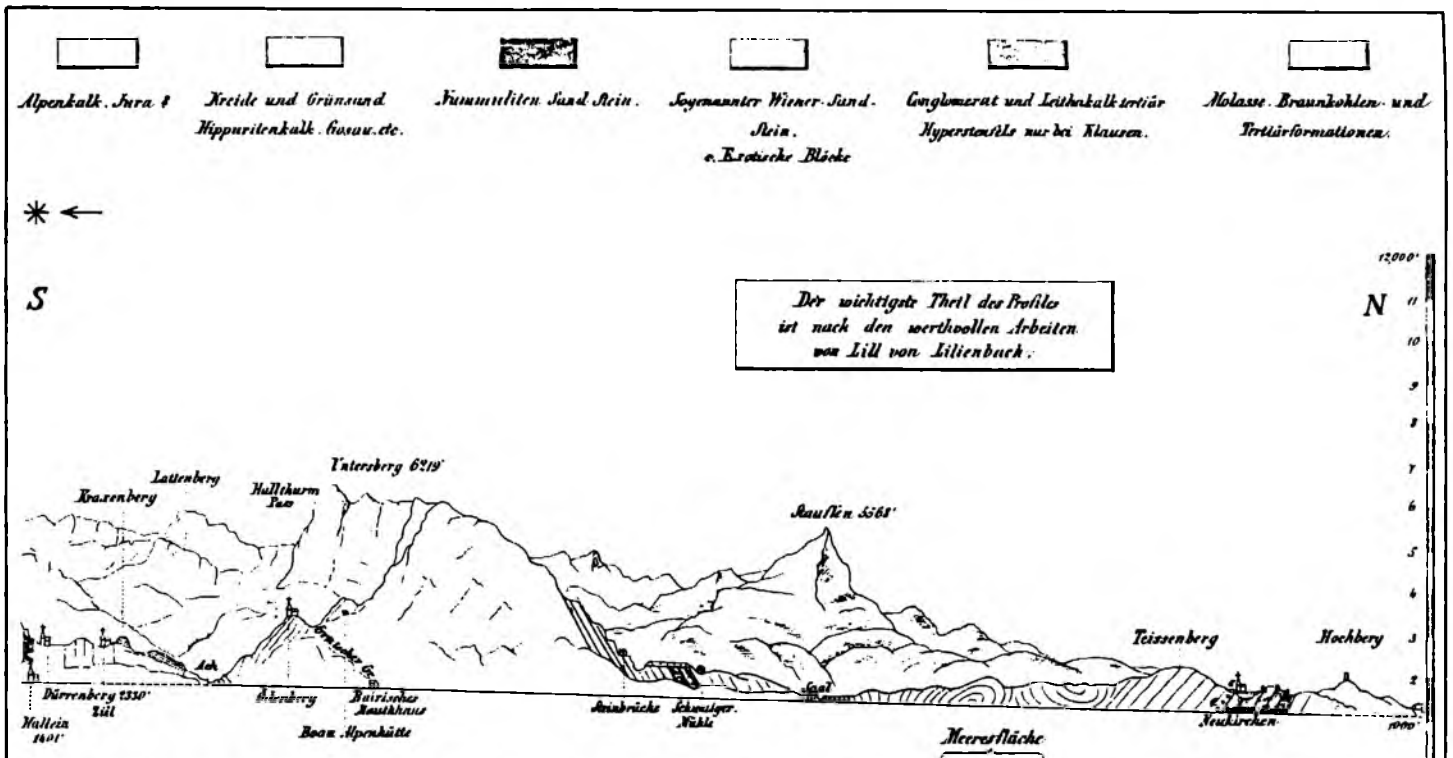
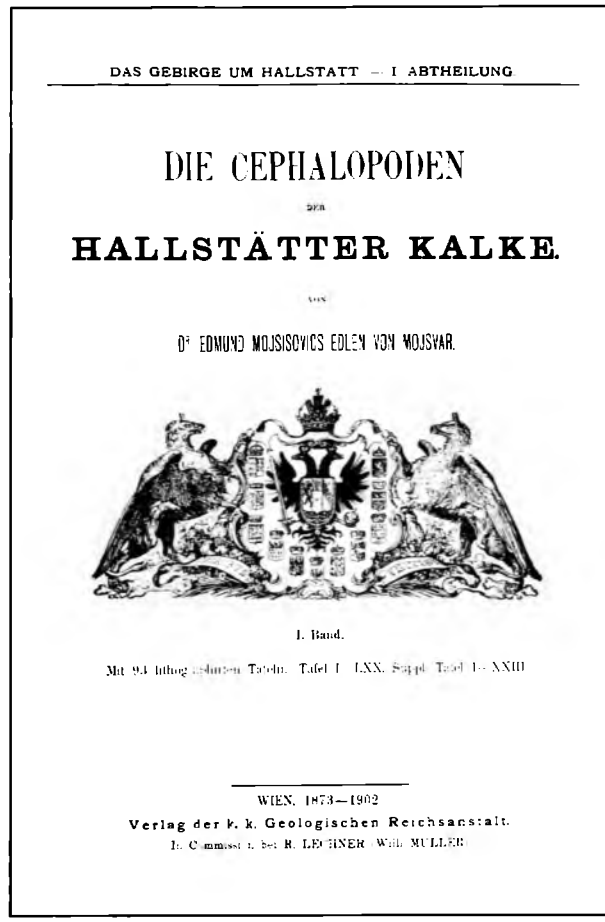


Abb. 4: Das Profil von A. Morlot, 1847 Taf. 1, durch die Salzburger Kalkalpen entlang der Salzach. Gegenüber dem zuvor gezeigten Querschnitt ist zwar die Aufnahme der Strukturen subtiler geworden, an Schichtgliedern aber ist kaum etwas hinzugekommen (bloß der rote Ammonitenkalk des Jura). Die Trias, die Morlot noch im selben Jahr endlich innerhalb des „Alpenkalkes" erfaßt hatte, ist hier noch nicht abgetrennt.



DAS GEBIRGE UM HALLSTATT — I ABTHEILUNG

DIE CEPHALOPODEN

DER

HALLSTÄTTER KALKE.

VON

Dr EDMUND MOJSISOVICS EDLEN VON MOJSVAR.

I. Band.

Mit 94 lithographirten Tafeln. Tafel I—LXX. Suppl. Tafel I—XXIII.

WIEN, 1873—1902

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Commission bei R. LECHNER Wilh. MÜLLER

Abb. 5: Titelblatt der ehrwürdigen „Abhandlungen" der Geologischen Reichsanstalt vom ersten Band der aus Erbitterung über den Streit mit BITTNER unvollendet gebliebenen vielbändigen Monographie über „das Gebirge um Hallstatt" Den ganzen großen Wert dieser Monographien begreifen wir erst jetzt mit Erfassen der weltweiten Verbreitung vieler dieser von MOJSISOVICS erstbeschriebenen Ammonitenarten.

Kalkalpen in einem ersten Wurf zu lösen suchten. Knapp zuvor war ja bereits in den westlichen Kalkalpen der Bau aus weit und flach überschobenen Einheiten durch ostalpine Forscher erkannt worden: Im Jahre 1902 hatte A. ROTHPLETZ (S. 46) aus München die deckentektonische Gliederung des Bajuvarikums in Allgäuer und Lechtaler Schubmasse erkannt und hatte der Tiroler O. AMPFERER (S. 276) die Karwendel-Überschiebung, die Basis für die Abgliederung der Inntaldecke, beschrieben.

Erste Synthesen über den Deckenbau der Hauptabschnitte der Kalkalpen wurden bereits wenige Jahre danach vorgelegt: von O. AMPFERER (1911, Tf. 34; 1912 a, Abb. 1) für den Westen, von F. HAHN aus München (1912; 1913 b) für den Abschnitt zwi-

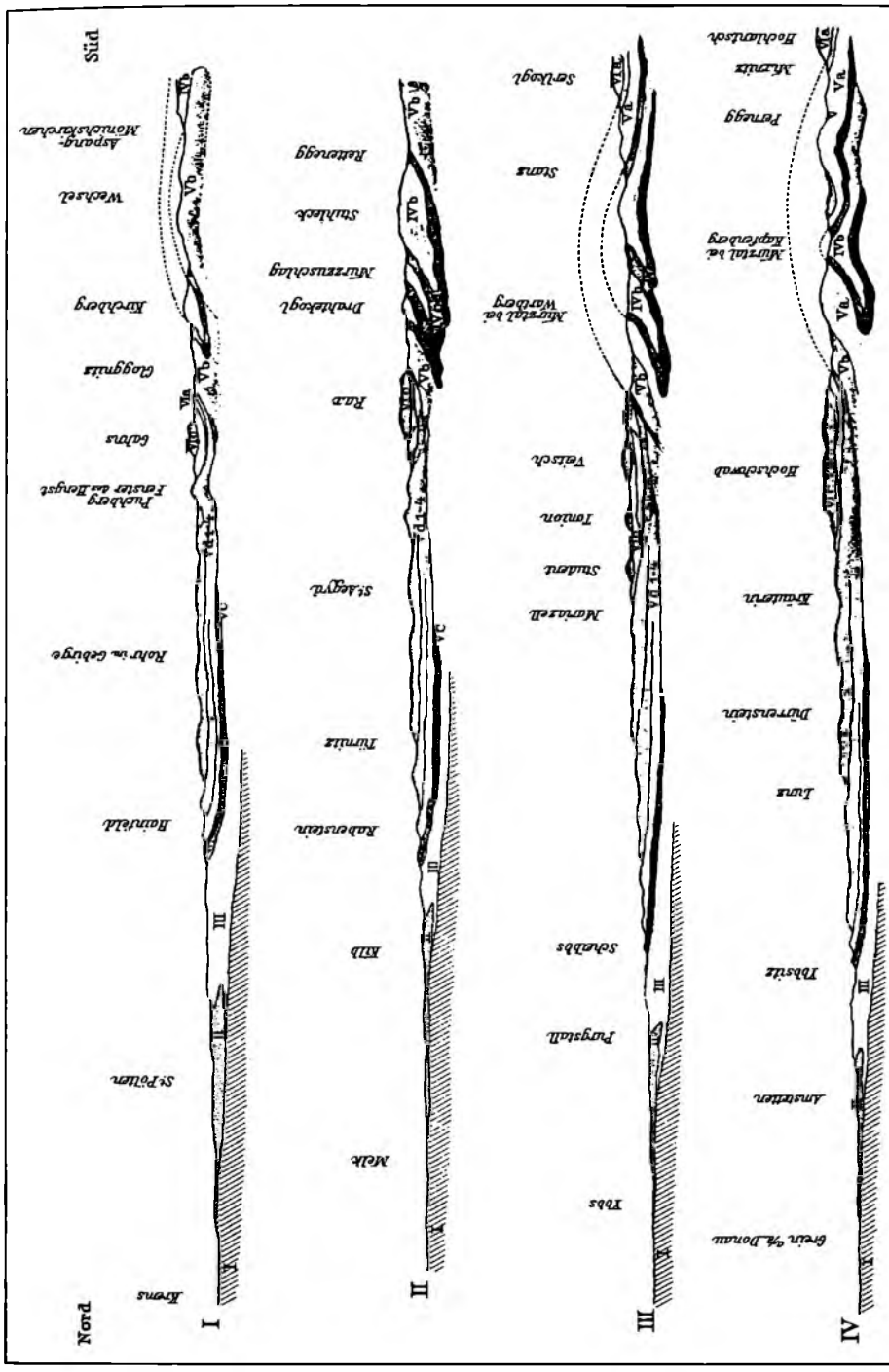


Abb. 6: Die ersten Deckenprofile der östlichen Kalkalpen; veröffentlicht von L. Kober in den Denkschriften der Akademie, 1912, Taf. 1.

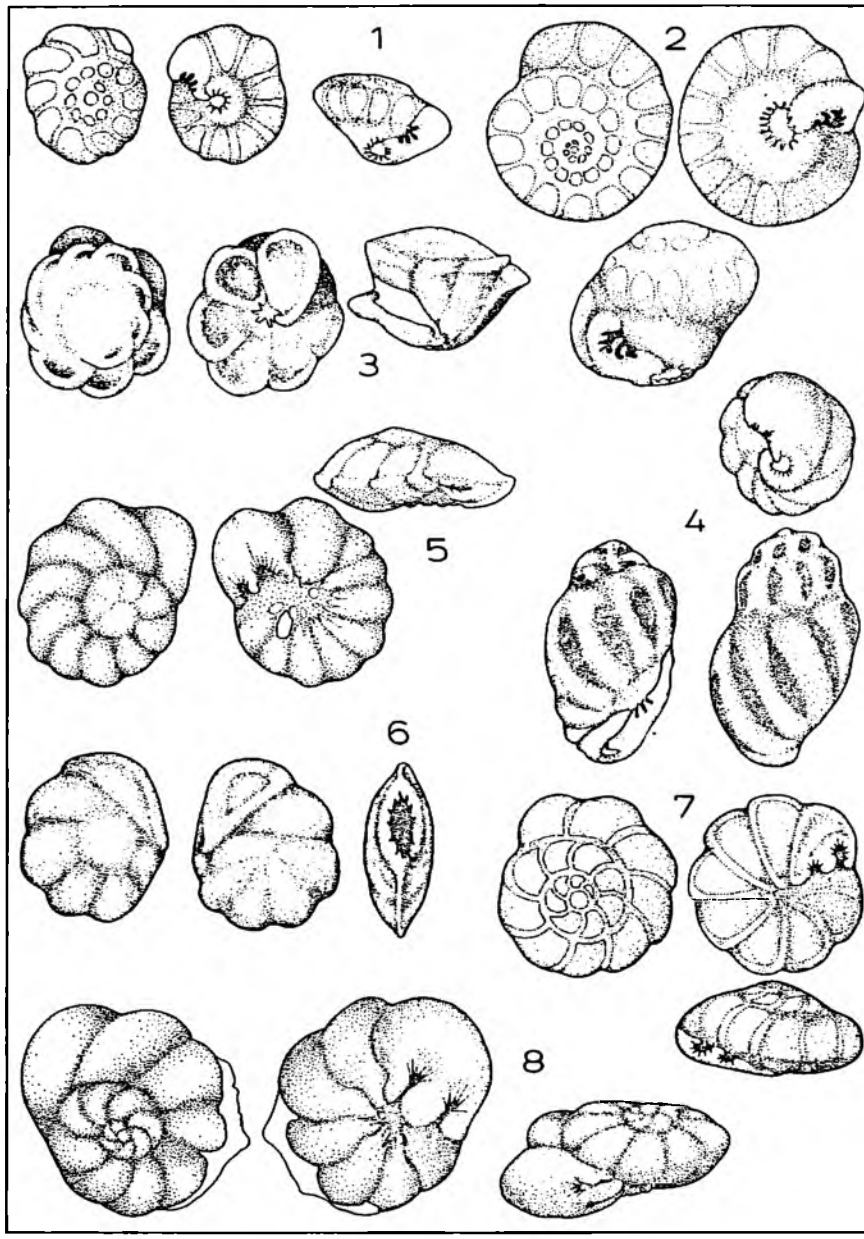


Abb. 7: Noch zu Beginn der sechziger Jahre des 20. Jahrhunderts war Pionierzeit für Triasmikrofaunen-Untersuchungen in den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen. Die Abbildung zeigt einen Ausschnitt aus der Beschreibung der Rotaliiden der Obertrias durch E. KRISTAN-TOLLMANN, 1960, aus Taf. 7–21, wo sämtliche 17 angetroffenen Arten und alle 6 vorgefundenen Gattungen neu waren (1–4: *Variostoma;* 5, 8: *Diplotremina;* 6: *Involvina;* 7: *Duostomina*). Viele der von hier erstbeschriebenen Arten sind inzwischen weltweit wiedergefunden worden.

schen Inn und Enns, von E. HAUG (1906, Tf. 10; 1912, S. 141 ff.) für den Mittelteil, von L. KOBER (1909; 1911 a, b; 1912 a, b) für den Ostabschnitt der Kalkalpen (Abb. 6).

Die erst heute in befriedigender Weise gelösten Probleme des Mittelabschnittes der Kalkalpen mit seinen Hallstätter Zonen haben im betrachteten Zeitraum die heißesten Diskussionen bewirkt, die in den diametralen Meinungen von J. NOVAK, F. HAHN und E. SPENGLER (Hallstätter Kanal nur im Süden), E. HAUG und L. KOBER (Hallstätter Kanal nur im Norden), E. v. MOJSISOVICS, E. KITTL und F. TRAUTH (zwei relativ autochthone Zonen) und weiteren Ideen (R. STAUB, 1924 etc.) ihren Ausdruck fanden (Abb. 94). Als Giganten der kalkalpinen Kartierung dieser Epoche stechen O. AMPFERER und E. SPENGLER durch das Ausmaß und die Genauigkeit ihrer Aufnahmen hervor: Hatte doch etwa der bekannte Alpinist und begeisterte Kalkalpengeologe O. AMPFERER in seiner vierzigjährigen Aufnahmstätigkeit im Rahmen der Geologischen Bundesanstalt 30 Blätter im Maßstab 1 : 25.000, zum guten Teil im Hochgebirge, aufgenommen, weit über sein engeres Heimatland Tirol hinaus bis zum Ostrand der Kalkalpen.

Nochmals bricht mit der zweiten Hälfte unseres Jahrhunderts ein neuer Abschnitt in der Erforschungsgeschichte der Kalkalpen an: Die neueren Untersuchungsmethoden der Mikrofazies und Mikrofaunenkunde hielten seit den Pionierarbeiten durch R. HUCKRIEDE (1955) über Trias-Conodonten und E. KRISTAN (1957) über Trias-Foraminiferen (Abb. 7) sowie durch H. OHLEN (1959) bzw. A. G. FISCHER aus Princeton/USA (1964), über die Mikrofazies des Dachsteinkalkriffkomplexes in ganzer Breite Einzug, so daß in jüngster Zeit auch für diesen Sektor der Forschung die Kalkalpen klassisches Gebiet geworden sind und die meisten bei G. ARTHABER offen gebliebenen stratigraphischen Fragen nun auf dieser neuen Basis gelöst werden konnten.

Die weltweite Bedeutung der in diesem klassischen und gesegneten Gebiet seit dem vorigen Jahrhundert auf dem paläontologischen und stratigraphischen Sektor geleisteten Arbeit kann erst in der Gegenwart richtig eingeschätzt werden, nachdem sich herausgestellt hat, daß zahlreiche Schichtglieder, besonders der Trias, im Gesamtraum der Tethys, bis hinüber nach China und Timor (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1983 a), in typischer Ausbildungsart verbreitet sind (und daher nach der Priorität auch mit den in den Kalkalpen gegebenen Namen zu bezeichnen sind). Von der tethysweiten Verbreitung bestimmter Faunenelemente weiß man ja schon seit E. SUESS (1862), der die ersten alpinen Ammoniten aus dem Himalaya bestimmt hatte. Das ganze Ausmaß an Gemeinsamkeiten aber auch bei benthonischen Arten, einschließlich jenen der Mikrofaunen noch über die gesamte Tethys hinaus bis auf den nordamerikanischen Kontinent, kommt erst heute so richtig zutage (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1981, 1982, 1983 a, b): Auch hier ist demnach bei vielen Makro- und Mikrofossilgruppen weltweit auf die Pionierarbeiten aus den Nördlichen Kalkalpen der Ostalpen aufzubauen.

Der Versuch der Restitution der Autochthonie schließlich, der erst vor kurzem mit Höhepunkt um 1960 seitens deutscher Geologen in den westlichen Kalkalpen, besonders von München (E. KRAUS, 1949, 1967; W ZACHER, 1962 a, b; W. ZEIL, 1959), Marburg (C. KOCKEL, 1956; V JACOBSHAGEN, 1958), Berlin und Tübingen (M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG, 1955) aus unternommen worden war, konnte dank der heute zur Verfügung stehenden Methoden zur exakten Vergenzbestimmung durch den Verfasser (1970 b, c, 1971 a, 1973 b) rasch überwunden werden. Die Reihe von Tiefbohrungen innerhalb der Kalkalpen, von der Bohrung Urmannsau (1965/66) über

Abb. 8: Die Tiefbohrung Mitterbach U 1 der ÖMV-AG tief im Inneren der Kalkalpen – hier angesichts des Ötschers – ist eine der bisherigen fünf großen Tiefbohrungen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, die entscheidende Informationen über den Deckenbau und den Untergrund der Kalkalpen erbracht haben. Diese Bohrung Mitterbach N Mariazell wurde bis in 3100 m Tiefe vorgetrieben, hat die kalkalpinen Decken durchörtert und ist in den unterlagernden Flysch und das Helvetikum eingedrungen (Photo ÖMV-AG).

Vorderriß (1977/79), Berndorf (1978/79) und Mitterbach (1980/81) – Abb. 8 – bis zu jener von Vordersee (1983), haben schließlich die letzten möglichen Zweifel am intensiven Deckenbau und großzügigen Fernschub aller Kalkalpenabschnitte beseitigt (vgl. Abb. 59 und Tab. 9).

Aber auch der Durchbruch der 1964 aufgestellten Theorie der Plattentektonik hat nun in breiten Geologenkreisen den Übergang vom fixistischen zum mobilistischen Denken, zu einer anderen, großzügigeren Art der Betrachtungsweise der Gestaltung der Erdkruste bewirkt, so daß man weitgespannte Großüberschiebungen – wie etwa jene an der Basis der Kalkalpen – heute nicht mehr wie noch vor nicht allzulanger Zeit als

unglaubwürdiges Wunder anstaunt oder ablehnt: Bedeutender Deckenbau ist heute auch im Allgemeinbewußtsein als wesentliches Inventar der orogenen Zonen anerkannt.

Der Verfasser hat jüngst speziell der Kalkalpenkette eine dreiteilige Monographie in Liebe gewidmet, in der die geologischen Schätze dieses Gebirgszuges in das rechte Licht gerückt werden sollten: der Reichtum an allgemeingültigen tektonischen Bauformen (1973 b), die Vielfalt an Schichtgliedern und deren Fauna (1976 a) und der schon weitgehend geklärte regional-tektonische Bau (1976 b), dessen Einzelheiten dort zugleich durch eine tektonische Detailkarte im Maßstab 1 100.000 in fünf Blättern festgehalten sind.

Die Nördlichen Kalkalpen sind die am besten auskartierte geologische Einheit Österreichs, so daß der überwiegende Teil in Form der offiziellen geologischen Spezialkarte 1 : 75.000 vorliegt, mit allerdings sehr verschiedenem Erscheinungsdatum und in unterschiedlicher Qualität. Hinzu kommen einige neue Blätter im Maßstab 1 : 50.000 und eine Reihe von Blättern 1 : 25.000, und zwar aus dem Gebiet des Rhätikon (W Heissel et al., 1965), der Klostertaler, Lechtaler Alpen, für östliches Karwendel, Kaisergebirge und Gesäuse (O. Ampferer), Rax, Schneeberg (H. P Cornelius), Wolfgangsee und Hohe Wand (B. Plöchinger), sowie Einzelkarten anderen Maßstabes von Adnet, Salzburg und Schwechattal bei Baden. Der auf deutsches Gebiet übergreifende Anteil der westlichen Kalkalpen ist nun zur Gänze auf den bayerischen Blättern 1 200.000, 1 100.000, zum kleinen Teil auch auf solchen 1 : 25.000 aufgenommen.

Zur geologischen Übersicht über die Kalkalpen können die Karten 1 : 500.000 der Bundesrepublik Österreich (H. Vetters, 1933) und zum guten Teil auch jene gleichen Maßstabes von Bayern (Bayer. Geol. L.-A., 1964) herangezogen werden. Daneben liegen etliche großräumige Teilkarten vor, von der ausgezeichneten Darstellung des Westabschnittes durch R. Brandner (1980) aus dem Tirol-Atlas im Maßstab 1 300.000 und 1 : 600.000 über die geologische und tektonische Karte der Salzburger und Berchtesgadener Kalkalpen 1 50.000 von H. Knapczyk & G. Tichy (1981) bis zu der allerdings bereits kräftig revisionsbedürftigen tektonischen Karte 1 500.000 aus dem Niederösterreich-Atlas von P Beck-Mannagetta (1955) im Osten.

An zusammenfassenden Darstellungen über die Nördlichen Kalkalpen existieren außer der oben genannten dreiteiligen Monographie des Verfassers noch die Trilogie zur Rekonstruktion der Paläogeographie dieses Gebirges durch E. Spengler (1953, 1956, 1959) und die ebenfalls in drei Teilen erschienene Erläuterung zur tektonischen Karte der Kalkalpenkette durch den Verfasser (1967 a, 1969 b, 1970 b). Ferner liegt von B. Plöchinger (1980 a) eine geschlossene Kurzdarstellung des Gesamtgebietes der Kalkalpen vor.

Literatur zum historischen Abschnitt: O. Ampferer, 1902, 1911, 1912 a; M. Anker, 1835; G. v. Arthaber, 1906; P Beck-Mannagetta, 1955 a; A. Bittner, 1890; J. Bohadsch, 1782; A. Boué, 1826, 1830 a, 1832; A. Boué et al., 1831; R. Brandner, 1980; L. v. Buch, 1802; K. Charbusky, 1981–1982; A. G. Fischer, 1964; M. Flurl, 1792; C. W Gümbel, 1858 a, b; F. Hahn, 1912, 1913 b; F. v. Hauer, 1846, 1848, 1850, 1853, 1882; E. Haug, 1906, 1912; E. Haug & M. Lugeon, 1904; R. Huckriede, 1955; V Jacobshagen, 1958, 1975; F. Kirnbauer, 1968, 1975; E. Kittl, 1903; R. v. Klebelsberg, 1935; H. Knapczyk & G. Tichy, 1981 a, b; L. Kober, 1909, 1911 a, b, 1912 a, b; C. Kockel, 1956;

E. KRAUS, 1949, 1957; E. KRISTAN, 1957; E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1981, 1982, 1983 a, b; H. KÜPPER, 1981; A. LILL v. LILIENBACH, 1830; E. v. MOJSISOVICS, 1873, 1882, 1893, 1902; A. v. MORLOT, 1848; J. NOVAK, 1911; H. OHLEN, 1959; B. PLÖCHINGER, 1980 a; M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG, 1955; F. v. RICHTHOFEN, 1859; A. ROTHPLETZ, 1902; C. SCHAFHÄUTL, 1846; A. R. SCHMIDT, 1843; A. SEDGWICK & R. MURCHISON, 1831; E. SPENGLER, 1953, 1956, 1959; R. STAUB, 1924; M. STOTTER et al., 1849; E. SUESS, 1862; P TERMIER, 1903; A. TOLLMANN, 1970 b, c, 1971 a, 1973 b, 1976 a, b; W ZACHER, 1962 a, b; W ZEIL, 1959.

c) Stratigraphie

α) Allgemeine Anmerkungen

Der Schichtstoß der Nördlichen Kalkalpen umfaßt, wie erwähnt, Glieder vom Perm bis in das Eozän, wobei ab der höheren Unterkreide größere Lücken auftreten. Zusammenfassende Darstellungen über die Schichtfolge der Kalkalpen oder über größere Teilabschnitte liegen in folgenden Arbeiten vor: G. v. ARTHABER (Trias: 1906), C. DIENER (Trias: 1925), M. GWINNER (1971), O. KÜHN (1962), R. OBERHAUSER (Kreide: 1963), J. PIA (Trias: 1930), G. ROSENBERG (Trias: 1959, Jura: 1966), P SCHMIDT-THOMÉ (1964), E. SPENGLER (1951 a), A. TOLLMANN (Trias: 1973 a), F. TRAUTH (Jura: 1922, 1950), H. VETTERS (1937), H. ZAPFE (1964 a, 1973), H.-L. HOLZER (1978), B. PLÖCHINGER (1980). Eine eingehende, die Gesamtserie der Kalkalpen vom Perm bis in das Tertiär behandelnde moderne Darstellung mit umfassendem Literaturverzeichnis wurde schließlich im Band 2 der Kalkalpenmonographie des Verfassers von 1976 a gegeben, auf die als nicht unwichtige Ergänzung von Stratigraphie, Fossilinhalt und Literatur zu der hier gegebenen kürzeren Fassung zu verweisen ist.

Der lithologische Charakter der Kalkalpenkette wird durch die mächtigen Triaskarbonate geprägt, die auch für das morphologische Gepräge ausschlaggebend sind. Der Wettersteinkalk und Hauptdolomit sind das gipfelbildende Gestein der Kalkvoralpen, Ramsaudolomit-Sockel und Dachsteinkalk-Gipfelaufbauten oder -plateaus kennzeichnen die kalkhochalpinen Stöcke. Pelitische oder grobdetritische Gesteine treten in der Trias weitgehend zurück. Im Jura schieben sich dünnschichtige Beckensedimente in den Vordergrund, die Riffkalkbildung endet zunächst mit der Trias bzw. dem Tieflias und flackert nur mit dem Plassenkalk im Malm nochmals auf. In der Kreide verlieren die rein kalkigen Sedimente stark an Bedeutung, mergelige, später gröber detritische Sedimente schieben sich nun in den Vordergrund, in einer flyschartigen höheren Gosau an der Kreide-Tertiärgrenze gipfelnd. Die Gosauserien sind nur mehr in lokalen Becken erhalten geblieben, deren Ausdehnung einst wohl wesentlich größer war. Trotzdem waren in dieser Zeit die Kalkalpen nicht gänzlich unter den Meeresspiegel versunken, sondern durch tektonische Bewegungen stark gegliedert in eine archipelartige Landschaft Inselketten und mit Becken, deren Böden zeitweise unter der Kompensationstiefe.

Der Sedimentcharakter der Trias weist vorwiegend auf Flachsee bis extrem seichte Ablagerungsbedingungen hin. Die Karbonatplattformsedimente aus dem Riff- und Lagunenbereich dominieren. Die in den Kalkhochalpen, namentlich in

den Hallstätter Zonen, zwischengeschalteten Beckensedimente stammen nicht aus allzu großer Tiefe. In den Lagunenbildungen stellt sich gelegentlich die sich in einer monotonen Fauna abzeichnende Hypersalinität ein, die bis zur Ablagerung salinarer Serien führen kann. Salinare Bildungen wie Steinsalze, Anhydrit und Gips (oder wenigstens gipshältige Dolomite, die zu Rauhwacken zerbrechen) stellen sich in den Kalkalpen in fünf Horizonten ein: Mächtig im permischen Haselgebirge mit seinen Salz- und Gipslagern und in den permischen Mitterberger Schichten, schmächtige Gipse im obersten Skyth des Buntsandsteins, die Reichenhaller Rauhwacke im Skyth/Anis-Grenzniveau, lokal mächtige Gips- und Anhydritlager im oberkarnischen Opponitzer/Raibler Niveau und Gips-Andeutungen in der Ybbsitzer Rauhwacke an der Nor/Rhät-Grenze am Kalkalpen-Nordrand.

Vulkanite schieben sich nur untergeordnet in wenige Niveaus in der sedimentären Folge ein. Altbekannt sind die Melaphyre im permischen Haselgebirge. Weithin verfolgbar sind basische, im Westen auch saure Tuff-Tuffit-Niveaus mit Schwerpunkt im Anis-Ladin-Grenzniveau, die mit einer Maximalreichweite vom Oberanis bis in das tiefste Karn aufscheinen und in erster Linie den damals benachbarten südalpinen Ausbruchszentren zu verdanken sind, während in den Kalkalpen selbst aus dieser Zeit nur die bis 100 m mächtigen basischen Laven und Tuffe der ladinischen Arlbergschichten bei Lech bekannt sind (O. Ampferer, 1930 b, S. 124 f., 140 ff.). Tuffspuren wurden im Oberlias nachgewiesen (K. Germann, 1972, S. 141). Zuletzt stellt sich wiederum im Oberjura eine kräftigere Eruptivtätigkeit mit den Ehrwalditen, basischen Ganggesteinen im Wetterstein- und Karwendelgebirge, ein (G. Mutschlechner, 1954; V Trommsdorff, 1962), mit denen die altersgleichen Tuffe von Engelstein bei Marquartstein S Chiemsee (A. Dhein, 1944, S. 193) wohl in Zusammenhang stehen. Jüngst konnte V Diersche (1980, S. 142 ff.) Belege für einen allerdings nur spurenhaft erfaßbaren Vulkanismus in kalkalpinen Sedimenten vom Oxford bis ins Obertithon erbringen und besonders im untermalmischen Radiolarit die weite Verbreitung von Lapilli, rhyolitisch-dazitischem Kristalltuff und Tuffiten erweisen.

Im folgenden werden die einzelnen Schichtglieder der Kalkalpen in stratigraphischer Reihenfolge vorgeführt. Erstautor und Definition der Begriffe findet man zum Teil bei O. Kühn (1962) und, auf den neuesten Stand gebracht, bei A. Tollmann (1976 a) zitiert. Zur besseren Veranschaulichung der absoluten Alterseinstufung der Formationen ist auf Tab. 1 die radiometrische Zeitskala der Erdgeschichte beigefügt.

β) Perm

Die kalkalpine Schichtfolge wird am Südrand der Kalkalpen über der Grauwackenzone weithin durch klastische Serien eröffnet, die dem Perm angehören. Diskordant über dem variszisch gefalteten und geschuppten Unterbau, der Grauwackenzone, transgredieren diese faziell verschiedenartig entwickelten Typen des Perm über verschiedenen älteren Schichtgliedern, am eindrucksvollsten in der steirischen Grauwackenzone im Bereich der Leobener Hütte und des Polster E vom Prebichlpaß (D. Sommer, 1972, S. 121, Abb. 3; vgl. Bd. I, S. 507, 536). Schreiten wir am Südrand der Kalkalpen von Westen nach Osten fort, so treffen wir folgende Glieder des Perm:

Tabelle 1. Zeitskala

Nach W HARLAND et al., 1982, modifiziert

System	Abteilung	Stufe	Mio. J.
QUARTÄR	HOLOZÄN PLEISTOZÄN		0,01 1,8
TERTIÄR	PLIOZÄN	Piacenz Zancl	3,4 5,4
	MIOZÄN	Messin Torton Seravall Langh Burdigal Aquitan	6,8 11,8 15,8 16,8 22,3 24,6
	OLIGOZÄN	Chatt Rupel Latdorf	32,8 35,5 38
	EOZÄN	Priabon Barton Lutet Ypres	42 44 50,5 54,9
	PALEOZÄN	Thanet Danomont	60,2 65
KREIDE	OBERKREIDE	Maastricht Campan Santon Coniac Turon Cenoman	73 83 87,5 88,5 91 97,5
	UNTERKREIDE	Alb Apt Barrême Hauterive Valangin Barrias	113 119 125 131 138 144
JURA	MALM	Tithon Kimmeridge Oxford	150 156 163
	DOGGER	Callov Bathon Bajoc Aalen	169 175 180 185
	LIAS	Toarc Pliensbach Sinemur Hettang	190 195 200 204
TRIAS ↓	OBERTRIAS	Rhät Nor Karn	210 220 229

System	Abteilung	Stufe	Mio. J.
TRIAS ↑	MITTELTRIAS	Ladin Anis	233 239
	UNTERTRIAS	Skyth	245
PERM	ZECHSTEIN ROTLIEGEND		258 286
KARBON	STEPHAN WESTFAL NAMUR VISÉ TOURNAIS		294 312 333 352 360
DEVON	OBERDEVON	Famenne Frasne	367 374
	MITTELDEVON	Givet Eifel	380 387
	UNTERDEVON	Ems Siegen Gedinne	394 401 408
SILUR	PRIDOLI LUDLOW WENLOCK LLANDOVERY		414 421 428 438
ORDOVIC	ASHGILL CARADOC LLANDEILO LLANVIRN ARENIG TREMADOC		448 458 468 478 488 505
KAMBRIUM	MERIONETH ST. DAVID'S CAERFAI		523 540 590
VEND	EDIACAR VARANG		630 670
STURT			800
RIPHÄ			1600
			2100
HURON			2400
			2630
RAND			2800
SWAZI			3750
ISUAN			3900
HADEAN			4600

1. Alpiner Verrucano als eine grob- bis feinklastische, vorwiegend terrestrische Bildung herrscht in Vorarlberg und Tirol als etliche hundert Meter mächtige, spätvariszische Molasse, von der als Rest ausgedehnter intramontaner Molassebecken ein Streifen entlang der Kalkalpen-Südgrenze über der Phyllitgneiszone erhalten ist. Neben Brekzien, Quarzkonglomeraten (mit Quarzporphyrgeröllen), Sandsteinen und Arkosen erscheinen auch mächtige, schwach metamorphe Tonschiefer als „Bunte oder Silberne Phyllite" (O. Ampferer, 1932 b, S. 53; R. Huckriede, 1959 a, S. 411 ff., R. Fellerer, 1966, S. 836 ff.; J. Westrup, 1970, S. 17 f.; H. Mostler, 1972, S. 171 ff., A. Tollmann, 1972 e, S. 88; 1976 a, S. 36).

In mehreren Schüben drangen im Unterprem saure Laven (Rhyodazite) auf, die zum Teil auch Vererzungen wie Fe-Cu, Au, Mo und ausnahmsweise als hydrothermale Bildung auch Barytgänge – z. B. am Verspeller im Montafon – brachten (J. Haditsch et al., 1974, 1979) – Abb. 9.

2. Die Hochfilzener Schichten lösen im Ostteil des Kalkalpen-Südrandes in Tirol im Raum zwischen Schwaz und Hochfilzen als klastische Flachwassersedimente den Alpinen Verrucano faziell ab. Sie gliedern sich in eine maximal etliche Zehnermeter mächtige Basalbrekzie des Unterrotliegenden mit Geröllen der unterlagernden Gesteine der Grauwackenzone (H. Pirkl, 1961, S. 15 f.; H. Barnick, 1962, S. 296 ff. „Trias") und in die im Schwermineralspektrum an Turmalin reiche Hochfilzener Hangendserie aus einem roten Tonschieferhorizont als schwachsalinare Flachwasserbildung im Liegenden, einem polymikten Konglomerat des Oberrotliegenden und einem Sandstein des Zechstein (H. Mostler, 1972 a, S. 153, Abb. 1).

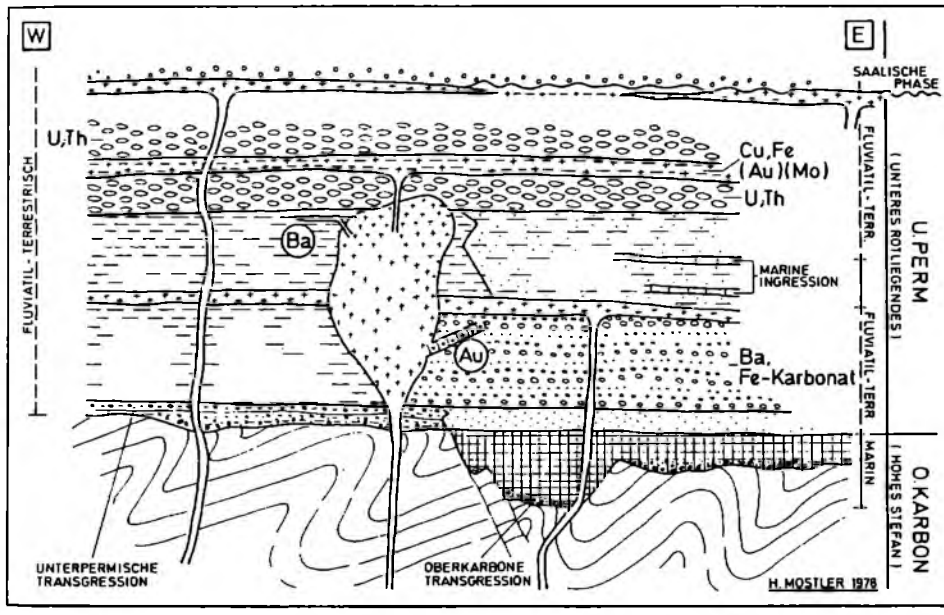


Abb. 9: Alpiner Verrucano (Perm) und hohes Oberkarbon im Montafon (Vorarlberg) und die damit verbundene Vererzung, nach J. Haditsch et al. (1979, S. 5).

3. Im nächstöstlicheren Sektor am Kalkalpen-Südrand, im Raum Dienten, Mitterberg, Bischofshofen, gliedert sich das Perm in die Fellersbachschichten im Liegenden und in die Mitterberger Schichten im Hangenden, die Bildungen eines etwas tieferen Beckens mit salinarer Note im Oberperm darstellen. Die früher als „Violette Serie" bezeichneten Fellersbachschichten lagern dem oberkarbonen Gainfeldkonglomerat auf. Diese etwa 200 m mächtige Serie von violetten Quarziten und sandigen Schiefern mit leicht flyschoiden Merkmalen (G. GABL, 1964, S. 8 f.; F. PAUSWEG in L. WEBER et al., 1973, S. 143 ff.) kann auf Grund von Gymnospermen-Holzresten und den für die saalische Phase charakteristischen Quarzporphyr (-Tuffen) wohl in das Rotliegende eingestuft werden (H. MOSTLER, 1972 a, S. 158). Die „Grüne Serie" der Mitterberger Schichten darüber umfaßt einen bis 700 m mächtigen Komplex aus Quarziten, Brekzien und Tonschiefern mit Einschaltung von zwei Anhydrit-Gips-Bänken und wird heute durch ihre Stellung im Liegenden der Werfener Schichten in den Zechstein eingereiht (W HEISSEL, 1954, S. 338; A. TOLLMANN, 1976 a, S. 39).

Der Versuch von E. ERKAN (1977 a, S. 357 ff., Abb. 15; 1977 b, S. 10, Abb. 1, S. 13), die so komplexen Schuppenzonen an der Südseite der Kalkalpen zwischen Filzmoos und Admont (Werfener und Admonter Schuppenzone) als Normalabfolge, wie vor der Deckenlehre, zu deuten und aus dem permischen Haselgebirge an der Basis der hochalpinen Decken auf ein höheres permisches Alter der unterlagernden skythischen Werfener Quarzite etc. zu schließen, geht völlig an der Realität vorbei.

4. Die Prebichlschichten stellen eine den Hochfilzener Schichten in manchem vergleichbare, altersgleiche Bildung am Südrand der östlichen Nordkalkalpen dar, vom Liezener Gebiet bis zum Rand des Wiener Beckens verfolgbar. Die Normalabfolge umfaßt ein basales polymiktes Konglomerat mit Lokalschutt, darüber ein Quarzkonglomerat, dann eine Wechselfolge von violetten Sandsteinen und Schiefern, welche Serie allmählich gegen oben hin in die Werfener Schiefer übergeht. Diese Werfener Schiefer und Sandsteine deshalb aber wie E. ERKAN (1977 a, S. 347 ff., Abb. 15; 1977 b, S. 9 f., Abb. 1) zur Gänze in das Perm zu stellen, wäre – auch auf Grund der seit D. STUR (1971, S. 209) wiederholt beschriebenen Fossilführung skythischen Alters – durchaus verfehlt. Die schwach metamorphe Serie zeigt eine lagerförmige Eisenkarbonatvererzung zwischen dem terrestrischen Liegendteil und dem Hangendabschnitt. Das permische Alter der Prebichlschichten ist nur indirekt ableitbar (Lit.. H. P CORNELIUS, 1951, S. 8 f., D. SOMMER, 1972, S. 119 ff., A. TOLLMANN, 1976 a, S. 40 f. und Bd. I, S. 507 f.; A. HORKEL, 1977, S. 36; R. HESS, 1981).

5. Haselgebirge Bei Abwicklung des heute vorliegenden Deckenbaues kam diese Prebichlschwelle einst inmitten einer die gesamten mittleren und östlichen Kalkalpen ab dem Salzachquertal einnehmenden salinaren See zu liegen, in der im höheren Perm das Haselgebirge mit seinen Salz- und Gipslagerstätten zur Ablagerung gelangte. Sowohl in den voralpinen Decken als auch in den von Süden her über die Prebichlschwelle des Tirolikum-Südrandes eingeglittenen hochalpinen Decken treffen wir Haselgebirge als das normale Liegende des durch *Claraia clarai* (EMMR.) fossilbelegten Unterskyth. Das Haselgebirge ist eine – wie man heute annimmt – bereits sedimentär gebildete Brekzie aus fein zertrümmertem Ton, Anhydrit, Gips und Steinsalz als Grundmasse und großen Brocken des gleichen Materials als Komponenten und enthält die alpinen Salzlager-

Abb. 10: Gips im permischen Haselgebirge. Loseggscholle SW vom Dachstein.

stätten und die Anhydrit-Gips-Stöcke eingeschlossen (W MEDWENITSCH, 1949 a, b, 1958 a; H. MAYRHOFER, 1955).

Nach O. SCHAUBERGER (1949, 1955, 1967) und – verändert – nach E. PAK & O. SCHAUBERGER (1981) läßt sich im Bereich der Salzberge folgende Abfolge vom Liegenden weg feststellen: a) Rotsalzgebirge, besonders reich an Steinsalz und mit hohem Gehalt an Sulfaten wie Anhydrit und Polyhalit, begleitet von schwarzem Salzton, b) Grüntongebirge, teils mit Liniensalzzügen (grünes Haselgebirge), teils ohne solche (graugrünes Hasel- und Blättersalzgebirge); c) Buntes Salztongebirge, besonders durch Auflösung und Wiederablagerung der beiden erstgenannten Bildungen entstanden und durch die ausschließlich darin vorkommenden Melaphyre und Tuffe gekennzeichnet; d) Grausalzgebirge aus bis zu 80% massigem grauem Steinsalz (Kerngebirge) mit mehreren Spielarten wie grautoniges Kerngebirge (mit grauem und rotem Ton und Polyhalit-Anhydrit-Zügen), anhydritisches graues Kerngebirge (mit Fragmenten von Anhydrit und schwarzem Dolomit) und Stinkdolomit/anhydritisches Grausalzgebirge.

Die Mächtigkeit des Haselgebirges samt seinen salinaren Lagerstätten ist zufolge der intensiven Tektonik schwer abschätzbar, überschreitet häufig 500 m und mag an die tausend Meter erreichen.

Als Einlagerungen im Haselgebirge fallen vielerorts in den Gipsen schwarze Dolomitzüge auf, die vom Verfasser (1960 a, S. 69; 1964 b, S. 285; 1976 a, Abb. 8, 10) als Bellerophondolomite eingestuft worden sind. Andererseits sind seit vorigem Jahrhundert

basische Vulkanite aus dem Haselgebirge oder den permischen Gipslagerstätten bekannt geworden, von Puchberg am Schneeberg im Osten bis in das Bundesland Salzburg (vgl. z. B. B. PLÖCHINGER, 1982, S. 11). Nachdem sich zuerst E. ZIRKL (1957) mit dem Melaphyr von Hallstatt beschäftigt hatte, hat nun E. KIRCHNER (1979, 1980) gezeigt, daß die Kombination von Pillowlaven, Tuffiten und Serpentinlinsen auf eine Ophiolithabfolge hinweist. Von E. KIRCHNER ist die Kissenlavabrekzie in der Gipslagerstätte Wienern studiert worden und konnte zugleich durch die Erfassung der Mineralneubildung von Pumpellyit, Chlorit, Phengit etc. mit Alterswerten von 103 ± 9 Mio. J. und 118 ± 9 Mio. J. eine schwache alpidische Metamorphose nachgewiesen werden.

Als Alter der Hauptmasse des Haselgebirges ist heute nach langer Diskussion Perm anerkannt, nachdem früher auf Grund der Verschuppungen am Kalkalpen-Südrand, wo Haselgebirge der hochalpinen Decken nochmals über Werfener Schiefern des Tirolikums auftritt, an ein oberskythisches Alter gedacht worden war. Für das permische Alter sprechen heute 1. die oberpermische Sporenflora (W KLAUS seit 1953; 1963, S. 352; 1965 b, S. 291), 2. die nunmehr bewiesene primäre Position im Liegenden und nicht im Hangenden der Werfener Schichten (A. TOLLMANN, 1960 a, S. 69; 1964 b, S. 285; 1976 a, S. 44), 3. die vom Verfasser ebenfalls seit je als wichtiges Indiz gewertete Position des als südliche Fortsetzung in die Betrachtung einzubeziehenden südalpinen Gipsgebirges im Bellerophonniveau, 4. bedingt auch die Schwefelisotopengehalte, die überwiegend permisches Alter bestätigt haben (W HOLSER et al. 1966 – vgl. W KLAUS, 1974, S. 80, 83; H. ZAPFE, 1973, S. 172 etc., s. u.).

Viel Mühe ist zur Lösung der Altersfrage des Haselgebirges in neuerer Zeit in die Schwefelisotopenmethode investiert worden (E. PAK, 1974–1982; E. PAK & O. SCHAUBERGER, 1981). Die Unterscheidung von Perm und Trias beruht darauf, daß weltweit im Zechstein isotopisch leichte Evaporite ($\delta\,^{34}S$: + 8 bis + 12‰), in der Trias viel schwerere ($\delta\,^{34}S$: + 20 bis + 29‰) auftreten. Als Durchschnittswerte ergaben sich nun für sämtliche Haselgebirgsarten außer dem Stinkdolomit/anhydritischen Grausalzgebirge Werte, die eindeutig auf Perm hinweisen, während sich aber für letzteres Durchschnittswerte von + 26‰, also demnach oberskythisch-anisische Werte einstellten, was deshalb interessant ist, da ja auch gerade aus diesem Typus die auf Trias hinweisenden Funde von *Triadispora* von W KLAUS (1965) stammen. Das Problem ist aber insofern nicht gelöst, als gerade auch in Hallstatt, wo diese Isotopenuntersuchung bei uns begonnen hat, obertags der schrittweise Übergang vom obersten Werfener Schiefer über Rauhwacke in den Muschelkalk zu sehen ist und keine Spur von anhydritischem Grausalzgebirge sich hier oder in anderen geschlossenen Skyth-Anis-Grenzprofilen einschaltet. Die endgültige Antwort zur Altersfrage dieses scheinbar oberskythisch-unteranisischen Grausalzgebirgetypus steht aus geologischer Ssicht nach wie vor aus, besonders wenn man die hohen $\delta\,^{34}S$-Werte berücksichtigt (vgl. S. 29). Von Interesse ist das Analysenergebnis in voralpinen Haselgebirgs-Gipsen mit teils Mittelwerten um + 10 ‰, die als permisch gelten (Alland, Groisbach), teils um + 25‰, die als tieftriadisch betrachtet werden (Trübenbach und Brand im Ötscherland) – M. A. GÖTZINGER & E. PAK (1983, S. 195)!

Somit ist auf Grund der $\delta\,^{34}S$-Werte anzunehmen, daß es sich um getrennte, nacheinander abgelagerte Salzausscheidungen handeln muß, die dann aus tektonischen Gründen an bestimmten Schwächezonen zusammengepreßt worden sind. Ein nach-

träglicher Isotopenaustausch, um höhere $\delta^{34}S$-Werte zu bilden, ist so gut wie ausgeschlossen. Hierzu wäre eine komplette Lösung und Wiederausscheidung im Meerwasser nötig.

Diese mit der Schwefelisotopenmethode bisher als Oberskyth/Unteranis eingestuften Gipse sind selten, stets weiß bis grau und nie rötlich (wie im Perm) und geringmächtig. Wenn es sich hierbei tatsächlich um Gipse, die dem Niveau der gipshältigen Reichenhaller Rauhwacke entsprächen, handeln sollte, so wäre die Abtrennung vom Haselgebirge und die Bezeichnung als Reichenhaller Gipse angebracht.

Das Haselgebirge enthält, wie erwähnt, wirtschaftlich bedeutende, zum Teil in Abbau befindliche Salz- und Gipslagerstätten, von denen die Salzbergbaue von Hallstatt, Aussee, Ischl, Hallein, Berchtesgaden in Deutschland und – heute aufgelassen – Hall/Tirol sowie die in Betrieb stehenden Gips-Anhydrit-Bergbaue von Kuchl, Abtenau, Wienern/Grundlsee, Mitterndorf, Admont, Puchberg und Preinsfeld/NÖ. Erwähnung finden sollen (vgl. S. 234 f.).

γ) Trias

In der rund 35 Millionen Jahre währenden Triasformation (Tab. 1, S. 18) tritt eine starke Differenzierung der Schichtreihen in den verschiedenen Faziesregionen der Kalkalpen ein (S. 98 ff.). Hier soll zunächst eine Besprechung der Schichtglieder in stratigraphischer Reihenfolge erfolgen. Im Zusammenhang mit dem weltweiten Vergleich der Ammonitenzonen der Trias hat sich durch die Neuergebnisse in der Trias von Nordamerika inklusive der Arktis durch N. Silberling & E. Tozer (1968) sowie E. Tozer (1967, 1971, 1974, 1979, 1980) und durch die Neuuntersuchung der Hallstätter Kalke und ihrer Ammonitenfaunen in den Kalkalpen bzw. der Tethys namentlich durch L. Krystyn (1973, 1974 a, b, 1978, 1982, 1983 a), F. Tatzreiter (1978, 1980, 1981, 1982) und B. Gamsjäger (1982) eine Revision der klassischen Zonen und Stufengliederung ergeben, die seit G. v. Arthaber (1906) gebräuchlich gewesen war – s. Tab. 2. Revisionen wurden jüngst auch weitere Gruppen der Makrofauna unterzogen, etwa die Halobien durch B. Gruber (1976 etc.) oder die Nomenklatur der Trias-Brachiopoden der Nordalpen durch M. Siblík (1983).

Für die stratigraphische Revision der Stufengliederung der Trias war neben dem Neustudium des Leitwertes der Ammoniten die Mitberücksichtigung der Conodontenfaunen entscheidend (vgl. L. Krystyn, 1980), die ja die besten Leitformen unter den Mikrofossilien der Trias liefern und vor allem auch dort verfügbar sind, wo in kondensierten Schichtfolgen nicht genügend Ammoniten gefunden werden können. Das stärkste Ringen galt der Ladin/Karngrenze – wobei das Cordevol in das Unterjul emporgezogen werden mußte (vgl. L. Krystyn, 1978, 1983 b) – und der Nor/Rhät-Grenze, über welche die Diskussion seit M. Urlichs (1973, S. 663) erneut wiederum im Gang ist (J. Wiedmann, 1973; J. Wiedmann et al., 1979; L. Krystyn, 1974; A. Tollmann, 1978) – vgl. S. 58 f.

Wollte man die Hauptgruppen von Mikrofossilien, die in den letzten Jahren besonders auf Grund von Untersuchungen der Trias in den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen zutage gefördert worden sind, nach ihrem stratigraphischen Wert ordnen und

Tabelle 2: Alpine Trias – Ammonitenzonen und Faunen

Nach E. Tozer, 1971, 1980, 1982 und L. Krystyn, 1973, 1974, 1978, 1983

Stufe		Unter-Stufe	Ammonitenzonen Ostalpen, Tethys	Nordamerika
RHÄT			*Choristoceras marshi*	*Choristoceras marshi*
		SEVAT	*Rhabdoceras suessi*	*Rhabdoceras suessi*
NOR	O.	ALAUN	*Halorites macer*	*Himavatites columbianus*
			Himavatites hogarti	
			Cyrtopleurites bicrenatus	*Drepanites rutherfordi*
	U.	LAC	*Juvavites magnus*	*Juvavites magnus*
			Malayites paulckei	*Malayites dawsoni*
			Guembelites jandianus	*Mojsisovicsites kerri*
KARN	O.	TUVAL	*Anatropites spinosus*	*Klamathites macrolobatus*
			Tropites subbullatus	*Tropites welleri*
			Tropites dilleri	*Tropites dilleri*
	U.	JUL	*Austrotrachyceras austriacum*	*Austrotrachyceras obesum*
		(CORD.)	*Trachyceras aonoides*	*Trachyceras desatoyense*
LADIN	O.	LANGO-BARD	*Frankites ? regoledanus*	*Frankites sutherlandi*
			Protrachyceras archelaus	*Maclearnoceras maclearni*
				Meginoceras meginae
			Protrachyceras gredleri	*Protrachyceras poseidon*
	U.	FASSAN	*Eoprotrachyceras curionii*	*Eoprotrachyceras subasperum*
			Nevadites-Zone	*Frechites chischa*
ANIS	O.	ILLYR	*Parakellnerites*-Zone (*Aploceras avisianum* etc.)	*Gymnotoceras occidentalis* *Gymnotoceras meeki*
			Paraceratites trinodosus	*Gymnotoceras rotelliforme*
	M.	PELSON	*Balatonites balatonicus*	*Anagymnotoceras varium*
		BITHYN	*Anagymnotoceras ismidicum* *Nicomedites osmani*	
	U.	AEGE	*Paracrochordiceras*-Schi.	*Lenotropites caurus*
SKYTH	O.	SPATH	*Tirolites carniolicus* *Tirolites cassianus*	*Keyserlingites subrobustus* *Kazakhstanites pilaticus*
		SMITH	*Wasatchites tardus* *Meekoceras gracilitatis*	*Wasatchites tardus* *Euflemingites romunderi*
		DIENER	*Flemingites rohilla* *Gyronites frequens*	*Vavilovites sverdrupi* *Proptychites candidus*
	U.	GRIES-BACH O.	*Ophiceras connectens*	*Proptychites strigatus* *Ophiceras commune*
		GRIES-BACH U.	*Otoceras woodwardi*	*Otoceras boreale* *Otoceras concavum*

Faunen	Lokalitäten
Kalkalpen bzw. Tethys	
Rhacophyllites neojurensis, Megalophyllites insectus, Oxycolpella oxycolpos	Oxycolpella-Fauna von Kössen
Cycloceltites arduini, Cochloceras, Choristoceras haueri, Sagenites gibeli	F. v. Steinbergkogel, Roßmoos, Leisling, Röthelstein, Siriuskgl.
Halorites ramsaueri	F. v. Pötschen
Drepanites hyatti	F. v. Sommeraukogel/Hauptpkt.
Discophyllites patens, Juvavites interruptus	F. v. Feuerkogel-N
Malayites waageni	
Anatomites rotundus, Halobia styriaca	
Hannaoceras henseli, Tornquistites	
Discotropites sandlingensis, Paratropites, Sirenites, Jovites, Projuvavites	Spaltenf. Raschbg., Millibrunnk.; Rappoldst.; Subbullatus-Linse am Feuerkogel
(Spirogmoceras oedipus, Sp. cassiopeia, Gymnotropites trinkeri)	
Hypocladiscites subtornatus, Carnites floridus, Joannites, Sirenites	Trachyceraslinse v. Raschberg-Süd und Millibrunnkogel, Austriacum- und Ellipticus-Linse vom Feuerkogel: Fauna von Lunz
Lobites ellipticus, Paralobites pisum	F. v. Jägerhaus b. Baden
Daonella lommeli, Pseudocarnites, Romanites, Protrachyceras steinmanni	
	Flora d. Unteren Wettersteinkalkes
Ceratites subnodosus, Hungarites	F. v. Ehrwald F. d. Schreyeralm p. p.
Ptychites, Flexoptychites, Beyrichites	F. d. Öfenbachgrabens, Gamsstein
Acrochordiceras, Cuccoceras, Balatonites, Norites, Ptychites	F. d. Tiefengraben F. d. Rahnbauernkogels
	F. v. Gutenstein und Reichenhall
Eumorphotis telleri *Eumorphotis inaequiradiata*	Campiler Fauna
Eumorphotis venetiana *Claraia aurita, C. clarai*	Seiser Fauna

wenigstens einige wichtigere neuere Arbeiten aus der Flut der Publikationen zitieren, so ergäbe sich folgende Reihung mit fallender stratigraphischer Bedeutung: Conodonten (R. HUCKRIEDE, 1958 b; H. KOZUR, 1980; H. K. & H. MOSTLER, 1970 a, 1972, 1973 b; L. KRYSTYN, 1970, 1973, 1975, 1980, 1983 b), Ostracoden (K. KOLLMANN, 1960 c, 1963; H. KOZUR, 1971, 1973 a, b; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1969, 1970 a, 1971 c, d, 1973 b, 1978), Foraminiferen (J. HOHENEGGER, 1974; J. H. & R. LEIN, 1978; J. H. & W PILLER, 1975; L. KOEHN-ZANINETTI, 1969; E. KRISTAN, 1957; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1960, 1962 a, 1963 b, 1964 b, c; R. OBERHAUSER, 1957, 1960, 1965 b; W PILLER, 1978; W RESCH, 1979; L. ZANINETTI, 1976), Mikrocrinoiden (D. DONOFRIO & H. MOSTLER, 1976; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970 b, 1977, 1980), Holothurien (H. KOZUR & H. MOSTLER, 1970 b, 1973 a; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1963 a, 1964 c, 1973 c; H. MOSTLER, 1968 a, b, d, 1969, 1970, 1971 a, 1972 b, 1973 b), übrige Echinodermenreste (H. MOSTLER, 1973 a), Schwammnadeln (G. HAUERSTEIN & W WAGNER, 1966; H. MOSTLER, 1971, 1976). Jüngst kommt noch durch die Entwicklung der Technik, Radiolarien auch aus dem Kieselgestein zu lösen, die Möglichkeit hinzu, diese stratigraphisch wertvolle Gruppe auch in der Trias vermehrt heranzuziehen (H. KOZUR & H. MOSTLER, 1972, 1978, 1979, 1981; D. DONOFRIO & H. MOSTLER, 1978).

Die Möglichkeit der Gliederung der Trias mit Sporen ist noch bei weitem nicht ausgeschöpft. W KLAUS hatte im Anschluß an das Studium der Sporen des permischen alpinen Salzgebirges (1953, 1955, 1963, 1965) sich auch mit der alpinen Trias-Sporenflora beschäftigt (1960, 1964, 1973 etc.). Jüngst stoßen erfolgreich H. MOSTLER & B. SCHEURING (1974: Ladin-Karn; Diskussion: R. DUNAY et al., 1978), S. MORBEY (1975: Rhät), B. W SCHEURING in H. MOSTLER et al. (1978: Rhät), W SCHUURMAN (1979: Rhät), besonders aber H. VISSCHER et al. (1981 a, b: gesamte Trias) weiter in diese Richtung vor, durch analoge Trias-Sporenstudien in den Südtiroler Dolomiten begleitet (J. VAN DER EEM, 1983: Ladin-Karn, cum lit.).

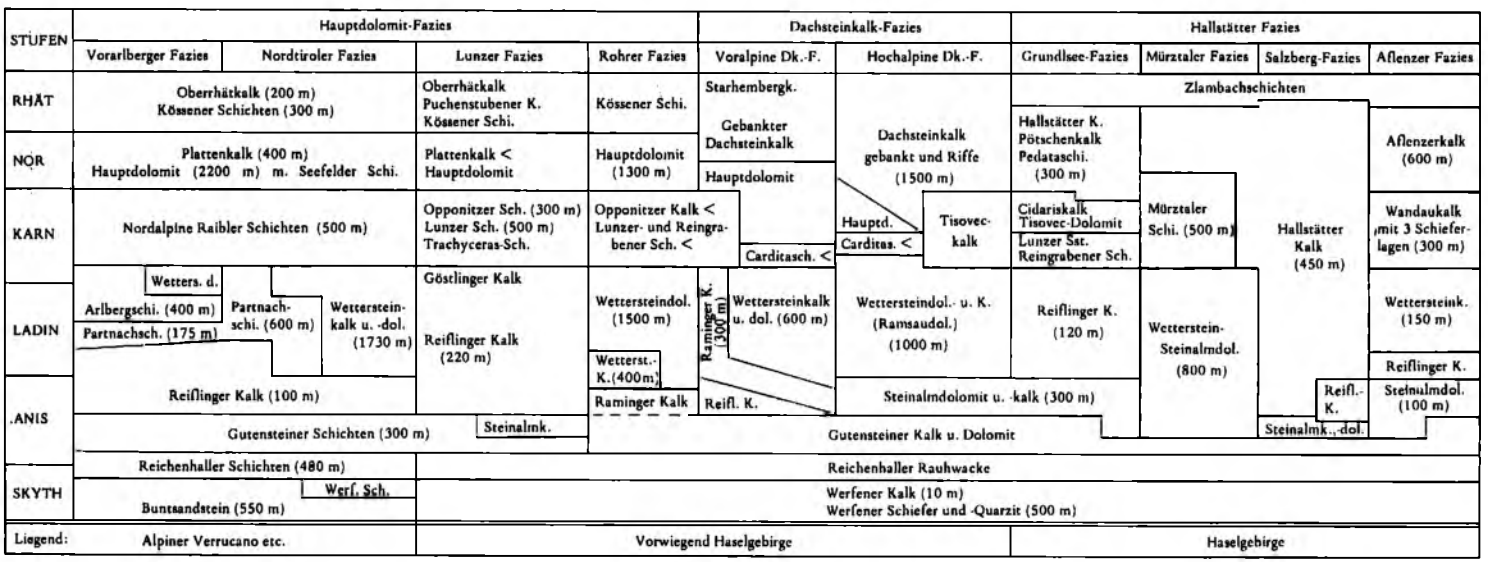
1. Skyth (Werfen): Der Fazies des Alpinen Buntsandsteins in Vorarlberg und Tirol steht die Ausbildung der schiefrigen Werfener Schichten ab der Salzburger Grenze gegen Osten hin gegenüber, in deren Liegendem sich aber als eine Reminiszenz an den Buntsandstein Werfener Quarzite noch weit gegen Osten hin vorschieben. Die Oberen Werfener Schichten in den mittleren und östlichen Kalkalpen sind gegenüber dem extrem seichten Buntsandsteinmeer oder der Wattbildung im Gezeitenbereich des südalpinen Servino bereits Ablagerungen des flachen subtidalen Milieus.

a) Der Alpine Buntsandstein stellt eine marine Bildung geringer Wassertiefe, bestehend aus roten, grünen, auch fast weißen, gut geschichteten, bis 550 m mächtigen Quarzsandsteinen dar, wie die mehrfache Umlagerung der gut gerundeten Körner, das Auftreten von Rippelmarken, Schrägschichtung und gelegentliche Trockenrisse auf den Schichtflächen anzeigen. Das Material wurde von Norden bis Nordwesten her geschüttet und zeigt im Schwermineralspektrum ein Vorherrschen von Zirkon und Turmalin, wobei Rutil und Chlorit hinzutreten (H. BARNICK, 1962; G. EISBACHER, 1963). Im Ostteil Tirols stellt sich im Hangenden bereits eine schmale Zone von (Werfener) Schiefern, auch gipslinsenhältig, ein (H. PIRKL, 1961, S. 21). Unbedeutende Vererzungen durch Siderit, Pyrit, Kupferkies und Fahlerz (R. KLEBELSBERG, 1935, S. 39) treten auf, während die von O. SCHULZ & W LUKAS (1970) aus dem „Permoskyth" bzw. „Buntsandstein" beschriebene basisnahe Pechblendevererzung offenbar bereits dem Perm angehört.

Tabelle 3: Schichtfolgen und Fazies der kalkalpinen Trias

Nach A. TOLLMANN, 1976 a, Taf. 1

Angabe von Maximalmächtigkeiten



b) Die Werfener Schichten gliedern sich im Normalfall in die verschieden umfangreichen Werfener Quarzite an der Basis, die mächtigen Werfener Schiefer im Mittelabschnitt und die schmächtigen Werfener Kalke an der Obergrenze dieser insgesamt gelegentlich über 500 m mächtigen untertriadischen Schichtgruppe. Die Werfener Quarzite treten als hellgrüne bis weiße, gut geschichtete Sedimente in großer Mächtigkeit besonders in der Werfener und Admonter Schuppenzone auf. Die Werfener Schiefer umfassen rote, violette, grüne oder graue, braun verwitternde glimmerreiche Tonschiefer und eng geschichtete schiefrige Sandsteine, die häufig Sedimentstrukturen aus marinem Flachseemilieu wie Schrägschichtung, Rippelmarken, auch Gleitfalten und Strömungsmarken aufweisen (Lammertal, Werfener Schuppenzone – R. Rossner, 1972, S. 7 ff.). Die in der älteren Literatur häufig aus den Werfener Schichten erwähnten Eruptiva, wie Diabase, Serpentine, Quarzporphyrtuffe, stellen fast ausnahmslos eingeschuppte permische Bildungen dar (A. Tollmann, 1976 a, S. 62). Die lagerförmige, aber auch gangförmige Vererzung der Werfener Schiefer an der Südseite der Kalkalpen durch Eisenkarbonate, Baryt und Kiese wurde jüngst eingehend analysiert (s. S. 232). Die Werfener Kalke schließen, wie erwähnt, mit einer Maximalmächtigkeit von etwa 30 m den Schichtstoß. Diese detritisch verunreinigten violetten bis bräunlichen Kalke weisen eine relativ reiche Fauna, einschließlich der in den Nordalpen im Skyth seltenen Ammoniten, auf.

Die Fauna der Werfener Schichten läßt eine Gliederung in das Seis mit *Claraia clarai* (Emmr.), *Anodontophora fassaensis* (Wissm.) etc. und in das Campil mit *Tirolites cas-*

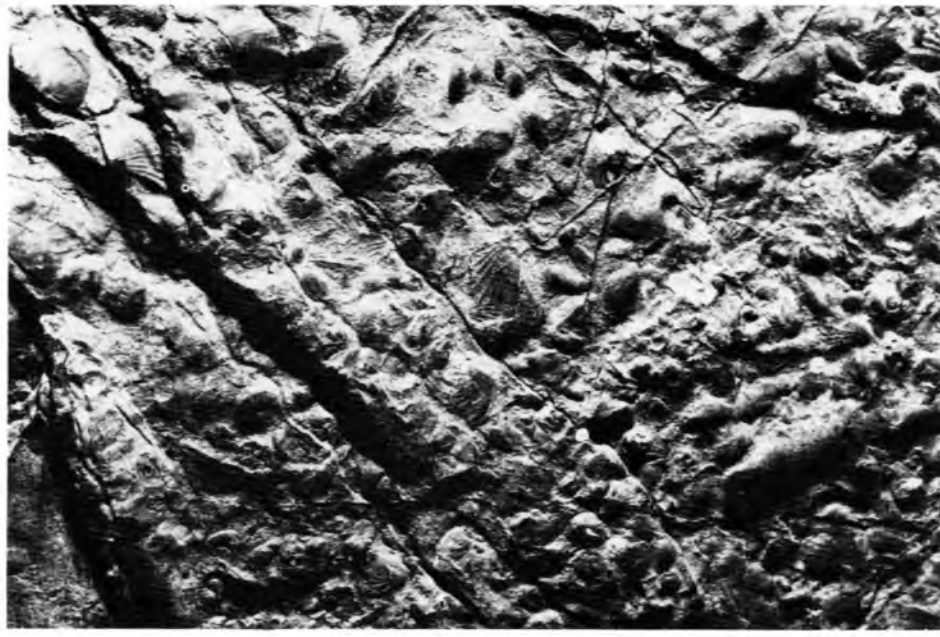


Abb. 11: Oberskythische Werfener Schichten mit *Costatoria costata* (Zenker), *Naticella costata* Mstr., *Gervilleia* etc., Ht. Kellau bei Golling.

sianus (QUENST.), *Natiria costata* MSTR., *Turbo rectecostatus* HAUER, *Costatoria costata* (ZENKER) etc. zu. Als Besonderheit unter den Makrofossilien sei noch das jüngst – wohl aus tiefen Werfener Schichten – aus der Admonter Schuppenzone erwähnte Spurenfossil *Asteriacites lumbricalis*, eine Ophiuren-Ruhespur, erwähnt (R. HESS, 1983).

Die Mikrofauna ist auf die Werfener Kalke des Oberskyth beschränkt und sehr ärmlich. Sie enthält nicht selten die für das Skyth leitenden Foraminiferen *Meandrospira pusilla* (HO) und *Rectocornuspira kalhori* (BRÖNNIM. etc.) und weist gelegentlich oberskythische Conodonten auf (H. MOSTLER, 1968). Ferner zeichnen H. MOSTLER & R. ROSSNER (1977, Abb. 6, Taf. 4–6) aus Lösproben des oberen Lammertales solcher Kalke verschiedene unbestimmte Trochiten von Crinoiden, bei denen es sich durchwegs um proximale (fünfeckige) und distale (runde) Glieder von *Dadocrinus gracilis* BUCH handelt (vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN et al., 1967, Taf. 7; 1978, Taf. 5). Bleibt noch die Frage zu beantworten, inwieweit diese dort vom Lammertal beschriebenen Crinoiden noch aus Werfener Schichten stammen bzw. die dort (S. 15) erwähnte oberskythische Conodontenfauna noch in die Gutensteiner Schichten emporreicht: L. KRYSTYN hat ja 1974, S. 42, ein Emporreichen des Skyth in die Gutensteiner Schichten aus Indizien abgeleitet.

Die Obergrenze der Werfener Schichten ist im Zusammenhang mit der Frage der primären Einordnung des Haselgebirges von besonderem Interesse, das ja früher ins oberste Skyth gestellt worden war. Der Grund lag darin, daß man die Überschiebungen der Haselgebirge führenden hochalpinen Decken über das am Kalkalpen-Südrand vielfach bis auf eine Schuppenzone aus Werfener Schichten abgequetschte Tirolikum nicht geglaubt hatte. Heute sind von vielen Stellen dieses (tektonisch) über den Werfener Schichten liegenden Haselgebirges durch W KLAUS Sporen des Perm bestimmt worden (vgl. E. ERKAN, 1977 a, b), so daß diese Annahme einer primären Position über den Werfener Schuppenzonen am Kalkalpen-Südrand hinfällig ist. Außerdem sind inzwischen viele durchgehende Profile, die ungestört von den obersten kalkigen Werfener Schichten in die Gutensteiner Kalke des Anis überleiten, bekannt geworden (A. TOLLMANN, 1964 b, S. 284; 1976 a, S. 47: Salzkammergut, bes. oberhalb vom Hallstätter Salzberg; H. MOSTLER & R. ROSSNER, 1977, S. 4 f.: Oberes Lammertal bei Annaberg; G. TICHY & J. SCHRAMM, 1979, S. 3, vom Blühnbachtal, mit Hinweis auf weitere Beispiele), so daß dort das Haselgebirge mit seinen Salzlagerstätten sicherlich nicht hineingepfercht werden kann (vgl. S. 22).

2. Anis Mit der Mitteltrias setzt die Bildung der Karbonatplattform mit ihrer reichen Faziesvariation ein. Nur die Reichenhaller Rauhwacke und der basalste Teil der Gutensteiner Schichten überdecken noch einheitlich das gesamte Kalkalpengebiet, innerhalb des Unteranis stellt sich mit dem Steinalmkalk der Ansatz zur Riffkalkbildung ein, mit dem Mittelanis differenziert sich im Hallstätter Südkanal bereits der Hallstätter Kalk heraus. Folgende distinkte Schichtglieder können unterschieden werden:

a) Die Reichenhaller Schichten werden als basalste Bildung der Trias-Karbonatmasse aus einer Wechselfolge von dünnschichtigen, schwarzen, teils dolomitischen Kalken reich an Kleingastropoden, sandigen Mergelkalken, dunklen crinoidenführenden Kalken, Brekzien und Rauhwacken gebildet. Sie sind in Tirol am gliederreichsten und mächtigsten (bis 480 m im Karwendel) entwickelt – V SCHENK (1967, S. 466 ff.), E. KRAUTER (1971, S. 5), J. FRISCH (1975). Fazielle Varietäten der Reichenhaller Schichten stellen dar: die (heute bereits wieder aufgelassenen) „Drossaschichten" im westlichen

Abb. 12: Gutensteiner Kalk, Steinbruch Gutenstein, N.Ö.

Kalkalpenabschnitt mit Einschaltung von Sandsteinlagen, die Reichenhaller Rauhwacke und die Gutensteiner Basisschichten (dünnschichtige Kalk-Mergelschiefer-Folge) in den mittleren und östlichen Kalkalpen.

b) Gutensteiner Schichten Die dünnschichtigen, ebenflächigen, hornsteinfreien, schwarzgrauen, meist mikritischen, teils sparitischen Kalke und Dolomite der Gutensteiner Schichten (Abb. 12) stellen eine im Durchschnitt in den östlichen Kalkvoralpen etwa 100–150 m mächtige, maximal 240 m erreichende, im Westen zurücktretende Bildung eines flachen, sauerstoffarmen, aber normalhalinen Meeres dar, die altersmäßig Unter- bis Mittelanis und basales Oberanis umfaßt (L. Wagner, 1970; H. Summesberger & L. Wagner, 1971, S. 349). Das Auftreten von durchwühlten „Wurstelkalken" (M. Kobel, 1968, S. 44; F. Kubanek, 1969, S. 44; R. Henrich & I. Mirsal, 1982, S. 97 ff.) ist bezeichnend. Die Gutensteiner Kalke verzahnen sich unter Fazieswechsel mit dem dickbankigen, dunklen, brachiopodenführenden Annaberger Kalk (Mikrofazies und Mikrofossilgehalt vgl. G. Hagenguth et al., 1982, S. 168 f.) und mit den mittelgrauen bis hellen Algenbankkalken (Steinalmkalken).

In den mitteltriadischen Gesteinen der Kalkalpen tritt vielerorts eine früher auch bergmännisch genutzte Blei Zink-Vererzung auf, die in erster Linie an ladinische Gesteine, untergeordnet aber auch an anisische Kalke gebunden ist. Bei der zuletzt durchgeführten Untersuchung derartiger Vererzungen im Annaberger Revier in NÖ. (G. Hagenguth et al., 1982, S. 211) hat sich gezeigt, daß am Galmeikogel in der Unter-

bergdecke Gutensteiner Kalk vererzt ist, in der Sulzbachdecke Annaberger Kalke betroffen sind, in der Reisalpendecke aber der Wettersteindolomit die Vererzung aufweist. Da die Gutensteiner und Reiflinger Kalke hier positive geochemische Pb-Zn-Anomalien aufweisen und sedimentäre Vererzung im Handstück angetroffen wurde, wird eine syngenetische Anlage der Vererzung in diesen Aniskalken angenommen. Besonders der Gutensteiner Kalk zeichnet sich auch hier, wie an vielen anderen Stellen, durch einen erhöhten Fluorgehalt aus. Das altbekannte Auftreten von Fluoriten in kleinen Gängchen in den Gutensteiner Schichten wird von A. GÖTZINGER et al. (1980, S. 4) als Mobilisat einer sedimentär angelegten Stoffanreicherung gedeutet. Da diese Anreicherung besonders in jenen Regionen auftritt, in denen der Gutensteinerkalk durch das Salinar des Haselgebirges unterlagert wird, kann die Auslaugung und Umlagerung des Fluors auf die salinaren Lösungen zurückgeführt werden. Auch für den anisischen Kalk gilt demnach heute wie für den Wettersteinkalk die Annahme einer syngenetisch-synsedimentären Vererzung, wie für den Westteil der Kalkalpen jüngst H. GROTJOHANN (1978) ausgeführt hat.

Für den unteranisischen Anteil (Anatol) ist eine Fauna mit *Neritaria stanensis* (PICHL.), *Holopella gracilior* (SCHAUROTH) und *Dadocrinus gracilis* (BUCH) bezeichnend (A. BITTNER, 1882, S. 32), für das Mittelanis (Pelson) entweder eine brachiopodenreiche Fauna mit *Mentzelia mentzeli* (DUNK.), *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) etc. (A. BITTNER, 1890, S. 36; O. AMPFERER, 1899, S. 305) oder eine Cephalopodenfauna mit *Balatonites, Beyrichites* etc. charakteristisch, wie sie vom Rahnbauernkogel ENE Großreifling mit ihren 85 Arten berühmt geworden ist (G. ARTHABER, 1906, S. 271; R. ASSERETO, 1971, S. 24; H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1972, S. 526). Die ähnlich reiche Fauna aus dem schwarzen Aniskalk der Clessinsperre NNE Saalfelden mit 164 Arten (R. SCHNETZER, 1934; L. WAGNER, 1970, Taf. 18) zeigt, daß der Gutensteiner Kalk ausnahmsweise über das Mittelanis noch in das basale Oberanis emporreichen kann.

Die Mikrofauna des Gutensteiner Kalkes ist arm: Die Foraminiferen *Meandrospira dinarica* K. & P und *Glomospira densa* (PANTIĆ) sind leitend für das Anis, die übrigens ebenso auch im unten erwähnten Steinalmkalk auftreten.

c) Als Steinalmkalk wird der „anisische Wettersteinkalk", also ein an Algen reicher, meist dickbankiger, mittel- bis hellgrauer Algensparit, bezeichnet (J. PIA, 1930, S. 16). Dieser algenreiche, auch Korallen und Crinoiden führende, bis 160 m mächtige Kalk bildete im voralpinen Raum auf Untiefen des Meeres Riffknospen. In der Halleiner Hallstätter Zone ist er unter der Bezeichnung „Zillkalk" fossilbelegt. Im kalkhochalpinen Raum setzte sich die Riffkalkbildung bereits im Anis in größerem Umfang durch, so daß z. B. im Hochschwabgebiet eine einheitliche, viele hundert Meter mächtige anisisch-ladinische Steinalm-Wettersteinkalkmasse vorliegt. An Algen sind für das tiefere Anis *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM., *Ph. dissita* (GÜMB.) PIA, *Oligoporella prisca* PIA, *O. pilosa* PIA etc. bezeichnend. *Diplopora annulatissima* PIA reicht noch in das Ladin empor.

d) Der Reiflinger Kalk weist einen wellig-schichtigen, oberanisischen und einen knolligen, hornsteinführenden, ladinisch-unterstkarnischen Anteil auf — Abb. 13, 17. Er stellt die Bildung eines tieferen Meeres (hemipelagisch-epibathyal) mit reduzierter Sedimentationsrate dar; die Mächtigkeit des Anisanteils in Großreifling beträgt etwa 20 m. Der ladinische Anteil ist besonders im Lunzer Faziesgebiet in den östlichen Kalkvoral-

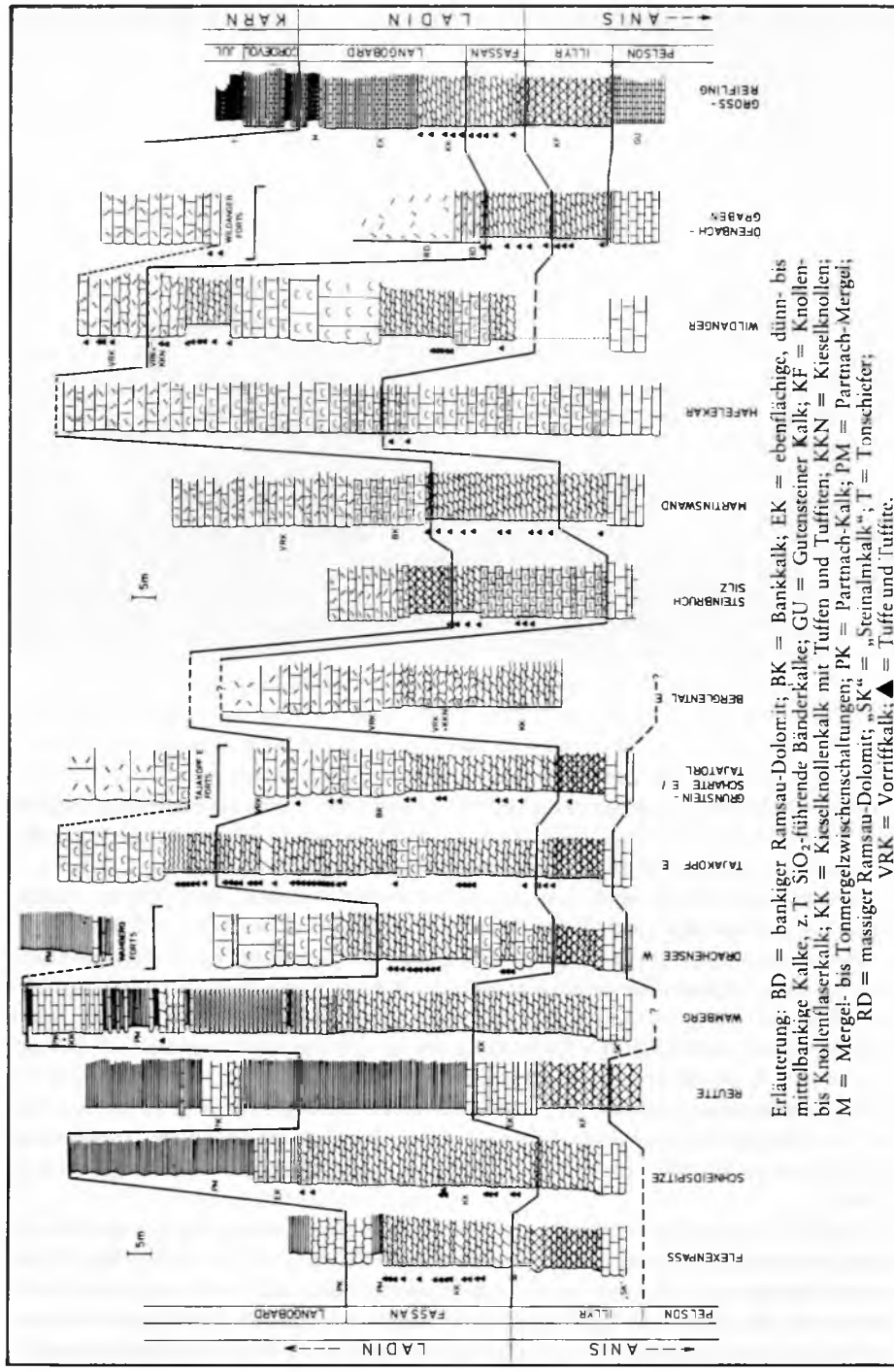


Abb. 13: Die Entwicklung des Reiflinger Kalkes und seine Position innerhalb der Mitteltrias, nach T. Bechstädt et al. (1976, Abb. 2).

pen kräftig entwickelt. In den westlichen Kalkalpen wird der Reiflinger Kalk im höheren Ladin durch Partnachschichten und Wettersteinkalk verdrängt (Abb. 13–16). Im gesamten Bereich der Kalkalpen sind heute basische bis intermediäre Tuffe und Tuffite als meter- bis dm- oder cm-dünne Lagen im Reiflinger Kalk bekannt, die ab der Basis des Oberanis einsetzen, im tiefsten Ladin ihren Schwerpunkt haben und im Osten der Kalkalpen bis in das Cordevol emporreichen. Mergeleinschaltungen im anisischen Anteil der Reiflinger Kalke, die maximal 40 m erreichen, werden als Maiereckmergel bezeichnet.

Als lithologisch und mikrofaziell eigenständige Varietäten der Reiflinger Schichten sind seit alters neben dem Reiflinger Dolomit der Göstlinger Kalk (ebenflächiger, dünnstschichtiger, hornsteinreicher Kalk des Cordevol/Jul), seit neuerem der Raminger Kalk (wellig-dickbankiger, hornsteinführender, heller Kalk in Übergang zum Wettersteinkalk, A. TOLLMANN, 1966 a, S. 124) und der Grafensteigkalk (ebenflächiger, gebankter, hornsteinführender Reiflinger Kalk mit allodapischen Lagen, J. HOHENEGGER & R. LEIN, 1977, S. 212) unterschieden worden.

Der anisische Anteil der Reiflinger Kalke ist durch eine Makrofauna mit Ammoniten wie *Paraceratites trinodosus* (MOJS.), *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *F. studeri* (MOJS.) etc., Brachiopoden wie *Piarorhynchia trinodosi* (BITTNER), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.) etc. ausgezeichnet. In der Mikrofauna liefern besonders die Conodonten, unter denen im Anis *Gondolella navicula* HUCKR. über *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.) noch überwiegt, wertvolle stratigraphische Hinweise. In der Foraminiferenfauna sind Sandschaler und Milioliden häufig (J. HOHENEGGER & R. LEIN, 1977).

e) Schreyeralmkalk ist die Bezeichnung für rote dichte oder rotviolette gebankte mittel bis oberanisische Hallstätter Kalke, die sich gelegentlich aus dem Reiflinger Kalk durch Übergang herausentwickeln. Diese anisischen Hallstätter Kalke, deren Typlokalität, die Schreyeralm, NW von Hallstatt liegt, weisen durch starke Kondensation geringe Mächtigkeiten, maximal 10–15 m, auf. Von der Typlokalität und der nahen Schiechlingalm stammt eine reiche Fauna mit etwa 20 Ammonitengattungen, darunter den Arten *Paraceratites trinodosus* (MOJS.), *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *Gymnites incultus* (BEYR.) etc. (E. SPENGLER, 1919, S. 369; G. SCHÄFFER, 1971, S. 45), ebenso aus dem Schreyeralmkalk des Lärcheck bei Hallein (M. SCHLOSSER, 1898, S. 351 f.). In der Mikrofauna sind außer Conodonten wie *Hibbardella lautissima* (HUCKR.), *Lonchodina venusta* HUCKR. etc. die von H. MOSTLER (1968 a, b etc.) beschriebenen Holothurien von stratigraphischem Wert.

Gegen Osten hin ist Schreyeralmkalk vom steirischen Salzkammergut (Mittel- bis Oberanis N Kainisch, A. TOLLMANN, 1960 a, S. 74) bis in die Mürztaler Alpen (illyrischer Anteil mit Ptychiten am Westlichen Mitterberg, W LEITHNER, 1983, S. 16 f.) nachgewiesen.

3. Ladin Das Ladin wird heute auf das Fassan und Langobard beschränkt, das Cordevol auf Grund des darunterliegenden Faunen- und Florenschnittes dem Unterkarn zugeordnet (vgl. S. 39 ff.). Dadurch laufen die früher in ihrer Gesamtheit in das Ladin gestellten, als höher mitteltriadisch erachteten Schichtglieder im Liegenden des Lunzer und Raibler Niveaus heute in das tiefe Karn in neuem Sinne empor: der Riffkomplex mit dem Wettersteinkalk und -dolomit mit seinen Riffkalken und geschichteten Lagunenbildungen einschließlich der Arlbergschichten, die Schwellenfazies des Reiflinger und

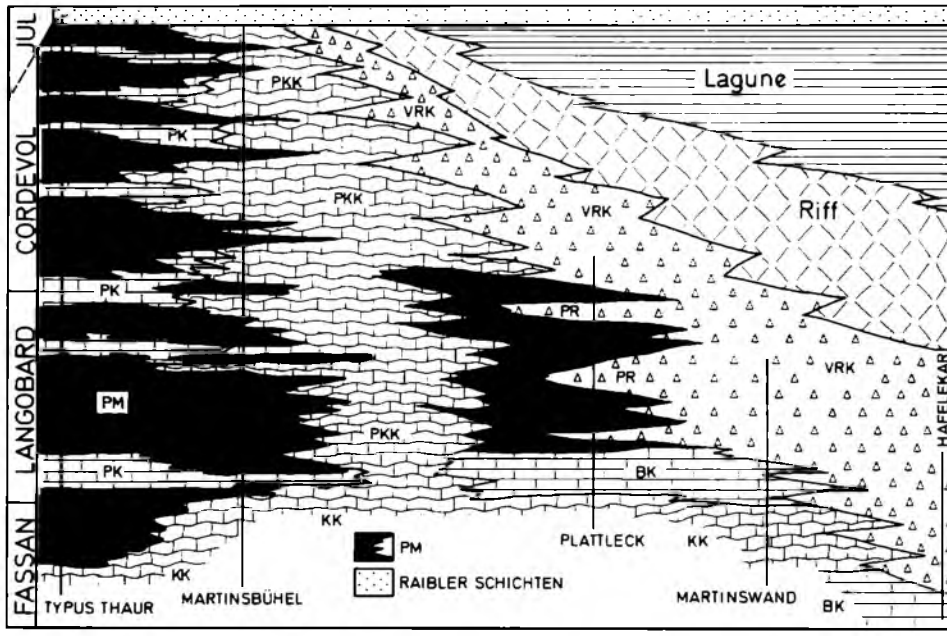


Abb. 14: Schema der Faziesverzahnung von Riff- und Beckensediment-Komplex im Ladin im südlichen Karwendel, nach D. Donofrio et al. (1979, Abb. 8). Legende: PM – Partnachmergel, PK – gebankter Partnachkalk, PKK – Partnachknollenkalk, BK – Reiflinger Bankkalk, VRK – Wettersteinkalk in Vorriffazies.

Raminger Kalkes und die Beckenfazies mit dem Hallstätter Kalk und den Partnachschichten. Im folgenden werden diese Schichtglieder einschließlich ihres cordevolischen Anteils besprochen (Abb. 13–16).

a) Der Wettersteinkalk zeigt, da er im weiteren Riffbereich gleichzeitig gegen oben und gegen außen, gegen das Partnachbecken hin vorgewachsen ist, im Prinzip die gleiche vertikale und horizontale Gliederung (M. Sarnthein, 1965–1967; O. Kraus et al., 1967, Abb. 2; E. Ott, 1967, Abb. 7; 1973 a, S. 255 ff.; P Toschek 1968) – Abb. 14: Zutiefst bzw. zuäußerst gegen das Partnachbecken hin setzt zunächst der Reiflinger Kalk, dann Partnach-Übergangskalk an, hangend bzw. gegen innen gefolgt vom Riffschuttkalk des Vorriffes, dann vom eigentlichen Riffkalk mit Kalkschwämmen wie *Peronidella subcaespitosa* (Mstr.), *Colospongia dubia* (Mstr.), *C. catenulata* Ott etc., Korallen, Kalkalgen aus der Gruppe der Codiaceen und Solenoporaceen, nicht der Dasycladaceen, Hydrozoen wie *Holocoelia toulai* Steinm., Problematika wie *Tubiphytes obscurus* Maslov etc. Es folgt gegen oben (innen) hin in der einst riffnahen Hinterriffregion detritischer geschichteter Wettersteinkalk mit reichlich Intraklasten, Grapestones, Pseudooiden und bezeichnenden Fenstergefügen (Hohlräumen). Als nächstes, im Riffkomplex am weitesten hinter dem Riff gelegen, stellt sich die riffferne Lagunenfazies in Form des gut gebankten Wettersteinkalkes mit Großgastropoden *(Chemnitzia, Omphaloptycha)*, Cyanophyceen und vor allem Dasycladaceen wie *Diplopora annulata* (Schafh.) ein. Mit Hilfe

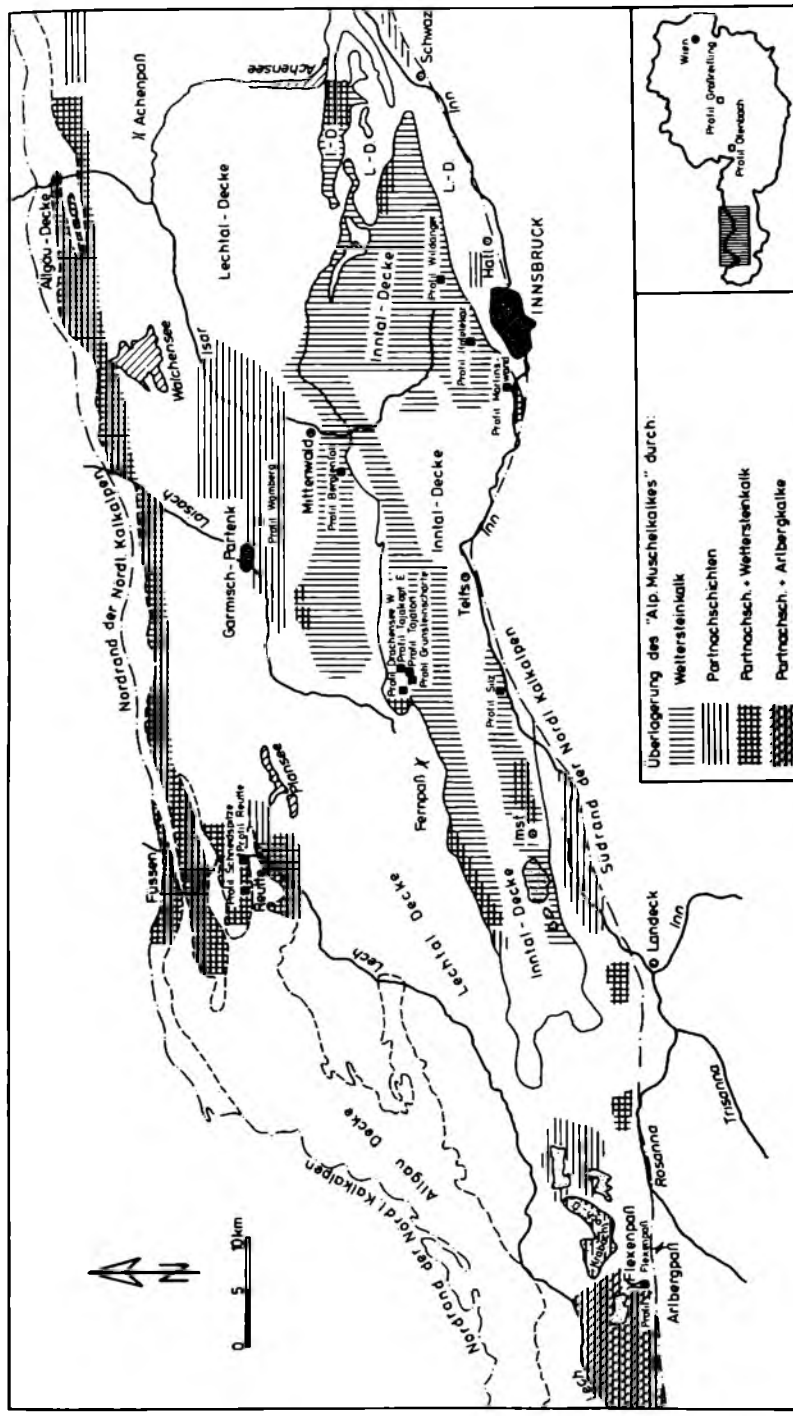


Abb. 15: Räumliche Verteilung der Mitteltriasfazies in den westlichen Kalkalpen, nach T. Bechstädt et al. (1976, Abb. 1).

der Algen kann man sowohl eine ökologische Gliederung (riffnahe und rifferne Bewohner) als auch eine stratigraphische Teilung vornehmen (ab Cordevol z. B.: *Poikiloporella duplicata* [PIA], *Clypeina besići* PANTIĆ etc.) – E. OTT (1972, 1973 a, b, 1974), R. HENRICH (1983). Im obersten Abschnitt des Wettersteinkalkes erscheint die „Sonderfazies" H.-J. SCHNEIDERS mit vielfältigen Sedimentstrukturen im Kalk, grünen Mergeleinschaltungen, schwarzen Brekzien und der bezeichnenden syngenetischen Vererzung mit Limonit, Bleiglanz, Wurtzit, Zinkblende und Fluorit (H.-J. SCHNEIDER, 1964; W WERNECK, 1974; H. GROTJOHANN, 1978). Ein Vulkanismus, der für die Lieferung der Erzlösungen verantwortlich sein könnte, wird im Ladin durch Tuffitlagen in den östlichen Kalkalpen mehrfach dokumentiert. Die Gesamtmächtigkeit des Wettersteinkalkes erreicht in der Karwendelkette 1730 m.

Den Werdegang der bewegten Entwicklung der Wettersteinkalkriffplatte haben R. BRANDNER (1978) und R. B. & W RESCH (1981) ausgezeichnet herausgearbeitet: Durch tektonische Bewegungen im Untergrund in Verbindung mit dem Aufreißen der zentralen Tethys kommt es in kausaler Kombination mit Meeresregressionsphasen zwei Mal zum Zerbrechen, Auftauchen, Verkarsten und Nachsacken der Wettersteinkalkplattform: zuerst noch im Mittelladin, wo die Emersionsphase durch Hohlraumbildung mit vadosen Zementtypen angezeigt wird. Es folgt eine rasche Subsidenzphase, wie die Transgression der Partnachschichten in Tirol bei Mangel an Riffwachstum ankündet. Im frühkarnischen (ehem.: präkarnischen) Regressionszyklus wiederholt sich der gleiche Vorgang: Zerbrechen der Plattform, Auftauchen und Trockenlegung durch Meeresregression, Paläokarstbildung mit Karrenfeldern und Spalten bis 800 m tief (20 m Hochlage über dem Meeresspiegel genügt nach BRANDNER für einen 800 m tief reichenden Süßwasserpolster), Einschwemmen von siliziklastischem Material und aufgearbeiteten Quarzporphyren aus dem ebenfalls aufgetauchten Hinterland zur Bildung der „Grünen Tone" und Spaltenfüllungen und schließlich scharfe Transgression auf der verkarsteten Oberfläche durch die Raibler Tonschiefer, die beim Gaichtpaß in Tirol bis zu 30° diskordant dem Wettersteinkalk aufliegen. Gleiche Prozesse stellen sich an den weiteren „Wenden" in der Trias und im Lias durch analoge Vorgänge in der im Untergrund im Zusammenhang mit der Ozeanbildung ausdünnenden Kruste im Zusammenspiel mit eustatischen Seespiegelschwankungen ein.

b) Die dolomitisierte Ausbildung des geschichteten Wettersteinkalkes wird als Wettersteindolomit, die mehr massige, kavernöse Ausbildung, die wohl überwiegend auf Wettersteinriffkalke zurückgeht, als Ramsaudolomit bezeichnet, obgleich die Begriffstrennung unscharf ist. Altersmäßig steigt dieser Dolomittypus abschnittsweise beträchtlich über das Ladin empor, so daß z. B. im Raum der östlichen Kalkhochalpen (etwa Mürztaler Alpen-W, Hochschwab) kaum eine Trennung vom karnischen („Tisovec-Dolomit") und norischen Anteil („Dachsteindolomit") möglich ist (vgl. R. LEIN, 1982 b, S. 208, Abb. 3).

c) Die Arlbergschichten vertreten mit einer Mächtigkeit von maximal etwa 450 m den Wettersteinkalk im westlichsten Teil der Kalkalpen, in der Vorarlberger Fazies. Im Rhätikon wurden sie von M. KOBEL (1969, S. 75) modern studiert: Von dunklen Kalken mit Schieferlagen im unteren Teil wandeln sie über schieferfreie dunkelblaugraue gebankte Kalke im Mittelabschnitt zu dolomitischen Gliedern in der oberen Partie ab, wo F. HIRSCH (1966, S. 29) im Flexenpaßgebiet rhythmische Abfolgen von

Dolomit, Kalk, Rauhwacke und Dolomitmergeln festgestellt hat. Die an Fauna sehr armen Arlbergschichten entstanden in einem schlecht durchlüfteten, lagunären, marinen Flachwasser. Ein Seichterwerden des Ablagerungsmilieus dieser Schichten gegen das Hangende hin ist zunächst aus dem Ausbleiben der Crinoiden, dann dem Auftreten kleinwüchsiger Gastropoden und Pachycardien, später aus typischen Gezeitensedimenten zu entnehmen (K. Czurda, 1978). Die 100 m mächtige, 1,5 km lange Andesitporphyritmasse E Lech innerhalb dieser Schichten kündet von einem kräftigen lokalen Vulkanismus in dieser Zeit (G. Mutschlechner, 1954, S. 390).

d) Die Partnachschichten, benannt nach der Partnachklamm bei Garmisch-Partenkirchen, bleiben als Beckensediment des Ladin/Cordevol stets hinter der Plattformentwicklung des Wettersteinkalkes um ein bedeutendes an Mächtigkeit zurück. Sie liegt im allgemeinen bei 200 m, im Maximum bei 600 m. Der Schwerpunkt der Entwick-

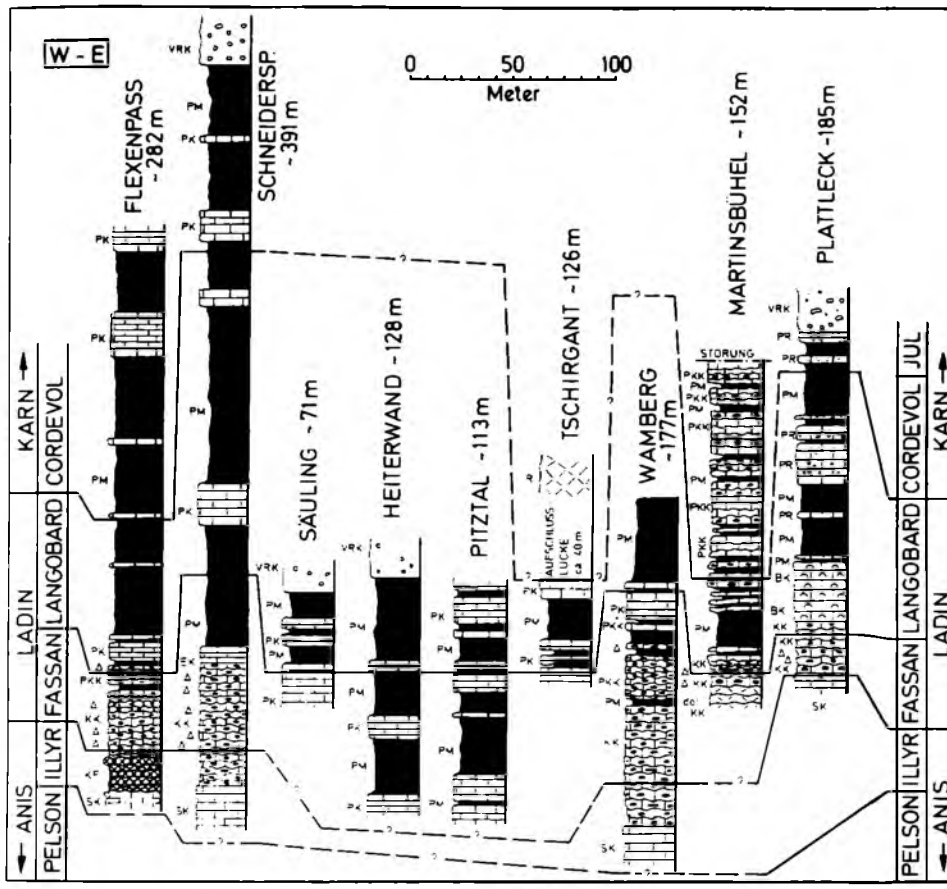


Abb. 16: Profilserie durch die Partnachschichten in den westlichen Kalkalpen, nach D. Donofrio et al. (1979, Abb. 7). Legende: s. Abb. 14 und: EK – ebenflächige Bankkalke, KF – Knollenflaserkalk, KK – Reiflinger Kieselknollenkalk mit Tuffiten, PR – Partnachkalk in Riffschuttfazies, SK – Steinalmkalk, Δ – Tuffe und Tuffite.

lung dieser fossilarmen Serie aus dunklen bis schwarzen Tonschiefern, Mergeln und dünnschichtigen Mergelkalken liegt im tieferen Ladin der westlichen Kalkalpen (Abb. 15–16). Gegen oben hin werden sie durch die seitlich vorwachsenden Wettersteinkalkriffe mehr und mehr verdrängt (H. Miller, 1962, S. 411; 1971, S. 275; O. Kraus et al., 1967, S. 120; M. Sarnthein, 1965, S. 150; T. Bechstädt & H. Mostler, 1976, S. 277) – Abb. 14.

Neueste Untersuchungen haben gezeigt, daß die Partnachschichten örtlich schon im Anis einsetzen (z. B. Reutte/Tirol – T Bechstädt & H. Mostler, 1974) und daß andererseits die kalkige Beckenentwicklung bis in das hohe Cordevol emporreicht (D. Donofrio & Mostler, 1979, S. 17, Abb. 8) – vgl. Abb. 16. In letztgenannter Arbeit und bei D. Donofrio et al. (1980) wird der Übergang von der Wettersteinriffentwicklung zum Partnachbecken am Beispiel des Karwendelgebietes analysiert und dabei der schrittweise Übergang vom Vorriffschuttkalk des Wettersteinkalkriffes über das neu entdeckte Glied der riffschuttmaterialhältigen Partnachkalke kleiner Randbecken über Tiefschwellen-Knollenkalke zu ebenflächigen, den Mergeln zwischengeschalteten Tiefbeckenkalken dargestellt – Abb. 14.

Die Makrofauna führt vor allem Brachiopoden (*Koninckina leonhardi* Wissm.), Bivalven (*Daonella parthanensis* Schafh.) und Echinodermen [*Isocrinus propinquus* (Mstr.)] – G. v. Arthaber, 1906, S. 293; R. v. Klebelsberg, 1935, S. 47

Abb. 17: Schichtfläche des knolligen Reiflinger Kalkes bei der Salzabrücke bei Gr. Reifling.

Während die Partnachmergel äußerst mikrofossilarm sind, haben die Kalke stratigraphisch wertvolle Mikrofossilelemente geliefert, Conodonten, Holothuriensklerite, Schwebcrinoiden etc., die eine Fassan/Langobard/Cordevol-Gliederung ermöglichen (D. DONOFRIO et al., 1979, 1980).

e) Der ladinisch-cordevolische Anteil der Reiflinger Kalke (Abb. 17) erreicht im Gebiet seiner mächtigsten Entwicklung, in der Lunzer Fazies bei Göstling, 190 m. Im Fassan herrschen hier die hellen Hornsteinknollenkalke mit Tuffit- und Schlickgeröllen vor, im Langobard dominieren helle ebenflächige Hornsteinkalke. Die grobbankige helle Varietät mit Hornsteinknollen im Übergang zu Wettersteinkalk wird als Raminger Kalk bezeichnet, jene dünnstschichtige, bis mm-dünnspaltende Ausbildung an der Obergrenze des Reiflinger Kalkes im Cordevol als Göstlinger Kalk. Tuffe und Tuffite sind im tieferen Ladin am häufigsten eingeschaltet (M. KOBEL, 1969, S. 70; H. HÖLLER, 1963; P. FAUPL & A. HAMEDANI, 1973; H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1972 etc.).

In der Makrofauna weisen *Daonella* cf. *indica* BITTN. und *Protrachyceras steinmanni* (MOJS.) auf Fassan, *Daonella lommeli* (WISS.) und *Protrachyceras* cf. *regoledanum* (MOJS.) auf Langobard, *Halobia intermedia* MOJS., *H. vixaurita* KITTL, *H. haberfelneri* KITTL etc. auf Cordevol hin.

In der Mikrofauna treten Foraminiferen und Ostracoden zurück, hingegen sind Conodonten (*Gondolella excelsa*-Assemblagezone, *G. haslachensis*-Z., *Epigondolella mungoensis*-Z., *E. mostleri*-Zone – H. KOZUR & H. MOSTLER, 1973 b, S. 789), Holothurien (H. MOSTLER, 1973, S. 737) und Schwebcrinoiden der Gattung *Osteocrinus* (E. KRISTAN-TOLLM., 1970, S. 783) wichtige Leitformen.

f) Der ladinische Hallstätter Kalk, den man erst jüngst entdeckt hat, nachdem man zuvor im Ladin in der Hallstätter Zone eine Schichtlücke vermutet hatte, besteht aus einem 20–50 m mächtigen, grauvioletten bis graugelben, ebenflächig bis wellig geschichteten kieseligen Kalk. Die Bildung dieses Typus setzt bereits im obersten Anis an und hält über das Ladin bis in das Cordevol durch, wie Conodonten und Ammoniten gezeigt haben. Während Unterladin makrofossilleer ist, stammen vom Sommeraukogel bei Hallstatt, vom Feuerkogel bei Kainisch und vom Raschberg oberladinische Faunen mit *Protrachyceras pseudoarchelaus* (BOECKH), *Sturia sansovinii* MOJS., *Daonella lommeli* WISSM. etc. (L. KRYSTYN, 1980, S. 70). Durch Conodonten konnte man dieses ladinische Hallstätter Glied in zunehmendem Umfang erfassen, jüngst auch in isolierten Schollen aus dem Hallstätter Südkanal, wie etwa der Pailwand im Lammertal (W HAMILTON, 1981, S. 56 ff.).

4. Karn Nach Einordnung des Cordevol in das Karn liegt die lithologische Grenze Mittel-/Obertrias nun noch weit innerhalb der einheitlichen Wettersteinkalk-Reiflinger-Kalk-Masse der Kalkalpen. Erst mit der Lunzer-Raibler-Schichtgruppe erfolgte ein über fast die gesamten Kalkalpen hin reichender Faziesausgleich, der ein vorübergehendes Erlöschen des Gegensatzes zwischen Riffarealen und Beckensedimenten bewirkte.

Das Ladin-Karn-Grenzproblem erscheint durch die detaillierte Studie von L. KRYSTYN (1978, Abb. 10) auf Grund der Ammonitenzonierung nun gelöst: Mit dem Einsetzen von *Trachyceras aon* wird die Karnuntergrenze gezogen, das Jul wird folgendermaßen gegliedert:

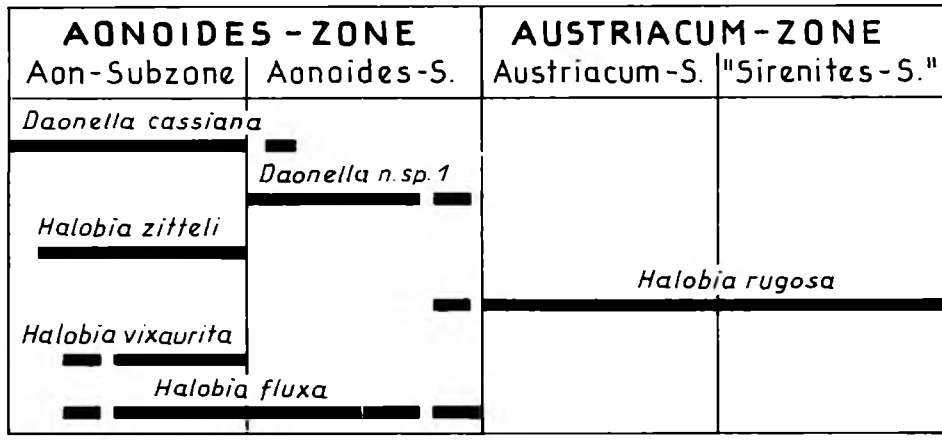


Abb. 18: Der stratigraphische Wert der Halobiiden im Unterkarn, nach L. KRYSTYN (1978, Abb. 14).

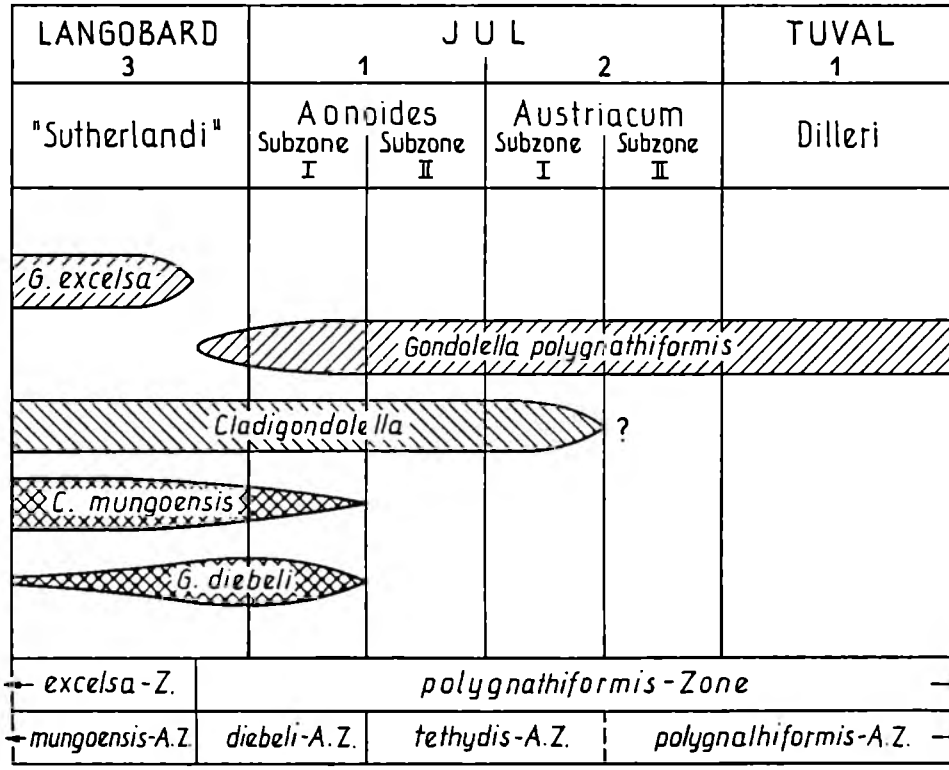


Abb. 19: Der stratigraphische Wert der Plattform-Conodonten im Unterkarn, nach L. KRYSTYN (1978, Abb. 15).

Hangend: Tuval
2. Austriacum-Zone
b) „Sirenites-Subzone" (1978) bzw. Oedipus-Subzone (1982)
a) Austriacum-Subzone
1. Aonoides-Zone
b) Aonoides-Subzone
a) Aon-Subzone (ehem. „Cordevol")
Liegend: Oberladin-Langobard

Den stratigraphischen Wert von häufigen Halobiiden und Conodonten des ladinisch/karnischen Grenzbereiches zeigen Abb. 18 und 19.

Mit der Schüttung mächtiger detritischer Serien ab der Aonoides- bzw. Austriacum-Subzone im gesamten voralpinen Raum wird der erwähnte bedeutende Umschwung in der Triassedimentation nach Zerbrechen der Wettersteinkalkplattform und deren Abtauchen (vgl. S. 36) eingeleitet: Die mächtigen Lunzer Schichten in den östlichen Kalkvoralpen und die Nordtiroler Raibler Schichten in den mittleren (W GROTTENTHALER, 1978) und westlichen Kalkalpen sind Zeugen dieser Wende. Im klassischen Lunzer Profil setzt die Detritus-Schüttung mit der Lunzer Schichtgruppe relativ spät ein (L. KRYSTYN, 1978, Abb. 6) — Abb. 20. Nur im Gebiet der hochalpinen Faziesregionen gibt es in der Hallstätter Zone durch anhaltende Bildung von Hallstätter Kalken kaum eine Unterbrechung und durch Bildung von karnischem Riffkalk, dem Tisovec-Kalk in den östlichen Kalkhochalpen — besonders in den Mürztaler Alpen, den Gesäusebergen (W DULLO, 1980) und im Salzkammergut —, demnach keinen derartigen karnischen Hiatus.

a) Die Lunzer Schichtgruppe des Unterkarn im Bereich der Lunzer Fazies, die von den östlichen Kalkvoralpen noch weit in die Westkarpaten hinüberreicht (A. TOLLMANN. 1972 a), wird durch die Abfolge Trachycerasschichten („Aonschichten"), Reingrabener Schiefer („Halobienschiefer") und Lunzer Sandstein aufgebaut.

Die Trachycerasschichten sind geringmächtige, dünnstblättrige, papierdünn spaltende schwarze Kalkschiefer mit *Trachyceras aonoides* MOJS., *T austriacum* MOJS., *Protrachyceras attila* MOJS. etc. und mit Schwebcrinoidenresten von *Osteocrinus rectus* (FR. & EXL.) in der Mikrofauna Abb. 21 a.

Die Reingrabener Schiefer bestehen aus selten auch bis 200 m mächtigen, dunklen mikrofossilarmen Tonschiefern oder auch dunklen Mergeln mit zartschaligen Mikrofaunen. Diese Schiefer sind über den Lunzer Faziesraum hinaus bis in die hochalpine Fazies verbreitet. Die Mikrofauna führt stratigraphisch wertvolle Foraminiferenarten der Gattungen *Trocholina, Variostoma, Duostomina* etc., bezeichnende Ostracoden sowie Schwebcrinoidenreste von *Osteocrinus* und *Ossicrinus* (vgl. A. TOLLMANN, 1976 a, S. 138 ff.). Für die Makrofauna ist die massenhaft auftretende *Halobia rugosa* GÜMBEL bezeichnend, unter den Ammoniten *Trachyceras aonoides* MOJS. und *Carnites floridus* (WULF.).

Der Lunzer Sandstein stellt eine gut geschichtete, bis zu 350 m mächtige Serie aus dem Lunzer Hauptsandstein im Liegenden (gut gebankte Sandsteine, Grauwacken, Arkosen), gelegentlich mit gradierter Schichtung, Strömungsmarken etc. (M. BEHRENDS, 1973, S. 70 ff.), dem mächtigen Lunzer Schiefertonkomplex im Mittelabschnitt (schief-

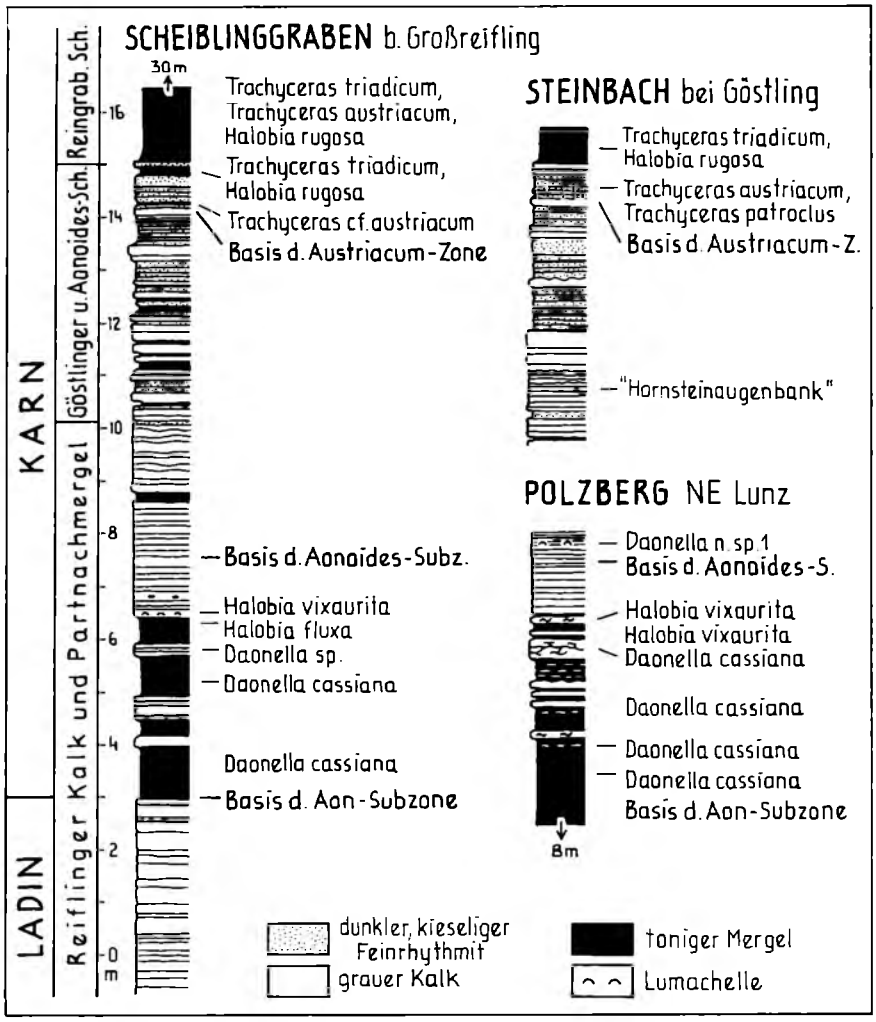


Abb. 20: Schichtfolge und Fauna des Unterkarn im Lunzer Raum, N.Ö., nach L. Krystyn (1978, Abb. 6), ergänzt.

riger Sandstein und Tonschiefer mit mehreren, früher abgebauten Kohleflözen in stratigraphisch hohem Niveau) und dem schmächtigen Lunzer Hangendsandstein als ein gegen die Opponitzer Schichten hin abgrenzendes, geringer mächtiges Sandsteinpaket, das bereits oolithische Kalklagen mit mariner Fauna mit *Palaeocardita crenata guembeli* (Pichler), *Cassianella decussata* (Mstr.), *Avicula cassiana* Bittner etc. enthält (G. v. Arthaber, 1906, S. 320; F. Trauth, 1948, S. 56) – Abb. 21 b. Die Schüttung des an Zirkon, Rutil und Turmalin reichen Sandsteins erfolgte, wie bei den Lunzer Schichten in den Westkarpaten, von Norden her. Aus den einstigen zahlreichen Kohlenbergbauen in den Lunzer Schichten in Niederösterreich (W. Petrascheck, 1929, S. 301 ff.; W Neubauer,

Abb. 21 a: Trachycerasschiefer mit Knickfaltung. Unterkarn, Halltal W Terz, Steiermark.

Abb. 21 b: Lunzer Sandstein, Unterkarn, Ausgang des Stiegengrabens bei Lunz, N.Ö.

1949 b, S. 319 ff.) stammen reiche Floren mit *Equisetites arenaceus* JAEGER, *Calamites meriani* BRONG., *Alethopteris meriani* BRONG., *Pterophyllum jaegeri* BRONG. etc. (Lit. vgl. A. TOLLMANN, 1976 a, S. 148; E. THENIUS, 1983, S. 31 f.; über Sporenflora vgl. S. 26). Auch Fische, darunter Flugfische (J. GRIFFITH, 1977), Amphibien und Reptilien sind aus dem Lunzer Sandstein bekannt geworden.

b) Die Opponitzer Schichten bilden die dem Oberkarn angehörige karbonatische Serie, die im Lunzer Faziesraum den Lunzer Schichten auflagert. Die sehr variable, bis 300 m mächtige Serie umfaßt im Idealfall von liegend gegen hangend: die Opponitzer Liegendrauhwacke und -dolomitgruppe mit beträchtlichen Gipsvorkommen, geringmächtige Kalke, (Zement-)Mergellagen in zwei Niveaus, die Hauptmasse des Opponitzer Kalkes (graue, gelblichbraun anwitternde, mikritische Kalke) und die an den Hauptdolomit angrenzende Hangendrauhwacke. Die Opponitzer Schichten sind nach H. HINTEREGGER (1979) in einem teilweise isolierten Flachwassermilieu abgesetzt worden, worauf z. B. die Stromatolith- und Rindenkörnerfazies und Brekzienbildung kombiniert mit gipslagunären Ablagerungen hinweisen. Die Schwermineral-Zusammensetzung entspricht im wesentlichen jener der Lunzer Schichten (vgl. M. BEHRENS, 1973, S. 64).

Der besonders auf die mergelreichen Partien konzentrierte Makrofossilgehalt ist schon bei D. STUR (1871, S. 282 f.) und A. BITTNER (1882, S. 65) zusammengestellt: *Gonodon mellingi* (HAUER), *Bakevellia bouéi* (HAUER), *Palaeocardita crenata guembeli* (PICHL.), *Lopha montiscaprilis* (KLIPST.) etc. Über die Foraminiferenfauna mit *Trocholina multispira* OBERH. etc. berichtete L. KOEHN-Z. (1969, S. 17), über die Ostracoden E. KRISTAN-TOLLMANN & A. HAMEDANI (1973), über die Mikrofauna im allgemeinen H. HINTEREGGER (1979, S. 76 ff.).

c) Das Gegenstück zu der Lunzer/Opponitzer Schichtgruppe in den östlichen Kalkvoralpen bilden die Nordalpinen Raibler Schichten in den westlichen Kalkalpen, die jüngst eingehend untersucht worden sind (H. ANGERMAIER et al., 1963; H. JERZ, 1965, 1966; G. SCHULER, 1968, 1971; W HARSCH, 1970; O. SCHULZ, 1970; W GROTTENTHALER, 1972). Die Hauptachse des Sedimenttroges der kalkalpinen Raibler Schichten liegt demnach in der mittleren Längszone der westlichen Kalkalpen, wo das Karn 500 m Mächtigkeit erreicht. – Über alle Abschnitte hinweg läßt sich mehrweniger deutlich eine Dreigliederung dieser Raibler Serie durch eine dreimalige Einschaltung eines feinklastischen Horizontes erfassen (Abb. 22): Durch eine Untere, Mittlere und Obere Schiefertonserie (Horizont 1 a, 1 c, 2 b) wird eine Untere, Mittlere und Obere Karbonatgesteinsserie (Horizont 1 b, 2 a, 2 c) abgetrennt. Die Untere Schiefertonserie stellt den mächtigsten (durchschnittlich 30 m, maximal 140 m) und am weitesten aushaltenden Horizont der feinklastischen Niveaus dar, der etwa der Lunzer Schichtgruppe in den östlichen Kalkvoralpen entspricht. Sandstein Einschaltungen im höheren Teil der Tonschiefer sind bezeichnend, Kohlenlagen schalten sich in ihnen ein. In Kalklagen und in den höheren Schieferniveaus stellen sich in der südlichen Längshälfte der Nordalpinen Raibler Schichten Oncolithe aus *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL. ein. Die beiden höheren Tonschieferhorizonte (1 c, 2 b) sind nur in der südlichen Längszone ausgebildet und weisen ebenso einerseits Sandschüttungen, andererseits Echinodermen-Ostreen-Kalke und Oolithe als Einschaltungen auf.

In den Karbonathorizonten wechseln Kalke und Dolomite miteinander ab, am

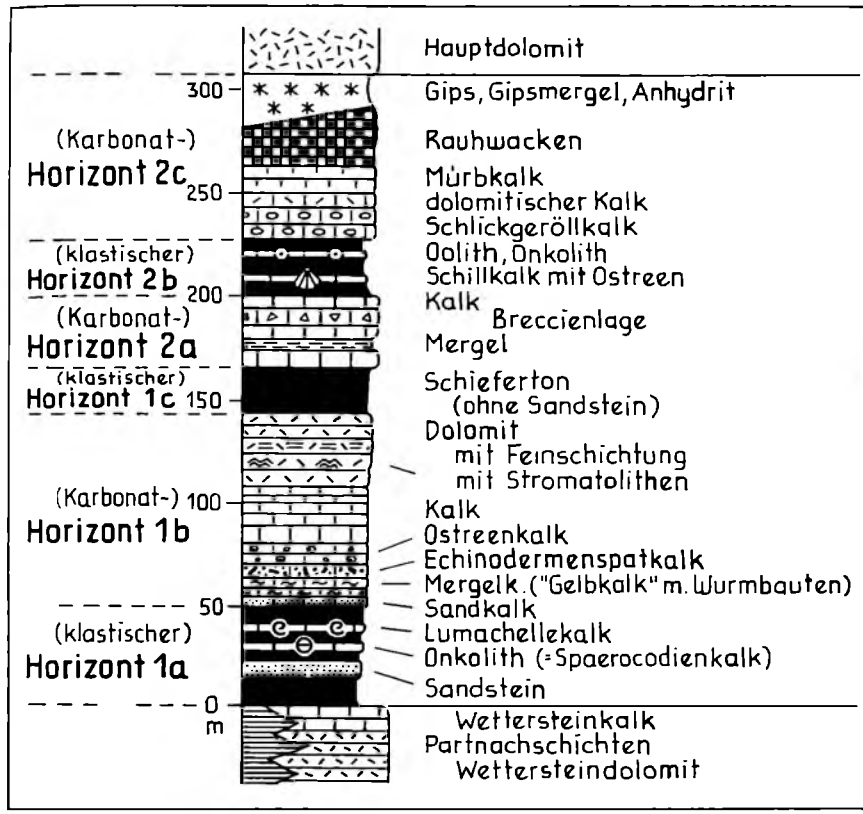


Abb. 22: Schematisches Profil durch die Nordalpinen Raibler Schichten in den westlichen Kalkalpen, nach W. HARSCH (1970, Taf. 5), ergänzt nach G. SCHULER (1968, Taf. 1).

variabelsten ist der sehr mächtige oberste Karbonathorizont entwickelt. Der hangende und besonders der nördliche Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten als Ganzes zeigt einen zunehmenden Einfluß erhöhter Salinität, so daß es innerhalb der Dolomite lokal zur Anhydrit/Gips-Bildung kam (Abbau bei Nassereith und Weißenbach bei Reutte).

Die Klastika der Raibler Schichten sind teils von einem nördlich gelegenen, petrographisch abschnittsweise verschieden zusammengesetzten Liefergebiet von Norden her eingeschüttet worden, teils von einem zweiten, im Süden gelegenen, ebenso bunt aufgebauten Rücken.

Fossilien haben in erster Linie die in den Schiefertonhorizonten eingelagerten Kalke geliefert, besonders *Palaeocardita crenata guembeli* (PICHL.), *Hoernesia sturi* (WÖHRM.), *Heminajas fissidentata* (WÖHRM.), *Pteria aspera* (PICHL.), *Alectryonia montiscaprilis* (KLIP.) etc. (R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 60; H. ANGERMAIER et al., 1963, S. 100).

d) Dunkle Echinodermenkalke mit Schiefereinschaltungen stellen sich besonders im Hallstätter Nordkanal und in weiteren Hallstätter Faziesbereichen mit den folgenden drei Haupttypen ein.

α) Die Mürztaler Schichten sind in der Hallstätter Zone der Mürztaler Alpen weit verbreitet. Gegenüber der Definition von E. SPENGLER (1925 a, S. 292) ist dieser Begriff um die früher irrtümlich gerade auch an der Typlokalität (vgl. R. LEIN, 1982 b, S. 214), dazugeschlagenen Zlambachschichten dieses Raumes einzuengen, wie es bereits bei A. TOLLMANN (1976 a, S. 154 f.) geschehen ist. Demnach stellen die Mürztaler Schichten, wie sie z. B. in der Naßköhrschuppe der Schneealpe repräsentiert sind, eine bis 300 m mächtige, karnische bis norische Serie aus dunklen bis schwarzen, häufig hornsteinknollenhältigen, gut geschichteten Kalken mit Halobienschiefer-Einschaltungen im tieferen Teil der Hallstätter Fazies der Mürztaler Alpen dar. Sie führen im tieferen Abschnitt eine Cassianer Fauna mit *Encrinus granulosus* MSTR., *Verrucospongia armata* (KLIP.), *Dendocoelia dichotoma* LAUBE etc. Hangend gehen sie allmählich in den hellen norischen Hallstätter Kalk über.

β) Der Cidariskalk des Tuval, ein braungrauer, gebankter Kalk, reich an großen keulenförmigen Stacheln von *Cidaris dorsata* BRAUN, an Crinoiden und Sphinctozoen, ein Stirnrandsediment von Karbonatplattformen, hat seinen Schwerpunkt ebenfalls in der Hallstätter Zone, besonders im Nordkanal, z. B. in den Mürztaler Alpen oder im Grundlseegebiet (A. TOLLMANN, 1960 a, S. 62 f.). Den gut eingebürgerten Begriff „Cidariskalk", der auch im stratigraphischen Lexikon (O. KÜHN, 1962, S. 89) aufscheint und der zuletzt durch E. FLÜGEL, R. LEIN et al. (1979) aus den Kalkhochalpen in bezug auf seinen Faunengehalt näher charakterisiert worden ist, durch einen neuen Begriff („Leckkogel-Schichten" – W DULLO & R. LEIN, 1981, 1982) zu ersetzen, erscheint unangebracht: Sollen doch bereits eingebürgerte Namen (analog z. B. Carditaschichten, Pedataschichten, Plattenkalk, Hauptdolomit etc.) nicht aus rein formalen Überlegungen verdrängt werden. Von letztgenannten Autoren sind nähere Angaben über die Ablagerungsbedingungen und die Fauna dieses Seichtwasserkalkes geliefert worden, der an den Tisovec-Riffkalk beckenwärts verzahnend anschließt. Der in manchem ähnliche Jägerhauskalk – von F. TOULA (1913, S. 80) nach dem Jägerhaus bei Baden benannt –, reich an Blau/Grün-Algen, wird hingegen als Intraplattform-Beckensediment, mit Lagunensedimenten verzahnt, betrachtet – vgl. W. DULLO & R. LEIN, 1982, Abb. 2.

γ) Das Aflenzer Karn (Wandaukalk), das von E. SPENGLER (1920 b, S. 225; 1920 a, Taf. 1) zur Darstellung gelangte, zeigt wiederum klar den Dreierrhythmus zwischen Schieferlagen und Karbonathorizonten. Das basale Schieferband ist durch *Halobia rugosa* GÜMBEL und *Carnites floridus* WULFEN belegt.

e) Carditaschichten: Im Bereich der Dachsteinkalkfazies im südlichen Tirolikum (Hochkalter, Totes Gebirge etc.) oder Juvavikum (Berchtesgadener Decke, Dachsteindecke, Hochschwab) wird das in den Voralpen vielgliedrige Karn auf ein schmales Paket von oolithischen Kalken mit Palaeocardita, Cidarisstacheln, Crinoiden und Brachiopoden reduziert, der Rest der karnischen Serie ist in den im Liegenden und Hangenden angrenzenden Partien der Plattformkarbonate (Wettersteindolomit, Hauptdolomit/Dachsteinkalk) vertreten. Diese Entwicklung wird häufig mit dem seit 1855 bestehenden Namen Carditaschichten belegt, die von wenigen Metern bis zu etwa 30 m Mächtigkeit erreichen.

f) Tisovec Kalk: In der kalkhochalpinen Dachsteinkalkfazies und im Übergangsgebiet zur Hallstätter Fazies im Raum Hohe Wand, Mürztaler Alpen, Veitsch, Gesäuse (W. DULLO, 1980), Bosruck, Dachsteinmassiv usf. kann die Riffazies aus der Mitteltrias

Abb. 23: Tisovec-Kalk: karnischer Pachyodontenkalk, Schwarzkogel SE Naßköhr, Mürztaler Alpen.

ohne Unterbrechung in die höhere Obertrias weiterlaufen, so daß sich hier karnische Riffkalke, die sogenannten Tisovec-Kalke, einstellen. In den Mürztaler Alpen hat dieser im Liegendteil dort an Korallen, Kalkschwämmen, Crinoiden und Cidarisstacheln reiche Kalk in seinen undeutlich geschichteten Hangendpartien *Cornucardia hornigii* (Bittn.) des Oberkarn geliefert (R. Lein & H. Zapfe, 1971) – Abb. 23.

g) Der karnische Hallstätter Kalk ist seit alters durch seine reiche Fauna berühmt, namentlich durch jene am Feuerkogel bei Mitterndorf im Salzkammergut, die 464 Cephalopodenarten, 78 Gastropodenarten und zahlreiche weitere Gruppen enthielt (G. Arthaber, 1906, S. 371; C. Diener, 1921; 1926, S. 75; L. Krystyn et al., 1972, S. 99 ff., 1980, S. 81 ff.). Die Hauptverbreitung des karnischen, vorwiegend roten, gebankten Hallstätter Kalkes lag im südlichen Hallstätter Kanal, von dem heute Gleitdeckschollen weit gegen Norden verfrachtet vorliegen. Die Mächtigkeit ist gering und schwankt zwischen einigen Metern und Zehnermetern. Heute nimmt man an, daß der Bildungsraum dieser Kalke in einem mäßig tiefen Meer zwischen 50 bis 200 m gelegen gewesen war, in einem gut durchlüfteten Raum mit oxydierenden Bedingungen (Rotfärbung!). Mangankrusten im Sediment bezeugen Subsolution und Kondensation dieses von J. Rieche (1971, S. 141 f.) eingehend analysierten Milieus.

Eine Normalschichtfolge innerhalb des Hallstätter Kalkes hat W. Schlager (1969) aufgestellt und L. Krystyn (1974) modifiziert (Abb. 24). Demnach folgen über dem grauvioletten ladinisch-cordevolischen Anteil zunächst 5–15 m Draxlehner Kalk, ein roter

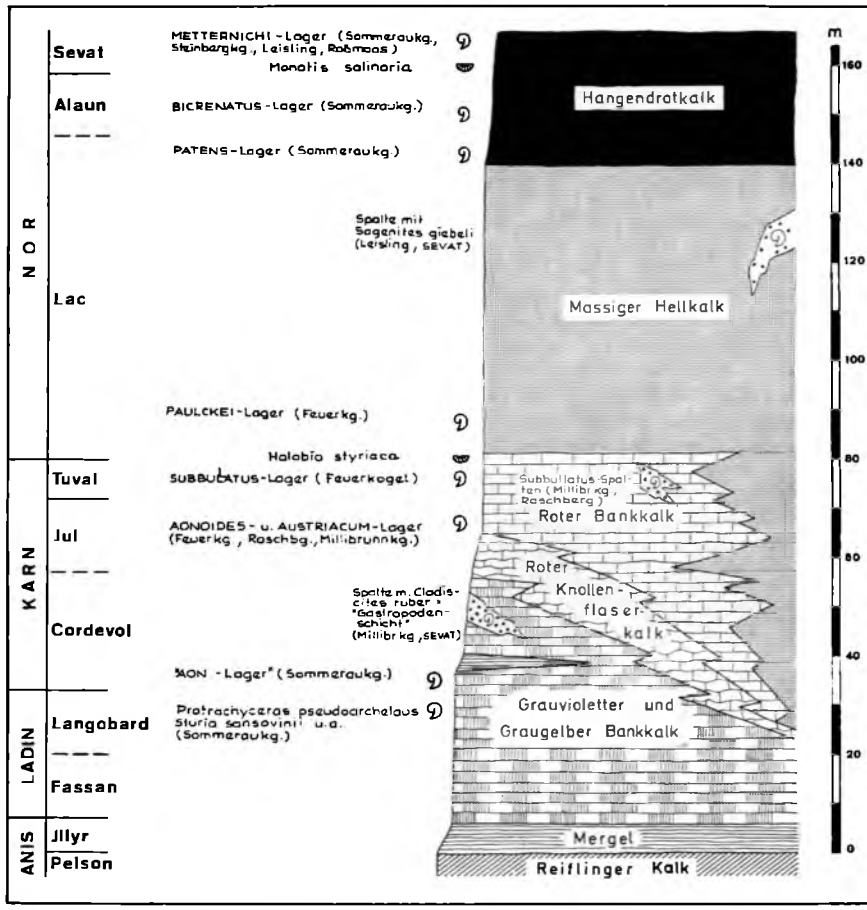


Abb. 24: Normalprofil des Hallstätter Kalkes in den Nördlichen Kalkalpen, nach L. KRYSTYN (1974 a, Abb. 83). Da die übereinanderfolgenden Hallstätter Kalktypen z. T. kräftig schräg durch die Zeit verlaufen, gilt diese Normalabfolge wohl im Idealfall, die einzelnen Typen können aber nicht zur altersmäßigen Datierung verwendet werden.

knolliger Flaserkalk des (Langobard bis) Tuval, dann bis 50 m roter Hallstätter Bankkalk (Langobard bis unteres Nor), der von 30–120 m massigem Hallstätter Hellkalk (Langobard bis Unternor) überlagert bzw. vertreten wird. Wie die Zeitangaben zeigen, können diese Typen sich nicht nur in normaler Abfolge übereinander einstellen, sondern ab Langobard einander seitlich vertreten.

Bei der Einstufung der Hallstätter Kalke waren früher durch Nichtbeachtung der tiefgreifenden, mit jüngerem Hallstätter Kalk erfüllten, einst submarin gebildeten Spalten beträchtliche Irrtümer unterlaufen. Neben schichtparalleler Einlagerung von fossilreichen Linsen (Jul am Raschberg und Millibrunnkogel bei Goisern und Jul-Tuval am Feuerkogel bei Mitterndorf) sind bekannte Fossillagerstätten reine Spaltenfüllungen, wie etwa das tuvalische Lager mit *Tropites subbullatus* (HAUER) am Raschberg, Millibrunn-

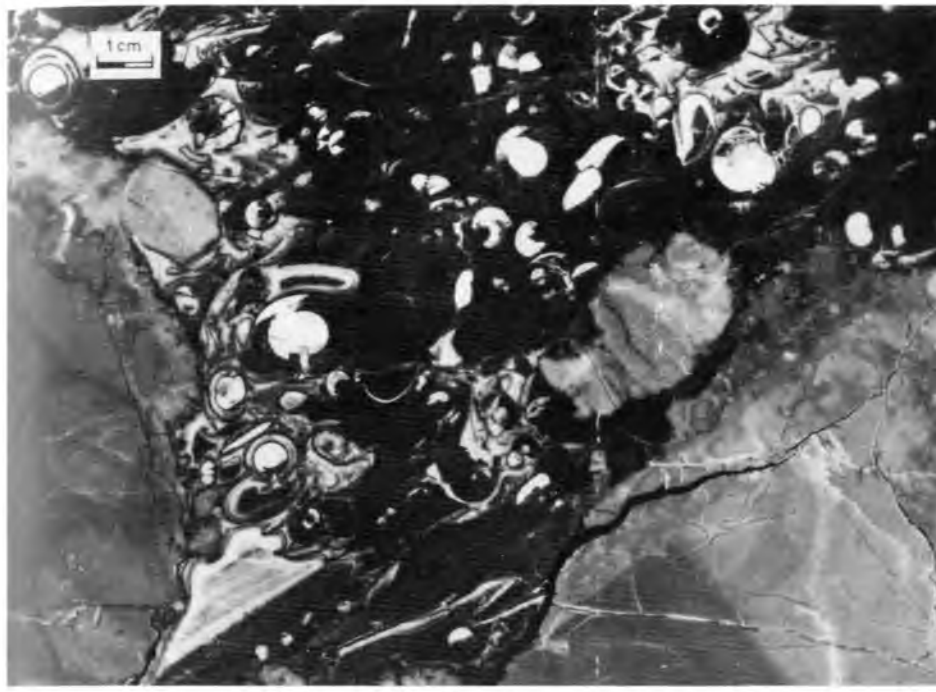


Abb. 25: Fossilreiche Spaltenfüllung im Hallstätter Rotkalk mit *Tropites subbullatus* (HAUER) und fossilen Wasserwaagen. Rappoltstein bei Hallein, koll. W. SCHLAGER.

kogel und am Rappoltstein bei Hallein (W SCHLAGER, 1969, Abb. 7; L. KRYSTYN et al., 1971 a, S. 286) – Abb. 25. Auch haben eine extreme Kondensation, sedimentäre Schollenkippung und horizontale S-Spaltenfüllung die Klarstellung der stratigraphischen Zonierung sehr erschwert, wie etwa die durch L. KRYSTYN (1973, Abb. 4; 1974 a, b; 1980, S. 81 ff.) enträtselte Situation der Karn-Nor-Grenze im Hallstätter Kalk des Feuerkogels bei Mitterndorf so deutlich gezeigt hat. Die Conodonten haben hier einen entscheidenden Anteil zur Entzifferung der Feinstratigraphie beigetragen (L. KRYSTYN, 1975, Abb. 1, 1980, Abb. 6, 7, 8; 1983 b). Es ist hier nicht Platz, auf die Fragen der Zonengliederung (vgl. Tab. 2) und die reiche Fossilführung einzugehen, über die eine umfangreiche Literatur besteht, die vom Verfasser (1976 a, S. 176 ff.) referiert worden ist. Bezüglich der Mikrofauna sind durch Lösen der Kalke vor allem Conodonten und Schwebcrinoiden, Holothurien und sandschalige Foraminiferen gewonnen worden. Abb. 26 gibt die revidierte Plattform-Conodonten-Gliederung der Obertrias nach L. KRYSTYN (1980, Abb. 8) wieder.

5. Die norische Stufe ist heute auf die Unterstufen Lac und Alaun beschränkt (vgl. Tab. 2), da das Sevat sich als altersgleich mit dem Unterrhät erwiesen hat: Die Leitform des Sevat, *Rhabdoceras suessi* HAUER, wurde im tieferen Teil der Kössener Schichten von Kössen durch M. URLICHS (1973, S. 663) nachgewiesen, die für die Aufstellung des älteren Begriffes „Rhät" maßgebend waren. In der norischen Stufe herrschte in den

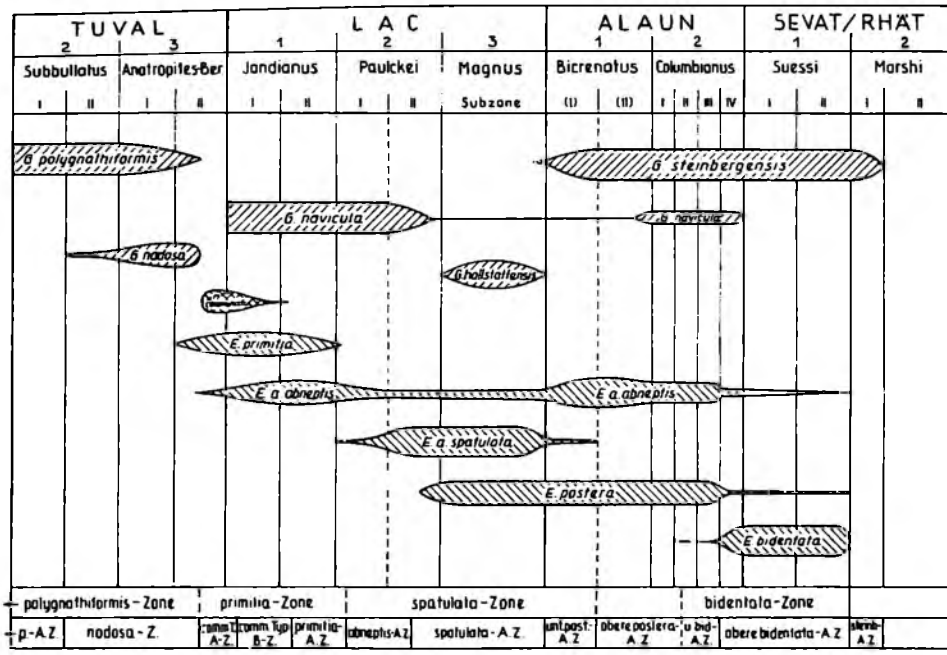


Abb. 26: Conodonten-Zonen der Obertrias nach L. KRYSTYN (1980, Abb. 8).

Kalkalpen in einer sehr breiten nördlichen und westlichen Zone lagunäre Seichtwasserfazies, in der Hauptdolomit und Plattenkalk zum Absatz kamen, während in den südlichen Nordkalkalpen von den Loferer Steinbergen an gegen Osten die Dachsteinkalkbildung im Nor mit dickbankigen Typen und mit gegen Süden exponierten Dachsteinriffkalken einsetzte. Mit letzteren verzahnt stellen sich dann in den Hallstätter Kanälen Pedata- und Hallstätter Kalke ein.

a) Hauptdolomit ist das mächtige Charaktergestein der Obertrias in den westlichen Kalkalpen, dort neben Wettersteinkalk die Stöcke und Ketten des Hochgebirges aufbauend (Abb. 72). Im Karwendel erreicht er eine Mächtigkeit von 2200 m. Hauptdolomit stellt die Bildung eines extrem seichten, hypersalinen Wattenmeeres der Lagune weit hinter den Riffen dar. Er zeigt Sedimentstrukturen wie Algenlaminite mit mm-Schichtung, Schlickgerölle, Ooide, Trockenrisse, Rippelmarken etc. W MÜLLER-JUNGBLUTH (1970) hat eine Gliederung in einen Unteren, dunklen, bituminösen, engschichtigen und laminierten Hauptdolomit, in einen Mittleren, helleren, dicker gebankten Hauptdolomit, reich an kalziterfüllten Hohlräumen, und in einen Oberen Hauptdolomit, reich an verschiedenen Sedimentstrukturen, Onkolithen, Brekzien etc. durchgeführt (vgl. I. FRUTH & R. SCHERREIKS, 1984, S. 315, Abb. 11). Im Oberteil des Mittleren Hauptdolomites schalten sich die bituminösen Seefelder Schichten (K. CZURDA, 1973, 1978) mit einer spezifischen Fischfauna ein. Die Fauna des Hauptdolomites ist entsprechend dem Milieu arm, bestimmte Schnecken wie *Worthenia solitaria* (BEN.) und *Promathildia jugalis* (AMMON) sind bezeichnend, in der Foraminiferenfauna

Abb. 27: Seefelder Schiefer des Nor mit Gleitfalten von Seefeld in Tirol (Photo J. Geyssant).

kann *„Glomospirella" friedli* Kristan-Tollmann fast gesteinsbildend werden. Dekapoden-Koprolithe scheinen gelegentlich auf (P. Brönnimann et al., 1973; B. Senowbari-Daryan, 1979).

Eine genaue Verteilung der Faziestypen im Hauptdolomit der westlichen Nordkalkalpen haben I. Fruth & R. Scherreiks (1984, S. 307 ff., Abb. 1 ff.) herausgearbeitet. Sie unterscheiden vom Westrand des gegen Westen in Salzburg geschlossenen Dachsteinkalk-Riffbogens nach außen hin, in Richtung Küste, folgende sich gegen Westen hin ebenfalls hufeisenförmig geschlossen aneinanderreihende Spezialfaziesgürtel in der Plattenkalk/Hauptdolomit-Ausbildung: A. Subtidale, mehr kalkige Typen: 1. Oolithische Hinterriffazies, 2. Schlammlagunenfazies, 3. Ferne Hinterrifflagunenfazies, 4. Küstennahe Plattenkalkfazies mit Megalodonten, B. Inter- bis supratidale dolomitische Typen: 5. Gemischte Fazies mit Gezeitenkanälen und Lacken, 6. Gemischte Schlamm- und Dolomitsandfazies mit Rippelmarken, 7 Algenmatten-Marschland, 8. Supratidale Schlammfazies.

Neben den Seefelder Schichten (Abb. 27) stellen sich im höheren Teil des Hauptdolomites in Nordrandnähe der Kalkalpen oft auch dm- bis m-mächtige Lagen von Buntem Keuper, also bunten Tonschiefern ein, die auf die einst im Norden anschließende zentralalpine Fazies mit Keuperschichten im Nor hinweisen.

b) Plattenkalk In den westlichen Kalkalpen und abgeschwächt in den östlichen Kalkvoralpen schaltet sich zwischen dem Hauptdolomit und den auflagernden Kössener Schichten des Rhät noch eine bis 400 m mächtige Wechselfolge dickbankiger

Dolomite und hellbläulichgrauer, gegen oben an Bedeutung zunehmender Kalke ein, die seit C. GÜMBEL als „Plattenkalk" bezeichnet wird. Sediment und Fauna dieses obernorischen Gliedes zeigen ein allmähliches Tieferwerden des zunächst noch im Gezeitenbereich gelegenen Meeresmilieus an, das in Zyklen vor sich geht (K. CZURDA, 1970 a, b; K. CZURDA & L. NICKLAS, 1970, S. 186). Die Makrofauna umfaßt besonders Schnecken wie *Rissoa alpina* GÜMBEL, *Worthenia contabulata* COSTA etc. Vom Oberteil des Plattenkalkes ist bereits *Rhaetavicula contorta* (PORTL.) gemeldet worden. Ausnahmsweise erscheinen (in den Klostertaler Alpen) horizontgebunden auch *Conchodus, Megalodus* und *Dicerocardium* (K. CZURDA, 1973, 1978). In der Mikrofauna stechen die Gattungen *Angulodiscus, Glomospirella* und *Triasina* hervor, Ostracoden können mit den Gattungen *Albacythere, Kerocythere* und *Lutkevichinella* massenhaft auftreten.

c) Der Dachsteinkalk ist Hauptbaustein der Kalkhochalpen des mittleren und östlichen Abschnittes dieses Gebirges. Norischer und rhätischer Anteil waren schwer zu

Abb. 28: Gebankter Dachsteinkalk der Dachstein-Südwand.

trennen, zusammengenommen ergeben sich maximale Mächtigkeiten bis zu 1500 m. Die Eigenheit und Entstehung der so lange umrätselten Schichtung im gebankten Dachsteinkalk (Abb. 28, 29) hat A. G. Fischer (1964) im Loferer Gebiet geklärt und damit nur bestätigt, was bereits E. Suess (1888, Bd. 2, S. 332, 336) über die Trockenlegung als Ursache der Bankung erkannt hatte: Durch ein Auftauchen größerer Areale in sehr flachem Bildungsmilieu entstehen Diskontinuitätsflächen (Bankungsfugen) mit aufgearbeiteten Karbonatgeröllen und Tonschmitzen an der Basis jeder Bank im Sinne von E. Suess. Es folgt eine etliche Dezimeter starke Lage von Millimeterrhythmiten („Loferiten"), entstanden aus Algenmatten, die im Gezeitenbereich aufgewachsen sind. Den Hangendteil des Zyklus bildet eine mehrere Meter mächtige Megalodontenkalkbank, die unterhalb der Gezeitenschwankung entstanden ist.

Die Fauna dieses norischen und des sevatischen Anteiles des geschichteten Dachsteinkalkes birgt häufig Megalodonten wie *Megalodus paronai* Stef., *M. triqueter dolomiti-*

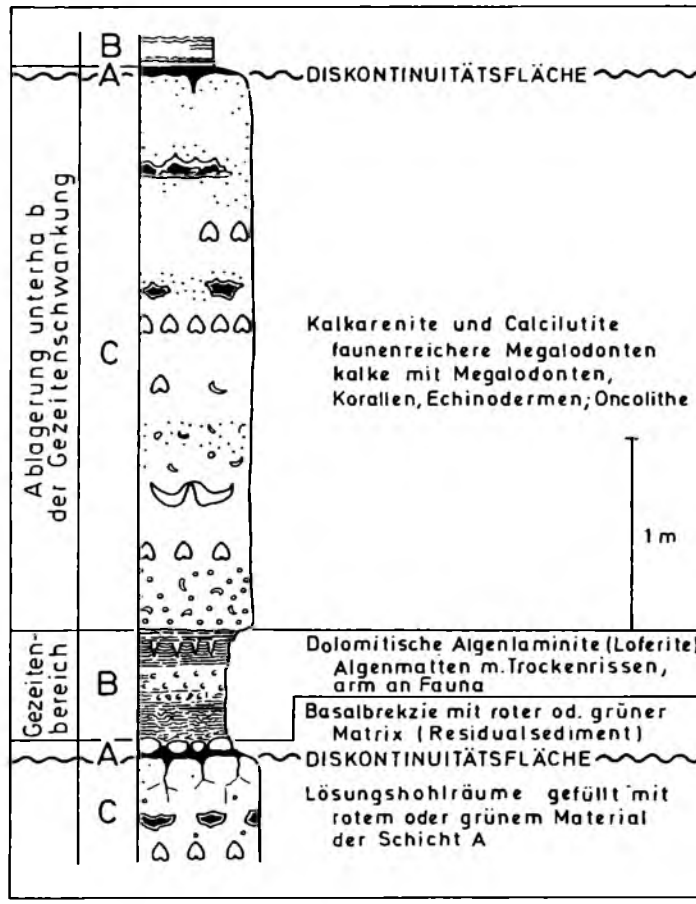


Abb. 29: Schematische Darstellung des Lofer-Zyklothems im gebankten Dachsteinkalk, nach A. G. Fischer (1964, Abb. 7).

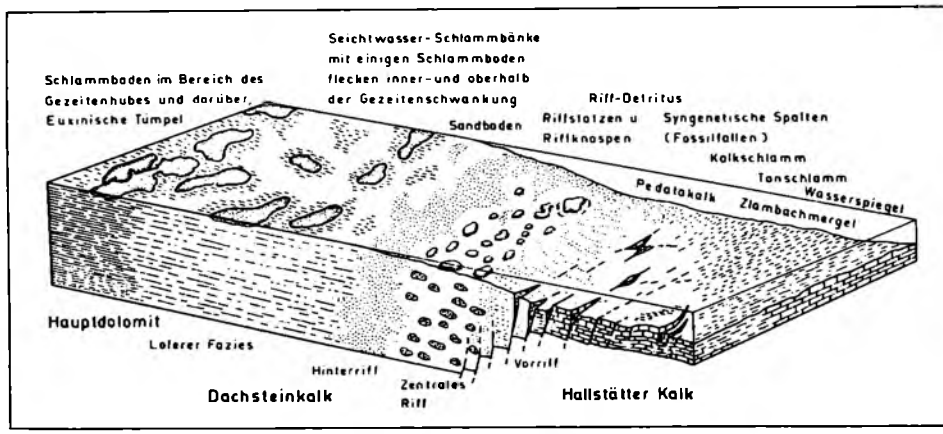


Abb. 30: Schematische Darstellung vom Riff-Becken-Komplex in der höheren Trias der Kalkalpen, die Beziehungen zwischen Lagune, Riff, Tiefschwelle und Becken zeigend; nach H. ZANKL (1971, Abb. 2).

cus FRECH, *M. boeckhi* HOERNES, *M. hoernesi* FRECH, *M. complanatus* GÜMBEL – G. TICHY (1974). In der Mikrofauna stechen unter den Foraminiferen die Charakterform des Dachsteinkalkes *Triasina hantkeni* MAJZON und Holothurien der Gattung *Theelia* hervor – H. ZANKL (1966).

Der ungeschichtete oder nur sehr grobe Riesenbankung (Gosaukamm) aufweisende Dachsteinriffkalk bildete in den Kalkalpen kein zusammenhängendes Barriereriff, sondern ordnete sich in einer Reihe zum Teil N-S gestaffelter Riffstreifen in den Kalkhochalpen an, jeweils im Süden durch einen Beckenkanal begleitet (Abb. 55), der das an Sauerstoff und Nahrung reiche nötige Frischwasser heranführte; heute sind diese Kanäle durch Hallstätter Beckensedimente dokumentiert, die noch stellenweise mit dem Dachsteinriffkalk verzahnen: Beispiel Hoher Göll, Hochkönig, Tennengebirge etc.

Der internen faziellen Gliederung dieses Riffkomplexes war in den letzten Jahren eine intensive Forschung gewidmet gewesen, nachdem H. R. OHLEN (1959) aus der Schule von A. G. FISCHER aus Princeton/USA die Pionierarbeit auf diesem Sektor der Rifforschung in den Ostalpen geleistet hatte. Richtungsweisend unter den deutschsprachigen Bearbeitern der Obertriasriffe wurde die Analyse des Riffes vom Hohen Göll in Salzburg durch H. ZANKL (1969), der an diesem Riff die allgemeingültige litho- und biofazielle Zonierung im Detail erfaßt hat – weshalb dieses Musterbeispiel hier kurz mitgeteilt wird: Das Göll-Riff gliedert sich demnach in den dort im Süden gelegene Vorriffbereich (1) mit ungeschichtetem Riffschuttkalk, der noch zum Teil mikritisch zementiert ist; sodann in den zentralen Riffbereich (2) mit geschichtetem, sparitisch gebundenem Riffschutt und den noch zum Teil in Lebensstellung erhaltenen Riffbildnern, unter denen Kalkschwämme (*Peronidella, Polytholosia, Colospongia* etc.) und Korallen (*Thecosmilia, Astraeomorpha, Montlivaltia, Stylophyllopsis, Pinacophyllum* etc.) 75% ausmachen, während der Rest vor allem aus Kalkalgen (besonders *Solenopora*), Hydrozoen (*Spongiomorpha, Stromatomorpha* etc.), Foraminiferen (*Alpinophragmium, Nubecularia, Angulodiscus, Tetrataxis* etc.) und Problematika (*Microtubus* etc.) besteht. Im riffnahen Hinterriff-

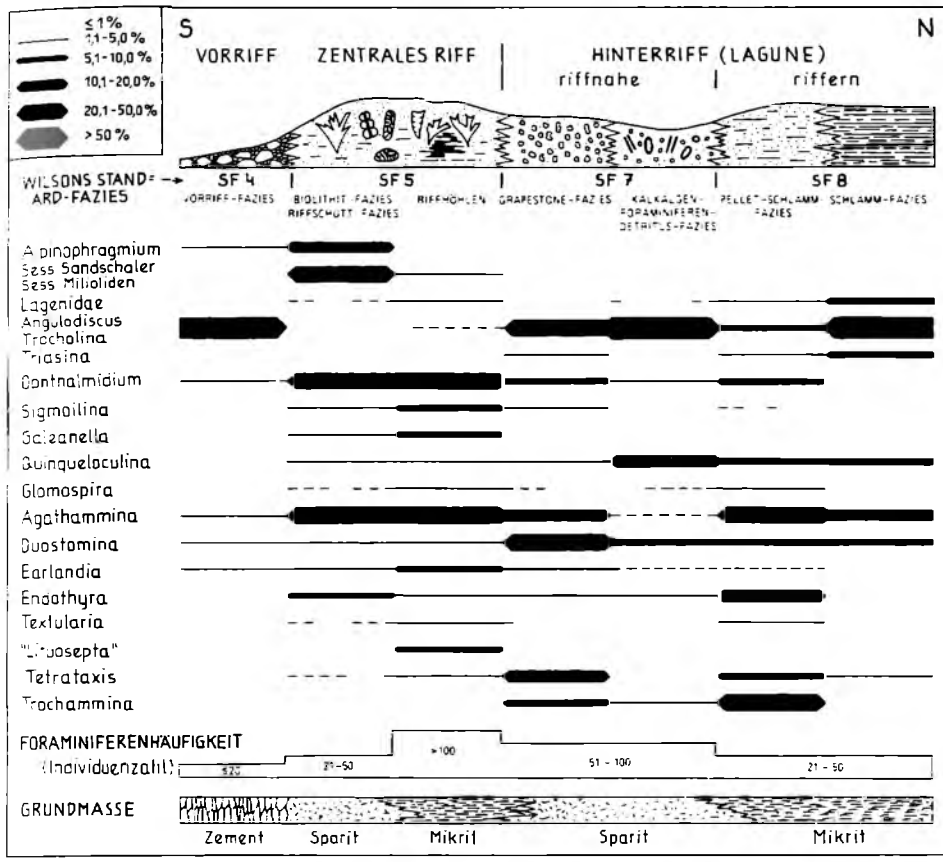


Abb. 31: Die Foraminiferen-Verteilung in den verschiedenen Faziesregionen des Dachsteinkalk-Riffkomplexes, nach W. Dullo (1980, Abb. 2), schwach modifiziert.

bereich (3) stellen sich gut klassierte Kalkarenite ein, reich an Intraklasten und Biogenen. Im riffernen Bereich (4) schließt als lagunäre Bildung der geschichtete Dachsteinkalk an.

In der Zwischenzeit ist diese Grundgliederung an zahlreichen weiteren obertriadischen Riffbeispielen, besonders durch E. Flügel und seine Schule und andere Forscher, erprobt und weiter verfeinert worden. Grundlegende Dachsteinriffkalk-Studien haben jüngst – von Westen nach Osten fortschreitend – folgende Autoren geliefert: W Piller (1981) und H. Lobitzer (1980) über das Steinplatteriff und seine Stellung in Tirol, P Schäfer (1979) über das Rötelwand- und Adneter Riff SE Salzburg, B. Senowbari-Daryan (1980) über das Feichtenstein- und Gruberriff bei Hintersee in Salzburg, D. Wurm (1982) über den Gosaukamm im Salzkammergut, W Piller (1976) über das Tote Gebirge, W Dullo (1980) über die geschichtete Fazies des Dachsteinkalkes im Gesäuse, E. Flügel (1963) über das Sauwandriff bei Gußwerk/Stmk., M. Sadati (1981) über den „Wandkalk" der Hohen Wand bei Wiener Neustadt etc. Ausgezeichnete

Zusammenfassungen über die salzburger Riffstudien geben P SCHÄFER & B. SENOWBARI-DARYAN (1981) und schließlich E. FLÜGEL (1981) über den Gesamtfragenkomplex.

Als Ergebnis all dieser Riffstudien läßt sich mittels Litho- und Biofazies eine klare seitliche fazielle Zonierung durchführen, die von außen nach innen, vom Becken gegen die Lagune hin, meist folgende Fazieszonen erkennen läßt (Abb. 31): der Vorriff-schutthang an der Außenseite, der sich mit der terrigenen Schlammfazies des Beckens verzahnt; der gewachsene Riffkern (Biolithit-Fazies), von einer Onkolith-Fazies im Seichtwasser der Außenseite und von einer Grapestone-Fazies an der Innenseite begleitet. Die folgende Lagune birgt Typen wie Algen-Foraminiferen-Fazies, Karbonatmikrit-Schlamm-Fazies mit und ohne Pellets und Algenmatten-Loferit-Fazies. Wertvolle Indikatoren für diese Fazieszonen sind besonders Algen und Foraminiferen, wie jüngst B. SENOWBARI-DARYAN et al. (1979: Algen), P SCHÄFER et al. (1978: Foraminiferen), W. DULLO (1980) u. a. gezeigt haben – Abb. 32.

Bei diesen Riffuntersuchungen ist natürlich auch die paläontologische Kenntnis der riffbewohnenden Gruppen entsprechend erweitert worden, wie in jüngster Zeit z. B. die Arbeiten von P SCHÄFER et al. und B. SENOWBARI-DARYAN et al. 1978–1980 über Globochaeten, Schwämme, Korallen, Krebskoprolithen u. a. gezeigt haben.

Die altersmäßige Trennung eines norischen und rhätischen Anteils ist schwierig und ist etwa am Beispiel des Gosaukammes durchgekämpft worden (vgl. D. WURM, 1982, S. 212): Die Einordnung in das Sevat gelang hier z. B. durch Funde der weltweit für diese Stufe leitenden Hydrozoe *Heterastridium conglobatum* REUSS, von vereinzelten Ammoniten wie *Rhabdoceras suessi* HAUER und besonders durch Conodonten wie *Misikella hernsteini* (MOSTLER) etc.

Eine Varietät des Dachstein-Riffkalkes stellt der sogenannte „Wandkalk" dar, der

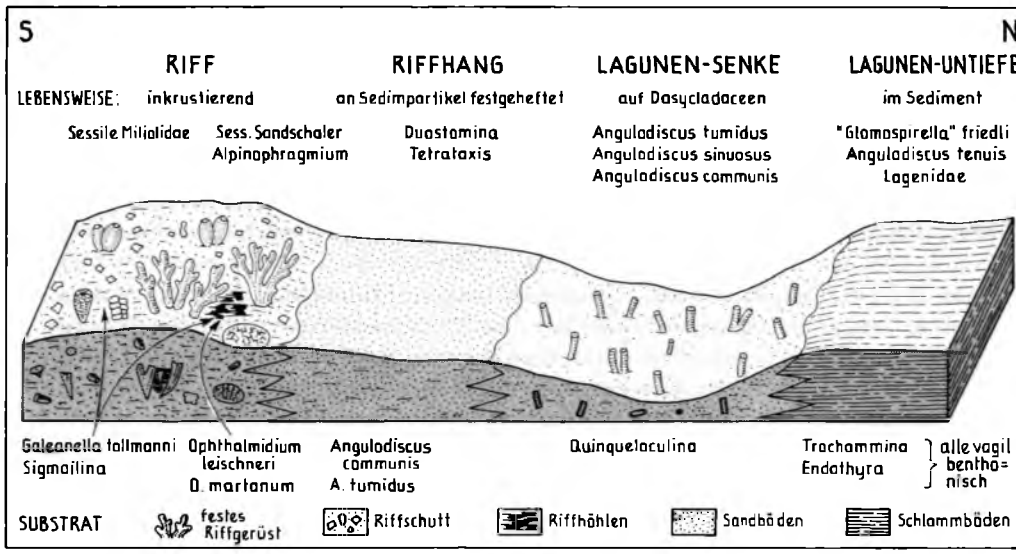


Abb. 32: Biofazies und Foraminiferen-Assoziation im Dachsteinkalk-Riffkomplex, nach W. DULLO (1980, Abb. 3), leicht modifiziert.

den Plateaustock der Hohen Wand am Ostrand der Kalkhochalpen aufbaut. Sein Wesen ist bedingt: 1. durch das Fehlen einer Differenzierung in die zuvor erwähnten distinkten Riffazieszonen, was durch die Eigenart dieses „Lagunenriffes" (zahlreiche Fleckriffe – patch reefs – in Seichtwasserlagune) nach S. SADATI (1981) zu erkennen ist, und 2. durch den Einfluß von Hallstätter Elementen aus dem benachbarten Hallstätter Faziesraum im Emmerbergzug (vgl. E. KRISTAN, 1958; B. PLÖCHINGER, 1967), der sich durch Ammoniten, Halorellen u. a. Elemente äußert. Ähnliche Varietäten des Riffkalkes trifft man auch am Hochschwab, am Untersberg bei Salzburg und in den Westkarpaten an.

d) Der norische und sevatische Anteil des Hallstätter Kalkes tritt in allen Teilkanälen der Hallstätter Beckenfazies auf. Er kann mit dem benachbarten Dachsteinriffkalk verzahnt sein. Im Hangenden ist er durch allmählichen Übergang unter Wechsellagerung mit den Zlambachschichten verbunden. Die Normalabfolge (W SCHLAGER, 1969, S. 294) zeigt über dem noch in das Lac hineinreichenden roten Hallstätter Bankkalk der tieferen Obertrias einen etwa 60 m mächtigen massigen hellen Kalk des Lac, während im Alaun und Sevat sich der gebankte bis wellig-schichtige Hangendrotkalk einstellt, der zuoberst in der Metternichi-Zone einem schmächtigen, hellgrauen, zum Teil wellig-schichtigen Kalk weicht, der mit Zlambachmergeln verzahnt ist.

Betreffs der geringen Sedimentationsrate (ein Fünftel des Dachsteinkalkes oder weniger), der Spaltenfüllungen und der Bildungsbedingungen gilt das beim karnischen Hallstätter Kalk Ausgeführte. Die von E. v. MOJSISOVICS (1892, S. 780; 1895, S. 1279; 1902, S. 344) einst ohne Kenntnis der Spaltenfüllungen aufgestellte Ammoniten Zonengliederung, die auf den Faunen des norischen Hallstätter Kalkes basierte, lautet nach ihrer Revision durch E. TOZER (1967, S. 35; 1971, S. 1014; 1974, S. 203) und L. KRYSTYN (1973, S. 128 ff.; 1980, S. 72; 1983, Abb. 1) folgendermaßen (vgl. Tab. 2): Unterlac – *Guembelites jandianus*-Zone, Mittellac – *Malayites paulckei*-Zone, Oberlac – *Juvavites magnus*-Zone, unteres Alaun – *Cyrtopleurites bicrenatus*-Zone, mittleres Alaun – *Himavatites hogarti*-Zone, oberes Alaun – *Halorites macer*-Zone, Sevat (heute Unterrhät) – *Rhabdoceras suessi*-Zone.

In der Mikrofauna verdienen in erster Linie wiederum die für eine Parachronologie wichtigen Conodonten und Holothurien Beachtung, die in jüngster Zeit in zahlreichen Arbeiten, besonders von H. MOSTLER und H. KOZUR, beschrieben und stratigraphisch getestet worden sind (S. 26).

e) Als Abwandlung des Hallstätter Kalkes in einem mergelreicheren Beckenmilieu können die hellen, wellig-schichtigen bis knolligen, mikritischen, hornsteinführenden Pötschenkalke (Abb. 33) und Pedataschichten, vorwiegend dunkle, ebenflächige, auch bituminöse, gut geschichtete hornsteinführende Kalke (und Dolomite), gelten. Hierbei vertreten die Pedataschichten [benannt nach dem massenhaften Auftreten von *Halorella pedata* (BRONN)] die seichtere, vom Riffschutt zum Teil durch submarine Schlammlawinen noch kräftig beeinflußte Beckenrandfazies. Die Pötschenkalke hingegen sind als tiefere Beckenfazies mit Bildungstiefen von 200 bis 300 m (H. MOSTLER, 1978, S. 18 f.) frei von Riffeinflüssen und verzahnen sich nur mit Sedimenten der Beckenfazies des tieferen Wassers, mit Hallstätter Kalken und riffernen Pedata- und Zlambachschichten. Die Conodontenfauna der Pötschenkalke hat an der Typlokalität im Bereich des Pötschenpasses W Aussee ein Alter von Tuval bis Sevat ergeben (H. MOST-

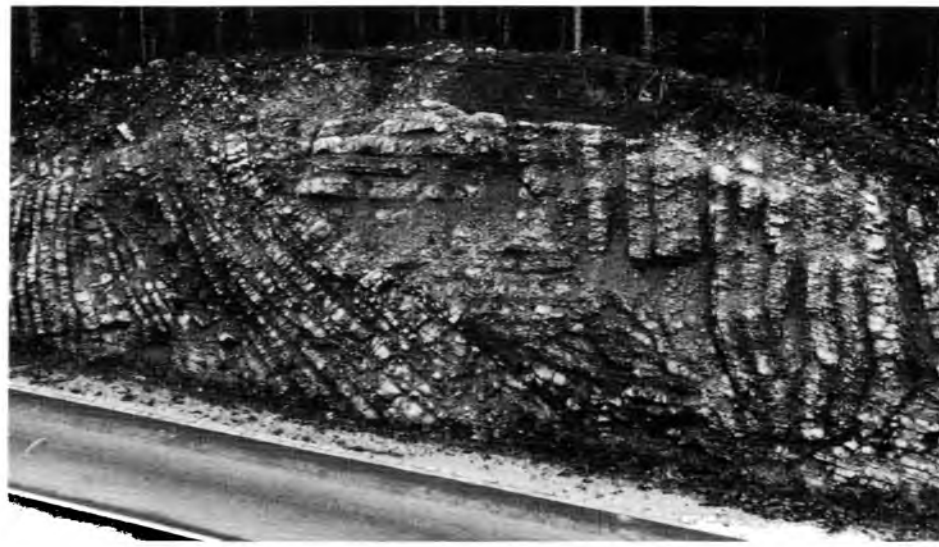


Abb. 33: Pötschenkalk in Gleitschollen und -falten aufgelöst, entlang der Pötschenstraße NW vom Pötschenpaß, Salzkammergut, O.Ö.

LER, 1978, S. 1), während ja früher seit E. v. MOJSISOVICS (1893) die Pötschenkalke mit ihrer Fauna mit *Sirenites argonautae* (MOJS.) als (mittleres Nor bis) hohes Obernor galten. In der erwähnten Arbeit hat H. MOSTLER auch die übrigen Mikrofaunenelemente des Pötschenkalkes über die schon bekannten Foraminiferen wie die häufige *Variostoma catilliforme* KRISTAN und *V. crassum* KRISTAN und die seit den frühen siebziger Jahren beschriebenen Ostracoden hinaus bekannt gemacht: 27 Formen von Holothuriensklerіten, Ophiuren wie *Ophioflabellum hessi* DONOFRIO & MOSTLER, besonders auch Kieselschwammnadeln der Desmospongea bzw. seltener der Hexactinellida – vgl. Zusammenfassung bei H. LOBITZER (1980, S. 290 ff.).

f) Als weitere spezifische Vertretung der Hallstätter Kalke in der Beckenfazies sind noch die norischen Aflenzer Kalke erwähnenswert, die mit dem Dachsteinkalk südlich des Hochschwab verzahnt sind (E. SPENGLER, 1920 b, S. 226). Diese bis 600 m mächtigen dunklen, hornsteinführenden, gebankten Kalke mit *Halorella pedata* (BRONN) sind vor kurzem durch J. HOHENEGGER & H. LOBITZER (1971) und H. LOBITZER (1974) analysiert worden.

6. Dem Rhät muß heute nach Klarstellung der Altersgleichheit des Sevat mit dem tieferen Abschnitt der Kössener Schichten durch gemeinsames Vorkommen von *Rhabdoceras suessi* HAUER (M. URLICHS, 1973, S. 663; J. WIEDMANN, 1973, S. 600) – auch nach dem Beschluß der Subkommission für Triasstratigraphie (München 1978) – das Sevat einverleibt werden, so daß das Rhät die Suessi-Zone (Sevat) und Marshi-Zone (Isont) mit *Choristoceras marshi* HAUER umfaßt.

Eine Abtrennung des Rhät vom Nor ist nicht nur auf Grund der klaren Priorität des Begriffes „Rhät" gegenüber dem außerordentlich veränderlichen und wesentlich

jüngeren Begriff „Nor" begründet. Auch der alte Einwand, das Rhät sei gegenüber den übrigen Stufen der Trias zu kurz, ist nach den jüngsten absoluten Alterswerten (Albertiana, 1984, H. 2, S. 3) hinfällig: Das Rhät kommt mit seinen 6 Mio. J. dem Skyth und Anis gleich, übertrifft das Ladin (4 Mio. J.) und wird selbst nur vom Karn (9 Mio. J.), besonders aber von dem auch nach Ausgliederung des Rhät noch 10 Mio. J. andauernden Nor übertroffen, das beim Hinzuschlagen des Rhät 16 Mio. J. umfassen würde.

Ebenso ist der alte Einwand, daß das Rhät intern nicht weiter gliederbar sei und deshalb keine eigene Stufe repräsentieren könne, hinfällig geworden. Bei der internen Feingliederung des Rhät werden laufend Fortschritte erzielt. Im einzelnen gliedert sich heute das Rhät in Anlehnung an J. WIEDMANN et al., 1979; L. KRYSTYN, 1980, S. 74 f. usf. folgendermaßen:

Hangend: Lias
2. Choristoceras marshi-Zone = Isont*)
   II. Choristoceras marshi-Subzone
   I. Vandaites stuerzenbaumi-Subzone
1. Rhabdoceras suessi-Zone = Sevat
   II. Sagenites reticulatus-Subzone (= Cochloceras-Subzone, TOZER 1967)
   I. Sagenites quinquepunctatus-Subzone
Liegend: Obernor nov. sens. = Alaun.

Dazu ist noch zu bemerken, daß das *Rhabdoceras suessi* etwas höher liegt als die typische *Pinacoceras metternichi*-Zone MOJS. des Sevat, daß sich *Rhabdoceras suessi* und *Choristoceras marshi* ein Stück überschneiden und daß *Choristoceras haueri* eine große stratigraphische Reichweite aufweist und in beiden rhätischen Zonen (1–2) auftritt.

Die Sedimentation lief im Gebiet der Dachsteinkalkfazies ungestört mit der Bildung von Dachsteinkalk bis zum Ende der Trias weiter, in der Hallstätter Fazies wurde der sevatische Hallstätter Kalk durch Zlambachmergel abgelöst, die bis zum Ende der Formation abgesetzt worden waren. Im Bereich der voralpinen Hauptdolomitfazies hingegen entwickelte sich über Hauptdolomit und Plattenkalk im Rhät unerwartet ein nördliches, intralagunäres Becken, in dem Kössener Schichten, Fuchenstubener Kalk und darüber Oberrhätkalk entstanden.

a) Die Verteilung von Riffen und Lagunen im Bereich der Dachsteinkalkbildung gleicht im Rhät jener aus dem Nor. Die Abgrenzung der altersverschiedenen Anteile mittels Makro- und Mikrofossilien gelingt nicht immer leicht (vgl. S. 56). Im geschichteten Dachsteinkalk können die für diesen leicht hyperhalinen Bereich bezeichnenden Megalodonten massenhaft auftreten, die Riesenform *Conchodus infraliasicus* STOPP., ferner *Rhaetomegalodon incisus* (FRECH), *R. bajotensis* VÉGH-N. etc. werden als Hinweise für Rhät gewertet (H. ZAPFE, 1969, S. 155; F. EBNER, 1973 d, S. 118; G. TICHY, 1974; E. VÉGH-NEUBRANDT, 1982, S. 367, 379, 398).

*) Die isontische Unterstufe (Isont) wird hier für das obere Rhät, die Choristoceras marshi-Zone umfassend, aufgestellt. Der Name wird von der Salzach (illyrisch; lateinisch: Isonta) abgeleitet, in welcher Region die einschlägigen klassischen Profile vom Kendelbachgraben im Osten bis zum Kössener Profil im Westen liegen; bzw. von dem die Salzachgegend bewohnenden einstigen Volksstamm der Ambisontes.

Eine Einschaltung im gebankten rhätischen Dachsteinkalk bilden vielerorts die geringmächtigen Starhembergkalke, rote oder graue, an Brachiopoden und Korallen sowie an Foraminiferen der Gattung *Glomospirella* und *Angulodiscus* überreiche Kalke (G. ARTHABER, 1906, S. 368; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1964 c).

b) Mit den sevatischen Hallstätter Kalken reicht diese Kalktiefschwellen- bis Beckenfazies noch in das Unterrhät nov. sens. empor. An der klassischen (MOJSISOVICS-) Lokalität des Sommeraukogels WNW Hallstatt mit rotem Hallstätter Kalk mit *Pinacoceras metternichi* (HAUER) (vgl. L. KRYSTYN, 1980, S. 90 f.) sieht man den Übergang über rote Mergel der Stuerzenbaumi-Subzone in graue fossilreiche Zlambachmergel der Marshi-Zone aufgeschlossen (E. KRISTAN-TOLLMANN et al., 1976, S. 21, Abb. 8). Der Übergang von der Kalkentwicklung in die Zlambachmergel vollzieht sich andernorts, besonders in der Beckenfazies, im Hangenden der Pötschenschichten, bereits innerhalb des Sevat, so daß dort die tieferen Zlambachmergel schon obersevatisches Alter aufweisen (G. MANDL, 1982, Abb. 93–95).

Leitformen der sevatischen Hallstätter Kalke sind unter den Ammoniten z. B. *Pinacoceras metternichi* (HAUER), *Cladiscites tornatus* BRONN, unter den Bivalven *Monotis salinaria* (BRONN), an Hydrozoen *Heterastridium conglobatum* Rss., bezüglich Conodonten s. Abb. 26.

c) Die Bildung der Zlambachmergel fällt bei der Einordnung des Sevat in das Rhät zur Gänze in diese Stufe. Die Zlambachmergel-Beckenfazies in den Hallstätter Kanälen im Süden ist ungefähr zeitlich mit der Entwicklung der Kössener Mergel-Beckenfazies im Norden. Die Zlambachschichten setzen über Hallstätter Kalk oder Pötschen/Pedataschichten, selten über Dachsteinriffschuttkalken auf, bzw. verzahnen sich mit den oberen Partien dieser Gesteine (U. PISTOTNIK, 1973; H. BOLZ, 1974; G. MANDL, 1982). Die etwa bis 200 m, lokal auch noch mächtigere Serie besteht aus einer Wechsellagerung von dünnschichtigen, organodetritischen Kalken und Mergeln, wobei gegen hangend und beckenwärts die Mergel mehr und mehr das Übergewicht erhalten und schließlich allein herrschen. In fazieller Hinsicht stellen die Zlambachschichten eine Beckenablagerung dar, die sich vom riffnahen Bereich mit einer Wassertiefe von etwa 10 bis 30 m bis in die tieferen Regionen mit Ablagerungstiefen von über 150 m erstreckt (H. ZANKL, 1971, S. 155; H. MOSTLER, 1978, S. 21).

Die Fauna dieser nur mäßig tiefen Beckenablagerung ist zufolge des ungestörten Zusammenhanges mit dem freien Ozean sehr reich, wie etwa das Beispiel der bekannten Lokalität „Fischerwiese" NW Aussee zeigt, von wo 53 Korallenarten (F. FRECH, 1890 etc.), 67 weitere Makrofossilelemente (H. ZAPFE, 1967 etc.; J. WIEDMANN, 1973, S. 598), 245 Foraminiferenarten (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1964 b) und zahlreiche weitere Mikrofossilien, besonders Ostracoden (70 Taxa), beschrieben worden sind. Im sevatischen Anteil der Zlambachmergel treten die Ammoniten *Cochloceras canaliculatum* HAUER, *C. suessi* MOJS., *C. juvavicum* MOJS., *Rhabdoceras suessi* HAUER etc. auf (Cochlocerasmergel). Die jüngeren Choristocerasmergel enthalten das noch emporreichende *Choristoceras haueri* MOJS., *Ch. zlamense* MOJS. etc. Die „Korallenmergel" der Fischerwiese sind reich an nicht weit umgelagerten Korallen (vgl. auch H. LOBITZER, 1980, S. 293).

Die Varietät der „Plackleschichten" auf der Hohen Wand in Niederösterreich schließlich birgt eine durch die riffnahe Position sehr spezifische Makro- und Mikrofauna, letztere reich an sonst seltenen Foraminiferen (E. KRISTAN, 1957) der Gattungen

Involutina, Semiinvoluta, Angulodiscus und *Trocholina* sowie spezifische Ostracoden (K. KOLLMANN, 1963). Weitere berühmte Lokalitäten fossilreicher Zlambachmergel liegen im Mühlgraben (= Thälerergraben) bei Lofer, im Grünbachgraben bei Hallein, in den Gräben östlich von Goisern (aus welchen zuletzt sehr reiche Ostracodenfaunen beschrieben worden sind: E. KRISTAN-TOLLMANN ab 1969; H. BOLZ, 1971), auf der Krautgartenalm beim Vd. Gosausee (E. KRISTAN-T. in A. TOLLMANN et al., 1970, S. 118 ff., W PILLER, 1978: „Involutinacea" – allerdings bereits stark revisionsbedürftig). Auch kalkiges Nannoplankton ist jüngst aus Zlambachschichten durch S. JAFAR (1983) beschrieben worden.

d) Kössener Schichten Das Gegenstück zu der gut durchlüfteten Beckenfazies der Zlambachmergel im Süden bildet die etwa zeitgleiche Serie der Kössener Schichten in einem sich nördlicher entfaltenden Intraplattformbecken im Bereich der voralpinen Fazies mit schlechteren Lebensbedingungen für die Fauna. Allein schon anhand der Zusammensetzung der Ostracodenfauna lassen sich Kössener Schichten von Zlambachschichten klar unterscheiden. Die Mächtigkeit dieses Schichtstoßes aus einer innigen Wechsellagerung von Mergeln, Mergelkalken und gut geschichteten Kalken beträgt meist etliche Zehnermeter, im Maximum im Rhätikon 600 m. Eingehende Auskunft über Verbreitung und Lithologie dieses Schichtgliedes gibt F. FABRICIUS in seiner Monographie von 1967 Die Typlokalität der Kössener Schichten liegt in der Weißloferschlucht bei Kössen in Tirol. Für die Aufstellung der rhätischen Stufe durch C. GÜMBEL (1861, S. 214) war die mächtige Entwicklung der Kössener Schichten im Rhätikon maßgebend.

E. SUESS & E. v. MOJSISOVICS (1868) haben auf Grund des Kendelbachprofils in der Osterhorngruppe eine fazielle Gliederung dieser Serie vorgenommen, die vielerorts, aber nicht allenthalben, anwendbar ist. Ihr zufolge lösen einander von liegend gegen hangend folgende Faziesglieder ab: 1. die Schwäbische Fazies, reich an Bivalven von zum Teil germanischem Charakter wie *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Gervilleia inflata* (SCHAFH.), *Cardita austriaca* (HAUER) etc., 2. die Karpatische Fazies mit einer Brachiopoden-Bivalven-Vergesellschaftung mit *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Rhynchonella subrimosa* (SCHAFH.), *Fissirhynchia fissicostata* (SUESS) etc., 3. die Kössener Fazies mit einer Brachiopoden-Bivalven-Fauna mit *Oxycolpella oxycolpos* (EMMR.), *Rhaetina piriformis* (SUESS) etc. und bereits *Choristoceras* und schließlich 4. die Salzburger Fazies mit *Choristoceras marshi* (HAUER).

Jüngste intensive Studien der Kössener Schichten haben detaillierte Kenntnis der Stratigraphie, Lithologie, Mikrofazies und der Makro- und Mikrofauna und -flora dieser Schichtengruppe gebracht (Abb. 34): So ist z. B. die Typlokalität der Weißloferschlucht in dieser Hinsicht bei E. KRISTAN-TOLLMANN et al. (1964, Taf. 1, Fig. 4; 1976, S. 7 f.), M. URLICHS (1973, Falttaf.), H. MOSTLER et al. (1978, Taf. 3), M. URLICHS & H. HAGN (1981, Abb. c 2) und J. KUSS (1983, S. 74 f.) neu bearbeitet worden, das klassische Kendlbachprofil in der Osterhorngruppe durch S. MORBEY (1975), L. KRYSTYN (1980, S. 93 ff.) und J. KUSS (1983, S. 68 ff.) neu studiert, das Profil der Steinplatte bei Waidring in Tirol ebenfalls von J. KUSS (1983, S. 71 ff.) analysiert. Hinweise auf die übrigen bisherigen Studien der Kössener Schichten sind A. TOLLMANN (1976 a, S. 245 ff.) zu entnehmen.

Die Mikrofauna der Kössener Beckenfazies ist wesentlich ärmer als jene der Zlambachentwicklung. An Foraminiferen treten besonders Nodosariiden und Eoguttuli-

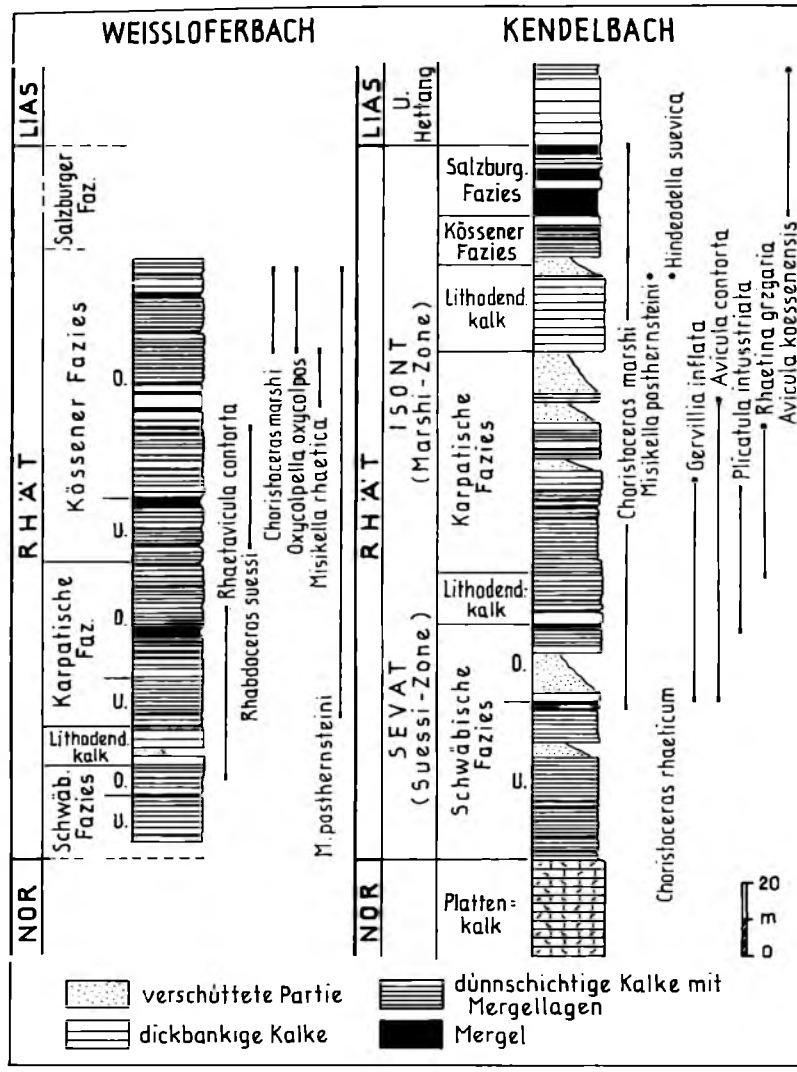


Abb. 34: Die klassischen Profile der Kössener Schichten von der Weißloferschlucht bei Kössen und vom Kendlbachgraben in der Osterhorngruppe. Nach der im Text genannten Literatur.

nen auf, in dickeren Kalkbänken sind im Schliff ähnliche Formen wie im Dachsteinkalk anzutreffen, oft massenhaft *Triasina hantkeni* MAJZ. und *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK (A. TOLLMANN, 1976 a, Abb. 143–146). Die Ostracodenfauna, mit der sich M. URLICHS (1973) am eingehendsten befaßt hat, ist im basalen, wohl hypersalinen Teil, noch sehr ärmlich, später reicher entfaltet. Das Studium der im Rhät lange vermißten Conodonten durch H. MOSTLER et al. (1978) und L. KRYSTYN (1980) hat gezeigt, daß für die untersten Meter in der Osterhorngruppe noch *Misikella hernsteini* (MOSTLER) der

Suessi-Zone bezeichnend ist, während in der hangend folgenden Marshi-Zone mittels Conodonten die tiefere Rhaetica-Subzone mit *Misikella rhaetica* (MOSTLER) und die höhere Posthernsteini-Subzone mit *M. posthernsteini* (KOZUR & MOCK) unterschieden werden können. Die von S. MORBEY (1975) in der Osterhorngruppe aufgestellte, weitgehend auf *Sporites* basierende palynostratigraphische Zonierung (vgl. S. MORBEY & R. NEVES, 1974) wird in ihrer Allgemeingültigkeit von H. MOSTLER et al. (1978) angezweifelt, die aus der Weißloferklamm eine reiche, abweichende Sporenflora mit Dominanz von 7 Arten nachgewiesen haben. Der großräumige Vergleich wird weiterhelfen (W. SCHUURMAN, 1979; M. FISHER & R. DUNAY, 1981; H. VISSCHER & W. BRUGMAN, 1981; H. VISSCHER & C. VAN DER ZWART, 1981). Die Nannoflora der Kössener Schichten hat jüngst S. JAFAR (1983) erfaßt.

e) Schattwalder Schichten Die Kössener Schichtserie schließt gegen oben hin im nördlichen voralpinen Raum vielfach mit einer Sonderausbildung in Form von roten, glimmerführenden Tonmergeln, den sogenannten Schattwalder Schichten, gegen den Lias hin ab (W ZACHER, 1966 a, S. 43).

f) Puchenstubener Schichten In den östlichen Kalkvoralpen vermittelt im Hangenden der Kössener Schichten gelegentlich ein bis 100 m mächtiger Schichtstoß aus dunklen, dickbankigen Kalken und Dolomiten zu dem auflagernden hellen Oberrhätkalk, welcher Schichtstoß vom Verfasser (1966 b, S. 135) als Puchenstubener Schichten bezeichnet worden ist.

g) Der Oberrhätkalk (nach F. FABRICIUS besser als Rhätoliasriffkalk zu bezeichnen) bildet in weiten Teilen des voralpinen Faziesraumes mit einer bis 200 m mächti-

Abb. 35: Das Oberrhätkalkriff der Steinplatte bei Lofer hebt sich morphologisch als Steilstufe über den weichen Kössener Schichten deutlich heraus. Blick gegen Norden.

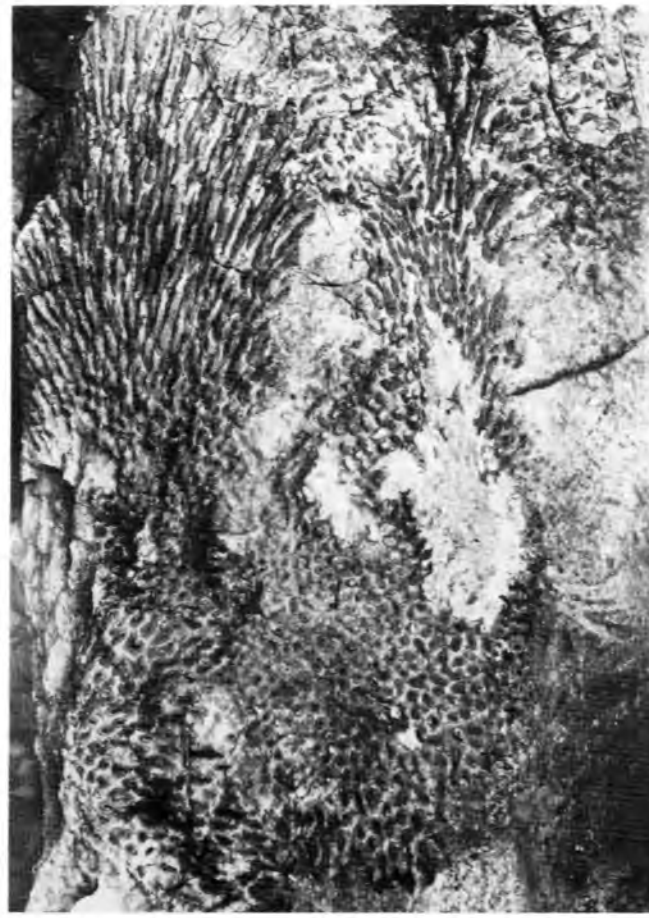


Abb. 36: Oberrhätischer Thecosmilien-Riffkalk. „Tropfmarmor" im Kiefer-Tropfbruch bei Adnet, Salzburg.

gen Kalkplatte im Hangenden der Kössener Schichten den Abschluß der Triasserie. Ähnlich wie beim Dachsteinkalk kann man die verschiedenen Typen des Riffkomplexes unterscheiden: Riffschuttkalke im Vor- und Hinterriffbereich, Riffkalke des zentralen Abschnittes, dickbankige Angulodiscuskalke der riffernen Zone des Hinterriffes (F. Fabricius, 1966). H. Ohlen (1959) hat anhand des berühmten Steinplatteriffes bei Lofer in Tirol (Abb. 35) die einzelnen Phasen des Riffwachstums in seiner Pionierarbeit klargelegt (vgl. H. Zankl, 1971, S. 168, Abb. 11). W Piller & H. Lobitzer (1979), H. Lobitzer (1980 b) und W Piller (1981) haben die Faziesanalyse an diesem Riff weiter vorangetrieben – Abb. 35. O. Otte (1972, S. 33 ff.) konnte im grobgebankten Oberrhätkalk in Vorarlberg zusammengesetzte Zyklen erfassen. Die Riffe wuchsen teils über Kössener Beckensedimenten (z. B. Röthelwand-, Feichtenstein-, Gruberriff in Salzburg),

teils auch direkt über Karbonatplattformsedimenten (z. B. Adneter Riff – vgl. P SCHÄFER, 1979, B. SENOWBARI-DARYAN, 1980, P SCH. & B. S.-D., 1981) – Abb. 36. Die Bildung des „Oberrhätkalk"-Typus läuft nach F. FABRICIUS noch ein Stück über die Rhät-/Lias-Grenze hinaus. Dann aber setzt die Riffkalkbildung in den Kalkalpen bis in den Oberjura aus.

δ) Jura

1. Die Sedimentation des Lias schließt in den Kalkhochalpen in fazieller Hinsicht vielfach noch an jene der Obertrias an: Seichtwassersedimente (Hierlatzkalk) entwickeln sich über den Riffstöcken, mergelreiche Serien über den triadischen Beckenablagerungen (K. LEUCHS, 1925, S. 247; M. RICHTER, 1937, S. 52 etc.). Daneben aber treten bereits im Lias, sehr kräftig dann im höheren Jura, eigenständige Fazieszonen auf, die eine nächste Phase der Entwicklung der Gesamtgeosynklinale kennzeichnen. Deutlich lassen sich im Lias wie im gesamten Jura stets die gleichen, faziell bedingten Grundtypen an Schichtgliedern trennen: 1. brachiopodenreiche Echinodermen-Spatkalke im Bewegtwasser über Untiefen, oft mit Brekzien verbunden; 2. cephalopodenführende rote Knollenkalke auf Schwellen oder in Gebieten reduzierter Sedimentation in der Beckenfazies; 3. dünnschichtige pelagische Kalke als Beckensediment oberhalb der Kompensationstiefe; 4. Fleckenmergel in der Beckentiefe bei kräftigem Sedimentanfall; 5. Kieselschiefer bis Radiolarite bei sehr geringer Sedimentationsrate in der Beckentiefe, letztgenannte in Räumen unterhalb der Kompensationstiefe. Jedes dieser Glieder hat in den drei Abteilungen des Jura seinen eigenen Schichtnamen, bei Faziesgliedern, die über die Abteilungen hinweggreifen, wird für die Gesamtformation ein Begriff verwendet. Die großen Mächtigkeiten der Jurasedimente trifft man im Bereich der Hauptdolomitfazies, also im Nord- und Westabschnitt der Kalkalpen, während im Dachsteinkalkfaziesraum der hochalpinen Einheiten (Juvavikum) der Jura meist lückenhaft abgelagert und geringmächtig erhalten ist.

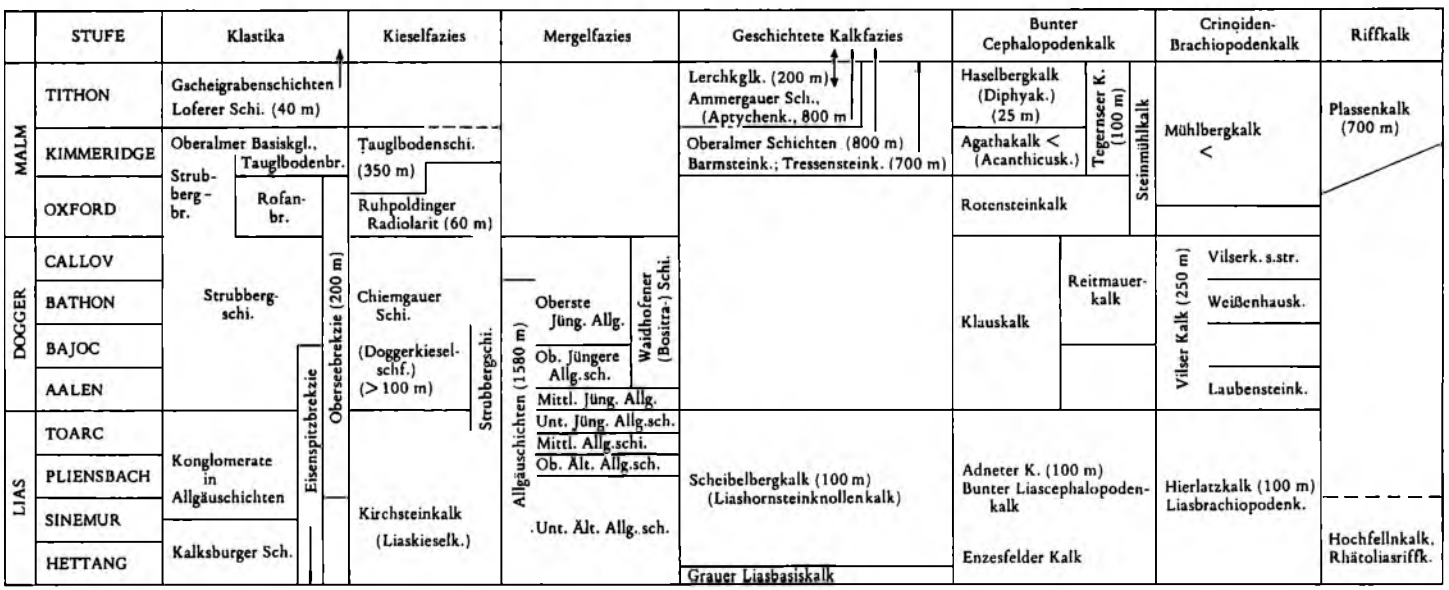
Wenden wir uns nun der Betrachtung der Liasschichtglieder zu (Tab. 4).

a) Hochfellnkalke heißen die im untersten Lias noch weiterhin gebildeten hellen Seichtwasserkalke, die dem Liasanteil des Rhätoliasriffkalkes entsprechen, in der Stirnzone der Kalkalpen aber oft durch eine schmale basale Liasspongienkalklage vom Rhät getrennt sind. Oolithe sind in diesem wenige Meter bis 80 m mächtigen Seichtwasserkalk häufig.

b) Als Hierlatzkalk wird der dickbankige bis massige, meist rote, seltener graue bis rein weiße Echinodermen-Spatkalk bezeichnet, der maximal 100 m Mächtigkeit überschreiten kann. Es ist ein im Extremfall intensiv im Bewegtwasser ausgewaschenes Sedimentgestein, das dann fast nur aus spatitisch gebundenen Crinoidenfragmenten besteht (H. JENKYNS, 1971 a). Die Fauna dieser Kalke, die vielfach auch in Lias-Brachiopodenkalke übergehen, besteht in erster Linie aus Brachiopoden. Die seltenen Ammoniten haben gezeigt, daß der Hierlatzkalk den gesamten Lias über gebildet wurde.

c) Der Lias-Cephalopodenkalk liegt in mehreren Varianten vor: 1. Geringmächtiger Grauer Liasbasiskalk des unteren Hettang im Hangenden der Kössener Schichten (F. FABRICIUS, 1966, S. 47). 2. Oft nur wenige Dezimeter oder Meter mächtiger honiggelber Bankkalk des Hettang bis unteren Sinemur, reich an Makro- und Mikro-

Tabelle 4: Die Schichtglieder des kalkalpinen Jura



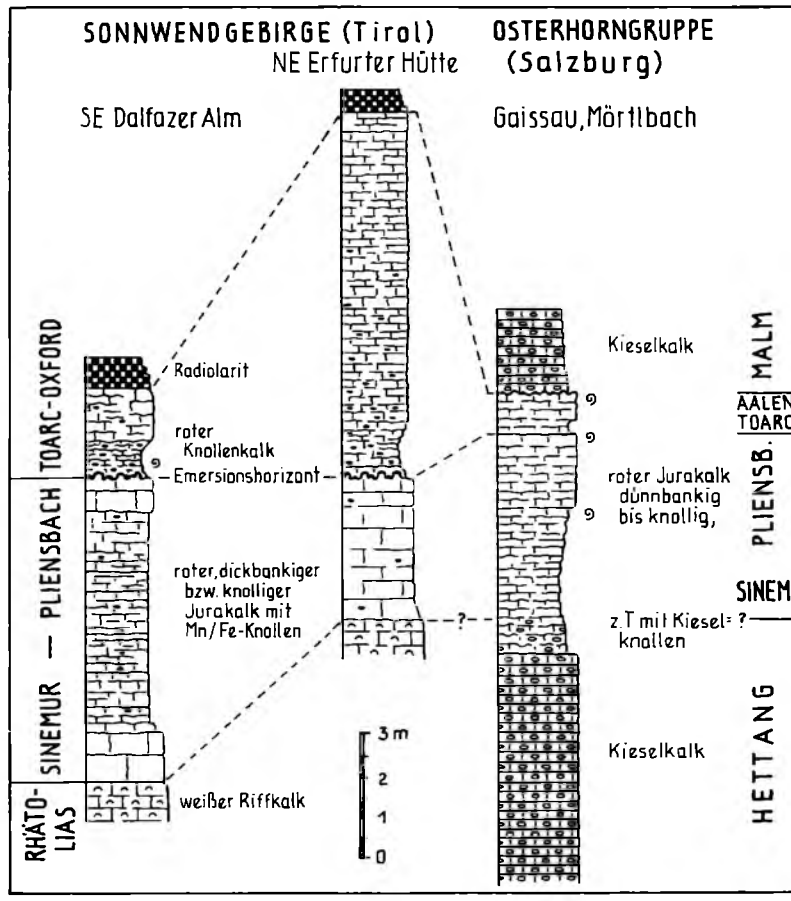


Abb. 37: Profile durch den roten Jurakalk in den westlichen und mittleren Kalkalpen, nach J. WENDT (1969, S. 222; 1971, Abb. 2). Die Profile zeigen die starken Schwankungen im Ausmaß der Kondensation der Rotkalke.

fossilien analog jenen des Adneter Kalkes. Er wurde als Enzesfelder Kalk beschrieben. 3. Rote oder bunte dickbankige, nicht oder kaum kondensierte, ammonitenführende Kalke aus der Zeitspanne des gesamten Lias werden als Bunte Lias Cephalopodenkalke bezeichnet. Sie dringen als Spaltenfüllungen oft tief in das Substrat ein (J. WENDT, 1969, 1971; W SCHÖLL & J. WENDT, 1971). Der Fossilgehalt entspricht ebenfalls dem des Adneter Kalkes. 4. Eine dünnschichtige Varietät dieses Kalkes im höheren Oberlias der östlichen Voralpen mit reicher Ammonitenfauna des Obertoarc hat F. TOULA (1908) Jurensisschichten genannt. 5. Den häufigsten Typus der Liasrotkalke aber stellt der geringmächtige, stark kondensierte Knollenkalk dar, der seit F. HAUER (1853) als Adneter Kalk bezeichnet wird. Bei Adnet in Salzburg ist er 10—15 m mächtig. Die auffälligste Sedimentstruktur dieses Kalkes, die Knollenbildung, wird verschiedenartig erklärt (durch teilweise Wiederlösung, unterschiedliche Setzung, Zer-

gleitung, frühdiagenetische Kalkkonzentration). Die Tonschmitzen zwischen den Knollenkalkbänken sind, wie die angelöste und geringe Mikrofauna zeigt, vielfach als Lösungsrückstand aufzufassen (F. FABRICIUS, 1966, S. 53). Gute Beispiele für kräftige Subsolution unter Bildung von dunkel gefärbten Suturen haben H. JURGAN (1969, S. 483) und J. WENDT (1970, S. 443), solche für Kondensation K. HIRSCHBERG & V JACOBSHAGEN (1965) und H. JENKYNS (1971 b) geliefert. Häufig sind ferner Mangan-/Eisenoxyd-Knollen und -Krusten, über deren Bildung in Tiefen von 200 bis 1000 m K. GERMANN (1971, 1972) berichtete. Hatte man jüngst entgegen älteren Auffassungen an eine relativ geringe Bildungstiefe des Adneter Kalkes gedacht (F. FABRICIUS, 1966, S. 57; A. HALLAM, 1967, S. 211; J. WENDT, 1969, S. 233; 1971, S. 115), so scheint sich jetzt nach Erfahrungen der Glomar-Challenger-Bohrungen im Atlantik mit Recht wiederum die von R. GARRISON & A. G. FISCHER (1969, S. 52) stets vertretene Auffassung von einem bathyalen Bildungsmilieu durchzusetzen.

Überblick über die Typlokalität, die Adneter Steinbruchgruppe bei Adnet, gaben A. KIESLINGER (1964, S. 202 ff., Beil.-Taf.) und jünst P BECKER et al. (1977) und B. PLÖCHINGER (1983, S. 58).

Mit dem Adneter Kalk verbunden sind einerseits rote Adneter Mergel, andererseits intraformationale, durch submarine Rutschungen entstandene Rotkalkbrekzien, der sogenannte „Scheck" (A. KIESLINGER, 1964, S. 167).

Auf den bedeutenden Fossilreichtum des Adneter Kalkes kann hier nicht eingegangen werden, es sei auf die Zusammenstellung aller einschlägigen paläontologischen Arbeiten bei A. TOLLMANN (1976 a, S. 312 f.) verwiesen. Durch Ammonitenfaunen sind fast sämtliche Zonen des gesamten Lias im Adneter Kalk belegt, von der Zone des *Psiloceras planorbis* (SOW.) des unteren Hettang bis zum oberen Teil des Lias ζ mit *Dumortieria meneghinii* (HAUER). Besonders reiche Ammonitenfaunen haben der obere Mittellias, Domerien, und der untere Oberlias geliefert.

In der Mikrofauna beherrschen fünf Foraminiferenarten neben den Nodosariiden das Feld: *Involutina liassica* (JONES), *I. turgida* (KRISTAN-TOLLMANN), *Trocholina granosa* (FRENTZEN), *T turris* (FRENTZEN) und *Spirophthalmidium leischneri* (KRISTAN-T.) — vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962 a.

d) Unter den Brekzien des Lias sind neben den Hierlatzbasalbrekzien vor allem zwei Beispiele exzeptionell starker Brekzienbildung erwähnenswert: die aus dem Lias bis in den höheren Jura durchgehend emporgreifende Oberseebrekzie 7 km SE Lunz (A. TOLLMANN, 1976 a, S. 338) und die auf anhaltende Bodenunruhe lokaler Art im Bereich der Lechtaler Alpen bei Flirsch zurückgehende Eisenspitzbrekzie (R. HUCKRIEDE, 1959 a).

e) Besser als Allgäuschichten denn als Liasfleckenmergel sind die bis zu 1580 m mächtigen mergeligen Beckenablagerungen des tieferen Jura zu bezeichnen, die ja besonders in den westlichen Kalkalpen über den Lias hinaus bis in den oberen Dogger, Untercallovien, emporreichen. V JACOBSHAGEN (1965) hat eine Gliederung dieser Serie in die Älteren Allgäuschichten des Unter- und Mittellias (Abb. 38), die Mittleren Allgäuschichten des unteren Oberlias (Untertoarc) und in die Jüngeren Allgäuschichten des Obertoarc bis Dogger vorgenommen. In den westlichen Kalkalpen ist diese Gliederung in der Natur leicht zu erkennen, da die Älteren Allgäuschichten — dort mit ihrem Oberpliensbachanteil allein schon bis 1000 m mächtig — aus einer gut geschichteten, mittel-

Abb. 38: Liasfleckenmergel: Ältere Allgäuschichten des Wintertalgrabens im Hornbachtal, Tirol.

grauen Fleckenkalk-Fleckenmergel-Serie bestehen, sich die Mittleren Allgäuschichten als geringermächtige weiche, dunkle bis schwarze, an Bitumen und Mangan (K. GERMANN, 1972, S. 126 ff.) gelegentlich reiche Schieferzone klar abheben und die Jüngeren Allgäuschichten durch Spatkalke und einen höheren Kieselgehalt im Hangendteil der Mergel-Kalk-Wechselfolge gekennzeichnet sind. Die Mächtigkeit des Liasanteils beträgt maximal 1300 m.

Die Allgäuschichten stellen das Sediment einer bathyalen See mit beträchtlicher Sedimentationsgeschwindigkeit im Stillwasserbereich dar, wodurch nichtoxydierte, nicht rot gefärbte Grausedimente entstanden sind (F. FABRICIUS, 1966, S. 65; D. BERNOULLI & H. JENKYNS, 1970, S. 516). Die Flecken der Fleckenmergel stellen Kotfüllungen von Freß- und Wohnbauten mariner Anneliden dar (O. GANSS, 1951, S. 208; V JACOBSHAGEN, 1965, S. 73).

Die Fossilführung des Liasanteils der Allgäuschichten ist als Beckensediment jener der Adneter Kalke vergleichbar, nur ärmer. Trotzdem sind alle Abschnitte des Lias durch Ammonitenfaunen belegt, am schwächsten der Oberlias (F. HAHN, 1911, S. 572; J. SCHRÖDER, 1925, 1927; R. v. KLEBELSBERG, 1935, S.78; V JACOBSHAGEN, 1965, S. 63 ff.). In der Mikrofauna wird der Charakter der Foraminiferen-Assoziation besonders durch gemeinsame Arten mit dem außeralpinen Bereich und durch Nodosariiden bestimmt, während an Ostracoden die typisch alpinen Formen (K. KOLLMANN, 1963; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970 a) vorherrschen.

f) Eine Variante der Allgäuschichten stellen die Sachranger Schiefer (ehem. „Lias-Posidonienschiefer") in den Bayerischen Kalkvoralpen dar, durch einen spürbaren Feinsandgehalt, einen blättrigen Charakter der Mergelschiefer und eine spezifische Fauna des Lias ε gekennzeichnet.

g) Als Kalksburger Schichten wird eine Serie aus dunklen, kalkreichen Cardinien-Mergeln des Unterhettang sowie bis in das Untersinemur reichenden Ostreensandkalken mit *Liogryphaea arcuata* LAM. und Mürbsandsteinen mit Rippelmarken bezeichnet, die auf die nordöstliche Kalkalpenrandzone beschränkt bleibt. Diese sandige Ausbildung des Lias darf nicht mit dem Grestener Lias des tektonisch unterlagernden Helvetikums der Grestener Zone verwechselt werden.

h) Ebenfalls in der Kalkvoralpen-Nordrandzone ist im Lias ein von kieseliger Substanz diffus durchsetzter Kieselkalk weit verbreitet, vom Verfasser (1976 a, S. 300) als Kirchsteinkalk nach dem Kirchstein, 6,5 km WSW Lenggries/Isar, bezeichnet. In den östlichen Kalkvoralpen gibt er der Randcenomanschuppe ein so starkes Gepräge, daß man von einer eigenen Kieselkalkschuppe spricht. Der Kieselkalk, der eine Mächtigkeit von 200 m und mehr erreicht, ist eine Bildung mäßiger Meerestiefe, gleichsam zwischen Hierlatzspatkalk und Fleckenmergel vermittelnd. Der Schwerpunkt seiner Bildung liegt im Unterlias, er reicht aber bis in das Toarc empor. An seinem Aufbau sind Kieselschwammnadeln entscheidend beteiligt, die übrige Fauna dieses Spongits hingegen ist ärmlich, wenngleich von mehreren Stellen aus dem Hettang *Schlotheimia* gemeldet worden ist.

i) Der Scheibelbergkalk (R. GARRISON, 1964, S. 46) stellt einen bis gut 100 m mächtigen dickbankigen, knollig bis wellig-schichtig ausgebildeten, hornsteinknollenreichen, grauen, feinkörnigen Kalk mit Tonmergel-Bestegen dar, der über einen Großteil des Lias in der Beckenfazies abgesetzt worden ist. Dieser Liashornsteinknollenkalk wurde besonders im Mittelabschnitt der Kalkalpen (Kammerkehrgruppe bei Unken, Osterhorngruppe) näher studiert (D. BERNOULLI & H. JENKYNS, 1970, S. 507).

2. Die Serien des Dogger sind durchwegs um ein Bedeutendes geringermächtig als jene des Lias, sie setzen vielerorts mit ansehnlicher Schichtlücke bis auf Obertrias übergreifend auf (Oisbergzug in Niederösterreich, Totengebirgsdecke, Dachsteindecke). Ungestört durchlaufende Folgen findet man hingegen im Bereich der mächtigen Allgäuschichtserien in den westlichen Kalkalpen. In fazieller Hinsicht treten wiederum Vertreter der verschiedenen, bei Besprechung des Lias bereits erwähnten Bildungsräume in Erscheinung.

a) Der Vilserkalk, ein meist heller, gelblich bis weißlicher Doggercrinoidenkalk entspricht in seinen Bildungsbedingungen völlig jenen des Hierlatzkalkes. Seine Verbreitung ist auf das Bajuvarikum beschränkt. Durch reiche Brachiopodenfaunen und

seltene Ammonitenfunde sind sämtliche Abschnitte des Dogger im Vilserkalk belegt. Die reichsten Faunen stammen aus dem Allgäu aus der Gegend von Vils und Füssen (A. ROTHPLETZ, 1886), untergeordnet aus dem Ybbsitzer Gebiet (F. TRAUTH, 1922, S. 166, 234).

b) Doggerbrekzien Die oben (S. 68) erwähnte, im Lias ansetzende Oberseebrekzie bei Lunz reicht noch über den Dogger empor, in eingeglittenen Großschollen enthält sie reichlich *Bositra buchi* (RÖMER). Auch die erwähnte Eisenspitzbrekzie steigt noch in den tiefen Dogger auf. Die Strubbergbrekzien hingegen, die an der Nordseite des Tennengebirges den höheren Partien der Strubbergschiefer eingelagert sind, werden heute z. T dem tieferen Malm – gegenüber dem früher ausschließlich vermuteten Dogger – zugeordnet (S. 71 unten).

c) Die Allgäuschichten des Dogger setzen in den westlichen Kalkalpen jene des Lias ohne Zäsur im Bereich der Beckenfazies fort. In den östlichen Kalkvoralpen ist noch Aalenien in Fleckenmergelentwicklung erfaßt (F. TRAUTH, 1922, S. 160 ff.). Im Westen gehört der Hauptteil der Jüngeren Allgäuschichten dem Dogger, und zwar im wesentlichen dem Aalenien an. Die von V JACOBSHAGEN (1965, S. 67) auch noch den Allgäuschichten angeschlossene Spatkalkserie des Bajoc-Callov sollte aus diesem Begriff herausgenommen und eher als eine Varietät des Vilser Kalkes betrachtet werden.

Trotz geringer Fossilführung im Dogger-Allgäuschichtanteil der westlichen Kalkalpen konnten Ammonitenfaunen mit den Leitformen aller vier Zonen des Aalen gefunden werden, und zwar vom Liegenden gegen Hangend Faunen mit *Leioceras opalinum* (REIN.), *Tmecoceras scissum* (BEN.), *Ludwigia murchisonae* (SOW.) und *Graphoceras concavum* (SOW.) – V. JACOBSHAGEN (1965, S. 52 ff.).

d) Wie im Lias begegnen wir auch hier der Sonderfazies der Dogger-Allgäuschichten in Form von feinstsandigen, feinschichtig-linsig-flatschig entwickelten Dogger-Posidonienschiefern mit *„Posidonia alpina" = Bositra buchi* (RÖM.), die als Waidhofener Schichten (A. TOLLMANN, 1976 a, S. 324) bezeichnet worden sind. Sie stellen sich nur im Tiefbajuvarikum, der Allgäu-Frankenfelser Decke, ein.

e) Im Liegenden des untermalmischen Radiolarites ist im Dogger weithin eine dunkle Kieselschiefer- und Kieselkalkserie in den voralpinen Bereichen der gesamten Kalkalpen verbreitet, die als Chiemgauer Schichten bezeichnet worden ist (A. TOLLMANN, 1976 a, S. 326). In der Typusregion in den Chiemgauer Alpen ist diese 30–60 m mächtige Serie durch *Stephanoceras plicatissimum* (QU.) und *Cadomites* sp. im mittleren und oberen Abschnitt des Dogger belegt.

Eine Sonderausbildung von dunklen, manganreichen Mergel- und Kieselschiefern des Dogger bis tieferen Malm tritt am Nordrand des Tennengebirgs-Tirolikums in Form der Strubbergschichten auf (H. P CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 200 ff.), mit Einschaltung der berühmten Strubbergbrekzie mit ihrer Mass-Flow-Struktur und Riesengleitschollen von Hallstätter Gesteinen im Oberteil. Altersmäßig reichen die Strubbergschichten bis in den Malm empor und werden von V. DIERSCHE (1980, S. 37) als Äquivalent der bis mindestens in das Kimmeridge aufsteigenden Tauglbodenschichten erachtet. Ihre Manganmineralisation mit Paragenesen von Mn-reichem Calcit, Kutnahorit und Rhodochrosit ist ebenso wie ihre Diagenese jüngst von A. BERAN et al. (1983) und P. FAUPL & A. BERAN (1983) analysiert worden.

f) Die Ausbildung der roten Cephalopodenkalke des Dogger wird als Klaus-

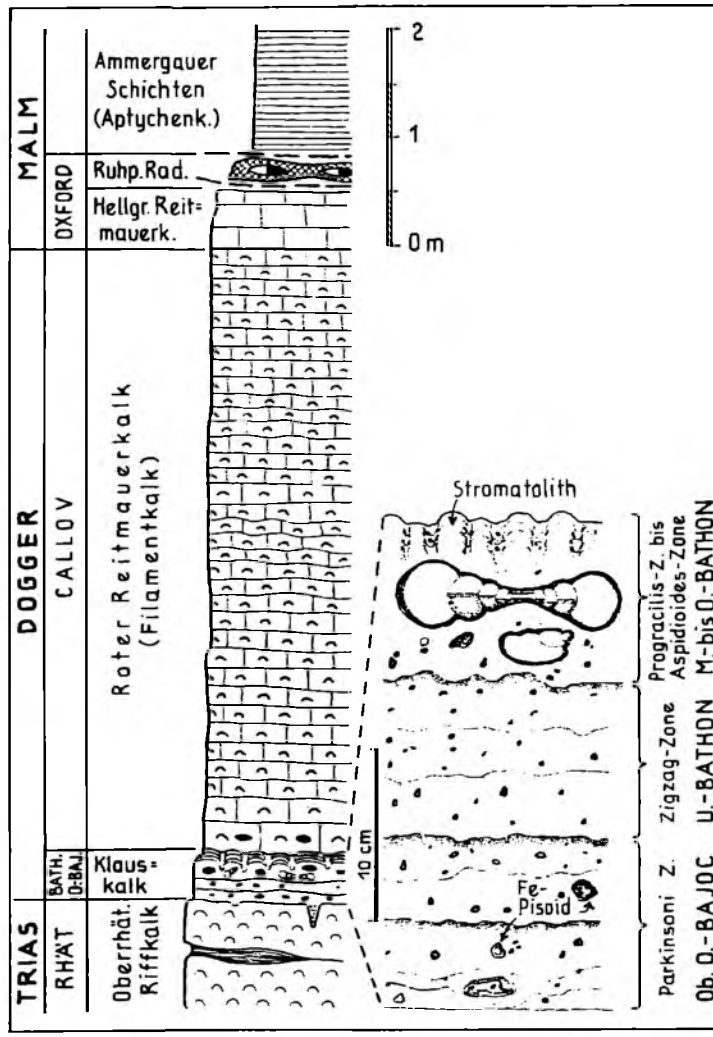


Abb. 39: Die Klausschichten im Steinbruch Neumühle bei Rodaun in der Lunzer Decke SW von Wien, nach L. Krystyn (1972, Abb. 2–3), nomenklatorisch ergänzt.

schichten bezeichnet. Dabei haben sich (A. Tollmann, 1976 a, S. 329 ff.) innerhalb dieses Komplexes zwei nach Aussehen, Mikrofazies und Fauna distinkte Glieder unterscheiden lassen, der Klauskalk und der Reitmauerkalk.

Klauskalke sind dunkelrote oder rotbraune, knollig-welligschichtige, stark kondensierte, ammonitenreiche Kalke, reichlich von Mangan-/Eisenoxyd-Knollen und -Rinden durchsetzt. Im Schliff ist dieser Typus als Biomikrit mit gelegentlicher Einschaltung von Algen-Stromatolithlagen zu definieren. Als Bildungsraum kommt ein von kräftigen Strömungen überstrichener tiefneritischer Schwellenbereich in Frage. Die

stratigraphische Neugliederung durch L. KRYSTYN (1971; 1972) hat einerseits die extreme Kondensation des gesamten Klauskalkes s. str. bis auf einen oder wenige Meter erwiesen, andererseits den Nachweis erbracht, daß – insgesamt betrachtet – alle Etagen des Dogger nachweisbar sind und sich die Kondensation besonders auf Oberbajoc bis Bathon konzentriert – Abb. 39.

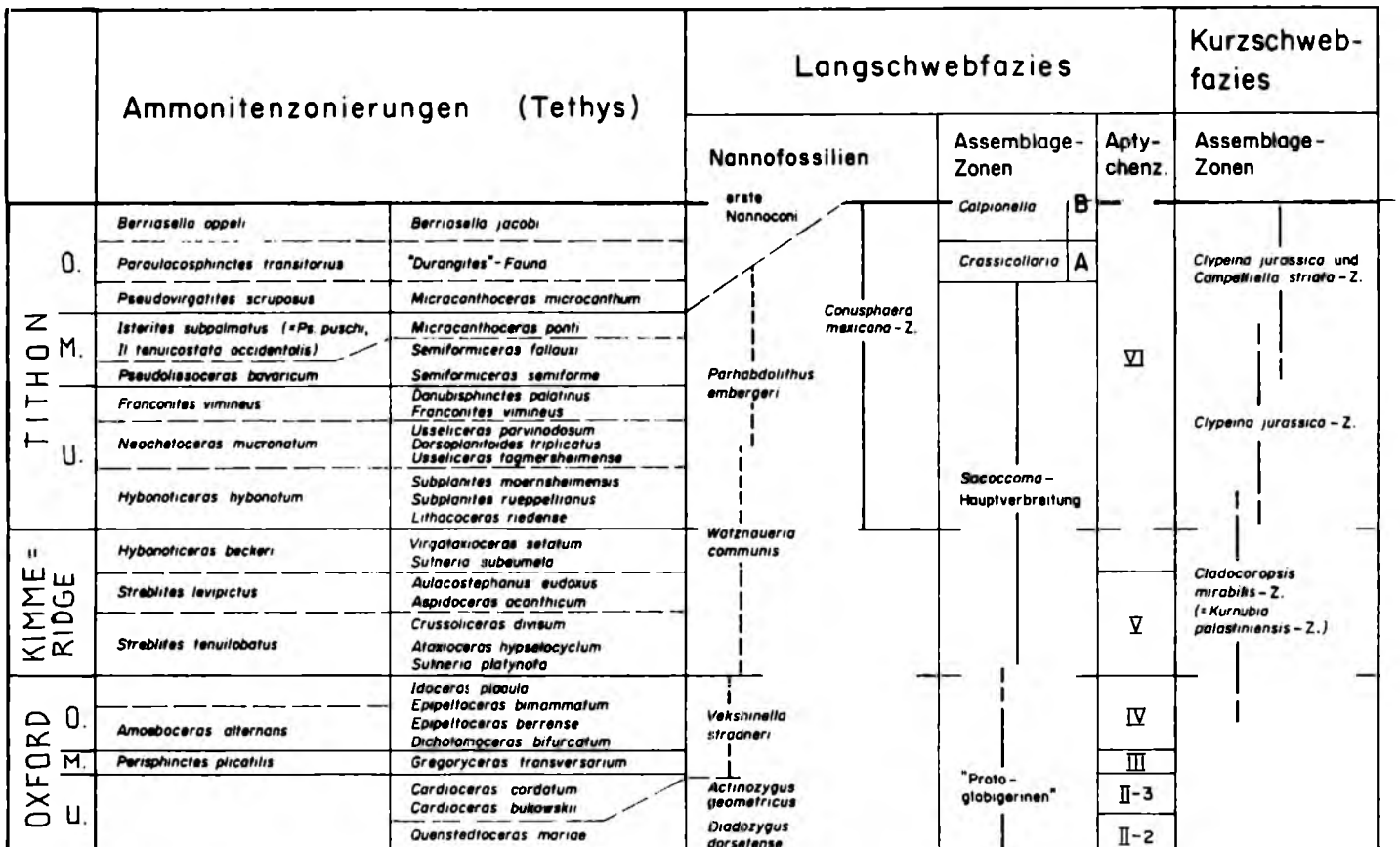
Das zweite Glied der Klausschichten ist der Reitmauerkalk (F. TRAUTH, 1950, S. 200), für den in der Literatur ohne Kenntnis des Zusammenhanges auch die Bezeichnungen Posidonienkalk des Dogger, Positrakalk, Callovien-Klauskalk und Filamentkalk im Schwange waren. Der Reitmauerkalk stellt sich im Hangenden des Klauskalkes ein, ist besser (und meist ebenflächig) gebankt, blaßrosa bis graubraun oder weiß gefärbt, arm an Ammoniten, aber reich an sparitisch zementierter Mikrolumachelle von *Bositra buchi* (RÖMER). Dieser Kalktypus, der in relativ seichtem, stark bewegtem Wasser entstanden ist, gehört mit seiner Hauptmasse in das Callovien (Ammonitenfaunen bei F. TRAUTH, 1922, S. 246 ff., beschrieben), er reicht nur gelegentlich noch bis maximal zum Oberbajoc hinab.

3. Im Malm lassen sich nach der Gesteinsausbildung die kräftigsten Vertikalbewegungen des Geosynklinalbodens der Kalkalpen konstatieren: Sinkt der Boden im gesamten Raum der Kalkalpen und darüber hinaus zu Beginn des Malm bis in große Tiefen, vielfach bis unterhalb der Kompensationsgrenze ab, wie die einheitliche Radiolaritbildung des Oxford anzeigt, und wird so die alte Jurafazieszonengliederung vollkommen aufgehoben, so beginnt mit dem höheren Jura eine kräftige, sehr differenzierte Hebung des Meeresbodens, so daß ab dem oberen Untermalm, besonders aber im höheren Malm, neben pelagischen Ablagerungen der Tiefsee wiederum Schwellensedimente und vor allem ausgedehnte Riffbezirke des Seichtwassers erscheinen, völlig unabhängig von der älteren Fazieszonengliederung. Nur die alte Juratendenz der Verschiebung der Beckenhauptachse gegen Norden ist am Fehlen von echten Plassenkalken in den Nordrandzonen des kalkvoralpinen Bereiches zu beobachten. Das Verteilungsschema der Malmsedimente lautet demnach: Plassenkalk – Riffkalk, Tressensteinkalk – Rifflanken-Schuttkalk, Mühlbergkalk – Crinoidenkalk auf Untiefen, Cephalopoden-Schwellenkalk, Oberalmer Schichten und Ammergauer Schichten – pelagische Kalke der Beckenregion, Barmsteinkalke – allodapische turbiditische Kalke der Beckentiefe als Einschaltungen im Oberalmer Kalk. Bildungen der Tiefsee unterhalb des Kompensationsniveaus (Radiolarite etc.) fehlen im höheren Malm. Eine biostratigraphische Zonengliederung nach Lang- und Kurzschwebfazies nach H.-L. HOLZER (1978) gibt Tab. 5.

a) Der Plassenkalk, der Riffkalk des Oberoxford bis Tithon, stellt makroskopisch einen rein weißen oder hellbräunlichen, massigen Kalk dar, der am Plassen bei Hallstatt 700 m erreicht. In fazieller Hinsicht sind teils mikritische Typen eines Stillwasserbereiches, teils biosparitische Typen des Bewegtwassers mit Onkoiden und Pseudooiden am Aufbau dieses Kalkes beteiligt (H. FLÜGEL & A. FENNINGER, 1966, S. 252; A. FENNINGER, 1966; A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 63 f., T. STEIGER & D. WURM, 1980, S. 248 ff.). Die bekanntesten Vorkommen von Plassenkalk im Gebiet zwischen Sonnwendgebirge in Tirol und dem Anninger am Alpenostrand liegen im Salzkammergut. Die Fauna des Biosparites ist reicher als jene der mikritischen Partien und besteht aus Nerineen, *Diceras*-Arten, weiteren Mollusken, Korallen und vor allem Hydrozoen

Tabelle 5: Die biostratigraphische Zonengliederung des Malm

Nach H.-L. Holzer, 1978, Taf. S. 224, pp.



wie *Milleporidium, Actinostromaria* etc. In der sehr typischen Algenflora bietet *Clypeina jurassica* FAVRE auffällige sternförmige und kettenartige Schnittbilder im Schliff. In der Foraminiferenfauna sind Arten von *Pseudocylammina, Protopeneroplis, Nummuloculina* und *Trocholina* bezeichnend.

Die fazielle Gliederung der Plassenkalkriffe zeigt häufig subtidale Fleckenriffe mit Korallen- oder Hydrozoen-Fazies (z. B. *Ellipsactinien*), begleitet von Riffschuttfazies, abgelöst im seichteren Bereich durch Algenmatten-Onkoidkalke (T. STEIGER & D. WURM, 1980, Abb. 7) oder durch Kalkschlammsedimentation in flachen Wannen zwischen den patch riffs (T. STEIGER, 1981, Abb. 29 f.) – Abb. 40. Altersmäßig reicht der Plassenkalk vom (ausnahmsweise Oberoxford über) Kimmeridge in das Tithon (Abb. 41), lokal nach A. FENNINGER (1978) sogar noch bis in das Neokom, durch *Rhynchonella alata, R. depressa* und Inoceramen an der Trisselwand bei Aussee belegt.

b) Der Tressensteinkalk, ein hellbräunlicher dickbankiger Feinschuttkalk, ist als Hangschuttbildung an den Flanken des Riffkomplexes gegen die tieferen Meeresräume hin aufzufassen (A. FENNINGER, 1966, S. 177; A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 82). Die Fauna ist in manchem ähnlich jener des Plassenkalkes und enthält reichlich Hydrozoen wie *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, *Actinostromaria grossa* (GERM.) etc. (H. HÖTZL, 1966, S. 298; A. FENNINGER & H. HÖTZL, 1967, S. 22).

c) Barmsteinkalk. Nicht dem Tressensteinkalk gleichzusetzen sind die ähnlich aussehenden Barmsteinkalke, ebenfalls hellbräunliche Kalkarenite mit dicker Bankung, die sich als Turbidite den Oberalmer Schichten in vielfachem Wechsel zwischenschalten. Die Angabe von A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 65, 74, 111) und H.-L. HOLZER (1978, S. 227), daß es sich am Barmstein selbst gerade um Tressensteinkalke handelt,

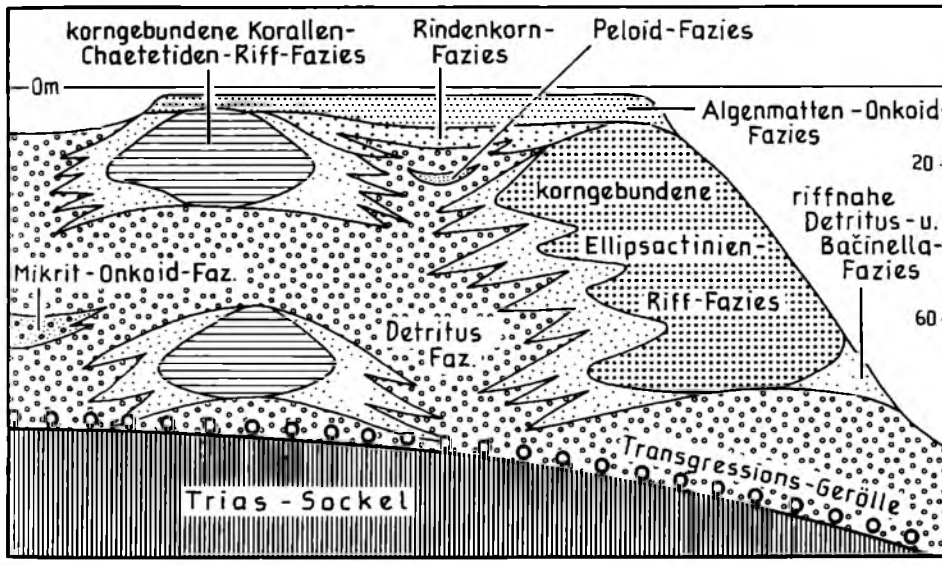


Abb. 40: Faziesschema des Plassenkalkes vom Rötelstein bei Kainisch, Hallstätter Zone des steirischen Salzkammergutes, nach T. STEIGER et al. (1980, Abb. 7).

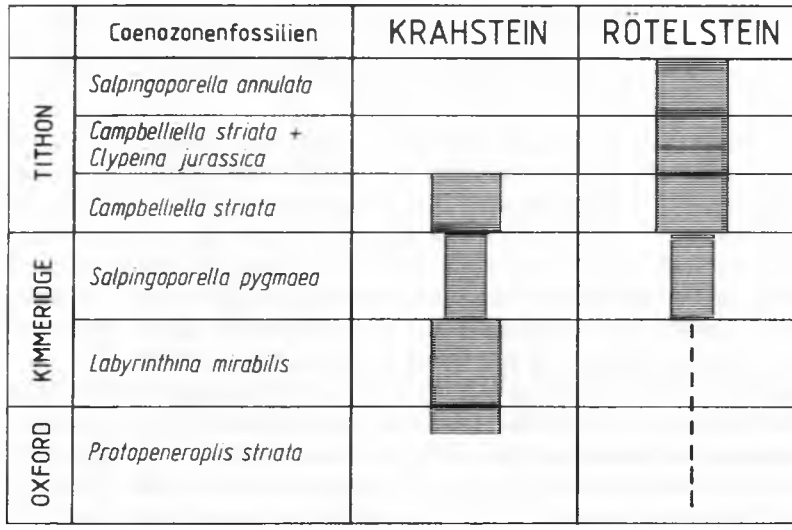


Abb. 41: Coenozonen-Gliederung des Plassenkalkes vom Krahstein und Rötelstein bei Bad Mitterndorf im steirischen Salzkammergut, nach T. Steiger et al. (1980, Abb. 6).

trifft nach T. Steiger (1981, S. 262 ff., 288 ff.) nicht zu, da dort doch Barmsteinkalk-Schuttströme vorliegen. Nehmen die Barmsteinkalkhorizonte wie in der Osterhorngruppe bedeutendere Mächtigkeiten (5–20 m) an (M. Schlager, 1953, S. 16), dann werden sie gelegentlich durch ein 2–4 m mächtiges Basiskonglomerat als Grobanteil eines Fluxoturbidites eingeleitet. In der Fauna dominieren Echinodermen. Algen und Foraminiferen ähnlicher Art wie bei den zuvor genannten Typen treten hinzu. Eine tiefschürfende sedimentologische, fazielle, paläontologische und sedimentgenetische Studie über die Barmsteinschichten hat T. Steiger (1981) durchgeführt. Letzte mikrofazielle Beiträge stammen von W. Bausch & K. Poll (1984).

d) Ausgesprochene Crinoidenkalke, die Mühlbergkalke, sind im Malm selten: Man trifft sie als einige Meter mächtige rote Lagen in den roten mittel- bis obermalmischen Cephalopodenkalken im Bajuvarium und Tirolikum eingeschaltet.

e) Steinmühlkalk ist die Sammelbezeichnung für rote oder bunte, knollige bis wellig-schichtige Cephalopodenkalke des Malm, die in den einzelnen Unterstufen, wenn sie isoliert in anderen Serien steckend auftreten, eigene Bezeichnungen führen: im Oxford Rotensteinkalk (nicht Dogger!), im Kimmeridge Agathakalk („Acanthicuskalk"), im Tithon bis Tiefberrias Haselbergkalk („Diphyakalk"), im Kimmeridge bis Tieftithon am Kalkalpennordrand Tegernseer Kalk. Der Arrachsteinbruch in Steinmühl W Ybbsitz, die Typlokalität des Steinmühlkalkes, hat jüngst eine Neuuntersuchung erfahren (H. Flügel, 1967; A. Tollmann, 1976 a, S. 371).

Die Ammonitenfaunen der Varietäten des Steinmühlkalkes können lokal reich sein, sind aber meist durch die in den kondensierten Schwellenkalken auftretenden Subsolutionserscheinungen schlecht erhalten. Belege für das Oxford liefern Faunen mit *Peltoceras transversarium* (Qu.) – F. Trauth (1922, S. 250 f., 1950, S. 202), für das

Kimmeridge solche mit *Aspidoceras acanthicum* (OPPEL) – F. TOULA (1907); für die Haselbergkalke ist neben Ammoniten des Tithon der Brachiopode *Pygope diphya* COL. bezeichnend.

Die Mikrofaunen dieser mikritischen Steinmühlkalke sind fast stets reich entwickelt – Tab. 5. Reste der Schwebcrinoide *Saccocoma* AGASSIZ erfüllen besonders im Kimmeridge bis Tieftithon das Gestein, die einzellige Alge *Globochaete alpina* (LOMB.) ist stets anzutreffen. Mit Hilfe der reichen Calpionellenfauna kann die Grenze Tithon/Berrias innerhalb des Haselbergkalkes genau festgelegt werden (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962 b, S. 639; H.-L. HOLZER, 1968, S. 54). Die sandschaligen Foraminiferen der Rotkalke sind stratigraphisch weniger verwertbar, Radiolarien erst jüngst daraus studiert (H.-L. HOLZER, 1980).

f) Ammergauer Schichten heißen die am Nordrand der Kalkalpen 50–100 m, im Inneren bis 1000 m mächtigen, eng geschichteten bis dünnplattigen, dichten, gelblichen bis hellgrünen oder weißen, im untersten Abschnitt auch bunten bzw. roten, leicht mergeligen, muschelig brechenden, pelagischen Kalke, die gerne auch einfach als „Aptychenschichten" bezeichnet worden sind. Sie liegen im Westen normal dem Ruhpoldinger Radiolarit auf, lagern aber in den östlichen Kalkvoralpen im Zusammenhang mit der jungkimmerischen Phase (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 56) diskordant bis auf Hauptdolomit übergreifend. Einschaltungen von Aptychenkalkbrekzien (Hinterrißschichten) sind im gesamten Raum der Kalkvoralpen verbreitet (A. TOLLMANN, 1976 a, S. 354). Rote Knollenflaserkalke, Schwellenkalke, sind entgegen H.-L. HOLZER (1978, S. 227, 229) in diesem nur die Aptychenschichten-Beckenfazies umfassenden Begriff „Ammergauer Schichten" nicht enthalten.

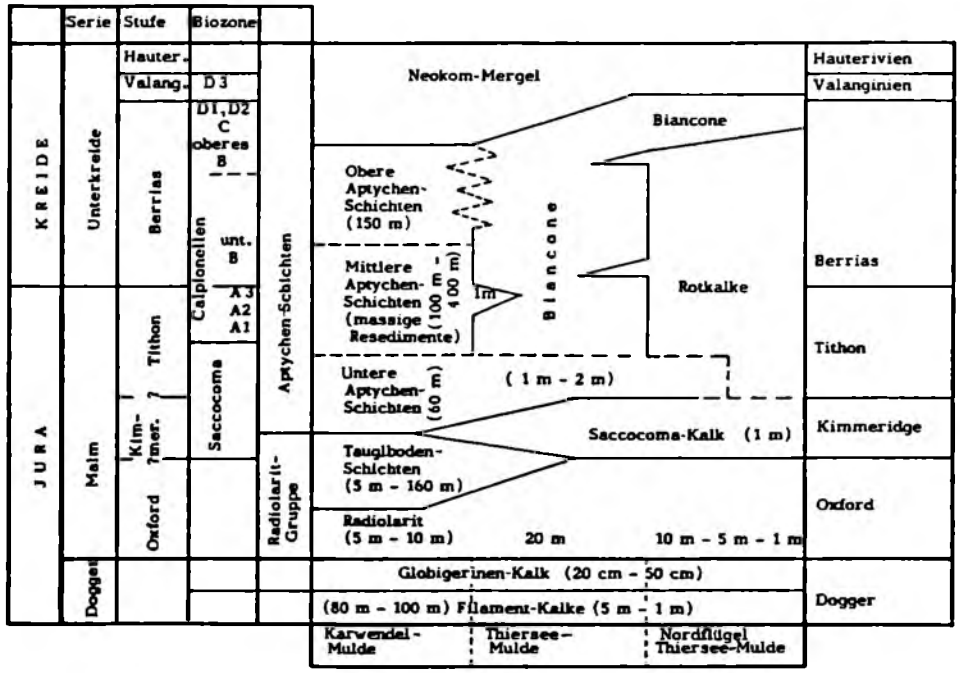
Als Altersumfang der Ammergauer Schichten kommt Kimmeridge bis Tithon in Frage, durch Aptychen wie *Lamellaptychus rectecostatus* (PET.), *L. beyrichi* (OPPEL), *L. lamellosus* (PARK.), durch Perisphincten und eine stets reiche Calpionellen-Mikrofauna mit massenhaft *Calpionella alpina* LOR. ist häufig Tithon belegt. Ein Emporreichen bis in das Berrias ist gelegentlich zu fassen (*Berriasella paramacilenta* MAZ.). In der Karwendel-Thiersee-Mulde in Tirol reichen die Aptychenschichten von der Kimmeridge-Basis bis ins mittlere Berrias (W) bzw. bis an die Basis des Valanginiens (E), wo sie von den Neokommergeln überlagert werden (K.-I. SCHÜTZ, 1979, Abb. 5–6, Fauna S. 28 f.) – Tab. 6.

Von der Lechtaldecke der westlichen Kalkalpen ist schließlich ein bis in die Aptychenschichten aufdringender Lamprophyr bzw. Melaphyr bis Augitporphyr zu erwähnen, der mit Quergängen und Lagergängen die kalkalpine Serie durchschlägt (G. MUTSCHLECHNER, 1954; V TROMMSDORFF, 1962).

g) Die Oberalmer Schichten im Inneren der mittleren und östlichen Kalkalpen von Unken bis zum Alpenostrand sind als kalkige, pelagische Ablagerung in Beckenfazies den Ammergauer Schichten nahe verwandt. Sie unterscheiden sich von ihnen nur durch das Zurücktreten des diffusen Mergelgehaltes, dickere Bankung und die vielfache Einschaltung von allodapischen Barmsteinkalkbänken. Die grauen bis hellbraunen, gut geschichteten bis dicker gebankten mikritischen Kalke mit dünnen Tonbestegen auf den Schichtflächen führen in stark wechselndem Ausmaß Hornsteinknollen und -lagen (Abb. 42). Eine gelegentlich auftretende basale Konglomeratbildung, das Oberalmer Basiskonglomerat, erinnert wiederum an die jungkimmerische Phase: Ein schönes Beispiel der Transgression dieser grobklastischen Basis über Dachsteinkalk hat J. KÜHNEL

Tabelle 6: Die stratigraphische und lithologische Gliederung der Aptychenschichten

Nach K.-I. SCHÜTZ, 1979, Abb. 5



(1929, S. 473 f.) aus dem Gebiet nördlich vom Hohen Göll in Salzburg beschrieben. In der Fauna herrschen Aptychen vor, Ammoniten sind sehr selten (*Usseliceras schwertschlageri* ZEISS, *Oppelia* cf. *holbeini* OPPEL). Mit Hilfe der Calpionellen kann eine Zonierung der Oberalmer Schichten vorgenommen werden (R. GARRISON, 1967). W ARENDT (1977) hat daraus von Oberalm jüngst auch Coccolithophoriden beschrieben.

h) Der Ruhpoldinger Radiolarit stellt in allen Faziesbereichen der Nördlichen Kalkalpen ein auch kartierungsmäßig leicht erfaßbares Leitgestein des Untermalm dar. Die im liegenden Abschnitt meist dunkelgrünen bis schwarzen, im hangenden Teil roten, stets gut geschichteten Radiolarite, die tatsächlich oft bis zu 80% aus Radiolarien aufgebaut sind und nur geringmächtige Tonschieferlagen eingeschaltet haben können, sind Ablagerungen der Tiefsee (A. HALLAM, 1971, S. 63). Ihre Mächtigkeit ist dem Sedimentcharakter entsprechend gering, sie liegt im Zehnermeterbereich. Durch Eingleitmassen kann sich diese Mächtigkeit natürlich wesentlich über 50 m hinaus, maximal bis zu 350 m, erhöhen. V. DIERSCHE (1978, 1980) hat die Gliederung des Radiolarittroges im Mittelabschnitt der Kalkalpen zwischen Kufstein und Salzburg in W-E streichende Spezialtröge mit zwischenliegenden Schwellen herausgearbeitet (Abb. 43, 44). Dabei zeigt der südliche Haupttrog eine Abfolge von grauem über roten zu gleitbrekzien-

Abb. 42: Hornsteinreiche Oberalmer Schichten östlich vom Loser im steirischen Salzkammergut.

reichem Radiolarit, während der Nordtrog geringmächtige graue Radiolarite aufweist. Untergeordnet kann der Radiolarit auf Schwellen und am Kalkalpennordrand durch pelagische Protoglobigerinen-Rotkalke ersetzt werden (V DIERSCHE, 1980, Abb. 32/II). Syngenetischer Vulkanismus ist durch rhyolithisch-dazitische Kristalltuffe, Lapilli und Tuffite erwiesen. Die Radiolaritbildung scheint gegenüber den zu seicht liegenden Annahmen von V DIERSCHE (zwischen 150/400 m als Obergrenze und 2200 m als Untergrenze) durchaus bis in Tiefen von 5000 m im Sinn von R. E. GARRISON & A. G. FISCHER (1969) hinabzureichen. Die Fauna dieses bathyalen Sedimentes ist sehr arm (vgl. Zusammenstellung von V. DIERSCHE, 1980, S. 88–114). Belemniten und Aptychen wie *Hibolites semisulcatus* (MSTR.), *H. hastatus* (MONTF.) und *Lamellaptychus* cf. *pleiadensis* TRAUTH weisen auf Untermalm. In der Mikrofauna dominieren die hier noch nicht neu bearbeiteten Radiolarien, Foraminiferen sind sehr selten. Eine nähere Alterseinstufung auf Untermalm gelang aber auch auf indirektem Weg durch Fossilbelege in den unterlagernden Cephalopodenkalken.

Bezeichnend für dieses Beckensediment ist der Gehalt an eingeglittenen Brekzienmassen, die in großer Mächtigkeit z. B. im Sonnwendgebirge in Tirol, im Unkener Gebiet, Hagengebirge, Steinernen Meer etc. auftreten und oft von Gleitfaltenbau und subaquatischen Rutschstrukturen im umgebenden Radiolarit begleitet sind. Als Überbegriff für derartige verschieden bezeichnete Brekzien (Hornsteinbrekzie, Tufttalschichten, Schwarzbergklammbrekzie R. GARRISON & A. G. FISCHER, 1969, S. 37 etc.)

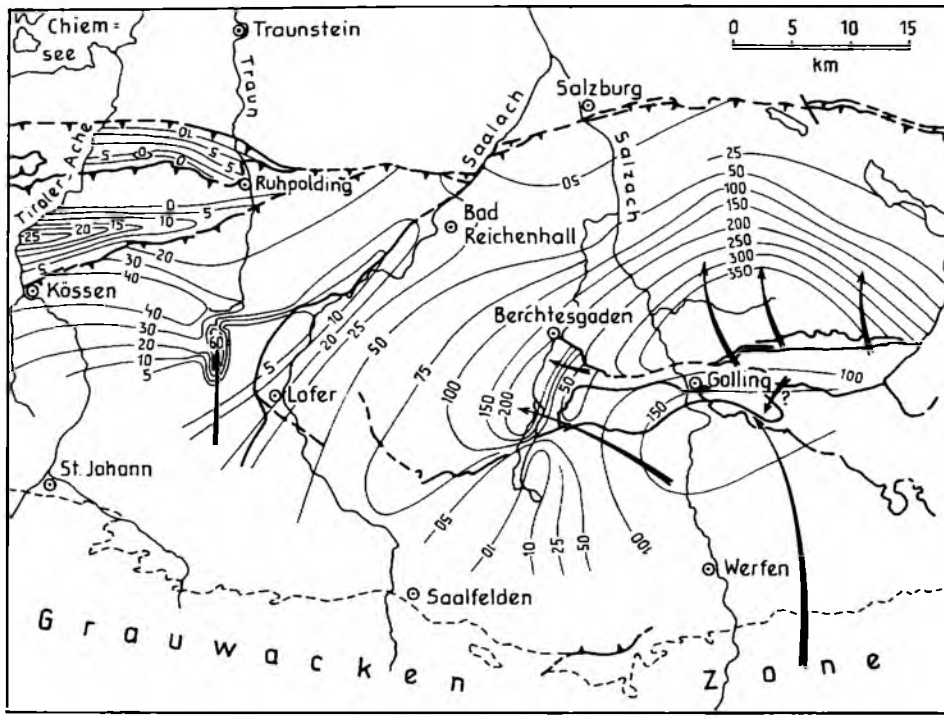


Abb. 43: Isopachenkarte vom Ruhpoldinger Radiolarit und den Tauglbodenschichten in den mittleren Kalkalpen, nach V. DIERSCHE (1980, Abb. 15). Die Transportrichtung von Gleitschollen ist durch Pfeile markiert.

wurde vom Verfasser (1976 a, S. 349) die seit 1917 in Gebrauch stehende Bezeichnung Rofanbrekzie vorgeschlagen.

Heute wissen wir, daß sich über die erwähnte Gleitbrekzienbildung hinaus ab dem Radiolaritniveau ein guter Teil des Gleitdeckenbaues der Hallstätter Zone aus gravitativen Gründen vollzogen hat (s. S. 184, 189 f.).

Eine Varietät des höheren Teiles des Ruhpoldinger Radiolarites in der Osterhorngruppe stellen in Form von graugrünen bis roten, ebenflächig geschichteten, radiolarienreichen Kieselkalken und Kieselmergeln mit einer Mächtigkeit bis 450 m, als Beckensediment oberhalb der Kompensationstiefe gebildet, die von M. SCHLAGER (1956, S. 38) als Tauglbodenschichten bezeichneten Sedimente dar (M. & W SCHLAGER, 1970, S. 3; 1973, S. 69; V DIERSCHE, 1980, S. 37 ff.). Die Einstufung in den Unter- bis Mittelmalm und vielleicht sogar bis in das tiefe Tithon erfolgte durch spärliche Ammonitenfunde in der Serie selbst und durch Rhyncholithe (Cephalopodenschnäbel) wie *Leptocheilus tenuis* TILL, *Hadrocheilus* cf. *gibber* TILL, *Gonatocheilus oxfordensis* (TILL) etc. und Aptychen wie *Lamellaptychus inflexicosta* TRAUTH und *Laevaptychus latissimus* TRAUTH am Oberrand der unmittelbar unterlagernden Rotkalkserie, die demnach selbst auch in das Oxford emporreicht. Die Mikrofauna mit *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK,

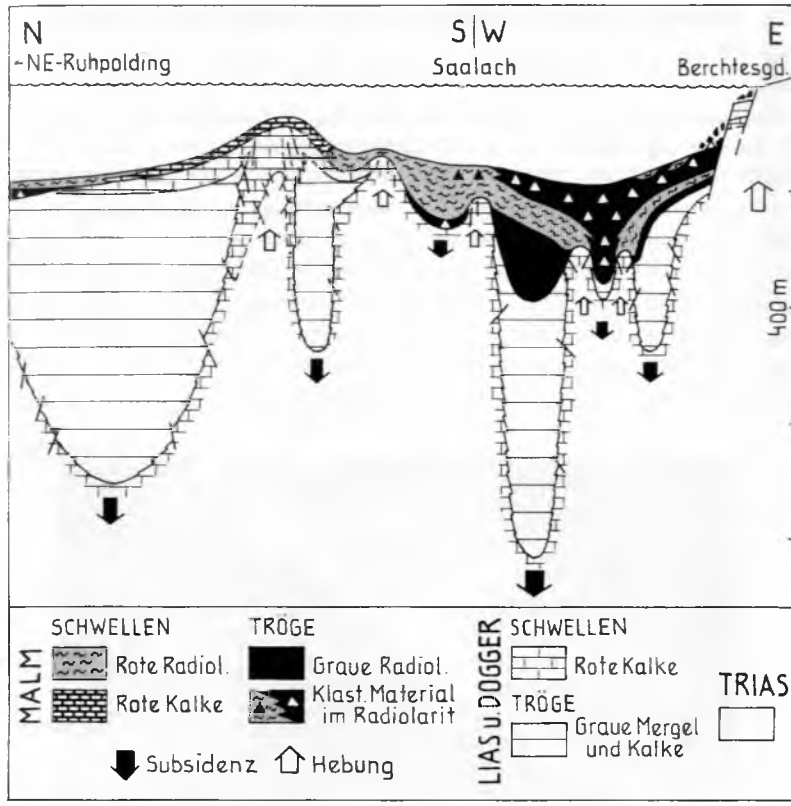


Abb. 44: Palinspastische Faziesprofile für die spätjurassische Radiolarit-Sedimentation in den mittleren Kalkalpen, nach V. DIERSCHE (1978, Abb. 2; 1980, Abb. 30).

Conicospirillina basilensis MOHLER, *Nautiloculina oolithica* (MOHLER) etc. aus eingeschalteten Kalkturbiditen beschreibt V. DIERSCHE (1980, S. 39).

ε) Kreide und Tertiär

1. Die Sedimente der Kreidezeit schließen fugenlos an jene des Malm an, über welche Formationsgrenze manche faziellen spezifischen Schichtglieder ohne Änderung des lithologischen Charakters hinweggreifen. Sehr bald aber erfolgt ein Umschwung in der Art der Sedimentation. Die kalkigen Ablagerungen treten auf Kosten der mergeligen, später sandigen Serien mehr und mehr in den Hintergrund. Mit dem Einsetzen der ersten namhaften orogenetischen Bewegungen ab der austroalpinen Phase im Zeitraum um das Barrême (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 18) setzt in der südlichen Hälfte der mittleren und östlichen Kalkalpen mit den Roßfeldschichten bereits eine flyschoide Sedimentation ein. Mit dem Apt endet im Südabschnitt der Kalkalpen die Kreidesedimentation primär bis zum Aufsetzen der Gosau im Senon. Im nordrandnahen voralpinen Bereich

Tabelle 7· Die Schichtfolge der kalkalpinen Kreide

Nach H. Hagn, 1981, Abb. 5 etc.

Mio. J.		Stufe	Schichtglieder
65	OBERKREIDE 32,5 Mio. J.	MAASTRICHT	GOSAU s. l.: Obere Gosau
73		CAMPAN	
83		SANTON	GOSAU s. l.: Gosau s. str. (Untere und Mittlere Gosau)
87,5		CONIAC	
88,5		TURON	Lücke; Branderfleck-Sch.
91		CENOMAN	Losensteiner Sch.
97,5	UNTERKREIDE 46,5 Mio. J.	ALB	Tannheimer Schichten
113		APT	
119		BARRÉME	Roßfeldschichten
125		HAUTERIVE	Schrambach-Schichten
131		VALENDIS	
138		BERRIAS	(Neokom-Aptychenschichten)
144			

aber läuft die Serie ohne Unterbrechung durch die gesamte Unterkreide und weiter bis in das Turon empor, erst durch die kalkalpinen Deckenüberschiebungen während der mediterranen Phase im höheren Oberturon vor Einsatz der Gosau unterbrochen – die Tendenz der Nordverlagerung der Trogtiefe in die Voralpen war ja bereits im Jura erkennbar. Die Kreide umfaßt in stratigraphischer Abfolge vom Liegenden aufwärts die Serien: Schrambachschichten (Berrias – Apt), Roßfeldschichten (Obervalendis – Apt), Tannheimer Schichten (Apt – Alb), Losensteiner Schichten (Alb – Mittelturon) und die Gosauablagerungen, die einen Maximalumfang vom basalen Senon (Coniac) bis in das Alttertiär aufweisen. Die Gosauserie (Tab. 8) setzt mit Basalkonglomeraten über dem vollendeten kalkalpinen Deckenbau als neoautochthones Sediment in vielfältiger Ausbildung und mit fossilreichen Serien ein, in einem archipelartigen, im Großbecken gegliederten Bildungsraum entstanden. In ihrem höheren Abschnitt führt sie unter bedeutender Vertiefung der Becken mit den Zwieselalmschichten bereits flyschoide Serien. Der Boden mancher Gosaubecken sinkt im Laufe der Zeit bis unter das Kompensationsniveau ab.

Über die großräumige Umstellung des Sedimentationsraumes in den Kalkalpen unter Einbindungen in die Nachbarregionen im Laufe der Kreide geben in neuerer Zeit beson-

ders die Arbeiten von R. Oberhauser (1973, 1978), A. Tollmann (1978 b), A. Butt & D. Herm (1978), P. Faupl (1979), D. Herm (1979) und H. Hagn et al. (1981) Aufschluß.

a) Die Schrambachschichten stellen den neokomen Anteil der Aptychenschichten dar. Diese hellen, gut geschichteten, hellgrauen bis grünlichgrauen, oft gefleckten, vielfach hornsteinführenden Mergelkalke bis Kalkmergel schließen an die Ammergauer bzw. Oberalmer Schichten ungestört an (Abb. 45). Sie unterscheiden sich von diesen lithologisch durch zunehmenden Mergelgehalt und gehen gegen Hangend in rein mergelige Aptychenschichten über, die gelegentlich schon sandige Einschaltungen aufweisen. Das Alter der Schrambachschichten, deren maximale Bildungszeit vom Unterberrias bis zur Wende Mittel-/Oberapt reicht, schwankt in den verschiedenen Regionen zufolge verschieden umfangreichen faziellen seitlichen Ersatzes durch Rotfeldschichten stark. In der Makrofossilführung dieser Schichtgruppe herrschen Aptychen und Ammoniten mit stratigraphisch wertvollen Arten durchaus vor, durch

Abb. 45: Neokome Schrambachschichten an der Typlokalität des Schrambaches bei Hallein.

welche sämtliche Stufen vom Berrias mit *Lamellaptychus mortilleti* (P. & L.), *L. herthae* (Wkl.), *Berriasella paramacilenta* Maz., *Neocomites occitanicus* (Pict.) etc. bis zum Apt mit *Phylloceras velledae* d'Orb. belegt sind. Auch die Foraminiferenfauna hilft mit Arten der Gattung *Trocholina, Patellina, Epistomina* und *Lenticulina* ebenso wie die Nannoflora mit *Coccolithus pelagicus* (Wallisch), *Nannoconus steinmanni* Kamptner etc. bei der Einstufung. Die reiche Literatur über die Ammonitenfundpunkte der Schrambachschichten ist bei A. Tollmann (1976 a, S. 387) zusammengestellt.

b) Urgonkalke sind jüngst durch H. Hagn (1982) umgelagert als Gerölle in verschiedenen Niveaus der westlichen Kalkalpen vom Oberbarrême über Cenoman und Gosau bis in das Priabon erfaßt worden. Diese Urgonkalke, die man im Schichtverband der Nördlichen Kalkalpen nicht kennt, werden von Hagn trotzdem aus dem kalkalpinen Raum selbst abgeleitet, was nicht unwidersprochen blieb. Altersmäßig ließen sich diese Urgonkalkgerölle mit *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Eopalorbitolina charollaisi* Schroeder & Conrad, *Melathokerion valserinensis* Brönnimann & Conrad, *Bacinella irregularis* Rad. etc. in das Oberbarrême einstufen.

c) Die Roßfeldschichten, benannt nach dem Roßfeld bei Hallein, bilden im mittleren Teil der Kalkalpen mit Schwerpunkt zwischen Saalach und Traun in der Zeitspanne von Obervalendis bis tiefes Apt mit etwa 300 m oder mehr Mächtigkeit die fazielle Vertretung des Oberteiles der Schrambachschichten. Die Serie besteht aus Sandkalken und Sandsteinen, die im Liegenden noch reichlich Mergellagen, im Hangenden

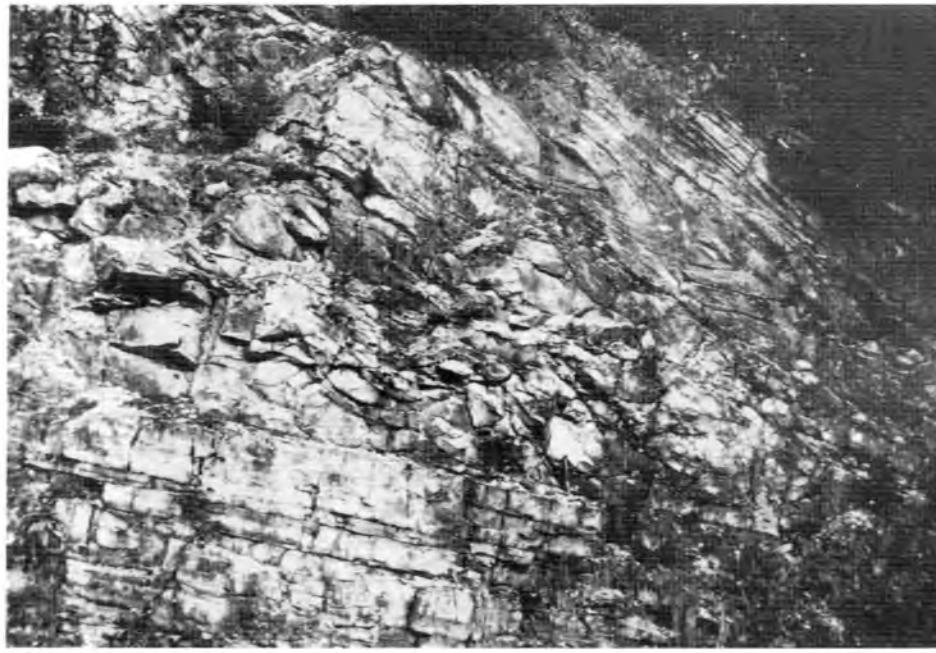


Abb. 46: Die Oberen Roßfeldschichten sind durch Brekzien und subaquatische Gleitfalten gekennzeichnet. Roßfeld E Berchtesgaden.

aber mächtige Konglomeratmassen eingeschaltet haben. H. PICHLER (1963, S. 143 ff.) hat eine Gliederung in die Unteren Roßfeldschichten mit einer Mergel-Sandstein-Gruppe, in die Mittleren Roßfeldschichten (Synonym: Hochreithschichten) mit einer Kieselkalk- und Kieselsandkalkgruppe und in die Oberen Roßfeldschichten mit ihren Kieselmergelkalken und turbiditischen Sandsteinfolgen, charakterisiert durch Einschaltung von Olisthostromen, Konglomeraten, Gleitblöcken und Rutschfalten im Hangendabschnitt (Abb. 46), vorgenommen.

Die Neuuntersuchung durch P FAUPL & A. TOLLMANN (1978) erbrachte für diese Schichtgruppe am Roßfeld eine vergleichbare Faziesverteilung, wie sie aus vorstoßenden Tiefseerinnenablagerungen bekannt geworden ist (Abb. 47), wobei die Materialanlieferung nach sedimentologischen Hinweisen aus dem Brekzienkomplex auf eine Schüttungsrichtung aus Süden, aus dem inneren Bereich des Orogens, hinweist – im Gegensatz zur Schüttung in den mittelkretazischen Losensteiner Schichten, die ihr Material von Norden bezogen. Die im Schwermineralspektrum dominierende Assoziation von Ti-reichem Amphibol (Kaersutit) und Chromspinell (P FAUPL & CH. MILLER, 1978) stammt demnach aus einem südlichen Liefergebiet und hat mit dem später von Norden her, vom Ultrapienidischen Rücken gelieferten Chromit, nichts zu tun. Den Wechsel in der Schwermineralverteilung der einzelnen Glieder der Roßfeldschichten hat B. PLÖCHINGER (1983, S. 31 f.) zusammengefaßt. Interessant ist die weiträumige Ausdehnung der Roßfeldschichten im Streichen, die von Berchtesgaden und Salzburg über

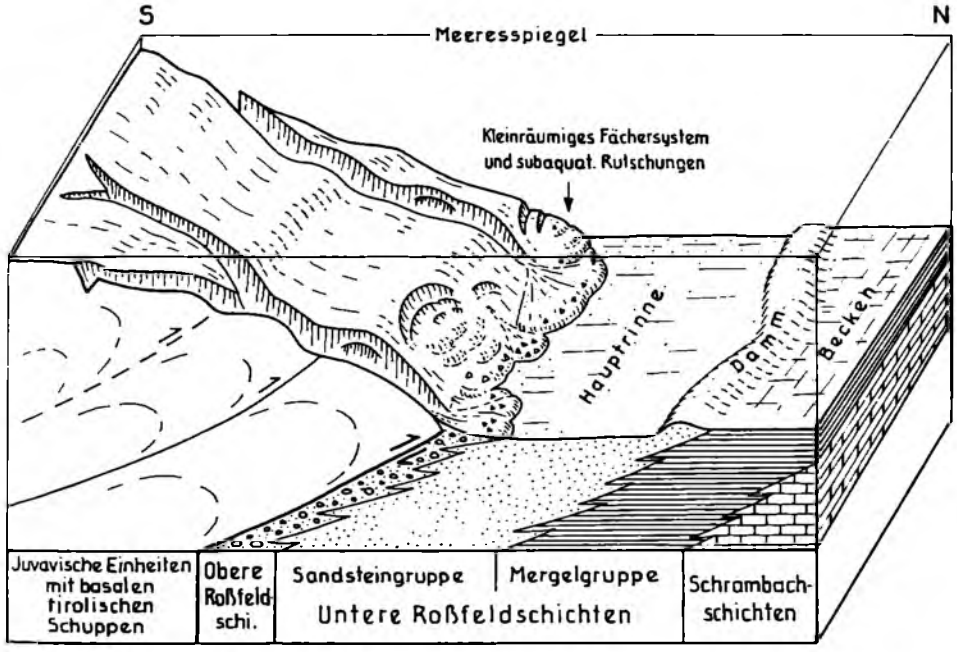


Abb. 47: Die Roßfeldschichten des Roßfeldes als Bildung einer Tiefseerinne an einem tektonisch aktiven Beckenabhang; nach P. FAUPL et al. (1979, Abb. 8).

das Salzkammergut, über die oberösterreichischen Kalkvoralpen (K. DECKER et al., 1983) bis ins niederösterreichische Ötscherland (A. TOLLMANN, 1966 b, S. 139) erfaßt sind. K. DECKER (1984, S. 16 ff.) hat auch in den östlichen Kalkvoralpen in der Reichraminger Decke 10 km S Gr. Raming die nordgerichtete Schüttung in der Unterkreide mit groben, proximalen Roßfeldschichten im Süden (Ebenforstmulde) und Tiefwasserkarbonaten mit distalen Turbiditeinschaltungen im Norden (Schneebergmulde) nachgewiesen. Die Roßfeldschichten dieser gesamten Zone sind sichtbares Zeichen der beginnenden Subduktion im Untergrund des Oberostalpins in der austroalpinen Phase der Unterkreide, die eine bezeichnende, schmale, lang hinstreichende Tiefseerinne in den Kalkvoralpen erzeugt hat.

Das Alter der Roßfeldschichten konnte durch Ammoniten festgelegt werden (E. WEBER, 1942, S. 259 ff., H. PICHLER, 1963, S. 146 f., B. PLÖCHINGER, 1955, S. 109; 1983, S. 31 f.): Valendis durch *Kilianella pexiptycha* (UHLIG), *Neocomites neocomiensis* (D'ORB.) etc., Hauterive durch *Crioceratites duvali* (LÉV.), *Olcostephanus asteri* (D'ORB.) etc., Barréme durch *Haploceras trajani* TIETZE, *Desmoceras difficile* (D'ORB.) etc. Die Mikrofauna ist relativ arm, führt aber bezeichnende Foraminiferen der Unterkreide (P. FAUPL & A. TOLLMANN, 1978). Im Gebiet östlich von Kuchl in Salzburg konnte der jüngste, in das tiefe Apt reichende Anteil durch eine *Schackoina* enthaltende Foraminiferenfauna eingestuft werden (W FUCHS, 1968; B. PLÖCHINGER, 1968).

d) Als Tannheimer Schichten hat W. ZACHER (1966 b, S. 215) die grünlichgrauen bis schwarzen und roten Fleckenmergel und Tonschiefer des Oberapt bis Oberalb im Allgäu bezeichnet, die in den bajuvarischen Decken der gesamten Kalkalpen anzutreffen sind. Im Gebiet der Weyerer Bögen wurde dieses Schichtglied von H. KOLLMANN (1968 a, S. 128 ff.) und J. LÖCSEI (1974, S. 42 ff.) beschrieben. Eine moderne Bearbeitung im bayrischen Anteil der Kalkalpen durch R. GAUPP (1982, S. 36 ff.) und K. WEIDICH (1982, S. 375) hat gezeigt, daß die Obergrenze der Tannheimer Schichten, die mit dem für die folgenden Losensteiner Schichten typischen Einsetzen der ersten Psammitbänke gezogen wird, regional unterschiedlich hoch liegt und zwischen Unter- und Oberalb schwankt, ja im Osten der Kalkalpen sogar bis ins Oberapt hinuntergreift. H. HAGN (1982, S. 129 f.) hat auf eine kurze Schichtunterbrechung mit einer Art Hardground an der Grenze Oberapt/Unteralb in den Tegernseer Bergen der bayrischen Kalkalpen hingewiesen. Im Schwermineralspektrum scheinen hier neben Chromit auch Zirkon und Apatit auf (G. WOLETZ, 1967, S. 315), das entgegen jenem der Roßfeldschichten bereits dem der jüngeren Schichten bis in die tiefe Gosau entspricht.

Wiederum konnte eine Einstufung durch Ammoniten und mit Hilfe von planktonischen Foraminiferen erzielt werden (H. KOLLMANN, 1968 a, Taf. 2; J. LÖCSEI, 1974, Tab. S. 40; K. WEIDICH, 1982, S. 375). Die Ammonitenfauna der schwarzen Tonmergel des Unteralb bei Losenstein in Oberösterreich mit Arten wie *Leymeriella tardefurcata* (D'ORB.), *L. pseudoregularis* SEITZ, *Ptychoceras laeve hamaimense* PERV., *Beudanticeras* etc., zeigt in diesem Zeitraum als Ausnahme im gesamten Alpen-Karpaten-Bogen typisch borealen Charakter (W. KENNEDY & H. KOLLMANN, 1979). Die reiche Gastropodenfauna des Oberalb einschließlich des Vraconien vom Tennboden bei Marquartstein im Chiemgau im bayrischen Kalkalpenanteil, die zuvor durch F. BROILI (1914, S. 431) und M. SCHLOSSER (1924, S. 91) in das Cenoman gestellt worden war, hat nun durch H. WOLFF (1970) eine neue Bearbeitung erfahren, bei der 65 Arten bestimmt

werden konnten. WOLFF liefert in seiner Arbeit auch (S. 1) eine Zusammenstellung der übrigen paläontologischen Studien über die Faunen des Alb der Nördlichen Kalkalpen.

e) Die Losensteiner Schichten (ehem. „Randcenoman") des Mittelalb bis unteren Oberturon sind in erster Linie durch die kräftige Schüttung von exotikareichen Geröllen markiert. Diese Schichtgruppe beginnt im Mittelalb mit grauen Tonmergeln, die erst vereinzelt Gerölle führen (Geröllpelite, „Rosinenmergel"). Ab Oberalb, mit Schwerpunkt im Cenoman, setzte die Schüttung von Geröllmassen in zahlreichen Schüben ein. Die Konglomeratbänke dieser Zeit enthalten als Komponenten außer kalkalpinem Material reichlich Exotika, und zwar Quarzporphyr, intermediäre und basische Ergußgesteine, Quarz, Lydit, nur lokal noch Altkristallin. Das Schwermineralspektrum ist reich an Zirkon, Apatit und Turmalin (Abb. 48). Die Gerölle stammen aus dem Norden, vom „Ultrapienidischen Rücken" (W. ZEIL, 1955, S. 183 ff.; 1956 b, S. 474 ff., A. TOLLMANN, 1965 a, Abb. 1, 1966 a, S. 28; 1977 c, Abb. 3; K. MÜLLER, 1973; J. LÖCSEI, 1974, S. 46 ff., K. DOBEN, 1975). Die paläogeographische Position dieses Rückens wird vom Verfasser südlich vom Ultrahelvetikum (Ultrapienidikum der Karpaten), nördlich der mittelpenninischen Schwelle eingeordnet. Für eine unterostalpine Stellung im Sinne von R. GAUPP (1983, S. 164 und Abb. 6) ist die Entdeckung von umgelagerten paläozoischen Palynomorphen in der von der Schüttung von diesem Rücken zeitweise betroffenen westlichen Kalkalpen-Stirnregion im Zeitraum vom Alb bis Santon, die R. GAUPP & D. BATTEN (1983, S. 597) nachgewiesen haben, kein Beweis.

Diese exotikareichen Losensteiner Schichten sind im östlicheren Teil der Kalkalpen nur auf das Bajuvarikum beschränkt. Sie können konkordant der tieferen Kreide auflagern; in weiten Räumen sind sie im Zusammenhang mit der austrischen Phase kräftig diskordant, bis auf die Obertrias hinabgreifend, gelagert (z. B. Stirnzone der Lechtaldecke).

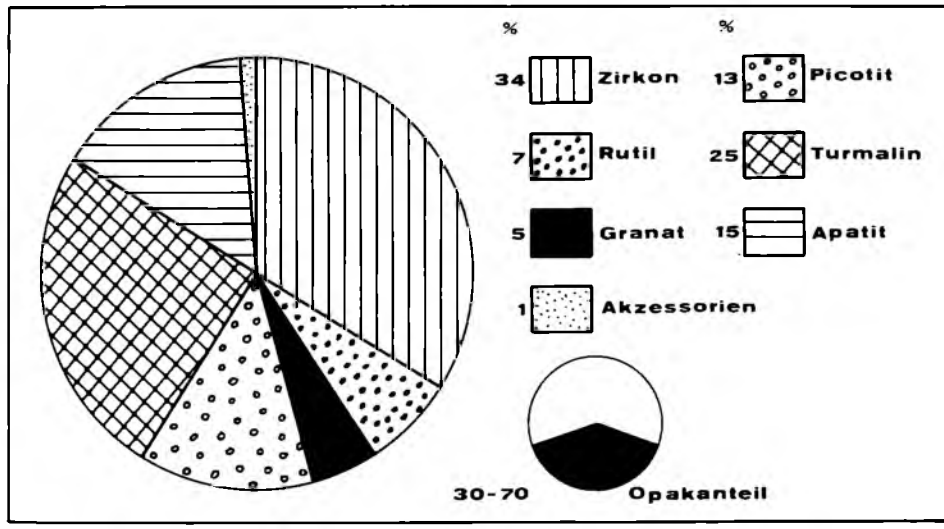


Abb. 48: Schwermineralspektrum des „Randcenomans" der westlichen Nordkalkalpen nach K. MÜLLER (1973, Abb. 3).

Für die Einstufung dieser Schichtgruppe sind Ammoniten ebenso wie planktonische Foraminiferen (H. RISCH, 1971; 1980) von Bedeutung gewesen: Für das Oberalb bei Losenstein z. B. *Hysteroceras* cf. *orbignyi* (SPATH) und *Puzosia* cf. *lata* SEITZ (M. COOPER et al., 1977), für das Oberalb von Tennboden bei Marquartstein in den bayrischen Kalkalpen etwa *Anisoceras subarcuatum* SPATH, *Mortoniceras minus robustus* SPATH, *Scaphites hugardianus* D'ORB., *S. subcircularis* SPATH etc. (H. WOLFF, 1970, S. 8), für Untercenoman *Mantelliceras mantelli* (SOWERBY), *M. tuberculatum* (MANTELL), *Hypholites campichei* SPATH etc., für Mittelcenoman *Anisoceras plicatile* (SOWERBY) etc. und noch bis ins Turon emporreichend *Scaphites similaris* STOLICZKA (Lit. bei A. TOLLMANN, 1976 a, S. 395, jüngste Studien H. IMMEL, 1979; H. IMMEL et al., 1981). H. KOLLMANN (1976–1982) hat die Gastropoden der Losensteiner Schichten bei Losenstein monographisch bearbeitet.

Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen dieser Schichten sind Arten der Gattungen *Hedbergella, Rotalipora* und *Globotruncana,* ferner der Großforaminiferengattung *Orbitolina.*

R. GAUPP (1982, S. 44) hat für besonders geröllreiche Losensteiner Schichten des Vraconien (Oberalb)–Cenoman–unteres Oberturon im Bajuvarikum der westlichen Kalkalpen im Allgäu den Namen Branderfleckschichten aufgestellt. K. WEIDICH (1982, S. 376), der diesen Typus der geröllreichen und auch olistholithführenden Losensteiner Schichten noch weiter im Osten in den bayrischen Kalkalpen angetroffen hat, greift diese Bezeichnung auf und begründet ihre Berechtigung mit einem Höherreichen bis in das Turon gegenüber der Erstdefinition der Losensteiner Schichten KOLLMANNS, was allerdings bei unseren Schichtgruppenbegriffen, die ja fast sämtliche schräg durch die Zeit verlaufen, nicht stichhältig ist. Eher könnte man den Geröllreichtum und die Olistholithführung als Unterscheidungsmerkmal betonen, obwohl auch die Losensteiner Schichten des Ostens partienweise mächtige Geröllmassen führen. H. RISCH (in H. HAGN et al., 1981, S. 22) führt zur Unterscheidung noch das Fehlen von Exotika im tieferen Teil dieser Spezialentwicklung der Losensteiner Schichten an. Eine den Branderfleckschichten des Westens analoge Grobbrekzie, die auf Grund der Nannoflora in den begleitenden roten Mergeln in das Turon einzustufen ist, wurde jüngst in den östlichen Kalkalpen von A. M. MÜLLER (1984, S. 72) 3,3 km SW Gr. Raming in der Reichraminger Decke aufgefunden.

Mit Vorbehalt wurde die in ihrer Stellung umstrittene Walserbergserie an der Saalach SW Käferstein bei Salzburg zur kalkalpinen Mittelkreide gestellt. Sie besteht aus grauen bis bunten Mergeln mit einer Mikrofauna des Alb-Turon und weist ein eigenartiges Schwermineralspektrum mit Chromit, Granat, Zirkon, blaugrünen Hornblenden etc. auf (R. OBERHAUSER, 1968, S. 125; W DEL-NEGRO, 1970, S. 16; M. FREIMOOSER, 1973, S. 51 f., P FAUPL, 1984).

f) Gosau: Die Sedimente der Gosauformation bilden einen stark individualisierten neuen Sedimentations Großzyklus, der mit dem Unter-Coniac einsetzt, nach der enormen tektonischen Umstellung, die sich in der Deckenbildung der turonen, mediterranen Phase in den Kalkalpen nach einer tiefgreifenden Erosions- und Verwitterungsphase äußert. Allgemeine Charakteristika dieses Sedimentationszyklus sind die hohe Mobilität der Bodenverhältnisse und die individuell unterschiedlichen Bewegungen im Gesamtraum der Kalkalpen, die durch verschiedenartige Absenkungen und Hebungen in den Einzelabschnitten ein vielfältiges Neben- und Übereinander von

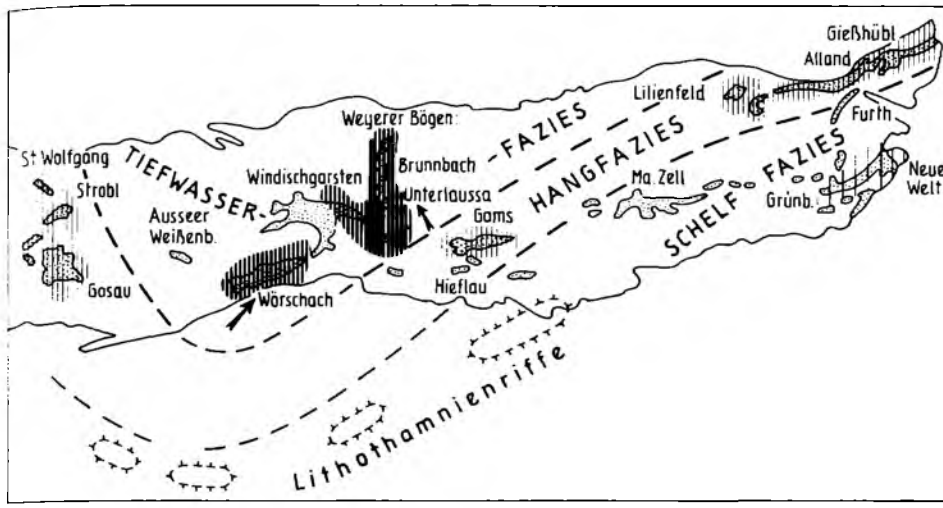


Abb. 49: Lithofazies in den Gosaubecken (punktiert) der östlichen Kalkalpen an der Grenze Campan/Maastricht; nach P. Faupl et al. (1983, Abb. 2). Pfeile geben die Materialtransportrichtung an. Die heutigen Reste der Gosau stellen demnach nur Teile eines gemeinsamen Troges dar.

Faziesausbildungen im tieferen Teil der Gosau bedingen. Ab dem Campan setzt sich allerdings die (von Norden gegen Süden fortschreitende – vgl. Abb. 49) Eintiefung des Gesamtraumes mehr und mehr durch, so daß diese großräumige Absenkung bald zu hochpelagischen, bathyalen Sedimenten, grauen bis bunten Tonmergeln und Kalkpeliten mit planktonischer Mikrofauna führte, häufig mit Turbiditen verknüpft. Diese Sedimentation hält bis über die Kreide-/Tertiär-Grenze an, so daß in neuerer Zeit neben dem Begriff Gosau s. str. für die stark individualisierte Serie der tieferen Gosau unter dem Ausdruck Gosau s. l. die gesamte Folge vom Coniac bis in das Alttertiär (maximal unteres Obereozän) verstanden wird – Tab. 8.

Diese Serien besaßen eine weit größere Ausdehnung, als durch die Ränder der heutigen Gosaubecken angedeutet ist. Wir treffen heute Mächtigkeiten von 500 bis 600 m in den westlichen Kalkalpen, von 2600 bis 3000 m im klassischen Gosaubecken, auch noch 2200 m z. B. im Gamser Becken, einschließlich des tertiären Anteiles, an.

Überblick über die Gliederung, Einstufung und Fossilführung der Gosau haben in neuerer Zeit unter anderem die Studien von R. Oberhauser (1963, 1968), A. Tollmann (1976 a) und D. Herm (1979, 1981 in H. Hagn et al.) gegeben.

Im Sinne der oben geschilderten Entwicklung lassen sich demnach in der Gosau s. l. mehrere Teilzyklen unterscheiden: (1.) Die Gosau s str mit der erwähnten vielfältigen grob- bis feinklastischen Serie aus einem Grundkonglomerat und höheren Konglomerathorizonten (Abb. 51), mit Sandsteinen, Mergeln mit ihren reichen und berühmten Faunen eines warmen, seichten Meeres mit Hippuritenriffen, aber auch Untiefen, mit Süßwassereinfluß und Kohlebildungen des Coniac-Santon. (2.) Darüber folgt (gelegentlich mit deutlicher Diskordanz – R. Oberhauser & P. Faupl, 1982, S. 152), aber mit altersmäßig schwankender Untergrenze, die erwähnte Tiefwasserfazies mit roten

Tabelle 8: Schichtfolgen der wichtigsten Gosaubecken der Kalkalpen

Nach A. Tollmann, 1976 a, Taf. 3

		MUTTEKOPF	REICHENHALL–SALZBURG	WOLFGANGSEE	GOSAU/SCHORN	GAMS	NEUE WELT	GIESSHÜBL
EOZÄN	PRIABON		Nummulitenmergel					
	LUTET							
	YPRES				Ypres-Mergel	Unterypres-Mergel		
PALEOZ.	THANET					Zwieselamsch.		
	DAN				Zwieselalmschichten (> 100 m)	Nierentaler Schi. (Thanet bis O. Campan)	Zweiersdorfer Sch. = Zwieselalmsch.	Gießhübler Schi. = Zwieselalmsch.
MAASTRICHT	O.	Oberer Komplex (Nierntaler Sch.) (140 m)	Nierentaler Schi. (Bunte Mgl.)	Nierentaler Sch.			Nierentaler Sch.	Nierentaler Schi.
	U.	Basale Grobserie Rotkopf-Disk.			Nierentaler Schi. (500 m)		Inoceramensch. m. Orbitoidensst.	Grobbrekzien
CAMPAN	O.			Graue Mergel u. Sst.		Konglomerat		Bunte O.-Camp.-Mgl.
					Ressensch.(500 m)			
	U.	Unt. Komplex (530 m) mit Riesenblocklage	Knollenmergel Inoceramenmgl.		Randoschi. (Mgl.)	Tiefercamp. Mgl.	Kohlenserie des Campan	Campansandst. m. Actaeonellen
SANTON	O.		Untersberg-Marmor Hippuritenriff, Kgl.	Hippuritenriff	Hippuritenriff Verarmungszone	Inoceramen-Mgl. Actaeonellen–Sst. Hippuritenk. Kohlenführ. Mergel	Konglom. Hippuritenriff Basiskongl., -brekzie	Bitumenkalk Bunte O.-Sant.-Mgl.
	U.			Texanites-Mergel	Mergel-Sandkalk Hippuritenk.			Kieseliger Sst. Grauer Kalk
CONIAC	O.	Basalbrekzie	Glanegger Mergel	Mergel u. Sst. m. Barroisiceras	Oberconiac-Mgl. Hippuritenk. Scaphites-Mgl. Unterconiac-Mgl.	Basisserie Kohlenflöz, Sd., Grundkongl.	? Coniacfauna mit Barroisiceras	Sand. Mergel
	U.		Glanegger Mgl.k. Basalkonglomerat	Scaphites-Mgl. Basalkonglom.	Basalkonglomerat			

Graue Gosaumergel

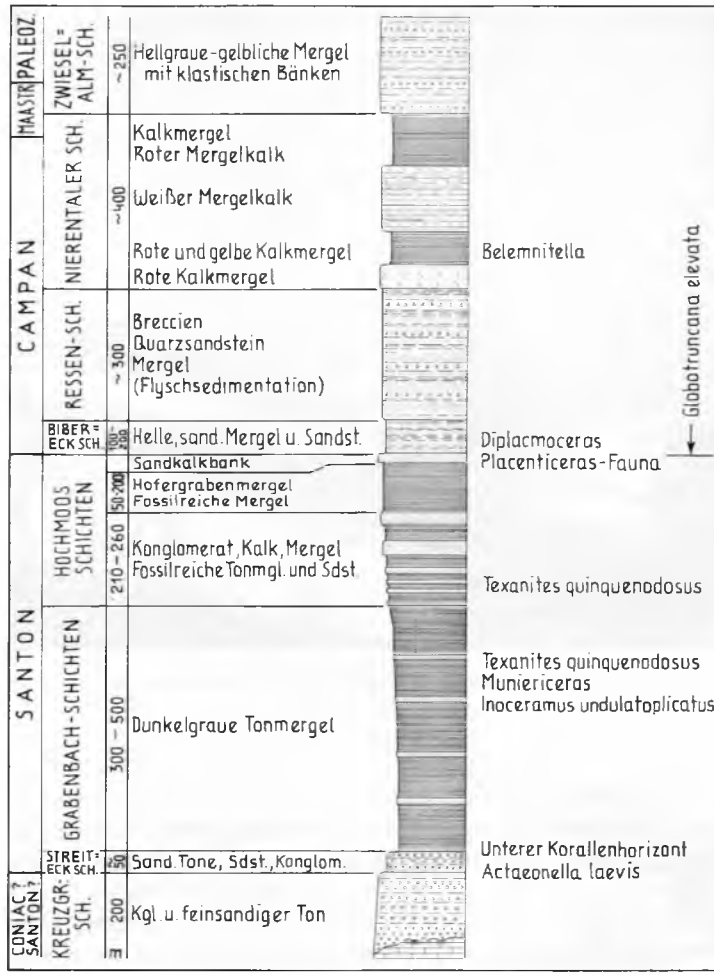


Abb. 50: Die Gosau-Schichtfolge des Gosaubeckens im Salzkammergut; nach A. MATURA et al. (1980, Abb. 3).

und graugrünen Mergeln, reich an pelagischer Mikrofauna, als Nierentaler Schichten bezeichnet. Sie setzen oft im Untercampan ein, haben ihren Schwerpunkt im Maastricht und reichen gelegentlich bis ins Paleozän. Die Verknüpfung mit Turbiditen und mit oft mächtigen Hangbrekzien kennzeichnet diese Schichten als Hang- bis Tiefwasserfazies (vgl. P. FAUPL, 1982; P. FAUPL et al., 1983). Als oberster Zyklus (3.) wird mit dem Namen Zwieselalmschichten (oder den jüngeren Synonyma der lokalen Arbeitsbezeichnungen) eine turbiditische Serie von Tiefseefächern mit Flyschcharakter abgetrennt, die nun nicht mehr jene Hangbrekzienlagen und Brekzienmassen wie die Nierentaler Schichten eingeschaltet enthält, sondern aus regelmäßigen Rhythmiten mit mehr pelitischer oder mehr sandiger bis feinbrekziöser Zusammen-

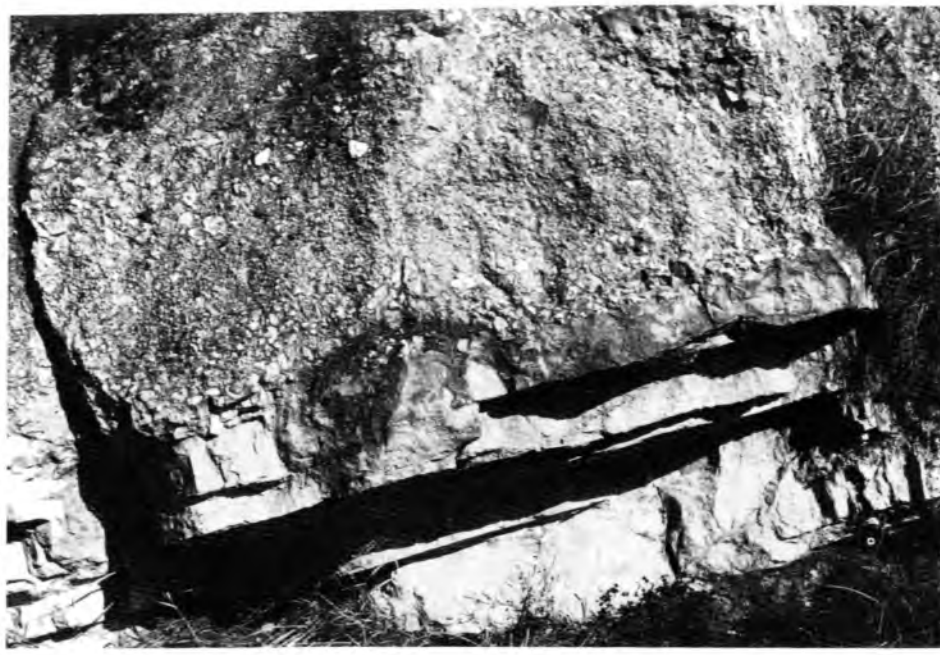


Abb. 51: Gosaugrundkonglomerat (Kreuzgrabenschichten) E Rußbachsaag, Gosaubecken, Salzburg.

setzung besteht. Wiederum schwankt der Einsatz dieser meist unter der CCD gebildeten Tiefwasserfazies, die allmählich gegen Süden hin und zugleich seitlich ausgreifend vorgerückt ist, beträchtlich (s. Abb. 49): Ihr Beginn liegt in den Weyrer Bögen (P. FAUPL, 1983) und bei Wörschach (E. POBER, 1982) im Obercampan, bei Lilienfeld im Maastricht, im Becken von Gosau an der Basis des Obermaastricht, in den „Gießhübler Schichten" im höheren Obermaastricht, in den „Zweiersdorfer Schichten" im Becken von Grünbach zu Beginn des Paleozän, im Gamser Becken im Oberpaleozän. Vom Wolfgangseebecken gegen Westen hin fehlt diese Serie der Zwieselalmschichten, statt welcher etwa im Salzburger Becken die Nierentaler Mergelfazies mit der reichen pelagischen Foraminiferenfauna vom Obercampan bis zum Ende des Paleozän ohne Schichtlücke oder Diskordanz durchreicht.

In der Zeit der Bildung der Gosausedimente im Inneren der Kalkalpen war die Füllung des Flyschtroges nördlich davor in vollem Gang. Dessen Sedimente, wie bestimmte Typen der kalkalpinen Kreide selbst, zeigen klar den orogenen Charakter dieser Zeit an. In den Sedimenten der Gosau spiegelt sich vielfältig die phasenhafte Bodenunruhe während der Bildungszeit. Man wird allerdings gegenüber E. ERKAN (1973) mit dem regionalen Durchziehen von vier Konglomeratniveaus vorsichtig sein müssen und die Individualität der einzelnen Schuttfächer berücksichtigen.

Das einschneidendste Ereignis während der Gosau war die durch die Ressenphase bedingte Bewegung im unteren Obercampan, die zur Trockenlegung weiter Teile,

bzw. zu einer brackischen bis Süßwasser-Sedimentation mit Kohlenbildung in den Gosaubecken führte (R. Oberhauser, 1968, S. 133). D. Herm (1977) hat die mit solchen Regressionen und Aussüßungen verbundene Verschiebung in der Fossilvergesellschaftung der Brandenberger Gosau in Tirol studiert, wo dieser Regressionszyklus schon früher einsetzt – Abb. 52.

Ab der Ressenphase schlug die Lieferungsrichtung des detritischen Materials um. Dies kündet in jener Zeit bereits der Umschlag im Schwermineralgehalt der Gosauserie an: In der Unteren Gosau zeigt – wie auch zuvor im Cenoman – eine chromitreiche Assoziation die Schüttung von Norden, vom Ultrapienidischen Rücken her, an. V. Dietrich & U. Franz (1976) leiten diese auch Ophiolith-Detritus führende Schüttung von einer sich heraushebenden ozeanischen Kruste im Norden ab. Vom Obercampan an setzt eine granatreiche Schwermineralliefering ein, die vom metamorphen Kristallin der Alpen aus Süden abzuleiten ist (G. Woletz, 1963, S. 91; P. Faupl & M. Thöni, 1981). Später folgt auch die zugehörige Phyllit- und Glimmerschiefer-Detrituslieferung selbst, wie an gröberdetritischen Sedimenten erkennbar ist. Das Ausmaß der Bodenbewegung in den Gosaubecken kommt klar im Gegensatz zwischen dieser

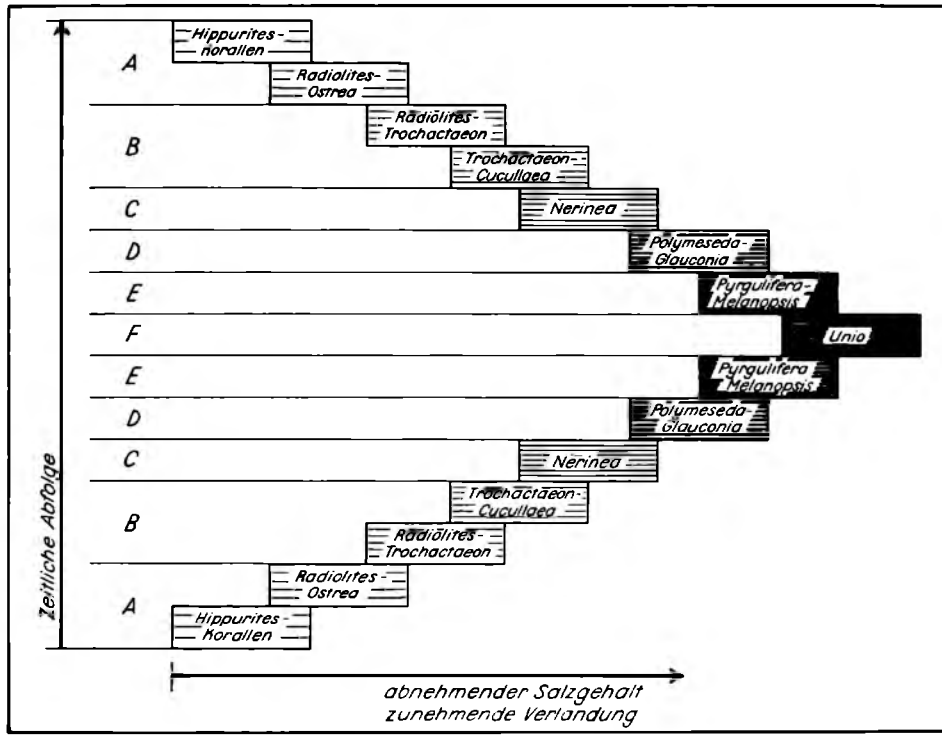


Abb. 52: Fossilvergesellschaftungen der Gosau (Santon) in Abhängigkeit von der Salinität am Beispiel des Brandenberger Beckens nach D. Herm (1977, Abb. 2). Ein kompletter Zyklothem umfaßt einen Regressionszyklus (A–F) vom vollmarinen Hippuritenriff bis zum Süßwasser-Sumpf mit Unionen. Die transgressive Serie (F–A) ist durch Erosion meist weniger gut erhalten.

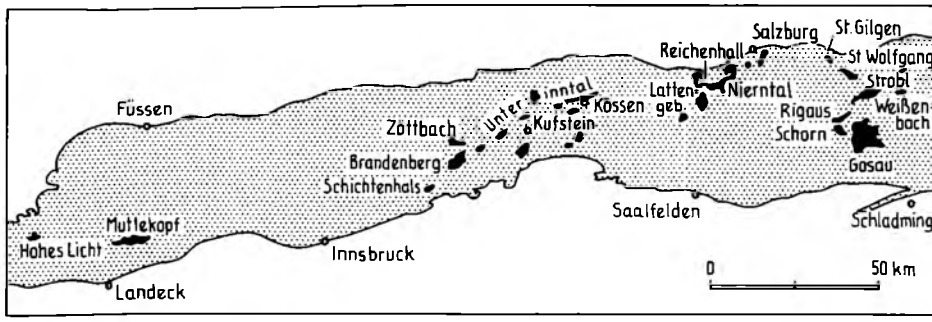


Abb. 53: Die Gosaubecken der westlichen Kalkalpen – für die östlichen vgl. Abb. 49.

weiträumigen Veränderung im unteren Obercampan einerseits, im raschen Absinken bestimmter Becken bis unter die Kompensationstiefe andererseits, zum Ausdruck, welch letztere Erscheinung zuerst R. Hesse & A. Butt (1976) anhand der Campan-/Untermaastricht-Serie des Gosaubeckens von Kössen gezeigt haben.

Gosaubecken erstrecken sich in den Kalkalpen von jenem des Hohen Lichtes im Allgäuer Hauptkamm (B. Hückel et al., 1960, S. 96) und der Muttekopfgosau (H. Wopfner, 1954) in den Lechtaler Alpen im Westen bis zu den Ostrandbecken der Neuen Welt und von Gießhübl bei Wien (Abb. 49; Tab. 8). Die bedeutendsten Gosaubeckenfüllungen in dieser Reihe sind jene von Brandenberg in Tirol (O. Schulz, 1952, 1960; P. Fischer, 1964; V. Schenk, 1972; D. Herm, 1976, 1977; D. Herm et al., 1979), Unterinntal/Kössen (A. Butt, 1981; H. Hagn et al., 1981, S. 156 f.), Reichenhall–Salzburg (D. Herm, 1962; A. v. Hillebrandt, 1962 a, b; A. Butt, 1981; D. Herm, A. v. Hillebrandt et al., 1981 a, b), Wolfgangsee (B. Plöchinger, 1964 a, 1973, 1982), Ausseer Weißenbach (A. Tollmann, 1960 b; H. Kollmann et al., 1982, S. 75 ff.), Gosau–Abtenau (H. Kloiber, 1966; U. Wille-J., 1966, 1968; W. Weiss, 1977; A. Butt, 1981; H. Kollmann & H. Summesberger, 1982; B. Plöchinger, 1982), Windischgarsten (B. Plöchinger & S. Prey, 1968), Wörschach (W Janoschek, 1968; E. Pober, 1982, 1983), der Weyerer Bögen (H. Lögters, 1937 a, b; A. Ruttner & G. Woletz, 1957; P Faupl, 1982, 1983; P Faupl & R. Oberhauser, 1982), Gams NE Hieflau (H. Kollmann, 1964; H. Kollmann & H. Summesberger, 1982), Lilienfeld (P Faupl & M. Wagreich, 1983), Gießhübl (B. Plöchinger, 1964 c; P Faupl & R. Sauer, 1978; R. Sauer, 1980) und Grünbach–Neue Welt (B. Plöchinger, 1961 b, 1964 a, 1967, 1981; H. Kollmann & H. Summesberger, 1982, S. 89 ff.). Diese Überschau soll auf die Untersuchungen der letzten Zeit hinweisen, während eingehendere zusammenfassende Darstellungen über die Gesamtheit der Gosaubecken ja durch R. Oberhauser (1963) und A. Tollmann (1976 a, S. 423 ff.) mit den weiteren Literaturzitaten geliefert worden sind – vgl. Tab. 8.

Die Fauna der Gosau gehört dank ihrer Reichhaltigkeit zu den am längsten bekannten Faunen der Alpen (J. Bohadsch, 1782). Die reiche Literatur, die sich über diese Faunen mit ihrer besonderen Artenfülle bei Korallen, Gastropoden und Bivalven entwickelt hat, wurde vom Verfasser 1976 a, S. 413, zusammengestellt. Um die stratigraphische Verwertbarkeit der Hippuriten hat sich hier O. Kühn in mehreren Studien erfolglos bemüht. Vor den Inoceramen sind natürlich die allerdings seltenen Ammoniten in der

Makrofauna für die Zonierung am geeignetsten (R. BRINKMANN, 1935), weshalb man sich in neuester Zeit wiederum intensiv mit den in bestimmten Horizonten gar nicht so seltenen Ammoniten der Gosaubecken beschäftigt. Die Bearbeitung der obersantonen Ammonitenfauna der Sandkalkbank vom Bibereck 1 km SSE vom Paß Gschütt im klassischen Gosaubecken (J. WIEDMANN, 1978; W KENNEDY & H. SUMMESBERGER, 1979; H. SUMMESBERGER, 1979, 1980) hat gezeigt, daß eine Reihe von hier vertretenen signifi-

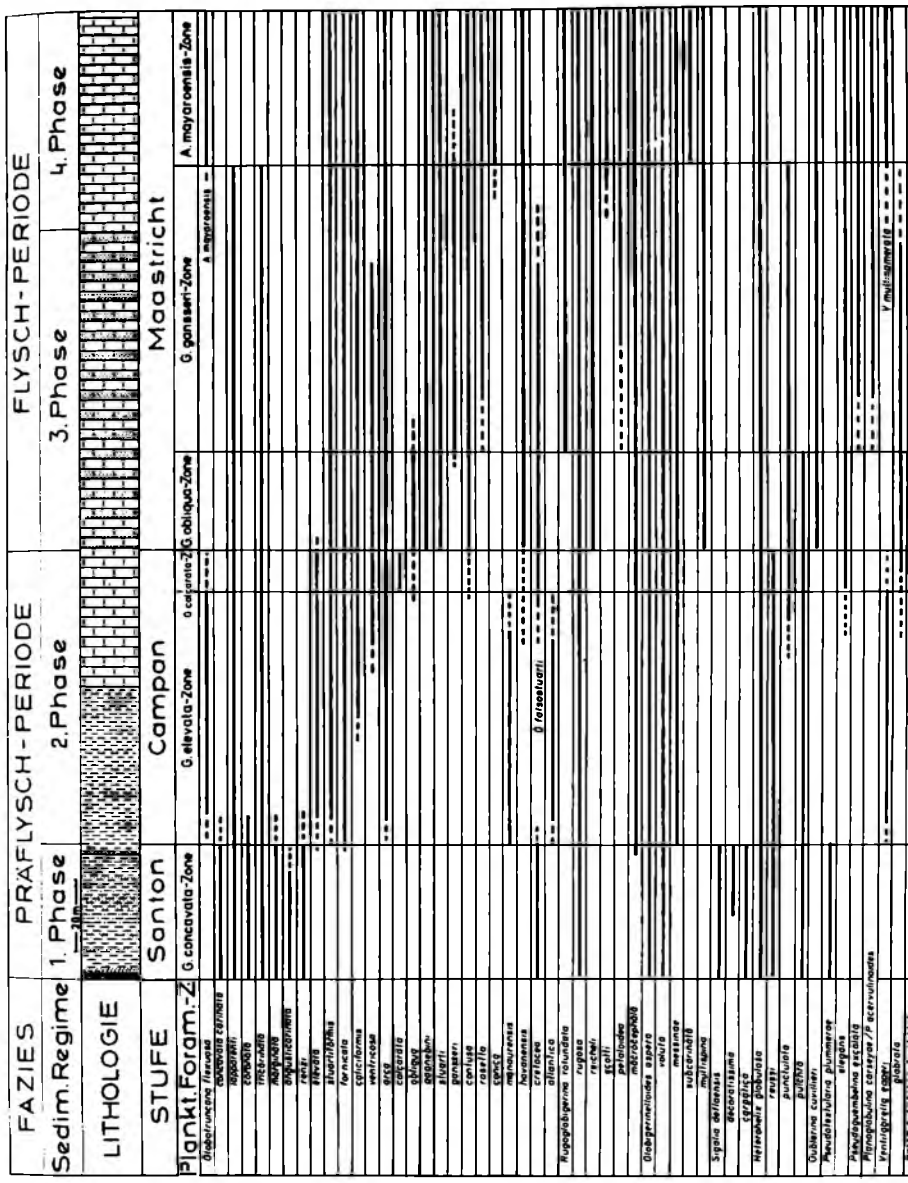


Abb. 54: Plankton-Foraminiferen-Zonierung im Reichenhaller Gosaubecken; nach A. BUTT (1981, Abb. 20 A).

kanten, stratigraphisch wertvollen Arten und Gattungen weltweit verbreitet ist und daher sehr gut für die Korrelation der Schichten verwendet werden kann: über Afrika hinweg und Madagaskar bis Südindien und Westaustralien, gegen Osten bis Japan, nach Westen bis in die USA. H. KOLLMANN (1980) hat die zugehörige Gastropodenfauna dieser rasch berühmt gewordenen Lokalität beschrieben. Von J. WIEDMANN (1979, S. 341 ff.) sind die für die einzelnen Stufen der Gosau im Vergleich mit außeralpiner Oberkreide bezeichnenden Ammonitenarten herausgearbeitet worden.

Noch wesentlicher für die Feinstratigraphie ist die Analyse der Foraminiferenfauna geworden. Foraminiferen sind meist im Übermaß und mit zahlreichen stratigraphisch aussagekräftigen Gruppen vertreten: Neben den planktonischen Globotruncanen (Senon) und Globorotalien (Alttertiäranteil) stellen auch benthonische Gattungen wichtige Leitformen, so etwa *Neoflabellina, Stensiöina, Ventilabrella, Bolivinoides, Pseudotextularia* etc. Es ist hier nicht Platz, über die zahllosen Arbeiten zu referieren, die von H. HAGN, D. HERM, H. HILTERMANN, H. KOLLMANN, R. OBERHAUSER und vielen anderen zu diesem Thema geliefert worden sind. Als ein Beispiel sei die Reichweite der planktonischen Foraminiferen aus dem Reichenhaller und Gosaubecken nach A. BUTT (1981, S. 47) angeführt — Abb. 54.

2. Das Tertiär im Bereich der Nördlichen Kalkalpen.

a) Marines Tertiär ist nur in geringen Resten in den Kalkalpen erhalten geblieben. Zunächst hat man in neuerer Zeit mehr und mehr erkannt, daß die Serien der Gosaubecken über die Kreide-Obergrenze verschieden weit in das Alttertiär emporlaufen, so z. B. im Becken von Gießhübl und Grünbach in das Oberpaleozän (Thanet), im Becken von Gams, Wörschach und Gosau bis in das Ypres, im Becken von Reichenhall bis in das Obereozän. Der Kambühelkalk hat paleozänes Alter.

b) Unabhängig von der Ausbildung der Gosaubecken hat sich im Alttertiär ein neues Becken im Bereich des Unterinntales im Obereozän bis Oligozän entwickelt, das als ein Ausläufer des nur an dieser Stelle in das Innere des Alpenkörpers reichenden Molassemeeres zu betrachten ist. Dieses Tertiär wird demnach nicht hier im Zuge der Schichtfolge der Kalkalpen, sondern S. 613 ff. im Rahmen der inneralpinen Molassebecken erläutert werden.

◌ Literatur

CH. ALLERSMEIER, 1981; O. AMPFERER, 1899, 1922, 1930 b, 1932 b; H. ANGERMAIER et al., 1963; W ARENDT, 1977; G. v. ARTHABER, 1906; R. ASSERETO, 1971; H. BARNICK, 1962; W BAUSCH & K. POLL, 1984; T BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1975, 1976; P BECKER et al., 1977; M. BEHRENS, 1973; A. BERAN, P FAUPL et al., 1983; D. BERNOULLI & H. JENKYNS, 1970; A. BITTNER, 1882, 1890; J. BOHADSCH, 1782; H. BOLZ, 1971, 1974; A. BOSELLINI et al., 1980; R. BRANDNER, 1978; R. BRANDNER & W RESCH, 1980, 1981; R. BRINKMANN, 1935; E. BUFFETAUT, 1979; A. BUTT, 1981; A. BUTT & D. HERM, 1978; M. COOPER et al., 1977; H. P CORNELIUS, 1939, 1951; H. P CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952; K. CZURDA, 1970 a, b, 1973, 1978; K. CZURDA & L. NICKLAS, 1970; K. DECKER, 1984; K. DECKER et al., 1983; A. DHEIN, 1944; C. DIENER, 1921, 1925, 1926; V DIERSCHE, 1978, 1980; V DIETRICH & U. FRANZ, 1976; K. DOBEN, 1975; D. DONOFRIO et al., 1979, 1980; D. DONOFRIO & H. MOSTLER, 1976, 1978; W DULLO, 1980 a, b; W DULLO & R. LEIN, 1981, 1982; R. DUNAY & M. FISHER, 1978; F. EBNER, 1973 d; J. VAN DER EEM, 1983; G. EISBACHER, 1963;

E. ERKAN, 1973, 1977 a, b; C. ETTINGSHAUSEN, 1851; F. FABRICIUS, 1966, 1967; F. FABRICIUS et al., 1970; P FAUPL, 1979, 1982–1984; P FAUPL & A. BERAN, 1983; P FAUPL & A. HAMEDANI, 1973; P. FAUPL & CH. MILLER, 1978; P FAUPL & R. SAUER, 1978; P FAUPL & M. THÖNI, 1981, P FAUPL & A. TOLLMANN, 1978, 1979; P FAUPL & M. WAGREICH, 1983; R. FELLERER, 1966; A. FENNINGER, 1966, 1978; A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972; A. FENNINGER & H. HÖTZL, 1967; A. G. FISCHER, 1964; P. FISCHER, 1964; E. FLÜGEL, 1963, 1973, 1975, 1981; E. FLÜGEL et al., 1979; H. FLÜGEL & A. FENNINGER, 1966; J. FRISCH, 1975; I. FRUTH & R. SCHERREIKS, 1984; W FUCHS, 1968; G. GABL, 1964; B. GAMSJÄGER, 1982; R. GARRISON, 1964, 1967; R. GARRISON & A. G. FISCHER, 1969; R. GAUPP, 1982, 1983; R. GAUPP & D. BATTEN, 1983; K. GERMANN, 1971, 1972; A. GÖTZINGER et al., 1980, 1983; J. GRIFFITH, 1977; H. GROTJOHANN, 1978; W GROTTENTHALER, 1972, 1979; B. GRUBER, 1976, 1983; C. W GÜMBEL, 1861, M. GWINNER, 1971; J. HADITSCH et al., 1974, 1979; H. HAGN, 1955, 1960, 1961, 1967, 1982; H. HAGN et al., 1981; G. HAGENGUTH et al., 1982; F. HAHN, 1912; A. HALLAM, 1967, 1971; W HAMILTON, 1981; W HARSCH, 1970; F. v. HAUER, 1846, 1853; G. HAUERSTEIN & W WAGNER, 1966; W HEISSEL, 1954, 1957; R. HENRICH, 1983; R. HENRICH & I. MIRSAL, 1982; D. HERM, 1962, 1976, 1977, 1979; D. HERM et al., 1979, 1981 a, b; R. HESS, 1983; R. HESSE & A. BUTT, 1976; A. v. HILLEBRANDT, 1962 a, b; H. HINTEREGGER, 1979; F. HIRSCH, 1966; K. HIRSCHBERG & V JACOBSHAGEN, 1965; J. HOHENEGGER, 1974; J. HOHENEGGER & R. LEIN, 1978; J. HOHENEGGER & H. LOBITZER, 1971; J. HOHENEGGER & W PILLER, 1975; H. HÖLDER, 1974; H. HÖLLER, 1963; H.-L. HOLZER, 1968, 1978, 1980; O. HÖTZL, 1966; B. HÜCKEL et al., 1960; R. HUCKRIEDE, 1955, 1958 a, b, 1959 a, b; H. IMMEL, 1979; H. IMMEL et al., 1981; V JACOBSHAGEN, 1965; S. JAFAR, 1983; H. JENKYNS, 1971 a, b; H. JERZ, 1965, 1966; H. JURGAN, 1969; W KENNEDY & H. KOLLMANN, 1979; W KENNEDY & H. SUMMESBERGER, 1979; A. KIESLINGER, 1964; E. KIRCHNER, 1979, 1980; W KLAUS, 1953, 1955, 1960, 1963, 1964, 1965 b, 1973, 1974, 1979; R. v. KLEBELSBERG, 1935; F. KLINGHARDT, 1944; H. KLOIBER, 1966; M. KOBEL, 1969; L. KOEHN-ZANINETTI, 1969; H. KOLLMANN, 1964, 1968 a, b, 1975, 1976–1982, 1980; H. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982; K. KOLLMANN, 1960 c, 1963; H. KOZUR, 1971, 1973 a, b, 1980; H. K. & H. MOSTLER, 1970 a, b, 1972, 1973 a, b, 1981; O. KRAUS et al., 1967; E. KRAUTNER, 1971; E. KRISTAN, 1957; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1960, 1962 a, b, 1963 a, b, 1964 a, b, c, 1969, 1970 a, b, 1971 c, d, 1973 b, c, 1978, 1980; E. KRISTAN-T. & A. HAMEDANI, 1973; E. KRISTAN-T. & R. SPENDLINGWIMMER, 1978; E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN, 1964, 1967, 1976; L. KRYSTYN, 1970, 1971, 1972, 1973, 1974 a, b, 1975, 1978 1980, 1982, 1983 a, b; L. KRYSTYN et al., 1971, 1971 a, b, 1972; F. KUBANEK, 1969; O. KÜHN, 1947, 1962; J. KÜHNEL, 1929; J. KUSS, 1983; R. LEIN, 1982 b; R. LEIN & M. SIBLÍK, 1979; R. LEIN & H. ZAPFE, 1971; K. LEUCHS, 1925; H. LINDENBERG, 1966; H. LOBITZER, 1974, 1980 a, b; J. LÖCSEI, 1974; H. LÖGTERS, 1937 a, b; H. MAYRHOFER, 1955; W MEDWENITSCH, 1949 a, b, 1958 a; H. MILLER, 1962, 1971; E. v. MOJSISOVICS, 1882, 1892, 1893, 1902; E. v. MOJSISOVICS et al., 1895; S. MORBEY, 1975; S. MORBEY & R. NEVES, 1974; H. MOSTLER, 1968 a, b, c, d, 1969, 1970, 1971 a, b, 1972 b, 1973 a, b, 1976, 1978; H. MOSTLER & R. ROSSNER, 1977; H. MOSTLER & B. W SCHEURING, 1974; H. MOSTLER et al., 1978; A. M. MÜLLER, 1984; K. MÜLLER, 1973; W MÜLLER-J., 1970; G. MUTSCHLECHNER, 1954; W NEUBAUER, 1949 b; R. OBERHAUSER, 1957, 1960, 1963, 1965 b, 1968, 1973, 1978; R. OBERHAUSER & P FAUPL, 1982; H. OHLEN, 1959; E. OTT, 1967, 1972, 1973 a, b, 1974; O. OTTE, 1972; E. PAK, 1974–1982; E. PAK & O. SCHAUBERGER, 1981; W PETRASCHECK,

1929; J. PIA, 1920, 1930; H. PICHLER, 1963; W PILLER, 1976, 1978, 1981, W PILLER & H. LOBITZER, 1979; H. PIRKL, 1961; B. PLÖCHINGER, 1955, 1961 b, 1964 a, c, 1967, 1968, 1973, 1976, 1980, 1982, 1983; E. POBER, 1982, 1983; W RESCH, 1979; M. RICHTER, 1937; J. RIECHE, 1971; H. RISCH, 1971, 1980; G. ROSENBERG, 1959, 1966; A. ROTHPLETZ, 1886; A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1957; S.-M. SADATI, 1981; M. SARNTHEIN, 1965, 1966, 1967; R. SAUER, 1980; P SCHÄFER, 1979; P SCHÄFER & B. SENOWBARI-DARYAN, 1978 a, b, 1980, 1981, O. SCHAUBERGER, 1949, 1955, 1967; V SCHENK, 1967, 1972; M. SCHLAGER, 1953, 1956; M. & W SCHLAGER, 1970, 1973; W SCHLAGER, 1969; W SCHLAGER & W SCHÖLLNBERGER, 1974; M. SCHLOSSER, 1898; P SCHMIDT-THOMÉ, 1964; W SCHNABEL & I. DRAXLER, 1976; H.-J. SCHNEIDER, 1954, 1964; R. SCHNETZER, 1934; W SCHÖLL & J. WENDT, 1971; J. SCHRÖDER, 1925, 1927; G. SCHULER, 1968, 1971; O. SCHULZ, 1952, 1960, 1970; O. SCHULZ & W LUKAS, 1970; K.-I. SCHÜTZ, 1979; M. SCHUURMAN, 1979; B. SENOWBARI-DARYAN, 1978, 1979, 1980; B. SENOWBARI-DARYAN & P SCHÄFER, 1979 a, b; M. SIBLÍK, 1982, 1983; D. SOMMER, 1972; E. SPENGLER, 1919, 1920 a, b, 1925 a, 1951 a; T. STEIGER, 1981, T STEIGER & D. WURM, 1980; D. STUR, 1871; E. SUESS & E. v. MOJSISOVICS, 1868; H. SUMMESBERGER, 1979, 1980; H. SUMMESBERGER & L. WAGNER, 1971, 1972; F. TATZREITER, 1978, 1980, 1981, 1982; E. THENIUS, 1974, 1983; G. TICHY, 1974; G. TICHY & J. SCHRAMM, 1979; A. TOLLMANN, 1960 a, 1964 b, 1966 a, b, 1972 a, e, 1973 a, 1976 a, 1978 b, c; P TOSCHEK, 1968; F. TOULA, 1907, 1908; E. T. TOZER, 1967, 1971, 1974, 1980 a, b; F. TRAUTH, 1922, 1948, 1950, 1954; V. TROMMSDORFF, 1962; R. ULRICH, 1960; M. URLICHS, 1973; M. U. & H. HAGN, 1981; E. VÉGH-NEUBRANDT, 1982; H. VETTERS, 1937; H. VISSCHER & W BRUGMAN, 1981; H. VISSCHER & C. VAN DER ZWAN, 1981; L. WAGNER, 1970; E. WEBER, 1942; L. WEBER et al., 1973; K. F. WEIDICH, 1982; U. WEIGERT, 1973; W WEISS, 1977; J. WENDT, 1969, 1970, 1971 a, b; W WERNECK, 1974; J. WESTRUP, 1970; J. WIEDMANN, 1973, 1978, 1979; J. WIEDMANN et al., 1979; U. WILLE-J., 1966, 1968; G. WOLETZ, 1963, 1967; H. WOLFF, 1970; H. WOPFNER, 1954; D. WURM, 1982; W ZACHER, 1966 a, b; L. ZANINETTI, 1976; H. ZANKL, 1966, 1967, 1969, 1971, H. ZAPFE, 1956, 1964 a, b, 1967, 1969, 1973, 1974; W ZEIL, 1955, 1956 a, b; E. ZIRKL, 1957.

d) Die Faziezonen der Kalkalpen

α) Allgemeine Anmerkungen

Die zuvor besprochenen Schichtglieder der Nördlichen Kalkalpen gruppieren sich nun in bestimmten Längszonen in ganz charakteristischer Kombination, die innerhalb der gleichen Zone bis zu mehreren Jahrzehnmillionen lang anhält, während in dieser Zeit in der Nachbarzone zufolge anderer Sedimentationsbedingungen eine völlig abweichende Schichtreihe entstand. Diese Faziesunterschiede in den Einzelschichtreihen, diese Fazies-Heteropien, sind gerade in den Kalkalpen nicht nur am klassischen Beispiel, nämlich am Nebeneinander der schmächtigen Sedimente der Hallstätter Zonen gegenüber den angrenzenden, um ein Vielfaches mächtigeren Plattformsedimenten der Riffkalkplatte in neuerer Zeit klar herausgearbeitet worden, sondern bereits 1871, S. 320 ff., hatte D. STUR die wesentlichsten „Entwicklungszonen" der Nordkalkalpen klargestellt. In der Folge erfuhr diese G l i e d e r u n g besonders durch E. v. MOJSISOVICS

(1874), in neuerer Zeit durch E. SPENGLER (1959; 1963) und zuletzt durch den Verfasser (1963 a, S. 148 ff., 1965; 1976 a, S. 478 ff.) weitere Ausgestaltung. Heute unterscheiden wir die Hauptdolomitfaziesregion, die Dachsteinkalkfaziesregion und die darin eingeschalteten Hallstätter Fazieszonen, wobei jede dieser Großregionen etliche fazielle Teilregionen aufweist. Diese Gliederung beruht auf der Faziesentwicklung der Trias, nicht nur weil die Trias den Hauptbaustein der Kalkalpen liefert, sondern auch weil sie am besten den schrittweisen Übergang von den rand- und landnäheren Serien im Norden zu den am landfernsten, schichtglieder- und fossilreichsten zentralen Zonen im Süden, im Bereich der Hallstätter Kanäle, dokumentiert. Dieser bio- und lithofazielle Gradient, der den schwindenden Vorlandeinfluß in der primären meridionalen Abfolge der Triasfazieszonen erkennen läßt, hat auch bei der paläogeographischen Rekonstruktion und der Deckenabwicklung in den Kalkalpen wesentlich mitgeholfen. Der vielfache, unsystematische Jurafazieszonen-Wechsel kann hingegen in dieser Hinsicht wenig aussagen.

Im Hinblick auf die Gesamtgeosynklinale der Alpen wurde dieser ursprünglich innerste Faziesbereich, den die Kalkalpen darstellen, der hinter der miogeosynklinalen helvetischen Randzone und hinter der eugeosynklinalen vulkanitreichen penninischen Zone gelegen war, vom Verfasser (1968 a, S. 210) als eigenständiger, spezifischer, in der gesamten Tethys stets zentralst gelegener Faziesraum herausgestellt und als Aristogeosynklinale bezeichnet.

Das wichtigste Prinzip der Ausgliederung von Fazieszonen in den Kalkalpen beruht, wie erwähnt, auf dem Anhalten einer bestimmten Schichtgliederabfolge während eines längeren Zeitraumes über weite Entfernungen in der Längsrichtung des Orogens, während man quer zum Streichen der Zonen rasch in den nächsten Streifen mit gleichaltriger, aber anderer Schichtgliederkombination eintritt: So umfaßt z. B. die Hauptdolomitfaziesregion in der Obertrias stets die Kombination von Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und oberrhätischem Riffkalk, während man in der benachbarten Dachsteinkalkfazieszone statt dessen den norisch-rhätischen Dachsteinkalk und in der südlichen Hallstätter Zone eine Kombination von Hallstätter-, Pötschen-, Pedatakalk und Zlambachmergeln antrifft.

Die Dimension der meist langgestreckten Fazieszonen liegt häufig in der Längsrichtung im Hunderter-Kilometer-Bereich, in der Querrichtung im Bereich von Zehnerkilometern oder auch nur wenigen Kilometern.

Die Fazieszonen können entweder sehr scharf begrenzt sein, der Wechsel der altersgleichen Glieder kann sich auf kurzen Strecken vollziehen — wie etwa das von E. SPENGLER (1928 a, S. 115) herausgestellte Beispiel des rapiden Überganges der mächtigen klastischen karnischen Serien der Lunzer Fazies in die dolomitreiche Rohrer Fazies S Kleinzell in Niederösterreich dartut, oder wie die nur selten noch gut erhaltenen Faziesübergänge von der Dachsteinriffkalkentwicklung in die Hallstätter Fazies zeigen. Auf der anderen Seite kann sich der Übergang nur sehr zögernd und unter wiederholten Faziesrekurrenzen vollziehen, wie etwa jener von Hauptdolomitfazies in die Dachsteinkalkfazies im Bereich der Hohen Schrott im Toten Gebirge (W SCHÖLLNBERGER, 1967). Naturgemäß finden Übergänge und Faziesverzahnungen auch am Ende der Teilfazieströge in der Längsrichtung statt, wie vom Verfasser (1964 d) und von P STEINER (1965, Abb. 1) am Beispiel der Triasfazies im Bereich der Weyerer Bögen in

den östlichen Kalkvoralpen dargelegt worden ist. Besonders eindrucksvoll ist diese Abwandlung in der Längsrichtung am Alpenostrand am Alpen-/Karpaten-Übergang zu erfassen, so daß dem karpatischen Fazieseinfluß in den einzelnen Fazieszonen der Ostalpen vom Verfasser (1972 a, Taf. 1) eine eigene Studie gewidmet worden ist (Abb. 55). Ebenso wie in lateraler Richtung kann auch in vertikaler Richtung der Übergang einer Faziesserie in eine andere entweder abrupt (Jura-Fazieszonen der östlichen Kalkvoralpen in völligem Kontrast zu den triadischen, P STEINER, 1965, S. 275 f., A. TOLLMANN, 1966 b, S. 143 ff.) oder allmählich verlaufen (Nachwirken des Reliefs der Kalkhochalpenstöcke in Dachsteinkalkfazies auf die Liassedimentation – die reiche Literatur hierüber ist vom Verfasser 1966 a, S. 51, und 1976 a, S. 291, zusammengestellt worden). Fazieszonen jüngerer Formationen können sich übrigens, besonders nach kräftigen Bewegungen der Geosynklinale im beginnenden Orogenstadium, auch schräg über ältere Hauptfaziesregionen legen, wie anhand der Flyschzone der Ostalpen vom Verfasser dargelegt worden ist.

Als Ursache für die Konfiguration eines Fazieszonenmusters in der Zeit spielt eine Reihe von Umständen zusammen: 1. Verschieden rasches, tektonisch-endogen bedingtes Absinken bestimmter Zonen des Meeresbodens ist die Hauptursache. Das unterschiedlich rasche Absinken wird in erster Linie durch die Zerreißung der sauren Kruste im Untergrund bedingt, die sich bei der Vorbereitung der Öffnung eines Ozeans einstellt: Dadurch entstehen Schollen mit noch dick verbleibender saurer Kruste, die als relativ leichte Elemente in Hochlage schwimmend bleiben, und dazwischen netzförmig-unregelmäßig aufreißende Dehnungsstreifen, an denen die leichtere Oberkruste ausdünnt oder aufreißt und an denen der schwerere Ozeanboden darunter absinkt. Dadurch kommt es in diesen Dehnungszonen zu „Kanälen" zwischen den Hochschollen, den „Nannokontinenten" Dieses Prinzip sorgt also für die Entstehung der unregelmäßigen Kanalsysteme zwischen den Plattformen, nicht – wie früher fälschlich angenommen – der Salzauftrieb. Der Verfasser hat wiederholt darauf aufmerksam gemacht, daß dieses Kanalsystem nicht durch Salzauftrieb entstanden sein kann, da es nicht nur im Hallstätter Raum des Salzkammergutes auftritt, sondern genau so im Wettersteinriff-/Partnachbecken-Komplex in Tirol ohne Salzauftrieb.

2. Die Anhäufung von Riffkalkmaterial in oft zehnfacher Geschwindigkeit und Mächtigkeit als die Beckensedimentation bewirkt aber in der zweiten Phase der Entwicklung durch die in der hochmobilen Kruste sofort wirkende Isostasie das raschere Absinken der Karbonatmassen-produzierenden Riffe und damit die Mächtigkeitsunterschiede zu den Beckensedimenten.

3. Für die Frage des beobachteten Auftauchens bestimmter Areale der Plattformen auch über den Meeresspiegel mögen einerseits Schollenkippung durch ungleichmäßige Krustenausdünnung, andererseits zeitweise eustatische Spiegelschwankungen verantwortlich sein, auf deren weltweite Wirkungen ja einst E. SUESS (1888, S. 680) trotz aller Widersprüche so sehr insistierte und deren Existenz nun endlich so klar bestätigt worden ist.

Es ist schließlich noch darauf hinzuweisen, daß sich in vielen Fällen der Materialkontrast unterschiedlicher Sedimente in den Teilfaziesbereichen später als Leitmotiv für den tektonischen Herausschnitt von Decken auswirkte, so daß durch eine sogenannte „Faziestektonik" zahlreiche Faziesdecken im Bereich der Kalk-

alpen entstanden und unzerstörte Faziesübergänge selten vorhanden sind. Fazieszusammenhänge innerhalb von Vielfaziesdecken blieben — wie der Verfasser gezeigt hat (1973 b, S. 32) — vor allem dort erhalten, wo die Faziezonen ursprünglich schräg zur späteren Einengung angeordnet waren und die Druckwirkung sich daher nicht entlang von Längszonen des Gebirges auswirken konnte.

β) Die regionale Gliederung der Faziezonen

Die vielfältige und zum Teil kleinräumige fazielle Gliederung der Nördlichen Kalkalpen gibt diesem Gebirgszug eine sehr spezifische individuelle Note. Wir unterscheiden auf Grund der Triasausbildung fünf Überfaziesregionen, die sich in Spezialfazieszonen gliedern. Sie lauten von Norden nach Süden (vgl. Tab. 3): Hauptdolomitfazies, voralpine Dachsteinkalkfazies, nordjuvavische Hallstätter Fazies, hochalpine Dachsteinkalkfazies und darin eingeschaltet die mittel- und südjuvavische Hallstätter Fazies. Regionalen Überblick über die räumliche Anordnung dieser Zonen gibt Abb. 55, Einblick in die wichtigsten Schichtfolgen Abb. 56.

1. Die Hauptdolomit-Überfazies nimmt im Ostteil der Kalkalpen den Nordstreifen ein, im Westen umfaßt sie im tiroler und vorarlberger Gebiet die gesamte Breite der Kalkalpen. Sie ist in der Obertrias durch die Kombination Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und Oberrhätkalk charakterisiert. Von Westen gegen Osten gliedert sich diese Hauptfazieszone in folgende, durch die Ausbildung der Mitteltrias und basale Obertrias gekennzeichnete Spezialfazieszonen.

a) In der Vorarlberger Fazies ist der Wettersteinkalk durch Arlberg- und Partnachschichten ersetzt. b) Die Tiroler Fazies, die sich anschließend gegen Osten bis zur Saalach erstreckt, ist gekennzeichnet durch das Auftreten von Wettersteinkalk und Partnachschichten im Ladin, wozu als Gegensatz zu östlicheren Gebieten Alpiner Verrucano im Perm und Buntsandstein im Skyth kommt. Dominieren im Ladin die Partnachschichten, spricht man auch von Hohenegg-Fazies, überwiegt der Wettersteinkalk, so kann man von einer Wettersteinfazies sprechen. c) Die Traunalpenfazies folgt gegen Osten bis zu den Weyerer Bögen. In ihr beherrscht Wettersteinkalk und -dolomit das Ladin, das karnische Zwischenniveau zwischen den mittel- und obertriadischen Plattformsedimenten ist stark reduziert. d) Die Lunzer Fazies im nördlichen Kalkvoralpengebiet östlich der Weyerer Bögen ist durch das mächtige klastische Karn des Lunzer Schichtkomplexes und die Opponitzer Schichten in der Obertrias, durch eine gut geschichtete Mitteltrias aus Gutensteiner Kalk, Annaberger Kalk und Reiflinger Kalk ausgezeichnet. Die Nordrandzone dieses Raumes im Bereich der Frankenfelser Decke wird als e) Frankenfelser Fazies mit spezifischen Eigenheiten in Obertrias und Jura (Bunte Keuperlagen im Hauptdolomit, Ybbsitzer Rauhwacke, Schattwalder Schichten, Kalksburger Schichten, Gryphaeenkalk, Fleckenmergellias etc., abgetrennt. f) Als Rohrer Fazies, nach Rohr am Gebirge in Niederösterreich, wurde die im Süden an die Lunzer Fazies anschließende Entwicklung bezeichnet, in der das Vorherrschen der Triasdolomite, Wettersteindolomit und Hauptdolomit, bei fast vollkommener Unterdrückung eines individuellen Karn, das auffälligste Merkmal darstellt.

2. Als Voralpine Dachsteinkalkfazies kann man jenen Teil der durch Dachsteinkalk im Nor und Rhät gekennzeichneten Dachsteinkalkfaziesregion abgliedern, der

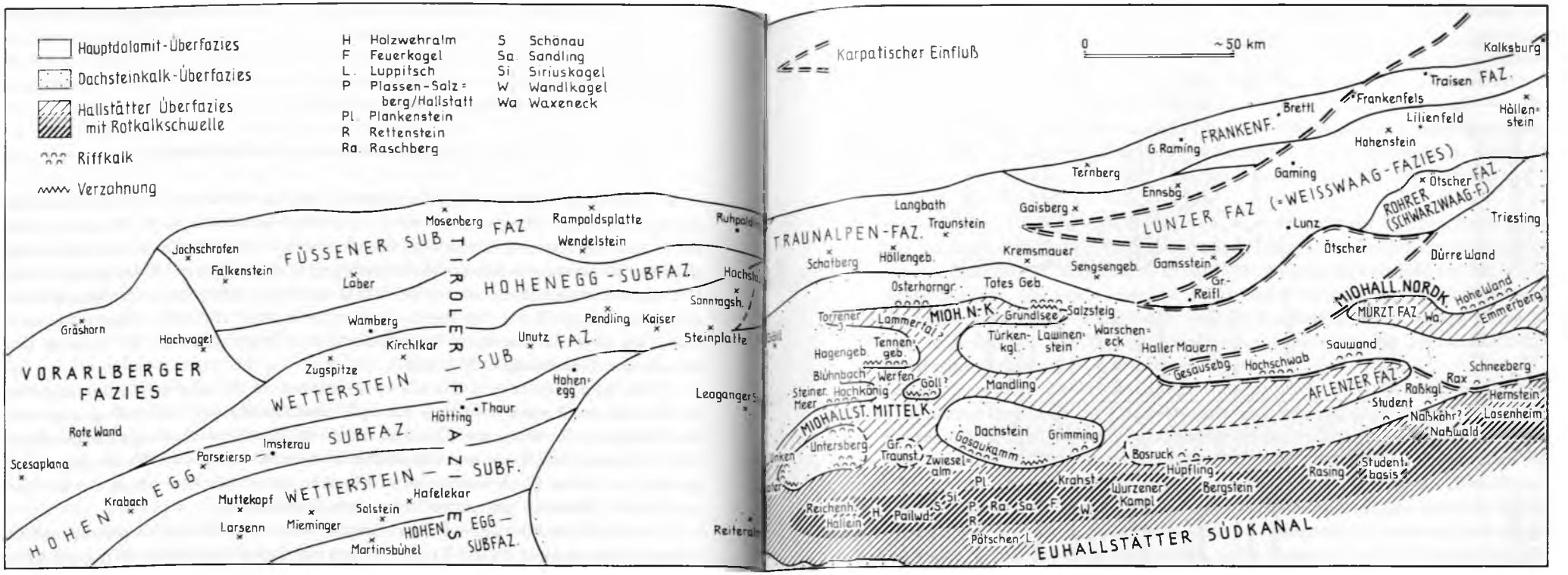


Abb. 55: Schematische Darstellung der Trias-Faziezonen der Kalkalpen nach Abwicklung der Tektonik. Nach A. TOLLMANN (1976 a, Abb. 253) unter besonderer Berücksichtigung von R. LEIN (1981, Beil. 12; 1982, Abb. 4) und G. MANDL (1982 b, Taf. 16). Die Westgrenze des karpatischen Einflusses im Ostteil der Kalkalpen ist durch eine doppelt strichlierte Linie markiert.

zufolge seiner unmittelbaren Nachbarschaft von der voralpinen Entwicklung noch mächtigen Hauptdolomit im Liegenden des lagunär-geschichteten Dachsteinkalkes führt. Dazu gehören a) die Ötscherfazies im Westen, die durch Ladindolomit und geringmächtige Carditaschichten markiert ist, und b) die Triesting-/Strážov-Fazies im Osten, bei der Wettersteinkalk das Ladin verkörpert. Am Südsaum dieser voralpinen Dachsteinkalkregion stellt sich ganz im Osten noch c) die Hohe-Wand-Fazies mit voralpinem Einfluß in der tieferen Obertrias einerseits, mit Hallstätter Einfluß in den norischen Riffkalken des Wandstockes andererseits ein.

Im westlichen Teil des Mittelabschnittes der Kalkalpen haben W PILLER & H. LOBITZER (1979) die Faziesgliederung der obertriassischen Karbonatplattform im Profil vom Hochkönig im Süden über die Loferer Steinberge zur Steinplatte im Norden analysiert und die Faziesabfolge des Rhät von dem Intraplattformbecken mit Kössener Schichten im Norden über das gegen NW exponierte Steinplatteriff zur Hinterriffazies im Süden geschildert.

3. Die Nordjuvavische Hallstätter Fazies ist noch zum guten Teil parautochthon im Nordstreifen der Dachsteinkalkfazies eingeschaltet geblieben. Diese Faziesregion ist durch die Ausbildung von Hallstätter Kalk, Pötschenkalk, Pedatakalk und mergelreichen Zlambachschichten in der höheren Obertrias als eine Hallstätter Fazies markiert, sie zeigt durch ein mächtiges, vielfach „voralpin" ausgebildetes Karn und eine ebensolche Mitteltrias ohne (oder mit unbedeutenden oder untypischen) Hallstätter Kalken eine eigene Note etwa gegenüber der südjuvavischen Hallstätter Kalkfazies. Diesem Nordstreifen des Tiefjuvavikums gehören an: a) Die Mürztaler Fazies in den Mürztaler Kalkalpen im Osten. Sie ist von R. LEIN (1982 b, S. 215) begriffsmäßig mit Recht auf die von uns (1976 a, S. 511) als „Mürztaler Schwellenfazies" bezeichnete Region der Mürzalpendecke beschränkt worden. Sie wird durch einen Emersionshorizont über dem Wettersteindolomit/-kalk, durch Tisovec-Kalk/-Dolomit und bunten norischen Hallstätter Kalk, der nicht der Buntkalkabfolge des Hallstätter Südkanales entspricht, gekennzeichnet. Die Beckenfazies mit Mürztaler Schichten in den Mürztaler Alpen ist sicher allochthon und in bezug auf ihre Heimat noch nicht endgültig abgesichert, so daß von der Beansprechung dieser spezifischen Entwicklung hier abgesehen wird. b) Die Grundlseefazies im Mittelabschnitt im Bereich des Grundlsees und der Tauplitz, die hier ein der Lunzer Fazies ähnliches Unterkarn, Cidaris- und Tisovec-Kalk im Oberkarn und eine typische Kombination von Pedatakalk, Pedatadolomit, Pötschenkalk und Zlambachmergeln in der höheren Obertrias darbietet. c) Die Lammerfazies im Westen, im Bereich des Lammertales nördlich des Tennengebirges, die derzeit noch dem Hallstätter Nordkanal zugeordnet wird (aber auch aus dem Mittelkanal

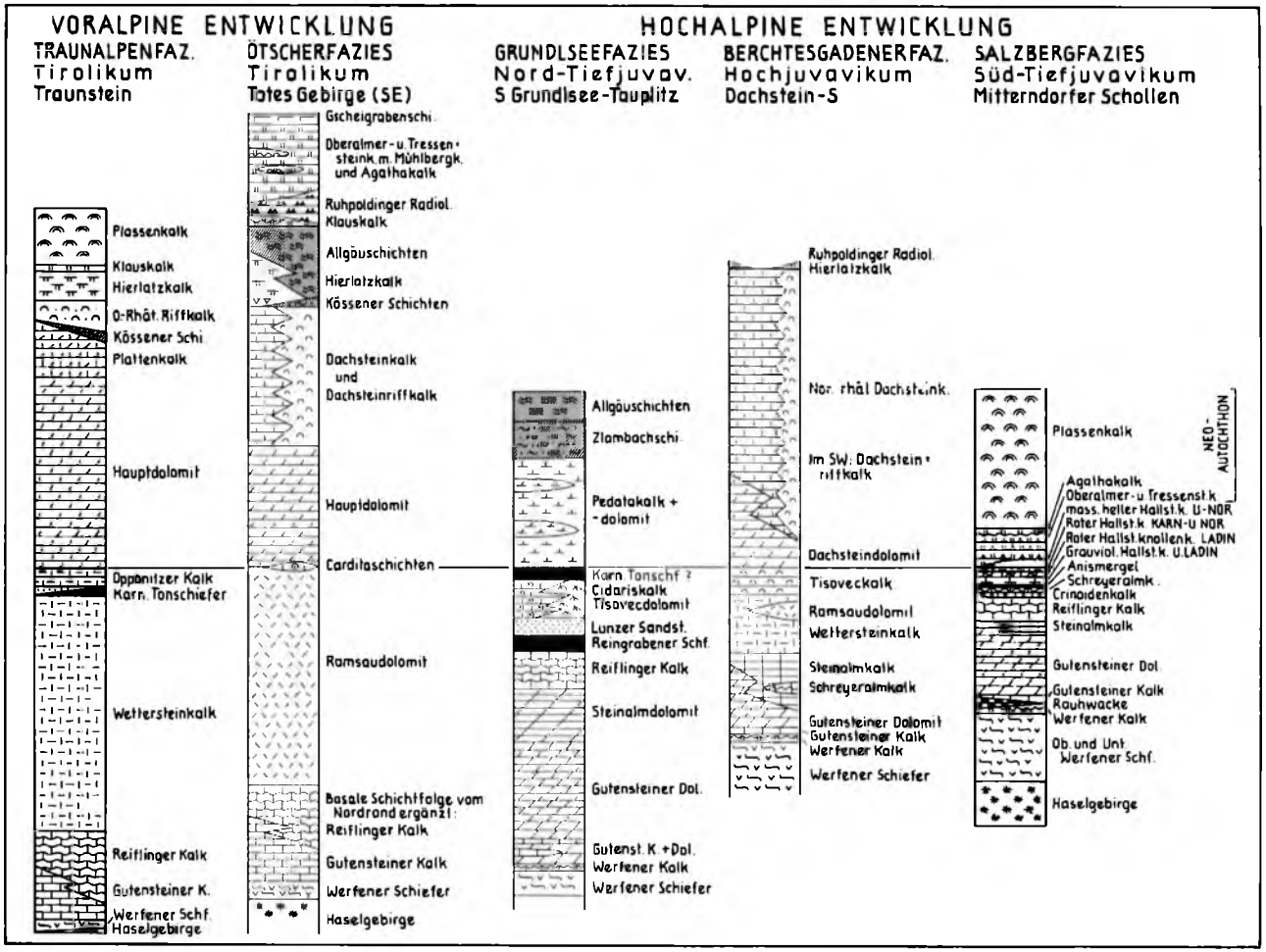


Abb. 56: Die kalkalpinen Faziesregionen im Profilstreifen durch das östliche Salzkammergut, veranschaulicht an Säulenprofilen durch voralpine und hochalpine Fazies.

stammen könnte). Sie zeigt unter anderem eine dolomitreiche Mitteltrias, mächtige Kieselkalke im Karn und Pedata- und Zlambachschichten in der höheren Obertrias.

4. Die Mitteljuvavische Hallstätter Fazies ist nur durch einige kleinere isolierte Vorkommen in Miohallstätter Ausbildung repräsentiert. a) Im Osten durch die Aflenzer Fazies südlich vom Hochschwab mit ihrem Aflenzer Kalk als norisches Beckensediment, von Karn in Wandaukalk- und Schieferentwicklung unterlagert. b) Im Westteil beruht der Hallstätter Charakter auf Hallstätter Kalkvorkommen im Mandlingzug und Hallstätter Buntdolomit und Hallstätter Kalk in der Werfener Schuppenzone einschließlich des Anteiles im Blühnbachtal.

5. In der Hochalpinen Dachsteinkalkfazies tritt der Hauptdolomit gegenüber dem Dachsteinkalk weitgehend zurück, das lithologisch faßbare Karn ist als geringmächtiger Carditahorizont ausgebildet. a) Die Berchtesgadener Fazies im Westen mit Untersbergdecke, Dachsteindecke etc. führt Ladin vorwiegend als Ramsaudolomit, b) die Hochschwabfazies im Osten zeigt ab den Gesäusebergen gegen Osten hin zunehmende Bedeutung des Wettersteinkalkes im Ladin und des Tisovec-Kalkes im Karn als Ausdruck karpatischen Einflusses.

6. Die Südjuvavische Hallstätter Fazies schließlich war in einem breiteren Becken im Süden innerhalb der Dachsteinkalkfazies beheimatet gewesen. Sie repräsentiert die zentrale Beckenentwicklung dieses westlichsten Tethysabschnittes in breiter, freier Verbindung zum Tethysozean im Osten. Sie wird zufolge der auf Schwellen vom Mittelanis bis ins Unterrhät durchlaufenden Hallstätter Kalkfazies als „Euhallstätter Entwicklung" bezeichnet. Ihre interne Teilfazies-Gliederung ist jüngst durch G. MANDL (1982, Taf. 12) am Beispiel des Salzkammergutes herausgearbeitet worden und spiegelt die Gliederung in vorriffnahen Beckenrand, in Beckentiefe und Tiefschwellenregion wider (Abb. 95): a) Zwieselalmfazies: Sie ist Ausdruck der Randzone Vorriff/Bekken und wird durch die Glieder Buntdolomit, Halobienschiefer, Cidariskalk, Pötschen-, Pedataschichten (Gosauseekalk) und geringfügige Zlambachmergel gekennzeichnet. Ihr Typusgebiet liegt im Raum um die Zwieselalm im südwestlichen Vorland des Gosaukammblockes. b) Zlambachfazies s str Sie schließt als Beckenfazies gegen Süden an. Ihr Charakter wird durch mächtige Pötschenkalke und Zlambachmergel geprägt. Ihre Typusregion ist das Zlambach-/Stambach-Gebiet SE Bad Goisern. c) Salzbergfazies: Sie entstand auf der zentral im Becken eingeschalteten Hallstätter Rotkalkschwelle und umfaßt eine durchgehende Hallstätter Kalkentwicklung vom Pelson bis Sevat. Die Region des Sommeraukogels oberhalb von Hallstatt liefert nach E. SPENGLER (1956, S. 57) den Typus hiefür. d) Das südliche Zlambachfazies-Teilbecken wird im Meridian des Salzkammergutes bereits vom Detritus einer südlicheren Karbonatplattform erreicht und zeigt in der Pötschenentwicklung um den Pötschenpaß mächtige Pötschen-, mehr hangend Pedata- und zuletzt schmächtigere Zlambachschichten.

Das vieldiskutierte Problem der primären Anordnung dieses komplexen Systems von Faziesregionen – besonders was den Hallstätter Raum betrifft – ist heute endlich in den großen Zügen gelöst (Abb. 55). Gerade in der Frage der Einwurzelung der Hallstätter Kanäle bestanden ja zahlreiche Theorien nebeneinander (vgl. F. TRAUTH, 1937, S. 473 ff.; E. SPENGLER, 1943, S. 5 ff.; A. TOLLMANN, 1976 b, S. 331 ff.) – Abb. 94:

a) Die Kanaltheorie, die besagte, daß die heute im Bereich der Kalkalpen vor-

liegenden Hallstätter Schollen im wesentlichen dort beheimatet waren, wo sie heute liegen. Diese Theorie stellt das autochthone Konzept von E. v. Mojsisovics (1903, S. 356 f., Abb. 2) aus der Zeit vor der Deckenlehre dar. Es fand bis in die jüngere und jüngste Zeit Anhänger (F. Trauth, 1937; H. Zankl, 1962; 1967, Abb. 1; W Schlager, 1967 a, b). Heute ist dieses Konzept durch den Nachweis gerade der weitesten Verfrachtung von Schollen aus dem südlichen Hallstätter Kanal widerlegt.

b) Einwurzelung sämtlicher Hallstätter Gesteine in einem einheitlichen Hallstätter Nordkanal innerhalb des Dachsteinkalkareals (E. Haug & M. Lugeon, 1904, S. 893 f.; L. Kober ab 1912; A. Tollmann vor 1973 b). Die Zone sollte zwischen Tirolikum und Hochjuvavikum, also nördlich der Dachsteindecke und ihrer Äquivalente in zwei benachbarten Teilfazieströgen, dem Zlambachtrog im Norden und dem Hallstätter Kalktrog im Süden, beheimatet gewesen sein. Der Nachweis der relativ autochthonen Beheimatung des Nordtroges im Grundlseegebiet einerseits, des Ferntransportes der Schollen vom Südtrog noch über die Dachsteinkalkplattform hinweg andererseits hat diese Theorie des einheitlichen Nordkanals zu Fall gebracht.

c) Eine Beheimatung aller Hallstätter Elemente jenseits, und zwar südlich außerhalb des heutigen Kalkalpen-Südrandes in einem einheitlichen Hallstätter Südkanal, forderten J. Novak (1911, S. 57, 83), F. Hahn (1913 b, S. 478 f.) und E. Spengler (ab 1914). Diese Theorie scheitert vor allem am Nachweis der relativen Autochthonie des Nordkanals.

Von der Erörterung weiterer, bereits bei ihrer Aufstellung weniger gut begründeten Theorien zur Einwurzelung der Hallstätter Zone wird hier abgesehen, da sie schon mit den bisher beobachteten Fakten nicht übereinstimmen – so z. B. die Theorie der sekundären Deckenverschuppung von R. Staub (1924, S. 202), das Arbeiten mit Seitenverschiebungen großen Ausmaßes durch A. G. Fischer (1965, S. 24) und G. Schäffer (1971), die Theorie von G. Schäffer (1976, S. 23, Abb. 22) über südvergente frühalpidische Übergleitung eines einheitlichen Hallstätter Südkanals durch die gesamte Dachsteinkalkkarbonatplattform, die dadurch im Lias die Grundzüge ihres Deckenbaues erhalten haben sollte, und weitere, bei F. Trauth (1937, S. 493) referierte Spekulationen.

d) Die kombinierte Hallstätter Theorie (A. Tollmann, 1976 b, S. 335) vereint die sich heute ergebenden Fakten der verschiedensten Arbeitsrichtungen, wie etwa die Existenz zweier, abschnittsweise auch mehrerer Hallstätter Kanäle zwischen lokalen südexponierten Riffen auf Grund neuer sedimentologischer und kartierungsmäßiger Ergebnisse verschiedener Autoren, die fazielle Eigenstellung des Nordkanals und seiner Abschnitte gegenüber dem Mittel- und Südkanal, relative Autochthonie bestimmter Teile des Nordkanals und Ferntransport der Schollen des Südkanals, Existenz von Vielfaziesdecken neben jener von Faziesdecken, umfangreiche Schollengleitung und Salzauftrieb in bestimmtem Rahmen in frühen Phasen. Diese kombinierte Theorie ist heute auf Grund zahlloser neuer Beobachtungen, Aufschlüsse und Methoden gut fundiert. Der Weg von der Autochthonie im Sinne von Mojsisovics und Epigonen bis zum Erfassen der Ferngleitung ganzer Faziesströge war langwierig und schwierig, aber erfolgreich.

γ) Literatur

A. Bosellini et al., 1980; A. G. Fischer, 1965; L. Kober, 1912 b, 1955; F. Hahn, 1913 b; E. Haug & M. Lugeon, 1904; L. Kober, 1912; R. Lein, 1981, 1982; H. Lobitzer,

1980 a, b; G. MANDL, 1982; E. v. MOJSISOVICS, 1874, 1903; J. NOVAK, 1911; W PILLER & H. LOBITZER, 1979; G. SCHÄFFER, 1971, 1976; W. SCHLAGER, 1967 a, b; W SCHÖLLNBERGER, 1967; E. SPENGLER, 1914, 1928 a, 1943, 1959, 1963; R. STAUB, 1924; P STEINER, 1965; D. STUR, 1871, E. SUESS, 1888; A. TOLLMANN, 1963 a, 1964 d, 1965, 1966 a, b, 1968 a, 1972 a, 1973 b, 1976 a; F. TRAUTH, 1937; H. ZANKL, 1962, 1967

e) Tektonik

α) Die Allochthonie der Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen haben als Stirnpartie des Oberostalpins einen weiten Transport aus ihrer südlichen Heimat hinter sich, der allein gegenüber ihrer zunächst gelegenen Unterlage, dem Mittelostalpin, bereits 165 km beträgt, gegenüber den randalpinen Einheiten, die heute im Norden unter den Kalkalpen hervorragen, noch unvergleichlich größer ist und bestimmt über 500 km ausmacht. Die Anerkennung des Fernschubes der Kalkalpen als Bestandteil des Ostalpins über das Tauernfenster, bereits von P. TERMIER im Jahre 1903 erkannt, hat ein halbes Jahrhundert an Forschung und an wissenschaftlichem Kampf, allen voran durch L. KOBER, gekostet. Heute wird dieses Faktum allgemein anerkannt – im Zeitalter der Plattentektonik auch von der Münchner Schule, die sich seit E. KRAUS bis W ZEIL lange einer derartigen Vorstellung widersetzt hatte. Zusätzlich sind in der Zwischenzeit weitere handfeste Fakten für die 1959 erkannte Überschiebung dieses oberostalpinen Stockwerkes über das zentralalpine Kristallin mit seinem Mesozoikum in zentralalpiner Fazies erbracht worden. Über letztgenannte Frage ist ja schon in Band I, S. 194 ff., ausführlicher anhand alter und neuer Belege referiert worden.

Welches sind nun die Gründe, durch die wir heute gezwungen werden, den Fernschub der Kalkalpen über das Tauernfenster hinweg anzuerkennen. Sie seien im folgenden in Anbetracht der Wichtigkeit dieser Erkenntnis für das Verständnis des Baues der Ostalpen wenigstens in aller Kürze zusammenfassend dargestellt (vgl. hierzu A. TOLLMANN, 1970 d; 1976 b, S. 33 ff.). 1. Die Fazies der Kalkalpen zeigt die vorlandfernste Entwicklung, wie wir sie nur aus der innersten Geosynklinalzone der Tethys kennen (aristogeosynklinal) und steht demnach in stärkstem Gegensatz zur heute tektonisch benachbarten randalpinen helvetischen Fazies bzw. der darunter im Molasseuntergrund erbohrten germanotypen Fazies des autochthonen Mesozoikums (A. TOLLMANN, 1963 c, S. 43 ff.; R. JANOSCHEK, 1969, S. 94). Reiht man hingegen die Kalkalpen nach Abwicklung in der ihr zukommenden Position im Zentralteil der Gesamtgeosynklinale ein, so ergibt sich eine ausgezeichnete schrittweise Änderung der Fazies vom Helvetikum über Pennin und die tieferen ostalpinen Einheiten bis zum kalkalpinen System, anhand vieler Einzelglieder vom Buntsandstein über den Keuper bis in den Jura hinein verfolgbar.

2. Das weite Zurückreichen von Molasse, Helvetikum und Flysch der subalpinen Zonen im Untergrund der Kalkalpen zwingt bei Abwicklung der Fal-

tenstruktur dieser Einheiten und ihrer weiten eigenen tektonischen Überlagerung zur Zurücknahme der Kalkalpenstirn bereits über das Tauernfenster. Der Beweis der großräumigen flachen Unterlagerung dieser Einheiten ist heute mehrfach erbracht: durch eine Reihe von Fenstern, durch geophysikalische Methoden und schließlich direkt durch eine Reihe von Tiefbohrungen bis in oder durch die Unterlage der Kalkalpen. Die erste Beweisgruppe liegt also in der Entdeckung von Molasse- und Helvetikums-Fenstern in der Flyschzone und von Flysch-Helvetikums-Fenstern in den Kalkalpen, z. B. im Wolfgangseegebiet (B. PLÖCHINGER, 1964 b, 1973), bei Windischgarsten 25 km weit vom Kalkalpennordland, aber nur mehr 15 km weit vom Südrand entfernt (R. BRINKMANN, 1936; S. PREY et al., 1959), und an weiteren Punkten. Die Unterlagerung auch der westlichen Kalkalpen durch diese jungen Serien der subalpinen Zonen einschließlich Molasse – die zufolge der sekundären Steilstellung der Serie der angepreßten Kalkalpenstirn von deutschen Bearbeitern lange nicht geglaubt worden war – wurde nun mehrfach geophysikalisch bestätigt: Zunächst durch Ermittlung der sich gegen Süden hin auf flach legenden Grenzfläche (H. REICH, 1960, Taf. 13; E. VEIT, 1963, Abb. 9–16, S. 50 f., G. BACHMANN, K. KOCH et al., 1981, Abb. 2, 3; G. BACHMANN et al., 1982, Abb. 9, 10; D. DOHR, 1981, S. 55); dann durch die Erfassung eines mächtigen Paketes von Gesteinen dieser subalpinen Einheiten bis 15 km weit hinter die Kalkalpenstirn im Raum der Chiemgauer Alpen, im Meridian von Marquartstein und des Inn-Quertales durch sich gegenseitig kontrollierende refraktionsseismische und magnetotellurische Methoden (G. ANGENHEISTER et al., 1975, S. 97, Abb. 13). Im Osten wie im Westen haben die seismischen Profile der jüngsten Zeit wesentlich klarer als noch zur Zeit der Bohrung Urmannsau vor über 15 Jahren die flache Lagerung der Untergrenze der Kalkalpen gegenüber dem überschobenen Jungschichtenuntergrund erkennen lassen (A. KRÖLL et al., 1981, Abb. 6–7).

Die seismischen Untersuchungen der ÖMV-AG bringen nun in allen Abschnitten der Kalkalpen überwältigende Zeugnisse für einen auch noch von den einstigen „Ultranappisten" nicht vermuteten Fernschub aller Einheiten. Erwähnt sei z. B. die seismische Verfolgung der Molasse und des autochthonen Mesozoikums unter der gesamten Kalkalpenbreite in Tirol (Abb. 57), wo die Messungen im Raum Telfs nahe nördlich vom Inntal eine Tiefenlage des kristallinen Untergrundes von rund 10 km ergeben haben und demnach hier die rund 5 km mächtigen Kalkalpen und ihre Jungschichtenunterlage noch sekundär unter die Stirn der Ötzmasse eingewickelt sind (Referat Erdölgeologie, Geol. B.-A., Jänner 1984). Analoge Hinweise auf extrem weites flaches Durchziehen von Molasse weithin unter den Kalkalpen ergab auch die Seismik in Vorarlberg (S. 301), Salzburg (S. 169) und im Ostabschnitt der Kalkalpen (S. 212).

3. Allein bei der Ausglättung des bedeutenden Decken- und Faltenbaues der Kalkalpen selbst entgegen der gegen Norden gerichteten, an Stirnfalten und internen Falten ablesbaren Vergenz dieses Gebirges zurück gegen Süden käme man schon weit hinter das Tauernfenster. Daß die Breite der kalkalpinen Geosynklinale tatsächlich enorm war, wird jüngst durch die erneute Erfassung des zwischendurch bezweifelten, nun aber wiederum voll im Sinne von E. SPENGLER anerkannten Hallstätter Südkanales unterstrichen. E. SPENGLER hatte ja im Zuge seiner Deckenabwicklung (1959, S. 306) – gerade auch unter dem Gesichtspunkt eines selbständigen Hallstätter Südkanales – eine ursprüngliche Kalkalpenbreite von 226 km berechnet.

Abb. 57: Ein Vibroseis-Meßtrupp der ÖMV in den Tiroler Kalkalpen unterwegs (Photo ÖMV-AG).

4. Schürflingsteppiche im Osten, in der Mitte und im Westen der Kalkalpen zeugen ebenso von weitreichender Allochthonie (Abb. 58): Im Osten sind es liegengebliebene Späne der faziell klar markierten Kalkalpenstirnzone selbst aus spezifischem Jura und Cenoman, die an inneren Aufschuppungsflächen der Kalkalpen sekundär hochgekommen sind und für den Reibungsteppich an der Basis zeugen: kalkalpiner Wienerwald (HERTWECK, 1961, S. 69 ff.), Hengstlinie in Oberösterreich mit Schürflingen an verschiedenen Stellen bis zu drei Viertel der gesamten Breite der Nördlichen Kalkalpen (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, S. 190 f.). Außerdem wurden durch G. WESSELY (1967, S. 47; 1975, S. 282) Schürflinge aus Quarziten des Bunten Keuper und aus Lias der pienidischen Fazies (St. Veiter Zone) an der Basis des Tirolikums bei Groisbach und Nöstach, NÖ., erfaßt. Ganz besonders wichtig aber ist der Schürflingsteppich von Elementen der Arosazone unter dem Westteil der Kalkalpen von ihrer Stirn bei Oberstdorf angefangen bis unter den Rhätikon aus spezifischen Gesteinen dieser penninischen Einheit der Ostschweiz einschließlich der basischen Eruptiva, der schon vor P TERMIER bekannt und als Beleg für den Fernschub herangezogen worden war: Die Herkunft dieses Materials aus den Zentralalpen – die übrigens auch E. KRAUS trotz seiner autochthonen Vorstellung dem Verfasser gegenüber zugestanden hatte – beweist nicht nur den Fernschub der Kalkalpen im allgemeinen, sondern deren Transport über zentralalpine penninische Zonen hinweg.

5. Das genaue Gegenstück zur Arosa-Schürflingszone bildet die entlang der West-/Ostalpen-Grenze im Prätigau sich im Bereich der Zentralalpen gegen Süden hin erstreckende Madrisa-Schollenreihe, wo 13,5 km weit unter der Silvrettadecke eingewik-

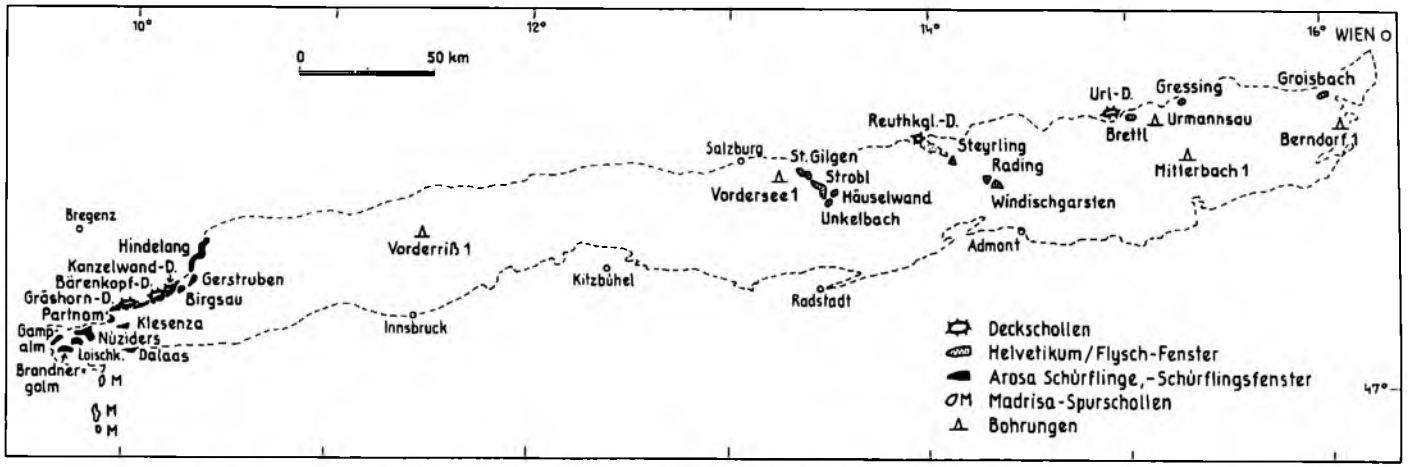


Abb. 58: Einige Belege für den Fernschub der Kalkalpen: Deckschollen, Fenster von Helvetikum, Flysch und Arosazone, Spurenschollen und Tiefbohrungen, die die tektonische Unterlage angetroffen haben.

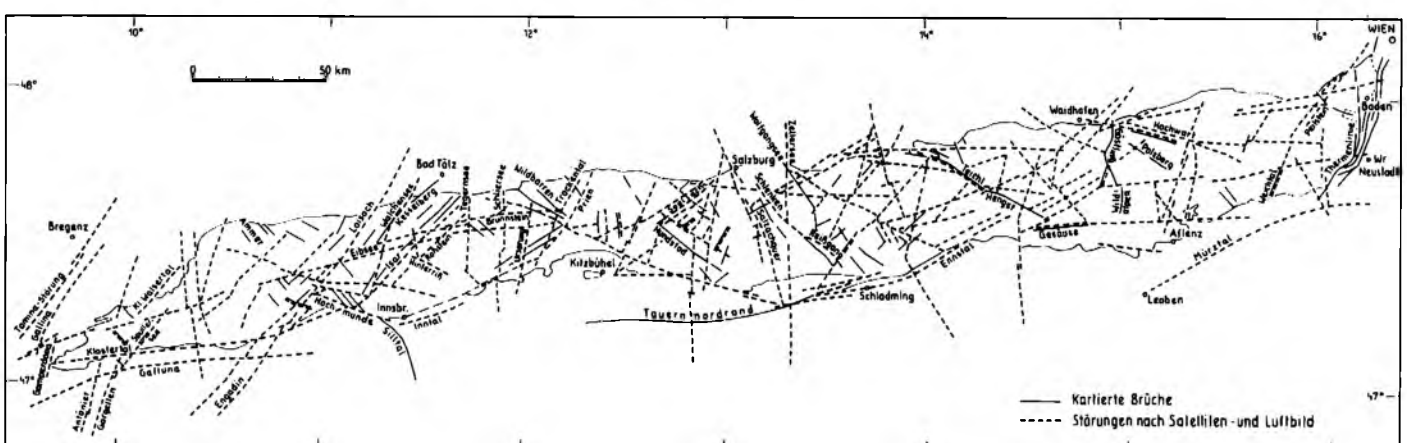


Abb. 62: Bruchtektonische Strukturen in den Nördlichen Kalkalpen, nach Geländekartierung, Luftbild- und Satellitenbild-Auswertung; A. TOLLMANN (1970 a, Taf. 1; 1977 a, Taf. 1) und M. BUCHROITHNER (1982, Abb. 2; 1984 b, Kt.).

kelt kalkalpines Material als „Spurschollen" (A. TOLLMANN, 1970 d) entlang der Spur des einstigen Kalkalpenvorschubes erhalten geblieben ist, was gleichermaßen den Schub der Kalkalpen über zentralalpines, penninisches Gebiet beweist.

6. Besonders wichtige Zeugen des Fernschubes der Kalkalpen aber über Tauernfenster und über Mittelostalpin hinweg sind die noch erhalten gebliebenen Reste von nichtmetamorphem Mesozoikum in oberostalpiner, nordalpiner Fazies im Bereich der Zentralalpen, die in deutlichem Gegensatz zur zentralalpinen und penninischen Faziesentwicklung stehen. Diese Reste am Rücken der Stubaier Alpen, der Gurktaler Decke und schließlich im wurzelnahen Drauzug nördlich der Narbenzone selbst, die in Band I im einzelnen geschildert worden sind, lassen auch auf Grund der Faziesaussage keine andere Abwicklung der Kalkalpen denn als oberstes Stockwerk gegen Süden hin zu. Besonders anhand des Drauzuges wurden die engen Beziehungen zu den westlichen Nordkalkalpen klargestellt (vgl. A. TOLLMANN, 1976 b, S. 40 f.).

7 Ferner ist wichtig, daß auch dort, wo Reste nordalpinen Mesozoikums oder des nichtmetamorphen paläozoischen Sockels über den zentralalpinen Einheiten liegen, diese generell und grundsätzlich alpidisch nordvergent gefaltet sind, den einheitlichen Transport des Oberostalpins gegen Norden beweisend. Noch ist die Zeit nicht lange vorbei, in der viele wie E. KRAUS entgegen L. KOBER einen zweiseitigen Zuschub der Tauern von Süden und Norden her forderten und konsequenterweise Südvergenz im Nordteil der Zentralalpen als primäres Hauptelement postulierten. Die neueren kleintektonischen Untersuchungen zahlreicher Forscher haben diese Theorie widerlegt.

8. Schließlich aber zeigt die Fortsetzung der kalkalpinen Decken im Choč-Strážov-Gemeriden-System der Westkarpaten, die keine derartige zentrale Aufwölbung wie die Ostalpen aufweisen, noch den direkten Zusammenhang zur wurzelnahen Zone im Süden, zeigt die Herkunft aus einem Bereich südlich der zentralkarpatischen Decken, die nur in einigen lokalen Aufbuckelungen das oberste Deckensystem durchragen.

Die Zahl der heute ja durch viele, sehr detaillierte Untersuchungen mit modernen Methoden unterbauten Belege für den Fernschub der Kalkalpen über das Tauernpennin und über die beiden tieferen ostalpinen Deckensysteme hinweg ist demnach so bedeutend, daß die Frage des Zuschubes des Tauernfensters einhellig gelöst ist und auch für die Frage der Überschiebung über dem Mittelostalpin stets weitere neue Zeugnisse auftauchen.

9. Als zeitlich letzter, für manche außeralpinen Geologen dafür aber auch als nicht mehr umgehbarer, entscheidender Beweis kam schließlich die Serie von Tiefbohrungen in den Kalkalpen, die die Erdölgesellschaften – in Österreich die ÖMV-AG – seit 1965 durchführen haben lassen. Diese Bohrungen, zu denen von Osten nach Westen fortschreitend zunächst eine Reihe von Übertiefbohrungen im Kalkalpenuntergrund des Wiener Beckens gehören, dann aber besonders die Bohrungen Berndorf 1 am Ostrand der Kalkalpen, Mitterbach U1 nahe von Mariazell und Urmannsau 1 im Ötscherland, alle drei in den niederösterreichischen Kalkvoralpen, sowie die Bohrung Vorderriß 1 im Isartal in den bayrischen Kalkvoralpen, die sämtlich die Kalkalpen zur Gänze durchörtert haben und noch verschieden tief weiter vorgedrungen sind – vgl. Tab. 9 und Abb. 59. Hinzu kommt noch die derzeit laufende Bohrung Hindelang 1.

Tabelle 9: Wichtige Tiefbohrungen in den Kalkalpen

Aus A. TOLLMANN, 1981 a, Tab. 1

Bohrung	Urmannsau 1	Berndorf 1
Geologisch-geographische Position	NÖ. Kalkvoralpen Ötscherland SE Kienberg	NÖ. Kalkvoralpen Berndorf/Triesting
Geologischer Standort	Sulzbachdecke (Tirolikum)	Göller-Decke (Tirolikum)
Erstellungsjahr	1965–1966 (ÖMV)	1978–1979 (ÖMV)
Literaturhinweis	A. KRÖLL & G. WESSELY 1967	A. KRÖLL et al. 1980
Position zur Kalkalpenfront und alpinen Deckenfront	7,5 km S Kalkalpenfront 14 km S Flyschfront	15 km hinter Kalkalpenfront 34 km hinter Flyschfront
Bohrdaten und geolog. Einheiten		
Kalkalpen	0– 14 m Quartär 14–1990 m **Kalkalpen** (3 Decken und 3 Schuppen) 14– 20 m Sulzbachdecke (Neokom) 20– 92 m Lunzer Decke (Mitteltrias) 92– 276 m Frankenfelser Decke, Hangendschuppe (Neokom-Obertrias) 276–1410 m Frankenf. D., Mittelschuppe (Neokom-Mitteltrias) 1410–1990 m Frankenf. Decke, verkehrte Liegendschuppe	0– 127 m Unterpannon-Kongl. d. Wiener Beckens 127–5640 m **Kalkalpen** (2 Decken, 3 Schuppen) 127–4158 m Göller-Decke mit drei Schuppen (Rhät-Anis) bis 573 m, 1720 m, 4158 m 4158–5640 m Unterbergdecke mit basaler Liegendfalte (Ladin Permoskyth)
Flysch und Helvetikum	1990–2097 m **Flyschdecke** (Oberkreideflysch) bei 2034–2072 m Ultrahelv. Neokom-Klippe eingeschuppt 2097–2925 m **Ultrahelvetikum-Decke** (Buntmergelserie: Gault bis Mitteleozän, mit Malm-Neokom-Klippen) bei 2363–2600 Allochthone Molasse-Einschuppung (Obereozän-Mitteloligozän)	5640–5910 m **Flyschdecke** (Oberkreide)
Molasse	2925–3015 m **Molasse**, autochthon (Egerien = „Chatt-Aquitan" = O. Oligozän-Unterstmiozän)	5910–5945 m **Molasse**, autochthon (Egerien = „Chatt-Aquitan" = O. Oligozän-Unterstmiozän)
Autochthoner Untergrund	3015–3033 m **Böhmische Masse** (Biotitgneis)	5945–6028 m **Böhmische Masse** (Biotitgneis)

Mitterbach U 1		Vorderriß 1	
NÖ. Kalkvoralpen W Eben, N Mitterbach bei Mariazell		Bayerische Kalkalpen Isartal zwischen Vorderriß und Sylvensteinspeicher	
Unterbergdecke (Tirolikum)		Lechtaldecke, Wambergsattel (Bajuvarikum)	
1980–1981 (ÖMV)		1977–1979 (Preussag et al.)	
A. KRÖLL et al. 1981		H. BACHMANN et al. 1978/79; 1979	
20 km S Kalkalpenfront 25 km S Flyschfront		13,5 km S Kalkalpenfront 19 km S Flyschfront 20 km S Helvetikumsfront	
bis 2535 m	**Kalkalpen** (3 Decken) Unterbergdecke (aufrecht)	0– 362 m	Quartär
		362–6401 m	**Kalkalpen** (3 Decken, 2 Schuppen)
		362–4186 m	Lechtal-Decke (Nor – Anis; Schuppung im Hauptdolomit)
ab 409 m	Sulzbachdecke (verkehrte steilstehende Serie); über 1200 m Bohrstrecke in Lunzer Schichten beider Decken	4186–6304 m	Allgäu-Decke (Lias Karn)
		6304–6401 m	Cenomanrandeinheit (2 Teilschuppen:
ab 1545 m	Lunzer Decke (aufrecht) Lunzer Schichten bis Perm-Anhydrit	6304–6373 m 6373–6401 m	U. Malm-O. Dogger Cenoman-Tiefjura)
ab 2535 m	**Flyschdecke** Einschuppung ultra- helvetischer Klippen (Lias, Keuper, Vulka- nite) im Oberteil, Flysch d. höheren Unterkreide	6401–6468 m	**Helvetische Decke** Oberkreide (Wang-, Amdener-, Seewer- schichten)
		6468 m	Endteufe.
bei 3100	noch im Flysch beendet.		
		6468–7500 m	(seism.) noch Helvetikum und
			Molasse zu erwarten
		7500–8200 m	(seism.) **Autochthone** Kreide, Jura, Trias (?) zu erwarten
		8200 m	(seism.) **Kristallinbasis** zu erwarten

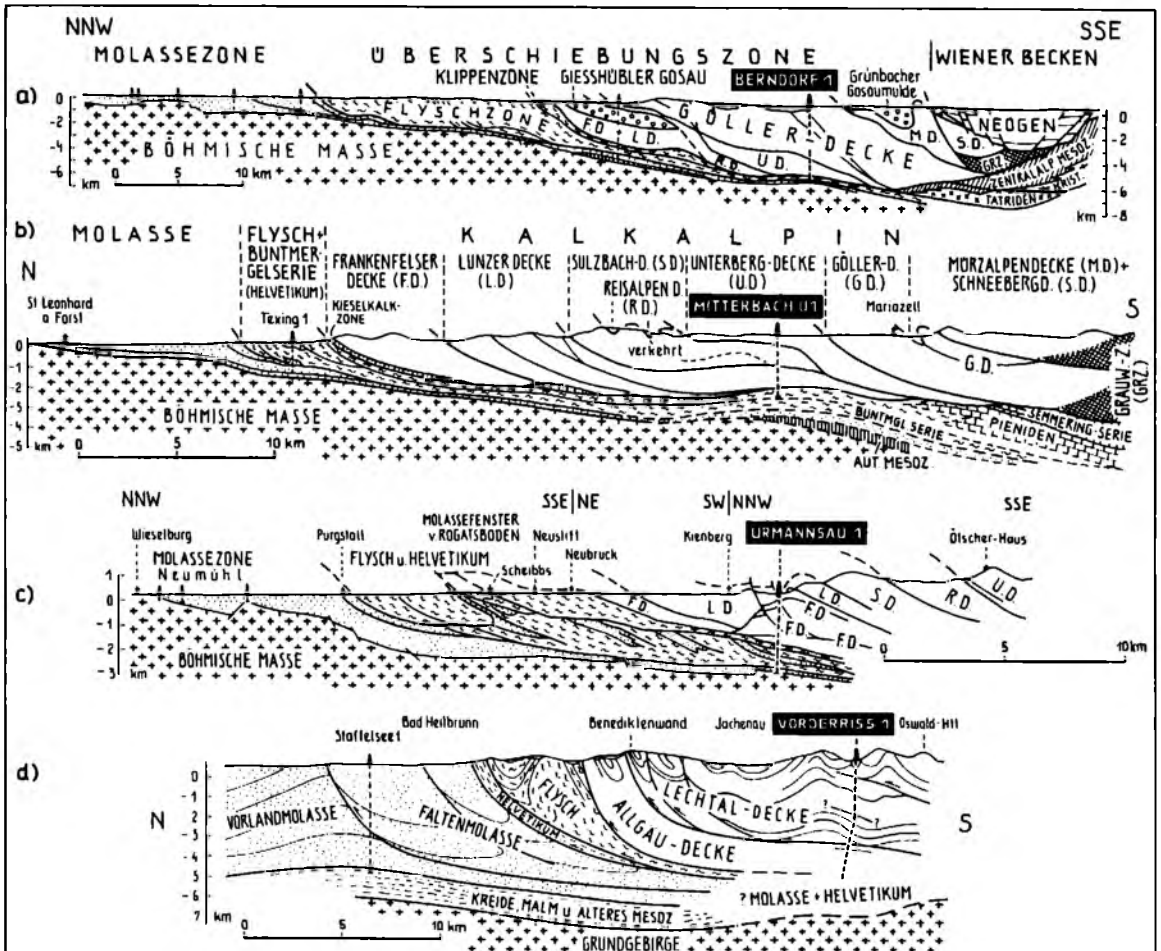


Abb. 59: Tiefbohrungen durch den freiliegenden Teil der Kalkalpen, nach G. BACHMANN et al. (1979) und A. KRÖLL et al. (1967, 1981). Lokalitäten auf Karte Abb. 58 vermerkt.

Diese Tiefbohrungen, die in Berndorf noch 20 km weit hinter die Stirn des kalkalpinen Deckenstapels zurückreichen, haben nicht nur gezeigt, daß die Kalkalpen mindestens so weit zurück von Flysch, Helvetikum und auch noch Molasse unterlagert sind, sondern daß sie nach Abwicklung dieser unterlagernden Deckenserie noch viele Dutzende Kilometer weiter gegen Süden zurückgenommen werden müssen, um allein für die abgewickelte Unterlage Platz zu schaffen. Die jüngste kalkalpine Tiefbohrung Vordersee 1 (vgl. S. 169) im flach lagernden Tirolikum der Osterhorngruppe hat zwischen dem bis 3704 m Tiefe reichenden Tirolikum und dem bis 4264 m Tiefe erbohrten jurassisch-unterkretazischen Anteil des Bajuvarikums von Süden aus der Tiefe her eingeschleppte Molasseschürflinge aus Obereozän und Unteroligozän zwischen 3704 m und 3929 m angetroffen (Referat Erdölgeol., Geol. B.-A., 1. 1984). Welch enorme Schubweiten offenbaren sich! Wenn man noch zusätzlich die an solche Bohrungen anknüpfenden seismischen Profile betrachtet, die z. B. in diesem Meridian bis an die Lammertalregion heran die flach lagernde Fortsetzung der subalpinen Randzonen samt autochthonem Mesozoikum der Tiefe enthüllen, dann sieht man mit Staunen von Jahr zu Jahr die Überschiebungsbeträge weiter „anwachsen", so daß gegenüber solchen Realitäten alle noch so extremen älteren „ultranappistischen" Vorstellungen verblassen.

All diese Bohrungen haben ferner neben anderen kalkalpinen Tiefbohrungen auf Salz oder Wasser den von mancher Seite ebenfalls bestrittenen internen Deckenbau der Kalkalpen erwiesen, und sie haben als dritten Punkt den weit größeren Tiefgang der westlichen Nordkalkalpen erbracht gegenüber älteren bayrischen geophysikalischen Angaben: Gegenüber der Schätzung von C. Prodehl (1964, 1965) von 5 km Tiefgang des gesamten sedimentären Oberbaues gegenüber der Kristallinbasis im Meridian von Innsbruck ist nun durch die Bohrung Vorderriß und die begleitenden geophysikalischen Untersuchungen ein Tiefgang von 8200 m erschlossen worden, in Vorarlberg zeichnen sich Beträge von 7 km, in den östlichen Kalkalpen von über 6 km bis zum Kristallin der Böhmischen Masse ab.

β) Die deckentektonische Gliederung der Kalkalpen

Als Großstruktur der Kalkalpen läßt sich folgendes Bauprinzip herausschälen: Die Hauptmasse des Gebirges ist in einer nur mäßig tief unterteilten Stammdecke vereint, die als aufrechte Platte – im Süden noch samt dem ursprünglich zugehörigen Untergrund, der Grauwackenzone – gegen Norden transportiert worden ist. Hiebei sind einerseits die Stirnpartien dieser Platte als schmale, tiefere Einheiten abgetrennt, andererseits am Rücken der Stammdecke höhere südlichere Elemente der Kalkalpen als Deckschollen aufgeladen worden (A. Tollmann, 1973 b, S. 35, Abb. 16).

Die Stammdecke stellt im Westteil der Kalkalpen die Lechtaldecke dar, von der im Stirnbereich die rund 30 km weit überschobene Allgäudecke und Cenomanrandzone überlagert werden und die ihrerseits im Süden, schüsselförmig eingelagert, die Inntaldecke samt Resten der höheren Krabachjochdecke trägt. Östlich vom Inn löst sich an schräger Front vorpreschend der Südteil der Lechtaldecke in Form des „Tirolikums" ab und übernimmt nun bis zum Kalkalpenostrand die Funktion der Trägerdecke, im Osten

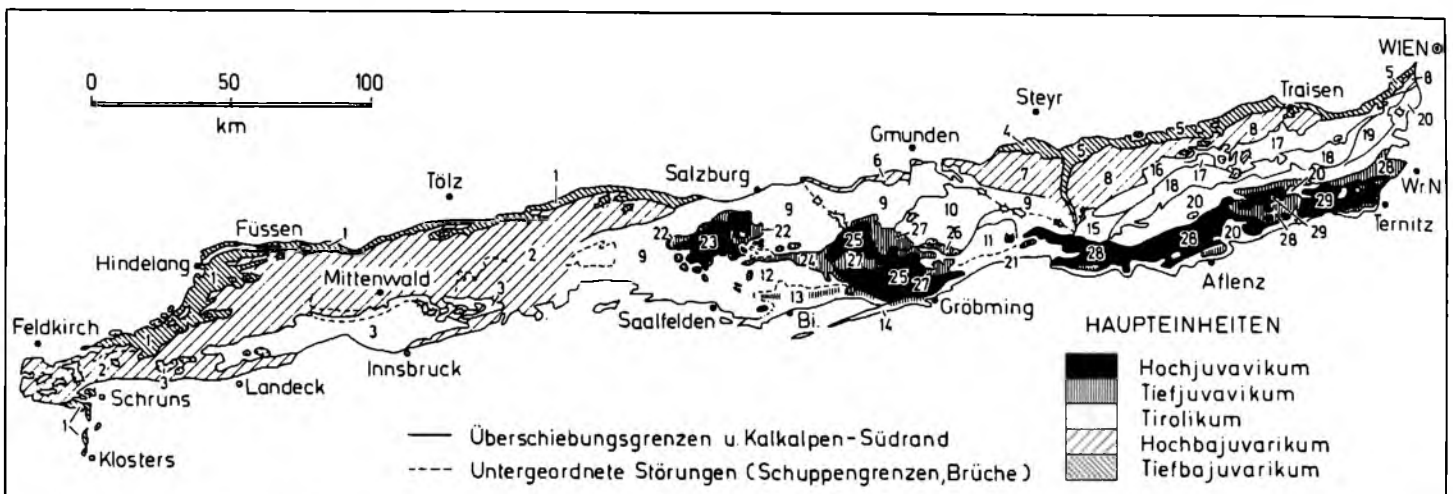


Abb. 60: Die tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen nach A. TOLLMANN (1973 b, Abb. 1), ergänzt. – 1 Allgäudecke, Cenoman-Randschuppe und Madrisazone; 2 Lechtaldecke; 3 Inntal- und Krabachjochdecke; 4 Ternberger Decke; 5 Frankenfelser Decke und Cenoman-Randschuppe; 6 Langbath-Scholle; 7 Reichraminger Decke; 8 Lunzer Decke; 9 Staufen-Höllengebirgs-Decke; 10 Totengebirgsdecke; 11 Warscheneckdecke; 12 Tennengebirgs-Scholle; 13 Werfener Schuppenzone; 14 Mandling-Span; 15 Reiflinger Scholle; 16 Sulzbachdecke; 17 Reisalpendecke; 18 Unterbergdecke; 19 Peilsteindecke; 20 Göllerdecke samt Tribeinschuppe und Südrandzone; 21 Admonter Schuppenzone; 22 Hallein-Loferer Hallstätter Decke; 23 Berchtesgadener Decke; 24 Lammer-Einheit; 25 Dachsteindecke; 26 Grundlseescholle; 27 Mitterndorfer Decke; 28 Mürzalpen-Hohe Wand-Decke; 29 Schneebergdecke.

selbst in Teildecken aufgelöst. Nach vorübergehender, fast vollkommener Überwältigung der tieferen Nordrandeinheiten unter dem sogenannten „Tirolischen Bogen" HAHNS, der im Raum Salzburg bis Gmunden vorstoßend die Kalkalpenfront übernimmt (Abb. 91), stellen sich in den östlichen Voralpen wiederum die tieferen Elemente, hier die Cenomanrandschuppen, die Frankenfels-Ternberger und die Lunzer-Reichraminger Decke ein. Im Süden aber sind fernverfrachtet die hochalpinen Deckschollen der Berchtesgadener Decke mit ihrem Hallstätter Schollenkranz, die Dachstein- und die Mürzalpendecke, auf der noch die Schneebergdecke liegt, aufgeritten.

Die Anlage der Teildecken erfolgte erst auf dem Weg der Kalkalpen nach Norden. Bei ihrem Herausschnitt waren die Cenomanrandschuppe, die Allgäu-Frankenfelser, die Lechtal-Lunzer Decke und das Tirolikum noch als eine einheitliche Platte mit schräg gegen Norden aufsteigendem Basalzuschnitt von ihrem Sockel abgeschert worden, die Zerlegung erfolgt erst während des Transports. Das zeigt die Betrachtung der basalen Schichtglieder der jeweiligen Decken (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 369, Abb. 3; 1973 b, S. 65): Die Cenomanrandschuppe setzt vielfach mit Cenoman, bestenfalls mit Hauptdolomit an der Basis ein, die Frankenfelser Decke mit Opponitzer Rauhwacke des Karn, die Lunzer Decke mit Muschelkalk, das Tirolikum (Ötscherdecke s. l.) mit permischem Haselgebirge, und am Kalkalpensüdrand kommt noch das Paläozoikum der Grauwackenzone als stratigraphisch verbundene Basis heraus – vgl. Bd. III.

In nomenklatorischer Hinsicht hat F. HAHN (1912, S. 338 ff.) eine durchgehende Gruppierung der erwähnten kalkalpinen Decken vorgenommen, die in modifizierter Weise bis heute vielfach angewendet wird. Demnach könnte man vom Liegenden zum Hangenden, zugleich von Norden nach Süden, folgende Deckensysteme trennen (Abb. 60): Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum. Das Tiefstbajuvarikum repräsentiert die Cenomanrandschuppe, das Tiefbajuvarikum das Allgäu-Ternberg-Frankenfelser Deckensystem, das Hochbajuvarikum das Lechtal-Reichraminger-Lunzer Deckensystem, das mächtige Tirolikum umfaßt die Inntaldecke, den Tirolischen Bogen im Mittelteil der Kalkalpen von der Staufen-Höllengebirgs-Decke im Norden über Totengebirgsdecke zur Warscheneckdecke bzw. zum Hochkönig und Tennengebirge am Südrand weiter im Westen, ferner das Ensemble der Ötscherdecke s. l., zu dem in den Östlichen Kalkalpen die Sulzbach-, Reisalpen-, Unterberg-, Peilstein- und Göllerdecke zählen. Die Hallstätter Zonen faßte man in dieser Nomenklatur als Tiefjuvavikum zusammen, was heute nur in fazieller, nicht mehr recht in tektonischer Hinsicht berechtigt ist, da sie keine tektonisch durchgehende Selbständigkeit aufweisen. Außer dem Gesamtinhalt des Südkanals sind allerdings auch Teile der Miohallstätter Kanäle tektonisch verfrachtet. Als Hochjuvavikum sind Berchtesgadener Decke, Dachsteindecke und Schneebergdecke deckentektonisch selbständig; die Mürzalpendecke hingegen stellt ungeteiltes Juvavikum dar, das innerhalb der fernüberschobenen Masse Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies vereint.

Seit alters ist bekannt, daß diese zuvor aufgezählten großtektonischen Einheiten der Kalkalpen in großen Zügen jeweils individuelle Baustile aufweisen. Bedingt ist diese Gegebenheit in erster Linie durch das Material der Trias, des Hauptbausteines, das diese Deckensysteme aufbaut: Gut geschichtete Gesteine wie Muschelkalk, Reiflinger Kalk, aber auch Hauptdolomit, sind gut faltbar. Massige Gesteine wie Wetterstein- und Dachsteinriffkalk reagieren auf tektonische Beanspruchungen durch plattenförmige

Ausschuppung und Überschiebung, dickbankiger Dachsteinkalk steht zwischen diesen beiden Gesteinsgruppen. Für das von der Fazies abhängige tektonische Verhalten hat W. SCHWAN den Ausdruck Faziestektonik geprägt. Es würde allerdings zu weit gehen, wie A. THURNER (1962) die Deckensysteme der Kalkalpen nach dem Auftreten bestimmter Typen von Kleinstrukturen abgrenzen zu wollen, da die Decken zum Teil verschiedene Faziesbereiche beinhalten und demnach auch Abweichungen von dieser groben Faziestektonikregel bestehen, so daß die Deckenabgrenzung natürlich nur durch die Verfolgung durchgehender Überschiebungsflächen vorgenommen werden kann.

Der Baustil der oben erwähnten kalkalpinen Deckensysteme ist folgendermaßen zu charakterisieren (Abb. 61).

1. Die Cenomanrandschuppe besteht aus einem langen, schmalen, aber tiefgreifenden, in weiten Teilen auch zu Schollen und Linsen zerrissenen Randsaum in der Stirn der Kalkalpen aus einer Schichtfolge vom Hauptdolomit bis zum Cenoman/Turon, im Osten reichlich Kieselkalke enthaltend. Sie stellt gleichsam die Stirnschuppe der Kalkalpen bzw. des Bajuvarikums dar.

2. Das Tiefbajuvarikum (Allgäu-Ternberg-Frankenfelser Deckensystem) ist auf Grund des leicht faltbaren Materials einschließlich des Hauptgliedes, des Hauptdolomits, in enge nordvergente Falten und Schuppen gepreßt, die in der Allgäudecke extremes Ausmaß erreichen. In der Frankenfelser Decke kommt es südlich von Gresten bis zur Ausbildung von mehreren Kilometer breiten horizontal aufeinandergestapelten liegenden nordvergenten Falten. Im Mittelabschnitt der Kalkalpen ist das Tiefbajuvarikum auf einer Länge von 110 km durch den Vorstoß des tirolischen Bogens völlig unterdrückt.

3. Dem Hochbajuvarikum gehört westlich dieses tirolischen Vorstoßes die Lechtaldecke an. Ihre mindestens 23 km weite tektonische Überlagerung über die Allgäudecke zeigt sich im Westen zwischen der vordersten Deckscholle im Falkensteinzug und dem tiefsten, südlichen Fenster im Hornbachtal (Abb. 61). Die Front der Lechtaldecke ist weithin in Deckschollen und Halbfenster bis Fenster aufgegliedert. Der Körper der Lechtaldecke wird durch ein weiträumig verfolgbares, relativ regelmäßiges Faltensystem beherrscht. Der großen Lechtaler Hauptmulde im Süden ist im Kern die Inntal- und Krabachjochdecke eingelagert. Der Deckensüdteil ist unter dem Nachschub der Zentralalpen in enge, steilstehende bis überkippte Strukturen gepreßt, von der Ötzmasse wohl auch noch überfahren und in der Tiefe eingewickelt. Die Reichraminger-Lunzer Decke zeigt ein weithin verfolgbares, regelmäßiges Faltensystem, das über die Störung der Weyerer Bögen hinweg weiterverfolgbar ist.

4. Dem Tirolikum rechnet man im Westen die Inntaldecke mit kräftigem, basal abgeschertem Faltenbau zu, die mit einer allseits tektonisch begrenzten, 100 km langen Hauptscholle und Ausliegern östlich vom Flexenpaß der Lechtaler-Karwendel-Mulde eingelagert ist. Die Schubweite beträgt mindestens 25 km. Als auffälliges Element zieht vor dem Nordrand der Inntaldecke vom Mieminger Gebirge bis zum Karwendel die Karwendelschuppenzone als weithin überfahrener Schollenteppich dahin, der noch am Hinterrand der Inntaldecke herauskommt.

Im Mittelteil der Kalkalpen bildet das Tirolikum, das sich hier von der Hauptdolomitfazies im Norden weit in das Gebiet der Dachsteinkalkfazies im Süden erstreckt, mit einem durchaus andersartigen Baustil eine breite, nur wenig gegliederte Masse Vom Hochstaufen westlich von Salzburg kann man ohne Querung einer

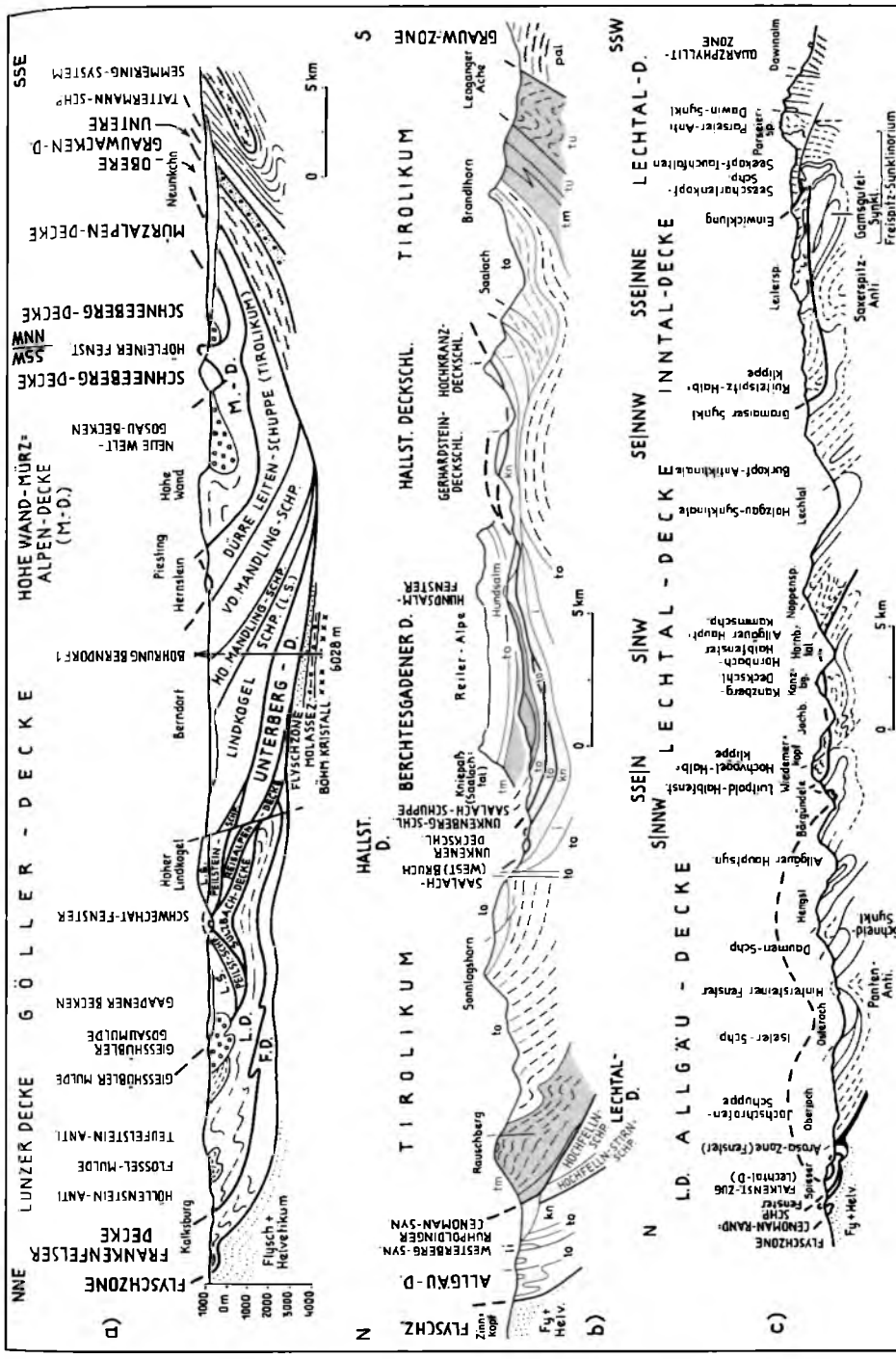


Abb. 61: Der Baustil der Nördlichen Kalkalpen, dargestellt an Hand dreier typischer Profile, im Westen, in der Mitte und im Osten, nach A. TOLLMANN (1967 c, Taf. 1; 1976 b, Taf. 6, Prof. 2, 9), ergänzt nach G. WACHTEL & G. WESSELY (1981, Abb. 7). Erläuterungen: pal – Paläozoikum, tu – Untertrias, tm – Mitteltrias, to – Obertrias, i – Jura, kn – Neokom.

Deckengrenze im Tirolikum über Sonntagshorn, Steinplatte und Loferer Steinberge zu den Leoganger Steinbergen am Kalkalpen-Südrand passieren. Die Hauptstruktur stellt hier die flache Unkener Mulde dar, in die schüsselförmig die Berchtesgadener Decke mit ihrem Hallstätter Schollensaum eingelagert ist (Abb. 61). Östlich dieser Decke zeigt das Tirolikum im Stirnteil im Schafberg ein intensives Faltensystem, in dem durch die steile Wolfgangseestörung getrennten Osterhorn-Gebirge eine so ruhige Lagerung, daß man sich außerhalb des alpinen Orogens zu befinden wähnt, in der Hagen-Tennengebirgs-Scholle nahe dem Kalkalpen-Südrand schließlich eine riesige nordvergente stirnförmige Einrollung im Dachsteinkalk südlich der davor liegenden Lammermasse in Hallstätter Fazies. In dieser sich gegen Osten verbreiternden Lammerzone lagert sich tektonisch die hochalpine Dachsteindecke mit ihrem Hallstätter Schollenkranz ein. Östlich davon setzt im Abschnitt bis zu den Weyerer Bögen eine großräumige Deckengliederung des Tirolikums ein: Die Staufen-Höllengebirgs Decke als vorderste Einheit zeigt im Traunstein-Kremsmauer-Zug eine weitere liegende Stirnfalte mit verkehrtem Schenkel bis zum Grünauer Flyschfenster. Die nächstsüdlichere Decke des Tirolikums, die Totengebirgsdecke, stellt mit der Kasberg-Liegendfalte den Typus der Überfaltungsdecke dar, die drittsüdlichste Einheit, die Warscheneckdecke, zeigt mit der Falteneinrollung im Türkenkogel-Lawinenstein-Zug wiederum ein schönes Stirnscharnier, während im Warscheneckstock nur eine Abbeugung der Dachsteinkalkplatte diese nordvergente Stirnbildung andeutet.

Im Ostabschnitt der Kalkalpen östlich der Weyerer Bögen bis zum Alpenostrand ist das Tirolikum — von der vordersten Einheit, der Sulzbachdecke, abgesehen — in eine Reihe von Teildecken in schuppenförmiger Anordnung und mit schlichtem Innenbau gegliedert. Die Sulzbachdecke, die zum Teil den Südabschnitt der ehemaligen Lunzer Decke s. l. umfaßt, bildet die östliche Fortsetzung der Sengsengebirgs-Antiklinale westlich der Weyerer Bögen, also der tirolischen Front, die dort vorübergehend in einen Faltenzusammenhang mit dem Bajuvarikum (Reichraminger Decke) tritt. An der nachkretazischen Weyerer Einrißlinie wurde das Westende der Sulzbachdecke als Reiflinger Scholle abgerissen. Im Raum um Lunz liegt diese Einheit noch in der Lunzer Fazies, was eine schöne, gleichmäßige Faltung (Lunzer Musterfalte) zur Folge hat. Östlich davon wird der überstürzte, verkehrt lagernde Stirnteil tektonisch vom aufrecht lagernden Hangendteil getrennt, der verkehrte Abschnitt zieht als 15 km breite verkehrt liegende Sulzbachdecke weiter, wird verdeckt und taucht erosiv angeschnitten noch einmal weit im Osten, im Inhalt des Schwechatfensters bei Baden, auf. Der abgescherte Hangendteil wird als Reisalpendecke selbständig. Analog der Reisalpendecke stellen die Unterberg-, Peilstein- und Göllerdecke aufrechte Teildecken des Tirolikums dar, letztere in ihrem Südabschnitt unter und vor der aufgefahrenen hochalpinen Deckenmasse im Abschnitt Hohe Mandling—Dürre Wand intensiv verschuppt.

5. Das Juvavikum setzt im Westen mit der Lofer-Halleiner-Hallstätter Decke (Tiefjuvavikum) und der mächtigen Berchtesgadener Decke (Hochjuvavikum) ein, die den Kreideschichten der Unkener Großmulde tektonisch eingelagert sind (Abb. 61). Die Allochthonie dieser Schollen, die jenseits des Südrandes der Kalkalpen beheimatet waren, wird heute von niemandem mehr geleugnet. Die Berchtesgadener Decke hat unter ihrer mächtigen, wenig gegliederten Triaskarbonatplatte einen stark zerglittenen und in Einzelschollen aufgelösten Hallstätter Gleitschollenteppich begra-

ben. Sie hat außerdem an ihrer Stirn die mächtige Saalach-Stirnschuppe abgespalten und weit überfahren.

Östlich des Salzachtales ist als tiefjuvavisches Element zunächst die Lammer-Einheit nördlich der Tennengebirgsstirnfalte in der Depressionszone des Lammertales vorhanden. Sie gilt vorderhand trotz Überschiebungskontakt an den Rändern meist als eine parautochthone, lokal ausgeschobene Scholle des Nördlichen Hallstätter Kanals.

Mit der Dachsteindecke stellt sich zwischen Ischl und Hohem Dachstein wiederum eine fernverfrachtete hochjuvavische Triaskarbonatplatte ein, von Hallstätter Gleitschollen umgeben. Die Schollen am Nordrand in der Zone Ischl—Aussee sind aus dem Hallstätter Südkanal vom Süden der Dachsteindecke eingeglitten, ebenso wie der Röthelstein und die Mitterndorfer Deckschollen. Plassen und Rettenstein stammen aus der gleichen südtiefjuvavischen Zone.

Ungeteiltes Juvavikum bildet in den östlichen Kalkhochalpen die Mürzalpendecke, die sich von den Haller Mauern über die Gesäuseberge, den Hochschwab und die Mürztaler Alpen bis zur Hohen Wand am Abbruch zum Wiener Becken erstreckt. Eine Reihe von schönen Fenstern im Osten, die Auflagerung mit Haselgebirge über jüngeren Schichten des Tirolikums am Südrand und ein durchgehender Überschiebungskontakt am Nordrand beweisen den allochthonen Charakter dieser Vielfaziesdecke, die Dachsteinkalk- und Hallstätter Fazies in verschiedenen Ausbildungen in sich vereint. Vom Meridian Gußwerk-Mariazell an gegen Osten hin lagern Schollen der Schneebergdecke als hochjuvavische Einheit der Mürzalpendecke auf. Im Westen ist ihr Deckenkörper durch die Erosion in einen Schwarm von Teilschollen aufgelöst, im Osten liegt im Rax-Schneeberg-Stock noch eine zusammenhängende Großscholle vor, nur durch Naßwalder-, Hengst-, Ödenhof- und Höfleiner Fenster durchlöchert, wodurch die Allochthonie von Schneeberg- und Mürzalpendecke belegt wird. Auf der Schneeberg-Südseite konnte noch ein unterlagernder Saum der Mürzalpendecke mit Mürztaler Schichtfazies erfaßt werden, der seinerseits dem Tirolikum tektonisch aufruht, so daß sich die von L. Kober schon 1909 hier gegebene Bauformel trotz des heftigen und vielfachen Einspruchs auf Grund der Neuuntersuchungen mit modernen Methoden und auf Grund neuer Aufschlüsse glänzend bestätigt hat.

γ) Die bruchtektonische Gliederung der Kalkalpen

Spezielle Studien zur Bruchtektonik der Kalkalpen sind noch immer sehr spärlich (Beispiel: P Schmidt-Thomé, 1954, für den bayerischen Anteil). Die Bruchtektonik wurde zunächst nur sehr fragmentarisch durch die bei der Kartierung jeweils anfallenden Teilstücke von Bruchlinien bekannt. Eine erste zusammenfassende Darstellung der Bruchlinien der Ostalpen (A. Tollmann, 1970 a, Taf. 1) stellte die bisher bekannten Hauptbruchstrukturen der Kalkalpen mit genetischem Kommentar zusammen, in neuerer Zeit hilft die Auswertung der Satellitenbilder und Luftbilder in dieser Frage entscheidend weiter (A. Tollmann, 1976 b, S. 56 ff., Abb. 17 ff.; 1977 a; R. Gupta, 1977; F. Jaskolla, 1978; M. Buchroithner, 1982; 1984 a, b; J. Bodechtel et al., 1984) — Abb. 62 (S. 110).

Gerade auch bei der genetischen Deutung der Bruchsysteme hilft der großräumige

Überblick, wie ihn die Satellitenbilder vermitteln, wesentlich. Wie die Auswertung solcher Bilder zeigt, überlagern sich in den Kalkalpen durchgepauste variszische, alpidisch wiederbelebte Bruchstrukturen mit den rein alpidisch bedingten, von der Tiefe vollkommen unabhängigen Strukturen des alpinen Deckengebäudes. Hinzu kommt ein Bündel von schräg verlaufenden Linien am Ostrand, am Abbruchsrand zum Graben des Wiener Beckens, entlang der Thermenlinie.

Interessant ist der gesicherte Nachweis der Wiederbelebung alter, variszischer Bruchlinien der unter die Kalkalpen abtauchenden Böhmischen Masse, deren erneute Bewegung in alpidischer Zeit ihren Verlauf in das Deckgebirge durchpauste (A. TOLLMANN, 1977 a, S. 12, Taf. 20). Das vom alpidischen Bruchsystem etwas abweichende Störungsnetz der Böhmischen Masse mit einer starken WNW-ESE- und NNE-SSW-Komponente läßt sich zum Teil am Satellitenbild über die subalpinen Zonen hinweg direkt bis in die Kalkalpen verfolgen. Außerdem findet man diese von dem typisch alpinen Bruchnetz im Inneren der Alpen abweichende Richtung in zahlreichen parallelen Störungen in den östlichen Kalkalpen von der Schwechattal-Störung über die Hochwart-, Kl. Raminger-, Teichl-Störung usf. wieder. Wesentlich hiefür ist der Umstand, daß sie auch in dem in die karpatische Richtung eingeschwenkten östlichen Teil der Kalkalpen in gleicher Orientierung erhalten ist, während die alpidischen senkrecht zur Druckrichtung entstandenen Diagonalscherflächensysteme in diesem gegen NE schwenkenden Kalkalpenbogen mitgeschwenkt sein müssen.

Unter den alpidischen Störungslinien steht das Diagonalscherflächensystem mit den hiedurch entstandenen X-förmigen „Mohrschen Figuren" bei weitem im Vordergrund. Die NW-Äste (Ammer-Störungen) und die NE-Äste (Loisach-Störungen) müssen in einem begrenzten Raum keineswegs statistisch gleichmäßig verteilt sein. Im Westen dominiert besonders die SW-NE-Komponente, zu der auch riesige, fast den ganzen Alpenkörper betreffende, zum Teil schon früher bekannte, aber erst im Satellitenbild in ihrem ganzen Ausmaß erfaßte Störungen, wie die Tamina-, Gargellen-, Spullersee-, Loisach-, Jachen-, Prien-, Saalach-, Torscharten-, Trauntal-, Salzsteig-Störung und viele andere Linien zählen. Als Beispiele für die NW-SE-Komponente seien die Vils-, Ammergau-, Himmelmoos-, Wildbarren-, Ramsau-, Schlenken-, Reißgang- und Radling-Störung angeführt.

Das Cloossche System mit Längs- und Querstörungen ist, wie üblich, wesentlich schwächer repräsentiert. Als Beispiele für Längsbrüche seien die Osterhornsüdrand-, Toplitz- und Laussastörung, für Querbrüche die Tegernsee-, Schliersee-, Ursprung- und Zeller Störung erwähnt.

Neben diesen einfach überblickbaren und erklärbaren Bruchlinien gibt es auch sehr komplexe, zum Teil mehrfach beanspruchte Brüche. So kann ein heute akzentuierter Bruch wie die Wolfgangseestörung schon offenbar zur Zeit der Sedimentation, die in beiden Flanken kräftige Differenzen zeigt, wirksam gewesen sein und später ausgebaut worden sein. Es können meridionale Brüche bereits während des Transversaltransportes der Deckenpakete angelegt worden sein, so daß an solchen „Grenzblättern" eine sehr unterschiedliche Verfrachtung und verschieden intensive Faltung der beiden Flügel vor sich gegangen ist (z. B. Göstlinger-, Traunsee-, Ht. Langbath-, Leonsberg-, Kohlental-Überschiebungsblätter, A. TOLLMANN, 1970 a, S. 25 ff.).

Obgleich der Hauptteil der Bruchstrukturen in den Kalkalpen tertiären Alters ist,

treffen wir vereinzelt auch bereits vorgosauische, kretazische Brüche, die von der vorgosauischen Deckenüberschiebung bereits überfahren worden sind, wie etwa der Gracheralmbruch 3 km E Mariazell im Tirolikum vor der hochalpinen Überschiebung (E. SPENGLER, 1931 b, S. 494). Andererseits hat uns das Anhalten der Bewegungen entlang der im Tertiär entstandenen Brüche überrascht, das in neuester Zeit einerseits das Ziel geologischer Beobachtungen (P SCHLUSCHE) gewesen ist, andererseits aus den Satellitenbildern so deutlich zum Ausdruck kommt, auf denen viele bedeutende Bruchlinien aus den Kalkalpen noch durch die Flyschzone in die Molasse hineinlaufen und dort vielfach noch durch die Randmoränenlandschaft hindurch trassierbar sind.

δ) Literatur

G.ANGENHEISTER et al., 1975; G. BACHMANN, K. KOCH et al., 1981, G. B. & H. SCHMIDT-KAHLER, 1981; G. B., G. DOHR et al., 1982; J. BODECHTEL et al., 1984; R. BRINKMANN, 1936; M. BUCHROITHNER, 1982, 1984 a, b; G. DOHR, 1981; R. GUPTA, 1977; F. HAHN, 1912; G. HERTWECK, 1961; R. JANOSCHEK, 1969; F. JASKOLLA, 1978; L. KOBER, 1909, 1938, 1955; E. KRAUS, 1951; A. KRÖLL et al., 1981; B. PLÖCHINGER, 1964 b, 1973; B. P & S. PREY, 1968; S. PREY et al., 1959; H. REICH, 1960; P SCHMIDT-THOMÉ, 1954; E. SPENGLER, 1931 b, 1959; P TERMIER, 1903; A. THURNER, 1962; A. TOLLMANN, 1959, 1963 c, 1970 d, 1971 b, 1973 b, 1976 b, 1977 a, 1981; E. VEIT, 1963.

f) Metamorphose

Lange Zeit ist die schwache Metamorphose, die die basalen und südlichen Teile der Kalkalpen in der alpidischen Orogenese noch erfaßt hat, nicht beachtet worden. Erst durch die Anwendung verfeinerter Methoden, besonders der Bestimmung der Illitkristallinitätswerte und zugleich der Möglichkeit, durch absolute Altersbestimmung der gesproßten Glimmerfeinfraktion eine altersmäßige Datierung dieser Metamorphose durchzuführen, ist das Interesse an dieser Arbeitsrichtung sprunghaft gestiegen. Man wird ja aus dieser Kombination von Metamorphoseprägung und Altersdatierung in Hinkunft sicher wichtige Schlüsse über die frühe Einbeziehung der Kalkalpen in die kretazische Orogenese gewinnen und manches Zusätzliche über die Beziehung zu den benachbarten großtektonischen Einheiten aussagen können. Die bisherigen Untersuchungen seitens österreichischer Forscher wurden in erster Linie durch J. SCHRAMM (Prüfung des Metamorphosegeschehens) und M. KRALIK (Metamorphose in Abhängigkeit vom absoluten Alter) durchgeführt. Im Westteil der Kalkalpen hat H. KRUMM (Frankfurt) analoge Untersuchungen angestellt.

Das bisherige Ergebnis von J. SCHRAMM, der in seinen Berichten ab 1975 das Hineinreichen der alpidischen Metamorphose aus der Grauwackenzone in die Kalkalpen mit Hilfe von rund 1100 Proben verfolgt hat, läßt sich folgendermaßen umreißen (1982 b, c):

1. Die Gesteine der Decken am Kalkalpen-Nordrand sind nicht metamorph, Illit und übrige Tonminerale sind erhalten. Man braucht hierüber nicht erstaunt sein (J. SCHRAMM, 1981), da diese „tektonisch tiefsten" Einheiten, wie Frankenfelser und Lunzer Decke, ja geringe Mächtigkeiten, kaum Überlagerungen und daher keine Voraussetzungen für eine entsprechende Metamorphose mit sich bringen. Wie die

geophysikalisch und durch Bohrungen unterbauten Untersuchungen der ÖMV-AG ergeben haben (z. B. G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981, Abb. 7), stellt sich der große, an die 7 km reichende Tiefgang der Kalkalpen erst im Süden ein, im Zusammenhang mit dem gegen hinten absteigenden Schrägzuschnitt der kalkalpinen Platte, den größeren Gesteinsmächtigkeiten im Süden und der mächtigeren Überlagerung der tieferen Einheiten durch die nur dort vorhandenen kalkhochalpinen zusätzlichen Decken.

2. In der mittleren Breite der Kalkalpen im N-S-Profil ist zufolge der Illitkristallinität und textureller Änderungen eine erste, sehr schwache Metamorphose (beginnende Anchimetamorphose) feststellbar – so etwa am Beispiel der Göstlinger Schuppenzone in N.-Ö. (J. SCHRAMM, 1982 a).

3. Weiter im Süden stellt sich mit dem Erscheinen von Pyrophyllit, Paragonit und Paragonit/Muskovit-mixed-layer-Phasen die Anchimetamorphose ein – z. B. in den Strubbergschichten des Tennengebirges (A. BERAN et al., 1981).

4. Am Kalkalpen-Südrand schließlich sind neben den eben genannten Mineralien auch Chloritoid, Muskovit etc. beteiligt, und die Illitkristallinität erreicht Werte kleiner als 4,0, so daß die beginnende Epizone erreicht wird und sich die Metamorphose der permoskythischen Feinklastika fugenlos an jene der Grauwackenzone anschließt. Die Stärke der Prägung nimmt dabei von Osten gegen Westen hin ab. Außer der frühalpinen Metamorphose kann eine spätalpidische metamorphe Beeinflussung erfaßt werden (J. SCHRAMM, 1982 c).

Besonders interessant sind nun die von M. KRALIK (1982, 1983 a, b) hierzu ermittelten Alterswerte. Seine an Feinfraktionen der permoskythischen Phyllite und karnischen Kalke aus der Kalkalpenbasis im Hochkönigsockel in Salzburg (mit anchizonaler Metamorphose) ermittelten Werte liegen sämtlich höher als 92 Millionen Jahre (oberstes Cenoman) und streuen bei den K-Ar-Altern bis 125 Millionen Jahre (Grenze Hauterive/Barréme), bei Rb-Sr-Modellaltern sogar bis 135 Millionen Jahre (also bis in das Valendis). Die Temperatur dieser frühalpinen Metamorphose lag in diesem Raum bei 250°–300 °C.

Demnach wäre der thermale Höhepunkt der Metamorphose schon in der Unterkreide aufgetreten, die Mittelkreide würde bereits das Ende der Kristallisation für diese frühalpidische Metamorphose bedeuten. Obgleich diese ersten Daten erst den Beginn dieser Untersuchungsrichtung ankündigen, läßt sich bereits jetzt vermuten, daß für diese frühe Metamorphose am Kalkalpen-Südrand zweierlei Gründe maßgebend sind:

1. Dem entgegen aller anderen herrschenden Meinungen vom Verfasser stets angenommenen sehr frühen, und zwar bereits unterkretazischen Einsetzen der Orogenese in den Ostalpen – wofür gleichsam symbolhaft bereits in der „Ostalpensynthese" 1963 a, S. 193, die „austroalpine Phase" des Oberhauterive/Barréme eingeführt werden mußte (vgl. A. TOLLMANN, 1966 a, S. 18 ff.).

2. Zusätzlich ist zu beachten, daß im mittleren und östlichen Südteil der Kalkalpen bereits ab Oberjura durch das Eingleiten der hochjuvavischen Decken (Schneeberg-, Dachstein-, Berchtesgadener Decke) eine Schichtstapel-Verdickung eintrat, gegebenenfalls mit gleichsinniger Wirkung. Heute sind ja nur Reste dieser einstigen Karbonatplatte des Hochjuvavikums erhalten, wie die Entdeckung einer weiteren Scholle im Schallwand-Traunstein-Klotz über dem Tennengebirgs-Tirolikum durch W HAMILTON (1981, S. 166) zeigt.

In den westlichen Kalkalpen hat H. KRUMM (1984, S. 250 ff.) mit Hilfe der Untersuchung der Illitkristallinität die streckenweise herrschende Anchimetamorphose erfaßt. Diese zeigt zwei unabhängige Trends:

1. In einem älteren Akt ist der Südstreifen der Lechtaldecke erfaßt worden. Dieser zeigt ein Abklingen der Metamorphose vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden, unabhängig von dem später stattgefundenen Decken- und Faltenbau. Die Metamorphose ist durch Temperaturanstieg, weniger durch Druck bedingt und greift östlich vom Fernpaß weit nach Norden vor, bis über Garmisch-Partenkirchen und zum Achenpaß. Altersbestimmungen in der analog beanspruchten Schwazer Trias weisen auf 117–122 ± 7 Millionen Jahre hin (Barrême, austroalpine Phase). Diese schwache Metamorphose ist also noch während des Transportes, vor der Deckenbildung, einer bestimmten, relativ schmalen Zone der Kalkalpen aufgeprägt worden, so daß es sich um eine altalpidische transportierte Metamorphose handelt.

2. Jünger als dieser Akt ist die regionale horizontale Illitkristallinitätszunahme gegen Süden hin, die über alle Decken- und Faltenstrukturen hinweggreift. Sie muß daher mindestens nach der turonen, mediterranen Phase (90 Mio. J.) stattgefunden haben.

Es sei hier daran erinnert, daß der Verfasser wiederholt darauf verwiesen hat (1971 b, S. 369, Abb. 3; 1973 b, S. 65, Abb. 26), daß die Kalkalpenplatte in der frühalpidischen Ära zunächst ohne Deckenteilung als Ganzes ferntransportiert worden ist und erst später Deckenbildung hinzutrat. Dies wird nun durch das differenzierbare Metamorphosegeschehen bestätigt.

g) Der regionale Bau

α) Rhätikon

Im Rhätikon schiebt sich der westliche Ausläufer der Kalkalpen bis an das Rheintal heran. Wohl wird der Hauptteil des Gebirgsstockes aus kalkalpinem Material aufgebaut, doch bedingt die starke Heraushebung der oberostalpinen Einheit auf 2000 m Seehöhe, daß auch die unterlagernden mittelpenninischen Elemente wie Falknis- und Sulzfluhdecke durch mächtige Kalkstöcke wie Drusenfluh und Sulzfluh am Südsaum des Rhätikon zu dessen Aufbau beitragen und dergestalt Kalkberge verschiedener Provenienz aneinandergeraten. Auch der penninische Prätigauflysch reicht hoch in den Südhängen des Gebirgsstockes empor. Die Unterlagerung des kalkalpinen Anteils des Rhätikon durch verschiedene Flysche hat ja schon F. v. RICHTHOFEN im Jahre 1859, S. 133, bewogen, diesen Westabschnitt der Kalkalpen als überschoben zu betrachten, eine Auffassung, die schließlich mit entscheidend für die Aufstellung der Deckenlehre geworden ist – Näheres hierüber bei A. TOLLMANN, 1976 b, S. 11.

Der Rhätikon gehört zur Gänze der Lechtaldecke an und zeigt keine weitere Deckengliederung. Die Faltung ist schwächer als die stark gepreßte steile Faltung der Fortsetzung dieser Einheit in den Lechtaler Alpen. Die ost-west ziehenden Faltenzüge schwenken im Westen gegen SW, was auf eine Schleppung des freien Westendes des Oberostalpins, nicht so sehr aber auf die früher stets stark überschätzte Querfaltung (O. AMPFERER, 1932 c, 1933, 1937 b, 1939) hindeutet.

Im Westteil des Rhätikon reicht die Schichtfolge nur bis in den Hauptdolomit.

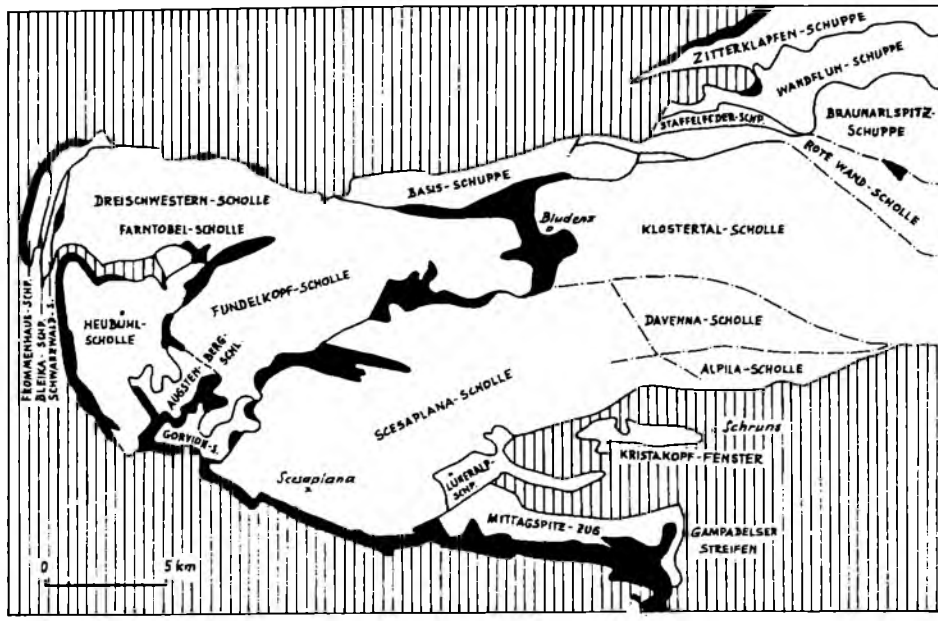


Abb. 63: Die Schollengliederung des Rhätikon nach A. Tollmann (1970 b, Taf. 3). Die Arosa-Schürflinge und -Fensterinhalte sind schwarz hervorgehoben.

Im Mittelabschnitt vervollständigt sie sich in der Scesaplanamulde bis zu den Kreideschiefern. Das Gebirge gehört der Vorarlberger Fazies an, die durch einen weitgehenden Ersatz des Wettersteindolomits durch Partnach- und Arlbergschichten gekennzeichnet ist. M. Kobel (1969) hat die Schichtfolge modern analysiert. Über den Liechtensteinschen Anteil geben F. Allemann (1953, 1956), R. Blaser (1952) und H. Schaetti (1951) Auskunft.

Die auffälligste tektonische Struktur im Rhätikon ist die Zerlegung in eine Reihe von Schollen, größeren, vorwiegend SW-NE streichenden Blöcken, die randlich wohl ein Stück aufgeritten oder aufgeschoben sind, aber nicht über Förderweiten wie Schuppen verfügen. Entlang dieser Schollengrenze ist der tektonische Untergrund hochgeschleppt worden, was insofern markant in Erscheinung tritt, als die Kalkalpen bei ihrem einstigen Vormarsch über die hochpenninische Arosazone deren Gesteine als Schürflingsteppich mitschleppten und nun an den Schollengrenzen zahlreiche tektonische Schürflingsfenster aus Arosa-Material auftreten (W v. Seidlitz, 1906, 1911, 1912 bis M. Richter, 1970). Auch in mobilere Horizonte wie in die gipsführenden Raibler Schichten des Rhätikon sind hiebei solche an basischen Eruptiva reichen Gesteine der Arosa-Zone eingepreßt (M. Richter, 1958, S. 317; M. Kobel, 1969, S. 17; 1972, S. 246).

Einen Überblick über die Schollengliederung des Rhätikon haben in neuerer Zeit M. Richter (1958, Taf. 13; 1969, Kt.), O. Reithofer et al. (1964, Taf. 1), M. Kobel (1969; 1972, Kt.) und A. Tollmann (1976 b, S. 89 ff., Taf. 1) gegeben (Abb. 63, 64). Die geologische Karte des Rhätikon und des Walgau (W Heissel et al., 1965, 1967) und jene von F. Allemann (1953) liefern das Detail hierzu. Die beiden wesentlichen Hauptschol-

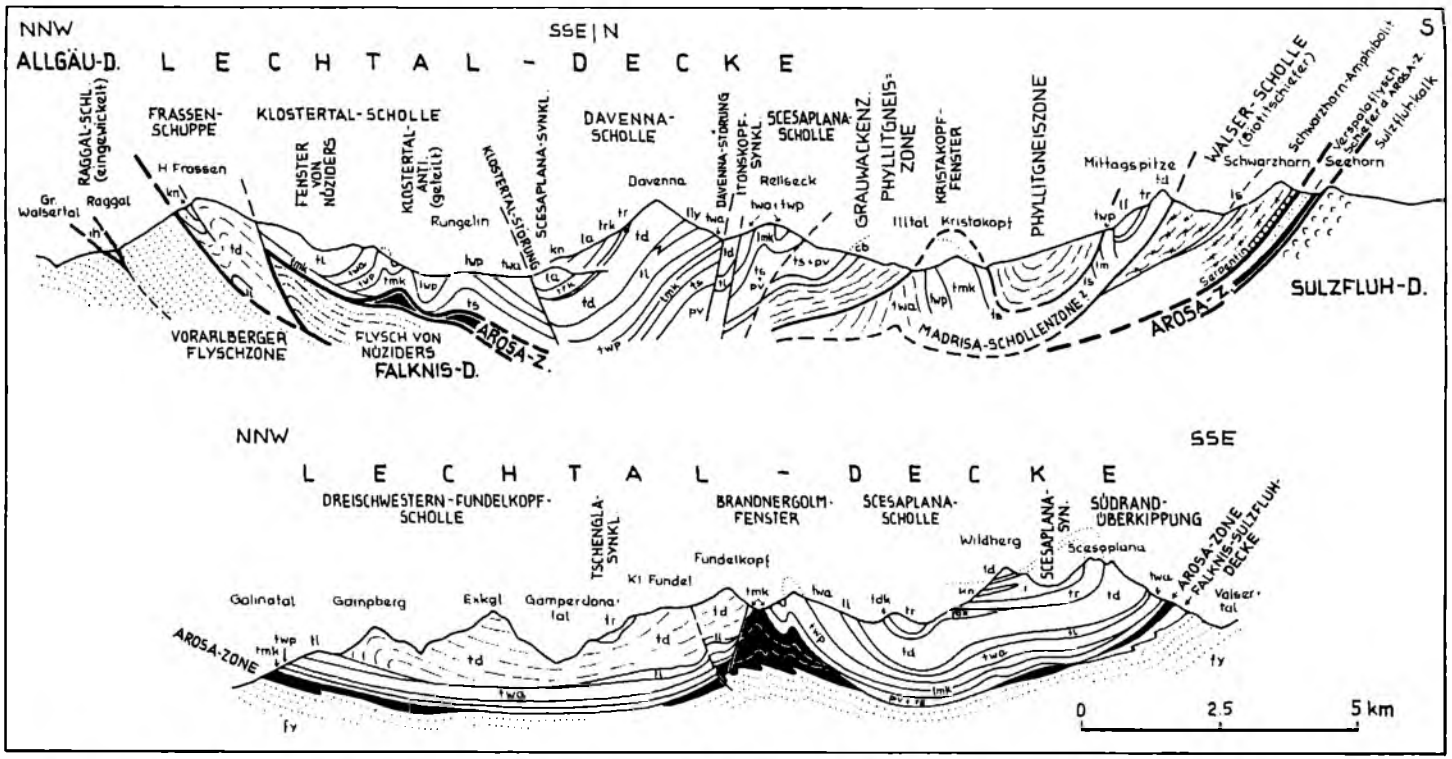


Abb. 64: Querprofile durch den Rhätikon, nach A. Tollmann (1976 b, Taf. 6, Fig. 12, 13), besonders unter Verwendung der Arbeit von M. Kobel (1972). Erläuterungen: pv – Alpiner Verrucano, ts – Buntsandstein, tmk – Muschelkalk (Gutensteiner Kalk), twp – Partnach-Schichten, twa – Arlberg-Schichten, tl – Nordalpine Raibler Schichten, tly – karnischer Gips, td – Hauptdolomit, tdk – Plattenkalk, tr – Kössener Schichten, trk – Oberrhätkalk, la – Adneter Kalk, lf – Allgäuschichten, ih – Malmradiolarit, ia – Ammergauer Schichten, i – Jura i. a., kn – Neokon, kl – Losensteiner Schichten.

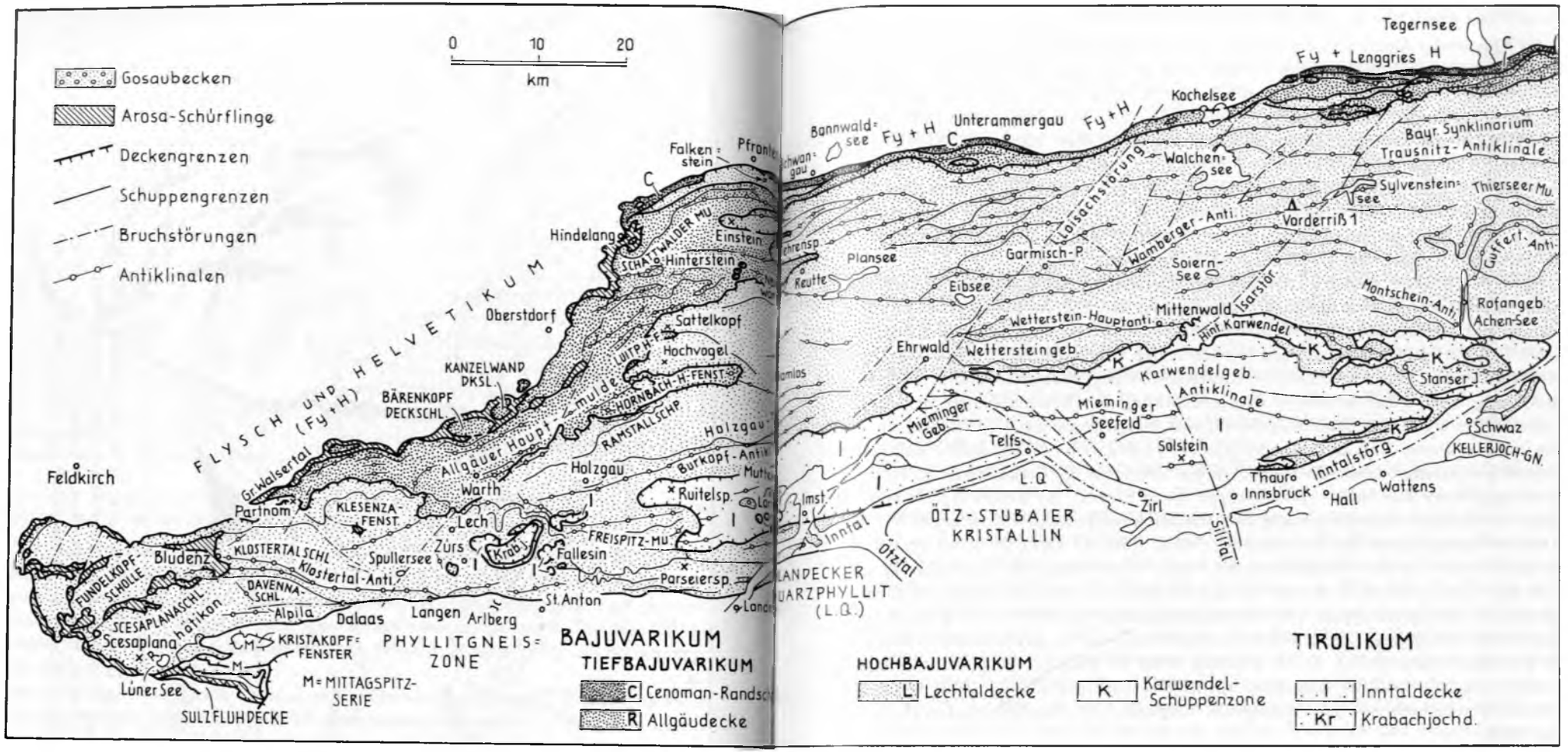


Abb. 65: Tektonische Gliederung der westlichen Kalkalpen; nach A. TOLLMANN (1976 b, Taf. 1–2), ergänzt.

len, die Dreischwestern- und Fundelkopf-Scholle, hängen im Norden noch zusammen, östlich davon folgt hinter dem Brandnergolm- und Loischkopf-Arosafenster die östliche Hauptscholle, die Scesaplana-Scholle. Sie ist in SW-NE-Richtung von der tiefen NW-vergent eingefalteten Scesaplana-(Valbona-Sarotla-)Mulde durchzogen. Im Gebiet des Lünersees ist der Südrand des Rhätikon in dieser Scholle steilgestellt bis überkippt, was zur Schlingenbildung mit vertikaler Achse im Hauptdolomit der Totalpe (O. SCHMIDEGG, 1955) und zur verkehrten Serie des Wildberges N der Scesaplana geführt hat (R. OBERHAUSER, 1970, Taf. 1). Östlich von Rellstal nimmt die einstige Unterlage der Kalkalpen, die Phyllitgneiszone, das Areal bis zum Gampadelsertal am Rand des Kristallins der Silvrettadecke ein – offenbar ebenfalls in verkehrter Lagerung, da darunter noch verkehrt lagernde kalkalpine Permotrias in der prächtigen Frescalot-Antiform, im Golmerjochzug und Kristakopffenster bei Tschagguns auftaucht (O. REITHOFFER, 1965, S. 55; M. KOBEL, 1972, S. 254).

Im Südosten des Rhätikon unterlagert die Tschaggunser Mittagspitz-Scholle die Phyllitgneiszone. Ihrer Fazies nach könnte sie als abgerissener Stirnteil der Kalkalpen überfahren und liegengeblieben sein. Die Fortsetzung dieser Scholle reicht über den Gampadelser Streifen zur Madrisa-Schollenzone, einer perlschnurartig unter der Silvrettadecke und über der Arosa-Zone am Westrand der Ostalpen eingewickelten Spurschollen-Kette von kalkalpinen tektonischen Zeugen im Bereich der Zentralalpen (A. TOLLMANN, 1970 d; P HALDIMANN, 1975).

β) Die Klostertaler Alpen

Als Klostertaler Alpen wird das Gebirge beiderseits des Klostertales zwischen dem Illtal im Westen und dem Flexenpaß im Osten bezeichnet, das die Davennagruppe südlich und jene der Roten Wand nördlich des Klostertales umfaßt. Der kalkalpine Abschnitt gegen den Hochtannberg nach Norden hin wird hier mitbehandelt. Das Gebiet ist auf den geologischen Spezialkarten I : 75.000 Blatt Stuben (O. Ampferer et al., 1937), 1 : 25.000 Blatt Klostertaler Alpen (O. Ampferer, 1932 a) und am Westrand noch auf den Blättern 1 25.000 Rhätikon und Walgau erfaßt. Übersichten über den Gebirgszug geben der Führer von M. Richter (1969) und die Darstellung des Verfassers (1976 b, S. 97 ff.). Eine kurze stratigraphisch-faziell orientierte Zusammenfassung über die Klostertaler Alpen hat K. Czurda (1978) geliefert.

Als Grundzüge des Bauplanes der Klostertaler Alpen lassen sich folgende Fakten hervorheben: Durch gewaltige, tiefgreifende, steil ESE bis E ziehende Störungen ist das Gebiet, noch den Verhältnissen des Rhätikon entfernt vergleichbar, in Schollen zerlegt: Von Süden nach Norden reihen sich aneinander: Alpila-Scholle – Davenna-Störung, Davenna-Scholle – Klostertal-Störung, Klostertal-Scholle – Formarin-Störung, Rote-Wand-Scholle – Klesenza-Störung mit Klesenzafenster der Arosa-Zone. All die erwähnten Schollen gehören dem Hauptkörper der Lechtaldecke an. In dem auch in diesem Abschnitt überkippten Südrandbereich stellen sich komplizierte potenzierte tektonische Strukturen ein. Die Front der Lechtaldecke im Norden ist zweigegliedert: Die innere Hauptschuppe dieser Einheit, die Braunarlspitzschuppe, bildet im Madonna-Braunarlspitzzug eine wunderbar aufgeschlossene, liegende Stirnfalte im Hauptdolomit (M. Schidlowski, 1961 a, S. 165; O. Otte, 1972, S. 132), darunter taucht noch in der Wandfluhschuppe eine Stirnschuppe der Lechtaldecke auf (Abb. 66). Jenseits nördlich des im Partnom-Halbfenster zwischen Marul und Oberer Partnomalm hochgeschleppten Flyschuntergrundes setzt im oberen Gr. Walsertal die Allgäudecke, sich gegen Osten allmählich verbreiternd, mit intensiver innerer Faltung an (D. Richter, 1956 a, 1957 a, b; M. Richter, 1956; H. Kallies, 1961). Ihr vorgelagert erscheint am Nordrand der Kalkalpen, auf Arosaschürflingsmaterial schwimmend, die Gräshorn-Deckscholle mit dem kalkalpinen Vorposten des Annalper Stecken (H. Kallies, 1961).

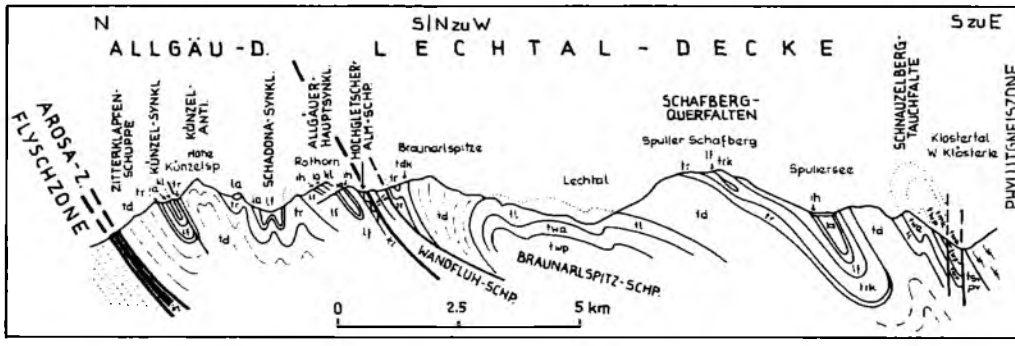


Abb. 66: Profil durch die Klostertaler Alpen, nach A. Tollmann (1976 b, Taf. 6, Prof. 11). Schichtglieder-Erläuterung s. Abb. 64.

An bemerkenswerten Einzelstrukturen innerhalb der Klostertaler Alpen sind folgende tektonische Formen hervorzuheben.

Die Davennagruppe besteht aus zwei durch die gewaltige, mittendurch in Längsrichtung hinziehende, noch über Dalaas gegen Osten hinausreichende (M. KÖHLER, 1977) Davenna-Störung getrennten Schollen. Die Alpila-Scholle im Süden bildet eine im Kern bis in die Allgäuschichten reichende, im Norden abgestutzte Längsmulde (O. AMPFERER, 1932 c, S. 39; M. RICHTER, 1956, S. 200). Die Davenna Scholle nördlich der Störung stellt mit einer steil verkehrt lagernden Serie von Muschelkalk im Süden bis zum Hauptdolomit im Norden den überkippten Südschenkel des Ostrandes der Scesaplana-Mulde dar (Abb. 63–64).

In der Klostertal-Scholle stellt die im Westen zweigeteilte Klostertaler Antiklinale (M. RICHTER, 1930, S. 10) mit Muschelkalk im Kern das durchgehende Südrandelement dieser Scholle dar, das im Osten von O. AMPFERER (1932 b, S. 35, Abb. 5–7) als Radona-Gewölbe beschrieben worden ist (Abb. 64). Jenseits der Formarinstörung bildet das Rote-Wand-Synklinorium (D. HELMCKE, 1974, S. 145) trotz Störung die Fortsetzung der östlich folgenden Spullerseemulde. Sehr umstritten wurde das von O. AMPFERER (1930 b, S. 135) entdeckte Klesenzafenster E der Roten Wand, das R. HUCKRIEDE (1958 c) eliminieren wollte, das nach Neukartierung aber wiederum voll anerkannt ist (M. SCHIDLOWSKI, 1960; O. OTTE, 1972, S. 145).

Besonders komplexe und lang umstrittene Bauformen zeigt der Südrandstreifen der Klostertaler Alpen im Abschnitt zwischen Spullersee und Flexenpaß, besonders auch wegen der sekundären Steilstellung, Pressung und Überkippung der Serien im Zusammenhang mit dem jungen Nachschub der Silvrettadecke. Hier kam es bei der Schnauzelberg-Antiform N Langen zur nordvergenten Tauchfaltenbildung mit Partnachschichten im Kern (D. HELMCKE & J. THIERBACH, 1972, Abb. 7). Der Spuller Schafberg N vom Spullersee zeigt komplizierte westvergente Querfalten im Rhät und Lias (D. HELMCKE, 1974, S. 141 f.) – Abb. 66. Eine steilachsige Schlingentektonik ist für die früher fälschlich als Tauchfalten gedeuteten wilden Verfaltungen in Jura-Kreide-Schichten des Spullerseekopfes E vom Spullersee verantwortlich, wie ebenfalls D. HELMCKE (1970; 1974) erkennen konnte. Die Hasenfluh-Deckscholle NW vom Flexenpaß ruht als Liegendfaltenkern aus Raibler Schichten und Hauptdolomit auf einem Span von Rhät und Jurakalk in Zürser Schwellenfazies, der seinerseits über den Kreideschiefern der Lechtaler Hauptmulde aufruht (U. DOERT & D. HELMCKE, 1976, S. 197). Sie ist kein Pilz, wie W STENGEL-RUTKOWSKI (1958) wähnte, sondern eine nordvergent eingefrachtete (B. ENGELS, 1960), nur mäßig weit bewegte Überfaltungsdeckscholle (R. OBERHAUSER, 1970, Taf. 1; A. TOLLMANN, 1970 c, S. 127; 1976 b, S. 164; U. DOERT et al., 1976, S. 197). Die komplizierte Verschuppung und liegende Verfaltung der Lechtaldecke im Abschnitt Kriegerhorn, Zug, Lech, hat W STENGEL-R. (1962, Abb. 2) geklärt.

Auch die letzte, eine Zeitlang durch W STENGEL-RUTKOWSKI (1960, 1962) als Pilzfalte gedeutete Deckscholle vor der Stirn der Lechtaldecke N Lech, das Karhorn, ist nun durch V JACOBSHAGEN selbst, der ja an der Umdeutung des Deckenbaues in gebundene Tektonik in den westlichen Kalkalpen führend beteiligt war, nach Neukartierung anerkannt worden (R. ZYLKA & V JAKOBSHAGEN, 1980, Abb. 1–3: inverse Deckscholle).

γ) Die Allgäuer Alpen

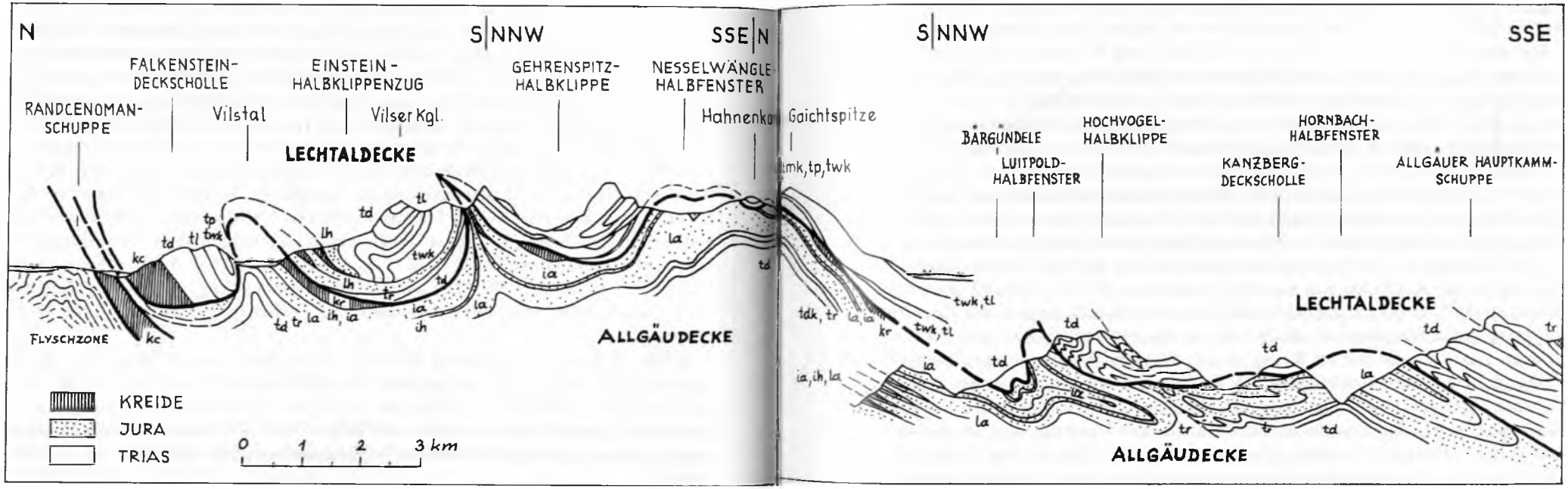
In diesem Abschnitt soll der österreichische Anteil der Allgäuer Alpen und Tannheimer Berge vom Hochtannberg im Westen bis zum Lechtal im Osten Besprechung finden, wobei in den bayerischen Allgäu nur so weit hinausgegriffen wird, wie für das Verständnis des Baues nötig ist. Überblick über das Gebiet gewähren die geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Lechtal (O. Ampferer, 1914); randlich die Spezialkarte 1 : 25.000 Lechtaler Alpen (O. Ampferer, 1932 a); auf deutscher Seite die geologische Karte der Bundesrepublik 1 200.000, Blatt Kempten (H. Scholz & W Zacher, 1983), die Blätter 1 : 100.000 Füssen (P Schmidt-Thomé, 1960) und Oberstdorf (W Zacher, 1972) sowie im Maßstab 1 25.000 — abgesehen von der alten Karte von C. Haniel (1914) — die von W Zacher stammenden Blätter Osterach (1964), Füssen (1964) und Pfronten (1966). Zusammenfassende Beschreibungen liegen im Führer durch die Allgäuer Alpen von M. Richter (1924, 1966) und durch den Verfasser (1976 b, S. 71 ff.) vor.

Die bedeutende tektonische Grenze zwischen der engst verfalteten Allgäudecke im Norden und der mit lehrbuchartig schöner Überschiebung auflagernden Lechtaldecke im Süden liegt zunächst in Vorarlberg (Gr. Walsertal—Stubenbach/Lech—E Warth) auf österreichischem Boden, verläuft dann entlang des Allgäuer Hauptkammes hart nördlich der Landesgrenze in Bayern (Biberkopf—Mädelegabel—Krottenspitz), springt südlich und nördlich der Hochvogelgruppe im Hornbach- und Luitpold-Halbfenster wiederum kurz nach Tirol und erreicht dann mit stark gewundenem Verlauf in den Vil-

Abb. 67: Profil durch die Vilser und Allgäuer Alpen im Meridian durch den Hochvogel, die komplizierte Deckentektonik zeigend; nach A. Tollmann (1972 b, Taf. 1). Erläuterungen s. Abb. 64 und: twk — Wettersteinkalk, tp — Partnachschichten, lh — Hierlatzkalk, kc — Cenoman, kr — Kreide i. a.

ser Alpen wiederum österreichischen Boden. Diese Grenze ist durch die Überschiebung von hellem Hauptdolomit über die dunklen Jura-Kreideschiefer im Allgäuer Hauptkamm und mit älteren Schichtgliedern bis herab zum Wetterstein- und Muschelkalk in den Vilser Alpen eine der landschaftlich eindrucksvollsten Überschiebungsgrenzen überhaupt — trotzdem war sie von deutschen Bearbeitern der fünfziger Jahre als Deckengrenze vollkommen zu Unrecht heftig bestritten worden. Vilser und Allgäuer Alpen waren damals unter dem Einfluß autochthoner Vorstellungen durch deutsche Geologen neu untersucht worden: Gegenüber den älteren zutreffenden Darstellungen der tektonischen Verhältnisse durch O. Ampferer (1911, 1912 c, 1914, 1915, 1930 b, 1931 b, 1932 a, b), M. Blumenthal (1936), C. Haniel (1911), W Heissel (1937, 1958), C. Kockel (1935, 1953), C. Kockel & M. Richter (1931), C. Kockel et al. (1931, 1936) usw. wurde die Ära der Vorstellungen über die gebundene Tektonik durch die Arbeiten von A. Kl. Bornhorst (1958), P Hamann & C. Kockel (1957), B. Hückel et al. (1960), V Jacobshagen (1961, 1975), V Jacobshagen & C. Kockel (1960), C. Kockel (1956, 1957), H. Rheum (1962), D. Richter (1958), M. Schidlowski (1961 a, b, 1966), W Zacher (1962 a, b), W Zeil (1959) und anderen in diesem Gebiet eingeleitet, die rund ein Jahrzehnt währten und erst durch die Arbeiten des Verfassers ab 1970 überwunden werden konnten. An weiteren Studien, die zur Aufhellung des Baues der Allgäuer Alpen in neuerer Zeit beitrugen, seien wenigstens noch die Arbeiten von W Bauberger (1963), H. Bertle et al. (1970), A. Custodis et al. (1939, 1965), B. Engels (1960), D. Richter (1961, 1963), M. Schidlowski (1962), A. Tollmann (1970 b, c, 1971 a, 1973 b, 1976 b, 1977 b) und J. Westrup (1967) genannt.

Wir wollen uns im folgenden den grundlegenden Problemen und Ergebnissen über



Art und Ausmaß dieser Überschiebung der Lechtaldecke im Allgäuer Hauptkamm zuwenden, da diese wohl die Kardinalfrage im Bau der Allgäuer Alpen darstellt (Abb. 65). Im vieldiskutierten Abschnitt nördlich von Lech springt die von der Wandfluh unter Roß und Mohnenfluh herüberkommende Hauptüberschiebungsfläche über den Kreideschiefern der Allgäudecke im Götzneralm-Halbfenster (O. AMPFERER, 1931 b; W STENGEL-R., 1962, S. 547; A. TOLLMANN, 1976 b, S. 113) bis vor das Kriegerhorn bei Lech zurück und verläuft über Stubenbach gegen NE einschwenkend weiter. Dort ist weder im Bereich der Göldeglaich noch unter der Höllenspitze ein Zusammenhang von Allgäu- und Lechtaldecke vorhanden, wie früher wiederholt vermutet, sondern stets liegt mit Bewegungsflächen Älteres über Jüngerem, wenn auch durch Basalabscherung der Lechtaldecke hier relativ junge Schichtglieder an die Überschiebungsbahn gelangen (A. TOLLMANN, 1971 a, S. 322; 1976 b, S. 115, mit Diskussion). Heute ist ja ferner das Karhorn, welches der Stirn der Lechtaldecke gerade in diesem Abschnitt vorlagert, entgegen älterer Darstellung als Deckscholle erkannt (R. ZYLKA & V JACOBSHAGEN, 1980), und wohl als Fortsetzung des verkehrten Schenkels der schräg ENE hinausstreichenden liegenden Großfalte der Braunarspitz-Mohnenfluh-Struktur der Lechtaldecke aufzufassen.

Der nächste heftig diskutierte Abschnitt waren Hornbach- und Luitpold-Halbfenster im Randsaum der Hochvogel-Halbklippe. Im Hornbach-Halbfenster ist im Zusammenwirken der westöstlich gerichteten Aufwölbung der Drähütten-Antiklinale und des tiefen Einschnittes des Hornbachtales die Unterlage der intern wild verfalteten Hauptdolomitplatte der Lechtaldecke aufgeschlossen: Mächtige Liasfleckenmergel und lokal sogar noch Obertrias kommen in der Taltiefe unter dem überschobenen Hauptdolomit zutage (Abb. 67). V JACOBSHAGEN hat 1961 dieses Fenster zu einer Beutelmulde umgedeutet. Aber die auch im Nordrahmen des Fensters prächtig aufgeschlossene nordvergente Schleppfaltung in den Jungschichten der Allgäudecke (B. ENGELS, 1960, S. 356; A. TOLLMANN, 1971 a, S. 276 ff., Abb. 1–8; 1976 b, S. 125 ff.) und weitere Fakten belegen die Natur des gegen Osten axial abtauchenden Fensters so eindeutig, daß hier kein Zweifel an der Richtigkeit der Auffassung von O. AMPFERER (1911, S. 551), C. HANIEL (1911, S. 21), C. KOCKEL (1953, S. 345) und andere betreffs des Deckenbaues möglich ist. Die Situation im nördlich gelegenen Luitpold-Halbfenster, das von P HAMANN & C. KOCKEL (1957) auf eine autochthone Struktur umgedeutet worden war, war hingegen schwerer zu durchschauen, da in dieser zwischen dem Hauptdolomit der Lechtaldecke gegen Osten vorspringenden Jungschichtenzone aus Jura/Neokom-Schichtgliedern bis zu den Aptychenschichten eine verkehrt abgerollte Serie an einen lokal verkehrt gelagerten Faltenschenkel der Lechtaldecke herantritt und sich im Bereich des Luitpoldhauses eine geradezu ideale Scheinserie ergibt (A. TOLLMANN, 1972 c) – Abb. 68. Ihre richtige tektonische Auflösung ist nur möglich gewesen unter Berücksichtigung des durchlaufenden tektonischen Kontaktes, des Aushebens der Hauptdolomithalbklippen der Lechtaldecke über dem Stierbachtal im Westen und der Berücksichtigung des gesicherten Fernschubes der Hochvogel-Halbklippe durch die klareren Verhältnisse mit der ganz analogen, aber durch die potenzierte Faltung nicht ganz so steil aufgepreßten Struktur der Mädelegabel in gleicher Position an der Lechtaldecken-Überschiebung etwas weiter im Westen, die B. HÜCKEL, V JACOBSHAGEN et al. (1960, Taf. 5, Fig. 5) selbst richtig gedeutet haben. Heute – besonders nach dem durch die Tiefbohrung Vorderriß in den west-

Abb. 68: Der Wiedemerkopf in der Hochvogelgruppe der Allgäuer Alpen zeigt den intensiven nordvergenten Faltenbau (Norden ist rechts) im Hauptdolomit der Lechtaldecke nahe ihrer Überschiebung über die Allgäudecke. Die Überschiebungsfläche liegt in der steilen Schneerinne auf der rechten Seite des Bildes.

lichen Kalkalpen gesicherten Deckenbau – ist die Erklärung der Strukturen im Hornbachtal und in der Luitpoldzone im Sinne des 1971 a vom Verfasser vorgeschlagenen Deckenkonzeptes auch von den einstigen Vertretern der gebundenen Tektonik wie etwa W Zacher anerkannt worden (P. Müller-Wolfskeil & W Zacher, 1984, S. 324 ff., Abb. 3–5).

Besonders eindrucksvoll offenbart sich der Deckenbau wiederum in den Tannheimer–Vilser Bergen (Abb. 67). Hier wurde das übereinanderliegende Deckenpaket, das noch dazu durch die Bildung einer großen Stirnschuppe der Lechtaldecke (Vilser Stirnschuppe) aus drei Teileinheiten besteht, nach dem vorgosauischen Fernschub noch in alttertiärer Zeit durch Deckenfaltung miteinander zu drei hintereinander gestaffelten, west-ost gerichteten, akzentuierten Deckenmulden und Deckensätteln geformt. Durch den generellen Achsenanstieg in diesem Abschnitt der Kalkalpen gegen Westen, gegen die helvetische Kuppel des Bregenzer Waldes hin, hat sich aber im Zusammenspiel mit der Erosion eine Reihe von langen, gegen Westen aushebenden Halbklippen aus Triasgesteinen, besonders Wettersteinkalk und Hauptdolomit, der Lechtaldecke in den „falschen" Kernen der Deckenmulden ergeben. Als Gegenstück stellt sich außerdem eine Reihe von noch enger gepreßten, gegen Ost abtauchenden Halbfenster-Inhalten aus den mobilen Jura-Kreide-Jungschichten der unterlagernden

Allgäudecke in den Deckensätteln ein. Ohne auf die Einzelheiten des Baues dieser Region, der zusammenfassend vom Autor 1970 b, 1971 a und 1976 b geschildert worden ist, hier eingehen zu können, seien wenigstens die Hauptelemente erwähnt. Das Auffälligste ist wohl, daß durch diesen Deckenbau die schroffen Triaskarbonatmassen stets oben, im Gipfelaufbau der Bergzüge liegen, während die sanften, wiesenbedeckten mergelreichen Jungschichtglieder darunter lagern und die Sockel und Talgründe dieses Raumes einnehmen.

Die nördlichste langgestreckte Deckscholle, der 32 km lange, 2 km schmale Falkensteinzug (1 a) zwischen Hindelang im Westen und der Hornburg südlich des Bannwaldsees, liegt zum guten Teil auf bayerischem Boden. Das Vilstal-Streifenfenster (1 b) begleitet ihn im Süden vom Schönkahlerberg über Vils bis Hohenschwangau. Es stellt sich südlich angrenzend die Einstein-Halbklippe (2 a) ein, im Westen mit dem Einstein N Tannheim einsetzend, unter dessen Hauptdolomit die Juragesteine auch am Südrand in kräftige nordvergente Schleppfalten gelegt sind, den nordvergenten Einschub der Halbdeckscholle beweisend. Diese Halbklippe setzt gegen Osten über den Alpsee zur hochbajuvarischen Randmulde fort. Der trennende Jungschichtenstreifen der Allgäudecke am Südrand dieser Halbklippe ist im Füssenerjöchl-Halbfenster (2 b) im Abschnitt des Hundsarschsattels steil emporgepreßt und setzt in den noch die Vilser Stirnschuppe emporpressenden Bennadeckensattel, der ja ungerecht als Typlokalität für den Begriff „Beutelmulde" gewählt worden ist (V Jacobshagen & C. Kockel, 1960, S. 104), fort. Die im Süden folgende Gehrenspitz-Halbklippe (3 a) mit den Wettersteinkalkgipfeln von Gimpel und Gehrenspitze zeigt einen intensiveren inneren Schuppenbau als bisher gedacht. Den nordvergenten Faltenbau am Südrand, der für den nordgerichteten Einschub entgegen der autochthonen Vorstellung von W Zacher (1962 b) zeugt, hat jüngst R. Peschel (1977) belegt. Der Inhalt des breiten, im Osten beim Urisee bei Reutte ausspitzenden Nesselwängle-Halbfensters (3 b) südlich dieser Halbklippe ist im Hahnenkamm W Reutte hoch emporgewölbt.

Am Hahnenkamm und in gleicher Position tritt entlang der Überschiebungsbahn am Südrand des Nesselwängle-Halbfensters auf der Ussern- und Strindenalm SE Tannheim eine intensive Zermalmung und Zerreißung der an die Grenzfläche herankommenden Serie ein, Blöcke von Triasgesteinen sind in der unterlagernden Jura-Kreide-Schieferserie eingewickelt, eingewalzt und verdreht eingespießt — ein eindrucksvolles Bild eines tektonischen Chaos, das schon O. Ampferer (1911, S. 541; 1912 c, S. 335) unter der Bezeichnung „tektonische Moräne" geschildert hat.

Heute ist der Deckenbau, den der Verfasser (1971 a) von den Vilser Alpen beschrieben hat, auch von W Zacher — dem einst vehementen Vertreter der Autochthonie dieser Zone — anerkannt (P Müller-Wolfskeil & W Zacher, 1984, S. 328 ff.). Im Innenbau der Lechtaldecke dieser Region nehmen die Autoren allerdings Umgruppierungen vor, indem sie Teile der Vilser Stirnschuppe abgliedern und die verbleibende Schuppe dann in Plattjochschuppe umbenennen, dafür aber noch weitere Schuppen der Lechtaldecke (Gehrenspitzschuppe) vom Hauptkörper der Decke in dieser Stirnzone abgliedern müssen. Daß hier tatsächlich noch manche Korrekturen im Detail gegenüber den älteren deutschen Kartierungen notwendig sein werden, die uns seinerzeit als Grundlage vorlagen, zeigt schon die vom Verfasser angeregte Begehung des südlichen Tannheimer Gebirges durch R. Peschel (1977).

Faßt man den zuvor geschilderten Verlauf der Überschiebung der Lechtaldecke im gesamten Raum der Allgäuer Alpen ins Auge, so ergibt sich aus dem Abstand zwischen der Stirn der Decke im Falkensteinzug und dem hintersten Auftreten eines Allgäudeckenfensters im Hornbachtal eine Mindestüberschiebungsweite des Hochbajuvarikums über dem Tiefbajuvarikum von 23 km, nach Ausglättung des Faltenbaues von 30 km.

Der intensive Faltenbau, wie man ihn in der Allgäudecke SE Oberstdorf auf bayrischer Seite antrifft, wo z. B. im Bereich des Höfats auf 5 km Breite acht Faltenstränge durchziehen, weicht auf österreichischer Seite im Raum Schattwald-Tannheim einem weiter geschwungenen Faltenbau und einem kräftigen Schuppenbau: Jochschrofen-, Iseler-, Geißhorn- und Nebelhorn-Schuppe folgen von Norden nach Süden, von Liegend gegen Hangend, zum Teil so weit übereinander verfrachtet, daß Schuppenfenster wie bei Hinterstein entstehen (D. RICHTER, 1961).

Der Körper der Lechtaldecke in den Allgäuer Alpen, der im Hauptkamm auf weiten Strecken vorwiegend aus intensiv verfaltetem, auch verschupptem Hauptdolomit besteht (B. HÜCKEL et al., 1960, Taf. 4), enthält als Hauptmuldenelement – dessen Jurafüllung auf weite Strecken (Holzgau-Elmen) für die Anlage des Lechtales maßgebend war – die nordvergent gebaute Holzgau-Lermooser Mulde, die aus dem Lechtal gegen Osten über Namlos, Lermoos, Ehrwald und schließlich in das Puitental südlich vom Wettersteingebirge weiterzieht.

Bezüglich des Alters der Deckenbewegung wird hier am Überschiebungsrand Allgäu-/Lechtal-Decke abweichend zum übrigen, sicher in die mediterrane Phase des höheren Turon einstufbaren kalkalpinen Deckenbau durch R. GAUPP (1982, S. 62 f.) bereits die austrische, vorcenomane Phase verantwortlich gemacht. Der Beweis ist allerdings anfechtbar, da nur aus dem Fehlen von Sedimenten jünger als Oberalb im Abschnitt der Allgäu-Decke in den Vilser und Tannheimer Bergen auf eine bereits vorcenomane Abdeckung dieser tiefsten Randeinheit geschlossen wird. Es könnte natürlich doch auch vor einer turonen Überschiebung das Cenoman, das durchaus auch hier in der Allgäudecke exotische Gerölle und Olistholith enthalten haben kann, abgetragen oder durch die Überschiebung abgequetscht worden sein.

Für die Glaubwürdigkeit des Deckenbaues im Bajuvarikum des Allgäu und Oberbayerns im allgemeinen, der ja seitens der deutschen Geologen in den sechziger Jahren so sehr in Frage gestellt worden war, ist die weiter im Osten gelegene Tiefbohrung Vorderriß 1, 30 km ENE Garmisch-Partenkirchen, die bis 6468 m tief vorgetrieben worden ist, von besonderer Bedeutung (G. BACHMANN et al., 1979, 1981 a–b, 1982; G. DOHR, 1981; H. HAGN, 1981 etc.) – Abb. 59, 69 und Tab. 9: Unter der in sich geschuppten, mächtigen Lechtaldecke wurde in dieser Bohrung ja in 4186 m Tiefe die Allgäudecke mit einer Serie von Karn bis Lias angetroffen, darunter ab 6304 m die Cenomanrandeinheit mit zwei Teilschuppen aus Jura-Cenoman durchörtert, bevor die Bohrung in die Kreide der helvetischen tektonischen Unterlage eindrang.

δ) Die Lechtaler Alpen

Diese landschaftlich wundervolle Berggruppe wird im Westen durch die Flexenpaßlinie und das Lechtal, im Osten durch die Fernpaß-Lermooser Depression begrenzt und reicht vom Kalkalpensüdrand entlang des Stanzer- und Inntales bis an das Ammerge-

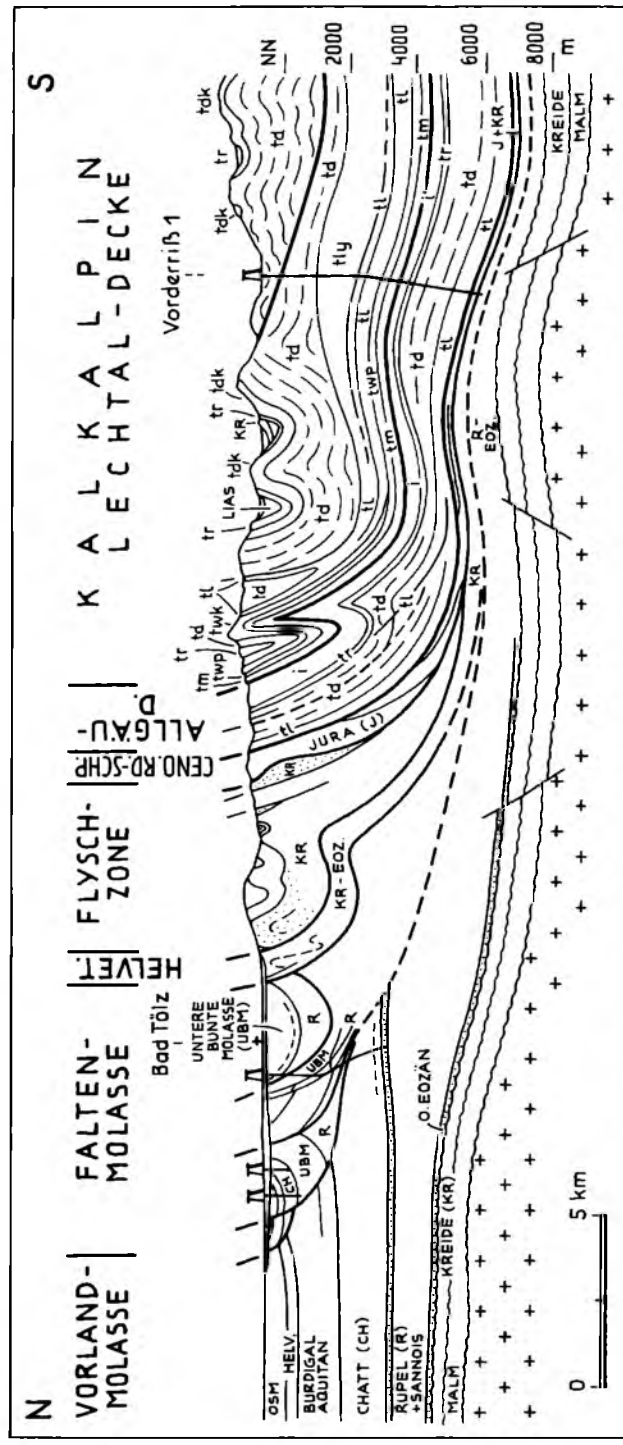


Abb. 69: Profil durch die Kalkalpen und die subalpinen Einheiten im Meridian der Bohrung Vorderriß 1, nach G. Bachmann & M. Müller (1981, Beil. 1). Im Abschnitt der Faltenmolasse ist das Profil um 9 km nach Osten versetzt.

birge im Bereich der Landesgrenze im Norden heran. An geologischen Karten liegen im Maßstab 1 : 75.000 Blatt Stuben, Landeck und Lechtal von O. AMPFERER sowie im Maßstab 1 75.000 die vier Blätter Lechtaler Alpen samt Erläuterungen vom gleichen Autor aus dem Jahre 1932 vor. Im deutschen Grenzgebiet reichen die Blätter Murnau und Füssen 1 : 100.000 von P SCHMIDT-THOMÉ (1955, 1960) noch ein wenig in unser Gebiet. Übersicht geben die geologische Karte von Tirol 1 : 300.000 (R. BRANDNER, 1980) und randlich jene der Bundesrepublik 1 : 200.000, Blatt Kempten (H. SCHOLZ & W ZACHER, 1983). Einen Überblick über die Hauptlinien der Tektonik vermittelt Abb. 65.

Der westliche Abschnitt der Lechtaler Alpen wird aus einer breiten, flachen Mulde der Lechtaldecke, der Lechtaler Hauptmulde, mit einer bis in das Alb (K. KOCH, 1966, S. 622) reichenden Füllung eingenommen, in deren Kern die Deckschollen von Inntal- und Krabachjochdecke eingelagert sind. Diese flache Schüssel ist im Norden geschuppt (Wösterspitze, Lärchspitze, Pimigspitze). Es treten hier bei Lech die mitteltriadischen Schichtglieder, am Südrand gegen den Arlberg hin in der saiger aufgerichteten Serie mit der Fortsetzung des Klostertalsattels auch die tieferen Schichtglieder einschließlich des Alpinen Verrucano zutage – eindrucksvoll entlang der Flexenpaßstraße zu studieren (U. DOERT, 1974, S. 129 ff., U. DOERT & D. HELMCKE, 1976, S. 186 ff.).

Von kleineren, parautochthonen, verschuppten Deckschollen aus Material der Lechtaldecke selbst, wie Roggspitze und Stanskogel, abgesehen, beeindrucken im Kern dieser breiten Kreidemulde die großen, schüsselförmig eingelagerten Deckschollen vom Krabachjoch und von der Fallesin. Die Allochthonie der Krabachjochscholle hat bereits F. v. RICHTHOFEN (1859, Taf. 3, Fig. 12) erkannt. K. KOCH, der 1966 nicht davor zurückscheute, auch diese ideale Deckscholle als autochthones Gebilde zu deuten, hat selbst in den aufrecht lagernden Juraschürflingen im Liegenden der Deckscholle weitere Beweise für den seitlichen Einschub geliefert, der auch durch die nordvergente Faltung und Schieferung am Südrand belegbar ist (B. ENGELS, 1970). Wie O. AMPFERER bereits 1915, S. 322, erkannt hatte, gehört nur die untere tektonische Etage aus einer Hauptdolomitplatte und Kössener Schichten, vom Verfasser als Rüfispitz-Deckscholle bezeichnet, der Inntaldecke an, der tektonische Oberbau, die Krabachjochdeckscholle s. str. mit einer Schichtfolge vom Buntsandstein bis zum Hauptdolomit (K. KOCH, 1966, Taf. 5 f.), bildet Bestandteil der Krabachjochdecke (Abb. 70). Nur 500 m weit gegen Osten entfernt setzt über den Kreideschiefern der Lechtaler Hauptmulde die ebenfalls schüsselförmige Fallesin-Deckscholle auf, die im wesentlichen aus Hauptdolomit mit zerschlissener älterer Trias an der Basis besteht. Die Umdeutung auf Pilzfalten war R. HUCKRIEDE & V JACOBSHAGEN (1958, S. 383, Taf. 5) vorbehalten gewesen, heute ist die Deckschollennatur als Bestandteil der Inntaldecke wiederum klargestellt (A. TOLLMANN, 1970 c, S. 127, 1976 b, S. 170; B. ENGELS, 1975; U. DOERT, 1974; U. DOERT & D. HELMCKE, 1976 mit Karte).

Schwieriger gestaltete sich die Korrektur der Klärung der Stellung der Grießtalerspitz-Deckscholle bei Kaisers, die ja auch eine Umdeutung auf einen Pilzsattel durch R. HUCKRIEDE et al. (1958, S. 381) erfahren hatte. Die gegen Osten hin im Sulzeltal lehrbuchartig schön mit Hauptdolomit über einer Juraschuppe und über der Kreide der Lechtaldecke aushebende Deckscholle der Inntaldecke ist nämlich an ihrem Westrand von der jungen ostvergenten Schrägstörung von Kaisers lokal unter Elemente der Lech-

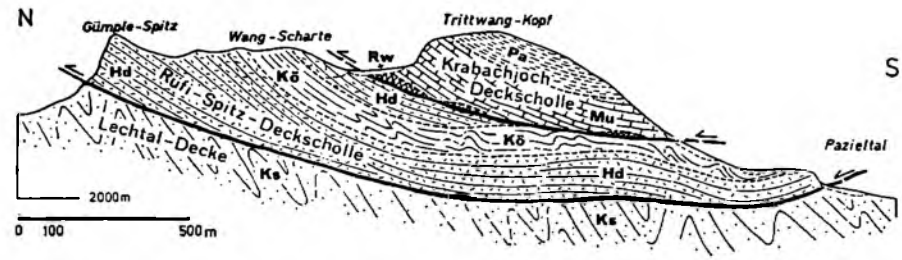


Abb. 70: Profil durch den Nordwestteil der Rüfispitz- und Krabachjoch-Deckscholle, nach U. Doert & D. Helmcke (1976, Abb. 9). Legende: RW – Reichenhaller Rauhwacke, Mu – Muschelkalk, Pa – Partnachschichten, Hd – Hauptdolomit, Kö – Kossener Schichten, Ks – Kreideschiefer.

taldecke eingewickelt, was aber an dem rinnenförmigen Ausheben der Obertrias der Deckscholle im Kern der Aptychenschichtenfaltenmulde zu belegen ist (A. Tollmann, 1971 a, S. 342 ff., Abb. 46 ff.).

Mit der von O. Ampferer (1932 b, S. 71 ff.) erkannten und von R. Huckriede et al. (1958, S. 382) und R. Fellerer (1966, S. 853) analysierten Schrägzone von Kaisers, in der eine enge Schar von ENE gerichteten Aufschuppungen entlang des Kaisertales auffährt, stellt sich ein anderer Stil der Lechtaler Alpen ein. Nun setzt von der Tajakopfmulde im Norden über das intensiv verfaltete Freispitz-Synklinorium in der bis zur streckenweise beutelmuldenförmig zugeschobenen Almajurmulde am Kalkalpensüdrand nördlich vom Stanzertal ein extrem stark gepreßter, saiger stehender Faltenbau ein, bei dem zwischen dem Hauptdolomit oder Rhätkalken als Antiklinalkerne die jungen Schichten tief eingemuldet sind (Abb. 72). Profile von O. Ampferer (1911, Taf. 33; 1932 b), E. Spengler (1951 b, Abb. 1), R. Huckriede et al. (1958, Taf. 5), D. Bannert

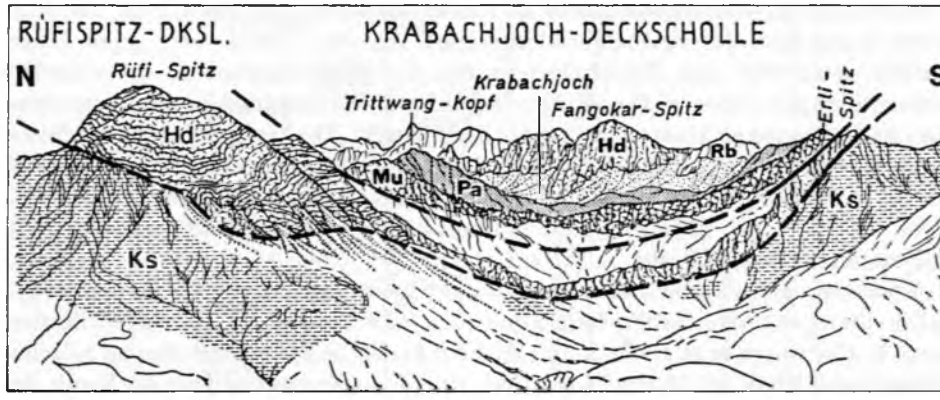


Abb. 71: Ansichtsprofil der Rüfispitz- und Krabachjoch-Deckscholle von Westen, nach U. Doert & D. Helmcke (1976, Abb. 8). Abkürzungen s. Abb. 70.

Abb. 72: Grießlspitze (Hauptdolomit, links) und Rote Platte (radiolaritreiche Juramulde, Mitte-rechts) westlich des Parseiertales, als Beispiel für den steil stehenden Faltenbau dieses Abschnittes der Lechtaler Alpen.

(1970) u. a. erläutern diesen unter dem tertiären Anschub der Silvrettadecke so stark gepreßten Südrandteil der Kalkalpen, deren Südsaum bis hinüber nach Stanz noch immer überstürzte Schichtglieder zeigt.

Östlich des Madautales setzt nun über diesem Faltenbündel, dieses hangend auch abscherend, der Hauptkörper der Inntaldecke mit einer Breite von rund 10 km ab der Ruitelspitze und der Memminger Hütte ein. Im Norden und Süden dieser langhinziehenden Decke liegt gegen Osten weiterhin die Lechtaldecke frei: Der Nordrand der Inntaldecke wird in 5 km Entfernung von der oben erwähnten weithin anhaltenden, nordvergent überschlagenen Holzgau-Lermooser Mulde mit ihrer Jurafüllung begleitet, über die der südlich angrenzende Hauptdolomitflügel fast in der gesamten Längserstreckung der Lechtaler Alpen aufgeschuppt ist. Hart unter der Inntaldecken-Nordfront lugt gerade noch die ebenfalls nordvergent geschleppte Gramaiser Mulde mit ihrem jurassischen bis kretazischen Inhalt bis hinüber zum Heiterwandsockel heraus.

Südlich der Inntaldecke – deren Grenze heute nach Neuuntersuchung (A. Tollmann, 1974 b) von der Memminger Hütte über die Medriolalm nördlich vom Senfterberg und südlich von der Larsennscholle bis 2 km S Imst gezogen werden muß – erscheint die Lechtaldecke, auch durch ihre Partnachschichtfazies von der Wettersteinfazies der Inntaldecke unterschieden, nochmals in der Zone von Starkenbach

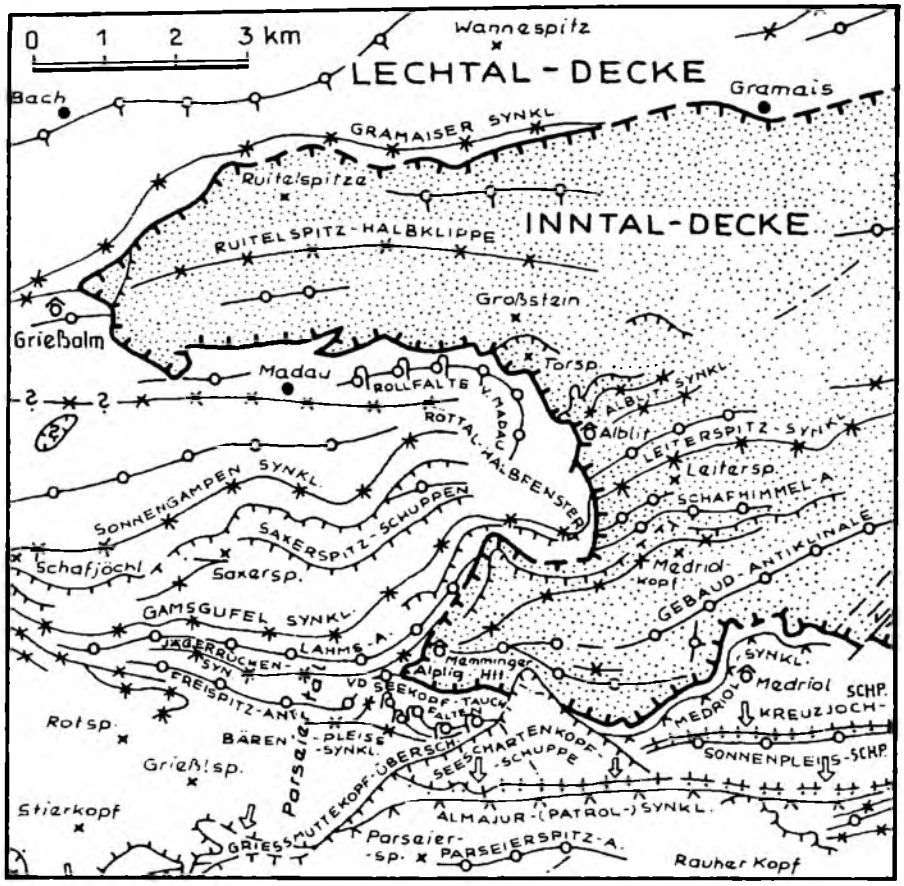


Abb. 73: Tektonische Skizze vom Westrand der Inntaldecke in den Lechtaler Alpen, nach A. Tollmann (1974 b, Taf. 18).

und bei Imsterau/Inn in steil gepreßter Lagerung in einem 5 km breiten Streifen. Das zentrale Strukturelement dieses Streifens stellt im Westteil die Fortsetzung der Almajurmulde mit ihren Kreideschiefern dar, die nördlich der Jura-Aufwölbung der Parseierspitze hinzieht. Mehrere südvergente steile Aufschuppungen, wie die Senfterberg-, Starkenbach- und Brandjöchl-Aufschuppung, kennzeichnen diese Südrandzone, über die zuletzt R. Huckriede (1959 a), J. Westrup (1970), O. Schmidegg (1959) und A. Tollmann (1974 b) berichtet haben.

In gleicher Art wie beim Queranschnitt der Lechtaldecke in den Allgäuer Alpen (Hochvogelgruppe) sieht man beim Queranschnitt der Inntaldecke an ihrem Erosionsrand längs des Madautales (Abb. 73–74), daß nicht nur der Oberrand des unterlagernden Faltensystems einen tektonischen Hangendzuschnitt erfahren hat, sondern auch beim Nachschub der Inntaldecke nach ihrer kräftigen Längsfaltung der Boden ihrer Mulden durch Basalabscherung abgewetzt worden ist, so daß gelegentlich lokal Haupt-

dolomit der Inntaldecke auf Hauptdolomit in Antiklinalkernen der Lechtaldecke zu liegen kommt (Alblitalm E Madau), was zur Zeit der autochthonen Strömung entsprechend ausgewertet worden ist. Ein Eintauchen des Hauptdolomites der Inntaldecke im SW-Abschnitt der Ruitelspitz-Halbklippe bei der Grießlalm unter den Jura der Allgäudecke — was einer autochthonen Bindung gleichkäme — besteht entgegen R. SCHÖNENBERG (1959, S. 15 und bereits in M. RICHTER et al., 1955, S. 74) nicht, da dort der Hauptdolomit der Inntaldecke an diskordanter Abscherungsbahn eindeutig über Aptychenschichten aushebt (A. TOLLMANN, 1971 a, S. 331, Abb. 39). Große Schwierigkeiten in der Auflösung der komplexen Tektonik aber bestanden im Bereich südlich der Memminger Hütte, wo bereits O. AMPFERER, E. SPENGLER (1951 b), M. SARNTHEIN (1962) u. a. keine Deckengrenze finden konnten, obgleich aus allen übrigen Befunden der Fernschub der Inntaldecke klar hervorging. Naturgemäß löste diesen Knoten R. SCHÖNENBERG (l. c.) im Sinne der Autochthonie. Mehrfache Begehungen durch den Verfasser haben schließlich 1974 (b) ergeben, daß die Tektonik hier durch eine — sich in fünf getrennten Phasen während der Kreide- und Tertiärzeit überlagernde — Formung so komplex geworden war, daß der Inntaldeckensüdrand südlich der Memminger Hütte nicht nur durch eine faltende Phase eingewickelt worden war, sondern sogar eine zweite weiträumigere Einwicklung unter der aus dem südlich gelegenen Lechtaldeckenstreifen stammenden Seeschartenkopfschuppe in noch späterer Phase erfolgt war. Daher gelangt man hier bei Überschreiten dieser späten Aufschuppungsfläche im Bereich des Ht. Seekopfes vom Hauptdolomit der Inntaldecke durch eine schmale Mylonitzone in den Hauptdolomit der Lechtaldecke (Abb. 74). E. SPENGLER (1951 b) hatte ja noch bei Unkenntnis dieser Grenze vermeint, die Inntaldecke bis in den Rhätikon weiterverfolgen zu müssen.

Der Körper der Inntaldecke ist in seinem Westabschnitt nur mäßig durch Faltung gegliedert. Während er im Westen mit dem Hauptdolomit an der Basis einsetzt, vervollständigt sich seine Serie durch einen in der Längsrichtung gegen Osten absteigenden basalen Schrägzuschnitt in der Heiterwand bis auf den Wettersteinkalk und Muschelkalk hinunter. Die markanteste zentrale nachgosauisch gefaltete Mulde stellt die Muttekopf-Gosaumulde dar, mit ihrer im Muttekopf (2777 m) höchstgelegenen Gosau der Ostalpen (H. WOPFNER, 1954). In der südrandnahen Bergwerkskopfmulde sind als falscher Kern noch drei Deckschollen der Krabachjochdecke erhalten: Jene des Bergwerkskopfes, jene im Tagkar und die altberühmte Larsennscholle Letztere hätte durch O. KOCKEL (1954) ihre Umdeutung auf autochthon erfahren sollen, eine Überprüfung durch L. RENATUS (1968) hat die Kartierung widerlegt, die Entdeckung der Bergwerkskopf-Deckscholle westlich davon aus Wettersteinkalk in eindeutiger Deckschollenposition über Hauptdolomit durch J. WESTRUP (1970, S. 126, Taf. 1—2) und W MÜLLER-J. (1970, S. 275, Taf. 2) haben darüber hinaus einen weiteren Beweis für die Existenz von Deckschollen in dieser Inntaldeckenmulde geliefert, so daß auch an der Allochthonie der Larsennscholle keine Zweifel mehr bestehen. Nach Klärung der Inntaldeckensüdgrenze, die an der Störung hart südlich dieser Deckscholle vorbeizieht, paßt nun auch die Fazies der Larsennscholle zur Wettersteinkalk/dolomit-Fazies des Inntaldeckensüdrandes, während nach früherer Auffassung bei weiterer Fassung der Inntaldecke die Partnachschichtfazies von Imsterau südlich des Inn sich störend dazwischengeschaltet hätte.

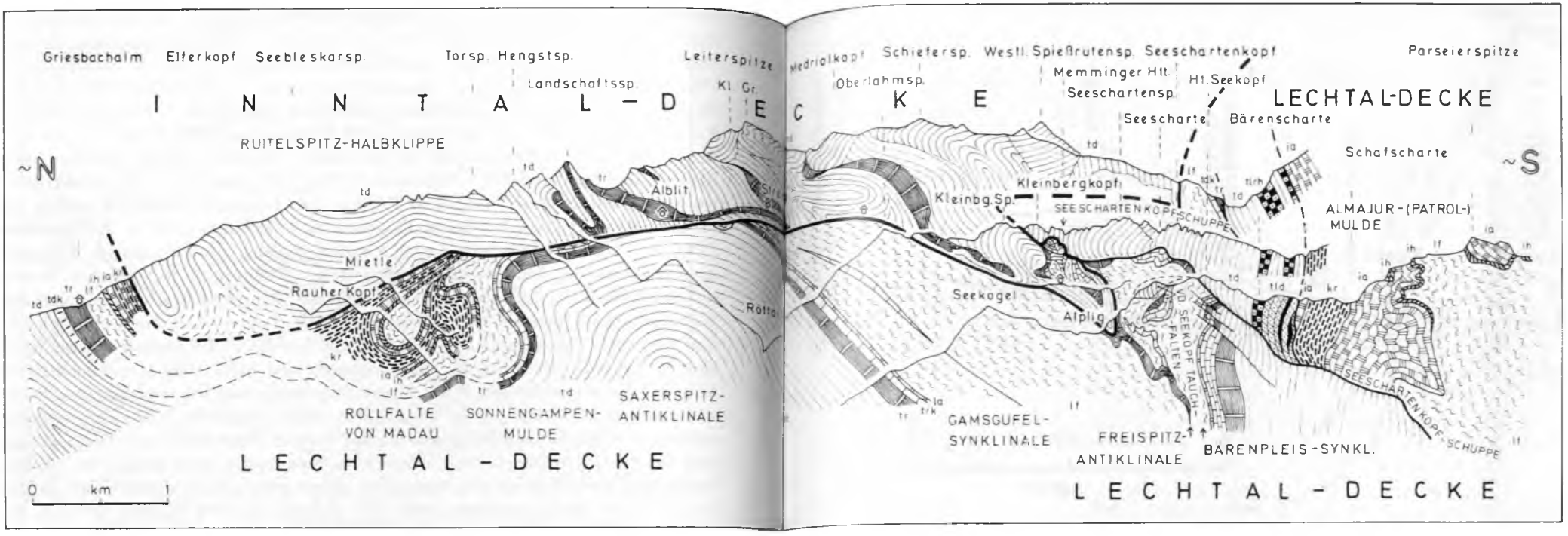


Abb. 74: Profil durch den Westrand der Inntaldecke nördlich der Parseier Spitze, Lechtaler Alpen, nach A. Tollmann (1976 b, Abb. 64). Schichtbezeichnungen wie auf Abb. 64.

ε) Das Mieminger Gebirge

Als Mieminger Gebirge wird die Bergkette zwischen der Depressionszone Gurgltal–Nassereith–Fernpaß im Westen, Seefelder Senke im Osten, dem Inntal im Süden und dem Tal der Leutascher Ache im Norden als Grenze gegen das Wettersteingebirge hin bezeichnet. Entgegen der morphologisch klaren Abgrenzung bildet der Gebirgsstock geologisch nur ein mittleres, im Westen und Osten tektonisch nicht abgetrenntes Teilstück der Inntaldecke. Die bereits ältliche Spezialkarte 1 75.000 Blatt Zirl-Nassereith gibt Detail, die deutsche geologische Übersichtskarte 1 200.000 Blatt Kempten (H. Scholz et al., 1983) Überblick über das Gebiet. Der westlichste Pfeiler des Gebirges, der Tschirgant, liegt bereits auf Spezialkarte Blatt Landeck.

Im Norden wird der Hauptkörper der Inntaldecke, der den Hauptkamm des Mieminger Gebirges aufbaut, von der 1 km schmalen, tektonisch durch eine steile Aufschiebungsfläche von der Hauptmasse der Inntaldecke durchgehend abgetrennten „Vorbergzone" begleitet. Sie zieht südlich der von den Jungschichten der Lermoos-Puitental-Mulde erfüllten Depression entlang des Puitentales und der Leutascher Ache hin. Daß diese Puitentalmulde tatsächlich eine beiderseits zugeschobene Mulde und kein Deckenfenster ist, wie lang geglaubt worden ist, wird S. 147 f. ausgeführt. Die Vorbergzone baut sich aus einer Triasserie aus (Muschelkalk im Osten), Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit auf. Ihr Westteil zwischen Issentalköpfl ESE Ehrwald bis zur Gehrenspitze zeigt eine gegen Norden fallende aufrechte Serie (H. Miller, 1963 a, Taf. 33). Östlich davon, in der Arnspitzgruppe (H.-J. Schneider, 1953, Abb. 6), kehrt sich die Lagerung auf Südfallen um. Zahllose NE-streichende Blattverschiebungen setzen die jeweilige Ostscholle um durchschnittlich 200 m gegen NE vor (P Enders, 1967, S. 44). Die Vorbergzone stellt den westlichsten Abschnitt der weiterhin bis zum Ostrand der Inntaldecke ihr vorgelagerten, vom Hauptdolomitkörper abgespaltenen Karwendel-Stirnschuppenzone dar – Abb. 75.

Der Hauptkamm des Mieminger Gebirges folgt im Bereich Thayakopf–Hohe Munde zugleich der Hauptantiklinale, die bis zur Seefelder Querdepression östliches Achsenfallen zeigt, so daß im Westen unter dem Wettersteinkalk noch Muschelkalk als Gewölbekern an die Oberfläche dringt (H. Miller, 1965), im Gebiet der Thayaköpfe von einer Unzahl von Störungen in Schollen zerlegt. Neben vertikalen Brüchen sind hier steile Aufschuppungen gegen Süden und Norden an der Bildung dieses Mosaiks beteiligt (H. Miller, 1963 a, Taf. 32 f.).

Im Gegensatz zur Vorbergkette mit ihrer SW-NE-orientierten Blattverschiebungsschar wird die Mieminger Hauptkette durch ein System wesentlich bedeutenderer, aber NW-SE-orientierter Störungen durchzogen. Die steilstehenderen östlicheren weisen den Charakter von Blattverschiebungen auf, der parallele Satz westlich davon – die Hohe-Munde-, Nd.-Munde- und Breitenkopf-Störung – stellt 80° steile NE-vergente

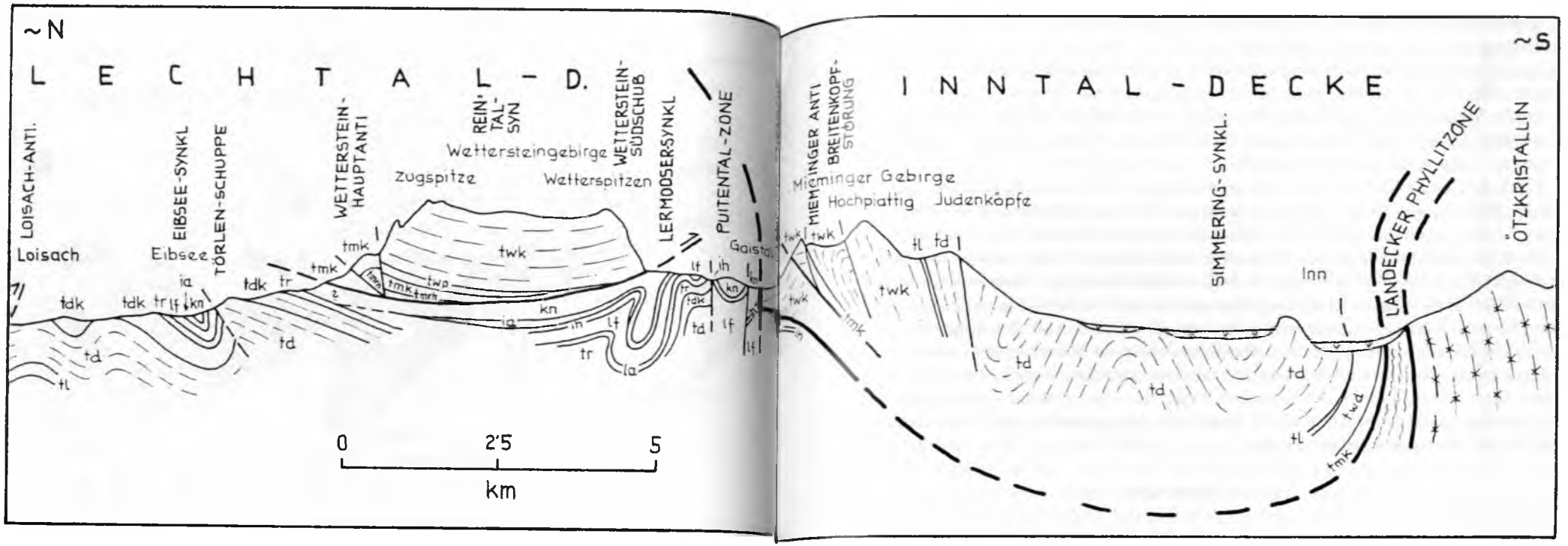


Abb. 75: Profil durch das Mieminger- und Wetterstein-Gebirge, nach A. Tollmann (1976 b, Taf. 6, Fig. 7). Schichtbezeichnungen wie auf Abb. 64.

Aufschiebungen dar. Die Nd.-Munde-Störung liegt in Fortsetzung der großen Südrandstörung, die im Inntaluntergrund zwischen Kematen und E Telfs zu erwarten ist. Auch der Kalkalpensüdrand von Telfs gegen WSW ist durch eine stumpfwinkelige, diesem Abschnitt des Inntales folgende Störung bedingt, wie ihre Fortsetzung im unverhüllten Abschnitt bis N Seefeld am Satellitenbild bezeugt.

Als besonders interessante Struktur ist schließlich noch die große Störung hervorzuheben, die den Tschirgant im Südabfall der Länge nach durchsetzt, und die W Grottenthaler (1968) entdeckt hat. Nach Neufassung der Inntaldecken-Südgrenze durch den Verfasser (1974 b) ist die Bedeutung dieser Störung heute klar: Das Faltenland aus Hauptdolomit und Raibler Schichten im Süden der Störung ist Bestandteil der Lechtaldecke, die Störung selbst ist ein Teilstück der Inntaldecken-Südrandüberschiebung, an der Muschelkalk und höhere Mitteltrias der Inntaldecke als „Nordscholle" steil dem Bajuvarikum auflagern.

○ Das Wettersteingebirge

Lage und Begrenzung: Das Wettersteingebirge ist ein durch die Loisach im Westen und Norden, das Isar-Quertal im Osten und die Leutascher Ache im Süden klar begrenzter Gebirgsstock, über dessen Hauptkamm von der Zugspitze (2968 m) über den Hochwanner und die Dreitorspitze die österreichisch-bayrische Grenze verläuft. Der Hauptteil des Gebirges liegt demnach bereits in Bayern. An geologischen Karten existiert neben den alten Karten 1 · 25.000 der gesamten Berggruppe von O. Reis & W Pfaff (1911) und dem österreichischen Anteil auf der Karte 1 75.000, Blatt Zirl-Nassereith (O. Ampferer et al., 1912 b), für den NE-Teil des Gebietes mit dem Blatt Mittenwald 1 25.000 (H. Jerz & R. Ulrich, 1966) eine moderne Aufnahme. Die deutsche geologische Karte 1 : 200.000, Blatt Kempten (H. Scholz & W Zacher, 1983), gibt Überblick.

Über Jahrzehnte hin galt als tektonisches Hauptproblem des Wettersteingebirges, ob es der Inntaldecke oder der Lechtaldecke angehöre. Beim Anblick des imposanten Gebirgsstockes von Westen sieht man klar die Auflagerung der Triasfelsmasse über den dunklen Neokom-Mergeln der Lechtaldecke im Ehrwalder Becken, bei Prüfung der Puitental-Jungschichtenzone im Süden scheint die Auflagerung der Trias des Wettersteingebirges die direkte Fortsetzung der der gleichen Jungschichtenserie im Süden auflagernden Trias des Mieminger Gebirges zu sein. Deshalb war die Zuordnung des Wettersteingebirges zur Lechtaldecke durch O. Ampferer (1911, S. 668, Fig. 24) bereits durch O. Schlagintweit (1912, S. 84) in Abrede gestellt und die Puitentalzone als schmales Halbfenster der Lechtaldecke unter der Inntaldecke gedeutet worden, eine Auffassung, der etliche spätere Autoren folgten. Erst durch die Neuuntersuchung des Wettersteingebirges durch die Münchener Schule, vor allem durch H.-J. Schneider (1953), H. Vidal (1953), H. Bögel (1960), H. Miller (1962, 1963 a, b, 1965), H. Jerz &

R. Ulrich (1966) konnte die Zuordnung des Wettersteingebirges, das ja gegen Norden und Osten hin ohne jegliche großtektonische Grenze mit der Lechtaldecke zusammenhängt, zum Hochbajuvarikum vorgenommen und ein Puitentalfenster widerlegt werden. Hierbei hat zugleich H. Miller (l. c.) einen früher stets für die Überschiebung auf der Westseite verantwortlich gemachten Westschub widerlegt und die Bewegungen an der West- und Südseite des Wettersteingebirges durch die Berücksichtigung der Schleppfalten als südvergent fixiert – Abb. 75.

Der Innenbau des Gebirgsstockes ist durch zwei weitreichende, mäßig stark eingefaltete Mulden, die Wetterstein Hauptmulde im Norden und die Reintal Mulde im Süden gekennzeichnet, zwischen denen der Wetterstein-Hauptsattel hinzieht. Das axiale Gefälle dieser Faltenelemente ist gegen Osten gerichtet, so daß die nördliche Mulde im Westen Wettersteinkalk, im Osten Karn und Hauptdolomit im Kern führt. Noch innerhalb dieser Mulden vollzieht sich nach Norden hin der Fazieswechsel vom Wettersteinkalk zur Partnachschichtentwicklung. Der von der Zugspitze gegen Osten ziehende zentrale Wetterstein-Hauptsattel liegt im Wettersteinkalk und wird im Westen durch eine steile nordvergente Aufschiebung gestört. Die Reintalmulde verliert gegen Osten hin bald ihre Geschlossenheit. Unter den oben genannten Elementen kann die Wetterstein-Hauptmulde über die Senke von Mittenwald in die Karwendelmulde östlich der Isar weiterverfolgt werden.

η) Das Karwendel

Das Karwendelgebirge ist morphologisch im Westen durch die Seefelder Quersenke, im Osten durch die Achenseefurche begrenzt. Vom Inntal gegen Norden hin liegen vier Ketten, durch tiefe Täler getrennt, gestaffelt hintereinander, die im wesentlichen Antiklinalzügen folgen, während die Täler in großen Zügen den Hauptmulden entsprechen. Die Anordnung dieser Ketten von Innsbruck gegen Norden hin lautet: 1. Innsbrucker Nordkette (Kl. Solstein, 2637 m), 2. Bettelwurf-Gleiersch-Halltalkette (Bettelwurf, 2726 m) nördlich von Gleierschtal, 3. Hinterautalkette (Birkkarspitze, 2749 m) nördlich vom Hinterautal, 4. Hintere Karwendelkette (Östl. Karwendelspitze, 2537 m) nördlich vom Karwendeltal. Der Kamm der letztgenannten Kette bildet mit ihrem zusammenhängenden Westteil bis zur östlichen Karwendelspitze die Landesgrenze gegen Bayern, gegen Osten hin setzt sie sich durch eine intensive Querzertalung in einzelne Bergstöcke über Falk, Gamsjoch, Sonnjoch bis zum Stanser Joch südlich vom Achensee fort. Das nördliche Karwendel-Vorland auf österreichischem Boden nördlich des Rißtales gipfelt im Montscheinberg (2106 m).

Die älteren geologischen Karten des Karwendel von A. Rothpletz (1888) und O. Ampferer & W Hammer (1899, 1912 a, b) sind in erster Linie von historischem Interesse. Geologische Karten neueren Datums betreffen zunächst die Randgebiete im Nordwesten, Nordosten und Osten: Die Blätter 1 : 25.000 über die Mittenwalder Karwendelmulde (F. Trusheim, 1931) und das Blatt Mittenwald (H. Jerz & R. Ulrich, 1966) reichen bis zum Karwendeltal, im gleichen Maßstab ist der östliche Karwendel durch O. Ampferer & W Heissel (1950) erfaßt. Über das nordöstliche Vorland des Karwendel vom Schafreuter bis und über den Achensee hinaus, also das Gebiet der Karwendel-Thiersee-Mulde, liegt neben der Karte 1 : 100.000, Blatt Tegernsee von P Schmidt-Thomé,

1953, samt Profiltafel, eine Aufnahme 1 : 50.000 von K.-H. NAGEL (1974, Beil. 1) vor, die fast an die Karte von F. TRUSHEIM anschließt. Die längst fällige Neukartierung des zentralen Karwendel zwischen dem Meridian von Mittenwald im Westen und jenem von Hall im Osten durch G. HEISSEL (1977) im Maßstab 1 : 20.000 hat wesentliche neue Ergebnisse gebracht (G. HEISSEL, 1976, 1978). Schließlich sei noch auf die deutsche geologische Übersichtskarte 1 200.000, Blatt Kempten (H. SCHOLZ et al., 1983) und Rosenheim (O. GANSS, 1980) verwiesen, die raschen Überblick gewähren.

Das Karwendelgebirge gehört in seiner Hauptsache der Inntaldecke an, die, über ein Dutzend Kilometer breit, von Westen her die Seefelder Senke passiert, nördlich von Innsbruck alle vier erwähnten Hauptketten beinhaltet, gegen Osten aber durch axiales Ausheben und durch die Erosion östlich der Lamsenspitze zu einem rasch verschmälernden und NW Schwaz spitz auslaufenden Rest reduziert wird (Abb. 76). Im Liegenden dieses Inntaldecken-Ostteiles im Karwendel erscheint zunächst eine intensive Schuppenzone, die sogenannte Karwendel-Schuppenzone, eingeschaltet, bevor darunter als nördliches Vorland die Lechtaldecke auf österreichischem Gebiet vom Schafreuter NNE Hinterriß über die Karwendelmulde, die Achentaler Schubmasse zum Achensee hin erscheint.

Der Lechtaldecken-Abschnitt im nördlichen Vorland des Hochkarwendels westlich vom Achensee wird durch die zentrale, gegen Norden überschlagene, weithin verfolgbare Karwendelmulde mit ihrem mächtigen Jungschichteninhalt beherrscht: Über den aus Hauptdolomit bestehenden Flanken setzen mächtiger Plattenkalk, Kössener Schichten, schmächtiger tiefer Jura, bis 590 m starker Aptychenkalk des Malm-Berrias

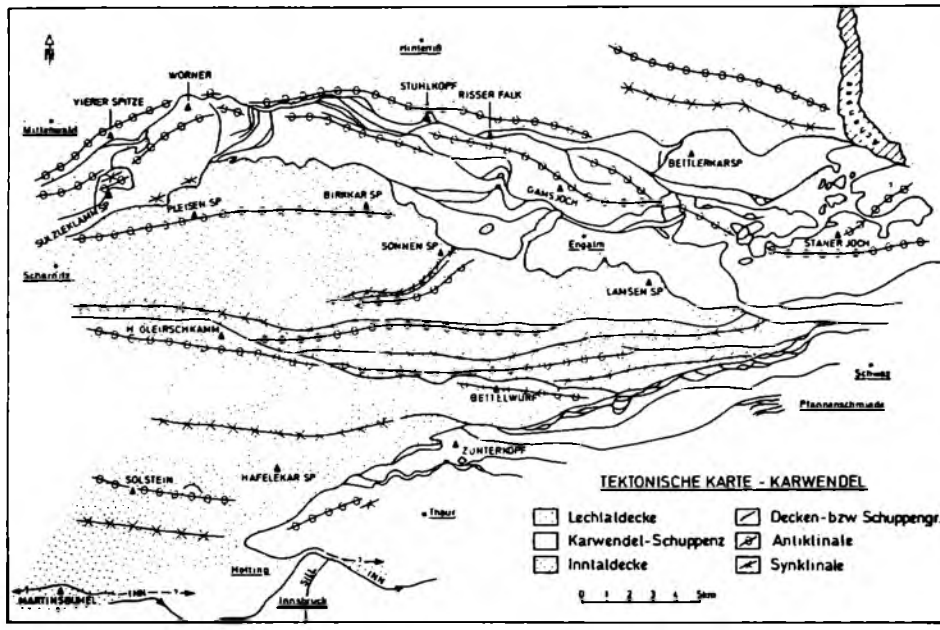


Abb. 76: Tektonische Skizze des Karwendel, nach G. HEISSEL (1978, Abb. 24–25).

und Neokommergel auf. Die Jura-Abfolge dieser Serie weist beträchtliche Faziesdifferenzierungen und bedeutende Mächtigkeitsschwankungen auf. Im Tithon-Tiefneokom trat – wohl im Zusammenhang mit einer meridionalen Zerrung der Kruste – eine westöstlich verlaufende Senke in Erscheinung, die mit mächtigen Resedimenten von den Hochschollen her erfüllt worden war. K.-I. SCHÜTZ (1979, S. 8 ff.) hat die litho- und biofaziellen Eigenheiten der Füllung von Karwendel- und Thierseemulde detailliert mitgeteilt.

Das Problem des Absinkens dieser gegen Osten streichenden überkippten Mulde, die beim Fonsjoch westlich vom Achensee scharf nach Norden abbiegt und hier in ihrem meridional verlaufenden Abschnitt 7 km weit von der Achentaler Schubmasse gegen NW hin überwältigt wird, um sich dann im Norden mit der gegen Osten weiterziehenden Thierseer Mulde zu vereinigen, ist jüngst durch K.-H. NAGEL (1974), K. N. et al. (1976) und K.-I. SCHÜTZ (1979) eingehend untersucht worden. Diese vieldiskutierte Frage (O. AMPFERER, 1921 b; W QUENSTEDT, 1951, S. 56; E. SPENGLER, 1953, S. 45 ff., A. FUCHS, 1944, S. 343 ff.; A. TOLLMANN, 1976 b, S. 156) wurde von K.-H. NAGEL et al. (1976, S. 546 ff.) und K.-I. SCHÜTZ (1979, S. 1) dahingehend beantwortet, daß die Karwendel- und Thierseer Mulde zwei voneinander unabhängige Synklinalen darstellen, die

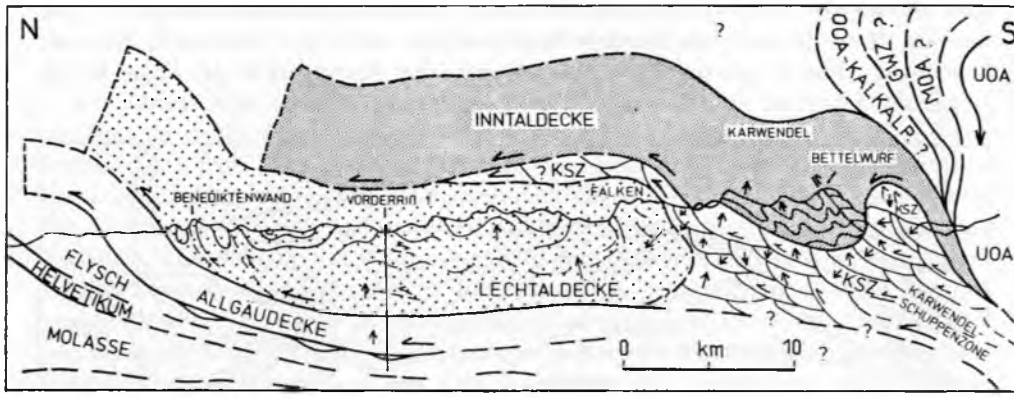


Abb. 77: Schematisches tektonisches Übersichtsprofil im Meridian des Karwendelgebirges, nach D. DONOFRIO et al. (1980, Abb. 11).

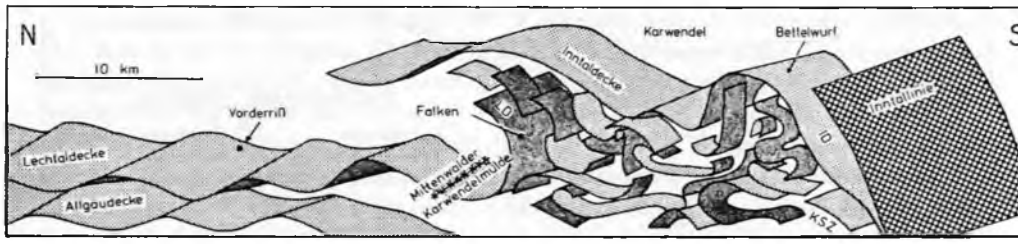


Abb. 78: Die Karwendel-Schuppenzone, Schema von D. DONOFRIO et al. (1980, Abb. 12).

zunächst bei nordvergenter Faltung angelegt, hierauf noch in der Oberkreide durch das Vorprellen der Unutzmasse und vor allem durch eine Überfaltung bis Überschiebung der Achentaler Schubmasse unter Rotation gegen NW hin eine sekundäre Verbindung durch Einklemmung von Jungschichten erfahren haben – Abb. 81.

Über das Rißtal hinweg reicht der enorm breite, steil verkehrt gelagerte Triasanteil im Südschenkel der Karwendelmulde – Abb. 77, 78.

Als nächste tektonische Einheit gegen Süden hin stellt sich noch unter der Inntaldecke in der Fortsetzung der „Vorbergzone" des Mieminger Gebirges eine intensive Schuppenzone ein, zunächst vom Verfasser (1970 b, S. 138 f., 1976 b, Taf. 2) erfaßt und als Karwendel-Stirnschuppe bezeichnet. Da G. Heissel (ab 1976) diese Schuppenzone rund um den Ostrand der Inntaldecke herum auf die Südseite dieser Einheit verfolgen konnte, ist seine Bezeichnung „Karwendel-Schuppenzone" besser angebracht. Diese Schuppenzone erstreckt sich vom Nordwesten des Karwendelgebirges nach Osten bis zur Ebnerspitze jenseits des Achensees, schwenkt dort gegen Süden und Südwesten zurück und begleitet den Südrand der Inntaldecke bis Innsbruck. G. Heissel (1978, S. 239 ff.) hat am Nordrand der Inntaldecke neun, am Südrand sieben größere Einzelschuppen erfaßt – Abb. 79. Auf der Südseite der Inntaldecke bildet innerhalb dieser Schuppenzone im Raum N Innsbruck die Thaurer Schuppe den Inhalt des Hungerburg-Halbfensters unter einer steilen Südrandantiklinale der Inntaldecke – Abb. 80.

Die Inntaldecke setzt an ihrer Nordfront mit der Bergkette Pleisenspitze–Birkkarspitze–Sonnenspitze–Plattenspitze (Abb. 2)–Lamsenspitze südlich vom Karwendeltal ein. Sie umfaßt eine Breite von maximal 18 km. G. Heissel (1978, S. 230 ff.) rechnet mit einem Tiefgang von 2 km unter Seehöhe. An der Basis des mächtigen Inntal-Deckenkörpers wurde eine Reihe von Jura-Kreide-Schürflingen aus dem tektonischen Untergrund mitgeschleppt, auf welche A. Tollmann (1970 b, S. 85) als Beweis für die Allochthonie dieser Decke besonders hingewiesen hat. Vom Norden des Scharnitzpasses über den Raum des Hochalmsattels reicht dieser Schürflingsteppich bis zur Südseite der Inntaldecke hinüber (Abb. 76). Der Innenbau der Inntaldecke wird durch einen großzügigen nordvergenten Faltenwurf beherrscht. Zu den altbekannten Hauptantiklinalen (von Norden nach Süden: Ödkar-, Hochkanzel-, Bettelwurf-, Solstein-Antiklinale) sind durch Heissels Neuaufnahme acht weitere Großfalten hinzugekommen. Diese gehen gegen Osten hin durch starke Einengung und Auswalzung des Mittelschenkels zum Teil in Schuppenkörper über. Auch die Kleinfaltung der Inntaldecke ist durchgreifend nordvergent, bloß an ihrem Südrand kommt eine sekundäre engständige, südvergente, jüngere, überlagernde Faltung hinzu. Das axiale Abtauchen der Einheiten ist im Westen generell gegen die Seefelder Senke hin gerichtet, ansonsten besteht eine schwache innere Wellung der Faltenachsen.

In fazieller Hinsicht muß die Auffassung von W Zeil (1959, S. 84), daß die Faziesentwicklung der Inntaldecke mit ihrem Untergrund übereinstimmt, dahingehend berichtigt werden, daß zwischen Decke und Untergrund Fazieswechsel zwischen Wetterstein- und Partnachschichten besteht, was ebenfalls gegen Autochthonie spricht (G. Heissel, 1978, S. 235). Die Abwicklung der komplexen Fazies dieses Kalkalpenabschnittes im Meridian von Innsbruck wird von D. Donofrio et al. (1979, S. 37, Abb. 12 a) vorgenommen und ergibt hier für den 40 km breiten Anteil ohne Allgäudecke bereits eine ursprüngliche Breite von mindestens 140 km. Der Martinsbühel W Inns-

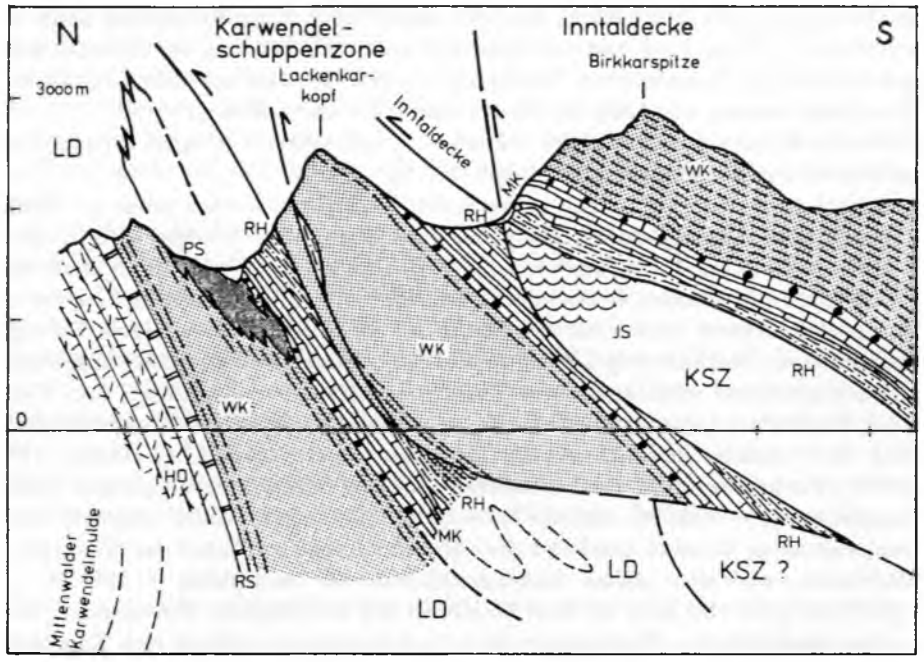


Abb. 79: Nordabschnitt der Karwendel-Schuppenzone nach D. Donofrio et al. (1980, Abb. 8). Abk.: BS – Alpiner Buntsandstein, RH – Reichenhaller Schichten, MK – Alpiner Muschelkalk, PS – Partnachschichten, WK – Wettersteinkalk, RS – Nordalpine Raibler Schichten, HD – Hauptdolomit, JS – Jungschichten jünger als Hauptdolomit.

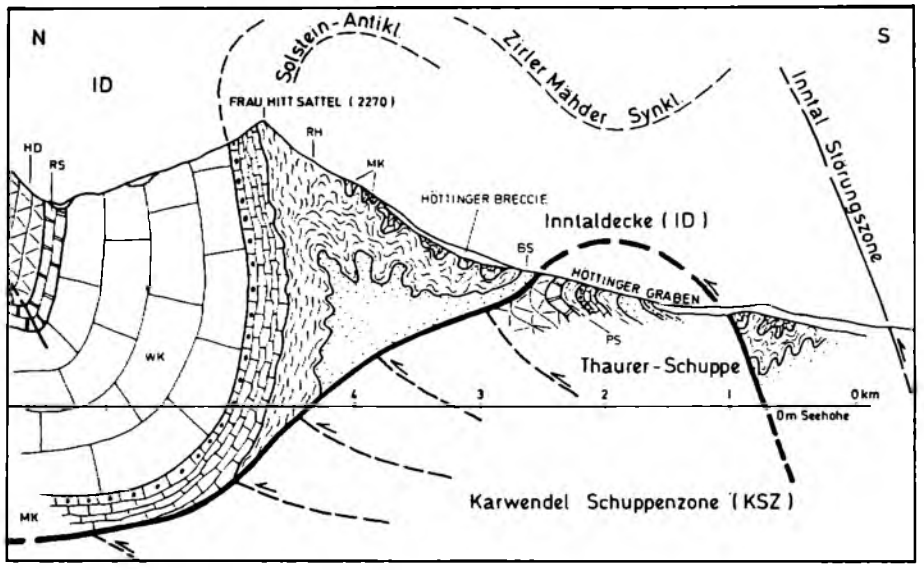


Abb. 80: Südabschnitt der Karwendel-Schuppenzone, nach G. Heissel (1978, Abb. 22). Abk. vgl. Abb. 79.

bruck am Südrand der Inntaldecke stellt unter Umstellung in Partnachfazies einen vom Hauptkörper der Inntaldecke ursprünglich noch südlicher gelegenen, tektonisch höher einzustufenden Lappen dieser Einheit dar, an dem nun in Einzelheiten das mitteltriadische Karbonatplattformschema durch D. DONOFRIO et al. (1979) herausgearbeitet worden ist – vgl. Abb. 14.

Der Ostteil des Karwendel war mit der Deckschollen-Landschaft aus Inntaldeckenresten über der Lechtaldecke im Stanserjoch-Gewölbe südlich vom Achensee für O. AMPFERER (1925 a, S. 35) die Typlokalität seiner „Reliefüberschiebung" gewesen, von wo aus er selbst und A. THURNER (1943) die Vorstellung vom Deckenschub über ein kräftig akzentuiertes Erosionsrelief ohne Meeresbedeckung auf zahllose Abschnitte der Kalkalpen und Randgebiete übertragen hatten. Die ursprüngliche Annahme von überwältigen Reliefenergien von 2 000 m im Untergrund durch AMPFERER wurde in der Folge von M. RICHTER (1930, S. 40; 1937, S. 11, 102) und E. SPENGLER (1951 a, S. 344) widerlegt, das Maß der Reliefüberschiebung reduziert; die Reduktion ging bei E. KRAUTER (1968, S. 23) und A. TOLLMANN (1971 b, S. 380) nach Beobachtungen am Stanserjoch jeweils noch weiter; G. HEISSEL (1976, S. 33) schließlich konnte bei seinen Neuaufnahmen im westlichen Karwendel nirgends Reliefüberschiebungen antreffen, so daß die Vorstellung durchaus fragwürdig geworden ist.

ϑ) Sonnwendgebirge bis Thierseer Berge

Hier soll der Abschnitt zwischen Achensee im Westen und dem Inntal im Osten Besprechung finden, demnach das Gebiet des Sonnwendgebirges (Rofan), der Trias rechts vom Inn zwischen Schwaz und Wörgl, der Guffert-Pendling-Antiklinalzug und die Thierseer Mulde erörtert werden. Das erwähnte Gebiet wird durch die geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Kufstein (O. AMPFERER, 1925 b), Rattenberg (O. AMPFERER & TH. OHNESORGE, 1918), Achensee und Achenkirch (1912) gedeckt. Auch wird ein guter Teil noch von der Bayerischen Karte 1 : 100.000, Blatt Schliersee mit Profiltafel (O. GANSS, 1953) miterfaßt und auf der deutschen geologischen Übersichtskarte 1 : 200.000, Blatt Rosenheim (O. GANSS, 1980), anschaulich dargestellt. Folgende Spezialaufnahmen betreffen unser Gebiet: E. SPENGLER (1935): Sonnwendgebirge 1 : 10.000, K.-H. NAGEL (1974, Beil. 1): Thierseer Mulde-W 1 50.000; H. PIRKL (1961, Taf. 1–3): Schwaz-Wörgler Trias 1 : 10.000; K. KUCKELKORN (1964, Taf. 1–2): Unterinntal.

Im Norden des Gebietes zieht gerade noch auf österreichischem Gebiet mit großer Konstanz vom Achental bis Thiersee die tiefe, mäßig gegen Norden überkippte Thierseer Mulde (Abb. 81) südlich des Hauptantiklinalelements der Bayerischen Kalkalpen, der Wamberger Antiklinale, die hier leicht versetzt als Trausnitz-Antiklinale ein enorm mächtiges Hauptdolomitgewölbe formt. Der Muldenkern der Thierseer Synklinale ist in der gesamten Länge von mächtigen neokomen Aptychenschichten (Schrambachschichten) erfüllt (K.-I. SCHÜTZ, 1979), abgesehen von ihrer seichten Fortsetzung im Westen jenseits der Achenkirchener Querstruktur, wo man die Mulde in der Obertrias noch bis Fall weiterverfolgen kann. Östlich der Grundache stellt sich im Nordflügel bis Landl eine Reihe kleiner, abgescherter Mulden ein (O. GANSS, 1953, Profiltaf.; E. SPENGLER, 1956, S. 10; K.-H. NAGEL et al., 1976, Abb. 10 f.). Östlich von Thiersee wird die Mulde an der Mauthaus-Störung abgeschnitten und setzt stark reduziert, etwas gegen Norden versetzt, auslaufend fort (W. WILMERS, 1962).

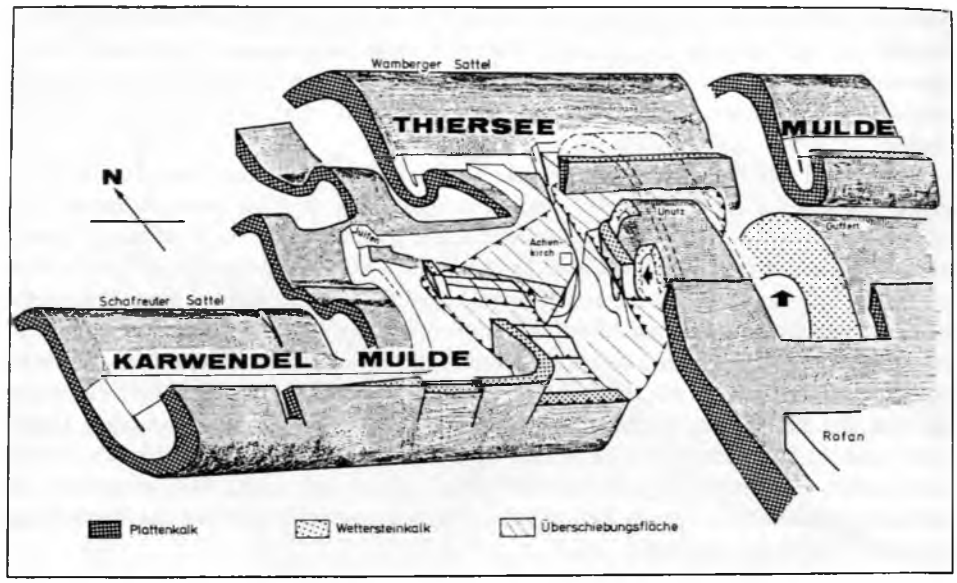


Abb. 81: Die Karwendel-Thierseer-Mulde in der Umgebung von Achenkirch nach K.-H. NAGEL et al. (1976, Abb. 7).

Südlich der Thierseer Mulde zieht das breite, gegen Norden drängende Guffert-Pendling-Gewölbe mit Wettersteinkalk im Kern, weitgehend ausgequetschten Raibler Schichten und einem mächtigen Mantel von Hauptdolomit dahin. Das Westende dieses Gewölbes wird durch die steile, dort gegen Westen, gegen das Achental hin überfaltete Unutzmasse aus Wettersteinkalk gebildet. Am Ostende ist die Pendling-Antiklinale westlich von Kufstein durch die Störung am Westrand des Inntales sowie durch die nach dem Satellitenbild in das Inntal bei Kufstein einlaufende Prienstörung abgeschnitten, so daß die Vermutung, daß in dieser Antiklinale der westliche Ansatz zum Tirolischen Bogen HAHNS vorliegt, nicht gut beweisbar ist.

Interessanten tektonischen Bau weist das Sonnwendgebirge östlich vom Achensee auf, dem F. WÄHNER (1903/1935) eine eindrucksvolle Monographie gewidmet hat. Im Oberbau des Sonnwendgebirges herrscht ein gewaltiger, gegen WNW gerichteter Faltenbau aus insgesamt zehn liegenden Faltenelementen, der die Serie vom Oberrhätkalk bis zum Malmradiolarit ergriffen hat. Nach der darüber auflagernden, in den Faltenwurf nicht mehr einbezogenen malmischen sedimentären und nicht tektonischen Hornsteinbrekzie (R. WEYNSCHENK, 1949, S. 21) zu schließen, handelt es sich nicht um tektonische Falten, sondern um einen submarinen untermalmischen Gleitfaltenbau (vgl. A. TOLLMANN, 1976 b, S. 159). J. WENDT (1969, S. 232) hat den im Oberrhätkalk des Sonnwendgebirges weit verbreiteten schichtparallelen Jurarotkalk-Spaltenfüllungen eine Studie gewidmet, die den sedimentären Charakter dieser früher als tektonische Verschuppungen gedeuteten Erscheinungen belegt hat.

Nordöstlich vom Sonnwendgebirge liegt die in neuerer Zeit mehrfach untersuchte Brandenberger Gosau (O. SCHULZ, 1952; P FISCHER, 1964; V SCHENK, 1972;

D. HERM, 1976, 1977). Sie liegt mit ihrer nur bis in das Untercampan reichenden Serie in einer vorgosauischen Muldenzone (O. AMPFERER, 1922, Taf. 1), die nachgosauisch etwas schräg zur alten Muldenachse weitergefaltet worden ist. Über das südlich davon inntalabwärts folgende Ober- und Unterangerberger Tertiärbecken haben O. AMPFERER (1922), W HEISSEL (1957), H. HAGN (1967) berichtet: Das Oberangerberger Tertiärbecken zwischen Voldöpp und Breitenbach ist im Osten durch eine Querstörung, an der die Unterangerberger Triasscholle hochgekommen ist, abgeschnitten und setzt zweigeteilt beiderseits dieser Scholle in ENE-Richtung fort, wobei das Hauptbecken von Unterangerberg über Kirchbichl bis Eiberg zieht (Abb. 266).

Unterhalb von Schwaz treten kalkalpine Elemente über die große Inntalstörung auf die rechte Seite des Flusses über. Diese 2–4 km breite Triaszone von Schwaz bis Wörgl hat durch H. PIRKL (1961) und K. KUCKELKORN (1964, 1968) eine detaillierte Analyse erfahren. Westlich vom Zillertal formt dieser Streifen in einer gegen Norden aufsteigenden, steil normal gelagerten Schichtfolge vom Perm bis zu den Partnachschichten („Hohenegg-Fazies") eine gefaltete und geschuppte Zone. Die Basis der Kalkalpen ist hier lokal mit Gesteinen der Grauwackenzone verschuppt, auch kann die Südgrenze überkippt sein. Östlich vom Zillertal kam es zwischen Brixlegg und Kundl zu einer offenbar nicht gegen Norden (H. PIRKL, 1961, S. 105), sondern gegen Süden (K. KUCKELKORN, 1964, S. 29; 1968, S. 429; A. TOLLMANN, 1970 b, S. 115) gerichteten zweifachen Aufschuppung, so daß über der normal lagernden Triasbasis die Brandachjoch-Schuppe und schließlich die Rattenberger Schuppe gegen Norden hin folgen.

ι) Das Kaisergebirge

Zwischen Inn und Kössener Ache überragt das Kaisergebirge mit dem Wilden oder Vorderen Kaiser (S) und Zahmen oder Hinteren Kaiser (N) das sanfte Vorland im Norden und Süden. Der Gebirgsstock stellt eine allseits tektonisch begrenzte Scholle dar, die im Norden weithin dem Walchsee-Kössener Tertiär, im Süden aber dem Trias-Faltenland von Scheffau aufgeschoben ist. Da östlich vom Inn aus dem breit von Westen heranziehenden Lechtaldeckenkörper mit dem Einsetzen der Überschiebung des Tirolischen Bogens östlich von Ebbs sich der Südteil dieses Kalkalpenstreifens abgliedert und als „Tirolikum" Selbständigkeit erlangt, wird das Umland der Kaisergebirgsscholle als tirolisch betrachtet; diese selbst aber ist in wechselnder Weise wiederholt, entweder als beiderseits divergierend ausgeschobene Platte des Tirolikums oder aber als fernüberschobene Deckscholle einer höheren Einheit betrachtet worden.

Über das Kaisergebirge liegt außer der älteren Karte von K. LEUCHS (1907) ein geologischer Führer mit einer geologischen Karte 1 : 25.000 von O. AMPFERER (1933 b) vor. Außerdem wird der Westteil durch die Spezialkarte 1 75.000, Blatt Kufstein (O. AMPFERER, 1925) und die Karte 1 100.000 von Bayern, Blatt Schliersee samt Profiltafel (O. GANSS, 1953) gedeckt, der Ostteil durch Blatt Lofer-St. Johann 1 : 75.000 (O. AMPFERER et al., 1927).

Im nördlichen Vorland reicht Österreich mit einem Ausläufer östlich vom Inn in das Faltenland der Sachranger Berge zwischen der im Hauptdolomit liegenden Kranzhorn-Antiklinale im Norden und der bis in die Kreide reichenden Niederndorfer-Wössener Mulde im Süden, das der Lechtaldecke angehört (E. SPENGLER, 1956, S. 13).

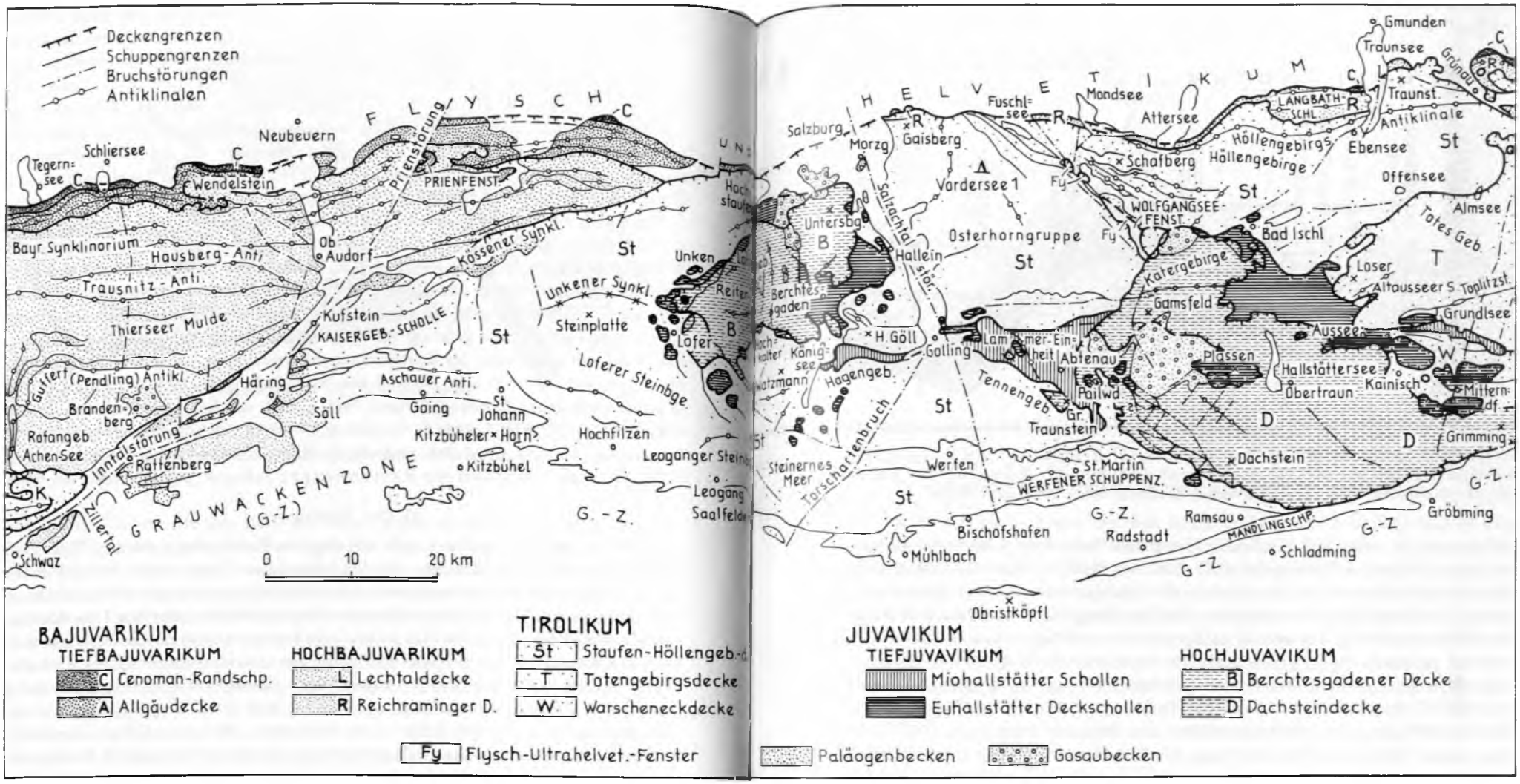


Abb. 82: Tektonische Gliederung der mittleren Kalkalpen, nach A. TOLLMANN (1976 b, Taf. 2–4), modifiziert durch Berücksichtigung von G. MANDL (1982, Taf. 3, 13).

In diesem Vorland des Kaisergebirges vollzieht sich mit der Aufschuppung an der Nordseite vom Buchberg und Miesberg die Ablösung des Tirolikums von der Lechtaldecke. Die sehr steil gestellte tirolische Stirnüberschiebung zieht nördlich von Kössen vorbei weiter gegen ENE. Dieser Abschnitt der Niederung nördlich des Kaisergebirges, der stark von Quartär verhüllt ist, wird vor allem von Oberndorf/Inn über Kössen bis Reit im Winkl vom Oligozän der inneralpinen Molasse erfüllt (vgl. S. 613 ff.): Es umfaßt die marinen Häringer Schichten mit ihrer Basisserie, den sandigen Mergeln, Fischschiefern und Knollenmergeln, reich an schönen Makro- und Mikrofaunen sowie einer reichen Pollen-Sporen-Flora (W HEISSEL, 1957, S. 50; H. HAGN, 1967, S. 304 ff., H. LINDENBERG, 1966, S. 68 ff.; W SCHNABEL & I. DRAXLER, 1976, S. 343). Diese Serie wurde zuletzt noch im Oberoligozän von groben fluviatilen Schottern überlagert. Die Kaisergebirgs-Nordfront ist mit verschiedenen Triasschichtgliedern diesem Oligozän aufgeschoben, im Habersauer Halbfenster SE Walchsee mindestens 1,5 km weit.

Das Kaisergebirge selbst bildet eine „gesattelte Mulde" (A. FUCHS, 1944, S. 364), d. h. eine in ihrem mittleren Teil am stärksten hochgepreßte Mulde mit Hauptdolomit im Kern (Abb. 83). Diese im Stripsenjoch am stärksten eingeengte und gehobene Mulde nimmt gegen Westen und besonders gegen Osten (Kohlalm) jüngere Schichten, Obertrias und etwas Lias, auf (K. JAKSCH, 1961). Im Nord- und Südflügel dieser Kaiser-

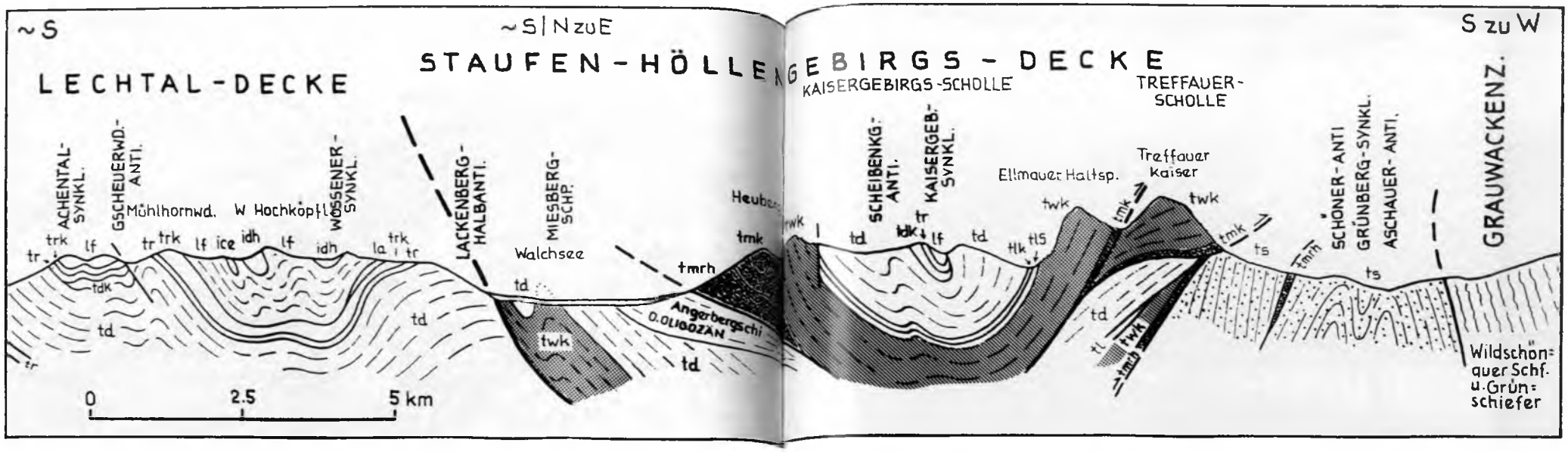


Abb. 83: Profil durch die Kaisergebirgs-Scholle, nach A. TOLLMANN (1976 b, Taf. 6, Fig. 3). Schichtbezeichnungen wie auf Abb. 64 und tmrh – Reichenhaller Rauhwacke, tls – Karn-Sandstein, tlk – Karnischer Kalk, idh – Chiemgauer Kieselschiefer, ice – Steinmühlkalk.

gebirgsmulde reiht sich regelmäßig die tiefere Trias vom mächtigen, die beiden Hauptketten bildenden Wettersteinkalk (P TOSCHEK, 1968) bis zum Muschelkalk und der Reichenhaller Rauhwacke an. Der Südrand des Gebirgsstockes ist unter Abspaltung von kleineren Zwischenschollen wie etwa dem Treffauer Kaiser (SW der Ellmauer Haltspitze) ebenfalls mindestens 1,5 km weit in nachgosauischer Zeit überschoben, und zwar hier auf Grund der Faltenvergenz gegen Süden (O. AMPFERER, 1933 b, S. 56, 119). Am Ostrand ist die Kaisergebirgsscholle durch eine gewaltige Störung, das Kohlental-Überschiebungsblatt (O. AMPFERER, l. c., Abb. 54; A. TOLLMANN, 1970 a, S. 29) SW Schwendt, mit Horizontalbewegung der Scholle gegenüber dem Rahmen abgegrenzt.

Zur langen Diskussion über die Frage des Fernschubes oder der lokalen seitlichen Ausschiebung der Kaisergebirgsscholle soll hier vermerkt werden, daß wesentlich mehr Argumente für eine relative Autochthonie sprechen (F. HAHN, 1913 b, S. 267; K. LEUCHS, 1926, S. 90; L. KOBER, 1938, S. 114; 1955, Taf. 1; E. SPENGLER, 1956, S. 21; A. TOLLMANN, 1969 a, S. 146; 1976 b, S. 191) als für einen transversalen Fernschub im Sinne von O. AMPFERER (1921 a, S. 159) und W HEISSEL (1951 b, S. 114; 1958, S. 103).

Im südlichen Umland des Kaisergebirges herrscht in der breiten Zone aus Werfener Schichten N Going intensiver Längsfaltenbau. Die Grenze zur Grauwackenzone ist strekkenweise (z. B. S Scheffau) gestört und überkippt. Im Gaisberg-Hahnenkamm-Zug SW Kitzbühel blieb 10 km südlich der Kalkalpengrenze am Rücken der Grauwackenzone noch ein Rest kalkalpiner Gesteine erhalten, im Osten aus Permoskyth bestehend, im Westen am Gaisberg unter Abscherung der Basis im wesentlichen aus Ramsaudolomit und Hauptdolomit aufgebaut.

x) Loferer Berge und Salzburger Kalkalpen W der Salzach

Der hier beschriebene Raum zwischen Kössener Ache und Salzachquertal ist durch die Blätter der österreichischen geologischen Karte 1 75.000 Lofer–St. Johann (1927) und Kitzbühel–Zell am See (1935) in seinem Westteil geologisch dargestellt, während der Ostabschnitt nur teilweise auf dem völlig veralteten, bald neu erscheinenden Blatt Hallein (1907) enthalten ist, während das Blatt Saalfelden mit den Südabfällen der Salzburger Kalkalpen nicht erschienen ist. Das Blatt Salzburg 1 : 50.000 (G. GÖTZINGER, 1955) reicht von Norden an den Untersberg heran, jenes der Umgebung Salzburgs (S. PREY, 1969) greift über Untersberg und Halleiner Hallstätter Zone bis Berchtesgaden nach Süden vor. Von der Geologischen Karte von Bayern 1 : 100.000 bedecken Blatt 666, Reit im Winkl (O. GANSS, 1975), und 667, Bad Reichenhall (O. GANSS, 1978), noch den gesamten Raum. An geologischen Farbkarten aus Spezialarbeiten dieses Raumes seien jene von F.HAHN (1910, Taf. 23) 1 : 25.000 von der Kammerkehrgruppe und (1913 a, Taf. 1) 1 50.000 SE Lofer, C. LEBLING (1935) 1 : 25.000 vom Gebirge um den Königssee samt Hagengebirge, J. PIA (1924) 1 : 50.000 vom SW-Teil des Steinernen Meeres, H. PICHLER (1963, Taf. 12) 1 : 25.000 von der Halleiner Hallstätter Zone hervorgehoben. Übersicht geben die geologischen Karten von G. TICHY et al. (1979) über den Raum Roßfeld bis Hagengebirge und von B. PLÖCHINGER (1983) über die Salzburger Kalkalpen.

Die Großgliederung des Gebirges zeigt folgende Züge (Abb. 82, 85). Die Tirolische Front, also die Stirn der Staufen-Höllengebirgs-Decke, zieht in gerader Linie und mit steiler Grenzfläche gegen ENE, vom Nordrand des Kössener Beckens weiter über Gschößwand, Rauschberg zum Hochstaufen (R. HENRICH & H. ZANKL, 1981) am Westrand des Salzburger Beckens. Damit verbleibt das enge, davorliegende Faltensystem der Lechtal- und Allgäudecke ganz im bayerischen Raum. Das Gebirge auf österreichi-

Abb. 84: Die Sonnenwendwand in der östlichen Fortsetzung der Steinplatte zieht als eine sich markant heraushebende Oberrhät-Rifflkalkwandstufe auf der Südseite der Unkener Großmulde an der Grenze von Tirol (Vordergrund) und Salzburg (Mittelgrund) dahin. Blick gegen Nordosten. Der Gipfel des Sonntagshorns in der Mitte des Hintergrundes markiert die bayrische Grenze. Rechts hinter der Loferer Alpe ragt der Klotz des Dietrichhorns als westlicher Pfeiler aus malmischem Lärchkogelkalk am Westrand der Hallstätter Zone empor.

scher Seite wird ausschließlich aus der breiten Schüssel des Tirolikums, in deren Kern die Unkener Großmulde liegt, gebildet. Steinplatte, Loferer und Leoganger Steinberge, Steinernes Meer, Hochkönig, Hagengebirge, Göll, Roßfeld (in Bayern Hochkalter und Watzmann) bilden den Rahmen dieser Schüssel, in welche die tiefjuvavischen Lofer-Halleiner-Hallstätter Schollen und die hochjuvavische Berchtesgadener Decke tektonisch eingeglitten sind.

Das ausgedehnte Gebiet der tirolischen Schüssel besteht an der Oberfläche vorwiegend aus einer Hauptdolomit-Dachsteinkalkplatte, während die tieferen triadischen Glieder nur am Nordrand mit dem gipfelbildenden Wettersteinkalk und am Südrand der Kalkalpen mit Ramsaudolomit-Stöcken (Kirchberg E St. Johann, Hochsäul NE Hochfilzen etc.) hervortreten. Innerhalb dieser tirolischen Schüssel vollzieht sich der Fazieswechsel von der Hauptdolomitfazies im Norden mit Wettersteinkalk, ansehnlichen Raibler Schichten, mächtigem Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und Oberrhätkalk – der im Riff der Steinplatte (Abb. 84) so hervorragend analysiert worden ist (H. Ohlen, 1959; H. Zankl, 1971, S. 168) – zur Dachsteinkalkfazies im Süden mit Vorherrschen von Ramsaudolomit und dem hellen norisch-rhätischen Dachsteinkalk.

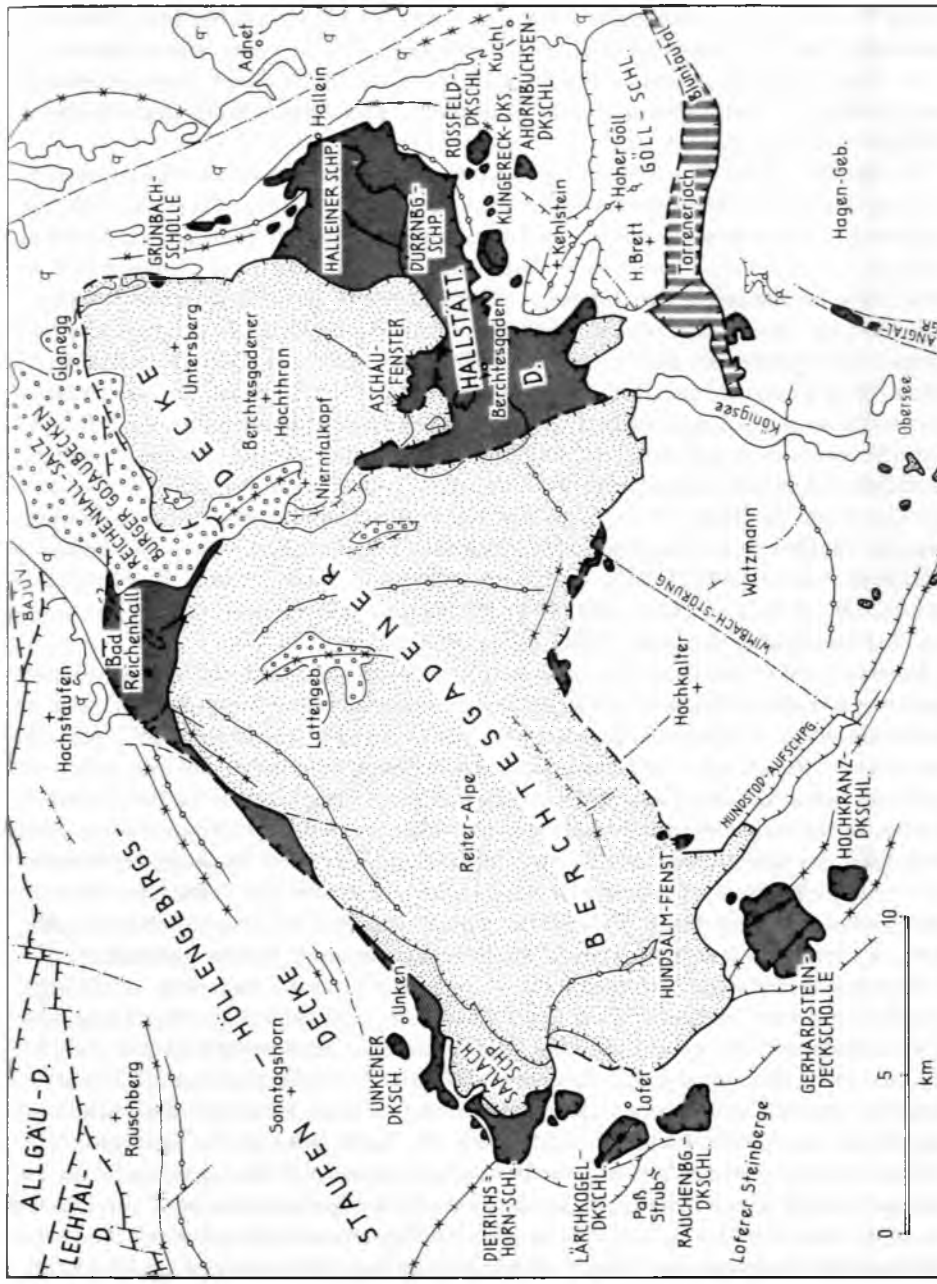


Abb. 85: Die Berchtesgadener Decke nach A. Tollmann (1976 b, Taf. 3), ergänzt nach O. Ganss (1978, Kt.).

Die Unkener Großmulde setzt bereits in der weiten Hauptdolomit-Landschaft östlich der Kössener Ache N vom Fellhorn an. Im Meridian von Waidring stellen sich im breiten Muldenkern nacheinander Obertrias, bunte Kalke des tieferen Jura, Radiolarit, Oberalmer Schichten und Schrambachschichten des Neokom ein, welch letztere bei Unken das Saalachtal erreichen. Am Südrand der Großmulde bildet diese Jura-Kreide-Serie den Sockel der tiefjuvavischen Hochkranz- und Gerhardstein-Deckscholle bei Weißbach/Saalach.

Der Hallstätter Schollenkranz (Abb. 85), der im Westen der Berchtesgadener Decke nun als nächsthöhere tektonische Einheit dem Tirolikum auflagert, umfaßt über ein Dutzend durch Großboudinage und durch Erosion isolierte Schollen, zu denen die Unkener Kalvarienberg-, Unkenberg-, Dietrichshornscholle zwischen Unken und Lofer sowie die Lärchkogel-, Rauchenberg-, Gerhardstein- und Hochkranz-Deckscholle zwischen Lofer und Weißbach gehören. An ihrem Aufbau beteiligen sich typische Hallstätter Schichtglieder wie bunter Hallstätter Dolomit, Pötschen-, Pedatakalk, Hallstätter Kalk und mikrofossilreiche Zlambachmergel. Die Serie der Deckschollen reicht bis zu den oberjurassischen konglomeratischen Loferer Schichten und dem über das Tithon bis in das Valendis aufsteigenden Lerchkogelkalk. Eine reiche Literatur besteht über diesen westlichsten Abschnitt der Hallstätter Zone. Neben den grundlegenden Untersuchungen von F. Hahn (1910, 1913 a) und der Karte von O. Ampferer (1927) sei auf die jüngsten Studien von Tektonik und Mikrofauna dieser Region von A. Tollmann & E. Kristan-Tollm. (1970, S. 112), A. Tollmann (1969 a, S. 162; 1976 b, S. 319), E. Kristan-Tollm. (1970 a), H. Häusler (1980 b), H. Häusler & D. Berg (1980) und die Karten von H. Knapczyk & G. Tichy (1981) hingewiesen.

In den genannten Arbeiten vom Verfasser wurde als nächsthöhere tektonische Einheit des Loferer Raumes, noch unter der mächtigen Berchtesgadener Decke des Reiteralmstockes gelegen, die Saalach-Stirnschuppe erfaßt (1969 a, S. 165), die östlich von Lofer 10 km weit die Berchtesgadener Decke unterlagert und zweifellos auch nach der Fazies als deren abgespalteter überfahrener Stirnabschnitt zu betrachten ist. Daß sie in der außerordentlichen Breite von 10 km das höhere Hochjuvavikum unterteuft, zeigt das Auftauchen ihres Dachsteinkalkes und Lias unter der Basis der Werfener Schichten der Berchtesgadener Decke im Hundsalmfenster SW des Reiteralmstockes und noch weiter im Süden. Hiedurch wird die ja einst von W Zeil so sehr bestrittene Allochthonie der Berchtesgadener Decke durch einen weiteren Beweis gefestigt.

Die hochjuvavische Berchtesgadener Decke (= Reiteralm- oder Untersberg-Decke) reicht in diesen Salzburger Abschnitt, vom bayrischen Berchtesgadener Land herüberreichend, gerade noch mit dem Westpfeiler der Reiteralm herein (Abb. 85). Die über dem mächtigen Ramsaudolomitsockel dieses Stockes aufliegende Dachsteinkalkplatte des Plateaus weist als Hauptstruktur die kräftige, longitudinal ziehende Eisberg-Flexur mit 600 m hoher Heraushebung des Südflügels auf (G. Gillitzer, 1913; F. Hahn, 1913 a). Für die Allochthonie der Berchtesgadener Decke sprechen: 1. die eindeutigen basalen Überschiebungskontakte dieser flach lagernden Masse, 2. die faziellen Kontraste zwischen Hauptdolomitfazies des Tirolikums im Norden, Loferer Dachsteinkalkfazies des Tirolikums im Süden, Hallstätter Fazies im Tiefjuvavikum und Dachsteinkalkfazies in Berchtesgadener Entwicklung in der hochjuvavischen Berchtesgadener Decke, 3. auffällige Mächtigkeitskontraste (Beispiel Karn – G. Schuler, 1968, S. 46 ff.),

4. die Saalach-Zwischenschuppe und 5. noch weitere Hallstätter Schollen, die an der Südbasis der Reiteralm-Schubmasse entlang der Ramsauer Ache und am Klausbach durch W Barth (1968, S. 150, 161) gefunden worden sind.

Faziesübergänge von der Dachsteinkalkfazies der Berchtesgadener Decke zu Hallstätter Gesteinen am SW-Rand dieser Decke in der Hundshornscholle (ladinischer Hallstätter Kalk), im NE am Untersberg („Pedatakalk") sowie in der einstigen Stirnpartie dieser Decke, der Saalach-Stirnschuppe (karnischer Hallstätter Buntdolomit und norisch-sevatischer Hallstätter Kalk), lassen H. Häusler & D. Berg (1980, S. 76) darauf schließen, daß diese Berchtesgadener Seichtwasserkarbonatplatte schon ursprünglich in ähnlicher Umgrenzung in ihrer einstigen, weit im Süden gelegenen Heimat rundum zur Beckenentwicklung übergegangen ist.

Unter den Dachsteinkalkstöcken des Tirolikums im Südteil der Kalkalpen zeigen die Loferer Steinberge eine mäßig NE-fallende bis flache Serie vom Ramsaudolomit im Süden über Hauptdolomit bis zum Dachsteinkalk des Gipfelaufbaues, von einigen NE-gerichteten unbedeutenden Störungen durchzogen (F. Hahn, 1913 a, Taf. 1; O. Ampferer, 1927, Kt.; O. Ganss, 1975, Kt.). Die Leoganger Steinberge erheben sich mit der den Gipfelaufbau flach faltenden Birnhorn-Antiklinale mit einer vom Dachsteinkalk gekrönten Triasserie, die bei Leogang der Grauwackenzone mittels der permischen Basalbildungen (H. Mostler, 1972 a) transgressiv aufruht. Auch im Sockel des Steinernen Meeres ist die normal lagernde Triasserie gut erschlossen (J. Pia, 1923, S. 38 ff., Taf. 2; W Del-Negro, 1950, S. 115; H. Knapczyk & G. Tichy, 1981 a), die bis zum gebankten Dachsteinkalk (NW) und Dachsteinriffkalk (SE) am Plateau emporreicht. Im Norden begrenzt die gegen WNW ziehende Funtenseemulde mit wenig Juraresten den Dachsteinkalkstock. Sie hat als etwas versetzte WNW-Fortsetzung die mächtige jura- und neokomführende Weißbachmulde. An der nördlich dieser Synklinalzone hinziehenden kräftigen SSW-vergenten Hundstodaufschiebung (F. Hahn, 1913 a, S. 51) ist das im Norden gelegene, weit gespannte Hochkalter-Watzmann-Gewölbe gegen SSW aufgeschuppt. Letzteres zeigt in dem einer Störung folgenden, NNE-orientierten Wimbachtal den Ramsaudolomitkern dieses Gewölbes, das mit der Dachsteinkalkplatte im Hochkalter gegen NW bis SW (W Barth, 1958), im Watzmann gegen NE abtaucht (C. Lebling, et al., 1935; J. Bodechtel et al., 1984).

Das Gebiet südlich vom Königssee, der einer der (N)NE-orientierten Störungen des Saalach-Ramsau-Wimbach-Königssee-Langtal-Torscharten-Störungssystems (A. Tollmann, 1977 a, S. 9, Taf. 1) folgt, ist im Bereich zwischen Hagengebirge und Steinernem Meer von zahlreichen kleinen juvavischen Deckschollen übersät (F. Hahn, 1913 b, S. 343; E. Wirth, 1929; C. Lebling et al., 1935, S. 25, Kt., A. Tollmann, 1976 b, S. 236, Taf. 3; O. Ganss, 1978, Kt. Bad Reichenhall; J. Bodechtel et al., 1984, S. 340), unter denen die Funtensee- und Grünsee-Deckscholle und die im Langtalgrabenbruch im Hagengebirge eingeklemmt erhaltenen Langtal-Schollen hervorzuheben sind. Sie alle sind wichtige Zeugen für den Ferntransport der heute im Norden liegenden juvavischen Massen, die, vom Kalkalpen-Südrand kommend, durch frühe Gleitung ihren Weg über diesen Abschnitt des Tirolikums genommen haben.

Der Hochkönigstock ist durch den SSW-verlaufenden Torschartenbruch vom Steinernen Meer getrennt (H. Knapczyk & G. Tichy, 1981 b). Dieser Bruch, den F. Hahn (1913 b, S. 301) bereits erfaßt hat, durchsetzt in noch weit größerem Ausmaß als zuvor

Abb. 86: Die Südabfälle des Hochkönigstockes markieren den krassen Gegensatz zwischen den Wänden des Kalkalpensüdrandes in Dachsteinkalkfazies und den im Vordergrund gegen Süden anschließenden weichen Schiefern der Grauwackenzone.

bekannt mit horizontaler und vertikaler Bewegungskomponente die Kalkalpen ab Golling und die gesamte Grauwackenzone, wie Satellitenaufnahmen zeigen (A. TOLLMANN, 1976 b, S. 59, Abb. 18). Auch der Hochkönig trägt über der tieferen Trias der Südabfälle ein Dachsteinkalkplateau, im Norden aus geschichtetem Kalk, im Süden aus Riffkalk, der am Südabfall Hallstätter Kalklinsen gegen eine einst hier angrenzende Hallstätter Zone aufweist (Abb. 86). Die Südabfälle des Hochkönigstockes bieten besonders in ihrem Ostabschnitt in den Mandlwänden eine prächtig überblickbare komplette Triasabfolge bis zum Dachsteinkalk (Abb. 87). Das Plateau wird von der flachen Hochkönigmulde in Längsrichtung durchzogen, die die von W. HEISSEL (1953, S. 344, Taf. 14) entdeckte hochjuvavische Riedelwand-Deckscholle enthält. Ein nordvergentes Faltensystem durchsetzt am Südfuß des Hochkönig die Grenzregion von Grauwackenzone und Kalkalpen im Raum Mühlbacher Schneeberg und Hochkeil W Bischofshofen (G. GABL, 1964). Höher oben ist der Sockel durch die Widdersberg-Schuppe gegliedert, ähnlich wie die Nordgrenze des Hochkönig-Tenneck-Stockes im Blühnbachtal gegen das Hagengebirge hin (A. TOLLMANN, 1969 a, S. 138 ff.).

Die beiden auffälligsten Strukturen des Hagengebirges, das an der Südseite die komplette Schichtfolge von den Werfener Schichten bis zum Dachsteinkalk des Plateaus zeigt, sind einerseits die schöne nordvergente Schneibstein-Stirneinrollung im Dachsteinkalk, als unmittelbare Westfortsetzung der Tennengebirgsstirn, andererseits das westvergente Fagstein-Falten-Schuppensystem im Westen, das seine Süd-

Abb. 87: Der Kalkalpensüdrand bietet in den Mandlwänden N Mühlbach östlich vom Hochkönig die Normalschichtfolge der Trias des Tirolikums vom Muschelkalk in der rechten vorderen Ecke über Ramsaudolomit (untere helle Wandstufe), tonschieferreiche Nordalpine Raibler Schichten (Wiesenband), Hauptdolomit (dunkler Sockel des Gipfelaufbaues) zu Dachsteinriffkalk (mächtige helle obere Partie des oberen Wandzuges). Flugbild A. TOLLMANN (1977).

fortsetzung im westvergenten Regensberg-Schuppensystem E vom Obersee findet (C. LEBLING et al., 1935, S. 23, Taf.; G. TICHY, 1979, Kt.). Über die Art der Unterlagerung durch die Werfener Schuppenzone und die Verzahnung mit dem Westende des Hallstätter Mittelkanals vgl. S. 174 f.

Das tektonisch hochkomplizierte wie interessante Gebiet zwischen der Torrenerjoch-Zone N vom Hagengebirge im Süden und dem bis in das Blickfeld der Stadt Salzburg vorgeschobenen hochjuvavischen Untersberg gliedert sich wie folgt. In der Torrenerjoch-Zone liegt vom Bluntautal über das Torrener Joch zum Königssee reichend die Westfortsetzung der Hallstätter Zone des Lammertales vor (B. PLÖCHINGER, 1955; H. BRANDECKER & V. MAURIN, 1982). Dieser schmale Streifen aus einer Serie vom Haselgebirge bis zum Dachsteinkalk, reich an *Halorella pedata* BRONN, ist an Längsbrüchen im Norden und Süden zwischen den Dachsteinkalkstöcken eingekeilt. Nach langer Diskussion wird heute doch eher die zuletzt von H. ZANKL (1962) vertretene Auffassung relativer Autochthonie akzeptiert, namentlich in Hinblick auf die Anknüpfungsmöglichkeit der von diesem Autor (1969) von der Südseite des angrenzenden Göllmassivs gemeldeten roten Hallstätter Kalklinsen im Dachsteinkalk-Vorriff. Allerdings ist der stärkste Hinweis darauf, nämlich diese Anknüpfungsmöglichkeit der Hallstätter Lammertal-Torrenerjoch-Zone (ohne roten Hallstätterkalk!) an die roten Hallstätter Kalklinsen im Dachstein-Riff-

Abb. 88: Die Nordabstürze des H. Göll von Osten zeigen den stirnartig abgebogenen Frontalteil des gebankten lagunären Anteiles des Dachsteinkalkes am Göll-Riffkomplex. Flugbild A. Tollmann (1977).

schuttkalk der Göll-Südseite durch die wieder unsichere Autochthonie des Göll ins Wanken geraten. Der Göll war ja besonders auf Grund des Transgressionsverbandes der Oberalmer Basiskonglomerate im Norden (J. Kühnel, 1929, S. 549; W. Del-Negro, 1972, S. 314) als autochthon gedeutet worden. Heute, nach Erfassung des Hauptgleittransportes der juvavischen Stöcke im Malm, ist eine Beheimatung des Göll weit im Süden wiederum wahrscheinlich geworden, um so mehr, wenn man die tiefgreifende Unterlagerung durch Jura an seiner Westseite bedenkt. W Del-Negro (l. c.) hat das Göllmassiv auch auf Grund der heutigen Bruchgrenzen im Norden vom Kehlstein als hochgepreßten, relativ autochthonen tirolischen Block aufgefaßt. Aber diese Brüche sind ja gegenüber der malmischen Gleittektonik jünger, überlagernd, und daher nicht beweisend.

Dieser Hohe Göll, der von B. Plöchinger (1955) und H. Zankl (1969) vorbildlich studiert worden ist, bildet eine im Süden an bedeutender Störung hochgehobene, gegen Norden stirnartig abtauchende Dachsteinkalkplatte mit axialem Gefälle und Abbeugung gegen Osten zum Salzachquertal hin und mit der flachen, altberühmten Scharitzkehl-Überschiebung gegen Westen (E. Böse, 1898, S. 492, Abb. 11; H. Zankl, 1962; H. Knapczyk & G. Tichy, 1981 b). Der im Detail studierte Übergang von der geschichteten Lagunenfazies im Norden zur Riffentwicklung im Süden ist auch makroskopisch prächtig sichtbar (Abb. 88).

Nördlich vom Roßfeld-Tirolikum, das sich mit mächtiger Unterkreideserie (S. 83 ff.) westlich des Salzachtales aufbaut, folgt die Schollenlandschaft der Halleiner Hall

stätter Decke zwischen Berchtesgaden und Hallein (Abb. 85). Die Allochthonie dieser Großscholle wird vielfach bestätigt: Durch die dem Untergrund in Hauptdolomit- bis Dachsteinkalkfazies fremde Hallstätter Fazies, durch Halbfenster und Fenster von Tirolikum unter der Halleiner Scholle wie z. B. das Aschaufenster N Berchtesgaden (W SCHLAGER, 1930, S. 254), durch Deckenschollen im Süden (Klingereck-, Roßfeld-, Ahornbüchsen-Deckscholle), durch Tiefbohrungen wie etwa die Halleiner Bohrung III, die unter dem Halleiner Salzberg noch 30 m weit in Oberalmer Schichten des Tirolikums abgeteuft worden ist (W E. PETRASCHECK, 1947, S. 8; W MEDWENITSCH, 1962, S. 465). Gegenüber W MEDWENITSCH (1960, 1962), der eine fazielle Gliederung in zwei differente Hallstätter Decken in Zlambachmergel- und Hallstätter Kalk-Entwicklung vertrat, hat sich eine Reihe von Argumenten ergeben, die für eine faziell einheitliche, tektonisch in die tiefere nördliche Halleiner Schuppe und die höhere südlichere Dürrnberg-Schuppe gegliederte Hallstätter Decke sprechen (B. PLÖCHINGER, 1955; 1976, S. 314; H. PICHLER, 1963; A. TOLLMANN, 1969 a; A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLM., 1970, Abb. 13). Eine mächtige Querfalte mit NNE-Achse, in deren Kern Ramsaudolomit empordringt, beherrscht die Halleiner Schuppe, deren berühmte Hallstätter Fossilvorkommen besonders in der östlich anschließenden Mulde mit dem Rappoltstein, Wallbrunnkopf etc. liegen. Das salzreiche, seit alters genutzte Haselgebirge ist im Norden in der Halleiner Salinarmulde (Salzberg Dürrnberg S Hallein), im Süden in der Berchtesgadener Salinarmulde (Unter- und Obersalzberg) tektonisch zusammengestaut (W E. PETRASCHECK, 1947, Abb. 1; B. PLÖCHINGER, 1955, Taf. 7; W MEDWENITSCH, 1962, Abb. 1–2).

Aus dem Untergrund der Halleiner Hallstätter Decke, dem Tirolikum, ist seit J. KÜHNEL (1929, S. 473 f.) und H. PICHLER (1963, S. 139) die Einschüttung von typischen Hallstätter Gesteinen als Komponenten der Oberalmer Brekzien nördlich vom Göll mit einer Transportrichtung aus dem Süden bekannt. In neuerer Zeit hat B. PLÖCHINGER (1974; 1977) als nächsten Schritt Gleitblöcke großen Ausmaßes aus den Oberalmer Schichten beschrieben und die sedimentäre Eingliederung der 1 km langen, früher als Deckscholle gedeuteten Hallstätter Masse aus Haselgebirge und Werfener Schiefern bei Oberreit, S St. Leonhard/Salzach, in die Oberalmer Schichten zur Zeit des Malm belegen können.

In der Folge konnte B. PLÖCHINGER in etlichen Grenzabschnitten auch der Halleiner Hallstätter Großschollen überzeugend eine sedimentäre Ummantelung der Hallstätter Schollen durch Oberalmer- und Barmsteinkalke darlegen, so daß er 1976 die gesamte Halleiner Hallstätter Decke als malmische Gleitscholle deutete – Abb. 90. Besonders die Grenzverhältnisse am Rand des Rappoltstein W Hallein und am Nordfuß des Zinkenkogels bei Dürrnberg belegen diese Auffassung, wovon sich auch der Verfasser überzeugen konnte. Da der Hallstätter Schollenkranz westlich der Berchtesgadener Decke und auch Schollen am Roßfeld und bei der Ahornbüchse über Neokom aufliegen, muß die Eingleitung der Hallstätter Decke aus dem Südkanal in verschiedenen Teilschollen zu verschiedenen Zeiten innerhalb des höheren Malm/Neokom vor sich gegangen sein. Heute wissen wir, daß dieser Gleittransport der Halleiner Hallstätter Masse und auch der Hallstätter Schollen bei Golling (B. PLÖCHINGER, 1979, S. 182) nur Ausschnitte des Gesamtphänomens zeigen, nämlich der spätjurassisch/tiefneokomen tief- und hochjuvavischen Gleittektonik, die den Deckentransport des gesamten südlichen Hallstätter Kanales mit seiner Salzbergfazies von Lofer im Westen bis Hern-

stein im Osten und jenen des Hochjuvavikums von der Berchtesgadener Decke über die Dachsteindecke bis zur Schneebergdecke bewerkstelligt hat (A. TOLLMANN, 1981, S. 177 ff.).

Die Herkunft dieser hochjuvavischen Decken aus einer ursprünglich südlicheren Heimat bezeugen ja in unserem besprochenen Salzburger Abschnitt die 17 Deckschollen über dem Tirolikum im Raum südlich vom Königssee, die gleichsam Spurschollen, besonders der Halleiner Hallstätter Decke, darstellen. Interessant ist in diesem Fall und in manchen anderen Fällen das Fehlen von mehreren oder etlichen jurassischen Schichtgliedern über dem Dachsteinkalkplateau im Liegenden der Deckschollen, was etwa durch primär geringmächtige Sedimentation über den Dachsteinkalkstöcken und eine tektonische Abpressung – auch bei Gleittransport – zu erklären sein mag.

Der Untersberg gehört als Stirnteil der besonders weit nach Norden vorgeglittenen und anschließend vorwärts geschobenen hochjuvavischen Berchtesgadener Decke nur mit seinem Nordabfall zu Salzburg, der Hauptteil liegt auf bayrischem Gebiet. Kartenmäßig sind das Untersbergmassiv oder Teile davon durch M. SCHLAGER (1930), S. PREY (1969: Umgebung Salzburg) und H. KNAPCZYK & G. TICHY (1981: geologische und tektonische Karte) zur Darstellung gelangt. Der Bergstock ist im SE aufgekippt, besteht dort vorwiegend aus einem das Mittelgebirge aufbauenden Ramsaudolomit mit tiefertriadischen Gliedern im Süden, taucht stirnscharnierartig gegen NNW ab, so daß die Dachsteinkalkplatte des Hochgebirgsanteiles samt auflagerndem Plassenkalk und der Gosau („Untersberger Marmor") in dieser Richtung zu Tale kommt (W DEL-NEGRO, 1979, S. 26 ff; S. PREY, 1969; B. PLÖCHINGER, 1983, S. 41 f.). Nach der Überdeckung, aber auch der Verfaltung der Gosau im Norden ist der Untersberg als Bestandteil der Berchtesgadener Decke vorgosauisch eingeglitten und nachgosauisch nur noch nachbewegt worden (M. SCHLAGER, 1930, S. 253; W. DEL-NEGRO, 1970, S. 25; 1983, S. 29; D. HERM, 1962, S. 333; A. TOLLMANN, 1976 a, S. 323).

λ) Die Osterhorngruppe

Zwischen Salzach-Quertal im Westen und Strobler Weißenbachtal im Osten schwingt sich die Osterhorngruppe allmählich bis zu Höhen über 1750 m mit dem Trattberg und Hohen Zinken auf. Der Bergstock ist zunächst auf den alten geologischen Karten 1 75.000, Blatt Hallein (A. BITTNER & E. FUGGER, 1907) und Ischl–Hallstatt (E. v. MOJSISOVICS & A. BITTNER, 1905) dargestellt, die heute durch die neue geologische Karte 1 : 50.000 ersetzt werden: Blatt 94 Hallein im Erscheinen, Blatt 95 Sankt Wolfgang mit Erl. (B. PLÖCHINGER, 1982). Darüber hinaus liegen detaillierte geologische Spezialkarten vom Westen (Adnet und Umgebung 1 : 10.000, M. SCHLAGER, 1960; Salzburg-Umgebung 1 : 50.000, S. PREY, 1969), vom Nordteil (Wolfgangseegebiet 1 : 25.000, B. PLÖCHINGER, 1972, 1973) und vom Südrand 1 : 25.000 (H. HÄUSLER, 1979, Beil. 4) vor.

In geologischer Hinsicht findet der Block des Osterhorn-Tirolikums seine natürlichen Grenzen an der im Satellitenbild deutlichen Salzachquertal-Störung im Westen, der Kalkalpenfront im Nocksteinzug im Norden, an der nur ganz spärliche Reste des Hochbajuvarikums vor der tirolischen Stirn erhalten sind, der tiefgreifenden Wolfgangsee-Störung zwischen Fuschl und dem Sparber-Südfuß im Osten (S. 177) und der tektonischen Grenze südlich des Rigaus-Einbergzuges zu der in Miohallstätter Fazies entwickelten Lammereinheit im Süden.

Der Nordrand dieser tirolischen Scholle zeigt im Nocksteingebiet E Salzburg Längsfaltung und Längsschuppung, im Gebiet an und südlich vom Fuschlsee aber an mehreren NW-SE-ziehenden Störungen einen tektonischen Stockwerksbau, in dem im gleichen Schichtstoß der jeweils höhere Anteil unter Reduktion von Schichtgliedern über den tieferen gegen Nordosten vordrang. Die Elsenwang-Übergleitungsfläche und die Filbling/Lidaun-Übergleitungsfläche sind Beispiele für diesen Spezialtypus von Überschiebungen: An der nördlichen Fläche wird das Karn zwischen Ramsaudolomit und Obertrias reduziert, an der südlichen keilen höhere Obertrias und tieferer Jura unter dem Oberalmerkalk-Stockwerk allmählich aus (W. Del-Negro, 1950, S. 78 f., R. Osberger, 1952, S. 790 f., B. Plöchinger, 1964 d, S. 47 f.; 1973, S. 54 f., 1983, S. 91; A. Tollmann, 1976 b, S. 247 f.).

Die Verhältnisse am Kalkalpen-Nordrand im Bereich der Stadt Salzburg und östlich davon bis unter den Schafberg, mit lamellenförmigen Schuppen von Hochbajuvarikum und Resten von Gosau, schilderten W Del-Negro (1979, S. 8; 1983, S. 25) und S. Prey (1980, S. 312 ff.).

Für die Kenntnis des Innenbaues der Osterhorngruppe sind die beiden jüngst abgeteuften Tiefbohrungen der ÖMV-AG Vordersee 1 im Norden und Vigaun 1 im Westen von besonderem Interesse. Über die Bedeutung der Bohrung Vordersee 1 und die daran anschließenden geophysikalischen Untersuchungen ist bereits S.115 berichtet worden. Diese Bohrung hatte ja unter dem Quartär ab 32 m Tiefe zunächst das Tirolikum mit mächtigem Hauptdolomit bis 1238 m, dann Opponitzer und Lunzer Schichten bis 1686 m, hierauf eine mittlere und tiefere Trias mit Wetterstein- und Partnachfazies vorgefunden, das permische Salinar von 3608 bis 3704 m durchörtert, dann überraschend eingeschleppte unteroligozäne bis obereozäne Molasse bis 3929 m durchfahren und erst darunter Bajuvarikum angetroffen, in dem die Bohrung bei 4264 m verblieben ist. Eine zweite, bis zum kristallinen Untergrund vordringende Bohrung ist vorgesehen (Referat Erdölgeol., Geol. B.-A., Jänner 1984).

Die Wasserbohrung Vigaun 1 wurde am Westrand der Osterhorngruppe in den treppenförmig zum Salzachtal abgesetzten Randschollen 3 km SE Hallein lociert. Sie hat unter 338 m Quartär 282 m Jura (338–620 m) angetroffen und darunter bis zur Endteufe von 1354 m noch 734 m Rhät und Nor in Hauptdolomitfazies vorgefunden (H. Kramer & A. Kröll, 1979, Abb. 2).

Im Inneren der Osterhorngruppe ist die Schichtfolge ruhig und flach gelagert, allerdings gegen Westen durch Brüche gestört. Übersicht gibt die Darstellung von B. Plöchinger (1983, S. 92 ff., Abb. 21 ff.). Die die Oberfläche einnehmende Juraserie verdeckt den Übergang von der Hauptdolomit- zur Dachsteinkalkfazies im Triassockel. Das Schlenkenalm-Taugl-Bruchsystem bewirkt ein treppenförmiges Absetzen von Schollen entlang von NNW-SSE-ziehenden Brüchen gegen das Salzachtal hin (M. Schlager, 1956; 1960 Kt.). Am Südrand der Osterhorngruppe hatte sich bereits im Jura eine Aufwölbungszone, die Trattbergschwelle, entwickelt, von der Detritus und Gleitschollen in das nördlich davon gelegene Becken geliefert wurden. Später ging aus dieser Schwelle die steil nordvergent aufgepreßte Trattbergschuppe hervor (B. Plöchinger, 1953, Taf. 15; M. Schlager, 1953, Taf. 1). Hart südlich davon zieht der nach Plöchinger (1953, S. 369) bereits vorneokom angelegte und später ausgebaute Osterhorn-Südrandbruch dahin, an dem die Weitenau-Altbühelmulde abgesenkt erscheint.

μ) Tennengebirge, Lammertal und Werfener Schuppenzone

Geologische Karten: Einschlägige offizielle Karten sind die veralteten Blätter 1 : 75.000 Hallein (1907) und Ischl–Hallstatt (1905). Unter den neuen Karten 1 : 50.000 sind das in Kürze erscheinende Blatt 94 Hallein sowie das Blatt 95 St. Wolfgang (B. PLÖCHINGER, 1982) von Bedeutung. Als Karten aus Spezialarbeiten sind zu erwähnen: Lammertal 1 25.000 (H. P CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, Taf. 9; H. HÄUSLER, 1979, Beil. 11; W HAMILTON, 1981, Beil. 1), Werfener Schuppenzone 1 75.000 (F. TRAUTH, 1925, Taf. 2), St. Martiner Schuppenzone 1 10.000 (R. ROSSNER, 1972, Taf. 4) und Annaberger Gebiet 1 25.000 (G. MANDL, 1982 a, Taf. 3), während die ungenauen Karten von O. SICKENBERG (1938) und H. GRUBINGER (1953) und die ja in hydrogeologischer Hinsicht ausgewertete Arbeit von B. TOUSSAINT (1971) bei unserer Fragestellung zurücktreten.

Im Gebiet des Lammertales zwischen Golling und Abtenau zieht sich, gegen Osten bis Annaberg verbreiternd, ein Streifen mit Hallstätter Gesteinen hin, der die Ostfortsetzung der Torrenerjochzone über das Salzachtal hinweg darstellt. Die Stellung dieses tektonisch allseits begrenzten Streifens der „Lammer-Einheit" ist recht umstritten (Zusammenstellung der Theorien hierüber bei A. TOLLMANN, 1976 b, S. 325). Die heutige Auffassung geht dahin, daß diese Einheit als Bestandteil des Hallstätter Nordkanals in Sinne von H. ZANKL (1962, S. 457), V HÖCK & W. SCHLAGER (1964, S. 229), A. TOLLMANN (1976 c, S. 254 ff.), H. HÄUSLER (1979, S. 135; 1980 a, Abb. 1, 2) relativ autochthon ist, was vor allem auch durch die im Nordkanal erst zögernd in der Obertrias einsetzende Miohallstätter Fazies unterstützt wird. Unzutreffend hingegen ist die Auffassung der übrigen eben genannten Autoren in bezug auf die der Lammereinheit und ihrem Rahmen aufliegenden Hallstätter Deckschollen in Salzbergfazies (Rot- oder Graufazies), die durch Ferntransport aus dem Hallstätter Südkanal abzuleiten sind, wie vom Verfasser stets betont. Hinzu kommt, daß wir seit B. PLÖCHINGER (1979, 1984) um den Gleittransport dieser allochthonen Hallstätter Schollen im Bereich des westlichen Lammertales wissen.

Diese Lammereinheit (Abb. 89) würde bei ursprünglicher Autochthonie unter bedeutendem beidseitigem Ausschub über die angrenzenden tirolischen Rahmenstücke einen klassischen Fall einer „autochthonen Decke" im Sinne von F. LOTZE (1934, S. 1) darstellen – vgl. A. TOLLMANN (1973 b, S. 341). Das letzte Wort über die Autochthonie ist allerdings noch nicht gesprochen. Von Interesse ist der Fazieswechsel innerhalb dieser Einheit von Hallstätter- zu Dachsteinkalkfazies (Schwarzenberg). Dieser Gollinger Schwarzenberg hängt ja gegen Osten hin über das Gebiet des Haarberges und der Wallingalm mit dem in Hallstätter Fazies ausgebildeten Hauptteil der Lammerscholle zusammen (A. TOLLMANN, 1968 a, S. 227; 1976 c, S. 241).

Der Hauptkörper der Lammermasse besteht im Westen vorwiegend aus dolomitreicher Mitteltrias, einem sehr typischen Kieselkalk im Karn, darüber in der höheren Obertrias, z. B. am Vd. Strubberg, Pedata- und Zlambachschichten (vgl. auch H. HÄUSLER, 1979; 1981 a; dort allerdings Schichtglieder von parautochthoner Lammereinheit und Hallstätter Fernschollen in Salzbergfazies vermischt). Die weniger akzentuierte Region zwischen Rigaus im Norden, Abtenau in der Mitte und Annaberg im Süden ist vorwiegend von Tieftrias, besonders von mächtigen Werfener Schiefern, eingenommen (H. P CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952; B. PLÖCHINGER, 1982, Kt.). Den Südostausläufer der Lammereinheit stellt die Gwechenberg-Halbklippe W Annaberg dar.

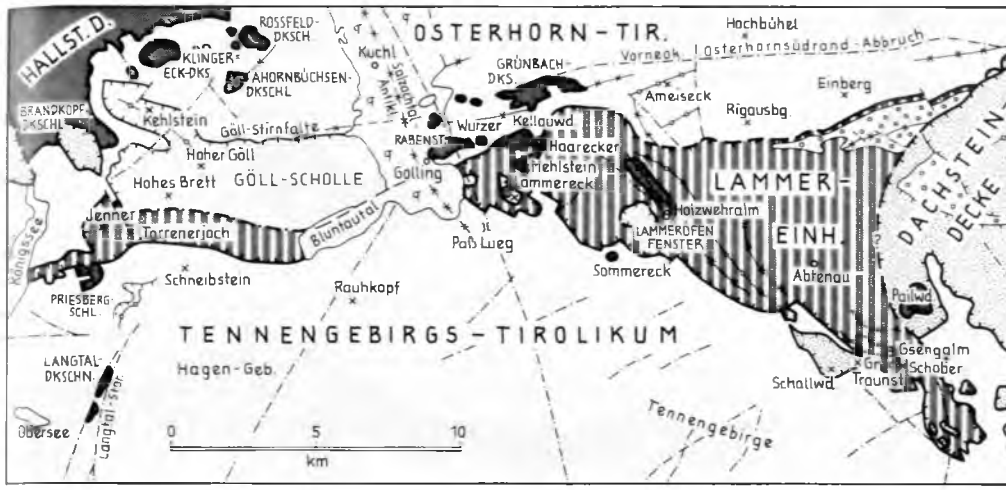
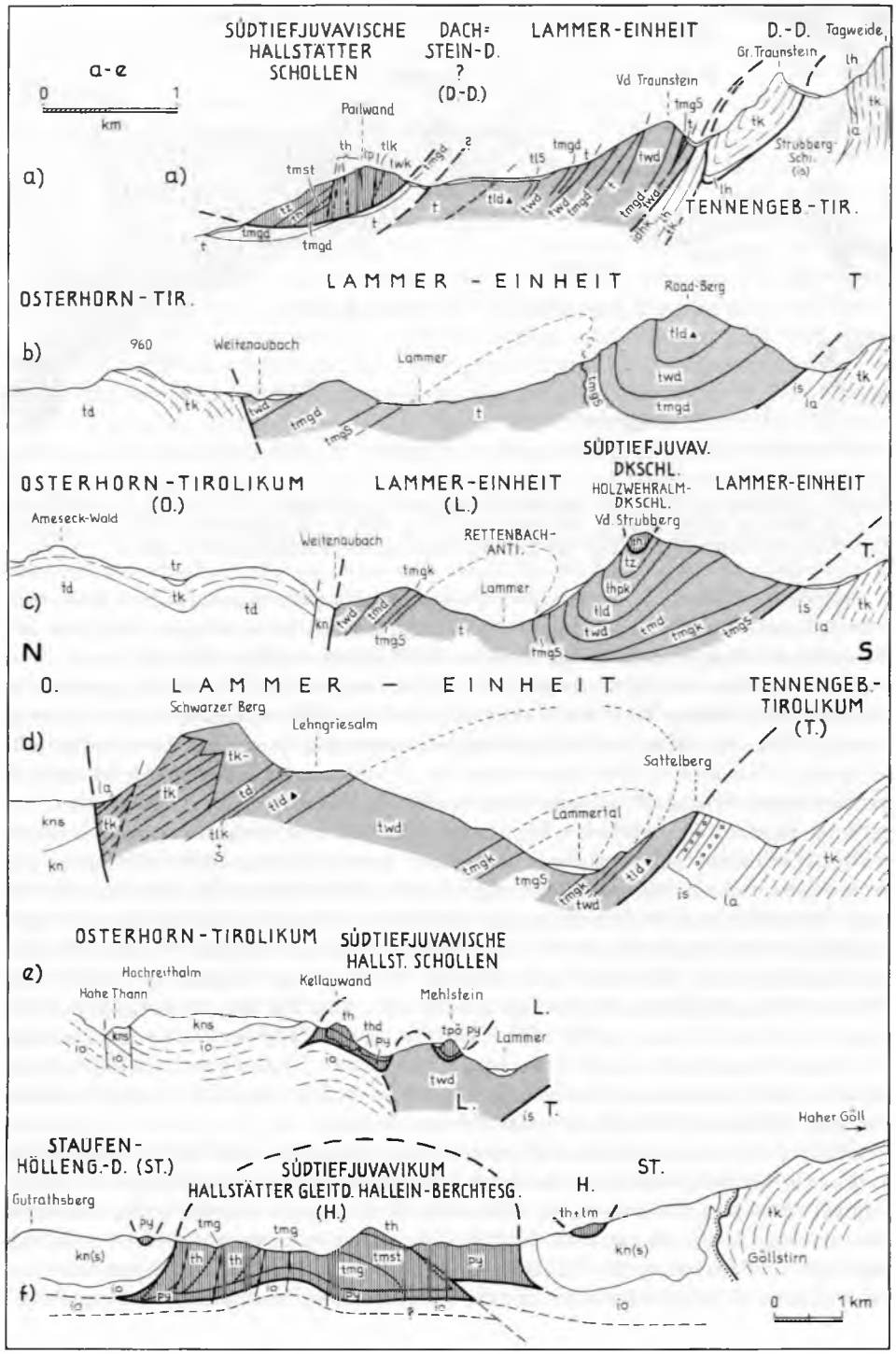


Abb. 89: Tektonische Skizze der Lammer-Einheit nach A. TOLLMANN (1976 b, Taf. 3), modifiziert nach H. HÄUSLER (1981, Beil. 11), W. HAMILTON (1981, Beil. 2), B. PLÖCHINGER (1982 a, Kt.; 1983, Kt.), G. MANDL (1982, Taf. 3, 13). Die Existenz des Lammeröfenfensters ist unsicher.

Die Hauptstruktur im Inneren der Lammermasse, die SE-streichende Hochsattel-Antiklinale im Strubbergzug und die sie begleitenden Mulden liegen schräg zu den tektonischen Längsrändern dieser Einheit (H. HÄUSLER, 1980 a, Abb. 5).

Die Position der Lammereinheit ist durch einen steilen Überschiebungsrand im Norden (überschobene Werfener Schiefer nördlich der Rigaus-Gosaumulde des Einbergzuges, U. WILLE-J., 1966), durch das mögliche Lammeröfenfenster mit Strubbergschichten (von H. HÄUSLER in Anis umgedeutet) des Tirolikums als Inhalt in der Mittelzone (A. TOLLMANN, 1976 c, S. 251) und eine weitere Überschiebung am Südrand über den darunter regional abtauchenden Dachsteinkalkmassen und Juragesteinen des Tennengebirgs-Nordrandes gekennzeichnet. In dieser Lammer-Südrandzone überlagern die ihrer Fazies nach der Lammermasse angehörenden Kieselkalkschollen des Lammereckzuges S Scheffau und des Sattelbergzuges SE Oberscheffau tektonisch die Stirn des Tennengebirgs-Tirolikums. Ferner ist zu berücksichtigen, daß am Südostende der Lammereinheit die Gwechenberg-Halbklippe W Annaberg kilometerweit flach dem Werfener Schuppenland aufgeschoben ist. Da noch dazu am Gwechenberggipfel nordvergente primäre Faltung auffällt (W HAMILTON, 1981, S. 202) und auch das Lammeröfenfenster einen weiten Schub nahelegt, erscheint uns die Diskussion über die Autochthonie der Lammermasse keineswegs abgeschlossen. Die Möglichkeit einer Herkunft aus dem Hallstätter Mittelkanal muß erwogen werden.

Südlich, über und nördlich der Lammereinheit liegen Deckschollen in Euhallstätter Kalkfazies (Salzbergfazies in Rotkalk- und Graukalk-Ausbildung), oft reich an Haselgebirge, die sich nach einer ganzen Anzahl von Merkmalen aus dem Hallstätter Südkanal ableiten (vgl. A. TOLLMANN, 1981, S. 175 f.). Sie setzen im Westen östlich von Golling praktisch als Fortsetzung der Halleiner Hallstätter Schollenregion mit einem Schwarm von Hallstätter Gleitschollen ein, die zum Teil sichtbar sedimentär innerhalb der Barm-


a-e
0
1
km
SÜDTIEFJUVAVISCHE HALLSTÄTTER SCHOLLEN
DACH-STEIN-D. ? (D-D.)
LAMMER-EINHEIT
D.-D.
Tagweide
Gr. Traunstein
Vd Traunstein
Pailwand
Strubberg-Schi.
TENNENGEB.-TIR.
a)
OSTERHORN-TIR.
LAMMER-EINHEIT
Road-Berg
b)
960
Weitenaubach
Lammer
SÜDTIEFJUVAV. DKSCHL.
OSTERHORN-TIROLIKUM (O.)
LAMMER-EINHEIT (L.)
HOLZWEHRALM-DKSCHL.
LAMMER-EINHEIT
Vd. Strubberg
Ameseck-Wald
RETTENBACH-ANTI.
c)
N
S
O.
LAMMER-EINHEIT
TENNENGEB.-TIROLIKUM (T.)
Schwarzer Berg
Lehngriesalm
Sattelberg
Lammertal
d)
OSTERHORN-TIROLIKUM
SÜDTIEFJUVAVISCHE HALLST. SCHOLLEN
Hochreithalm
Hohe Thann
Kellauwand
Mehlstein
L.
T.
e)
Haher Göll
STAUFEN-HÖLLENG.-D. (ST.)
SÜDTIEFJUVAVIKUM HALLSTÄTTER GLEITD. HALLEIN-BERCHTESG. (H.)
ST.
H.
Gutrathsberg
Göllstirn
f)
0
1 km

steinkalk-Oberalmer Schichtserie eingelagert worden sind. Hierzu gehören im Sinne von B. PLÖCHINGER (1968; 1979, Abb. 1, 1984, Abb. 3–4), A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN (1970, S. 106), A. TOLLMANN (1981, S. 175 f.) etwa: Die Scholle des Gollinger Schloßfelsens, des Gollinger Waldparkhügels, des Rabenstein, Schollen S und W Wurzer, die Kellauwand, die Haarecker-Südscholle, die Grubach-Haselgebirgsscholle im Norden, dann weiter im Osten bei den Lammeröfen die klassische Holzwehralm-Deckscholle, schließlich die aus faziell verschiedenartigen Gleitschollen an Symphysen zusammengekittete Hallstätter Scholle der Pailwand 4 km ESE Abtenau (W. HAMILTON, 1981, S. 44 ff., 140 ff., Beil. 7). Die Hallstätter Kalkfolge steigt in diesen Schollen vom Sevat mehrfach bis in das Karn und in die Mitteltrias herab (Pailwand-E bis Oberanis, Kellauwandscholle bis Ladin, Rabensteinscholle bis Tuval etc.). Die von H. HÄUSLER (1980 a, S. 405; 1981 a, S. 149, 157 f.) noch vertretene relative Autochthonie solcher Euhallstätter Schollen durch kleinräumigen lateralen Faziesübergang zur Miohallstätter Lammerfazies oder Dachsteinkalkentwicklung ist heute ganz allgemein auf Grund der guten Kenntnis der Faziesunterschiede zwischen Mio- und Euhallstätter Kanälen überwunden.

Das Tennengebirge zeigt als Fortsetzung des Hagengebirges über die Salzach gegen Osten hin die gleiche Großstruktur wie jenes mit einer kompletten Triasserie auf der Südseite und einer in der Landschaft prächtig überblickbaren nordvergenten stirnscharnierförmigen Abbeugung des geschichteten Dachsteinkalkes, der im Salzachdurchbruch beim Paß Lueg und entlang der ganzen Tennengebirgsnordfront die Talniederungen erreicht. Südlich des Lammertales steigt die Serie der Tennengebirgsscholle unter der Überschiebung der Lammereinheit vom Dachsteinkalk über geringmächtigen Lias in die Strubbergschichten des höheren Jura auf, die gegen oben hin mit einer mächtigen chaotischen Masse von Strubbergbrekzien abschließen. Diese Strubbergbrekzien, die altersmäßig in den Malm gehören (H. HÄUSLER, 1979, S. 104), enthalten eine Reihe von Euhallstätter Kalk-Gleitschollen, deren spektakulärste im Bereich der Schönalm am Rauhen Sommereck (V HÖCK & W SCHLAGER, 1964, S. 228 f.) und am Lammereck (H. HÄUSLER, 1979, Kt.) liegen.

In der außerordentlich stark verfalteten Jura-Zone im Ostabschnitt des Tennengebirges steckt nach W HAMILTON (1981, S. 166 ff.) als hochjuvavische Deckscholle der Dachsteinkalkklotz Schallwand-Traunstein (Abb. 90). Der Interpretation dieser Scholle als Rest eines Äquivalentes der Dachsteindecke über dem Tennengebirgs-Tirolikum ist auch deshalb zuzustimmen, da sich durch die Untersuchungen von M. KRALIK (1983, S. 50) im Hochköniggebiet am Südrand des Tirolikums bereits sehr frühe Metamorphose-Wirkungen aus der Zeit der Unterkreide (bis 125, ja 135 Mio. J.) ergeben

Abb. 90: Profile durch die Lammer-Einheit und die Halleiner Hallstätter Scholle nach B. PLÖCHINGER & H. P. CORNELIUS (1952, Taf. 9), A. TOLLMANN (1976 b, Taf. 7, Fig. 6), B. PLÖCHINGER (1979 in W. DEL-NEGRO, Abb. 3; 1983, Abb. 12), H. HÄUSLER (1980, Abb. 6) und W. HAMILTON (1981, Beil. 5, Prof. 4). – Erläuterungen: py – Haselgebirge, t – Werfener Schichten, tmgS – Gutensteiner Basisschichten, tmgk – Gutensteiner Kalk, tmgd – Gutensteiner Dolomit, tmd – Anisdolomit, tmst – Steinalmkalk, twd – Ramsaudolomit, tlS – karn. Schiefer, tlk – karn. Kalke, tld ▲ – karn. Kieseldolomit, thpk – Pedatakalk, th – Hallstätterkalk, tk – Dachsteinkalk, tk- – Dachsteinriffkalk, tz – Zlambachmergel, la – Adneter Kalk, lh – Hierlatzkalk, is – Strubbergschichten, io – Oberalmer/Barmsteinkalke, kn(s) – Neokom, Schrambachschichten.

haben. Das ist nur verständlich, wenn dort ebenso wie bei der leicht metamorphen Hallstätter Scholle der Pailwand E Abtenau (W HAMILTON, 1981, S. 210) bereits eine durch die malmisch/neokome Gleitung hochjuvavischer Decken (Dachstein-, Berchtesgadener Decke) bedingte tiefe Versenkung geherrscht hatte – vgl. S. 124.

Die rasche Mächtigkeitsabnahme der Tennengebirgs-Trias an ihrem Ostende beim Abtauchen unter dem Gwechenberglappen der Lammermasse, die sich auch innerhalb der einzelnen Schichtglieder beobachten läßt (vgl. geol. Kt. St. Wolfgang, B. PLÖCHINGER, 1982), scheint bereits primär angelegt zu sein (W HAMILTON, 1981).

Am Südfuß des Tennengebirges stellt sich ein breites Land aus intensiv verschuppten Werfener Schichten und mitteltriadischen Dolomiten ein, die sogenannte Werfen-St Martiner Schuppenzone, die das Salzachquertal zwischen Hohenwerfen und Bischofshofen querend von Westen her übersetzt und über Werfenweng, St. Martin und Annaberg in die Südvorlage des Dachsteins weiterzieht. Diese einst bei L. KOBER (1938, S. 11) noch als Südrand des unter den höheren Einheiten der Kalkalpen durchziehenden Bajuvarikums aufgefaßte Zone ist in tektonischer Hinsicht sicherlich einfach der stark zerschuppte Südrandstreifen des Tirolikums, in fazieller Hinsicht allerdings durch den Gehalt an bunten Hallstätter Dolomiten des Cordevol und durch Hallstätter Kalke des Lac bis Sevat in ihrer Fortsetzung im Blühnbachtal (H. HÄUSLER, 1981 b, S. 174 f.) und im Dachsteinkalk des Tennengebirgs-Südabfalles bereits als Ansatz des nächstsüdlicheren tiefjuvavischen Kanals zu betrachten (F. HAHN, 1913 b, S. 307; F. TRAUTH, 1937, Taf. 1, A. TOLLMANN, 1969 a, S. 141; 1976 d, S. 241; H. HÄUSLER, 1981 b, S. 176 f.). R. LEIN (1976, S. 224) hat betont, daß in diesem von ihm als „Hallstätter Mittelkanal" bezeichneten Tiefjuvavikum so wie im Nordkanal erst die Obertrias in Hallstätter Fazies einsetzt.

Am Nordrand der Werfener Schuppenzone besteht entgegen F. TRAUTH (1927, S. 60) und E. SPENGLER (1956, S. 14) keine mindestens 9 km weite südvergente Schubfläche zwischen Unter- und Mitteltrias, wie W. HEISSEL (1955, S. 188 ff.), A. TOLLMANN (1969, S. 138; 1976 d, S. 241) und G. TICHY & J. SCHRAMM (1979) gezeigt haben.

Eine moderne durchgehende Neukartierung der Werfener Schuppenzone steht aus. Überblick über die Großgliederung geben die Karten und Beschreibungen von F. TRAUTH (1927) und A. TOLLMANN, (1969 a, S. 137 ff., Taf. 1; 1976 b, S. 240 ff., Taf. 3). Neuaufnahmen liegen nur vom Abschnitt NW St. Martin (R. ROSSNER, 1972, 1977) und im südlichen Rückland des Dachsteins (O. GANSS et al., 1954) vor. Aus allem ergibt sich ein Bild einer im Streichen sich ablösenden, bis vierfach hintereinander gestapelten Schuppung. Die Hauptschuppengrenze setzt in der Imlau-Antiklinale im Imlautal westlich der Salzach an und läßt sich über Pfarrwerfen und den Steinberg bis W St. Martin verfolgen; sie trennt die Steinbergschuppe im Süden vom nördlichen Hauptelement, der Kreutzhöhenschuppe.

Die umstrittene Bewegungstendenz der Schuppenzone ist nach R. ROSSNERS Gefügeuntersuchungen (1972, 1977; H. MOSTLER & R. ROSSNER, 1977) als primär und vorgosauisch nordvergent zu betrachten, zu welcher Zeit die Haupteinheiten als Tauchschuppen geprägt wurden. Die im Ausmaß geringere S- bis SW-vergente Faltung ist, wie vielfach am Kalkalpen-Südrand, jünger und etwa in die pyrenäische Phase einzuordnen.

v) Das voralpine Salzkammergut

Unter dieser Bezeichnung soll der dem voralpinen System, dem Bajuvarikum und Tirolikum angehörige Abschnitt des nördlichen Salzkammergutes zwischen der Wolfganseefurche im Westen bis hinüber zum Almtal im Osten besprochen werden, der den Schober, Schafberg, Leonsberg, das Höllengebirge und den Traunstein umfaßt. Das Gebiet berührt die Kartenblätter der geologischen Spezialkarte Salzburg (A. BITTNER & E. FUGGER, 1903), Blatt Gmunden und Schafberg (O. ABEL & G. GEYER, 1922) und Ischl–Hallstatt (E. v. MOJSISOVICS & A. BITTNER, 1905). Für den Westabschnitt dieses Raumes liegt die moderne geologische Karte des Wolfgangseegebietes 1 : 25.000 von B. PLÖCHINGER (1972, samt Erläuterungen 1973) vor. Der Nordteil dieses Kalkalpenabschnittes ist

Abb. 91: Die Wettersteinkalk-Abstürze der Drachenwand am Mondsee formen die markante Front der Kalkalpen über dem sanften Flyschgelände im Norden (links).

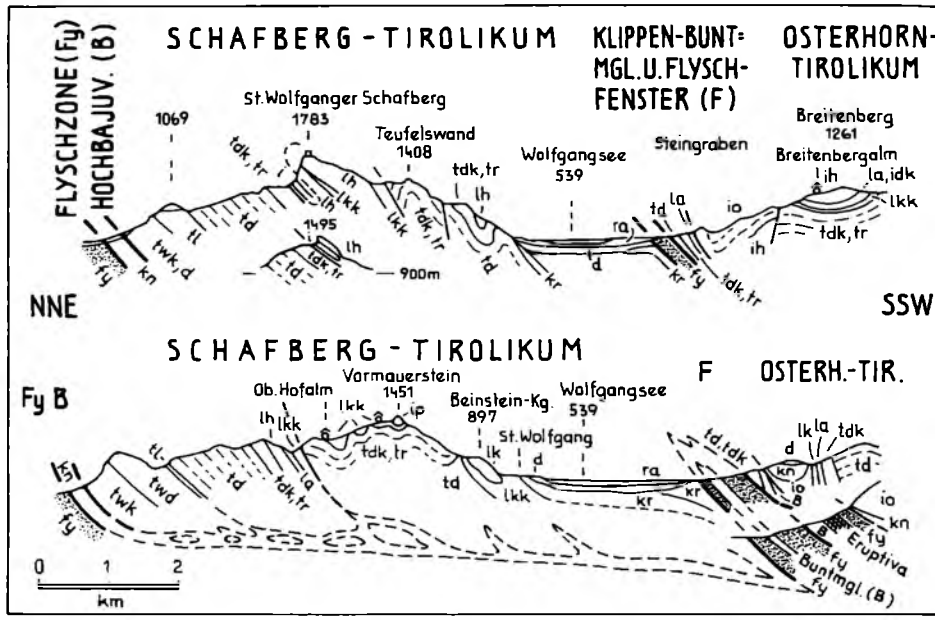


Abb. 92: Profile durch die Schafberggruppe und die Wolfgangseefenster; nach B. PLÖCHINGER (1975, Abb. 2; 1983, Abb. 20). Erläuterungen: s. Abb. 90 und: twk — Wettersteinkalk, tl- — Carditaschichten, tdk — Plattenkalk, tr — Kössener Schichten, lk — Liaskalk, lkk — Liaskieselkalk, ip — Plassenkalk, kr — Gosau, d — Diluvium, a — Alluvium.

ferner auf der geologischen Karte 1 50.000 des Vöckla-Ager-Traun-Alm-Gebietes von H. HÄUSLER & H. SCHWARZBÖCK (1970), der Südrand auf den neuen Blättern 1 : 50.000 St. Wolfgang (B. PLÖCHINGER, 1982 a) und Bad Ischl (G. SCHÄFFER, 1982) enthalten.

Das Schafberg-Tirolikum setzt östlich der Wolfgangseestörung mit einem schmalen Span von Reichraminger Decke über der Flyschzone an (Lias von Wartenfels), über dem sich die markante morphologische Front des Tirolikums mit dem Wettersteinkalkzug von Schober und Drachenwand beim Mondsee bis zum Nocksteinzug bei Salzburg aufbaut (W. DEL-NEGRO, 1979, S. 15 ff., 1983, S. 26) — Abb. 91. Östlich der Griesberg-Querstörung W Schärfling setzt jenseits des relativ ruhig lagernden Triasdolomitgebietes des Plomberges gegen Osten hin das besonders durch E. SPENGLER (1911, S. 217 ff.), W. LEISCHNER (1961, S. 193 ff.) und B. PLÖCHINGER (1964 d, S. 44; 1973, S. 50) analysiert worden ist. Die Schafberggruppe hebt sich faziell im Jura durch Hierlatzkalk, Liasbrachiopodenkalk, Spongienlias und Plassenkalk klar vom Osterhorn-Tirolikum südlich des Wolfgangsees mit Adneterkalk, Fleckenmergel, Kieselschiefern und Oberalmer Schichten ab (B. PLÖCHINGER, 1964 d, Tab. 1, S. 36 f.). Das Schafbergfaltensystem (Abb. 92) stellt sich über dem Triassockel südlich vom Mondsee und Attersee oberhalb der Grünseescherfläche mit fünf Längsmuldenzonen mit Jurafüllung im Kern ein, unter denen die Schafbergmulde mit Radiolarit im Muldeninnersten am kräftigsten nordvergent gekippt ist. Die Ostbegrenzung des Schafbergfaltensystems bildet das NNE-ziehende Leonsbergblatt (E. SPENGLER, 1911, S. 219), ein Überschiebungsblatt, das

während der Transversaltektonik aktiv war, so daß dem intensiv gefalteten Westflügel der ruhig gelagerte Ostflügel mit Hauptdolomit im Leonsberg gegenübersteht (A. TOLLMANN, 1970 a, S. 29).

Die bedeutende NW-SE-ziehende Wolfgangseestörung, die zufolge des eben erwähnten Faziesgegensatzes im Norden und Süden eine sehr frühe Anlage besitzt, ist bis in das Alttertiär als steile, gegen Norden aushebende Störungszone in Funktion gewesen, an der B. PLÖCHINGER (1961 a, 1964 b, d, 1973) südlich der Wolfgangsee-Gosaumulde im St Gilgener Fenster im Westen und im bedeutenden Strobler Fenster zwischen Zinkenbach und dem Strobler Weißenbachtal im Osten Flysch und Ultrahelvetikum entdeckt hat – Abb. 92. In diesen Wolfgangseefenstern umfaßt das Ultrahelvetikum Schichtglieder vom Malmradiolarit, Diabas, Serpentin und Ophicalzit über Unter- und Oberkreide bis zu den Buntmergeln des Mitteleozäns, der Flysch eine Serie vom Neokom bis Untersenon, Tiefbajuvarikumschürflinge enthalten Randcenoman mit exotischen Geröllen (B. PLÖCHINGER, 1973, Tab. S. 15). Die tirolische Scholle des Sparberhornes S Strobl ist auf Grund ihrer Fazies mit Plassenkalk vom Schafbergtirolikum abzuleiten.

Der Kern des Höllengebirges besteht aus einer weiträumigen Masse von Wettersteinkalk und zeigt in der Gesamtheit die Struktur einer riesigen liegenden Falte, deren Stirnscharnier schon von J. PIA (1913, S. 588, Taf. 25) und E. SPENGLER (1956, S. 30) an der Adlerspitze E vom Attersee beschrieben worden ist. Die Stirnzone des Höllengebirges ist durch das Ht. Langbath-Grenzblatt und das Traunsee-Grenzblatt quer zum Streichen eingerissen, an denen eine ungleichmäßige Faltung während des Vorschubes erfolgte (A. TOLLMANN, 1970 a, S. 25 ff.). Gegen Süden taucht das Höllengebirge mit Hauptdolomit und einem schmalen Saum von jüngeren Gliedern gegen Ischl unter die ab dem Jainzen dort auflagernden Hallstätter Deckschollen ab (G. SCHÄFFER, 1982, Geol. Kt. Bad Ischl).

Ab dem Ht. Langbath-Grenzblatt gegen Osten nimmt das weiter westlich extrem verschmälerte Hochbajuvarikum im Langbath-Faltensystem der Langbathscholle sprunghaft an Breite zu (J. PIA, 1913, S. 607 f.). Ihre Schichtfolge reicht vom Hauptdolomit bis zu einem grobbreccienführenden mittleren Jura und umfaßt auch Anteile der Kreide (G. ANDORFER & J. KLEBERGER, 1978; 1979). Auch die Langbathscholle zeigt, wie das dahinter liegende Höllengebirge, eine markante Stirneinrollung (W. JANOSCHEK, 1964, Abb. 3).

Östlich vom Traunsee(blatt) setzt diese der Reichraminger Decke angehörige Scholle in der Zirler Scholle unter dem Traunstein fort.

Auch das schöne Stirnscharnier wie im Höllengebirge stellt sich in der Front des Tirolikums, am Traunseeblatt (G. GEYER, 1911, 1917) gegen Norden versetzt, weiter im Osten im Traunstein wiederum ein (G. GEYER, 1917, S. 84, Abb. 3 f.; E. SPENGLER, 1924, S. 23 ff., A. TOLLMANN, 1976 b, S. 256). Südlich der Traunsteinfaltenstirn im Wettersteinkalk mit Muschelkalkkern reiht sich ein Faltensystem vom Traunsee an, in dem die Antiklinalen im Hauptdolomit, die Mulden in dem bis zum Plassenkalk aufsteigenden Jura liegen (F. WEBER, 1960; G. SCHÄFFER, 1983) – Abb. 93. Schräg zu dieser älteren Faltenstruktur ist eine Gosaumulde E Eisenau mit NE-Streichen eingesenkt (R. OBERHAUSER, 1963, S. 38). Jenseits des südlichsten Elementes dieser Faltenzone, der Erlakogelmulde E von Ebensee, stellt sich die Fortsetzung des südfallenden Hauptdolomitzuges

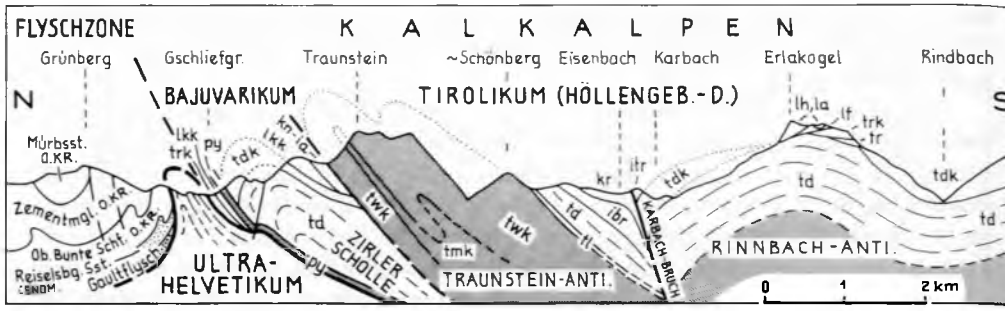


Abb. 93: Profil durch den Kalkalpenrand im Traunsteinzug; nach S. Prey (1951, Taf. 9) und G. Schäffer (1983, Abb. 53). Erläuterungen: py – Haselgebirge, tmk – Muschelkalk, twk – Wettersteinkalk, tl – Karn, td – Hauptdolomit, tdk – Plattenkalk, tr – Kössener Schichten, la – Adneter Kalk, lh – Hierlatzkalk, lf – Allgäuschichten, lkk – Liaskieselkalk, ibr – Jurabrekzie, itr – Tressensteinkalk, ia – Aptychenschichten, kn – Neokom, kr – Gosau.

des Höllengebirgs-Südteiles auch östlich der Traun im Nordsockel des Toten Gebirges ein. Die darüber bis in den Jura reichende Serie ist in der SW-NE-streichenden Grünbergmulde zwischen Grünberg und Offensee erhalten, die von der riesigen Stirnfalte der gegen NNW überfalteten Totengebirgsdecke eingefaltet ist. Ein seinerzeit von F. Hahn (1913 b, S. 277 ff.) kreiertes und lange Zeit intensiv diskutiertes (vgl. A. Tollmann, 1976 b, S. 257) „Almfenster" existiert nicht.

ξ) Das hochalpine Salzkammergut

Es umfaßt die Region zwischen Strobler Weißenbachtal im Westen und Grimming im Osten sowie zwischen Ischl im Norden und dem Dachstein in Süden und beinhaltet somit Gamsfeld, Dachsteinstock samt Randzonen und das Ausseer Land. Das Tote Gebirge wird getrennt besprochen. Die Region fällt in die geologischen Spezialkartenblätter 1 : 75.000, Ischl–Hallstatt (E. v. Mojsisovics & A. Bittner, 1905) und Liezen (G. Geyer & M. Vacek, 1918) sowie 1 50.000 Blatt 95 St. Wolfgang (B. Plöchinger, 1982) und 96 Bad Ischl (G. Schäffer, 1982). Die Dachsteingruppe ist durch O. Ganss et al. (1954) im Maßstab 1 : 25.000 monographisch dargestellt worden. Unter den neueren Detailkartierungen in diesem Raum verdienen die geologischen Karten 1 10.000 von G. Mandl (1982) über den Gosaukamm und die Hallstätter Zone Goisern–Aussee besondere Beachtung.

Dieser Abschnitt der Kalkhochalpen im Herzen des Salzkammergutes ist der schönste, durch die reiche Entfaltung der Hallstätter Entwicklung der an Schichtgliedern und Fossilien reichste und zugleich an tektonischen Komplikationen am gesegnetste Teil der Nördlichen Kalkalpen überhaupt, so daß eine stratigraphisch wie tektonisch adäquate Lösung der Probleme erst in allerjüngster Gegenwart möglich geworden ist. Noch bei der Abfassung der regionalen Geologie der Kalkalpen im Jahre 1976 war der Verfasser unglücklich, gerade für diesen Raum noch nicht die endgültige Lösung bieten zu können. Heute ist es dank der intensiven Weiterarbeit einer Reihe von Forschern möglich, ein in den Wesenszügen doch klarer erfaßtes Bild vom komplexen Aufbau dieser Region zu bieten. Was allerdings die „autochthone" Position der

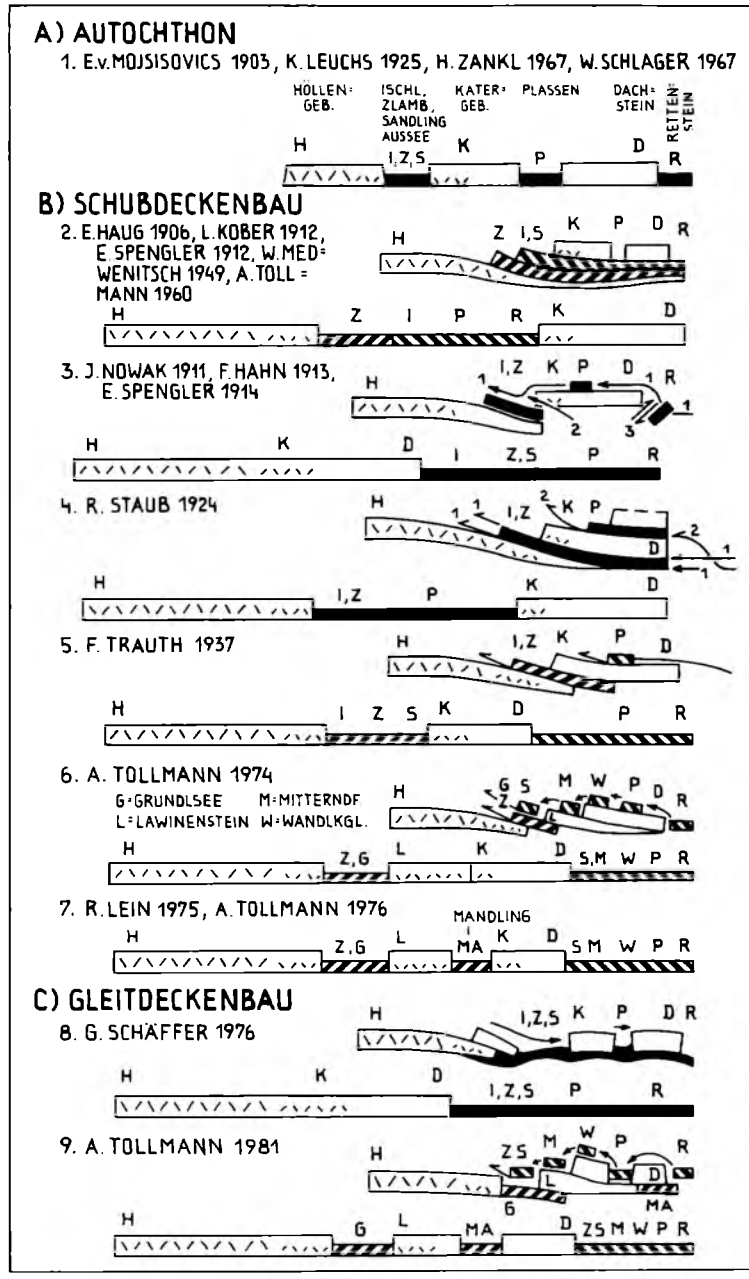


Abb. 94: Die Entwicklung der Auffassungen über die Stellung der Hallstätter Zonen im Salzkammergut (A. TOLLMANN, 1981 a, Abb. 1). – D – Dachstein, G – Grundlsee, H – Höllengebirge, I – Ischl, K – Katergebirge, L – Lawinenstein, M – Mitterndorf, MA – Mandlingzug, P – Plassen, R – Rettenstein, S – Sandling, W – Wandlkogel, Z – Zlambach.

Grundlseescholle in einem „Nordkanal" betrifft, ist nach derzeit laufenden Beobachtungen von Dr. R. LEIN noch keineswegs das letzte Wort gesprochen – ganz analog zum westlichen Pendant, der Lammerscholle (s. S. 170).

Allein die Gegenüberstellung nur der wichtigsten bisherigen tektonischen Auffassungen aus A. TOLLMANN (1981 a, S. 171, Abb. 1) gibt schlaglichtartig Einblick in das andauernde Ringen um die Wahrheit in unserem Jahrhundert – Abb. 94. So verworren bei erstem Anblick der sich in dieser Profilserie spiegelnde Gang der Erkenntnis erscheint, in Wahrheit ist auch an diesem Musterbeispiel hochkomplexer Natur, an dem sich Faziestektonik, Gleittektonik, Schubtektonik und Bruchtektonik phasenhaft gegliedert mehrfach überlagern, kein Chaos der Meinungen, sondern ein allmähliches, schrittweises Fortschreiten zur endgültigen Erkenntnis abzulesen: Viele Forscher haben Teilwahrheiten zur stückweisen Klärung beigetragen, die heute weder auf Autochthonie noch auf reinem Transversaldeckenbau beruht, sondern in einer kombinierten Hallstätter Theorie, wie der Verfasser zuletzt ausführte, gipfelt.

Die Lösung der Probleme war nur durch neue, über die klassische Arbeitsweise hinausgehende Methoden und Fakten möglich geworden: Durch die Hilfe der Mikropaläontologie, besonders der Conodonten-Untersuchung, durch die Erfassung neuer Gesetzmäßigkeiten in der faziell-sedimentologischen Beziehung der Schichtglieder und Einheiten auf Grund der Lehren aus der Rezentbeobachtung, unterbaut durch Dünnschliffbegutachtung und durch eine Vielzahl neuer Aufschlüsse durch den Forststraßenbau in unerschlossenen Regionen, die vielfach bei cm-weisem Studium der Grenzverhältnisse entweder stratigraphische Verzahnung oder sedimentäre Einlagerung oder tektonische Grenzen sicher unterscheiden ließen.

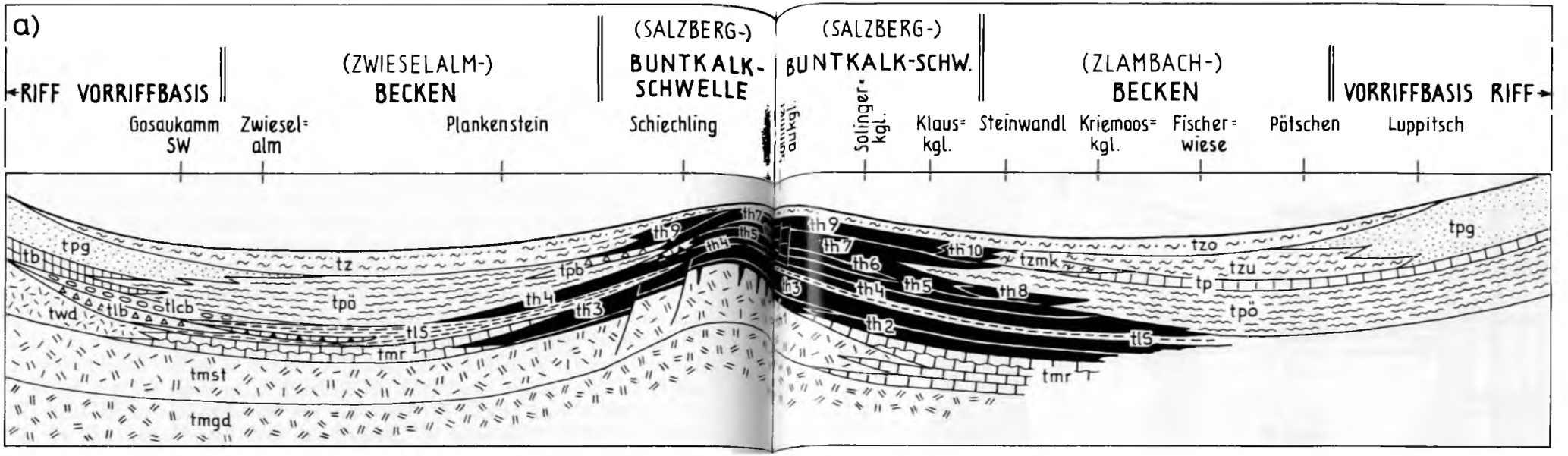
Heute, nach Klärung der komplexen Verhältnisse, versteht man, warum deren Lösung so schwierig gewesen ist: Es liegt durch die Existenz von drei Hallstätter Kanälen tatsächlich eine Rekurrenz dieser Fazies, wenigstens in der Obertrias, zwischen den Karbonatplattformen vor. Die modifizierte Kanaltheorie von MOJSISOVICS hat als Ausgangsposition Berechtigung. Ebenso Berechtigung aber hat die Auffassung der KOBER-Schule, daß der südliche Hallstätter Faziesbereich (Salzbergfazies SPENGLERS, Euhallstätter Kanal TOLLMANNS) mit seiner Hallstätter Serie vom Mittelanis bis ins Rhät/Sevat entgegen W. SCHLAGER faziell grundsätzlich unterschieden ist von den nördlichen Hallstätter Räumen mit ihrer Miohallstätter-Entwicklung, die schwach und unbedeutend erst in der höheren Obertrias ansetzt. Das ist, wie stets vom Verfasser betont worden ist, der Hauptunterschied, daß nämlich etwa im Nordkanal noch im Karn (z. B. beim Grundlsee) „kalkvoralpine" Faziesverhältnisse mit Lunzer Sandstein herrschen gegenüber der durchgehenden Hallstätter Entwicklung im Südkanal. Im Euhallstätter Südkanal aber tritt bei Schwellenposition Rotfazies, bei Beckenposition Graufazies auf (G. MANDL, 1982, Taf. 12) – vgl. Abb. 95. Man kann also aus Grau- oder Rotfazies nicht auf Nord- oder Südkanal schließen, ebensowenig wie aus dem Vorhandensein der Zlambachmergel, die in allen Hallstätter Teilentwicklungen sich im Rhät einstellen.

Berechtigt ist ferner jener Teil der Auffassung von E. SPENGLER, der sich auf die Salzbergfazies bezieht: Daß nämlich dieser typische Hallstätter Komplex ursprünglich südlich der hochjuvavischen Einheiten (Dachstein-, Schneeberg-Decke) am Südrand angereiht war und dann nach Norden transportiert worden ist. Fast die gesamte im Raum Ischl–Aussee gelegene Hallstätter Deckenmasse aus Graukalken und Rotkalken in Salz-

bergfazies ist demnach fernverfrachtet aus dem Südkanal und ist von einigen isolierten kleineren Spurschollen, die am Weg liegen blieben, abgesehen, in der Hauptmasse über dem Nordkanal, der vom Lammertal unter der Dachsteindecke durch zum Grundlsee hinüberzieht, liegengeblieben, diesen erfüllend. Da dieser Transport aus dem Hallstätter Südkanal über die übrigen Einheiten der Kalkhochalpen und weit über die kalkvoralpinen Einheiten hin aber nicht, wie ursprünglich (außer von E. KRAUS, 1951) allgemein angenommen, durch Transversalüberschiebung, sondern im Gesamtraum der Kalkhochalpen durch oberjurassisch/unterkretazische Gleittektonik vonstatten ging (A. TOLLMANN, 1981 a, b), finden sich bereits in den brekziösen Sedimenten des höheren Malm des Tirolikums im Salzkammergut Hallstätter Kalkkomponenten, was W. SCHLAGER (1967 a, b), U. PISTOTNIK (1973, Taf. 3) u. a. trotz aller Faziesaussagen zur irrigen Annahme einer primären Autochthonie, einer primären Einwurzelung auch der Salzbergfazies im Nordkanal verleitet hatte. Es erscheint ja auch zunächst als zu paradox, daß die Rinne des Nordkanals die Hauptmasse der ferntransportierten Südkanalschollen intramalmisch „sedimentär" aufgenommen haben sollte: Wir kennen aber nicht nur den Mechanismus des Ansammelns von Gleitschollenschutt in solchen tiefen Rinnen auch aus zahlreichen anderen Abschnitten der Tethys (F. ELLENBERGER hat 1952, S. 319, und 1958, S. 400, 459 am Beispiel der Vanoise in den Westalpen eine solche durch Gleitdecken aufgefüllte Großmulde als „géosynclinale des nappes" bezeichnet, wie sie in noch idealerer Ausbildung z. B. in der abschnittsweise von Gleitschollen erfüllten Molassezone der Betischen Kordillere Spaniens vorliegt), sondern haben heute auch zahllose Beweise für den an den Schollengrenzen auf den Zentimeter genau ablesbaren sedimentären Charakter von riesigen Hallstätter Südschollen im Nordkanal, z. B. im Bereich des Lammertales.

Am Aufbau des zentralen Teiles des Salzkammergutes sind folgende Einheiten beteiligt, die wir etwa in der angegebenen Reihenfolge betrachten wollen (Abb. 104): 1. Der Anteil des freiliegenden, nicht verdeckten, autochthonen Miohallstätter Nordkanales mit der Grundlseescholle zwischen Bad Aussee und Tauplitzalm. 2. Die bis in den Nordkanal vorgeglittenen Teilstücke des Euhallstätter Südkanales in der an Hallstätter Kalken reichen Salzbergfazies, die in tektonischer Hinsicht als Mitterndorfer Decke (A. TOLLMANN, 1976 b, S. 336) zusammenzufassen sind. (Der Begriff „Sandlingdecke", von W. MEDWENITSCH, 1955, S. 3, als Synonym für „Obere Hallstätter Decke" eingeführt, muß nach Aufgabe der Gliederung in „Untere" und „Obere" Hallstätter Decke fallengelassen werden.) Zu dieser Mitterndorfer Decke gehören namentlich die Ischl-Ausseer Scholle, die Mitterndorfer Schollen, die Schollen des Plassen, Plankensteinplateaus und des Rettenstein bei Filzmoos. 3. Die Randzone der Dachsteindecke mit kräftigen Hallstätter Einflüssen im westlichen und südlichen Vorland des Gosaukammes. 4. Die Dachsteindecke. 5. Das am Kalkalpen-Südrand in der Werfener Schuppenzone samt dem Mandlingzug hervorkommende Tirolikum.

Als Bezeichnung für die aus dem Südkanal stammenden Hallstätter Gleitschollen in Salzbergfazies wird hier im Mittelabschnitt – wie gerade erwähnt – die Bezeichnung Mitterndorfer Decke nach der Häufung solcher Schollen im Raum Mitterndorf verwendet. Da dieses Phänomen der Gleitschollen aus dem Südkanal heute als generelles Prinzip im Gesamtraum der kalkalpinen Hallstätter Zone erkannt ist, wird es wohl in Hinkunft besser sein, die provisorisch verwendeten kleinräumigeren



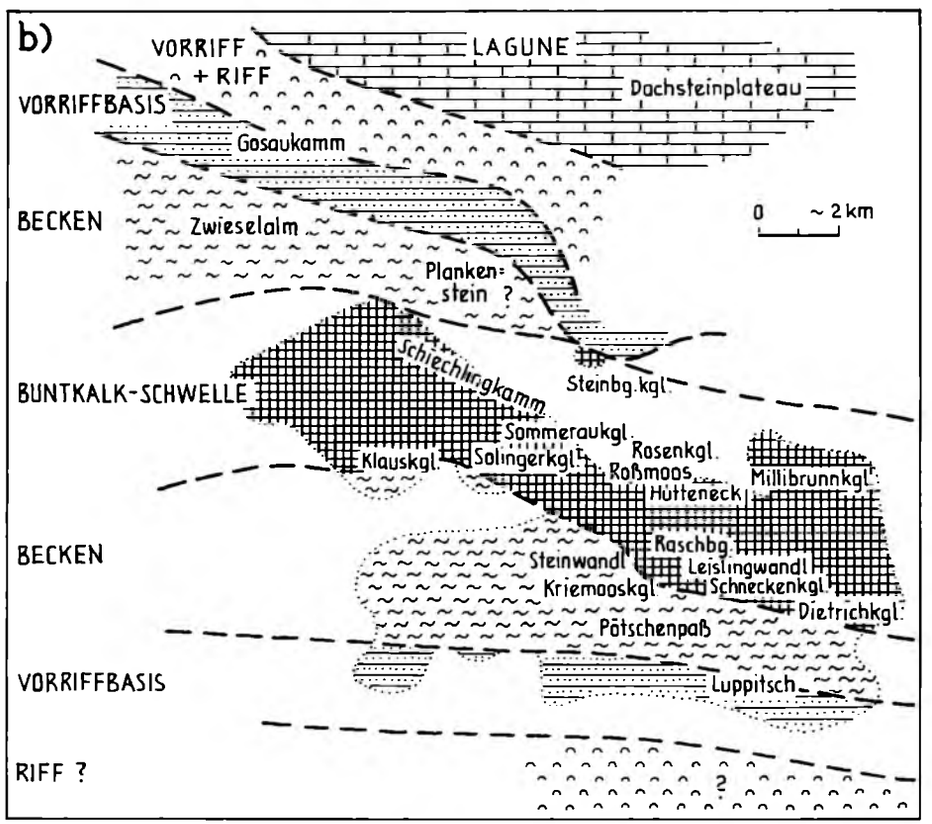


Abb. 95: Becken- und Schwellenfazies im Euhallstätter Südkanal im Bereich des Salzkammergutes in Profil (a) und Karte (b) nach G. MANDL (1982 b, Taf. 12; 1984 a, b).

Erläuterungen:

tzo Höhere Zlambachschichten (O. RHÄT)
tzu Tiefere Zlambachschichten (U. RHÄT)
tz Zlambachschichten
tzmk Gr. Mergelkalk (U. RHÄT)
th Hallstätterkalk (M. ANIS – U. RHÄT)
tpg Pedataschichten Typ Gosauseekalk
tp Pedataschichten
tpö Pötschenschichten (O. KARN – U. RHÄT)
tpb Brekzien (~ NOR)
tb Bankkalk (O. KARN-NOR)
tlcb Cidarisbrekzie (O. KARN)
tlb U. Karn-Brekzie
tlS Halobienschiefer etc. (U. KARN)
tmr Reiflinger Kalk (O. ANIS – U. KARN)
twd Wettersteindolomit (~ LADIN)
tmst Steinalmkalk u. -dol. (ANIS)
tmgd Gutensteiner Dolomit (U. ANIS)
th 10 Hangendgraukalk (~ U. RHÄT – SEVAT)
th 9 Hangendrotkalk (O. NOR/U. RHÄT)
th 8 Heller Bankkalk (~ U. NOR)
th 7 Massiger Hellkalk (~ U. NOR)
th 6 Roter Bankkalk (~ O. KARN)
th 5 Roter/heller Knollen-(Hornstein-)Kalk (~ O. KARN)
th 4 Ob. Grauvioletter Bankkalk (M. KARN)
th 3 Graugelber Bankkalk (~ LADIN)
th 2 Unt. Grauvioletter Bankkalk (O. ANIS – U. LADIN)
th 1 Schreyeralmkalk (M. – O. ANIS)

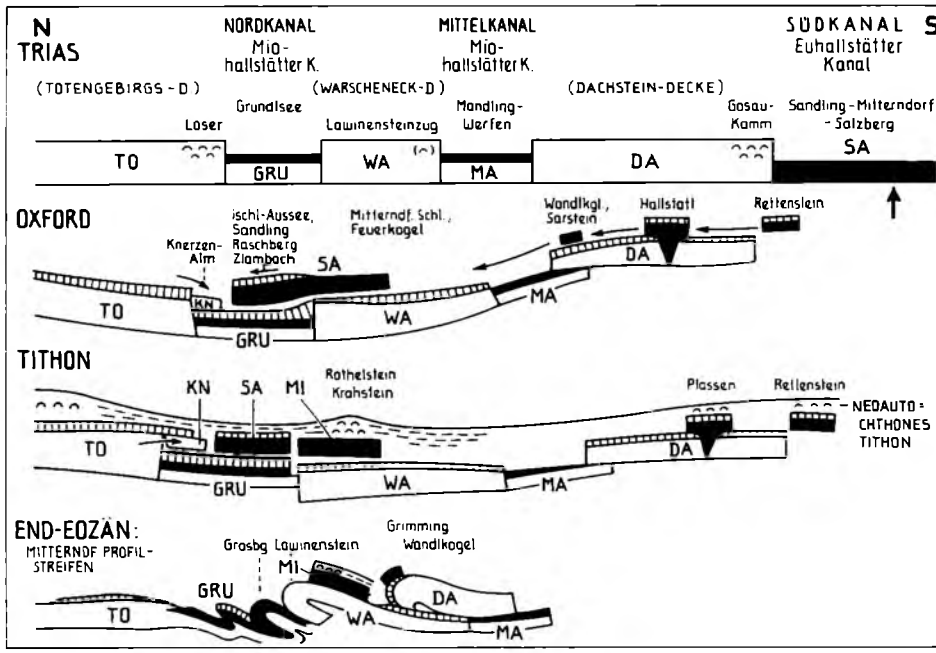


Abb. 96: Profilschema über die Hauptphasen der Gleittektonik im Salzkammergut, nach A. TOLLMANN (1981 a, Abb. 3).

Bezeichnungen (Mitterndorfer Decke, Prolesdecke, Naßköhrdecke etc.) für Teilabschnitte dieser großen, in Einzelschollen zerglittenen Gleitmasse zwischen Lofer und Hernstein gegenüber dem übergeordneten Begriff „Salzbergdecke" zurückzustellen, da ja eine seitliche Abgrenzung der Teilareale gegeneinander kaum möglich ist.

Der Inhalt der Ischl-Ausseer Hallstätter Zone besteht im Gegensatz zur früheren Auffassung (W. MEDWENITSCH, 1949 a, b, 1958 a, 1968; A. TOLLMANN, 1976 b, S. 341) nicht aus zwei obertage sichtbaren, faziell verschiedenen Hallstätter Decken (Zlambach- und Sandling-Decke) und ist auch nicht relativ autochthon, wie W. SCHLAGER (1967 a) gefordert hatte, sondern ist aus dem Hallstätter Südkanal ableitbar und durch Gleittransport bereits früh eingeglitten, allerdings nicht im Lias (G. SCHÄFFER ab 1973, bes. 1976, Abb. 22), sondern erst im Oxford-Radiolaritniveau (A. TOLLMANN, 1981, S. 176). Die Paläogeographie des Herkunftsgebietes dieser Hallstätter Gleitmassen hat in subtiler Art G. MANDL (1982 b, Taf. 12) analysiert und rekonstruiert. Den Hinweis auf Gleitmechanismus haben vor allem die Hallstätter Kalkkomponenten als Brekzienbestandteile in der untermalmischen Radiolaritbrekzie geliefert (U. PISTOTNIK, 1975, S. 154, Abb. 2; G. MANDL, 1982 a), die am besten in der Niederung nördlich vom Raschberg und Sandling zu studieren ist. Diese Brekzie weist entgegen G. SCHÄFFER (1982, Kt. Bad Ischl) nicht Lias-Pliensbach-(„Grünangerschichten"), sondern Oxford-Alter auf (G. MANDL, 1982 a, S. 61), hier und in weitesten Abschnitten der Kalkalpen (vgl. V. DIERSCHE, 1980).

Die Oberjurakalkplatte aus Tressenstein- und Oberalmerkalken, die im Raum

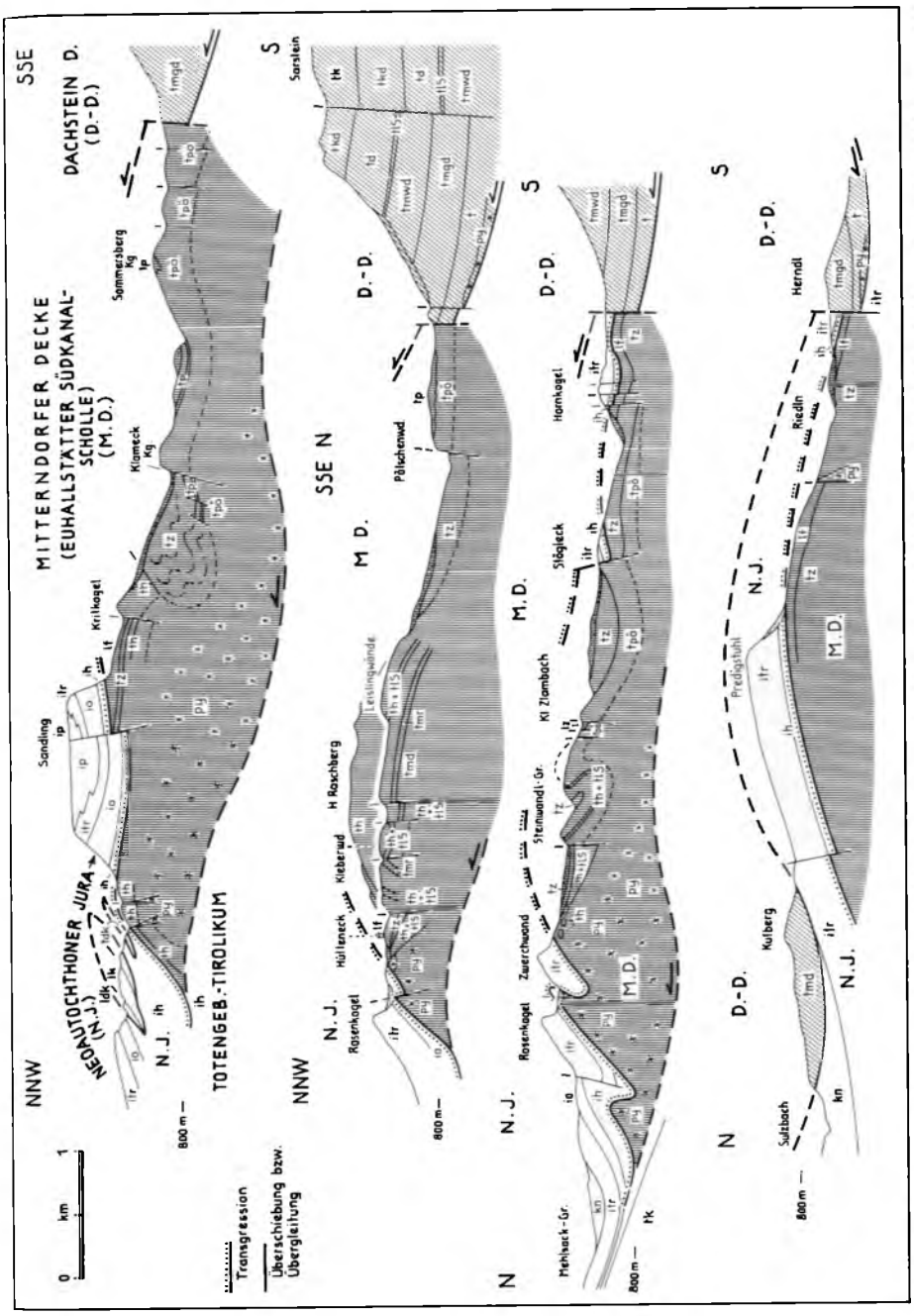


Abb. 97: Profil durch die Hallstätter Zone zwischen Goisern und Bad Aussee, nach G. MANDL (1982 b, Taf. 15), gering ergänzt. Erläuterungen: py – Haselgebirge, t – Werfener Schichten, tmgd – Gutensteiner Dolomit, tmwd – Steinalm/Wetterstein-Dolomit, tlS – Halobienschiefer bzw. Carditaschichten, td – Hauptdolomit, tdk – Plattenkalk, tkd – Dachsteindolomit, tk – Dachsteinkalk, th – Hallstätter Kalk, tpö – Pötschenkalk, tp – Pedataschichten, tz – Zlambachschichten, lf – Allgäuschichten, ih – Ruhpoldinger Radiolarit, io – Oberalmkalk, itr – Tressensteinkalk, ip – Plassenkalk, kn – Neokom.

Goisern–Altaussee den Nordrand der Hallstätter Zone im Zug Jochwand–Ewige Wand–Predigtstuhl–Zwerchwand–H. Rosenkogel–Höherstein begleitet und mit Ausliegern über der Hallstätter Serie am Sandling auflagert, verbindet demnach als neoautochthones Schichtglied nach Eingleiten der Hallstätter Südkanalschollen das Tiefjuvavikum mit dem tirolischen Südrand des Toten Gebirges (geol. Kt. Bad Ischl, 1982).

Der Inhalt dieser Hallstätter Gleitmasse besteht im Westteil E Bad Goisern im Bereich der Stambach- und Zlambachgräben aus Zlambachmergeln und Allgäuschichten, im Zentrum im Raschberg-Leislingstock aus der domförmig aufgewölbten Hallstätter Kalkserie mittel- bis obertriadischen Alters. Den Faziesübergang von dieser Rotkalk-Schwellenentwicklung zur eben erwähnten Beckenfazies im Westen und Süden haben U. PISTOTNIK (1975, Taf. 3) und G. MANDL (1980) besonders im Steinwandlgraben SW Hütteneck herausgearbeitet. Gegen Osten hin setzt die Hallstätter Kalkserie im Sockel des Sandling zum Altausseer Salzbergbau fort. Die Hallstätter Graufazies als Beckenentwicklung mit der Serie Pötschenkalke, Pedataschichten und Zlambachmergel zieht südlich der eben erwähnten Buntkalkfaziesregion aus dem Goiserner Gebiet über den Pötschenpaß nach Luppitsch. Die richtungweisende Analyse dieses Raumes stammt von G. MANDL (1982 b), der auf seiner Taf. 2 eine Neukartierung 1 : 10.000 vorlegt, auf Taf. 10 eine Gesamtschau der Hallstätter Kalkprofile vornimmt und auf Taf. 12 eine Beckenanalyse in paläogeographischer Sicht durchführt.

Erst östlich von Bad Aussee kommt südlich der Grundlseefurche die eigentliche, hier im Nordkanal beheimatete Miohallstätter Entwicklung zutage, hier nicht verdeckt durch Schollen aus dem Südkanal, die in diesem Raum etwas weiter südlich, und zwar im Raum des Mitterndorfer Beckens (südlich der tirolischen Hochzone im Türkenkogel-Lawinensteinzug), liegen geblieben sind. Dieser Streifen in Grundlseefazies zieht vom Grasberg über die Schneckenalm zur Tauplitzalm und ist, abgesehen von allen bruchtektonischen Störungen, im wesentlichen als eine gegen Norden gerichtete Halbantiklinale angelegt, deren Kern am Südrand des Streifens liegt (Abb. 98). Diese Zone ist durch A. TOLLMANN (1960 b) und W. SCHÖLLNBERGER (1974) neu studiert, wobei letztgenannter Autor (l. c., S. 145 f., Abb. 7) anhand der Erfassung des Faziesüberganges Zlambachentwicklung/Dachsteinkalk am Totengebirgssüdrand beim Zwickerkogel auf die relative Autochthonie dieses Nordkanals hingewiesen hat. Der starke voralpine Fazieseinfluß in dieser Serie vom Skyth (Tauplitzalm) bis in das Karn mit seinen pflanzenhäckselführenden Lunzer Schichten und seinen Cidariskalken und den späten Hallstätter Einflüssen erst ab Nor ist vom Verfasser (1960 b, S. 59 ff.; 1976 b, S. 339, Abb. 112) herausgearbeitet worden.

In klarem faziellem Gegensatz hierzu steht die Ausbildung der südlich der erwähnten Stirnfalte der Warscheneckdecke im Mitterndorfer Raum erhaltenen Hallstätter Schollen aus dem Südkanal. Wie des näheren ausgeführt (A. TOLLMANN, 1981 a, S. 177; 1981 b, S. 170; 1982 b, S. 175 ff.), sind hier über Radiolarit des tirolischen Sockels die Großschollen Röthelstein-Feuerkogel und Rabenkogel-Krahstein eingeglitten mit ihren berühmten fossilreichen Hallstätter Rotkalkprofilen, etwa am Feuerkogel bei Kainisch – Abb. 99, begleitet von einem Schwarm kleinerer derartiger Hallstätter Schollen mit leicht schwankender fazieller und schichtmäßiger Zusammensetzung (Abb. 100). Den geologischen Aufbau dieser flach lagernden Schollen, die mit Haselgebirge und Werfener Schichten an der Basis einsetzen, schildern A. TOLLMANN (1960 b) und T. STEIGER

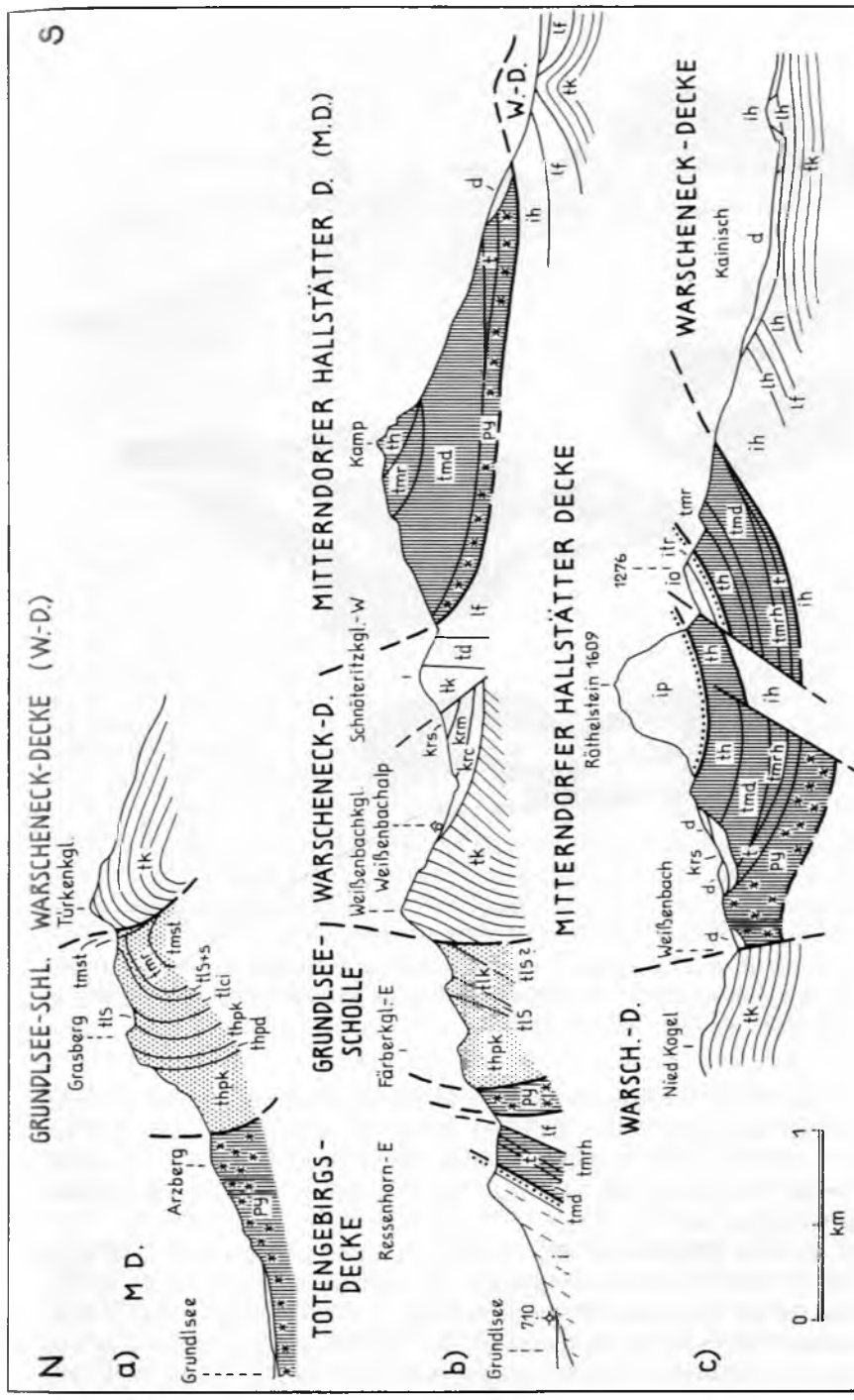


Abb. 98: Profile durch die Hallstätter Zone am Grundlsee und bei Mitterndorf im Salzkammergut nach A. Tollmann (1980 e, Abb. 23). Erläuterungen: py – Haselgebirge, t – Werfener Schichten, tmrh – Reichenhaller Rauhwacke, tmd – Gutensteiner Dolomit, tmst – Steinalmkalk, tmr – Reiflinger Kalk, tlS – Reingrabener Schiefer, tls – Lunzer Sandstein, tlk – Cidariskalk, th – Hallstätter Kalk, thpk, thpd – Pedatakalk und -dolomit, td – Hauptdolomit, tk – Dachsteinkalk, lh – Hierlatzkalk, lf – Allgäuschichten, ih – Ruhpoldinger Radiolarit, io – Oberalmer Kalk, itr – Tressensteinkalk, ip – Plassenkalk, i – Malmkalk, krc, krm, krs – Gosau.

Abb. 99: Skizze der Hallstätter Gleitschollen um Mitterndorf im steirischen Salzkammergut; nach A. Tollmann (1982 b, Abb. 1), ergänzt. Die Ferngleitschollen aus dem Hallstätter Südkanal sind gegenüber dem Nordkanal schwarz hervorgehoben.

(1980). Diskordant wie im Sandling im zentralen Salzkammergut überlagert auch hier der neoautochthon sedimentierte höhere Malmkalk (T. Steiger & D. Wurm, 1980; A. Tollmann, 1982 b, S. 185 ff.). Eine derartige Malmkascholle stellt übrigens (laut mündl. Mitt. von Dr. R. Lein) auch das in seiner Stellung bisher ungeklärte Ressenhorn südlich vom Grundlsee dar.

Unter den weiteren Schollen der Mitterndorfer Decke über und südlich der Dachsteindecke ist der Plassen wohl am stärksten umrätselt worden. Gründliche Aufnahmen dieser Scholle liegen von E. Spengler (1919), O. Ganss et al. (1954, S. 71 ff., Kt.), G. Schäffer (1971) und G. Mandl (1982) vor. Die Hauptscholle führt eine vom Perm des Hallstätter Salzberges (O. Schauberger, 1949, 1955, 1967; L. Kober, 1929, 1950;

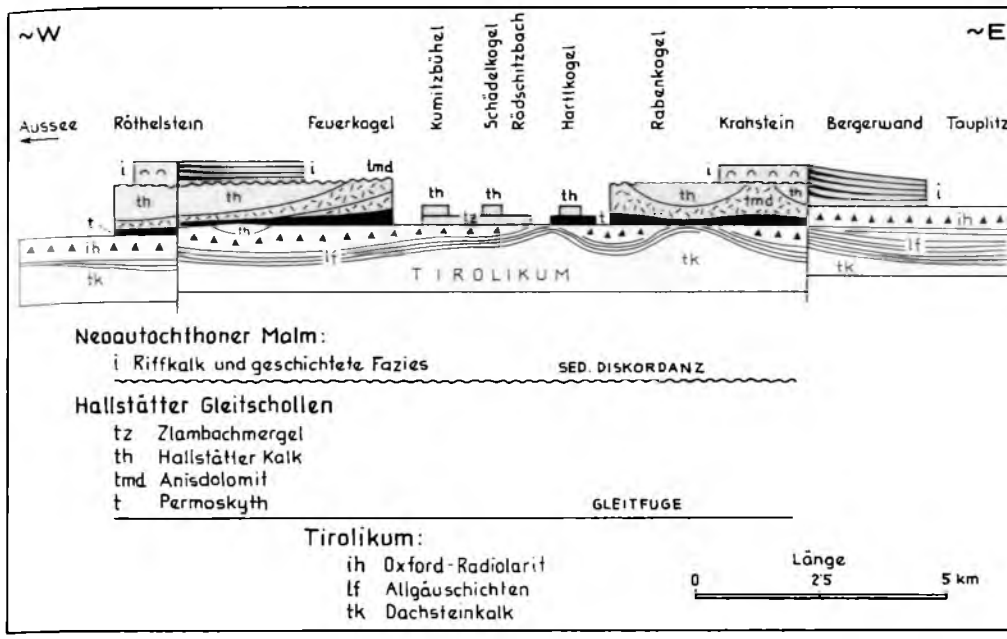


Abb. 100: Schemaprofil durch den Hallstätter Gleitschollenteppich bei Mitterndorf im Salzkammergut zwischen Aussee und Tauplitz, W-E-orientiert; typisch für dieses Gleitschollenmosaik ist der im Schichtumfang völlig heterogene Charakter der nebeneinanderliegenden Schollen in Salzbergfazies. Die Eingleitung erfolgte in der stratigraphischen Fuge zwischen untermalmischem Radiolarit am Oberrand des Sockels und dem darüber sedimentierten mittel- bis obermalmischen Kalken am Röthelstein und Krahstein.

W. MEDWENITSCH, 1949, 1958 a) bis zum Plassenkalk des Plassengipfelaufbaues reichende aufrecht lagernde Serie mit den berühmten Fossilfundpunkten im anisischen Hallstätter Kalk der Schreyeralm und des Schiechlingkammes und im norischen Anteil des Sommeraukogels (L. KRYSTYN et al., 1971 a, b, 1972; L. KRYSTYN, 1980; G. MANDL, 1982, Taf. 11) – Abb. 101. Die Hallstätter Trias im Sockel der Plassenscholle stellt die Typlokalität für die „Salzbergfazies" SPENGLERS, also die im südlichen Hallstätter Kanal beheimatete Entwicklung, dar. Wir wissen allein schon auf Grund dieser fremden Fazies im umrahmenden Dachsteinkalk-Lagunensediment der Dachsteindecke, daß diese Scholle nicht bodenständig ist, sicherlich auch nicht durch eine Seitenverschiebung im Sinne von G. SCHÄFFER (1971) aus dem Westen gekommen ist, sondern eine der wenigen noch erhaltenen Gleitschollen am Rücken der Dachsteindecke darstellt: Solche aus dem Süden stammenden Deckschollenreste über der Dachsteindecke sind außerdem im Wandlkogel SW Mitterndorf (A. TOLLMANN, 1960 a, S. 111, 1976 b, S. 354) und in verkehrter Lagerung am Sarstein E vom Hallstätter See (G. SCHÄFFER, 1971; 1972, Vh. GBA., S. A 68) erhalten. Die im großen gesehen aufrecht lagernde Plassenscholle mit ihrem Hallstätter Triassockel zwischen Gosau und Hallstatt liegt primär der Dachsteindecke auf, wie ihr Ausheben am Nordrand und ihre Auflagerung mit Mitteltriasdolomiten über dem Klauskalk und Radiolarit dieser Decke im Brieltal-Halbfenster E Gosau zeigt. Auch

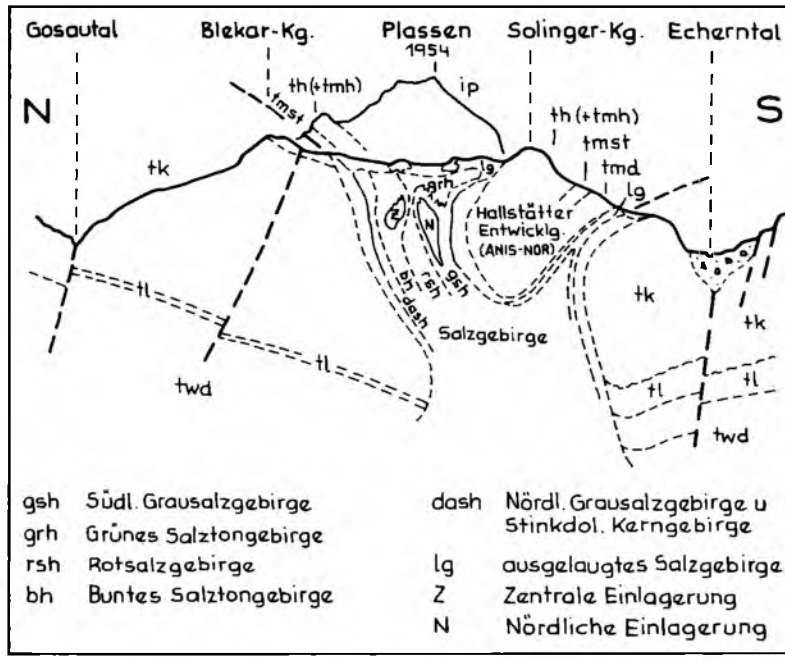


Abb. 101: Profil durch den Hallstätter Salzberg nach O. SCHAUBERGER (1955, Abb. 2). Zur Bedeutung der nicht angeführten Abkürzungen für Triasschichtglieder vgl. Abb. 95 und 98.

hier ist der Plassenkalk als neoautochthones Sediment zu betrachten, das diskordant über der im Untermalm eingeglittenen Triaskalkmasse transgrediert. Auch die Gosau im Brieltal hat das Übereinander der Deckschollen bereits angetroffen und plombiert. Im Bereich des Hallstätter Salzberges ist die Permotrias des Ostteiles der Plassenscholle an tiefgreifenden vertikalen Brüchen in den Dachsteinkalkrahmen eingesenkt, wie der Hallstätter Salzberg zeigt (Abb. 101). Der Hallstätter Erbstollen (vgl. A. TOLLMANN, 1976 b, S. 347), der noch in sehr tiefem Niveau (536 m Seehöhe) Späne von Zlambach- und Liasfleckenmergel aufgeschlossen hat, ist noch kein Beweis dafür, daß die Plassenscholle „von unten" aufgestiegen sei: Diese Späne können hingegen durchaus als einbezogene Schollen aus der tektonischen Unterlage der Dachsteindecke, dem Hallstätter Gleitschollenteppich über dem Tirolikum, betrachtet werden, die hier bei der Durchlöcherung der Dachsteindecke mit der Sohle der Plassenscholle in Kontakt gekommen sind (A. TOLLMANN, 1976 b, S. 347).

Als zweites tektonisches Hallstätter Stockwerk lokalen Ausmaßes über der Plassenscholle ist jüngst noch die verkehrt lagernde Hallstätter Trias der Plankensteinscholle SW vom Plassen durch G. MANDL (1982, S. 198 f., Taf. 4, 13) erfaßt worden, nachdem G. SCHÄFFER (1971, S. 145, Abb. 61) bereits zuvor die Verkehrtlagerung des Mitteltriasanteiles der von ihm noch als liegende Falte gedeuteten Verkehrtscholle erkannt hatte.

Ebenso umstritten wie die Stellung der Plassenscholle war jene des Dachsteinkalk-Riffklotzes des Gosaukammes und der Zwieselalmscholle mit den mannigfaltigen

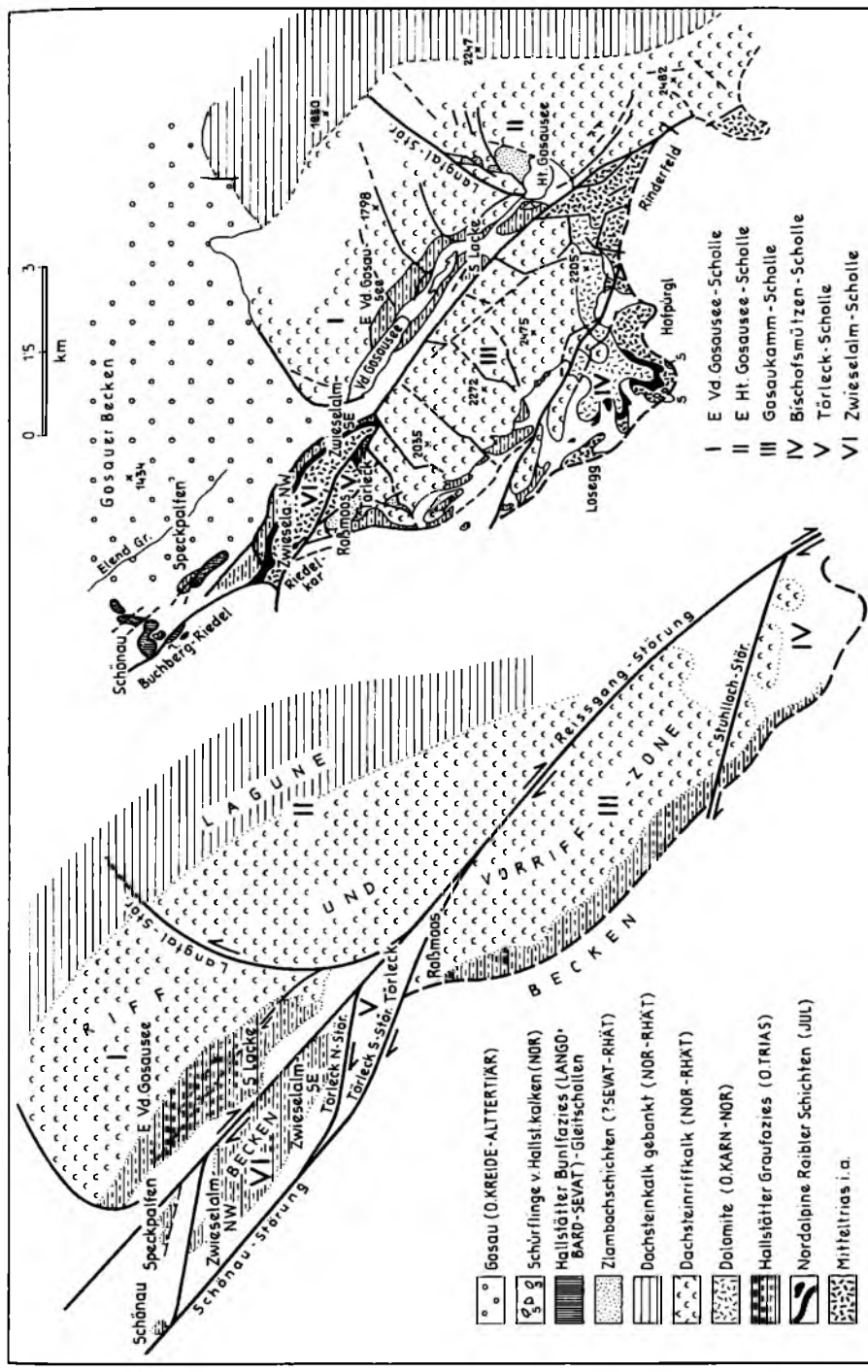


Abb. 102: Seitenverschub im Gosaukamm. Status vor und nach der Schollenbewegung nach G. MANDL (1982 b, Taf. 8).

Hallstätter Fazieseinflüssen. Nach allen Teilschritten in der Erforschung, zuletzt jenen von O. Ganss et al. (1954), W. Schlager (1967 a) und A. Tollmann & E. Kristan-T (1970) hat erst die tiefschürfende Untersuchung von G. Mandl (1982, S. 182 ff., Abb. 102, Taf. 8) die Lösung gebracht (Abb. 102): Der Gosaukammblock und seine zugehörigen Randschollen im Süden (Bischofsmützen-Scholle S der Stuhllochscharten-Störung) und im Nordwesten (N: Zwieselalm-, Mitte: Thörleck-, S: Roßmoos-Scholle) ist an der Rechtsseitenverschiebung der Reißgangstörung (Gosauseefurche – Reißgangscharte) gegenüber dem Hauptkörper der Dachsteindecke um rund 8 km gegen NW vorgeschoben. Dabei verhält sich der Gosaukamm-Hauptblock und seine Nebenschollen als ein gegen NW vorgetriebener Keil mit in diese Richtung aufsteigendem Basalzuschnitt. Die Bischofsmützenscholle ist ihrerseits gegenüber dem Gosaukamm-Hauptblock an der Stuhllochscharten-Störung um 2½ km gegen NW verschoben. Die erwähnten drei kleinen Schollen im Nordwesten des Hauptblockes zeigen zufolge des keilartigen NW-Vortriebes jeweils starke Quereinengung, die sich als Längsantiklinalstruktur mit bis zu inversen Flanken (Zwieselalmscholle – NE Seite) äußert (W. Schlager, 1967 b, Taf. 17). Die Thörleck-Scholle ist durch das Nachdrängen des Gosaukamm-Hauptblockes noch zusätzlich an ihrem SE-Rand auf flach invers lagernd eingerollt.

Bei der Rückformung dieser Seitenverschiebungen aber ergibt sich ein harmonisches Bild von der süd(westlichen) Außenseite des Dachsteinkalkriffes (Abb. 102): Nun kommt der Gosaukammriffkalk in direkte südliche Fortsetzung des Riffkalkes N der Gosau-Seenfurche zu liegen, der Übergang zur im Süden anschließenden Hallstätter Graukalk-Beckenentwicklung vollzog sich dann glatt über die noch riffschutthältigen Gosauseekalke (Pedataschichten) der Seenfurche und die durch den Rückversatz anschließenden rifferneren Pötschenkalke der nun nördlichen Randschollen.

Die unter diesem Gosaukammblock und seinen zugehörigen Randschollen vom Typus Losegg im Süden gelegene Schollenreihe eigener Fazies mit Bunt- und Hornsteindolomit im Hangenden der Werfener Schuppenzone faßt G. Mandl wohl zu Recht als ursprünglichen basalen Anteil der hier ja schon in Beckenfazies übergehenden Dachsteindecke auf, die er gegen Liegend mit der (der Werfener Schuppenzone fehlenden) Haselgebirgsmasse begrenzt. Hierzu gehören von Osten gegen Westen die Rinderfeld , Hofpürgel , Losegg-Scholle, aber auch Riedelkar und Buchbergriedel Die Weiterverfolgung der durch Haselgebirge markierten Basis dieser Schollen führt dann im Lammertal bei Zwieselbad auf die andere Seite der Lammer und durch den Gsenggraben noch unter den Sockel der Pailwand-Scholle, so daß demnach die Dachsteindecke hier auf Kosten der Lammereinheit erweitert erscheint.

Die Hallstätter Buntkalkschollen, die eindeutig tektonisch diesem Untergrund auflagern, nämlich die Pailwand-Deckscholle (W. Hamilton, 1981, S. 140 ff.) und die Gruppe der Schönau- und verkehrtlagernden Speckpalfen-Schollen E vom Buchbergriedel (NW des Gosaukammes, G. Mandl, 1982, S. 186 ff.) sind entgegen W. Schlager (1967 b) allochthone Gleitschollen aus der zentralen Schwelle dieses Südkanales und nicht dem Untergrund verbunden.

Zur Reihe dieser Schollen aus dem Südkanal gehört auch die isolierte Hallstätter Klippe des Rettenstein bei Filzmoos SW vom Dachsteingipfel (Abb. 103). Ihre Schichtfolge umfaßt eine Serie mit Hallstätter Rotkalken, die vom permischen Haselgebirge bis zum neoautochthonen Plassenkalk reicht (O. Ganss et al., 1954, S. 24 ff.,

Abb. 103: Ansicht des Dachsteinstockes von Süden, links im Mittelgrund die Hallstätter Kalk/Plassenkalk-Scholle des Rettenstein vorgelagert, im Vordergrund die sanften Geländeformen der Grauwackenzone.

A. Tollmann, 1960 a, S. 111 ff.; K. Hirschberg & V. Jacobshagen, 1965; R. Lein, 1975, S. 208 ff.). Seine tiefe Position kann durch ein Vorausgleiten vor der Ankunft der Dachsteindecke oder/und auf eine nachgosauische südvergente Rückschuppung der Dachsteindecke zurückzuführen sein.

Die Dachsteindecke erscheint als eine überdimensionale, tektonisch wenig gegliederte Deckscholle zwischen der Kattrin SW Ischl im Norden, dem Grimming-Pfeiler im Osten, dem Gosaukamm im Westen und den Südabstürzen des Hohen Dachstein-Scheichenspitz-Zuges im Süden, durch die tiefe Gosaubucht des klassischen Gosaubeckens in zwei Teillappen gegliedert (Abb. 104).

Der nördliche Lappen, die Gamsfeldgruppe, stellt eine große, basal an der Überschiebungsfläche über den Ischler Hallstätter Schollen diskordant abgeschnittene große Antiklinale dar, in deren Längsachsenrichtung im Weißenbachtal W Goisern der Ramsaudolomit als Gewölbekern breit angeschnitten ist. Der westliche Teil dieses Gewölbes, die Braunedelkopfscholle, ist durch die Rinnbach-Blattverschiebung um 3 km gegen Süden versetzt. Die Front der Decke ist durch eine schöne Stirneinrollung des Dachsteinkalkes gegen NW in der Braunedelkopf-Stirnfalte und gegen Norden in der Kattrin gegeben. Das Gosaubecken im Süden der Gamsfeldscholle wird nicht nur durch Bruchlinien, sondern auch durch die südvergente Gamsfeld-Überschuppung abgegrenzt – E. Spengler, 1912, Taf. 2; 1914, S. 311, Taf. 3; B. Plöchinger, 1949, Taf. 1.

Die Füllung des Gosaubeckens mit einer Mächtigkeit von 2,6–3 km lagert trans-

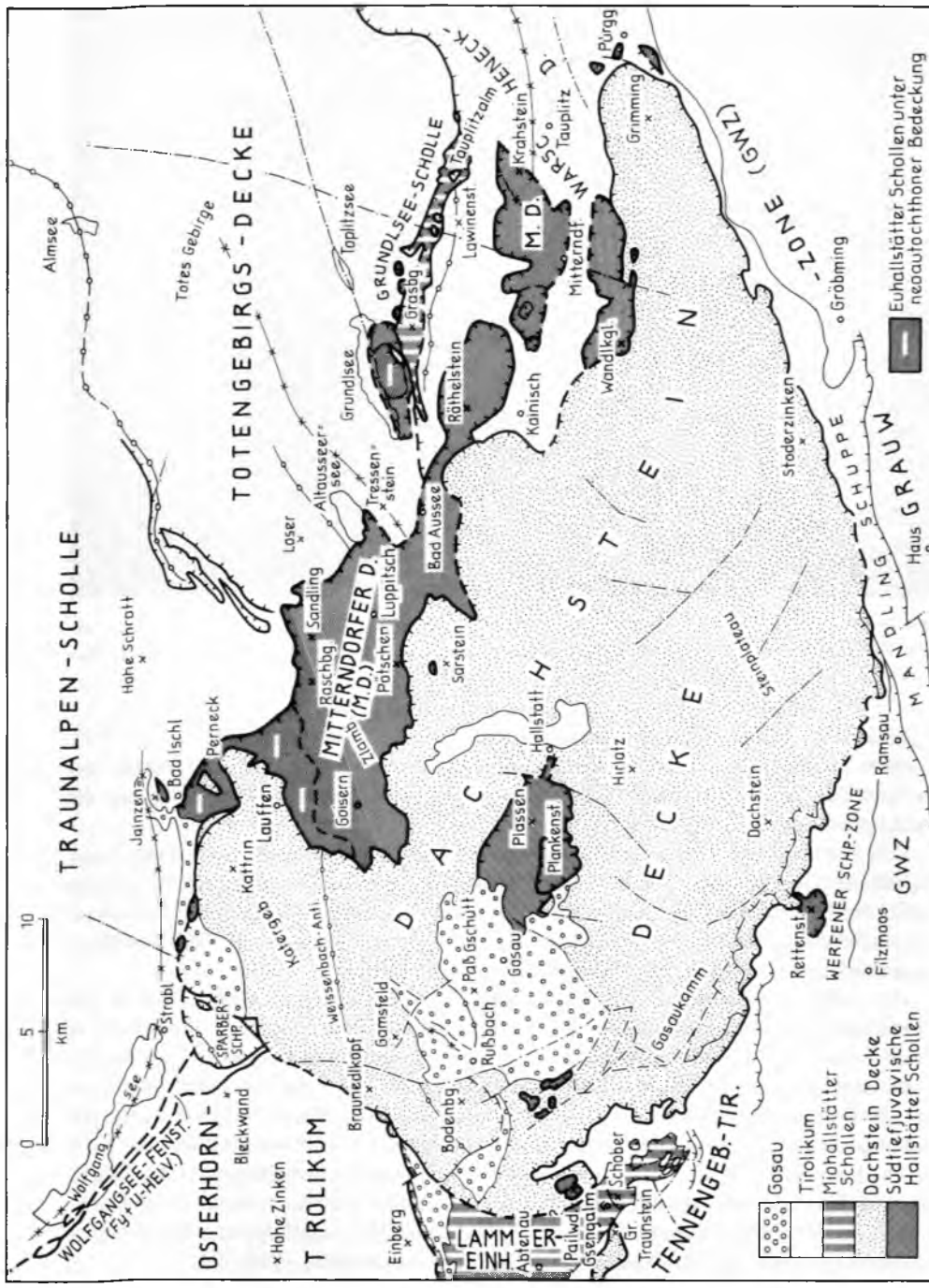


Abb. 104: Tektonische Skizze der Dachsteindecke nach A. Tollmann (1976 b, Taf. 3), G. Schäffer (1982, Kt.) und G. Mandl (1982 b, Taf. 13).

gressiv übergreifend über der Dachsteindecke ebenso wie über den Hallstätter Schollen (Plassen, Lammereinheit), so daß der Ferntransport der juvavischen Teileinheiten jedenfalls vorgosauisch erfolgt ist. Das Gosaubecken selbst wird im Inneren durch die Rußbach-Antiklinale im Norden und durch eine Reihe von Brüchen gegliedert, außerdem von NW (Gamsfeld-Überschuppung) und SW (Zwieselalm-Überschiebung) her randlich schwach überfahren – O. Weigel, 1937; O. Ganss et al., 1954, S. 77 ff., H. Kloiber, 1966; U. Wille, 1966; W Schlager, 1967 b, Taf. 17

Der Südlappen der Dachsteindecke südlich der Gosaubucht weist einfachen Bau auf. Der westlichste Teil, der Gosaukamm, stellt eine mächtige, mäßig gegen Westen fallende Dachsteinriffkalkplatte dar, die – wie S. 192 erwähnt – durch die Rechtsseitenverschiebung der Reißgangstörung (O. Ganss et al., 1954, S. 24) vom Hauptkörper der Decke abgetrennt und etwa 8 km weit gegen NW vorgeschoben ist. Unter der Dachsteinkalkmasse des Gosaukammes kommt in der steil abgeschuppten Bischofsmützenschuppe noch die Triasserie bis zum Mitteltriasdolomit zutage. Die in dieser Schuppe der Dachsteindecke einspießenden kleineren Hallstätter Kalk-Späne sind entgegen W. Schlager (1967) nicht Hinweise auf eine stratigraphische Verzahnung der Dachsteindecke mit Hallstätter Elementen, sondern haben sich nach A. Tollmann & E. Kristan-Tollmann 1970, S. 90 ff.) und R. Lein (1976, S. 204) als tektonische Schollen erwiesen.

Die Hauptmasse der Dachsteindecke östlich der Reißgangstörung enthält den geschichteten Dachsteinkalk der Lagunenfazies, in der auch der Gipfel, der Hohe Dachstein, liegt (Abb. 103). Diese ursprünglich etwa 1500 m mächtige Dachsteinkalk-

Abb. 105: Das Dachsteinplateau von Südosten (Flugbild A. Tollmann, 1977) als Beispiel eines typischen verkarsteten Kalkhochalpenstockes, übersät von Dolinen.

Abb. 106: Kluft- und Rillenkarren im Dachsteinkalk am Dachsteinplateau. Die vertikalen Kluftkarren haben feine Haarrisse stark erweitert, die Rillenkarren sind in Richtung des abfließenden Wassers orientiert.

platte sinkt vom ganz an den Südrand geschobenen Gipfel des Hohen Dachsteins (2995 m) durch konstantes Nordgefälle bis unter den Hallstätter See im Norden ab. Im Grimming zeigt diese Decke am Nordrand ein bis zur überkippten Stellung des geschichteten Dachsteinkalkes geformtes Stirnscharnier. Das Dachsteinplateau selbst (Abb. 105) ist durch zahllose, besonders der Diagonalrichtung folgende Bruchlinien durchzogen (H. Holzer, 1964; A. Tollmann, 1970 a) – Abb. 106. In den Südabfällen des Plateaus und oberhalb der Ramsau sind die älteren Schichtglieder exponiert, vom Werfener Schiefer über Anisdolomit, Steinalm/Wetterstein/Tisovec-Kalk und Hauptdolomit zum Dachsteinkalk empor (O. Ganss et al., 1954, S. 30 ff., Kt.). R. Lein (1976, S. 210) hat hier am Südabfall 20 km weit im Ladin-Cordevol eine stratigraphische Hallstätter Kalk-Einschaltung verfolgt, die einen klaren Hinweis auf die einstige Existenz eines Hallstätter Südkanals südlich der Dachsteindecke liefert.

Das innere Zerreißen und Zergleiten der Dachsteindecke, das die Südwestrandgestaltung im Bereich der Gosauseefurche und das Aufreißen in den inneren Bereichen bedingt hat, wird wohl schon in die Zeit des spätjurassischen Einsetzens der Gleitbewegung fallen. Aus dieser Zeit mag einerseits das Abreißen und selbständige Vorpreschen der Gosaukamm-Masse und ihrer Begleitschollen stammen, die sich am Permoskyth und an karnischen Schiefern abgelöst und selbständig bewegt hat (G. Mandl, 1982, Taf. 16), andererseits die scherenförmige innere Öffnung im Bereich des Gosaubeckens und der Fortsetzung bis zum Hallstätter Salzberg, die fast zu einer

Zweiteilung der Dachsteindeckenmasse geführt hat und Raum für das Einsacken und teilweise Auffüllen dieses Einrisses durch den Permotriasanteil der Plassenscholle gegeben hat (A. TOLLMANN, 1981 a, S. 182).

Nach A. TOLLMANN (1969 a, S. 148) und R. LEIN (1976, S. 221) können wir annehmen, daß diese Dachsteindecke als Ganzes über dem am Südrand in Form des Mandlingzuges hervorkommenden Tirolikum fernverfrachtet diesem als Decke aufruht. Der Mandlingzug unterlagert die Dachsteindecke im Osten N Gröbming unmittelbar, gegen Westen spaltet er sich ab Schladming ab und wird durch südvergente späte Schuppung bis südlich von Radstadt und Altenmarkt als steilstehender, gegen Westen auskeilender Span in die Grauwackenzone eingeklemmt. Im Obristköpfl W Wagrein stellt sich noch ein letzter westlichster Ausläufer dieses kalkalpinen Spanes innerhalb der Grauwackenzone ein (W HEISSEL, 1954, S. 340). Letztlich kann der Mandlingzug nach Auffassung aller Bearbeiter (F. TRAUTH, 1925, S. 104; O. GANSS et al., 1954; K. HIRSCHBERG, 1965, S. 94; R. LEIN, 1976, S. 219) als südlichste Schuppe des Werfener Schuppenlandes gewertet werden. Er besteht aus einer Serie von Werfener Schichten bis zum Dachsteinkalk und unbedeutenden Jurahornsteinkalken, in der aber der Ramsaudolomit weitaus überwiegt. Interessant ist die von R. LEIN (l. c.) aufgedeckte Entwicklung der Obertrias in Form des karnischen Tisovec-Kalkes, der ab oberstem Tuval in Hallstätter Kalk übergeht, so daß LEIN diese Entwicklung mit jener der Mürztaler Schwellenfazies vergleicht. Als Teil des Werfener Schuppenlandes, das ebenfalls Hallstätter Fazieseinflüsse zeigt, muß der Mandlingzug demnach einem eigenen Hallstätter Mittelkanal angehört haben, da die Dachsteindecke nach Abwicklung gegen Süden mit dem ihr südlich benachbarten Südkanal noch weit hinter den Mandlingzug und damit hinter die Werfener Schuppenzone zu liegen kommt.

o) Reichraminger Gebirge, Kremsmauer-Sengsengebirgszug

Der Abschnitt östlich des Almtales bis zu den Weyerer Bögen fällt auf die Kartenblätter Kirchdorf (G. GEYER & O. ABEL, 1913) und Weyer (G. GEYER, 1912) der geologischen Spezialkarte 1 : 75.000. In diesem Raum schwillt mit dem Rückspringen des Tirolischen Bogens zwischen Grünau und dem Sengsengebirge das im Mittelabschnitt der Kalkalpen weitgehend unterdrückte Bajuvarikum gegen Osten hin rasch wiederum an, zunächst ab Scharnstein-Grünau in Form der Reichraminger Decke. Ab dem Raum N Leonstein kommt am Kalkalpennordrand auch die Ternberger Decke hinzu.

Die Ternberger Decke stellt den nachgosauisch an der Weyerer Quereindrehung N Gr. Raming abgerissenen westlichen Teil der Frankenfelser Decke dar. Dies ist besonders auf Grund der faziellen Analogien in der Trias-Jura-Serie („Frankenfelser Fazies", A. TOLLMANN, 1963 a, S. 171) und in der Kreide (H. LOEGTERS, 1937 a; G. ROSENBERG, 1955, S. 541; 1960, S. 98 f.) klargestellt worden, andererseits auf Grund der Rekonstruktion des Faziesraumes des gesamten Bajuvarikums über die Weyerer Bögen hinweg (A. TOLLMANN, 1964 d, S. 98 f.). Die lang umstrittene Südgrenze der Ternberger Decke liegt nicht an G. GEYERS (1909, S. 136; 1910 a, S. 86) Mollner Linie (E. SPENGLER, 1951 a, S. 349), sondern nördlich davon, jenseits der Dirn- und Gaisbergantiklinale und wurde vom Verfasser (1964 d, S. 112, Taf. 7) in Fortsetzung dieser Frontüberschiebung des Hochbajuvarikums westlich des Steyrtales S Landsberg an den Kalkalpenrand hinausver-

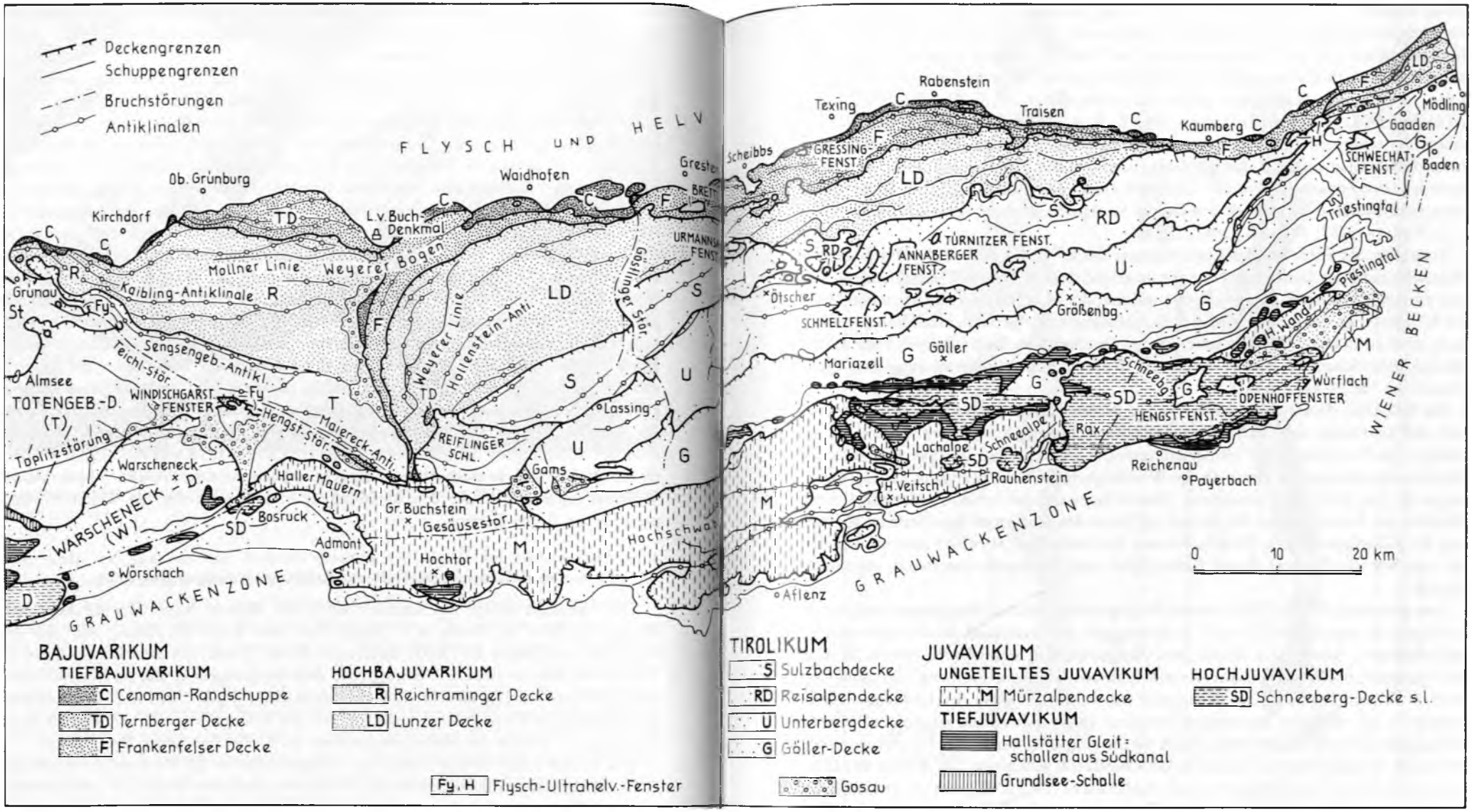


Abb. 107: Tektonische Gliederung der östlichen Kalkalpen nach A. Tollmann (1976 b, Taf. 4–5), modifiziert unter Berücksichtigung von R. Lein (1981–1983).

folgt, wie M. Albaba (1983) bestätigt hat. Der Innenbau dieser Decke wird durch drei steile Hauptantiklinalzüge mit Opponitzer Rauhwacke oder Hauptdolomit im Kern charakterisiert. Die Mulden dazu reichen vielfach – wie besonders das Hauptelement, die Losensteiner Mulde – bis in das Cenoman (H. Kollmann, 1968; P. Gaitanakis, 1977).

Die Reichraminger Decke nimmt als ein sich gegen Osten öffnendes Faltenbündel den Raum zwischen dem Grünauer Flyschhalbfenster im Westen und den Weyerer Bögen zwischen Gr. Raming und St. Gallen ein. Das tragende Element der Decke stellt der Hauptdolomit dar, der im Bereich der Antiklinalen weithin die Oberfläche des Gebietes einnimmt, besonders im Bereich der breiten Längsantiklinale (Kaibling-Kreuzeck-Antiklinale) in mittlerer Längszone östlich von Frauenstein. In den Mulden der Decke sind Rhät, Jura und Kreide in recht verschiedenem Umfang erhalten geblieben. Einen Überblick über den Bau dieser Faltenzone gibt früh Taf. 2 bei G. Geyer,

1910 a, zuletzt A. TOLLMANN, 1976 b, Taf. 4. Die Jurafazies der Mulden korrespondiert mit jener der abgerissenen Fortsetzung in der Lunzer Decke östlich der Weyerer Bögen: Hierlatzkalkfazies in der Schneebergmulde im Norden, Klauskalkfazies in der Anzenbachmulde südlich davon, radiolaritreiche Fazies in der mächtigen Ebenforstmulde im Süden, die vor der Sengsengebirgs-Stirnfalte eingefaltet ist (G. GEYER, 1910 a, S. 54; F. TRAUTH, 1922, S. 202; A. TOLLMANN, 1966 b, S. 147; P. STEINER, 1968, S. 74). Daß die Anlage der gesamten Faltenzüge vorgosauisch erfolgt ist, zeigt die Transgression des querziehenden Laussa-Gr. Raminger Gosaustreifens, der hart westlich unter dem nachgosauisch westdringenen Weyerer Ostflügel eingequetscht erhalten ist. Diese Gosau transgrediert diskordant über all den älteren Strukturen (H. LOEGTERS, 1937; A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1957; P. FAUPL, 1982, 1983).

Sowohl in der Stirnzone der Reichraminger Decke – und zwar in der durchscherten Längsauffaltung des Gaisberges NE Leonstein und des Gr. Dirn NW Reichraming – als auch entlang der inneren Hauptschuppungslinie, der Mollner Linie zwischen Molln und Reichraming, kommt auch Mitteltrias (Muschelkalk, Wettersteinkalk) an die Oberfläche (P. GAITANAKIS, 1977). Ein erster kleiner Querknick im Deckenkörper S Micheldorf (Micheldorfer Scharung) kündet die in den Weyerer Bögen großartig ausgelöste Quertektonik an (M. ALBABA, 1983).

Die Bergkette Windhagkogel NE Grünau, Kremsmauer und Sengsengebirge stellt die überfaltete und basal abgescherte überschobene Stirn des Tirolikums, zugleich die Fortsetzung der Höllengebirgsdecke gegen Osten dar. Die Intensität der Überfaltung nimmt gegen Osten ab: Im Windhagberg bei Grünau liegt in der Hochsalmgruppe (J. PIA, 1943) mit mindestens 2 km Schubweite der verkehrte Schenkel dieser Überfalte der Reichraminger Decke auf, im Osten des Sengsengebirges läuft im Krestenberg die Überkippung und Durchscherung der tirolischen Stirnfalte aus, so daß dort hart westlich der Weyerer Bögen Bajuvarikum und Tirolikum ungetrennt zusammenhängen.

Eine gewaltige WNW-ESE-ziehende Bruchstörung durchschlägt diesen Stirnteil des Tirolikums als sogenannte Teichl-Störung (in den einzelnen Abschnitten auch als Zwillingskogel-, Schwereck-, Teichl- und Hengst-Störung bezeichnet), die im W beim Zwillingskogel E des Traunsteins ansetzt und über Grünau, Steyrling, Teichltal, den Raum N Windischgarsten, den Hengstpaß bis an die SW-Ecke der Reiflinger Scholle heranzieht. Im Alttertiär ausgestaltet, ist diese große Schräglinie weitgehend mit der Wolfgangsee-Störung vergleichbar. Auch an ihr sind eine Reihe von Flyschfenstern bis tief in den Kalkalpenkörper hinein an die Oberfläche gekommen, im Westen das 13 km weit schräg vom Rand einspringende Grünauer Flyschfenster (erkannt von R. BRINKMANN, 1936, S. 438, Abb. 2; M. KIRCHMAYER, 1956, S. 13 ff.; 1957), in der Mitte das Fenster von Steyrling (T. GATTINGER, 1953, S. 60), im Osten das berühmte Flyschfenster von Windischgarsten am Wuhrbauerkogel (R. BRINKMANN, 1936, S. 7, Abb. 3; S. PREY et al., 1959, S. 202 ff.; S. PREY, 1964; S. PREY in B. PLÖCHINGER et al., 1968, S. 180 ff.) – Abb. 108. Hier sind an Flyschgliedern Gaultquarzit, Reiselsberger Sandstein, Bunte Schiefer und Zementmergelserie aufgeschleppt, dazu kommen am Gunstberg NW Windischgarsten sowie im Kampertal- und Holzmeisterfenster SE vom Hengstpaß noch tiefjuvavische Schürflinge mit spezifischen Faziesgliedern, einschließlich der exotikaführenden cenomanen Losensteiner Schichten.

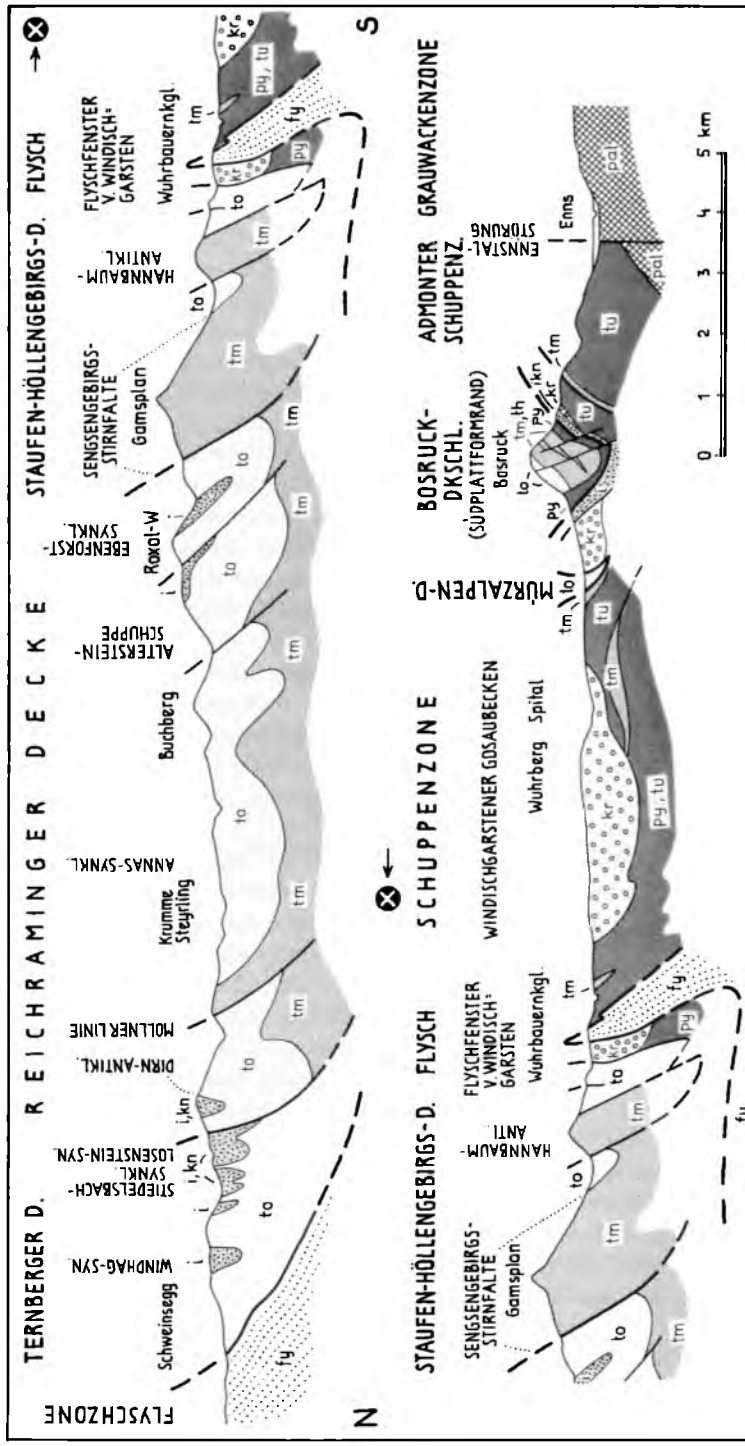


Abb. 108: Kalkalpenprofil im Meridian des Windischgarstener Fensters nach B. Plöchinger & S. Prey (1968, Taf. 3), A. Tollmann (1976 b, Taf. 7 Fig. 8) und R. Lein (1983, in W. Dullo et al., Abb. 9: Bosruck).

π) Totes Gebirge und Warscheneck

Die beiden erwähnten Gebirgsstöcke bilden jeweils das Kernstück einer Teildecke des Tirolikums im Mittelabschnitt der Kalkalpen zwischen Traun und Pyhrnlinie. Die geologischen Spezialkarten 1 : 75.000 Blatt Kirchdorf (G. Geyer & O. Abel, 1913), Ischl-Hallstatt (E. v. Mojsisovics etc., 1905) und Liezen (M. Vacek & G. Geyer, 1918) sowie die Karte 1 : 50.000, Blatt Ischl (G. Schäffer, 1982), erfassen diesen Abschnitt.

Ein ähnlich eindrucksvolles Stirnfaltenscharnier, wie wir es soeben in der vordersten tirolischen Decke, der Höllengebirgsdecke, kennengelernt haben, tritt uns an der Front der darüber aufgefalteten Totengebirgsdecke zwischen dem hinteren Rettenbachtal im SW und Steyrling im NE entgegen. Die Überfaltung greift vom SW gegen NE in immer tiefere Schichtglieder hinab, so daß im SW-Teil im Bereich des Plateaus des Toten Gebirges Juraschichtglieder der Grünbergmulde im Gebiet der Schwarzenbergalm eingefaltet sind. Während O. Ganss (1937, S. 355) die Einmuldung durch Überfaltung, als Inhalt des „Schwarzenbergfensters", mit rahmender verkehrter Serie beschrieben hat, deutet G. Schäffer (1976, Abb. 40; 1982, Kt.) die Struktur als jurassische Übergleitung von Schollen in aufrechter Lagerung. Die Stirnfalte der Totengebirgsdecke kommt vom Offensee in den Wettersteindolomit, östlich vom Almtal in den Muschelkalk zu liegen. Weiter östlich geht diese „Kasberg-Stirnantiklinale" unter Abscherung in eine über die Turmmauer bis Steyrling reichende Überschiebung (Kasbergüberschiebung) über – E. Spengler (1925 b, S. 162 f.; 1951 a, S. 358), J. Pia (1943, S. 142), M. Kirchmayer (1956, S. 6). Das lange vor dieser Stirn der Totengebirgsdecke vermutete „Almfenster" existiert nicht, wie oben ausgeführt.

Im Inneren der Totengebirgsdecke baut sich eine regelmäßige Serie vom Wettersteindolomit der Nordabfälle über etwas Hauptdolomit im Norden (der Faziesübergang zur Dachsteinkalkfazies liegt im Nordbereich der Decke) zum geschichteten Dachsteinkalk des ausgedehnten Hochgebirgsplateaus des Toten Gebirges auf (W. Piller, 1976), das nur im Gebiet nördlich vom Grundlsee und Altausseer See in der Tressensteinmulde in den Oberjura mit Oberalmer-, Tressenstein- und Plassenkalk emporreicht. Dachsteinriffkalk stellt sich nur am Südrand des Toten Gebirges N vom Salzatal und der Tauplitzalm ein, wo ein Faziesübergang zur Grundlsee-Scholle des Hallstätter Nordkanales existiert. Von den großen, besonders im Satellitenbild auffälligen Bruchlinien wird die ENE-Richtung (Lahngangsee-Elmsee-Linie, Grundlsee-Toplitzsee-Hinterstoder-Linie) und die NNE-Richtung (Störungen aus dem Mitterndorfer Raum kommend) bevorzugt. Den Ostrand des Toten Gebirges bildet eine flexurartige Querfaltung, die den Dachsteinkalk des Plateaus gegen das innere Stodertal hinabbeugt (G. Geyer, 1913, S. 281).

Die Stirn der nächsthöheren tirolischen Einheit, der Warscheneckdecke, zeigt in ihrem Westteil wiederum ein prächtiges Stirnfaltenscharnier, das im Türkenkogel-Lawinensteinzug vom Verfasser (1960 a, S. 107, Taf. 4, Fig. 10 f.) erfaßt worden ist. In der östlichen Fortsetzung der Deckenfront ist im Warscheneck die Stirneinrollung nur mehr durch ein gegen Norden sich versteilendes Einfallen der Dachsteinkalkbänke gegen das Windischgarstener Gosaubecken hin markiert. Die Hauptmulde der Warscheneckdecke, die Hechelsteinmulde, setzt E Äußere Kainisch an und kann bis zum Bärenfeuchter Mölbing N Wörschach verfolgt werden. Über ihrer bis in den Malm reichenden Juraserie liegen die aus dem Hallstätter Südkanal eingeglittenen tiefjuvavischen Deckschol-

len nördlich von Mitterndorf, so daß hier die Warscheneckdecke einerseits im Norden im Bereich der Tauplitzalm auf die Grundlseer Hallstätter Scholle des Nordkanals aufgefahren ist, andererseits faziesdifferente Schollen der Mitterndorfer Decke aus dem Südkanal am Rücken trägt (A. TOLLMANN, 1960 a; W. SCHÖLLNBERGER, 1974). Über der bis in den Malm führenden Serie im Ostteil der Warscheneckdecke lagert SW vom Wurzener Kampl ebenfalls noch eine juvavische Deckscholle aus Haselgebirge, die sogenannte Wurzener Deckscholle (F. HAHN, 1913 b, S. 451; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, S. 195 f.).

Durch eine südvergente Längsschuppung südlich des Hochgebirgsstockes des Warschenecks und durch eine grabenförmige Einsenkung entlang der Ennstalstörung im Süden ist der Südrandstreifen des Tirolikums, die Wörschacher Scholle, zwischen Pürgg im Westen und dem Pyhrnpaß im Osten von der Warscheneckdecke unscharf abgetrennt. Die erwähnte Hechelsteinmulde und eine zentrale Längsstörung gliedern diese Wörschacher Scholle. Gegenüber den Vorstellungen von H. HÄUSLER sen. (1943), der Schollen verschiedenen Alters und Fazies (auch Riffkalke) zu Hallstätter Kalken umgedeutet hatte, hat zunächst W. JANOSCHEK (1968) die Zahl der Hallstätter Klippen dieses Raumes drastisch reduziert (Vorkommen z. B. SE Lessern, NW Pürgg etc.), schließlich aber R. LEIN (1983 b) durch Conodontentests die gesicherten Hallstätter Deckschollenklippen ausgesondert, darunter eine große Inversscholle N Liezen, und darin die Gesamtschichtfolge der Hallstätter Buntfazies erfaßt. Dabei wird zu Recht auch ein größerer zusammenhängender Streifen von gipsführendem Haselgebirge und Werfener Schiefer unter Gosaubedeckung dazugezählt. Kein Zweifel, daß es sich bei diesen Klippen wiederum um Gleitschollen aus dem Hallstätter Südkanal handelt, ebenso wie bei der großen Wurzener Deckscholle im SE des Warschenecks.

Diese Wörschacher Scholle wird weiträumig von der bis in das Untereozän reichenden Gosau überlagert (W. JANOSCHEK, 1968; E. POBER, 1982, 1983).

p) Niederösterreichische Kalkvoralpen

Unter den niederösterreichischen Kalkvoralpen versteht man das aus bajuvarischen und tirolischen Einheiten aufgebaute Deckenland nördlich der altberühmten Puchberg-Mariazeller-Linie und deren Fortsetzung gegen Westen. Aus Gründen der geologischen Geschlossenheit soll auch noch der über die oberösterreichische und steirische Grenze ragende Randsaum dieser Voralpen bis zu den Weyerer Bögen im Westen in die Besprechung einbezogen werden.

Das Gebiet wird durch sehr verschieden alte und dadurch qualitativ unterschiedliche geologische Karten der Serie 1 : 75.000 erfaßt. Blatt Weyer (G. GEYER, 1912), das stark veraltete Blatt Gaming und Mariazell (A. BITTNER, 1906), die ausgezeichnete Karte Schneeberg und St. Aegyd (E. SPENGLER, 1931 a), die Blätter Wiener Neustadt (F. KOSSMAT, 1916), St. Pölten (A. BITTNER et al., 1907), Umgebung von Wien (G. GÖTZINGER et al., 1952), Admont und Hieflau (O. AMPFERER, 1933) und Eisenerz (E. SPENGLER & J. STINY, 1926) gehören dieser Serie an. Hinzu kommen die geologischen Karten 1 : 10.000 Schwechattal und 1 : 25.000 Hohe Wand, jeweils mit Erläuterung, von B. PLÖCHINGER (1970, 1964). Die tektonische Übersicht im Maßstab 1 100.000 geben Taf. 4–5 vom Verfasser (1976 b). Geologie und Struktur der Ostrandzone sind auch sehr gut auf der Karte 1 : 200.000 von W FUCHS & R. GRILL (1984) zu überblicken.

Die niederösterreichischen Kalkvoralpen entsprechen auf Grund ihres nur mäßig akzentuierten Reliefs, ihres Mittelgebirgscharakters mit Fehlen der Hochgebirgsformen – wie wir sie etwa im Bajuvarikum und Tirolikum der westlichen Kalkalpen in ausgedehntem Maße finden – und zufolge der nur mäßigen Aufgeschlossenheit der Bezeichnung „Voralpen" auch in morphologischem Sinne. Die höchsten Gipfel wie Ötscher (1893 m) und Dürrenstein (1878 m) überragen das noch wesentlich niedrigere Umland als „Fernlinge" beträchtlich.

Das Gebiet gehört im Norden der Hauptdolomitfazies, im Süden der voralpinen Dachsteinkalkfazies an (E. SPENGLER, 1959, Taf. 4; A. TOLLMANN, 1976 a, S. 482 ff., 488 ff.). A. In der Hauptdolomitfazies lassen sich in den niederösterreichischen Kalkvoralpen vier Subfazieszonen unterscheiden: 1. Die nördlichste, die Frankenfelser Fazies mit ihrer spezifischen Obertrias-Jura-Ausbildung (S. 101), ist auf den Nordrandstreifen, die Frankenfelser Decke, beschränkt. 2. Die Lunzer Fazies mit ihren gut geschichteten Mitteltriaskalken und der mächtigen karnischen detritischen Serie beherrscht die Lunzer Decke, Sulzbachdecke und einen Teil der Reisalpendecke. 3. Mit ihr verzahnt sich die mit Wettersteinkalkzügen von Westen her noch über die Weyerer Bögen hinüberreichende Traunalpenfazies (Ennsbergzug in der Lunzer Decke, Gamsstein-Antiklinale in der Sulzbachdecke und Reiflinger Scholle). 4. Die dolomitreiche Rohrer Fazies greift im Mittelabschnitt quer über die Reisalpen-, Unterberg- und Göllerdecke hinweg. B. Die voralpine Dachsteinkalkfazies tritt (1.) mit der wettersteindolomitführenden Ötscher-Subfazies im Westabschnitt der Unterberg- und Göllerdecke auf und erscheint (2.) mit Wettersteinkalk in der Triesting-Subfazies im Ostteil der Göllerdecke.

In deckentektonischer Hinsicht lautet die Gliederung der östlichen Kalkvoralpen von Norden gegen Süden wie folgt. Tiefbajuvarikum: Cenomanrandschuppe, Frankenfelser Decke; Hochbajuvarikum: Lunzer Decke; Tirolikum: Reiflinger Scholle/Sulzbachdecke, Reisalpen-, Unterberg-, Peilstein-, Göllerdecke (Abb. 107).

Folgende Charakterzüge dieser Deckenelemente sind hervorzuheben.

1. Die Cenomanrandschuppe als zerrissenes, tiefstes kalkalpines Element, die zwar mit Unterbrechungen, aber mit unheimlicher Konstanz an der Kalkalpenfront vom Allgäu bis in den Wiener Raum verfolgbar ist. Ihre Schichtfolge umfaßt Glieder vom Hauptdolomit aufwärts über Jura bis in die mächtige Mittelkreide mit den bezeichnenden Cenomankonglomeraten. Im Raum des Wienerwaldes wird diese spanartige Stirnschuppe der Kalkalpen zufolge des Vorherrschens von Lias-Kieselkalken gelegentlich auch als Kieselkalkschuppe bezeichnet. Im Raum N Ybbsitz liegt in der Urldeckscholle (Synonym: Hubberg-Schuppenzone, W. SCHNABEL, 1979, S. 21, Abb. 5) eine tektonisch stark beanspruchte Deckscholle dieser kalkalpinen Randschuppe der Flyschzone auf und ist zum Teil durch sekundäre Einengung an ihrem Südrand von Flysch und Ultrahelvetikum eingewickelt. Die rätselhafte „Haselgrabenschuppe" SCHNABELS (1979, S. 26), die südlich von Ybbsitz unter der Frankenfelser Decke liegt, ist offenbar Bestandteil dieser Kieselkalk-Randcenomanschuppe.

2. Die Frankenfelser Decke als Repräsentant des Tiefbajuvarikums zieht in geringer Breite vom Gebiet der Weyerer Bögen bei St. Gallen bis an den Rand des Wiener Beckens bei Kalksburg. Sie setzt an der Stirn zufolge des nordwärts aufsteigenden Schrägzuschnittes allenthalben erst mit Opponitzer Rauhwacke oder Hauptdolomit ein.

Im allgemeinen ist sie der davorliegenden Flyschzone flach aufgeschoben, so daß eine Reihe von Halbfenstern und Fenstern die tektonische Unterlage aus Flysch oder auch noch Helvetikum erkennen lassen: Bei Ybbsitz kommt hinter der langgestreckten Urldeckscholle aus Cenomanrandschuppe das Ybbsitzer Kanalfenster zustande (A. TOLLMANN, 1962 a; W. SCHNABEL, 1970, 1979; G. LAUER, 1970), südlich von Gresten blickt in gleicher Position das Brettlfenster (A. RUTTNER, 1960) durch den hier aus zwei übereinander gestapelten, flach lagernden Deckfalten (nicht Schuppen, A. TOLLMANN, 1976 b, S. 211, Abb. 73) der Frankenfelser Decke gebildeten Rahmen, südlich Scheibbs springt das Erlaf-Halbfenster weit einwärts, auch im kleinen Gressingfenster S Plankenstein erscheint noch Flysch und Ultrahelvetikum unter der Frankenfelser Decke – vgl. zusammenfassende Darstellung A. TOLLMANN (1976 b, S. 209 ff.). Als südlicher Auslieger der Frankenfelser Decke in dieser Region ist andererseits der Fensterinhalt des von L. KOBER (1923, S. 171) entdeckten Fensters von Urmannsau E Gaming (A. RUTTNER, 1963), umrahmt von Lunzer und Sulzbachdecke, hervorzuheben. Durch die (3033 m) tiefe Bohrung Urmannsau 1 der ÖMV-AG. ist die Tiefenstruktur dieses Abschnittes und zugleich die Allochthonie der Kalkvoralpen trefflich erschlossen worden (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967): Unter dem Neokom der Sulzbachdecke folgt Anis der Lunzer Decke, dann bis rund 1000 m Tiefe die aufrechte, anschließend bis 1850 m Tiefe die verkehrte Serie der zu riesiger Falte geformten Frankenfelser Decke, schließlich stellen sich noch Reste der Cenoman/Kieselkalkschuppe ein, dann darunter Flysch, Ultrahelvetikum und Molasse – Abb. 59. Östlich der Erlaf wird die intensiv verfaltete (Abb. 109) Frankenfelser Decke weithin von der tiefen, mit Neokom bis Cenoman im Kern erfüllten, durch Nordvergenz flach gelegten Kirchberger Mulde beherrscht (R. SCHWINGENSCHLÖGEL, 1981). Von der Traisen an gegen Osten verschmälert sich die Frankenfelser Decke bis zu ihrem Ostende entlang des Liesingtales im Wienerwald stark (G. ROSENBERG, 1961 b, 1965). Streckenweise kann an ihrem Südrand (Jessnitzfenster, Traisen-Halbfenster) der Rest eines abgerissenen Verkehrtschenkels, vorwiegend aus Juragesteinen aufgebaut, erfaßt werden, der als Pielachschuppe bezeichnet worden ist.

3. Die Lunzer Decke erreicht unmittelbar östlich der Weyerer Bögen im Bereich des Ybbstales bei Gr. Hollenstein und Opponitz ihre größte Breite. Jüngst wurde von R. PAVUZA (1983, Abb. 4) und H. TRAINDL (1983, Abb. 2–9) eine überraschend tiefe Zerschuppung der Stirnpartie der Lunzer Decke im Abschnitt zwischen Weyer und Waidhofen/Ybbs erfaßt. Das Innere des Deckenkörpers dieser Einheit zeigt im Westabschnitt einen regelmäßigen nordvergenten Faltenbau, der sich nach Fazies der Juramulde gut mit jenem der Reichraminger Decke westlich der Weyerer Querstruktur verbinden läßt (P. STEINER, 1965, 1968). Der Faltenwurf dieses Abschnittes endet im Süden mit dem vor der Überschiebung der Sulzbachdecke zur Halbantiklinale aufgerissenen Frenzbergsattel, der durch Achsensteigen gegen Osten hin bis zum Muschelkalk alle Triasglieder an die Oberfläche bringt.

Der Westteil der Lunzer Decke wird ferner von mehreren Schrägstörungslinien betroffen. Zunächst schneidet die „Weyerer Linie" GEYERS (1910 a; Kt. 1912) zwischen Weyer (N) und Unterlaussa (S) den Weyerer Bogen segmentförmig durch eine heute nach Westen aufspringende Aufschuppung der Tieftrias ab (G. ROSENBERG, 1955, 1957, 1960; A. TOLLMANN, 1976 b, S. 227). An der Göstlinger Querstörung zwischen Göstling und dem Raum E Ybbsitz, die eine linksseitige Blattverschiebung darstellt,

Abb. 109: Intensiv verfalteter oberjurassischer Kieselkalk der Frankenfelser Decke bei Weißenburg im Pielachtal, N.Ö.

wurde die Oisbergmulde gegen Osten nordversetzt und läuft als Zürnerbergmulde weiter. Gleichsinnig ist der Südrand gegen die Sulzbachdecke versetzt und auch noch diese Einheit von der Göstlinger Querstörung durchschnitten (E. Spengler, 1959, S. 255; P. Steiner, 1965, S. 276 ff., 1968, S. 67; A. Tollmann, 1976 b, Taf. 5; A. Ruttner, 1979, S. 15). Eine kräftige Verstellung und wohl auch rechtssinnige Seitenverschiebung bewirkt die WNW-ESE laufende Hochwartstörung, die vom Brettlfenster bis zum Göller über mehrere Decken hinweg verfolgt werden kann (A. Ruttner, 1963, S. 14; A. Tollmann, 1966 b, S. 199; 1977 a, Taf. 1, M. Buchroitner, 1982, S. 224, Abb. 3).

Daß die Überschiebung der Lunzer Decke im östlichen Abschnitt flach war und später noch verfaltet wurde, zeigen die Halbfenster der Stirnzone wie Jessnitz- und Traisen-Halbfenster. Die intensive Faltung und Schuppung dieses Abschnittes bis zum vorübergehenden Abquetschen der Lunzer Decke unter dem Vorstoß der nächsthöheren

Reisalpendecke W Kaumberg hat eingehend E. SPENGLER (1928, Abb. 1) geschildert (vgl. R. LEIN, 1977 a, S. A 85). Bei Alland setzt die Lunzer Decke gegen Osten hin wiederum ein und erreicht mit dem Höllensteinzug bei Perchtoldsdorf den Wiener Becken-Abbruch unter intensiver und steiler Verfaltung, wobei als Hauptelement die tiefe Gießhübler Gosaumulde am Südrand weithin verfolgbar ist (A. SPITZ, 1910, 1920; B. PLÖCHINGER, 1958, 1964 c; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1947; G. ROSENBERG, 1961 a, b, 1965, 1967, 1970; G. WESSELY, 1967, 1975, 1983). Die Fortsetzung der Lunzer Decke im Untergrund des Wiener Beckens über Oberlaa, Aderklaa, Gänserndorf und Ollersdorf mit ihrem Hauptelement, der enorm gepreßten Gießhübler Mulde, ist aus zahlreichen Bohrungen bekannt geworden (J. KAPOUNEK et al., 1964, 1968; A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973; A. KRÖLL, K. SCHIMUNEK et al., 1981, G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981, G. WESSELY, 1975, 1983) — Abb. 113.

4. Von Altenmarkt/Enns über den Königsbergzug, Göstling, Urmannsau, Puchenstuben, Klosteralpe, Kleinzell, S Altenmarkt/Triesting bis Mödling zieht die Front des Tirolikums, das durch die kräftigen Faziesunterschiede in seinem Vorderabschnitt eine intensive tektonische Formung zeigt, während die hinteren Teileinheiten im Süden gleich einem Paket langer Schubbretter relativ ruhig übereinanderliegen. Westlich der Weyerer Bögen liegt die tirolische Front in der mächtigen Sengsengebirgs-Antiklinale vor. Die Fortsetzung dieses Antiklinalzuges jenseits der Weyerer Struktur stellt zweifellos die Gamsstein/Sulzbach-Antiklinale dar (P. STEINER, 1965, S. 281; Abb. 1). Diese Fortsetzung der tirolischen Stirn östlich der Weyerer Bögen war früher als eine südliche Schuppe der Lunzer Decke, die Sulzbach-Schuppe F. TRAUTH, gewertet worden. Mit der Weiterverfolgung dieser Einheit über die gesamten östlichen Kalkalpen von Puchenstuben bis in das Schwechatfenster hinüber wurde diese stets hangend und liegend kräftig überschobene Einheit vom Verfasser (1966 b, S. 154 ff.) als Sulzbachdecke von der verbleibenden Lunzer Decke abgegliedert. Ihren abgerissenen westlichen Teil stellt die Reiflinger Scholle dar (F. TRAUTH, 1937, S. 507; P. STEINER, 1965, S. 284; 1968, S. 74). Das bemerkenswerteste an der Sulzbachdecke ist die bis 15 km breite (Bohrung Mitterbach 1) verkehrte Lagerung dieser Einheit auf weiten Strecken gegen Osten hin. Das Hauptantiklinalelement dieser Einheit, die Gamsstein-Sulzbach-Antiklinale, entwickelt im Westteil der Decke zwischen Altenmarkt/Enns und Lunz durch Überkippung gegen Norden einen mächtigen Verkehrtschenkel, der eine über die Trias hinaus bis in das Neokom reichende Schichtfolge führt (A. RUTTNER, 1949, 1979; P. STEINER, 1965, 1968). Besonders zerrissen ist jener Abschnitt der Sulzbachdecke, der vom Göstlinger Querstörungsbündel S Göstling durchzogen wird: A. RUTTNER (1979, Abb. 18) hat diese Region in fünf lokale Schuppen aufgelöst, deren Zuordnung zu den Hauptstrukturelementen dieser Decke noch offen blieb.

5. Vom Polzberg-Stierhaltkogelstock E Lunz angefangen schiebt sich nun der Hangendschenkel dieser liegenden Antiklinale an einer einreißenden Abscherungsfläche stärker vor und wird so durch die rasch wachsende Überschiebungsweite an dieser Scherfläche gegen Osten hin zu einer selbständigen Decke, der Reisalpendecke (A. RUTTNER, 1949, S. 112, Taf. 1; A. TOLLMANN, 1966 b, S. 154 f., 180 ff.). Die Sulzbachdecke ist nun östlich vom Stierhaltkogel in der gesamten Länge bis zum Schwechatfenster bei Baden am Alpenostrand auf eine verkehrte Serie beschränkt, die in dem durch zahllose Fenster erschlossenen Abschnitt um Annaberg bereits obertage die ansehnliche Breite

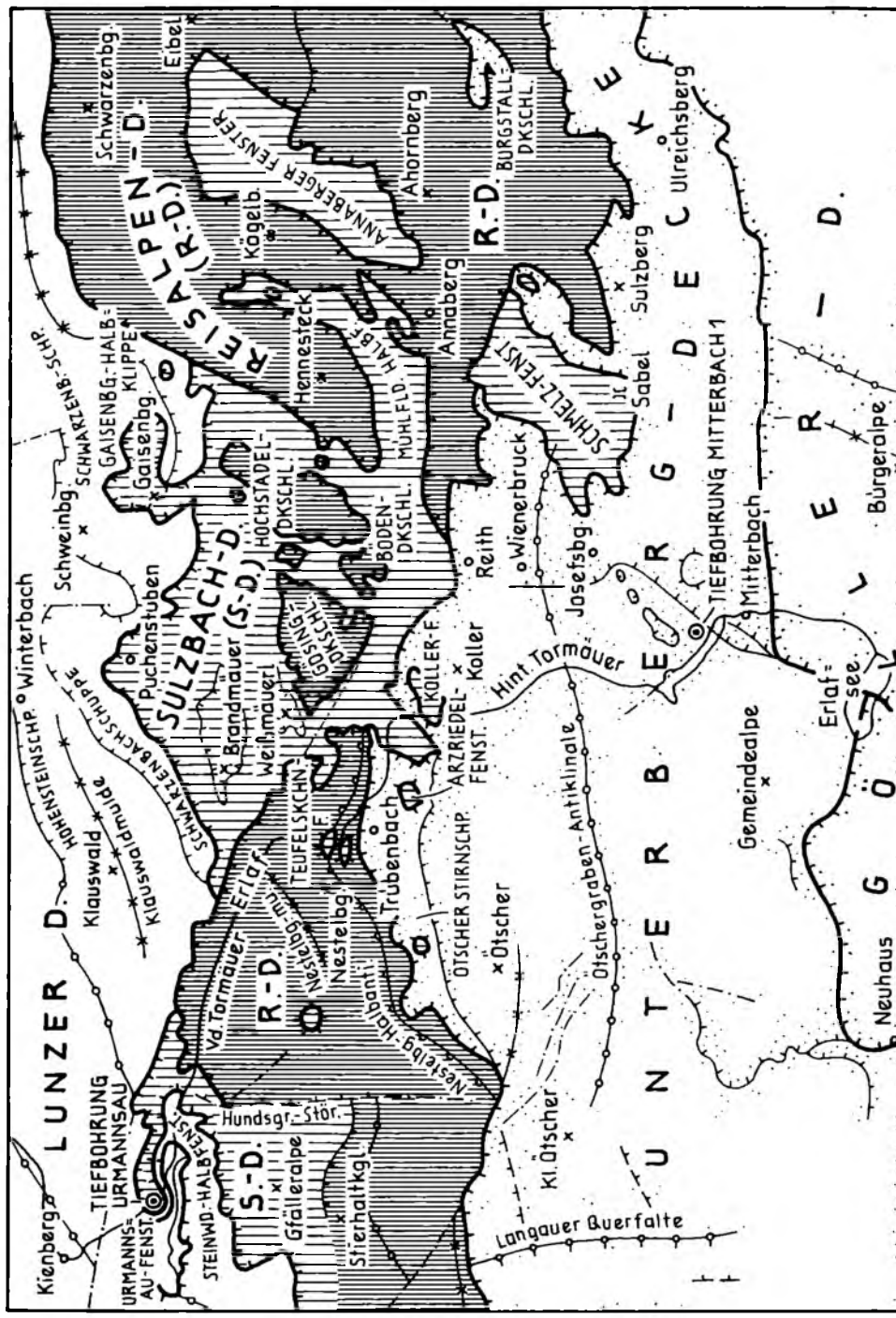


Abb. 110: Tektonische Skizze des Ötscherlandes im komplex gebauten kalkvoralpinen Deckenland Niederösterreichs, reichlich mit Fenstern und Deckschollen gesegnet – A. TOLLMANN (1976 b, Taf. 5), ergänzt nach R. SPENDLINGWIMMER (1984, Kl.).

von 10 km erreicht, während durch die Bohrung Mitterbach 1 (1981) sogar eine Breite von 15 km belegt worden ist (Abb. 8). Der Charakter der Reisalpendecke als Vielfaziesdecke wird von G. HERTWECK (1961, Taf. 4), A. TOLLMANN (1973 b, Abb. 15, S. 35) und G. BUCHHOLZ (1979, S. 114 ff., Abb. 22) klargelegt: Der Mittelabschnitt zwischen Türnitz und der Region N Rohr gehört der dolomitreichen Rohrer Fazies an, der Ost- und Westabschnitt liegt im Bereich der Lunzer Fazies. Die Auflösung des Westteils dieser Decke in eine große Zahl von Deckschollen und Halbklippen bzw. die Durchlöcherung durch Fenster in Raum Gösing–Annaberg ist durch E. SPENGLER (1928 a, S. 93 ff.), A. TOLLMANN (1966 b; 1976 b, Taf. 5), G. HAGENGUTH, E. POBER et al. (1982, Taf. 1) und R. SPENDLINGWIMMER (1984) ausführlich geschildert worden – Abb. 110. Die Reisalpendecke erreicht nicht den Alpenostrand, sondern wird südlich von Altenmarkt/Triesting durch die höheren Decken des Tirolikums abgequetscht (G. HERTWECK, 1961). Eine eingehende Spezialstudie hat G. BUCHHOLZ (1979) dem Aufbau des tektonischen Körpers der Reisalpendecke gewidmet, ihren Mächtigkeitswerten, ihrer Fazies, ihrem axialen Verhalten: Daraus geht hervor, daß besonders im Einschwenken aus der W-E-Richtung in die karpatische Richtung und an inneren Schrägstrukturen der Tiefe die Wirkung der stauenden Böhmischen Masse beim mehrphasigen Vorschub der voralpinen Decken, besonders dieser Einheit, ablesbar wird.

6. Die höheren tirolischen Teileinheiten, Unterberg- und Göllerdecke, stellen aufrechte, gegen Süden einfallende Schichtplatten dar, die weithin nur aus Mittel- und Obertrias bestehen, und mit ihrem West- und Ostteil in die voralpine Dachsteinkalk-

Abb. 111: Als Wahrzeichen des kalkvoralpinen Ötscherlandes überragt der Ötscher als Fernling an der Stirn der Unterbergdecke das umgebende, wechselvoll aufgebaute Land. Blick von Süden auf den Gipfelaufbau von Dachsteinkalk über Hauptdolomit (Ötscherfazies – voralpine Dachsteinkalkfazies).

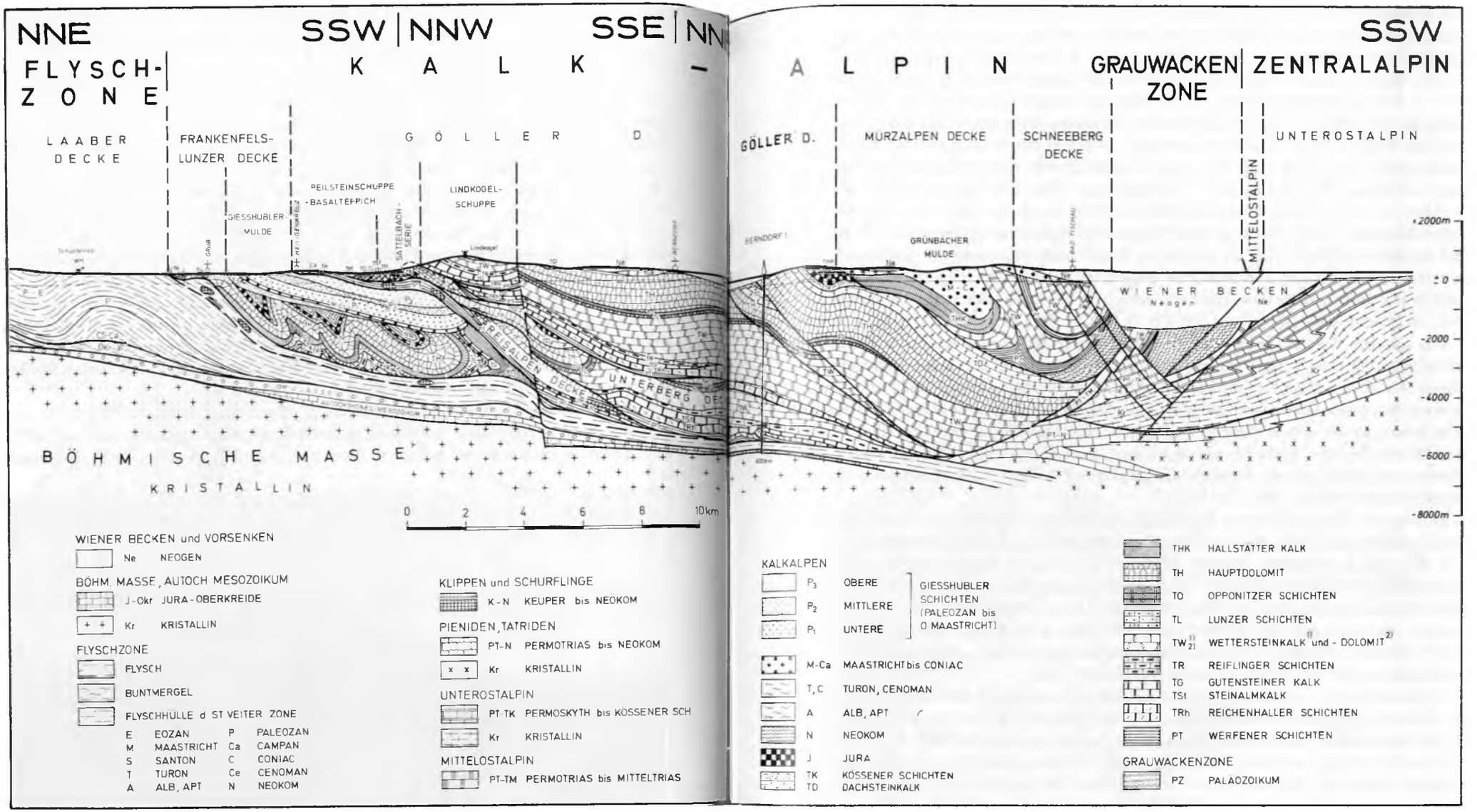


Abb. 112: Profil nahe dem Ostrand der Kalkalpen im Meridian der Tiefbohrung Berndorf 1 nach G. Wachtel & G. Wessely (1981, Abb. 7).

fazies (Ötscherfazies – Abb. 111), im Mittelabschnitt aber ebenfalls in die trostlose dolomitreiche Rohrer Fazies zu liegen kommen. Nur im Gebiet südlich von Lunz zeigt die Unterbergdecke eine mäßige Stirneinrollung, sonst sind Stirnplatten der Grundtypus der Frontzone. Beide Decken setzen im Westen im Bereich des Gamser Gosaubeckens (H. Kollmann, 1964) an, die Deckengrenzen werden durch die Gosau überlagert, die selbst wiederum im Süden unter nachgosauischen Aufschuppungen der Göllerdecke eingeklemmt ist. Im Abschnitt östlich vom Scheiblingstein ist aus der Unterbergdecke von A. Ruttner (1949) kräftiger Querfaltenbau beschrieben worden. Dieser Mittelabschnitt der beiden Decken weist eine sehr ruhige Lagerung auf (E. Spengler, 1931, Kt.). Bei Mitterbach zeigt die Unterbergdecke eine erst durch R. Spendlingwimmer (1984) erfaßte NNE-streichende Queraufschuppung, deren Front durch eine Reihe von Deckschollen SW Josefsberg begleitet ist. Der Südrand der Göllerdecke ist durch die nachgosauische Aufschuppung der Tribeinschuppe südlich von Mariazell gegliedert. Entlang der Puch-

berg-Mariazeller Linie ist hier entlang der Grenze zu den Mürztaler Alpen bereits die langgestreckte hochalpine Halltalscholle erhalten, welche aus dem Hallstätter Südkanal abgeleitet wird (E. SPENGLER, 1959, S. 277 f., Taf. 4; R. LEIN, 1981, Taf. 12). Erst im Osten, ab dem faziesbedingten Knick der Einheiten zur karpatischen Richtung (E. SPENGLER, 1959, S. 303; G. HERTWECK, 1961, S. 73), wird die interne Gliederung der Decken lebhafter, die Schubweiten werden bedeutender, ab Gutenstein gegen Osten hin spaltet sich noch die Peilsteindecke als Zwischenelement zwischen den beiden anderen tirolischen Einheiten ab. Die Unterbergdecke zeigt im Gaisstein und Almesbrunnberg kräftige Faltung (L. KOBER, 1911 a, S. 107, Taf. 3; G. HERTWECK, 1961, S. 41, Taf. 2, Prof. 17–20). Die Peilsteindecke, die bei Neuhaus breit die Triesting quert, trägt die von der Göllerdecke ableitbare, kräftig überschobene Muggendorf-Hohenwarter Deckscholle N Pernitz und erscheint nördlich vom Lindkogel bei Baden nochmals unter der Göllerdecke als innerer Rahmen des von L. KOBER 1908 entdeckten Schwechatfensters, in dessen Tiefe ja die verkehrt lagernde Sulzbachdecke bei Sattelbach aufscheint (G. HERTWECK, 1965; B. PLÖCHINGER, 1970, Taf. 1; 1974 b, S. 110; A. TOLLMANN, 1971 c, S. 125; 1976 b, S. 301). Die von der Göllerdecke bereits erwähnte Schuppung unter der Wucht der hochalpinen Decken nimmt gegen Osten an Stärke zu, vor der Mürzalpendecke der Hohen Wand reihen sich Hohe-Mandling-, Vd.-Mandling-, Dürre-Wand- und Dürre-Leiten-Schuppe hintereinander an. Die Göllerdecke erreicht am Alpenostrand beträchtliche Breite, da sie vom Anningermassiv mit seinen Mulden bei Mödling (B. PLÖCHINGER, 1979 b) bis zum Kalkalpensüdrand reicht, wo sie unter der Mürzalpendecke NW Ternitz und in den inneren Fenstern des Juvavikums (Hengst-, Ödenhoffenster) hervorschaut (B. PLÖCHINGER, 1981, S. 31 ff.).

In neuester Zeit ist auch der Tiefbau dieser östlichen Kalkalpen durch ein Explorationsprogramm der ÖMV-AG im Zusammenhang mit kalkalpinen Tiefbohrungen, wie z. B. Berndorf 1, ausgelotet worden. Gravimetrische und seismische Messungen sowie etliche Tiefbohrungen haben den Tiefgang der Kalkalpen in ihrem Südteil bis über 6000 m erfassen lassen und zur Abgrenzung der Decken in der Tiefe entscheidend beigetragen, wie besonders die Arbeiten von G. WACHTEL & G. WESSELY (1981), A. KRÖLL et al. (1981) und G. WESSELY (1983) so eindringlich dokumentieren, in denen man bis zu Strukturkarten der Deckenunterkanten vorgestoßen ist.

Abschließend ist noch einer Struktur zu gedenken, die die Kalkvoralpen in der ganzen Breite betroffen hat: Die Eindrehung des Ostflügels der Weyerer Bögen, die bis vor die davon nicht beeinflußten hochalpinen Decken heranreicht (Abb. 107). Zunächst sei erinnert, daß die noch bei E. SPENGLER (1959, S. 241) anzutreffende Auffassung einer primären Anlage der Struktur in der Geosynklinale klar durch fazielle und tektonische Korrelierung der Einzelelemente widerlegt ist (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 171, 1964 d, S. 97 ff., 1976 b, S. 207; K. POLL, 1972, S. 18 f.). Nach dem vorgosauischen Deckenschub und der Längsfaltenbildung griff die Gosau über diese Strukturen hinweg. Die Eindrehung und Überfahrung der Gosau durch den an einer Querstörung nach dem Muster der Göstlinger Linie ausgehobenen Ostflügel erfolgte im Alttertiär. Die Eindrehung erfolgte offenbar durch Quereinengung und Vorwärtsbewegung des durch diese Störung am Westende frei endenden Ostflügels. Als Ursache mag entscheidend der Seitendruck beteiligt gewesen sein, der sich beim alttertiären Vorschub des konkaven Kalkalpenbogens im Übergang zu den Karpaten ergeben hatte. Heute kann die einst so umstrittene

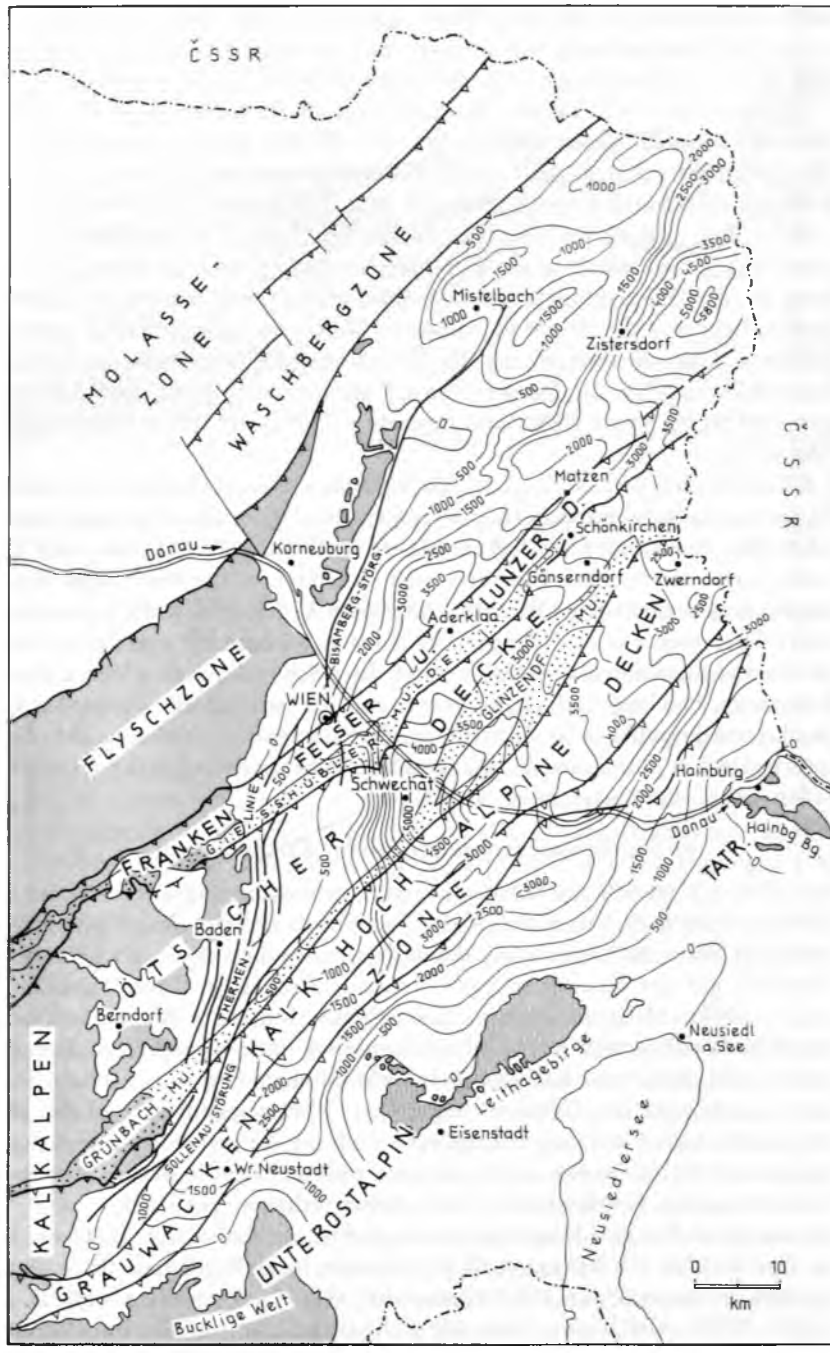


Abb. 113: Die Fortsetzung der kalkalpinen Einheiten im Untergrund des Wiener Beckens nach G. Wessely (1984).

tektonische Eindrehung der Weyerer Bögen auch mit Hilfe der Paläomagnetik belegt werden, wie die Untersuchung von Lunzer- und Kreidesandsteinen des eingedrehten Ostflügels durch P. STEINHAUSER und den Verfasser (1981, S. 21) ergeben hat.

Das Ostende der Kalkalpen wird obertags an der sogenannten Thermenlinie, dem Bruchsystem gegen das Neogen des Wiener Beckens, erreicht (S. 521 f., Abb. 238–241). Dieses System stellt eine Staffelbruchtreppe dar, bei der sich die Einzelbrüche seitlich ablösen (H. KÜPPER, 1950, Taf. 6; B. PLÖCHINGER, 1958, Abb. 1; A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 1; F. BRIX et al., 1982; G. WESSELY, 1983, Taf. 2). An diesere ersten Bruchschar sinken die Kalkalpen erst in einige hundert Meter Tiefe unter die Neogen-Bedeckung ab, der Hauptabbruch, der Leopoldsdorfer Verwurf mit einigen Kilometern Sprunghöhe, liegt erst ein Dutzend Kilometer weit vom Kalkalpenrand entfernt im Beckeninneren. Über die Fortsetzung des Tirolikums und Juvavikums im Untergrund des Wiener Beckens geben die Arbeiten von J. KAPOUNEK et al. (1963, 1968), A. KRÖLL & G. WESSELY (1973), A. KRÖLL (1980) und besonders G. WESSELY (1975, 1983) Auskunft – Abb. 113.

Die Kalkalpenfront verläuft in der Tiefe des Wiener Beckens von Kalksburg über die Innere Stadt, St. Stephan (hier in rund 1600 m Tiefe liegend), dann über Breitenlee, Aderklaa, Auersthal, Ebenthal zur March SE Drösing. Frankenfelser und Lunzer Decke sind in ein extrem enges, gepreßtes, steil stehendes, an der Stirne sogar überkipptes Schuppensystem gegliedert (Abb. 113). An dessen Südrand kann die Fortsetzung der Gießhübler Gosaumulde über 44 km weit bis 8 km N Gänserndorf verfolgt werden. Der Südrand der anschließenden Göllerdecke und ihrer Schuppen verläuft im Untergrund unter Laxenburg, Himberg und Thallesbrunn, wo sich jenseits der Grünbacher Gosaumulde und deren begrabener NE-Fortsetzung, der Glinzendorfer Gosaumulde, die kalkhochalpinen Decken bis Sollenau, Mannersdorf/Marchfeld und Baumgartern/March anschließen (Abb. 113: Karte; Abb. 239: Profile).

σ) Steirisch-niederösterreichische Kalkhochalpen

Dieser Abschnitt umfaßt die Kalkhochalpen in geologischem Sinne, d. h. die juvavischen Einheiten der östlichen Kalkalpen im Raum zwischen der Pyhrnlinie im Westen und der Hohen Wand im Osten sowie den schmalen, südlich davon noch in transgressivem Verband mit der Grauwackenzone erscheinenden Streifen von Tirolikum. Die Berggruppen Haller Mauern, Gesäuse, Hochschwab, Mürztaler Alpen, Rax, Schneeberg und Hohe Wand formen diese auch in morphologischer Hinsicht hochalpine Zone am Südrand der östlichen Kalkalpen. In tektonischer Hinsicht gehören sie der tektonisch allseits gegen das Tirolikum abgegrenzten Mürzalpendecke und den ihr auflagernden Deckschollen der Schneebergdecke und des tiefjuvavischen Südkanales in Salzbergfazies an. Vielfältige Faziesverzahnungen sind nicht nur in der Mürzalpendecke, sondern auch in den überlagernden Deckschollen erhalten geblieben.

An geologischen Karten liegen über dieses Gebiet im Maßstab 1 : 75.000 die Blätter Admont und Hieflau (O. AMPFERER, 1933), Eisenerz und Wildalpen (E. SPENGLER & J. STINY, 1926), Mürzzuschlag (H. P. CORNELIUS, 1936 a); Schneeberg und St. Aegyd (E. SPENGLER, 1931 a) und Wiener Neustadt (F. KOSSMAT, 1916) vor. Zusätzlich stehen an geologischen Spezialkarten 1 : 25.000 die Blätter Gesäuseberge (O. AMPFERER, 1935), Rax 1 25.000 (H. P. CORNELIUS, 1936 b), Schneeberg (H. P. CORNELIUS, 1951), Hohe Wand

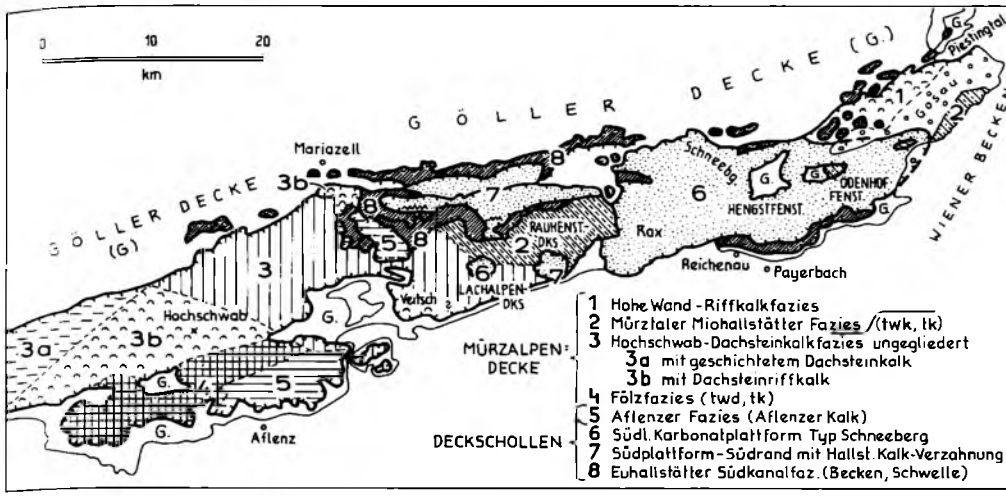


Abb. 114: Die Mürzalpendecke als Typusbeispiel für den Begriff „Vielfaziesdecke" nach A. Tollmann (1973 b, Abb. 14), ergänzt nach R. Lein (1981, Beil. 12; 1982, Abb. 1; 1984, Abb. 1).

(B. Plöchinger, 1964 a) und 1 50.000, Blatt Wr. Neustadt (F. Brix & B. Plöchinger, 1982) — jeweils mit Erläuterungen — zur Verfügung.

Die Mürzalpendecke (Abb. 107, 114) stellt ein Musterbeispiel für eine Vielfaziesdecke dar (E. Kristan-Tollmann & A. Tollmann, 1962; A. Tollmann, 1964 a). In ihrem Nordostabschnitt von der Hohen Wand bis in die Mürztaler Alpen birgt sie innerhalb ihrer Grenzen die Hallstätter Fazies des Nordkanals — die Mürztaler Fazies. Mit schräger Grenze von Gußwerk zur Veitsch setzt gegen Westen hin über Hochschwab, Gesäuseberge und Haller Mauern die Dachsteinkalkfazies an. Südlich vom Hochschwab schließlich reiht sich mit ideal überblickbarer Verzahnung die Aflenzer Fazies im Gebiet der Bürgeralpe an (E. Spengler, 1920 b, S. 224 ff., Taf. 4; H. Lobitzer, 1974, Abb. 1), die als Beckenfazies eines mittleren Kanals aufzufassen ist — Abb. 55. Hallstätter Gleitdeckschollen geringen Umfanges aus dem Südkanal liegen tektonisch auf (R. Lein, 1981).

Diese 140 km lange und 10—15 km breite juvavische Einheit ist erst 1962 (E. Kristan-Tollm. & A. Tollmann) erfaßt worden. Zuvor waren in den östlichen Kalkhochalpen entweder zwei faziesverschiedene Hallstätter Decken und eine hochalpine Decke unterschieden worden (L. Kober, 1912 b, S. 381 ff.; W. Medwenitsch, 1958 b), oder es war über einem den Hauptteil des Gebietes umfassenden „tirolisch-basalen Gebirge" ohne Anerkennung von Hallstätter Decken nur eine Schneebergdecke (E. Spengler, 1931 b, S. 527) bzw. Lachalpendecke (F. Heritsch, 1921, S. 119; H. P. Cornelius, 1939, S. 164) angenommen worden, oder aber ist die nachmalige Mürzalpendecke in drei verschiedene, zum Teil „voralpine" Decken gegliedert worden (E. Lahn, 1934, S. 259). Nur E. Spengler (1959, Taf. 4) hatte zutreffend zusätzlich einen Hallstätter Südkanal in Salzbergfazies angenommen, in dem er allerdings auch die Südteile der Schneebergdecke wie Roßkogel, Rauhenstein etc. beheimatete.

Die Deckennatur dieser großen Vielfaziesdecke, die tief- und hochjuvavische

Elemente ungeteilt vereint, beruht auf folgenden Fakten: Im Ostabschnitt zeigen das von L. KOBER (1912 b, S. 367) entdeckte Hengstfenster und das von F. KOSSMAT (1916, Kt.) und O. AMPFERER (1916, S. 222) erfaßte Ödenhoffenster im Raum S Puchberg die Überschiebung der Mürzalpendecke über dem Dachsteinkalk der Göllerdecke an. Auch noch am Kalkalpensüdrand läßt sich wie im Ödenhoffenster die gleiche tektonische Abfolge der Einheiten feststellen: Unter der Schneebergdecke mit einer Serie vom Werfener Schiefer über massige Mitteltriaskalke und Tisoveckalk bis zu Spuren von norischem Dachsteinkalk erscheint in der Geyersteinschuppe ein durch Mürztaler Schichten und sogar Pötschenschichten (R. LEIN, 1975, S. 3, Abb. 1) gekennzeichnetes Äquivalent der Naßköhrschuppe der Mürztaler Alpen. Zutiefst ist hier in der Werningzone noch das tektonisch amputierte Tirolikum mit einer typischen Serie von den Prebichlschichten bis in die anisische Rauhwacke vertreten (L. KOBER, 1909; E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1962, S. 11; B. PLÖCHINGER, 1967, S. 96 ff., Abb. 17).

Der Nordrand der Mürzalpendecke ist im Raum S Mariazell und Hinterwildalpen seit langem als Überschiebungsfläche bekannt. Die entgegen unserer Darstellung von 1962 von A. THURNER (1963, S. 74) und H. KOLLMANN (1964, S. 149) heftig bestrittene tektonische Natur des Deckenrandes im Schwabeltal SE Lainbach beim

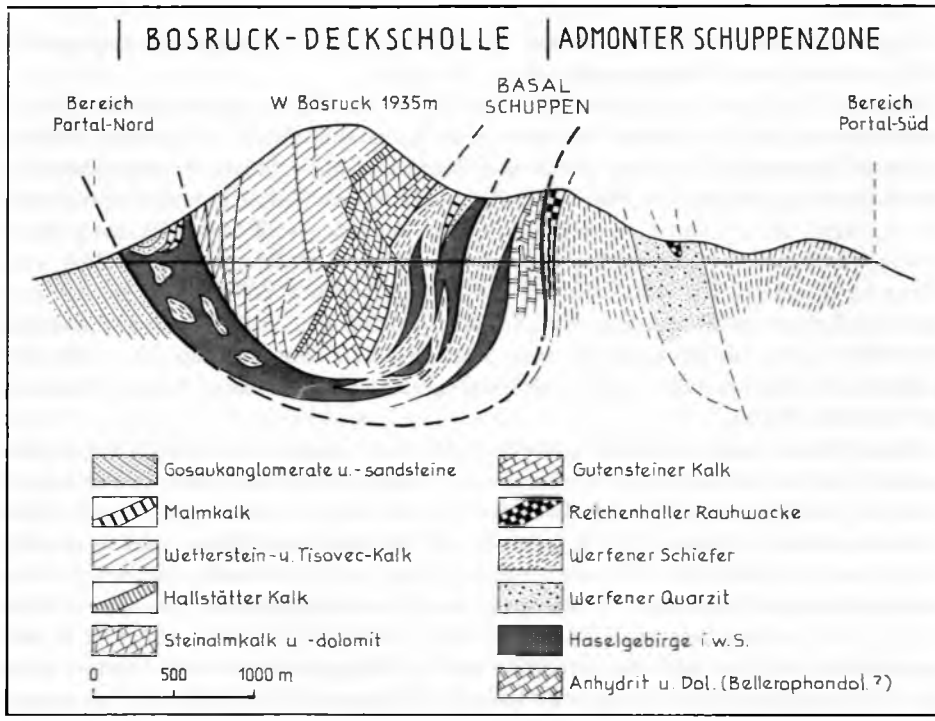


Abb. 115: Die Bosruck-Deckscholle als Südrandscholle der südlichen Karbonatplattform in Übergang zum Hallstätter Südkanal ist durch Verzahnung des Hallstätterkalkes mit dem „Hochgebirgskalk" TRAUTHS gekennzeichnet. Profil nach dem Tunnelaufschluß durch W. NOWY & R. LEIN (in W. DULLO et al., 1983, Abb. 9; ergänzt 1984 von den Autoren).

Gesäuseausgang konnte durch J. MAURACHER (1976) – vgl. A. TOLLMANN, 1976 b, S. 363, 370 – eindeutig bewiesen werden. Die bedeutende Schubweite des Westabschnittes der Mürzalpendecke ist aus den Überschiebungskontakten der Gesäuseberge und Haller Mauern über der Werfener Schuppenzone abzuleiten. Der Fernschub am Südrand der Mürzalpendecke ist in weiten Teilen des Westabschnittes durch den Faziesunterschied der hochalpinen Einheit mit ihrem permischen Haselgebirge über dem mit den gleichaltrigen Prebichlschichten der Grauwackenzone transgressiv auflagernden tirolischen Südrandstreifen ebenfalls belegbar, obgleich hier das Tirolikum unter der Wucht der hochalpinen Decke, wie auch sonst am Kalkalpensüdrand, tektonisch auf seine basalen Schichtglieder reduziert worden ist.

Betrachten wir im folgenden die Verhältnisse der Mürzalpendecke von Westen gegen Osten fortschreitend.

Vor dieser Erörterung aber sei zunächst noch kurz des Bosruck S Spital am Pyhrn (G. GEYER, 1907) gedacht, der wie ein Auslieger der Mürzalpendecke im Westen vorgelagert ist (Abb. 115). Durch seine mitteltriadischen Hallstätter Kalke am Südrand, seine Serie mit Tisoveckalk bzw. „Hochgebirgskorallenkalk" unterscheidet er sich deutlich von der benachbarten Mürzalpendecke mit ihrer Ramsaudolomit/Carditaschichten/Dachsteinkalkfolge und ist daher nicht zu dieser, sondern im Sinne von R. LEIN (1976, Abb. 6) in gleiche Position wie Dachsteindecken- und Schneebergdeckensüdrand (mit ihren Verzahnungen zu mitteltriadischen Hallstätter Kalken des Südkanals) zu stellen. Von dort her ist diese zweigeteilte Scholle durch einen tiefmalmischen Gleitvorgang zu beziehen: Und zwar zuerst der aus Haselgebirge und Werfener Schiefer bestehende Sockel (P. WALSER, 1981, Abb. 5, S. 240) aus dem ganz im Süden gelegenen Becken des Südkanals und dann durch ein späteres Nachgleiten der hangende Schollenteil, der vom etwas weiter nördlicher gelegenen hochjuvavischen Plattformsüdrand abstammt (W. NOWY & R. LEIN in W. DULLO et al., 1983). Die Juraspäne zwischen den beiden Schollen sind durch sekundäre Einengung eingezwickt. Der Sockelteil ist nach R. LEIN (1983 b) demnach direkt der Wurzener Deckscholle westlich vom Pyhrnpaß äquivalent, das Ensemble etwa dem Deckschollenpaket des Student in den Mürztaler Alpen.

Der ebenfalls östlich der Pyhrnlinie einsetzende westliche Abschnitt der Mürzalpendecke, die Haller Mauern, bilden im großen gesehen ein gegen NE und N abfallendes Halbgewölbe (O. AMPFERER, 1926, Abb. 11 f.) aus Ramsaudolomit, wenig Karn, etwas Tisovecdolomit und einer deckenden Dachsteinkalkplatte, über der sich noch Reste von tieferem Jura finden. Die im SE-Abschnitt der Haller Mauern seit O. AMPFERER (1935, S. 45, Abb. 21) angenommenen Grabneralmdeckschollen aus Raibler Schichten existieren nicht, sondern dieses nur wenig aufgeschuppte Schichtglied gehört der Mürzalpendecke selbst an (A. TOLLMANN, 1976, S. 368; R. LEIN, 1983, S. 245).

Aus dem nördlichen Vorland der Haller Mauern zum Windischgarstener Becken hin haben B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968, S. 184 ff., Taf. 2) die kräftige Verschuppung des aus Perm und Tieftrias bestehenden tirolischen Abschnittes beschrieben, dessen Struktur dem Admonter Schuppenland südlich der Haller Mauern vergleichbar ist. Vor der Stirn dieser Bergkette liegen im Norden isolierte Malmkalkschollen dem Schuppenland auf.

Das Admonter Schuppenland umfaßt das vorwiegend aus tieftriadischen Gesteinen, besonders Werfener Schichten, bestehende Gebiet zwischen der Pyhrnlinie

im Westen und den Gesäusebergen im Osten, das als genaues Gegenstück der Werfener Schuppenzone südlich der Haller Mauern den tirolischen Kalkalpensüdrand bildet (G. GEYER, 1907; O. AMPFERER, 1926; E. SPENGLER, 1928 b, S. 17; 1959, S. 228; A. TOLLMANN, 1976 b, S. 267 f.). Die Hauptelemente dieser Zone stellen die mit Prebichlschichten der Grauwackenzone auflagernde, südlicher gelegene Pleschbergschuppe aus mächtigem skythischem Quarzit und die nördlicher gelegene Gstattmayerschuppe dar (A. TOLLMANN, 1976 b, S. 267). R. HESS (1981, S. 142) hat diese Region der Admonter Schuppenzone tektonisch im Detail aufgelöst, die beiden genannten Schuppenzüge in neun Einzelschuppen aufgelöst und darüber im Hangenden noch die Bacher- und schließlich Schwarzkogelschuppe mit zusammen weiteren fünf Untereinheiten ausgegliedert. Die primär N- bis NW-vergenten Falten sind nach HESS als ältere Hauptelemente, als Leitstrukturen, dieses in der Hauptsache nordvergent geformten Schuppenpaketes anzusehen. Den Abschnitt der Admonter Schuppenzone südlich der hohen südwestlichen Gesäuseberge hat W. DULLO (1979, S. 76 ff., Abb. 15) neu gegliedert: Die hier wesentlich breiter als bei AMPFERER erfaßte Zone besteht vorwiegend aus Prebichl- und nur untergeordnet aus Werfener Schichten. Die Verschuppung mit dem Rücken der Grauwackenzone äußert sich hier durch die Hochschuppung der Lahngangdeckscholle aus Silbersbergschiefern über das Permoskyth der tirolischen Schuppenzone (K. BÜCHNER, 1970, S. 95; W. DULLO, 1979, S. 36, 79). Stellenweise scheint diese Schuppenzone am Südrand tektonisch ganz abgequetscht zu sein, so daß Haselgebirge der Mürzalpendeckenbasis in unmittelbaren Kontakt zur Grauwackenzone kam und dann sogar noch Grauwackenspäne unter Schuppenzonenelemente mit Prebichlschichten eingewickelt und zu tektonischer Brekzie verwandelt worden sind: K.-H. BÜCHNER (1970, S. 95; 1977, S. 300) berichtet von zwei derartigen Stellen im Raum von Admont und betrachtet mit Recht die Auflagerung der dortigen Prebichlschichten über der Grauwackenzone als tektonisch.

Die Mürzalpendecke setzt in den Gesäusebergen mächtig gegen Osten fort. Sie besitzen die gleiche Schichtfolge wie die Haller Mauern und sind durch den Ramsaudolomitsockel und den Dachsteinkalkoberbau der Bergstöcke markant gegliedert. In neuerer Zeit hat man erkannt, daß von hier gegen Osten hin in zunehmendem Maß der Ramsaudolomit durch Wettersteinkalk ersetzt wird (E. SPENGLER, 1959, S. 235; K. BÜCHNER, 1974, S. 80). Die Gesäuseberge bilden ein großes, gegen Osten abtauchendes Gewölbe, im Kern der Länge nach durch die gewaltige Gesäusestörung gegliedert. Die am Gesäuseeingang beiderseits aufragenden Dachsteinkalkklötze Himbeerstein (N) und Haindlmauer (S) sind seit O. AMPFERER (1926, S. 172 ff.) und L. KOBER (1938, S. 123) bis jüngst als Inhalt eines Halbfensters unter dem im Osten rahmenden Ramsaudolomit betrachtet worden. K. BÜCHNER (1974, S. 89, Taf. 5) aber konnte auch aus faziellen Gründen belegen, daß die beiden Kalkklötze nicht Halbfensterinhalt, sondern verschiedener Herkunft sind: Die Haindlmauer ist aus dem riffnahen Rückland der Reichensteingruppe 2,5 km weit als Deckscholle nach Norden verfrachtet worden, während der Himbeerstein als lagunärer Dachsteinkalk – nach der Erkenntnis von K. BÜCHNER (1970, Profiltaf., 1974, Taf. 4), daß der im Osten anschließende Bruckstein aus Wettersteinkalk besteht – als der an der nördlich davon durchlaufenden Gesäusestörung abgesenkte Hangendteil dieses Zuges aufzufassen ist. Das „Gesäusehalbfenster" im alten Sinn ist deshalb hinfällig geworden, wie R. LEIN (1983 b) ausgeführt hat.

Der Dachsteinkalkmantel des im Gesäuse axial gegen Osten abtauchenden Gewölbes der Mürzalpendecke setzt mit Buchstein, Gstatterstein und Hochtor ein. Die nördlich von Gstatterboden gegen Osten durchlaufende kräftige, von Mylonit begleitete, nachgosauische Gesäusestörung hat außer einer im Westen bis 1500 m erreichenden Absenkung des Südflügels (K. Büchner, 1974, S. 88) vielleicht auch eine Seitenverschiebung bewirkt, über deren Ausmaß und Bewegungssinn die Meinungen auseinandergehen (E. Spengler, 1959, S. 271, A. Tollmann, 1976 b, S. 367). Der Südostteil der Gesäuseberge ist kräftig an NE-streichenden Achsen gefaltet. Über der Jurafüllung dieser Mulden sind Reste der 1885, S. 14, von A. Bittner erahnten und von O. Ampferer (1935, S. 12) beschriebenen Hüpflinger Deckschollen erhalten geblieben, und zwar die kleine, gut überblickbare Rotofenscholle im Norden und die 8,5 km lange Hüpflinger Deckscholle im Süden. R. Lein (1983, Abb. 3) konnte nach Conodontentests zeigen, daß diese Scholle im Gegensatz zur bisherigen Meinung eine komplette, invers liegende Hallstätter Graukalkserie umfaßt. Sie setzt mit dem ladinischen Wettersteinkalk und mit oberladinisch-tiefkarnischem „Hüpflinger Kalk" (grauer bis hellrötlicher, auch knolliger, hornsteinführender Hallstätter Kalk) ein und reicht über Halobienschiefer, tuvalischen Hallstätter Kalk und Pedataschichten bis zu Zlambachschichten — Abb. 116. Diese aus der Beckenfazies des Hallstätter Südkanals stammenden Gleitschollen sind daher der aus gleicher Position stammenden verkehrten Naßköhrschuppe vergleichbar.

Die Mürzalpendecke selbst zeigt in diesem Südrandabschnitt der Gesäuseberge einen extremen basalen Schrägzuschnitt (O. Ampferer, 1935 b, Abb. 66).

Der Bau des östlich folgenden Hochschwab ist durch E. Spengler (1920 a, b, 1922, 1925 a, 1926) geklärt worden. Die Frontüberschiebung zwischen Siebensee, Rothmauer und Oisching liegt steil. Die Hauptmasse des Bergstockes besteht aus Wettersteinkalk und Dachsteinkalk, im Süden knüpft sich die Fölzfazies mit Wettersteindolomit, im Südosten die Aflenzer Fazies mit dem dunklen, plattigen, norischen Aflenzer Kalk und einem schieferreichen dreigegliederten Karn an. Der Südrand der Einheit liegt noch

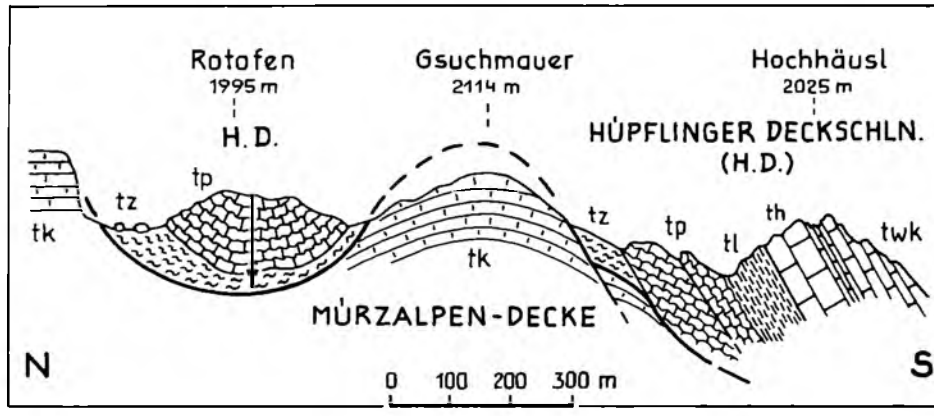


Abb. 116: Die Hüpflinger Deckschollengruppe in den Gesäusebergen stellt nach R. Lein (1983, Abb. 4) eine invers gelagerte Einheit aus dem Hallstätter Südkanal dar. Erläuterungen: twk — Wettersteinkalk (Ladin), th — „Hüpflinger Kalk" = Unterkarnischer Hallstätter Kalk, tl — Halobienschiefer, tp — Pedataschichten, tz — Zlambachschichten, tk — Dachsteinkalk.

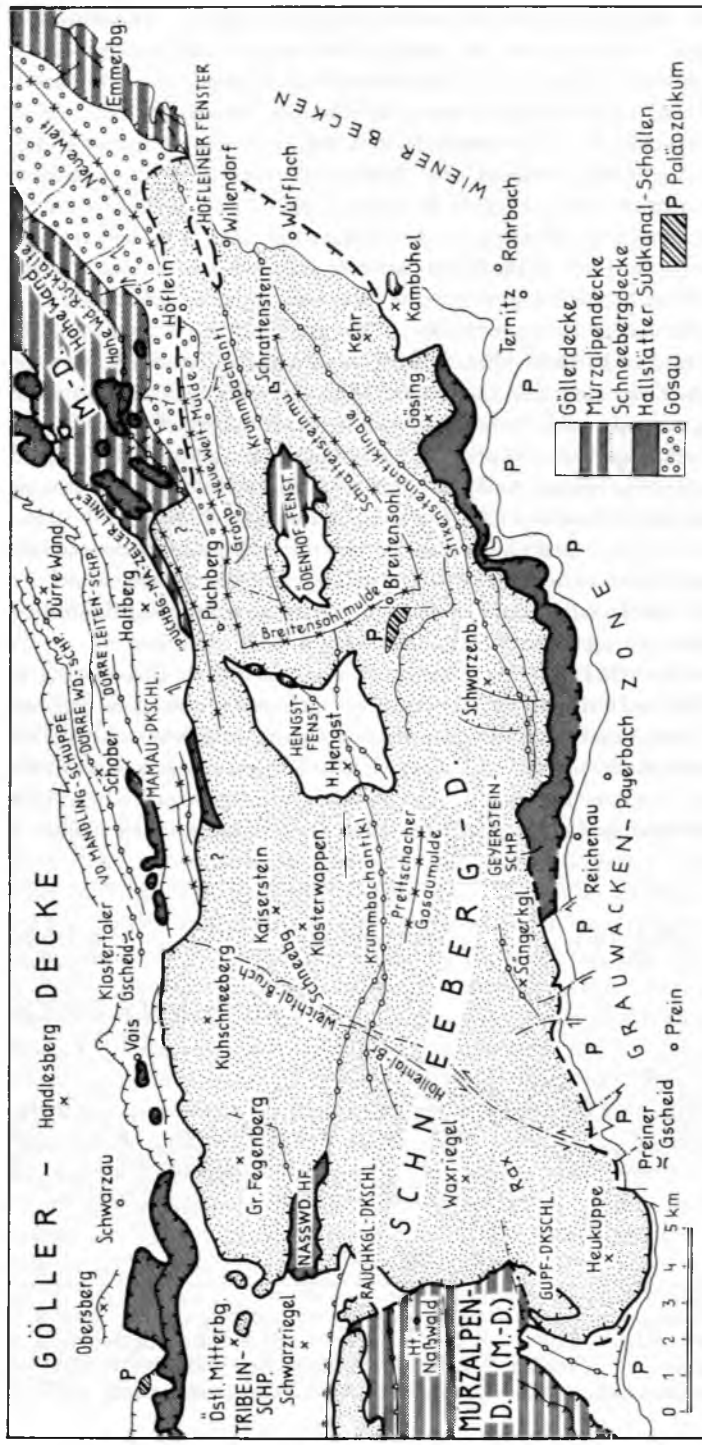


Abb. 117: Der Hauptkörper der Schneebergdecke und seine Unterlage nach A. Tollmann (1976 b, Taf. 5), ergänzt.

innerhalb der verschuppten Zone aus Werfener Schichten. Zwei Längsantiklinalen durchziehen den Hochschwabstock: die Gschöder-Antiklinale im Norden, in der im Ostteil Werfener Schiefer als Kern an der Oberfläche erscheinen und die noch kräftigere Seeberg-Antiklinale im Süden, in deren Kern bei Jassing, Buchberg und Seewiesen in der Gollrader Bucht Fenster und Halbfenster der tektonischen Unterlage, des Tirolikums, auftauchen. Die Verzahnung der Faziesbereiche im Südosten von der Dachsteinkalkentwicklung des Mitteralpenplateaus im Norden zur Aflenzer Entwicklung auf der Bürgeralpe N Aflenz ist bereits von E. SPENGLER (1920 b) und H. LOBITZER (1974) mit Einzelheiten geschildert worden.

Nach diesem tektonisch wenig gegliederten Abschnitt des Hochschwabstockes setzt in den Mürztaler Alpen mit ihren verschiedenartigen Hallstätter Faziesbildungen vom Aschbachtal N der Gollrader Bucht bis zum Westrand des zusammenhängenden Schneebergdeckenkörpers in den Westabfällen des Raxplateaus eine intensive und komplexe fazielle und tektonische Gliederung ein, die trotz intensiver Forschung seit G. GEYER (1889) erst in jüngster Zeit gut überblickbar geworden ist. Überblick über die zahllosen Deckschollen aller Dimensionen, die der basalen hochalpinen Mürzalpendecke auflagern, gibt die Karte Taf. 5 bei A. TOLLMANN 1976 b. In der Zwischenzeit ist die interne Aufsortierung dieses sehr komplexen Deckschollenschwarmes auf Grund folgender Voraussetzungen weiter gediehen: 1. Auf Grund der Erkenntnis, daß auch in diesem Ostabschnitt wie im Westen die Hallstätter und hochjuvavischen Deckschollen und Decken einem Gleittransport im Untermalm ihre Fernverfrachtung verdanken (R. LEIN, 1981, S. 228; A. TOLLMANN, 1981, S. 184) und daß hiedurch das bunte Durcheinander kleiner und kleinster Schollen in oft scheinbar chaotischer gegenseitiger Bezie-

Abb. 118: Der für die Göllerdecke namengebende Berg, der Göller. Ansicht von Südosten. Die Hauptdolomitmasse des Bergstockes taucht gegen Süden (vorne) unter die im Grunde des Halltales auflagernden tiefjuvavischen Werfener Schiefer ab.

hung erklärbar wird, während man sonst für eine derartige Tektonik unglaubwürdig breite Riesenschubdecken zu Hilfe hätte holen müssen. 2. Zufolge der Anwendung des – vom Verfasser nur für Mittel- und Westabschnitt der Hallstätter Zonen verfochtenen – Prinzipes des faziell streng eigenständigen Euhallstätter Südkanals mit Salzbergfazies durch R. LEIN (1981, S. 229) erneut im Sinne von E. SPENGLER auch für den Ostabschnitt der Kalkalpen. 3. Schließlich durch die nun mögliche exakte chronologische Einstufung mittels Conodonten der noch unklar verbliebenen Schollen oder Schichtglieder. R. LEIN (1982) hat Wesentliches zum Verständnis der ursprünglichen Geometrie dieser Schollen am Rücken der Mürzalpendecke beigetragen, so daß hier auf dieses jüngste Bild mit nur wenigen Modifikationen zurückgegriffen werden kann.

Überblicken wir zunächst die Abfolge der tektonischen Einheiten im weiteren Bereich der Mürztaler Alpen von Liegend gegen Hangend, von Norden gegen Süden, und überlegen anschließend die Genese dieses Ensembles.

1. Das Tirolikum der Göllerdecke verschwindet an der Puchberg-Mariazeller-Linie S von Mariazell, Terz, Lahnsattel, Gippel und Schwarzau unter der haselgebirgsführenden Halltalscholle (E) bzw. Dürradmerscholle (W), die beide aus dem Hallstätter Südkanal stammen. Es erscheint fensterartig durch nachgosauische Aufschuppung nochmals in schmalen Streifen hinter diesen Deckschollen in Form der Tribein- (E) und Radmerschuppe (W). Der stark ausgequetschte Rest des Göllerdeckensüdrandes ist

Abb. 119: Die „südvergenten" Falten (Süden ist rechts) des Hallstätter Graukalkes in Übergang zu Mürztaler Schichten entlang der Forststraße SE ober Frein in den Mürztaler Alpen harmonieren kraft ihres Auftretens in der verkehrten Serie der Naßköhrschuppe mit deren nordgerichtetem Transport.

schließlich noch am Kalkalpensüdrand über der Grauwackenzone unter der Mürzalpendecke bis hinüber zur Altenberger Bucht vorhanden.

2. Es folgt Hangend der Hauptkörper der Mürzalpendecke Er zeigt im Westabschnitt (Hochschwab, Staritzen etc.) die in der Mittel- und Obertrias durchgehende Seichtwasserkarbonatentwicklung ohne terrigene Sedimentunterbrechung im Karn und ist in Dachsteinkalkfazies ausgebildet. Im Raum der Mürztaler Alpen gehört diesem Deckenkörper der nun über dem Sockel aus Wettersteindolomit und Tisovec-Kalk/Dolomit erst im Nor einsetzende, zum Teil bunte Hallstätter Kalk der Mürztaler Fazies an (während die mergelreiche Entwicklung mit karnischen Mürztaler Schichten etc. der verkehrt lagernden Naßköhrschuppe ja tektonisch aufliegt). Dieser Intraplattformnordkanal zieht gegen Osten hin zum Emmerbergzug südlich der Hohen Wand bei Wiener Neustadt mit seinem roten Engelsberger Marmor (Hallstätter Kalk) weiter. Unabhängig davon hat sich im Raum südlich des Hochschwab ein ebenfalls noch Miohallstätter Mitteltrog mit der Aflenzer Fazies entwickelt, über den Seichtwasserkarbonaten der Mitteltrias mit schieferreichem Karn und den Aflenzer Schichten des Nor einsetzend. Diese vom Verfasser stets betonte Selbständigkeit der beiden Tröge entgegen des seit W. SCHLAGER (1967 a, S. 67) vielfach geforderten direkten Zusammenhanges ist nun von R. LEIN (1982, S. 218) selbst klargestellt worden, da die vermittelnden Aflenzer Kalke westlich der Mürz überhaupt erst mit dem Sevat über Obertriasdolomit einsetzen, die beiden erwähnten Tröge demnach vorher voneinander getrennt waren.

3. Über dem zusammenhängenden Körper der Mürzalpendecke lagert zunächst in den Mürztaler Alpen weithin die verkehrt liegende Naßköhrschuppe, deren verkehrte Lagerung zur einen Hälfte vom Verfasser (1967 a, S. 243, Taf. 1), zur anderen von R. LEIN (1972, S. 66: „Prolesschuppe") erfaßt worden ist – vgl. A. TOLLMANN (1976 b, S. 379). Ihre Schichtfolge reicht vom Mitteltriasdolomit über die karnischen schieferreichen Mürztaler Schichten und grauen (im Westen rötlichen) Hallstätter Kalke (Abb. 119) bis zu den Zlambachschichten. Der Verfasser betrachtet die im Aschbachtal nördlich der Gollrader Bucht der Mürzalpendecke ebenfalls tektonisch unmittelbar aufruhenden Zlambachmergel der „Fallensteinschuppe" R. LEINS (1982, Abb. 2) als westliches Äquivalent der Naßköhrschuppe (obgleich wohl auch eine Ableitung durch Gleitung aus dem Aflenzer Trog möglich wäre).

Die Unkenntnis der erst 1967 erfaßten Verkehrtlagerung der Naßköhrscholle im Mürzschluchtprofil hatte ja von der unrichtigen Stufengliederung der Trias durch E. v. MOJSISOVICS (1892, S. 776) bis zur fehlgedeuteten Tektonik bei H. P CORNELIUS (1939, S. 98, 111, Taf. 4) eine fatale Rolle gespielt.

4. Als nächsthöheres tektonisches Element liegt dieser zuvor genannten Einheit die Sauwand Tonion-Schuppe auf, aus Aflenzer Kalk und Dachsteinriffkalk bestehend.

5. Ein noch höheres Element stellt die im Osten der letztgenannten Schuppe auflagernde Studentzwischenschuppe (A. TOLLMANN, 1976 b, Taf. 5, und S. 384; ident mit Brunntaldeckscholle R. LEIN, 1982, Abb. 1) dar, die neben reichlich Werfener Schichten auch in geringem Umfang Steinalmkalk mit Spaltenfüllungen aus karnischem Rotkalk, norischem Hallstätter Rotkalk und Juraspäne enthält.

6. Das oberste tektonische Stockwerk umfaßt in der genannten Region die

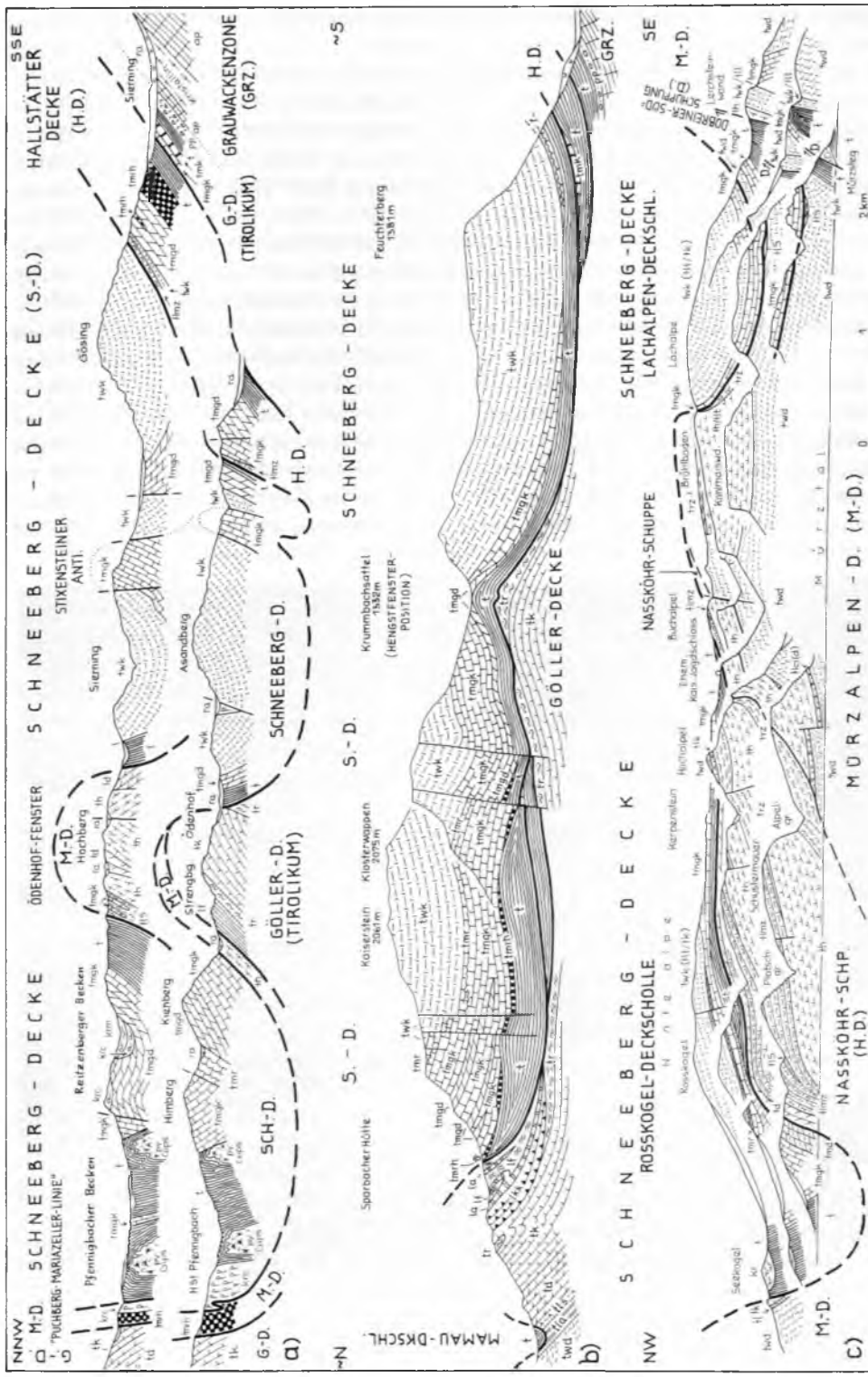


Abb. 120: Profile durch die Mürztaler Kalkalpen und den Schneeberg nach H. P. Cornelius (1939, Taf. 1; 1951, Taf. 1) mit tektonischer Deutung im Sinne von R. Lein (1972) und A. Tollmann (1973 b, Abb. 5; 1976 b, Abb. 128). Abkürzungen vgl. Abb. 121.

Student-(plateau-)Deckscholle, die aus Wettersteinkalk und -dolomit sowie transgressivem schmächtigem höherem Jura besteht. Äquivalente Deckschollen mit Seichtwasserkarbonaten mit mehr oder weniger Ansätzen von verzahnenden Beckenkalken liegen z. B. in der Roßkogel-, Rauhenstein-, Westl. Mitterbergdeckscholle (W. LEITHNER, 1983) oder, freier von Beckenrandeinflüssen, in Lachalpe, schließlich in Rax und Schneeberg vor.

Die genetische Deutung für diesen tektonischen Stapel können wir am besten aus der Betrachtung der Anordnung der im Körper der Mürzalpendecke noch in Zusammenhang stehenden Fazieszonen einerseits und den dann eben weiter aus dem Süden stammenden restlichen Fazieseinheiten (Plattform der Schneebergdecke, Buntkalke der südlichen Hallstätter Zone etc.) erschließen. Abb. 120 und 121 zeigen die sich hieraus ergebende ursprüngliche Faziesanordnung und zugleich die durch Gleittektonik bewirkte Stapelung der südlichen Randsäume am Rücken der nachmaligen Mürzalpendecke. Es zeigt sich hierbei, daß bei dem im Malm einsetzenden Gleitvorgang im wesentlichen zuerst die südlichsten, mergelreichen Obertriasbeckensedimente ins Gleiten kamen, dann auch solche der Obertrias aus dem mittleren Hallstätter Kanal (Aflenzer Becken) folgten und erst dann auch die südliche Karbonatplattform (Schneebergdecke) sich mit ihrem gesamten Triaspaket über dem gipsreichen Haselgebirge löste, dabei in verschieden große Schollen zerbrach, die ihrerseits verschieden rasch einen verschieden weiten Weg nahmen, so daß auch sie durch die Gleitung umsortiert worden sind. Man kann in diesem Fall zum Unterschied der Divertikulation, die die Schichtglieder eines Schichtstoßes durch Gleitung umschichtet, hier von Faziesdivertikulation sprechen, bei der die Fazieszonen umgruppiert werden, und zwar so, daß im allgemeinen die südlichsten, die durch die dort beginnende Hebung zuerst erfaßt werden, am weitesten gegen Norden gleiten, aber individuelle materialbedingte Gegebenheiten der Gleitmöglichkeiten zusätzlich ins Spiel kommen.

Der nur wenig von der Erosion durchlöcherte Hauptkörper der Schneebergdecke liegt in der Großscholle vor, die Rax, Schneeberg und Gösingberg umfaßt (E. SPENGLER, 1931 a, Kt.; H. P. CORNELIUS, 1936 b, 1937, 1951; B. PLÖCHINGER, 1964 a, 1967). Dennoch haben sich entlang der zentralen Hauptlängsantiklinale, der Krummbachantiklinale, vier Fenster des tektonischen Untergrundes eingestellt, die eindeutig für die (von CORNELIUS gegenüber KOBER stets zu Unrecht bekämpfte) Allochthonie dieser Decke sprechen: Das Naßwalder Halbfenster, Hengst-, Ödenhof- und Höfleiner Fenster (B. PLÖCHINGER, 1963; A. TOLLMANN, 1963 b) – Abb. 117 Ersteres und letzteres schließen nur die unmittelbar unterlagernde Hallstätter Serie der Mürzalpendecke auf, die beiden mittleren Fenster reichen darüber hinaus noch in den Dachsteinkalk der Göllerdecke durch. Auch die S. 216 erwähnte Geyersteinschuppe der Mürzalpendecke und die Werningzone des Tirolikums, beide durch bestimmte Faziesentwicklungen charakterisiert, bilden durch ihre eindeutige tektonische Unterlagerung der Schneebergdecke am Südrand einen klaren Beweis für den Fernschub der Decke, der aber auch durch zahlreiche kleinere Deckschollen in den Mürztaler Alpen belegt ist (Abb. 114) – unter der Rauhensteindeckscholle verläuft ja der neuangelegte Schneealpenstollen der I. Wiener Hochquellenleitung (F. BAUER, 1969; T. GATTINGER, 1973), der die schwebende Lagerung der Deckscholle und das Fehlen eines Pilzfaltenstiels bewiesen hat. Die Schichtfolge der Schneebergschollen reicht – heute durch Conodonten belegt – in Riff-

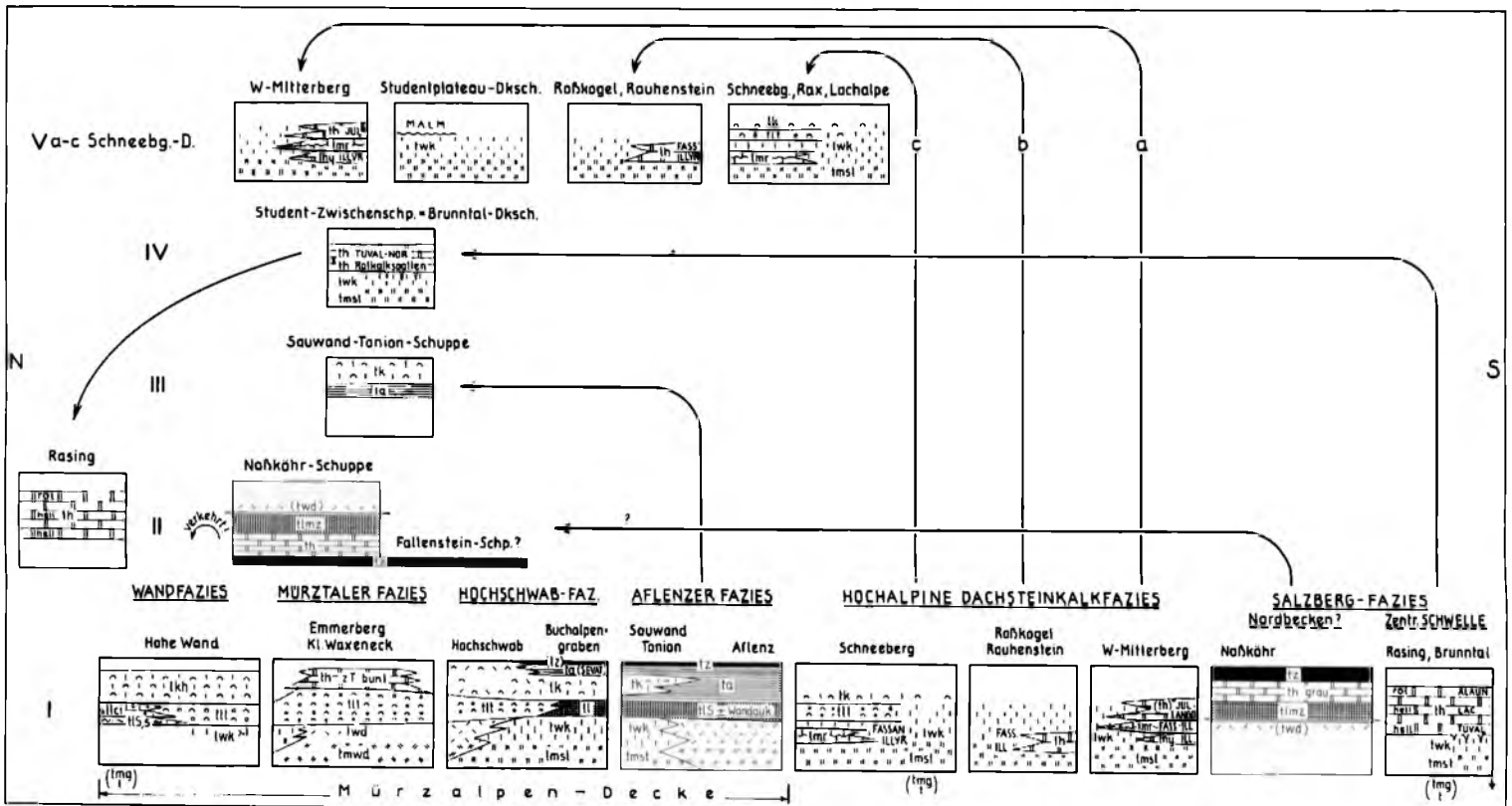


Abb. 121: Schematische Darstellung der Faziesumschlichtung durch die frühalpine Gleitschollentektonik in den östlichen Kalkhochalpen nach den Vorstellungen von R. Lein (1981, 1982) und des Verfassers. Die untere Reihe gibt die wahrscheinliche ursprüngliche Anordnung der Schollen von Norden (links) gegen Süden (rechts) an. Die Etagen I–V verweisen auf das heutige Übereinander der eingeglittenen Schollen von liegend gegen hangend. Abkürzungen vgl. Abb. 98 und 116 sowie: thy – Schreyeralmkalk, tlmz – Mürztaler Schichten, tlt – Tisovec-Kalk, ta – Aflenzer Kalk, tkh – Wandkalk.

fazies über die Wettersteinkalkmasse noch ins Karn und Nor empor (R. Lein, 1977, S. A 107 etc.). Von den von H. P. Cornelius (1951) vermuteten höheren Deckschollen ist nur die quer eingemuldete Gupfdeckscholle W der Heukuppe verblieben, während der Schwarzenberg NE Payerbach einen beiderseits ausgeschuppten Teil der Stixensteinantiklinale und keine Deckscholle darstellt.

In der Hohen Wand tritt nochmals Mürzalpendecke NE unter der Schneebergdecke zutage. Ihre fazielle Zwischenstellung zwischen Voralpin und hochalpiner Schneebergdecke sowie ihre Struktur mit der großen Rückfalte im norischen Wandkalk hat E. Kristan (1958) klargestellt. Der Stirnrand dieser Einheit ist gegen das Tirolikum im Miesenbachtal in eine Unzahl von Deckschollen und Halbklippen aufgelöst, der vorgosauische Transport wird durch eine die Deckengrenzen übergreifenden Gosau belegt. Im Südosten taucht die Wandeinheit mit der erwähnten Rückfalte unter das tief eingemuldete Neue-Welt-Gosaubecken ab und erscheint auf der anderen Seite im Emmerbergzug am Abbruch des Wiener Beckens wieder (B. Plöchinger, 1961 b, 1964 a, 1967). Auch dieser Ostteil der Mürzalpendecke im Bereich der Hohen Wand und des Emmerbergzuges zeigt im norischen Riffkalk („Wandkalk" – vgl. S. Sadati, 1981) Hallstätter Einflüsse, die schon A. Bittner (1882) in seiner großartigen „Hernstein"-Monographie herausgearbeitet hat. Wir müssen allerdings zwischen dem faunistischen Hallstätter Einfluß im Wandkalk durch Auftreten von Ammoniten, von *Halorella pedata* (Bronn) etc. – analog den Verhältnissen im Hochschwabstock – und der auch lithologisch in Hallstätter Fazies ausgebildeten südlichen Fortsetzung dieser Einheit im Emmerbergzug mit atypischem rotem norischem Hallstätter Kalk der Mürztaler Fazies unterscheiden. Hiezu kommen noch einerseits Deckschollen der Schneebergdecke am SW-Teil des Wand-

Abb. 122: Blick vom Plateau der Hohen Wand bei der Kanzel gegen WSW über das Grünbacher Gosaubecken und den Geländberg zum Schneeberg.

plateaus aus mitteltriadischen Algenkalken (Hutberg, Kaltenberg), als auch in weiterer Umgebung Deckschollen in Salzbergfazies, die aus dem Südkanal überglitten sind: Der norische Hallstätter Kalk von Hernstein (B. PLÖCHINGER, 1981, S. 98 ff., Abb. 11–12), die Mühltalscholle, die Schollen vom Balberstein bis Scheuchenstein, die Pötschenkalke und Zlambachschichten von Lanzing (R. LEIN, 1975, S. 2; 1984, Abb. 1), die dunkel- und hellroten Hallstätter Kalke der Grafenbergscholle auf der Hohen Wand (E. KRISTAN, 1958, S. 285, Abb. 3) und weiter im Westen die Hallstätter Buntkalkscholle von Losenheim bei Puchberg (E. SPENGLER, 1959, S. 283) – vgl. R. LEIN (1981, Beil. 12).

τ) Literatur

F. ALLEMANN, 1953, 1956; O. AMPFERER, 1899, 1902, 1904, 1911, 1912 a, b, c, 1914, 1915, 1916, 1921 a, b, c, 1922, 1925 a, b, 1933 a, b, c, d, 1934, 1935 a, b, 1937 a, b, 1939, 1942; O. A. & W. HAMMER, 1899, 1922; O. A. & W. HEISSEL, 1950; O. A. & F. v. KERNER, 1927; O. A. & TH. OHNESORGE, 1912 a, b, 1918; O. A. & O. REITHOFER, 1937; G. ANDORFER & J. KLEEBERGER, 1978, 1979; M. ALBABA, 1983; G. BACHMANN, G. DOHR et al., 1979, 1982; G. B., K. KOCH et al., 1981; G. B. & M. MÜLLER, 1981; G. B. & H. SCHMIDT-KALER, 1981, D. BANNERT, 1970; H. BARNICK, 1962; D. BARTH, 1968; F. BAUER, 1953, 1969; P. BECK-MANNAGETTA, 1955; H. BERTLE, 1970; H. BERTLE et al., 1970; A. BITTNER, 1882; J. BODECHTEL et al., 1984; H. BÖGEL, 1960; A. BORNHORST, 1958; H. BRANDECKER & V. MAURIN, 1982; R. BRINKMANN, 1936; F. BRIX & B. PLÖCHINGER, 1982; G. BUCHHOLZ, 1979; K.-H. BÜCHNER, 1970, 1974, 1977; M. BUCHROITNER, 1982; H. P. CORNELIUS, 1936 a, b, 1937, 1939, 1945, 1951, 1952; H. P. C. & B. PLÖCHINGER, 1952; A. CUSTODIS et al., 1939, 1965; K. CZURDA, 1978 b; A. DAURER & G. SCHÄFFER, 1983; W DEL-NEGRO, 1950, 1964 b, 1968, 1970, 1972, 1979, 1983; A. DHEIN, 1944; C. DIENER, 1903; U. DOERT, 1974; U. D. & D. HELMCKE, 1976; G. DOHR, 1981, D. DONOFRIO, G. HEISSEL & H. MOSTLER, 1979, 1980; W. DULLO, 1979; W. D., R. LEIN & A. WURM, 1983; P. ENDERS, 1967; B. ENGELS, 1960, 1970, 1975; R. FELLERER, 1966; A. G. FISCHER, 1965; P. FISCHER, 1964; A. FUCHS, 1944; W FUCHS & R. GRILL, 1984; O. GANSS, 1937, 1951, 1953, 1975, 1978, 1980; O. G., F. KÜMEL et al., 1954; P. GAITANAKIS, 1977; T. GATTINGER, 1953, 1973; T. G., G. SCHÄFFER et al., 1976; R. GAUPP, 1982; G. GEYER, 1889, 1907, 1909, 1910 a, b, 1912, 1913, 1916, 1917; G. G. & M. VACEK, 1918; G. GILLITZER, 1913; G. GÖTZINGER, R. GRILL et al., 1952; R. GRILL & H. KÜPPER, 1954; W. GROTTENTHALER, 1968; H. GRUBINGER, 1953; G. HABER, 1934; H. HAGN, 1981; F. HAHN, 1910, 1912, 1913 a, b; P. HALDIMANN, 1975; P. HAMANN & C. KOCKEL, 1957; C. HANIEL, 1911, 1914; H. HARTL, 1950; E. HAUG, 1906, 1912; E. H. & M. LUGEON, 1904; H. HÄUSLER, 1978, 1979, 1980 a, b, 1981 a, b; H. H. & D. BERG, 1980; H. H. & H. SCHWARZBÖCK, 1970; G. HEISSEL, 1976, 1977 a, b, 1978, 1981; W. HEISSEL, 1937, 1951, 1953, 1954, 1955, 1957, 1958; W. H. et al., 1965, 1967; D. HELMCKE, 1970, 1974, 1975; D. H. & J. THIERBACH, 1972; R. HENRICH & H. ZANKL, 1981; G. HERTWECK, 1961, 1965; R. HESS, 1981, K. HIRSCHBERG, 1965; V. HÖCK & W. SCHLAGER, 1964; H. HOLZER, 1964 c; B. HÜCKEL et al., 1960; R. HUCKRIEDE, 1958 c, 1959 a, b; R. H. & V. JACOBSHAGEN, 1958; V. JACOBSHAGEN, 1961, 1975; V. J. & C. KOCKEL, 1960; K. JAKSCH, 1964; W JANOSCHEK, 1964, 1968; H. JERZ & R. ULRICH, 1966; H. KALLIES, 1961; J. KAPOUNEK et al., 1963, 1964, 1968; M. KIRCHMAYER, 1956; H. KNAPCZYK & G. TICHY, 1981; M. KOBEL, 1972; L. KOBER, 1909, 1911 a, b, 1923, 1926, 1929, 1938, 1950, 1955; K. KOCH, 1966; C. KOCKEL, 1935, 1953, 1954, 1956, 1957; C. K. & M. RICHTER, 1931; C. KOCKEL et al., 1931, 1936; M. KÖHLER,

1977; H. KOLLMANN, 1964; F. KOSSMAT, 1916; M. KRALIK, 1982, 1983 a, b; H. KRAMER & A. KRÖLL, 1979; E. KRAUS, 1951, 1957; E. KRAUTER, 1908; E. KRISTAN, 1958; E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1962; A. KRÖLL, K. SCHIMUNEK & G. WESSELY, 1981; A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967, 1973; L. KRYSTYN et al., 1971 a, b, 1972; K. KUCKELKORN, 1964, 1968; J. KÜHNEL, 1925, 1929; H. KÜPPER, 1950, 1968; E. LAHN, 1934; G. LAUER, 1970; C. LEBLING et al., 1935; R. LEIN, 1972, 1975, 1976, 1977 a, b, 1981, 1982, 1983 a, b, 1984; W. LEISCHNER, 1961; W. LEITHNER, 1983; K. LEUCHS, 1907, 1926, 1927, 1948; H. LINDENBERG, 1966; H. LOBITZER, 1974; J. LÖCSEI, 1974; H. LÖGTERS, 1937 a, b; F. LOTZE, 1934; G. MANDL, 1982 a, b; J. MAURACHER, 1976; W. MEDWENITSCH, 1949 a, b, 1955, 1958 a, b, 1960, 1962, 1966, 1968; H. MILLER, 1962, 1963 a, b, 1965; E. v. MOJSISOVICS, 1903, 1905; E. v. M. & A. BITTNER, 1905; P. MÜLLER-WOLFSKEIL & W. ZACHER, 1984; K.-H. NAGEL, 1975; K. NAGEL et al., 1976; W NEUBAUER, 1949 a, b; J. NOWAK, 1911; R. OBERHAUSER, 1970; R. OSBERGER, 1952; O. OTTE, 1972; R. PAVUZA, 1983; R. PESCHEL, 1977; W. E. PETRASCHECK, 1947, 1949; J. PIA, 1913, 1924, 1943; H. PICHLER, 1963; H. PIRKL, 1961, U. PISTOTNIK, 1973, 1975; B. PLÖCHINGER, 1949, 1953, 1955, 1958, 1961 a, b, 1963, 1964 a, b, c, d, 1967, 1968, 1970, 1972, 1973, 1974, 1976, 1977, 1978, 1979 a, b, 1980, 1981, 1982 a, b, 1983, 1984; B. P. & S. PREY, 1968, 1974; E. POBER, 1982; K. POLL, 1967; S. PREY, 1964, 1969, 1980; S. PREY et al., 1959; W. QUENSTEDT, 1951; O. REIS & W. PFAFF, 1961, O. REITHOFER, 1965; O. R. & O. SCHMIDEGG, 1964; L. RENATUS, 1968; H. REUM, 1962; D. RICHTER, 1956 a, b, 1958, 1961, 1963; M. RICHTER, 1924, 1926, 1930, 1937, 1956, 1958, 1966, 1969, 1970; M. R. & R. SCHÖNENBERG, 1955; G. ROSENBERG, 1955, 1957, 1960, 1961 a, b, 1965, 1967, 1970; R. ROSSNER, 1972, 1977; A. ROTHPLETZ, 1886, 1888, 1899, 1902; A. RUTTNER, 1949, 1960, 1963, 1979; A. R. & G. WOLETZ, 1957; M. SARNTHEIN, 1962; J. SCHADLER, 1949, 1951, H. SCHAETTI, 1951; G. SCHÄFFER, 1971, 1976, 1982, 1983; V. SCHENK, 1967; M. SCHIDLOWSKI, 1960, 1961 a, b, 1962, 1966; M. SCHLAGER, 1930, 1953, 1956, 1960; M. & W. SCHLAGER, 1970, 1973; W. SCHLAGER, 1967 a, b; O. SCHLAGINTWEIT, 1912; O. SCHMIDEGG, 1952, 1955, 1959; P. SCHMIDT-THOMÉ, 1953, 1955, 1960, 1964; W. SCHNABEL, 1970, 1979; H.-J. SCHNEIDER, 1953 a, 1962; W. SCHÖLLNBERGER, 1967, 1974; H. SCHOLZ & W. ZACHER, 1983; R. SCHÖNENBERG, 1959; K.-I. SCHÜTZ, 1979; R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1981, W. v. SEIDLITZ, 1906, 1911, 1912; O. SICKENBERG, 1928; D. SOLOMINICA, 1935; E. SPENGLER, 1911, 1912, 1914, 1919, 1920 a, b, 1922, 1924, 1925 a, b, 1926, 1928 a, b, 1931 a, b, 1935, 1943, 1951 a, b, 1953, 1956, 1959; E. S. & J. STINY, 1926; R. SPENDLINGWIMMER, 1984; A. SPITZ, 1910, 1920; R. STAUB, 1924; T. STEIGER, 1980; P. STEINER, 1965, 1968; P. STEINHAUSER, A. TOLLMANN et al., 1981, W. STENGEL-R., 1958, 1962; P. TERMIER, 1903; A. THURNER, 1951, 1954, 1962, 1963; G. TICHY, 1979; G. T. & J. SCHRAMM, 1979; A. TOLLMANN, 1960 a, 1962 a, b, 1963 b, c, 1964 a, d, 1966 b, 1967 a, b, 1968 a, 1969 a, b, 1970 a, b, c, d, 1971 a, b, c, 1972 c, d, 1973 b, 1974 b, 1976 b, c, 1977 a, b, 1980 a, 1981 a, b, 1982 b; A. T. & E. KRISTAN-T., 1970; A. TOLLMANN et al., 1980 a; B. TOUSSAINT, 1971, H. TRAINDL, 1983; F. TRAUTH, 1916, 1922, 1927, 1948, 1954; F. TRUSHEIM, 1930; E. VEIT, 1963; H. VIDAL, 1953; W. VORTISCH, 1963; L. WAAGEN, 1924; G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981, F. WÄHNER, 1903/1935; P. WALSER, 1981; E. WEBER, 1942; F. WEBER, 1960; G. WESSELY, 1967, 1975, 1983; J. WESTRUP, 1967, 1970; U. WILLE-J., 1966, 1968; W. WILLMERS, 1962; E. WIRTH, 1929; H. WOPFNER, 1954; W. ZACHER, 1962 a, b, 1964, 1966 a, 1972; H. ZANKL, 1962, 1969; W. ZEIL, 1959, 1962; R. ZYLKA & V. JACOBSHAGEN, 1980.

h) Lagerstätten

α) Allgemeines

Die Erzlagerstätten der Nördlichen Kalkalpen sind wirtschaftlich von geringer Bedeutung: Derzeit stehen keine Erzlagerstätten der Kalkalpen in Abbau. Der überwiegende Teil der Erzlager dieses Gebirgszuges sind primär-sedimentärer Entstehung, wenn auch später Mobilisationen eingetreten sind: So sind die Uranvorkommen an das detritische Perm, das über der Tiroler und Salzburger Grauwackenzone transgrediert, gebunden und häufig an organischer kohliger Substanz angelagert. Ferner ist aus den permischen Basisbildungen der Kalkalpen mit verschiedener, aber stets salinarer beeinflußter Fazies Magnesit als sedimentäre Bildung bekannt. Eisenvererzungen verschiedener Art haben einerseits das Perm (Verrucano, Prebichlschichten), dann die Werfener Schichten und schließlich den Oberrand der Wettersteinkalkmasse betroffen. Die Blei-Zink-Vererzung ist stratigraphisch an das gleiche, letztgenannte Niveau am Oberrand des Wettersteinkalks im unteren Karn gebunden. Bedeutendere Manganlager stellen sich, ebenfalls niveaugebunden, in den Kieselschieferserien des höheren Jura ein.

Unter den Nichterzen kommt den salinaren Bildungen eine weit in die Vorgeschichte reichende wirtschaftliche Bedeutung zu, die besonders im permischen Haselgebirge, untergeordnet auch im Karn auftreten. Das Steinsalz, einst die wirtschaftliche Grundlage der Hallstätter Kultur im Salzkammergut, wird heute nur noch in vier Bergbaubetrieben gewonnen. Unter den zahllosen großen Gips-Anhydrit-Lagern des Haselgebirges und den weniger ansehnlichen im Karn stehen in den Kalkalpen noch ein Dutzend in Abbau, während die Betriebe im karnischen Keupergips des Semmeringsystems seit 1970 sämtlich eingestellt sind. Der bis in unser Jahrhundert vielerorts in den Lunzer Schichten und in der Gosau abgebauten Kohle kommt keine wirtschaftliche Bedeutung mehr zu, ebenso wie den Bauxitvorkommen unter der Gosautransgression des basalen Senon. Gering ist die Gewinnung von Ölschiefern aus den Seefelder Schichten in Tirol. Einen entscheidenden wirtschaftlichen Faktor hingegen nehmen die Erdöllager im Hauptdolomit im Untergrund des Wiener Beckens ein, die bereits 22% der Erdölgesamtförderung Österreichs bestreiten. Hauptdolomit ist hier das Speichergestein, das Muttergestein ist unbekannt. Man vermutet sogar ein Einwandern aus der Beckenfazies des autochthonen Jura des dritten Stockwerkes unter dem Deckenland.

Bezüglich der Natursteingewinnung im Bereich der Kalkalpen kann für den Salzburger Anteil auf die monographische und zugleich kunstgeschichtlich ausgerichtete Behandlung des Themas durch A. Kieslinger (1964) hingewiesen werden. Hier spielt besonders der Adneter Kalk in der Kulturgeschichte Österreichs und weit darüber hinaus als begehrter Werkstein für Bauten und Skulpturen eine hervorragende Rolle. Die Gewinnungsstätten, zugleich wichtige Aufschlüsse in den Steinbrüchen um Adnet, werden bei A. Kieslinger (1964, S. 202 ff., Beil.-Taf.) geschildert (vgl. S. 68) – Abb. 123. Eine österreichweite Übersicht über die nutzbaren Rohstoffe für Bauzwecke haben G. Malecki & L. Weber (1979, cum lit.) gegeben.

β) Erzlagerstätten

1. Uran: Über die allerdings nur mineralogisch interessanten Funde von Uranmineralien im Perm von Fieberbrunn, wie Pechblende, Coffinit, Zippeit, und von Mit-

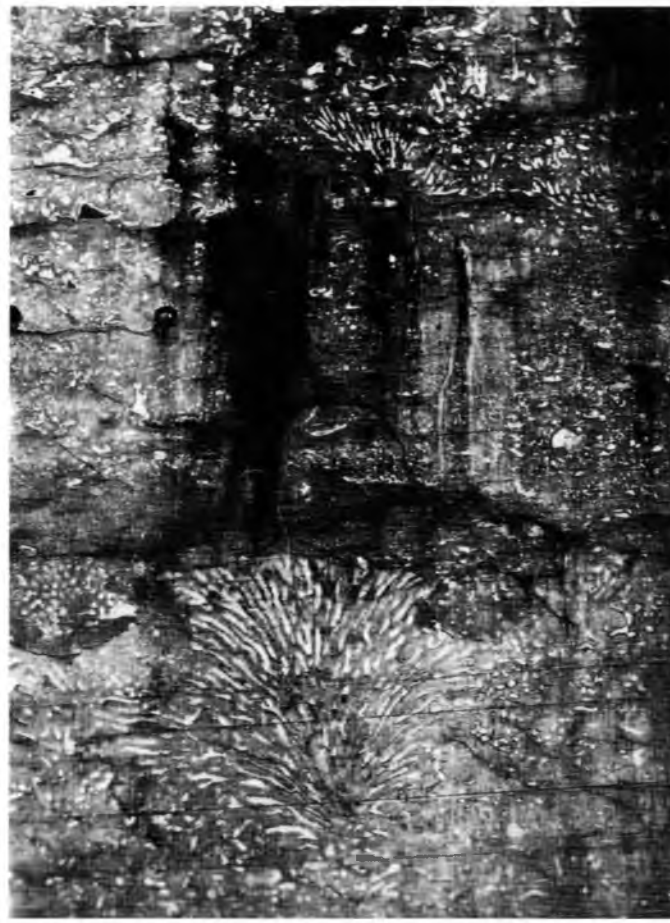


Abb. 123: Adneter „Tropfmarmor" (roter oberrhätischer Thecosmilienkalk) im Kiefer-Tropfbruch bei Adnet. Wände in den Jahren 1938–1940 durch Sägeschnitte vorgerichtet zur Großblockgewinnung (z. B. Kartentisch der Reichskanzlei in Berlin) – vgl. P. BECKER et al. (1977).

terberg, wie Brannerit und Uraninit, wurde unter Angabe der einschlägigen Literatur bereits in Band I, S. 555, referiert. Neben den Uranvererzungen in der permischen Basalserie der Kalkalpen im Raum Fieberbrunn–Mitterberg–Mühlbach–Werfen und Admont (E. ERKAN, 1977 a, Abb. 5; J. HADITSCH, 1979, S. 31; J. HADITSCH & H. MOSTLER, 1982 a, Taf. 1) tritt noch in der tiefen Gosau von Unterlaussa in der Steiermark eine an kohlige Schiefer gebundene Uranmineralisation mit Maximalwerten von 800 ppm auf (O. SCHERMANN, 1980).

2. Bauxit: Als Rohstoff für die Aluminiumgewinnung könnten die Bauxite dienen, die sich verschiedentlich an der Basis der Gosauablagerungen der Nördlichen Kalkalpen einstellen. E. HABERFELLNER (1951) und A. RUTTNER (1970) haben eine Übersicht über die Bauxitvorkommen der Oberkreide der Ostalpen gegeben. Die Bauxite lagern diskordant verschiedenen vorsenonen kalkalpinen Schichtgliedern als chemisch aus-

gefällte Sedimente aus schwach alkalischen Lösungen auf. Von den zum Teil bereits zeitweise abgebauten Lagerstätten seien als wichtigste das Vorkommen im Brandenberger Gosaubecken N Rattenberg in Tirol (O. SCHULZ, 1960), im Salzburger Gosaubecken am Untersbergnordrand (W. GÜNTHER & G. TICHY, 1978), östlich St. Wolfgang am See, im Raum Weißwasser–Unterlaussa (A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1957; W SIEGL, 1973), bei Altenmarkt im Ennstal und Hieflau sowie bei Dreistätten am Ostrand der Neuen Welt–Gosau genannt (G. BARDOSSY, in: B. PLÖCHINGER, 1961, S. 405 ff.). Die wichtigste österreichische Bauxitlagerstätte stellt jene von Unterlaussa dar: Der uranhältige Bauxit liegt hier in einer Reihe steilstehender Linsen zwischen dem Hauptdolomit im Liegenden und den Mergeln der N-S-streichenden Gosau im Hangenden eingeschaltet. Die Bauxitförderung erreichte vor der Einstellung des durch zwanzig Jahre geführten Betriebes im Jahre 1964 bis 20.000 t jährlich. Derzeit wird Bauxit in Österreich nicht mehr abgebaut.

3. Eisen: Bezüglich der Eisenvererzung, die im Perm (Alpiner Verrucano und Prebichlschichten) und Skyth (Werfener Schichten) im Hangenden der Grauwackenzone in schichtparallelen Lagern sehr weit verbreitet auftritt und die heute unter der Bezeichnung „Typus Hirschwang" als sedimentär-syngenetische Bildung betrachtet wird (W. BAUMGARTNER, 1976, S. 53; A. HORKEL, 1977; L. WEBER, 1977) sei wiederum auf die Ausführungen in Band I, S. 559, verwiesen. Neben Siderit tritt in den Paragenesen Kupferkies, Fahlerz, Zinnober, Baryt etc. auf. Dieser Vererzungstypus betrifft die gesamte Basis der Kalkalpen: In Salzburg wurde der limonitische Eisenspat aus den Werfener Schichten bis 1960 in Schäferötz im Imlautal abgebaut. W. HEISSEL (1955, S. 199) hat die Entstehung dieser Lagerstätten von Werfen entgegen O. FRIEDRICH (1953 a, 1963) mit Recht als sedimentär gedeutet, W. GÜNTHER (1979) neu studiert. Aus Tirol hat W HAMMER (1920) eine analoge Vererzung des Alpinen Verrucano beschrieben. K. VOHRYZKA (1968, S. 67 f.) betont den Fahlerzgehalt der Verrucano-Lagerstätten im Raum zwischen Flirsch und Arlberg. Heute sind alle Abbaue in diesen Lagerstätten eingestellt.

Im Salzkammergut ist eine manganreiche sideritische Vererzung, die vielfach Limonite und oxydische Manganminerale liefert, in den anisischen Dolomiten, ausnahmsweise (Röthelstein bei Aussee) auch im Hallstätter Kalk verbreitet (E. HASLINGER, 1964), die von O. FRIEDRICH (1964, S. 41) als eventuell sedimentär gedeutet worden ist. Eine vorwiegend schichtige ankeritische Vererzung im Anis bis Ladin der Krabachjochscholle in Tirol beschrieben K. KOCH (1958) und H. GROTJOHANN (1978, S. 17 f.).

Einem nächsten Lagerstättentypus gehören die aus Pyrit und Eisendolomit ableitbaren oxydischen Eisenerze (Limonite) an, die als Krusten und Schwarten, Taschen und Spalten ein Relief des Wettersteinkalkes an der Basis der unterkarnischen Raibler Schichten erfüllen und einst ebenfalls beschürft worden sind. Die Entstehung dieses Reliefs wird heute wieder wie einst nicht durch synsedimentäre submarine tektonische Spaltenbildung, sondern durch Auftauchen und Verkarstung der Wettersteinkalkriffplatte erklärt (R. BRANDNER, 1978; R. B. & W. RESCH, 1981). Dieser Vererzungstypus reicht von den östlichen Kalkvoralpen (Arzberg bei Reichraming etc. – W. WERNECK, 1974, S. 216) bis in die Allgäuer Voralpen (Säuling N Reutte etc. – H. J. SCHNEIDER & F. WALDVOGEL, 1964, S. 101 ff.).

Die junge schwache Eisenvererzung der Karstgebiete der Kalkalpen hat R. SEEMANN (1979) eingehend studiert: Als Karsteisenerze treten Pyrit (bei schwach basischen

bis neutralen Bildungsbedingungen) oder Markasit (bei schwach saurem bis neutralem Milieu) und deren Umsetzungsprodukte auf. Das Eisen dieser Sulfide stammt vorwiegend als Lösungsrückstand aus dem Muttergestein des Untergrundes, der Schwefel auf Grund von Isotopenuntersuchungen zum Großteil aus permischen Sulfaten. Die Bildung der Karsteisenerze setzt mit dem Paläogen ein, erreicht aber im Mio- und Pliozän ihren Höhepunkt.

4. Blei-Zink: Nach langem Ringen geklärt ist heute auch die Genese der in den Kalkalpen im obersten Wettersteinkalk (Unterkarn) weit verbreiteten und früher vielerorts abgebauten Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätten vom Typus Bleiberg, worüber schon im Band I, S. 639 f., im Zusammenhang mit der genetisch gleichartigen Bleiberger Vererzung ausführlich berichtet worden ist. Die Auffassung der Syngenetiker wie A. Maucher (1954, 1957), H.-J. Schneider (1953 b, 1954, 1964), H.-J. Schneider et al. (1975, 1977), E. Schroll (1978, 1979), O. Schulz (1954, 1955, 1964, 1968, 1969, 1974, 1976, 1979 a, b, 1981), K. Taupitz (1954 a, b), J. Kranz (1976), W. Tufar (1974, 1980, 1981) etc. bezüglich der syngenetischen Bildung dieser Lagerstätten hat sich gegenüber der früher herrschenden Meinung der Epigenetiker wie E. Clar (1929, 1957 a, b), W. E. Petrascheck (1957) etc. nach Darlegung des sedimentologischen Beobachtungsbestandes rasch durchgesetzt, bis in die Gegenwart durch weitere Arbeitsergebnisse erhärtet und ist jetzt durch direkte Beobachtung der Entstehung analoger Vererzungen an den rezenten Riftsystemen im Roten Meer, im Pazifik usf. direkt bewiesen worden. Diese durch die Paragenese Bleiglanz, Zinkblende (mit Cadmium und Germanium), Wurtzit, Fluorit, Quarz und Baryt gekennzeichneten silberfreien Lagerstätten haben ihren Stoffbestand durch submarine Zufuhr bereits in der basalen Obertrias erhalten. Epigenetische Vererzungsbildungen können durch jüngere Mobilisation des Erzinhaltes an Klüften zustande kommen. Dem gesetzmäßigen Auftreten von Fluorit in dieser Erzgruppierung ist in neuerer Zeit größeres Augenmerk zugewendet worden (H. Weninger, 1969, S. 78 ff.; H.-J. Schneider et al., 1975) – vgl. S. 36. Die Verbreitung der geschilderten Blei-Zink-Vererzung reicht mit 80 Einzellagerstätten in den Kalkalpen vom Arlberggebiet im Westen (Valluga, Zug, Nassereith) bis Annaberg, Türnitz und Alland in den niederösterreichischen Kalkvoralpen im Osten (O. Friedrich, 1953; J. Haditsch, 1979, S. 26, Kt. 4/2). Eine Zusammenstellung der entsprechenden Tiroler Lagerstätten gaben R. Klebelsberg (1935, S. 51), K. Vohryzka (1968, Taf. 1) und O. Schulz (1977, 1979 a–d, 1980, 1981).

Das Hauptbergbaurevier auf Blei/Zink im Westen lag beiderseits von Nassereith (Telfs, Fernpaß, Imst, Karrösten etc.), im Mieminger Gebirge und der Heiterwand, wobei in der Lagerstätte St. Veit/Heiterwand die Vererzung bereits im Muschelkalk auftritt (E. Clar, 1929; W Wetzenstein, 1972). Aus dem Karwendel (Gleirsch, Lafatsch, Arzl) stammen neuere einschlägige Studien von O. Schulz (1954, 1955, 1981) und E. Werthmann (1966), aus der Unkener Region in angeblichen Raibler Schichten von O. Friedrich (1967). Mit wenig bekannten entsprechenden Vorkommen in Salzburg hat uns W Günther (1977), in den oberösterreichischen Voralpen W Werneck (1974), in Niederösterreich O. Schulz & L. Kostelka (1965), G. Antonius (1970), G. Hagenguth, E. Pober et al. (1982) bekannt gemacht. Sämtliche Blei-Zink-Bergbaue der Nördlichen Kalkalpen liegen zufolge der Dominanz des Bleiberger Bergbaues heute still.

5. Mangan: Eine zusammenfassende Darstellung der Manganerzlagerstätten Öster-

reichs haben K. LECHNER & B. PLÖCHINGER (1956), jener von Salzburg W GÜNTHER & G. TICHY (1979 a) vorgelegt. Im kalkalpinen Anteil stellen sich solche Vererzungen zunächst im Oberlias der mittleren Allgäuschichten der Allgäuer und Lechtaler Alpen ein (V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 76; K. GERMANN & F. WALDVOGEL, 1971), besonders mächtig (10–25 m) im Gebiet Eisenspitze–Dawinkopf am Kalkalpensüdrand. Das bedeutendste Vorkommen aber liegt in den höherjurassischen Strubbergschichten am Nordrand des Tennengebirgstirolikums (Lammereck, Sattelberg, Vd. Strubberg – H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 207 ff.), die 10–25% Mn enthalten und praktische Bedeutung erlangen könnte. Ähnlich alte Manganschiefer im Grünbachgraben am Ostfuß des Untersberges haben sogar maximal 30% Mn-Gehalte geliefert. Die Herkunft des Mangans in diesen radiolarienreichen Schiefern wird in Zusammenhang mit einem jurassischen Vulkanismus gebracht, dessen Spuren in den Allgäuschichten, aber auch im Radiolarit nachweisbar sind (H. GRUSS, 1958, 1969; V. DIERSCH, 1978, 1980). Das eingehende Studium der Manganschiefer durch K. GERMANN (1971, 1972, 1973), K. GERMANN & F. WALDVOGEL (1971) und A. BERAN et al. (1983) hat als Manganerzminerale Ca-Mn-Fe-Mg-Karbonate in Paragenesen von Ca-Rhodochrosit-Mangano-Siderit, Chamosit u. a. erwiesen, die marin-sedimentär durch Ausfällung bzw. frühdiagenetische Verdrängung von kalzitischen Organismenresten entstanden sind.

γ) Nichterze

1. Magnesit: Magnesit ist ebenfalls nur in sehr geringem Ausmaß in den permischen Gliedern der Kalkalpen vorhanden. Aus den violetten Fellersbachschichten des Rotliegenden im Mitterberger Gebiet mit leicht salinarem Einschlag sind Magnesitkonkretionen bekannt geworden (H. MOSTLER, 1972 a, S. 158). Im westlich benachbarten Abschnitt zwischen Leogang und Hochfilzen stellen sich analoge knollige Magnesite im Permoskyth (non: „Werfener Schichten") ein, die W SIEGL (1964, S. 190) als gelartig in marinem bis subsalinarem Milieu angelegtes Sediment erkannte, für dessen Bildung er allerdings noch eine submarine, hydrothermale Magnesiumzufuhr angenommen hatte. Der vieldiskutierte Magnesit des Kaswassergrabens S Gr. Reifling stellt sich ebenfalls in einer salinaren Serie, und zwar im gipsreichen und dolomitführenden permischen Haselgebirge der Mürzalpendeckenbasis in mehreren Metern mächtigen Bänken ein. Gegenüber der Auffassung von O. FRIEDRICH (1963, S. 421 f.), der an eine epigenetische Entstehung des hier spätigen Magnesits dachte, ist bei diesen stets in dem salinaren Milieu des Perm auftretenden Magnesiten, die teils direkt im Gips, teils im dunklen Dolomit kristallisiert sind, im Sinne von F. MACHATSCHKI (1922, S. 18) ebenfalls an eine der Salzlagerstättenbildung syngenetische Entstehung zu denken. Vgl. E. SCHROLL (1961, S. 704).

2. Gips und Anhydrit: Zehn von den zwölf in Österreich in Betrieb stehenden Gips-Anhydrit-Bergbauen liegen im permischen Haselgebirge (von West nach Ost: Moosegg, Webing, Hallberg, Abtenau, Grundlsee, Spital am Pyhrn, Admont, Tragöß, Puchberg und Preinsfeld), nur zwei im karnischen Gipsniveau, das ja in der Vorarlberger Fazies größere Bedeutung erlangt (St. Anton im Montafon, Weißenbach in Tirol) – K. MOLDAN, 1982. Die gesamte Produktion an Rohgips in den Kalkalpen (und damit in Österreich) betrug 1982 585.988 t, an Anhydrit 141.532 t. An der Spitze steht die Förderung im Bergbau Wienern am Grundlsee (G. GROSS, 1958; A. TOLLMANN, 1960 a;

J. HADITSCH, 1968). Die Gipsvorkommen im permischen Haselgebirge sind sehr weit verbreitet, und noch zahllose, nicht beschürfte Lagerstätten stehen zur Verfügung. Gips tritt hier sowohl im voralpinen Anteil der Kalkalpen – vgl. Preinsfeld: H. F. HOLZER et al., 1975 – als auch im hochalpinen auf (W. E. PETRASCHECK et al., 1977), erreicht in letzterem allerdings nach Mächtigkeit und Ausdehnung eine unvergleichlich größere Bedeutung (A. TOLLMANN, 1976 b, S. 41 ff.). Die größten Haselgebirgslagerstätten mit je über 1 Mio. t Vorrat liegen bei Pfenningbach/Puchberg, Erlafboden, Trübenbach, Seewiesen, Dürradmer, Haringgraben, Hintersteineralm, Schildmauer/Admont, Wienern/Grundlsee und Grabach bei Kuchl (J. HADITSCH, 1979, S. 35, Kt. 5/2).

Die karnischen Gips/Anhydritvorkommen haben in den östlichen Kalkalpen nur mäßige Bedeutung. Obertags stehen sie z. B. mehrerenorts im Ötscherland an (A. TOLLMANN, 1966 b, S. 131 f.). In Tiefbohrungen können sie doch größere Mächtigkeit erreichen, wie etwa in der Bohrung Urmannsau 1 bei Gaming und besonders im kalkvoralpinen Untergrund des Wiener Beckens. Eine tiefschürfende, genetisch orientierte Untersuchung der dem karnischen Niveau angehörigen Gipslagerstätten im Montafon haben jüngst H. ANGERER et al. (1980) durchgeführt und dabei die Evaporittypen der Küstensabkha von jenen des Flachwassers getrennt.

3. Steinsalz: Eng mit dem Auftreten des Anhydrites ist das Vorkommen von Steinsalz verbunden, das ja das normale nächste Glied bei der Eindampfung des permischen (Haselgebirgs-)Meeres in den Kalkalpen darstellt. Wiederum sind Salzvorkommen im gesamten Raum des Haselgebirges vertreten, also auch im voralpinen Bereich und im Tirolikum der Inntaldecke (Hall in Tirol – O. SCHMIDEGG, 1952), aber mehr noch als beim Gips sind die bedeutenden Lagerstätten des Salzes fast ausnahmslos an die juvavischen Hallstätter Zonen gebunden. O. SCHAUBERGER konnte ab 1949, revidiert 1981 (E. PAK & O. SCH.) als stratigraphische Normalabfolge der Salzberge eine Reihe vom Liegenden zum Hangenden vom Rotsalz- über Grünton-, vulkanitführendes buntes Salztongebirge zum Grausalzgebirge feststellen (S. 21). Im Ischler und Ausseer Salzberg herrscht das Rotsalzgebirge vor. W. MEDWENITSCH (1949 b, S. 14) hat einen Überschiebungstypus von Salzlagerstätten – wie er in Hallstatt, Berchtesgaden und Hallein vertreten ist – von einem Stirntypus der Salzberge unterschieden, der vor einer Deckenstirn zusammengestaut ist – wie etwa Ischler und Ausseer Salzberg oder der Grundlseer Gips-Anhydritstock.

Die Salzgewinnung geht in Österreich wohl bis ins Neolithikum zurück. In Hallstatt begann die Salznutzung vor 4500 Jahren (F. MORTON, 1959) – wohl kaum aus Quellsole, wie man bisher angenommen hatte, sondern nach Funden von zahllosen Steinbeilen und auf Grund der rezenten, historischen und prähistorischen Großrutschungen (G. SCHÄFFER, 1976, S. 39), aller Wahrscheinlichkeit nach auf Grund von Freilegung des anstehenden Steinsalzes in Großrutschnischen. Der untertägige Salzbergbau setzte hier nach Anfängen in der jüngsten Broncezeit in großem Umfang mit der Hallstattzeit (950–400 v. Chr.) ein. In der Folge kam der Bergbau – abgesehen von längeren Störungen durch Hangrutsch oder Bergstürze, von denen der größte etwa 200 Jahre v. Chr. niederging (G. SCHÄFFER, 1976) – nie ganz zum Erliegen. Historisch belegt ist der Salzbergbau hier ab 1312 bzw. indirekt schon 1262. Zu gleicher Zeit wie in Hallstatt begann vor 4500 Jahren die Nutzung des Halleiner Salzberges, wo der Untertagebau von der jüngeren Broncezeit über die Hallstätter Zeit bis in die Latènezeit währte. Historische

Belege reichen hier bis 1134 zurück. Der Ausseer Salzberg wird erstmalig 1147 erwähnt, jedoch geht die Nachricht über Solegewinnung von der Sandling-Westseite bis 800 zurück. Zuletzt wurde der kleine und stark von höheren Einheiten überlagerte Ischler Salzberg entdeckt, wo der Bergbau erst im 16. Jhdt. in Betrieb genommen wurde. Derzeit stehen in den Kalkalpen (und damit in Österreich) nur noch vier Salzbergbaue in Betrieb, nämlich in Dürrnberg bei Hallein, Perneck bei Bad Ischl, Alt-Aussee und Hallstatt. Die Solegewinnung erreichte 1980 den Rekord von 2,241.081 m^3, woraus 410.130 t Sudsalz produziert wurden. Daneben wurden 1018 t Steinsalz gebrochen. Die Produktionsziffern von 1982 lauten: Salzsole 2,159.931 m^3, was 433.557 t Sudsalz ergab; in festem Zustand gebrochenes Steinsalz 1085 t. Die Lagerstättenvorräte betrugen im Salzkammergut (1975) 54,83 Mio. m^3 Steinsalz. Die österreichischen Vorräte an Salz reichen noch für rund 100 Jahre.

Zur näheren Information über diese Salzlagerstätten können folgende Publikationen dienen: O. FRIEDRICH, 1963, Kt., H. MAYRHOFER, 1955; W MEDWENITSCH, 1949 b, 1958 a, 1960, 1962, 1966, 1968; W E. PETRASCHECK, 1947, 1949; J. SCHADLER, 1949; O. SCHAUBERGER, 1949, 1955, 1967, 1979; O. SCHMIDEGG, 1951; J. HADITSCH, 1979, Kt. 5/2; K. THOMANEK, 1974, 1978, 1982.

4. Fluorit Flußspatvorkommen sind in der kalkalpinen Mitteltrias in untergeordnetem Maß weit verbreitet. Eine Gesamtübersicht über die rund 150 Flußspatvorkommen Österreichs und ihre genetische Stellung haben in neuerer Zeit K. MATZ (1953) und H. WENINGER (1969, 1980) geliefert. Die beiden Hauptniveaus in den Kalkalpen liegen im Gutensteiner Kalk und im oberen Wettersteinkalk. Da Flußspat seit H.-J. SCHNEIDER (1954, 1964) im oberen Wettersteinkalk als Indikator für synsedimentäre Erzbildung gilt, galt ihm in neuerer Zeit erhöhtes Interesse, so daß eine Vielzahl von neueren Untersuchungen gerade der geochemischen Erfassung des Fluorgehaltes in den Mitteltriaskarbonaten gewidmet ist (H.-J. SCHNEIDER, P MÖLLER et al., 1975, 1977; E. ZIMMER, 1976; J. KRANZ, 1976 a, b; H. GROTJOHANN, 1978, S. 46 ff.; G. HAGENGUTH et al., 1982, S. 208 ff. etc.). Eine umfassende Studie der Fluorite des Gutensteiner Kalkes in den östlichen Kalkvoralpen wurde durch M. GÖTZINGER et al. (1980, 1983) in Angriff genommen.

5. Steinkohle: Ein lange Zeit geschätztes Bergbauprodukt war in den östlichen Kalkalpen die Steinkohle aus den unterkarnischen Lunzer Schichten und aus dem Senon der Gosaubecken. In zahllosen kleinen Bergbauen wurde im Bereich der Lunzer Fazies, besonders in den Revieren Lunz, Gaming (erst 1962 stillgelegt) und Schrambach bei Lilienfeld (W NEUBAUER, 1949 b), hochwertige Steinkohle gewonnen. W PETRASCHECK (1929, S. 303) gab eine anschauliche Übersicht über die Bergbaue der Lunzer Schichten.

Unter den Bergbauen auf Gosau-Kohle hatte jener von Grünbach S der Hohen Wand in Niederösterreich die größte Bedeutung und neben dem benachbarten Bau von Oberhöflein längste Lebensdauer. Er war im stark gestörten und tief eingefalteten Campan bis auf 1100 m Tiefe vorgetrieben worden (B. PLÖCHINGER, 1961 b) und förderte pro Jahr zuletzt etwa 100.000 t Flammkohle. Abbaue gab es auch in anderen Gosaubecken, über Weißwasser (O.-Ö.) und St. Wolfgang bis hinüber nach Brandenberg in Tirol (O. AMPFERER, 1921 c) – vgl. W PETRASCHECK (1929, S. 313 ff.).

Auch aus den unteroligozänen Häringer Kohlenschichten im Bereich der über den Kalkalpen ruhenden Unterinntalmolasse ist einst Glanzkohle gewonnen wor-

den (O. AMPFERER, 1922, S. 122). Seit der Bergbau Grünbach im Jahre 1965 aus wirtschaftlichen Gründen und jener von Oberhöflein im Jahre 1967 zufolge Auskohlung eingestellt worden sind, wird in Österreich keine Steinkohle mehr produziert.

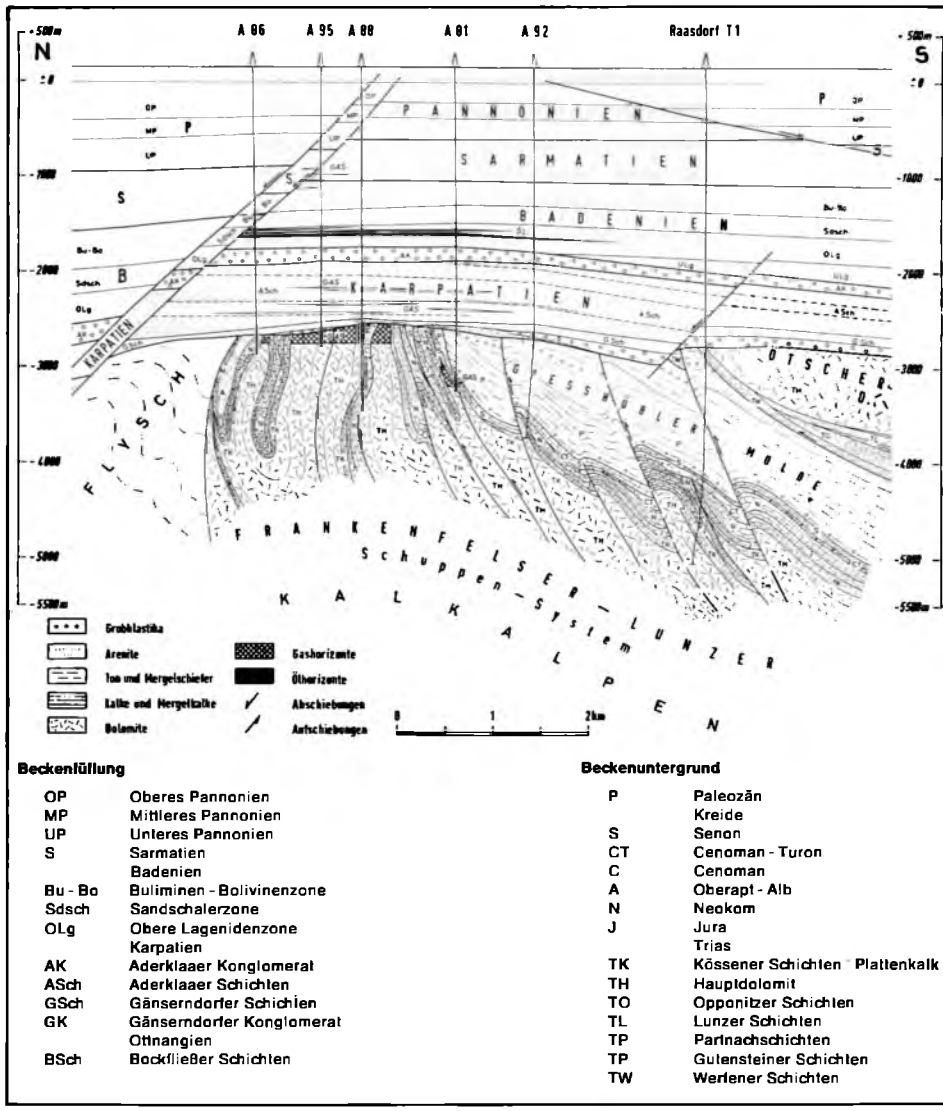
6. Schieferöl: Ölschiefer zur Gewinnung von Schieferöl und Ichthyol wird nur noch im Tagbau Bächental beim Achensee gewonnen, die Produktion betrug 1982 1010 t. Der Bergbau bei Seefeld steht bereits jahrelang außer Betrieb. Die Ölschiefer sind Bestandteil der bituminösen tonigen Seefelder Schichten, die in etliche Zehnermeter mächtigen Zonen im norischen Hauptdolomit in verschiedenen Niveaus, besonders an der Basis des obersten Drittels stratigraphisch eingeschaltet sind (W MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970, S. 271) – Abb. 27. K. CZURDA (1973, S. 237, 244) hat nach ihrer Entstehung zwei Typen, die Kolkfazies und die Flachwasserfazies, unterschieden.

Der Bitumengehalt der Schiefer liegt meist unter 5 %, beträgt aber in einzelnen Fällen (Seefeld in Tirol) bei 20 %, ja sogar bis 45 %. Die Seefelder Schichten sind von den Lechtaler Alpen bis zum Kaisergebirge, im Wiestal bei Hallein und in kleinen Vorkommen auch in den östlichen Kalkvoralpen bekannt (A. TOLLMANN, 1976 a, S. 198 ff., W GÜNTHER & G. TICHY, 1979 b).

Bitumen tritt ferner in den Ölschiefern der unteroligozänen Häringer Schichten bei Häring in Tirol auf (B. SANDER in O. AMPFERER, 1922, S. 147 ff., W HEISSEL, 1957, S. 50 f.; G. HRADIL, 1953).

7. Erdöl und Erdgas: Bei den kalkalpinen Kohlenwasserstoff-Lagerstätten im Untergrund des Wiener Beckens lassen sich nach A. KRÖLL & G. WESSELY (1973, S. 408 ff.) zwei Typen unterscheiden: 1. Ansammlungen im vorneogenen Relief des Tertiäruntergrundes, wobei der Hauptdolomit und sein Aufarbeitungsschutt als Speichergestein dienen, das durch das Neogen gegen oben hin abgedichtet wird. Diesem Typus gehören die Erdgaslagerstätten Aderklaa bei Dt. Wagram und Baumgarten a. d. March sowie die Erdöllagerstätten Schönkirchen-Tief und Prottes N Gänserndorf an. 2. Der zweite Strukturtypus für Kohlenwasserstoff-Ansammlungen bietet sich im Hauptdolomit innerhalb der kalkalpinen Einheit, wo dieser in Antiklinalen oder Spänen zwischen Jura- und Kreidegesteinen abgedichtet wird. Hierzu zählen die Lagerstätten Schönkirchen-Übertief (Erdgas) und Reyersdorf NW davon (Erdöl und Erdgas).

Die Entdeckung dieser wichtigen Lagerstätten im tieferen, 2. Stockwerk im kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens (Abb. 113), aus dem heute etwa 30 % der jährlichen Gesamtproduktion der ÖMV-AG stammen, begann mit der Auffindung und Erschließung der reichen Erdgaslagerstätte Aderklaa in Tiefen von 2650–2800 m im Jahre 1959 – vgl. J. KAPOUNEK et al. (1963) – Abb. 124. Es folgte als bedeutendste Erdöllagerstätte des Untergrundes jene von Schönkirchen-Tief (J. KAPOUNEK et al., 1964, 1968), die 1962 in Produktion genommen wurde. Dann kamen hinzu Prottes 1966, Schönkirchen-Übertief 1968, Reyersdorf 1971 usf. In der Lagerstätte Schönkirchen-Tief, die in der Göllerdecke in 2700 m Tiefe liegt, betrug die größte Mächtigkeit der Ölführung rund 200 m! Einzelne Sonden erreichten eine Tagesförderung von 360 t an paraffinbasischem Öl aus dem Hauptdolomit. Die Lagerstätte Prottes-Tief liegt in gleicher geologischer Position in 2750 m Tiefe, Reyersdorf im Hauptdolomit des Frankenfelser-Lunzer Deckensystems bei 3050 m Tiefe, während Schönkirchen-Übertief in der gleichen Einheit bei 4800 m sitzt und Gasführung hier noch bis 5688 m nachgewiesen wurde. Das Erdgas tritt im Haupt-



Beckenfüllung

OP	Oberes Pannonien
MP	Mittleres Pannonien
UP	Unteres Pannonien
S	Sarmatien
	Badenien
Bu - Bo	Buliminen - Bolivinenzone
Sdsch	Sandschalerzone
OLg	Obere Lagenidenzone
	Karpatien
AK	Aderklaaer Konglomerat
ASch	Aderklaaer Schichten
GSch	Gänserndorfer Schichten
GK	Gänserndorfer Konglomerat
	Ottnangien
BSch	Bockfließer Schichten

Beckenuntergrund

P	Paleozän
	Kreide
S	Senon
CT	Cenoman - Turon
C	Cenoman
A	Oberapt - Alb
N	Neokom
J	Jura
	Trias
TK	Kössener Schichten - Plattenkalk
TH	Hauptdolomit
TO	Opponitzer Schichten
TL	Lunzer Schichten
TP	Partnachschichten
TP	Gutensteiner Schichten
TW	Werfener Schichten

Abb. 124: Profil durch das Gas- und Ölfeld Aderklaa mit dem komplexen kalkalpinen Untergrund, in dem die Gießhübler Gosaumulde den Kohlenwasserstoff führenden Hauptdolomit gegen oben hin abdichtet; nach A. KRÖLL & G. WESSELY (1973, Abb. 4).

dolomit der Lunzer Decke (Aderklaa) ebenso wie in jenem des Tirolikums (Baumgarten) auf (A. KRÖLL, 1980, S. 171 ff.).

Zum vieldiskutierten Problem der Herkunft der Kohlenwasserstoffe im kalkalpinen Stockwerk im Untergrund des Wiener Beckens kommen A. KRÖLL & G. WESSELY (1973, S. 412) zum Schluß, daß die in inneren Strukturen der Kalkalpen im Strukturtypus 2 auf-

tretenden Öle und Gase auf Grund eines erhöhten Schwefel- und H_2S-Gehaltes und weiterer Merkmale dem kalkalpinen Triasdolomit selbst entstammen, der demnach zugleich Mutter- und Speichergestein sein sollte (H. WIESENEDER, 1968, S. 438), während die Kohlenwasserstoffe im Strukturtypus 1, dem vorneogenen Relief, auf Grund ihrer Übereinstimmung mit jenen der mit dem Ottnangien einsetzenden neogenen Beckenfüllung aus dem Tertiär in den Hauptdolomit eingewandert sind. Neuestens taucht sogar die Vermutung auf, daß die Kohlenwasserstoffe in den Kalkalpen aus noch größerer Tiefe, aus dem dritten Stockwerk, dem Liegenden der alpinen Decken, dem autochthonen Jura in Beckenfazies, stammen könnten.

Von der Gesamtproduktion an Erdöl in Österreich stammt fast ein Viertel aus den kalkalpinen Lagerstätten im Untergrund des Wiener Beckens.

δ) Literatur

O. AMPFERER, 1921 c, 1922; H. ANGERER et al., 1980; G. ANTONIUS, 1970; W BAUMGARTNER, 1976; P BECKER et al., 1977; A. BERAN et al., 1983; R. BRANDNER, 1978; R. B. & W RESCH, 1981; E. CLAR, 1929, 1957 a, b; H. P CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952; K. CZURDA, 1973; E. ERKAN, 1977 a–b; O. FRIEDRICH, 1953, 1963 a, b, 1964, 1967; K. GERMANN, 1971, 1972, 1973; K. G. & F. WALDVOGEL, 1971; M. GÖTZINGER et al., 1980, 1983; G. GROSS, 1958; H. GROTJOHANN, 1978; H. GRUSS, 1958, 1969; W GÜNTHER, 1977, 1979; W G. & G. TICHY, 1978, 1979 a, b; E. HABERFELNER, 1951; J. HADITSCH, 1968, 1979; J. H. et al., 1979, 1982 a; G. HAGENGUTH et al., 1982; E. HASLINGER, 1964; W HEISSEL, 1955, 1957; H. F. HOLZER et al., 1975; A. HORKEL, 1977; G. HRADIL, 1953; V JACOBSHAGEN, 1965; J. KAPOUNEK et al., 1963, 1964, 1968; A. KIESLINGER, 1964; R. v. KLEBELSBERG, 1935; K. KOCH, 1958; J. KRANZ, 1976 a, b; A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973; K. LECHNER & B. PLÖCHINGER, 1956; F. MACHATSCHKI, 1922; G. MALECKI & L. WEBER, 1979; K. MATZ, 1953; A. MAUCHER, 1954, 1957; H. MAYRHOFER, 1955; W MEDWENITSCH, 1949 a, b, 1958 a, 1960, 1962, 1966, 1968; K. MOLDAN, 1982; F. MORTON, 1959; H. MOSTLER, 1972 a; W MÜLLER-J., 1970; W NEUBAUER, 1949 b; W PETRASCHECK, 1929; W E. PETRASCHECK, 1943, 1949, 1957; W E. P et al., 1977; B. PLÖCHINGER, 1961 b; A. RUTTNER, 1970; A. R. & G. WOLETZ, 1957; J. SCHADLER, 1949; G. SCHÄFFER, 1976; O. SCHAUBERGER, 1949, 1955, 1967, 1979; O. SCHERMANN, 1980; O. SCHMIDEGG, 1951, 1952; H.-J. SCHNEIDER, 1953 b, 1954, 1964; H.-J. SCH. & F. WALDVOGEL, 1964; H.-J. SCH. et al., 1975, 1977; E. SCHROLL, 1961, 1978, 1979; O. SCHULZ, 1954, 1955, 1960 a, 1964, 1968, 1969, 1971, 1974, 1976, 1979 a–d, 1980, 1981; O. SCH. & L. KOSTELKA, 1965; O. SCH. & W LUKAS, 1970; R. SEEMANN, 1979; W SIEGL, 1964, 1972, 1973; K. TAUPITZ, 1954 a, b; K. THOMANEK, 1974, 1978, 1982; A. TOLLMANN, 1960 a, 1966 b; 1976 a; W TUFAR, 1974, 1980, 1981; K. VOHRYZKA, 1968; L. WEBER, 1977; H. WENINGER, 1969, 1980; W WERNECK, 1974; E. WERTHMANN, 1966; W WETZENSTEIN, 1972; H. WIESENEDER, 1968; E. ZIMMER, 1976.

G DER SÜDALPINE ANTEIL ÖSTERREICHS

1. Karnische Alpen

a) Überblick

Der österreichische Anteil an den Karnischen Alpen wird zum Großteil von paläozoischen Serien aufgebaut, die von einem variszischen Deckenbau beherrscht sind. Nur östlich vom Naßfeld reicht südalpine Trias von der italienischen Seite her im Bereich des Gartnerkofels auf österreichischen Boden herüber. Die Karnische Kette, die den Grenzkamm gegen Italien bildet, weist bei einer Länge von 100 km (Sillian-Arnoldstein) im paläozoischen Anteil eine durchschnittliche Breite von 7 km bzw. eine Gesamtbreite von 10–20 km auf. Der Gebirgszug erreicht SW von Sillian mit dem Helm 2433 m, gipfelt in der Hohen Warte westlich vom Plöckenpaß mit 2780 m und schwingt sich in seinem Ostausläufer mit dem Osternig noch zu 2052 m auf. Durch den Schrägbruch im Gailitztal ist dieser Bergzug von seiner natürlichen geologischen Fortsetzung im Osten, dem südalpinen Anteil der Karawankenkette, deutlich abgesetzt. Der Südteil des Gebirgszuges jenseits der österreichischen Grenze wird – abgesehen vom Raum südlich des Plöckenpasses bis Comeglians-Paluzza-Paularo, der vom Paläozoikum erfüllt ist – von südalpinem Mesozoikum aufgebaut, das normal transgressiv über die älteren Sedimente vorgreift.

Dank ihrer Position hart südlich jenseits der Gailtallinie, dieses schnurgerade an und südlich der Gail hinziehenden Abschnittes der Periadriatischen Naht, nehmen die Karnischen Alpen teil an dem südalpinen Block, der seit dem Oligozän gegenüber seiner Nordfortsetzung, den wurzelnahen Teilen der Nordalpen, eine Seitenverschiebung von 130–150 km oder noch einiges mehr durch Rotation entgegen dem Uhrzeigersinn durchgemacht hat (E. SCHERIAU-N., 1977; A. TOLLMANN, 1978 a) – vgl. Bd. I, S. 582 ff. Das bedeutet aber, daß die Karnischen Alpen bis in das tiefere Alttertiär hinein mindestens südlich vom Bachergebirge, wahrscheinlich noch weiter im Osten gelegen gewesen waren.

Das Paläozoikum der Karnischen Alpen ist dank seines Reichtums an Fossilien aller Art einschließlich stratigraphisch besonders wertvoller Graptolithen, Cephalopoden, Trilobiten, Fusuliniden und Conodonten – zu einem klassischen Studienobjekt für die Erforschung des Paläozoikums in Europa geworden, das auch in den weltweiten Vergleichen der Faunenprovinzen des Erdaltertums eine hervorragende Rolle spielt. Aus diesem Gebiet, das im höheren Altpaläozoikum dem Herzynisch-Böhmischen Faziesraum angehört hat, sind für die stratigraphischen Arbeiten bis jüngst stets neue Impulse ausgegangen, wie etwa die Wahl der Zentralkarnischen Alpen zum Typusgebiet für die Conodontengliederung des Silur erneut beweist.

Die Schichtfolge der Karnischen Alpen ist klar in zwei Stockwerke gegliedert: 1. den variszischen Unterbau mit einer vom Caradoc bis in das Westfal reichenden, vorwiegend marinen Serie verschiedener Faziesausprägungen und 2. den transgressiv über diesen variszisch während der sudetischen (Wende Unter/Oberkarbon) und besonders

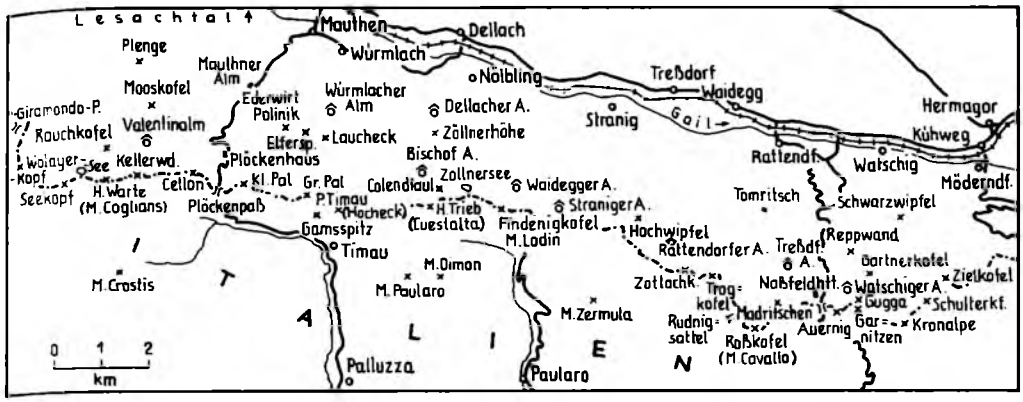


Abb. 125: Lageskizze geologisch bedeutsamer Lokalitäten in den Karnischen Alpen.

asturischen Phase (vor Wende Westfal/Stephan) gefalteten und zu einem Deckengebirge geformten Sockel auflagernden Oberbau mit jungpaläozoischen (Stephan-Perm) und mesozoischen Serien in südalpiner Fazies. Der Unterbau läßt bis in die Zeit des hohen Visé eine Gliederung in Seichtwasser-, Schwellen- und Beckenfazies (mit Tonschiefer- oder Kieselschieferentwicklung) erkennen, tritt mit den Hochwipfelschichten von Namur bis Westfal B in ein Flyschstadium ein und wird durch die das Molassestadium verkörpernden Auernigschichten des Stephan überlagert. Die kaledonische Gebirgsbildung hat in den Karnischen Alpen keine Bedeutung und wird nur durch eine Schichtlücke mit lokal schwankendem Umfang an der Basis des Silur angedeutet.

Ein Vergleich mit den Großfaziesregionen des Altpaläozoikums ordnet die Fazies der Karnischen Alpen dem Herzynisch-Böhmischen Faziesraum zu. Im Oberordovic lassen sich Fauneneinflüsse von Südeuropa und Nordafrika, im Devon aus der Rheinischen Provinz und dem Ural-Tienschan-Faziesraum, im Oberkarbon in Fauna und Flora solche aus Ostasien verspüren.

Eine gegen unten hin und gegen Westen an Stärke zunehmende Metamorphose hat den Unterbau der Karnischen Alpen betroffen: die am stärksten davon erfaßten Schichtglieder liegen als fossilleere gebänderte Marmore oder phyllitische Schiefer vor.

Die Vorstellung über den variszischen Deckenbau, der von einer alpidischen Schuppung überlagert wird, muß sich noch immer an klassischen Arbeiten von H. v. Gaertner (1931, S. 181 ff.) und F. Heritsch (1936, S. 158 ff.) orientieren, die eine Gliederung in zehn nordvergent überschobene Deckeneinheiten vorgenommen hatten und von Schubweiten im Ausmaß von rund 10 km sprachen während M. Gortani (1926 b, 1957) relative Autochthonie vertrat. Indem heute bekannt ist, daß einem Teil der seinerzeit als karbonisch eingestuften und als Deckenscheider verwendeten Schieferzügen ein höheres Alter zukommt, wird sich die Zahl der Decken nach Neuuntersuchung wohl reduzieren, trotzdem kann am bedeutenden Ausmaß des variszischen Deckenbaues nicht gezweifelt werden. Die Bewegungsrichtung ist immer noch umstritten. R. Selli (1963, S. 192) und etliche italienische Geologen bis zu G. Vai (1980, S. 107) und C. Spaletta et al. (1982) erachten südvergenten Schuppenbau als herrschendes

variszisches Element und betrachten die großen nordvergenten Deckenüberschiebungen auf österreichischer Seite als alpidisch, was auf Grund des durchgehenden Mangels an alpidischen Sedimenteinklemmungen entlang dieser Linie nicht glaubwürdig ist.

In regionalgeologischer Hinsicht ist eine auch morphologisch deutliche Gliederung der Karnischen Alpen in fünf Abschnitte hervorzuheben: 1. Der Westteil von Sillian bis zur NE-laufenden Bordagliastörung (zwischen Forni und St. Jakob) liegt vorwiegend im ordovicischen Schieferterrain. 2. Die sogenannten zentralen Karnischen Alpen östlich davon bis zum Tischlwangerkopf (Pizzo di Timau) östlich des Plöckenpasses bieten dank ihres Aufbaues aus Kalkmassen im Bereich der Kellerwandgruppe, von Hohe Warte/Wolayersee, Plöckenpaß und Gr. Pal landschaftlich großartige Szenerien. 3. Es folgt bis zur Rattendorfer Alm wiederum ein an Schiefern, nun auch karbonischen Hochwipfelschichten, reiches Gebiet, an das 4. beiderseits des Naßfeldes die Kalkstöcke von Trogkofel und Gartnerkofel anschließen, gefolgt (5.) von einer Schiefer-Kalkschiefer-Zone im Osten.

b) Erforschungsgeschichte, Stand der Bearbeitung, Kartengrundlagen

Die ersten geognostischen Nachrichten über die später zufolge ihres fossilreichen Paläozoikums so berühmt gewordene Karnische Gebirgskette stammen aus den Reiseberichten von B. Hacquet (1785, S. 89 ff.), L. v. Buch (1824) und A. Boué (1835, S. 49 ff.). L. v. Buch hatte bereits damals die Grundzüge der Gliederung des Gebirges in kristalline Schiefer, Grauwackengebirge samt zugehörigen Kalkzügen und „lydischem Stein" (Lydit) und in das jüngere Flözgebirge erfaßt und darüber hinaus auf Einzelheiten wie Kalkbrekzien (wohl Uggowitzer Brekzie), Auftreten von „Diorit" u. a. hingewiesen (vgl. G. Stache, 1873, S. 180 ff.). Die erste geologische Karte von Tirol aus dem Jahre 1849, herausgegeben von M. Stotter et al., erfaßte mit ihrer SE-Ecke gerade noch den Westteil der Karnischen Alpen zwischen Sillian und Hochspitze in groben Zügen. Die erste detaillierte Aufnahme erfolgte durch die Geologische Reichsanstalt in der Zeit von 1850–1857 durch F. Foetterle (vgl. 1855), A. Morlot, K. Peters und D. Stur (1856). Für die Erfassung des Jungpaläozoikums mit Fossilien war der Fund von Fusulinen bei Uggowitz, beschrieben von E. Suess (1870), von besonderer Bedeutung, für den Nachweis von Altpaläozoikum die Beschreibung von Graptolithen durch G. Stache (1872; 1873), der in seinem monographischen Werk von 1874 auf der allerdings noch viel zu schmalen Basis versuchte, eine erste Ordnung im Paläozoikum der Ostalpen aufzustellen, einem Unterfangen, zu dem er mehr als irgend jemand berufen gewesen war.

Die zweite Hälfte des vorigen Jahrhunderts und der Beginn des 20. Jahrhunderts sind im österreichischen Anteil der Karnischen Alpen erfüllt von stratigraphischen, paläontologischen und regional geologischen Untersuchungen seitens G. Stache (1872–1895), F. Frech (1887–1909), E. Schellwien (1891–1905) und G. Geyer (1894–1919), im italienischen Anteil waren besonders T Taramelli (1869–1881, 1895), A. Tommasi (1885–1903) und O. Marinelli (1889–1900) in dieser Pionierzeit tätig gewesen. Während G. Stache die Karnischen Alpen wiederholt in seine großräumigen Vergleiche der paläozoischen Gebiete der Ostalpen einbezog, widmete F. Frech (1894) diesem Gebirgszug eine monumentale geologische Monographie.

Die zweite offizielle Aufnahme der Karnischen Kette durch die Geologische Reichsanstalt erfolgte durch G. GEYER in den Jahren 1893–1900, gekrönt durch die Ausgabe der Spezialkartenblätter Oberdrauburg (1901) und Sillian (1902).

In der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts schiebt sich die Bearbeitung von Makrofaunen in den Karnischen Alpen in den Vordergrund. Eine besonders reiche Literatur ist auf österreichischer und italienischer Seite den Faunen der Flachwassersedimente des Altpaläozoikums im zentralen Teil der Karnischen Alpen im weiteren Raum des Plöckenpasses gewidmet. Eine zweite Serie von Makrofossilbeschreibungen startet in den fünfziger Jahren unseres Jahrhunderts. Die folgende Zusammenstellung soll Übersicht über die wichtigsten dieser Arbeiten, nach Gruppen geordnet, geben (O = Ordovic, S = Silur, D = Devon, C = Karbon, P = Perm):

Kalkschwämme: C: LOBITZER 1975; Korallen: S: VINASSA 1908 a, CERRI 1931, H. FLÜGEL 1956; D: ANGELIS 1899, 1901, CHARLESWORTH 1915, VINASSA 1919, CERRI 1931, SCHOUPPÉ 1954, H. FLÜGEL 1956, E. FLÜGEL 1958, ASSERETO 1962, FERRARI 1968, KODSI 1971, C: ANGELIS 1896, F. HERITSCH 1928 c, 1936 b, 1941, FELSER 1937, MINATO & KATO 1967; P· F. HERITSCH 1933 a, b, 1938, FELSER 1937, 1970, HOFMANN 1971; Stromatoporen: D: GORTANI 1912, CHARLESWORTH 1915, SCHOUPPÉ 1954, E. FLÜGEL 1956, 1958 a, b; Bryozoen: S: NEKHOROSHEW 1936; C: ANGELIS 1896, CERETTI 1963, 1964, KODSI 1967, KODSI & SIEHL 1971; Brachiopoden: S: GAERTNER 1930, PLODOWSKI 1971, 1973; D: SCUPIN 1906, GAERTNER 1930, FERRARI & VAI 1973; C: SCHELLWIEN 1892, AIGNER & HERITSCH 1931, METZ 1935, 1936, GAURI 1965; P· SCHELLWIEN 1900, HERITSCH 1935 b, 1938, SEELMEIER 1937; Gastropoden: D: SPITZ 1907, JHAVERI 1969; Bivalven: S: KŘÍŽ 1974; D: SCUPIN 1905; Cephalopoden S: RISTEDT 1968, D: ANGELIS 1899, FRECH 1902, Trilobiten: S: GAERTNER 1930, HAAS 1969, 1977; D: FRECH 1897, GORTANI 1907 b, GAERTNER 1930, ERBEN 1966, ALBERTI 1967, SCHÖNLAUB 1980; C: GAURI 1965; P· F. HERITSCH 1938; Graptolithen: S: VINASSA 1906 a, GORTANI 1920 b, 1923, 1926 a, 1950, HABERFELNER 1931, H. FLÜGEL 1953, JAEGER 1969–1975; D: JAEGER 1975; S-D: JAEGER & SCHÖNLAUB 1980; Cystoiden: O: BATHER 1910; Crinoiden: D: CHARLESWORTH 1915; Gesamtfaunen: O: VINASSA 1910, 1915, F. HERITSCH 1929 a; S: VINASSA 1908 a, F. HERITSCH 1929 a; D: FRECH 1894, GORTANI 1907 a, b, 1911, 1915, VINASSA 1908, BANDEL 1972; C: VINASSA & GORTANI 1905, GORTANI 1906 b, F. HERITSCH 1927, 1931, METZ 1936; P· GORTANI 1906 a, b, F. HERITSCH 1935 a; Algen: P· GORTANI 1906 b, E. FLÜGEL 1966, 1977, 1980, HOMANN 1972, E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER 1980; Floren: C: VINASSA & GORTANI 1905, GORTANI 1906 c, VINASSA 1906 b, 1912, KRAUSE 1928, REICHARDT 1933, 1937, KIELHAUSER 1937, JONGMANS 1938, BERGER 1960, REMY 1969, FRANCAVILLA 1974, E. FLÜGEL 1977, FRITZ & BOERSMA 1982.

Die Entschleierung des nordvergenten variszischen Deckenbaues in den Zentralkarnischen Alpen geht in erster Linie auf H. v .GAERTNER (1929, 1930) zurück. Eine zusammenfassende Darstellung des Baues der Karnischen Alpen in diesem Sinne gab F. HERITSCH (1936, Taf. 1), die sich in analoger Form auch bei F. HERITSCH & O. KÜHN (1951) in SCHAFFERS Geologie von Österreich wiederfindet.

Nach dem zweiten Weltkrieg bekam die feinstratigraphische Erforschung des schichtgliederreichen Paläozoikums der Karnischen Alpen durch den Einsatz der Mikropaläontologie und Mikrofazieskunde entscheidenden neuen Auftrieb. Standardprofile, wie etwa jenes des Silur der Cellonettarinne beim Plöckenpaß oder jenes im

Jungpaläozoikum vom Auernig und der Garnitzen im Naßfeldgebiet, bekamen zufolge der kontinuierlichen, in allen Einzelheiten erfaßbaren Schichtserien überregionale Bedeutung für die vergleichende Paläozoikums-Stratigraphie. Folgende Mikrofaunenbearbeitungen des Paläozoikums der Karnischen Alpen liegen vor (O = Ordovic, S = Silur, D = Devon, C = Karbon, P = Perm): Acritarchen S: MARTIN 1978; Chitinozoen: S: BACHMANN & SCHMID 1964; Algen D: PALLA 1966, 1967; P: E. FLÜGEL 1966, HOFMANN 1969, 1972; Sporen: C: FRANCAVILLA 1966, 1974; Kleinforaminiferen: O: LANGER 1969; S: LANGER 1969, KRISTAN-TOLLMANN 1971 a, b; BANDEL 1972, EBNER 1973 c; D: LANGER 1969, EBNER 1973 c; C: SCHELLWIEN 1898, EBNER 1973 c; P: E. FLÜGEL 1971, 1980; Fusuliniden: C: SCHELLWIEN 1898, C–P: PASINI 1963, P: F. KAHLER, 1983 a; F. & G. KAHLER 1937, 1938, 1941, 1974, 1980, 1982; E. FLÜGEL & F. u. G. KAHLER 1978; Ostracoden: S–C: BANDEL 1972, BANDEL & BECKER 1975; C: RUGGIERI 1966; Conodonten: O: SERPAGLI 1967, MANARA & VAI 1970, SCHÖNLAUB 1971 b, 1980; S: WALLISER 1957, 1962, 1964, MANZONI 1965, MANARA & VAI 1970, SCHÖNLAUB 1971 b, 1980, JÄGER & SCHÖNLAUB 1971, 1980; D: K. J. MÜLLER 1956, WALLISER 1962, FORTI & NOCCHI 1963, MANZONI 1965, 1966, 1968, PÖLSLER 1969 b, SCHÖNLAUB 1969 b, 1980, MANARA & VIA 1970, BANDEL 1972, EBNER 1973 b, JÄGER & SCHÖNLAUB 1980; C: K. J. MÜLLER 1959, MANZONI 1966, 1968, SCHÖNLAUB 1969 b, BANDEL 1972, EBNER 1973 b, GEDIK 1974, U. HERZOG 1983; P: BUGGISCH 1975.

Namentlich mit Hilfe der Conodontenstratigraphie, die hier O. WALLISER in vorbildlicher Weise fundiert und besonders H. SCHÖNLAUB ab 1969 praktiziert hatte, konnte man bislang „fossilleere" Serien gliedern und einstufen. Die moderne Revision der Graptolithenfauna durch H. JAEGER unterstützt diese feinstratigraphische Neubearbeitung.

Die sedimentologischen Einzelheiten werden durch ein exaktes Mikrofaziesstudium erfaßt. Eingehend wurden zunächst die permischen Serien in dieser Richtung durch E. FLÜGEL (seit 1968) und Mitarbeitern (bes. W BUGGISCH) sowie W HOMANN (1969, 1970) studiert.

Ist dermaßen die stratigraphische und fazielle Gliederung der Serien der Karnischen Alpen heute auf eine neue, moderne Basis gestellt, so fehlt noch auf guten Strecken eine flächenmäßige Anwendung dieses Wissens bei der nun im Werden begriffenen Neukartierung der Gebirgskette. Die einzige umfassende Karte aus neuerer Zeit, jene des Naßfeld-Gebietes durch F. KAHLER & S. PREY (1959) basiert noch auf den klassischen Methoden. Man erkennt zwar bereits abschnittsweise, daß die Aufgliederung des Baues der Karnischen Alpen in die klassischen zehn Decken durch H. v. GAERTNER zu weit getrieben war, kann aber noch kein neues durchgehendes tektonisches Schema des österreichischen Anteils dieses Gebirgszuges vorlegen, über dessen italienischen Abschnitt R. SELLI (1963), C. SPALETTA et al. (1982) und C. VENTURINI et al. (1982) eine zusammenfassende Darstellung der Tektonik geliefert haben.

Eine ausführliche Schilderung der Erforschungsgeschichte der Karnischen Alpen von der klassischen Zeit bis herauf in die dreißiger Jahre unseres Jahrhunderts hat F. HERITSCH (1936, S. 24–48) gegeben. Übersichten über die neueren Daten zur geologisch-paläontologischen Erforschung der Karnischen Alpen haben H. FLÜGEL (1969, 1970) für den österreichischen Anteil und G. VAI (1969) für den italienischen Teil zusammengestellt.

An geologischen Karten aus dem österreichischen Anteil der Karnischen Alpen sind folgende Blätter hervorzuheben: G. GEYER (1902 a): Sillian – St. Stefano, G. GEYER (1901 a): Oberdrauburg – Mauthen, H. v. GAERTNER (1931, Taf. 3): Region des Plöckenpasses, F. HERITSCH (1936, Taf. 1): Übersicht und Detail; F. KAHLER & S. PREY (1959): Naßfeld-Gartnerkofel, N. ANDERLE (1977, Erl.: Ch. HAUSER 1982): Arnoldstein. Von der italienischen geologischen Karte 1 : 100.000 betreffen die Blätter 13 (Ampezzo), 14 (Pontebba) und 14 A (Tarvisio), ferner die Karten von M. GORTANI (1920, Tf.; 1936, Kt.) die Karnischen Alpen. Eine Gesamtübersicht über die Gebirgskette beiderseits der Staatsgrenze bietet die Karte von R. SELLI (1963, Taf. 7) im Maßstab 1 : 100.000. Eine Zusammenstellung der großmaßstäbigeren geologischen Karten im italienischen Anteil dieses Gebietes hat G. VAI (1969, S. 14 f.) gegeben.

c) Schichtfolge und Fazies
(Tab. 10)

α) Ordovic

Seit G. STACHE (1884, S. 324) ist das Caradoc als tiefstes Schichtglied der Karnischen Alpen fossilbelegt. Der Sockel darunter besteht aus 1–2 km mächtigen monotonen Serien aus Phylliten und Schiefern, die weithin die Basis der Südalpen dieses Raumes bilden, bei Recoaro, im Brixener Gebiet und im Westteil der Karnischen Alpen bis zur Bordagliastörung zutage treten und lokal nicht unbedeutende Porphyroid-Einschaltungen enthalten (R. SELLI, 1963, S. 10; F. SASSI et al. 1974, Abb. 1; H. FLÜGEL, 1970, S. 669; 1975, S. 5; 1976, S. 658). Man wird mit R. SELLI (1963, S. 8 ff.) den tieferen, aus Brixener Quarzphyllit bestehenden Anteil abtrennen, dem wohl präkambrisches Alter zukommt, von einem kambro(?)-tiefordovicischen Schieferkomplex, den Visdendeschichten, die den Hauptteil der westlichen Karnischen Alpen im Verband des metamorphen tieferen Deckenkomplexes aufbauen. Sie bestehen aus graugrünen, siltigen Tonschiefern, in welche Quarzit- und Porphyroidlagen (Comelico-Porphyroid) eingeschaltet sind. R. SELLI (l. c.; 1965, S. 350) unterscheidet außerdem noch die Fleonsschichten als eine an Grauwacken und Quarziten reiche Serie des tieferen Ordovic als fazielle Abwandlung im Hangendteil der Visdendeschichten. Sie waren früher von F. HERITSCH (1936) als Bestandteil einer „Plengedecke" tektonisch abgetrennt worden. Während diese Sockelgesteine im Hauptteil der Karnischen Alpen mächtig vom übrigen Altpaläozoikum überlagert werden, wurde letzteres gegen Westen hin nach der variszischen Gebirgsbildung abgetragen, so daß in der Etschbucht und in den westlichen Karnischen Alpen weithin das Perm direkt über diesem Schiefersockel transgrediert.

Eine variszische Metamorphose unter niedrigen Druck- und Temperaturbedingungen hat den Kristallinsockel der Karnischen Alpen erfaßt, wozu wenigstens teilweise noch eine sardische Metamorphose hinzukommt (vgl. Bd. III). Eine bedeutende Schichtlücke etwa im tiefen Altpaläozoikum im Zusammenhang mit einer möglichen sardischen Orogenese und Metamorphose kann weder bewiesen noch ausgeschlossen werden, da sie in den schwer analysierbaren fossilleeren vorcaradocischen Serien stecken würde (F. SASSI et al., 1974, S. 621).

Das obere Ordovicium zeigt eine fazielle Gliederung in folgenden Ausbildungen (H. SCHÖNLAUB, 1969 a, S. 272; 1971 a, S. 99; 1971 c, S. 368; 1980, Abb. 3; G. VAI,

Tabelle 10: Die Schichtfolge der Karnischen Alpen

Angabe der Maximalmächtigkeiten

TERTIÄR: OLIGOZÄN			Gänge von Malchit und Dioritporphyrit W der Gailitz			
TRIAS M.	LADIN		> 700 m Schlerndolomit			
TRIAS M.	ANIS		50 m Muschelkalk mit Tuff und Agglomerat 30 m Uggowitzer Konglomerat mit Tufflage			
TRIAS U.	SKYTH		80 m Werfener Schichten: Campiler Schichten Seiser Schichten			
PERM ZECHSTEIN	TATAR		250 m Bellerophondolomit: basal Evaporite, Rauhwacken			
PERM ZECHSTEIN	MURGAB KASAN / UFA		1000 m Grödener Schichten			
PERM O. ROTLIEGEND	KUNGUR		20 m Grödener Konglomerat (Tarviser Brekzie)			
PERM U. ROTLIEGEND	ARTINSK		SAALISCHE PHASE — LÜCKE — Kosnaschichten (Treßdorfer Kalk)			
PERM U. ROTLIEGEND	SAKMAR		400 m Trogkofelkalk			
PERM U. ROTLIEGEND	ASSEL		435 m Rattendorfer Schichten: 175 m Oberer Pseudoschwagerinenkalk 125 m Grenzlandbänke 135 m Unterer Pseudoschwagerinenkalk			
KARBON SILES	STEFAN		1000 m Auernigschichten (Unt. kalkarme, U. kalkreiche, Mittl. kalkarme, Ob. kalkreiche, Ob. kalkarme Schichtgruppe)			
KARBON SILES	WESTFAL	D C B A	ASTURISCHE PHASE — LÜCKE — Dimonschichten mit Spiliten			
KARBON SILES	NAMUR	C B A	1000 m Hochwipfelschichten, Flysch			
KARBON DINANT	VISÉ	III	SUDETISCHE PHASE			
KARBON DINANT	VISÉ	II	wenige m Cephalopodenkalk — LÜCKE — Lydite			
KARBON DINANT	TOURNAI	I				
DEVON O.	FAMENNE	VI bis II	BRETON. PH., LÜCKE — RAUCHKOFELFAZIES (PELAG. K.): Goniatitenkalk (Clymenienkalk) des to I–VI		BISCHOFALM-FAZIES: 50 m Zollnerschichten	
DEVON O.			SCHWARTE FZ. (RIFFKOMPL.)			
DEVON U.	EIFEL		130 m Pentamerus-Riffkalk	130 m Rote oder graue Flaser-, Knollen- u. Cephalopodenkalke	?	
DEVON U.	EMS	gα	225 m Consuelokalk			
DEVON U.	EMS	f	25 m Hercynellenkalk 550 m Conjugulakalk		BISCHOFALM FAZIES	
DEVON U.	SIEGEN					
DEVON U.	GEDINNE	eγ	120 m Dunkler Plattenkalk		8 m Obere Graptolithenschiefer	
SILUR O.	PŘIDOLI	$e\beta_2$	WOLAYER FAZIES (BEWEGTWASSER-FAZIES): 8 m Megaerellakalk, 20 m Alticolaschichten	PLÖCKENER FAZIES (STILLWASSER-F.)	4 m Kalk	10 85 m Graptolithenschiefer ab Zone 18/19 aufwärts
SILUR O.	LUDLOW	$e\beta_1$		6 m Cardiolaschichten		
SILUR M.	WENLOCK	eα	LÜCKE — 12 m Crinoidenkalk	7 m Kokkalk	28 m Kieselschf. u. Kalk	
SILUR M.	WENLOCK	eα		3 m Aulacopleuraschichten		
SILUR U.	LLANDOV	eα	Trilob.schf.	2 m Trilobitenschiefer	22 m Kieselschf.	
			LÜCKE			
ORDOVIC O.	ASHGILL		TAKONISCHE PHASE			
ORDOVIC O.	ASHGILL		6 m Untere Schichten: dunkle karbonatische Grauwacken mit *Hirnantia*			
ORDOVIC O.	ASHGILL		15 m Crinoiden-, Bryozoenkalke	8 m Flaser- und Knollenkalke		
ORDOVIC O.	CARADOC		HIMMELBERG-FZ. (BEWEGTWASS.): 60 m Himmelberg-Sst.	UGGWA-FAZ.: > 100 m Silt Sst.	STILLWASSER-FAZIES: 40 m Schiefer-	KIESELSCHF.-F.: 50 m Lydite
ORDOVIC M.	CARADOC		30 m Sandige Schiefer			PLENGE-FAZIES: > 500 m Schiefer und Tuffite ?
ORDOVIC U.			1000 m (?) Visdendeschichten (Schiefer mit Porphyroidlagen) (Diabase im tieferen Teil)		Fleonsschichten (Grauwacken)	
KAMBRIUM			Brixener Phyllit			

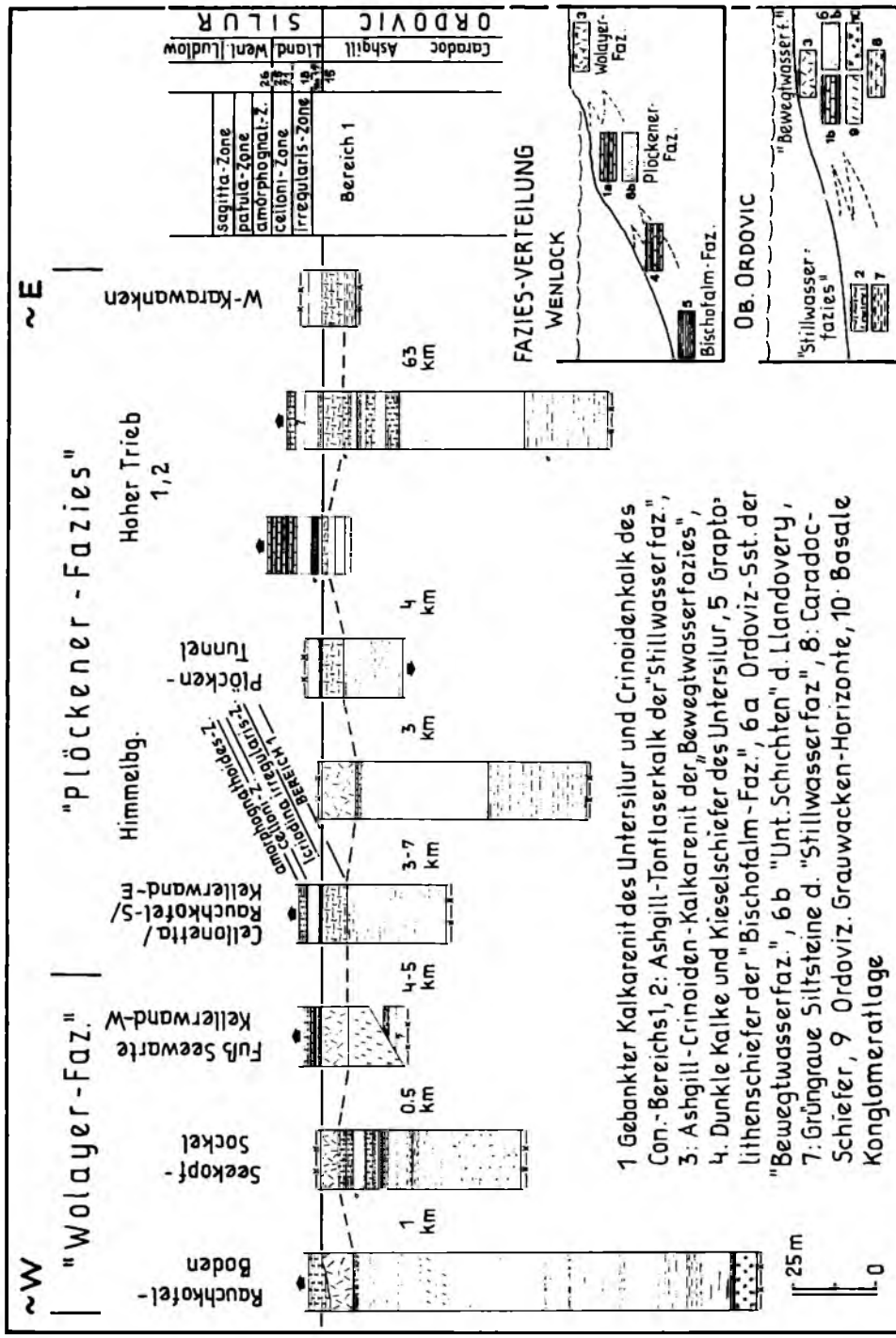


Abb. 126: Die stratigraphischen und faziellen Verhältnisse an der Ordovic/Silur-Grenze in den Karnischen Alpen, nach H. Schönlaub (1971 a, S. 101).

1971 b, S. 441) – Abb. 126: 1. Die Himmelberger Fazies (Quarzitfazies, Bewegtwasserfazies), wie sie z. B. auf der Himmelberger Alm am Polinik S Mauthen, am Hohen Trieb, im Seekopf-Sockel etc. auftritt, umfaßt über maximal 30 m mächtigen sandigen Schiefern des Unter-Caradoc mit *Stenopareia panderi* (BARR.), *Cekovia* cf. *transfuga* (BARR.), *Aegiromena aquila* ssp. etc. 30–60 m mächtige dickbankige Himmelberger Sandsteine und Quarzite mit Schrägschichtung, Rippelmarken, Rutschstrukturen und Konglomeratbänken des Grenzbereiches Caradoc/Ashgill sowie maximal 15 m helle oder rötliche Bryozoen-, Crinoiden- und Flaserkalke, die durch ihre Conodontenfauna als Ashgill eingestuft sind. Die Schwermineral-Assoziation dieser oberordovicischen klastischen Serien weist durch die Dominanz von Zirkon, Turmalin und Rutil auf ein granitoides Liefergebiet (W SCHNABEL 1976, S. 201).

2. Die Uggwa-Fazies, benannt nach dem Uggwagraben N Ugovizza im italienischen Teil, stellt mit ihren Tonschiefern, Siltgesteinen, Sandsteinen und Kalkareniten (G. VAI, 1971 b, S. 439) einen Zwischentypus zwischen der oben genannten Bewegtwasserfazies und der im folgenden erwähnten Stillwasserfazies dar (vgl. H. SCHÖNLAUB, 1980, S. 48 ff., Abb. 26).

3. Die Stillwasserfazies (Cellon, Kellerwand-E, Rauchkofel-S) weist basal maximal 40 m grünlichgraue fleckige (Silt-)Schiefer des Unterashgill mit den Triboliten *Phillipsinella parabola* (BARR.), *Dalmanitina mucronata* (BRONG.) etc. auf, über denen 5–8 m Flaser- und Knollenkalke mit Cephalopoden, Tentaculiten und einer Conodontenfauna des Ashgill folgen. Für den Ablagerungsraum wird keine allzu große Tiefe angenommen (H. SCHÖNLAUB, 1971 a, S. 100).

4. Die Plenge Fazies mit ihrer über 500 m mächtigen, leicht metamorphen, schiefrig-tuffitischen Serie ist in ihrer Altersstellung unsicher: Ordovic oder Karbon werden erwogen.

5. Eine bis 50 m mächtige Lydit-Kieselschiefer-Fazies des Tiefwasserbereiches wird auch noch (A. FENNINGER & H. SCHÖNLAUB, 1972, S. 22) aus dem Oberordovic gemeldet, obgleich H. SCHÖNLAUB (1971 a, S. 99) betont hat, daß ältere Angaben über ordovicische Graptolithen in derartigen Serien auf Fehlbestimmungen beruhten.

Das Ordovic wird durch dunkelgraue karbonatische Sandsteine, Grauwacken und Schiefer mit der zuvor in das oberste Ashgill gestellten *Hirnantia*-(Brachiopoden)fauna überlagert, welche Schichtgruppe dort als „Untere Schichten" bezeichnet werden. Am Hohen Trieb haben diese „Unteren Schichten" eine Brachiopodenfauna mit *Hirnantia sagittifera* (M'COY), *Dalmanella testudinaria* (DALMAN), *Kinnella kielana* (TEMPLE) etc. geliefert. Die Graptolithen aus den Schiefern mit *Glyptograptus* cf. *persculptus* (SALTER) sowie bestimmten Conodonten der Gattung *Icriodella* sprechen bereits für unterstes Silus (H. JAEGER et al., 1975, S. 272 ff.).

β) Silur

In Fortführung der Verhältnisse des Oberordovic lassen sich auch im Silur verschiedene Faziesbereiche in den Karnischen Alpen unterscheiden. Die Wolayer Fazies ist durch verschieden umfangreiche Schichtlücken gekennzeichnet. Über der Stillwasserfazies des Ordovic setzt die im Cellonetta-Profil repräsentierte Plöckener Fazies mit einer 30–40 m mächtigen Serie im Silur fort. Die Bezeichnungen Elferspitz-Fazies GAERTNER (F. EBNER, 1970, S. 183) und Collinetta-Fazies SELLI (1963, S. 18) sind synonym

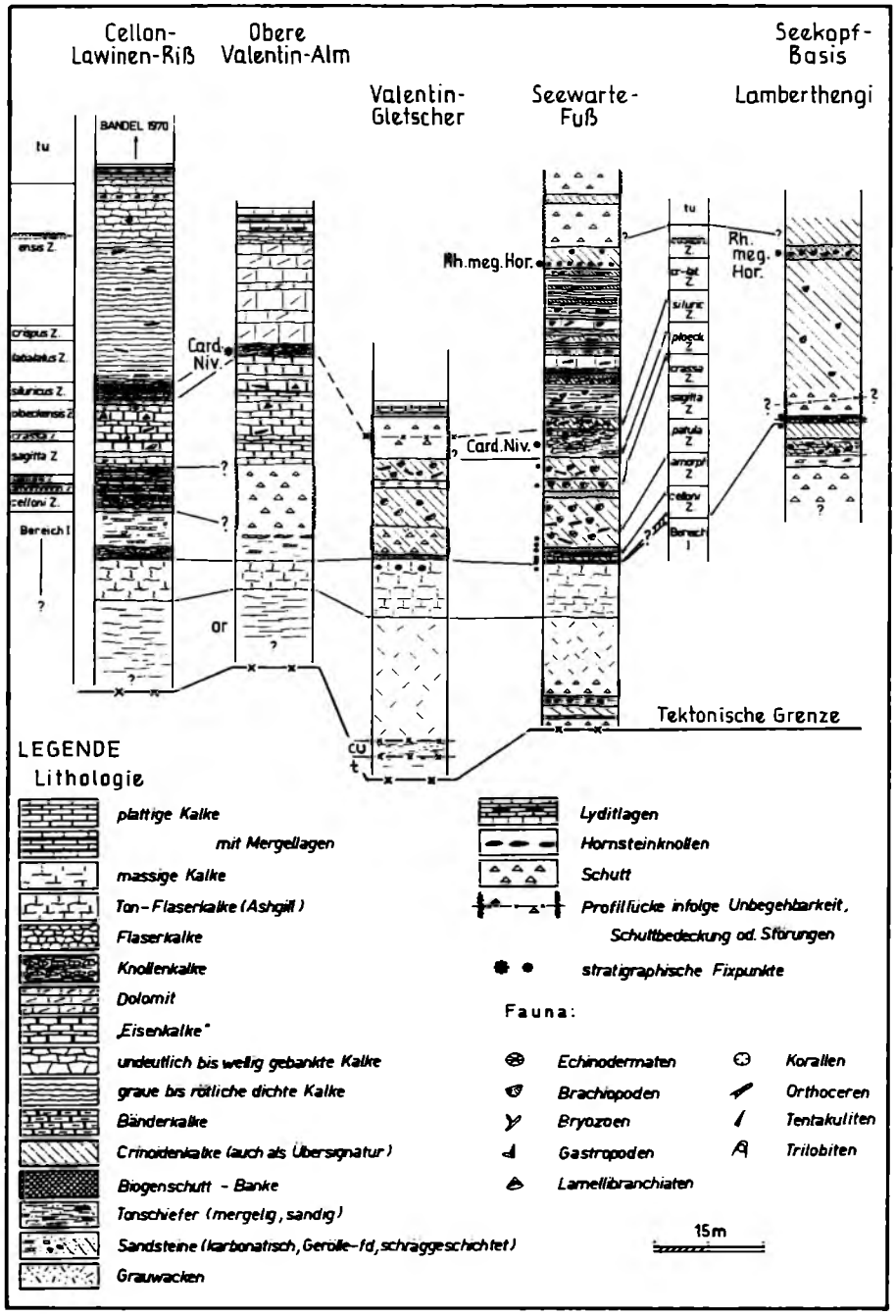


Abb. 127: Silur-Profile im Raum Cellon-Seekopf in den Karnischen Alpen, nach H. SCHÖNLAUB (1970 a, Taf. 1).

hierzu. Die Graptolithenschiefer-Kieselschiefer-Entwicklung des Silur wird als Bischofalm-Fazies (synonym: Gugel-Fazies SELLI) bezeichnet. Als Findenig-Fazies (E. HABERFELNER, 1931) schließlich wird eine Mischfazies zwischen Graptolithen-/Kieselschieferentwicklung einerseits und Kalkfazies andererseits bezeichnet. Im einzelnen ist zu dieser verschiedenartigen faziellen Entfaltung (Abb. 127) folgendes zu bemerken.

1. Die Wolayer Fazies, am besten in den Bergen W vom Plöckenpaß studiert (Seekopf- und Seewartesockel, Kellerwand-W, Rauchkofel-SW), ist durch das Auftreten mikritischer Cephalopoden-führender Knollenkalke gekennzeichnet, gehört demnach dem Schwellenbereich an. Sie zeigt Schichtlücken in verschiedenem Umfang (H. SCHÖNLAUB, 1971 c, S. 370; H. JAEGER et al., 1975, S. 272; H. FLÜGEL et al., 1977, S. 134, Abb. 5; H. SCHÖNLAUB, 1980, S. 41 f.). Es fehlt mindestens ein Teil (meist der Unterteil) des Llandovery, maximal die tiefersilurische Serie bis hinauf zum Oberludlow: Im Seekopfsockel setzt die Subsidenz und damit der Absatz kalkiger Sedimente erst mit der Graptolithenzone 36 (Oberteil von εβ1) ein, ab welcher Zone kein Unterschied mehr zur Plökkener Fazies besteht.

An der Basis dieser eingeschränkten Silur-Serie findet man vielerorts Hinweise auf Diskonformitäten, die auf eine Erosion des Sockels schließen lassen, in den basalsten Partien über dieser Lücke sind Hinweise auf Seichtwassermilieu und auf Kondensation gegeben, wie etwa Stromatolithe, Onkoide, Chamosit-Ooide, Eisen-Mangan-Krusten und -Knollen etc. G. TIETZ hat 1976 eine detaillierte Darstellung der Art dieser Kondensation gegeben.

Die Verhältnisse an der Silur-Devongrenze in dieser Fazies sind am Beispiel des Rauchkofel-Profiles von H. SCHÖNLAUB (1970; 1980, S. 36 ff.) und H. FLÜGEL et al. (1977, S. 133 ff.), besonders mit Hilfe der Conodontenzonierung, dargelegt worden.

2. In der Plöckener Fazies ist die basale Lücke auf die untere Celloni-Zone beschränkt, mit Graptolithenzone 24–26 setzt die Karbonatsedimentation im Llandovery wiederum ein. In diese Fazies gehören das altberühmte fossilreiche Silur von Rauchkofel, Kellerwand und Cellon westlich sowie Elferspitze und Hoher Trieb östlich vom Plöckenpaß. Das seit G. v. GAERTNER (1931, S. 130 ff.) nach Lithologie und Makrofauna gegliederte klassische Profil in der Lawinenrinne des Cellon (Cellonetta) wurde durch O. WALLISER (1964, Taf. 1) zum Typusprofil für die Conodontengliederung des Silur – vgl. Bd. I, S. 490, Tab. 20. H. JAEGER (1975, Tab. 1, S. 113) hat auf Grund weiterer Untersuchungen dieses Profiles hier die Conodontengliederung mit der Graptolithenzonen-Gliederung korreliert.

Eine mikrofazielle Charakteristik der Schichten dieser Fazies hat F. EBNER (1973 a, S. 162 f.) gegeben, Conodontentabellen hierzu findet man bei O. WALLISER (1957, Tab. 1; 1964, Tab. 1–2), C. MANARA & G. VAI (1970, Abb. 4), H. FLÜGEL et al. (1971, Abb. 3; 1977, Abb. 2–3) und H. SCHÖNLAUB (1980). Eine Zusammenstellung des wichtigsten Makrofossilinhaltes haben A. FENNINGER & H. SCHÖNLAUB (1972, S. 34 ff.) geliefert. Hinweise auf spezielle Faunenbearbeitungen wurden bereits S. 243 f. im historischen Abschnitt geliefert. Die letzte und eingehendste Kompilation aller lithologischen und faunistischen Daten über dieses jüngst wiederum von H. FLÜGEL et al. (1977, S. 128 ff., Abb. 2) studierte Profil der Cellonetta-Rinne hat H. SCHÖNLAUB (1980, S. 17 ff., Abb. 7–9) vorgenommen.

Im einzelnen umfaßt die aus einem bunten Wechsel verschiedener Kalke mit Schiefereinschaltungen im tieferen Teil bestehende Silur-Serie der Plöckener Fazies hier von liegend gegen hangend folgende Schichtglieder.

a) Etwa 2 m Trilobitenschiefer des mittleren bis höheren Llandovery, bestehend aus einer Wechsellagerung von schwarzen Mergelschiefern und roten oder schwarzen Kalklagen. Sie führen massenhaft Trilobitenreste, besonders von *Encrinurus novaki* FRECH, Brachiopoden wie *Strophomena asmusi* M. K. V., *Merista hecate* BARR., sowie Graptolithen wie *Monograptus parultimus* JAEGER (1975, S. 119). In den Kalklagen der Trilobitenschiefer findet man Conodonten wie *Spathognathodus celloni* WALLISER, *Ozarkodina adiutricis* WALLISER etc., die auf die Celloni-Zone hinweisen.

b) Die ebenfalls aus schwarzen Schiefern, hangend mehr aus rötlichen eisenschüssigen Kalken bestehenden, nun folgenden, etwa 3 m mächtigen Aulacopleura Schichten gehören dem Wenlock an. Ihre Fauna ist reich an Trilobiten wie *Aulacopleura haueri* FRECH, *Phacopidella grimburgi* FRECH, an Brachiopoden wie *Spirigera obovata* SOW., *S. canalicuata* BARR., sie führt bereits die Muscheln *Cardiola cornucopiae* (GOLDF.), *Cardiolopsis alpina* STACHE, ferner *Orthoceras venustulum* BARR., *O. pleurotomum* BARR., auch Graptolithen wie *Monograptus priodon* (BRONN), *Retiolites geinitzianus* BARR. etc. Nach ihrem Conodontenbestand umfaßt diese Schichtgruppe die Amorphognathoides-, Patula- und den Unterteil der Sagitta-Zone (O. WALLISER, 1964, Taf. 1).

c) Es folgt der Kokkalk des Unter- bis Mittelludlow, ein etwa 7 m mächtiger, teils schwarzer, teils durch Eisenreichtum rot gefärbter, gut geschichteter Kalk, reich an Orthoceren und Brachiopoden, benannt nach dem Kokberg 10 km SE Hermagor. Aus der reichen Fauna seien einige Trilobiten wie *Encrinurus ploeckensis* GAERTNER, *Phacopidella grimburgi* FRECH, Brachiopoden: *Spirigera heimoi* HERITSCH, *Strophomena myrmido* BARR., ferner *Orthoceras amoenum* BARR. hervorgehoben. Durch Conodonten kann der Oberteil der Sagittazone sowie die Crassa- und Ploeckensiszone im Kokkalk erfaßt werden.

d) Die Cardiolaschichten darüber bestehen aus einer etwa 6 m mächtigen Wechselfolge von schwarzen Mergelschiefern und schwarzem Plattenkalk. Sie gehören dem oberen Ludlow (Siluricus-Zone) an. Namengebend ist die darin enthaltene Muschel *Cardiola cornucopiae* (GOLDF.). Die Trilobiten *Scutellum neptuni* MSTR. und *Cyphoproteus wurmi* GAERTNER wurden darin ebenso wie die Graptolithen *Monograptus haupti* K., *M. bohemicus* (BARR.) und *M. butovicensis* BOUČEK nachgewiesen. Die Conodontenfauna mit *Polygnathoides siluricus* BR. & MEHL weist die Schichtgruppe der Siluricus-Zone zu.

e) Der folgende bis 20 m mächtige Alticolakalk des obersten Ludlow – unteren Pridoli mit *Phacops fecundus communis* BARR., *Cheirurus propinquus* (MSTR.), *Orthoceras alticola* FRECH und *O. amoenum* BARR. hat auch Graptolithen, wie etwa *Monograptus parultimus* JAEGER und das Zonenfossil *M. transgrediens* PERNER geliefert. In der Conodontenfauna erscheinen die Zonen-Leitfossilien *Icriodus latialatus* WALL., *Spathognathodus crispus* WALL. und *Sp. steinhornensis eosteinhornensis* WALL. (H. FLÜGEL et al., 1977, Abb. 2).

f) Das Silur dieser Fazies wird durch die etwa bis 8 m mächtigen Megaerella kalke des höheren Pridoli abgeschlossen, schwarze oder graue Kalke mit Orthoceren und Trilobiten, im Hangenden durch eine 80 cm dicke Bank begrenzt, voll von Brachiopoden der Art *Dubaria megaerella* PLODOWSKI (1971, S. 291), nicht aber *Dubaria megaera* (BARR.), nach welcher Form diese Schichten ursprünglich irrtümlich benannt waren („Megaerakalk"). Unter den Orthoceren seien *Sphaerorthoceras carnicum* R., *Parasphaeror-*

thoceras accuratum R., und *Hemicosmorthoceras laterculum* R. hervorgehoben. Die Grenze Silur/Devon wird zwischen Megaerellakalk und eγ-Kalk mit dem ersten Auftreten des Conodonten *Icriodus woschmidti* gezogen.

3. Die Bischofalm-Graptolithenschiefer-Fazies (= Gugel-Fazies R. SELLI, 1963, S. 21), also die Beckenfazies, setzt aus tektonischen Gründen an der Typlokalität, dem Graptolithengraben nördlich der Oberen Bischofalm (8 km NE Plöckenpaß) erst mit der Graptolithenzone 32, Vulgaris-Zone des tiefen Ludlow, ein und reicht hier bis zur Hercynicus-Zone im Unterdevon (H. FLÜGEL et al., 1977, S. 136, Abb. 6). Am Hohen Trieb jedoch kann sie bis in die Zone 18–19, auf der Gugl bis Zone 19, tieferes Llandovery, hinabverfolgt werden. Im 70–100 m mächtigen geschlossenen Profil des Nölblinggrabens S Dellach/Gail ist schließlich eine komplette Zonenabfolge von Zone 17 (tiefes Llandovery) bis Zone 32 (Basis Ludlow) erschlossen (H. JÄGER & H. SCHÖNLAUB, 1977). Kristallindetritus an der Basis des Silur mit bis 5 cm großen Geröllen gegen das tektonisch ungestört unterlagernde Ordovic hin zeigt zumindest epirogenetische Krustenbewegungen zur Zeit der takonischen (altkaledonischen) Phase an (H. SCHÖNLAUB & A. DAURER, 1977).

Eigenartig ist der Gegensatz in der Mächtigkeit der Graptolithenschieferfazies gegenüber der zuvor beschriebenen Kalkfazies: Im Zeitraum von Llandovery bis Ende Ludlow steht der etwa 20 m mächtigen Kalkserie eine fast 80 m mächtige Graptolithenschieferentwicklung im Profil der Gugel, 5,4 km SSW Kirchbach/Gailtal, gegenüber (H. SEELMEIER, 1936). Nach Änderung der Subsidenz stehen dann im Pridoli etwa 5 m kieseligen Sedimenten im Bischofalmgraben 7 km SE Mauthen etwa 30 m Karbonatgesteine im Cellonprofil gegenüber (H. SCHÖNLAUB, 1971 a, S. 104). Die Graptolithenfauna dieser Silurfazies wurde zunächst in den dreißiger Jahren durch E. HABERFELNER (1931) und E. SEELMEIER (1936) studiert. In der Gegenwart revidiert H. JÄGER seit 1965 in zahlreichen Arbeiten die Fauna. An klassischen Graptolithenschieferprofilen wurde hierdurch neu studiert: Die Kieselschieferfazies des Silur-Unterdevon im Bischofalmgraben/Collendiaul (H. JÄGER, 1968; H. FLÜGEL et al., 1977; H. LEDITZKY, 1973), das kalkige Cellonprofil N vom Plöckenpaß (H. JÄGER, 1968, 1975), die Findenig-Mischfazies des Silur vom Findenig 7 km ESE Dellach (H. JÄGER & P PÖLSLER, 1968), im Nölblinggraben (s. o., H. JÄGER & H. SCHÖNLAUB, 1977), an der Ob. Wolayer Alm und N der Gundersheimer Alm E Kötschach-Mauthen (H. JÄGER & H. SCHÖNLAUB, 1980).

4. Als Findenig-Fazies hat man einen Zwischentypus bezeichnet, der den Übergang von Karbonat-Plattformsedimenten der beiden erstgenannten Entwicklungen zur Kümmerfazies der Beckenablagerungen in Graptolithenschieferausbildung (Bischofalmfazies) darstellt: Sie ist demnach durch einen Wechsel von Graptolithenschiefern und Kalken gekennzeichnet. Basal kann ein Quarzithorizont auftreten. Gute Beispiele für diese Fazies geben die Profile Oberbuchach 1–2 bei der Gundersheimer Alm, S Dellach/Gailtal (H. SCHÖNLAUB, 1980, S. 26 ff.; H. JÄGER & H. SCHÖNLAUB, 1980). Über die Silur-Devon-Grenzverhältnisse geben H. FLÜGEL et al., 1977, S. 139, Abb. 7, Auskunft.

Die Betrachtung der Silur-Devon-Grenze zeigt sowohl in der Graptolithenfazies (unterhalb der *Monograptus-uniformis*-Zone des untersten Devon) als auch in der Kalkfazies (unterhalb der *Icriodus-woschmidti*-Zone des untersten Devon) volle Konkordanz, wohl aber gelegentlich einen deutlichen Fazieswechsel in der Kalkentwicklung (H. FLÜGEL et al., 1977, S. 140).

γ) Devon

Mit dem Devon setzt eine auffällige Faziesdifferenzierung in (1.) Plattformsedimente des Riffazieskomplexes (Seewartefazies), in Beckenablagerungen mit (2.) Cephalopodenkalkbildungen (Rauchkofelfazies) und (3.) Tiefbeckenablagerungen in Tonschiefer-Lydit-Ausbildung (Bischofalmfazies) ein. Dabei sinken die Mächtigkeiten von den Zentralkarnischen Alpen im Westen, wo der Riffkalkkomplex (Seewarte) 1000 m Mächtigkeit beträchtlich überschreitet, über den Bereich der Übergangsfazies am Cellon mit halb so großen Werten auf wesentlich geringere Beträge in der Schwellen- und Beckenfazies weiter im Osten (Hoher Trieb, östliche Karnische Alpen) – vgl. H. SCHÖNLAUB 1971 a, Abb. 3, S. 108).

1. Seewartefazies: Die Schichtfolge im Raum der Seichtwassersedimentation des Riffkomplexes ist am besten in der mächtigen Serie ESE vom Wolayersee entwickelt, wo sie durch G. VAI (1963, 1967, 1971 in A. FENNINGER et al., 1972, S. 46; 1977 in H. FLÜGEL et al., 1977) und K. BANDEL (1969) modern bearbeitet ist. Reiche Makrofaunen sind aus diesem Riffkalkkomplex seit alters her beschrieben worden – vgl. F. FRECH, 1894, S. 244 ff. In lithologischer Hinsicht treten in dieser Fazies vor allem Crinoidenschuttkalke mit Einschaltungen von Riffknospen mit einer Fauna von Korallen, Stromatoporen, Mollusken, Bryozoen, Brachiopoden und Kalkalgen auf. Reine Riffkalkstotzen einerseits und dunkle Stillwasserkalke andererseits sind in der Crinoidenschuttkalkentwicklung eingeschaltet.

Die Silur/Devon-Grenze wird heute nach jahrzehntelanger Diskussion (H. ERBEN et al., 1962; B. BOUČEK et al., 1967; H. SCHÖNLAUB, 1969 a; H. JAEGER, 1975; H. FLÜGEL et al., 1977; H. SCHÖNLAUB, 1980, S. 32 f., Abb. 16) an die Basis des eγ-Plattenkalkes gelegt, da dieser bereits in seinem tieferen Abschnitt eine Conodontenfauna mit *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER, *Sp. transitans* BISCHOFF & SANN. und etlichen *Icriodus*-Arten, also eine Fauna der Woschmidti-Zone des Gedinne sowie *Monograptus uniformis uniformis* PRIBYL, Indexfossil für die Uniformisgrenze zwischen Ludlow und Gedinne, enthält. Folgende Schichtglieder werden in dieser Seichtwasserfazies unterschieden:

a) Der „Plattenkalk" des eγ umfaßt mit etwa 150 m Mächtigkeit Gedinne und einen Teil des Siegen. Diese schwarzen Kalke sind, wie oben erwähnt, im tieferen Teil durch Graptolithen eingestuft, der auch eine Conodontenfauna der Woschmidti-Zone birgt (O. WALLISER, 1964, Tab. 2/II).

b) Es folgt der Conjugula Kalk mit einer Mächtigkeit von rund 350–550 m (Seewarteprofil), bestehend aus gebankten gelblichen bis hellgrauen, z.T dolomitischen Crinoidenkalken, die bereits in sehr tiefer Position Trilobiten des Unterems sowie den namengebenden Brachiopoden *Karpinskya conjugula* TSCHERN. führen (K. BANDEL, 1969, S. 277). Über die reichen, seit alters bekannten, auch Trilobiten umfassenden Faunen dieser organodetritischen Kalke mit einzelnen Riffstotzen haben zuletzt K. ERBEN et al. (1962, S. 76 f.) und K. BANDEL (1969, Taf. 8) informiert.

c) Schwarzer bis mittelgrauer Hercynellenkalk schließt nach K. ERBEN et al. (1962, S. 75) im Hangenden an. Nach seiner Conodontenfauna wurde dieses etwa 25 m mächtige Schichtpaket in das höhere Unterems eingeordnet. Im Gegensatz zur früheren Meinung reichen demnach die darin enthaltenen Arten der Bivalvengattung *Hercynella*, wie *H. bohemica* (BARR.), *H. nobilis* (BARR.) und *H. turgescens* (BARR.), über das Silur empor.

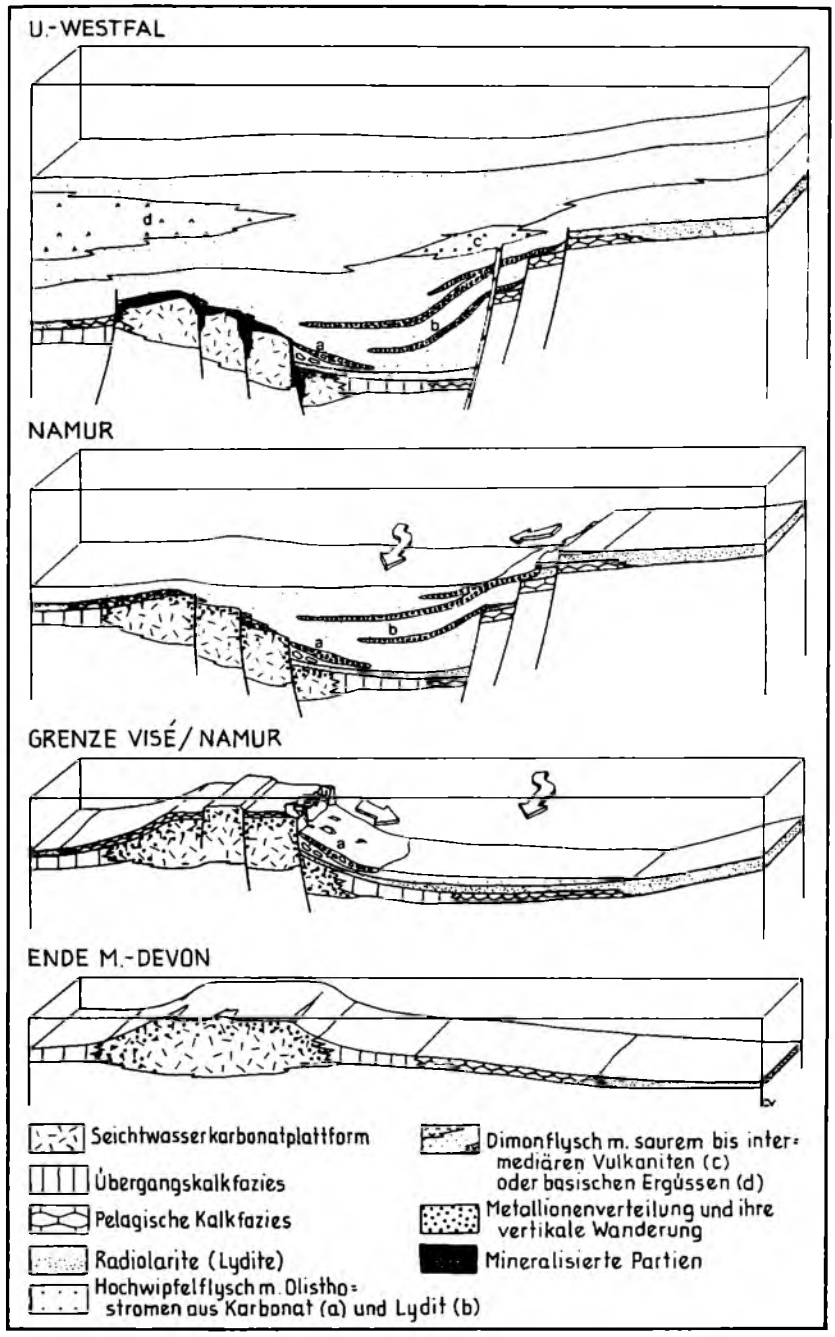


Abb. 128: Paläotektonisches Entwicklungsschema des Karnischen Beckens aus C. Cantelli et al. (1982, Abb. 2).

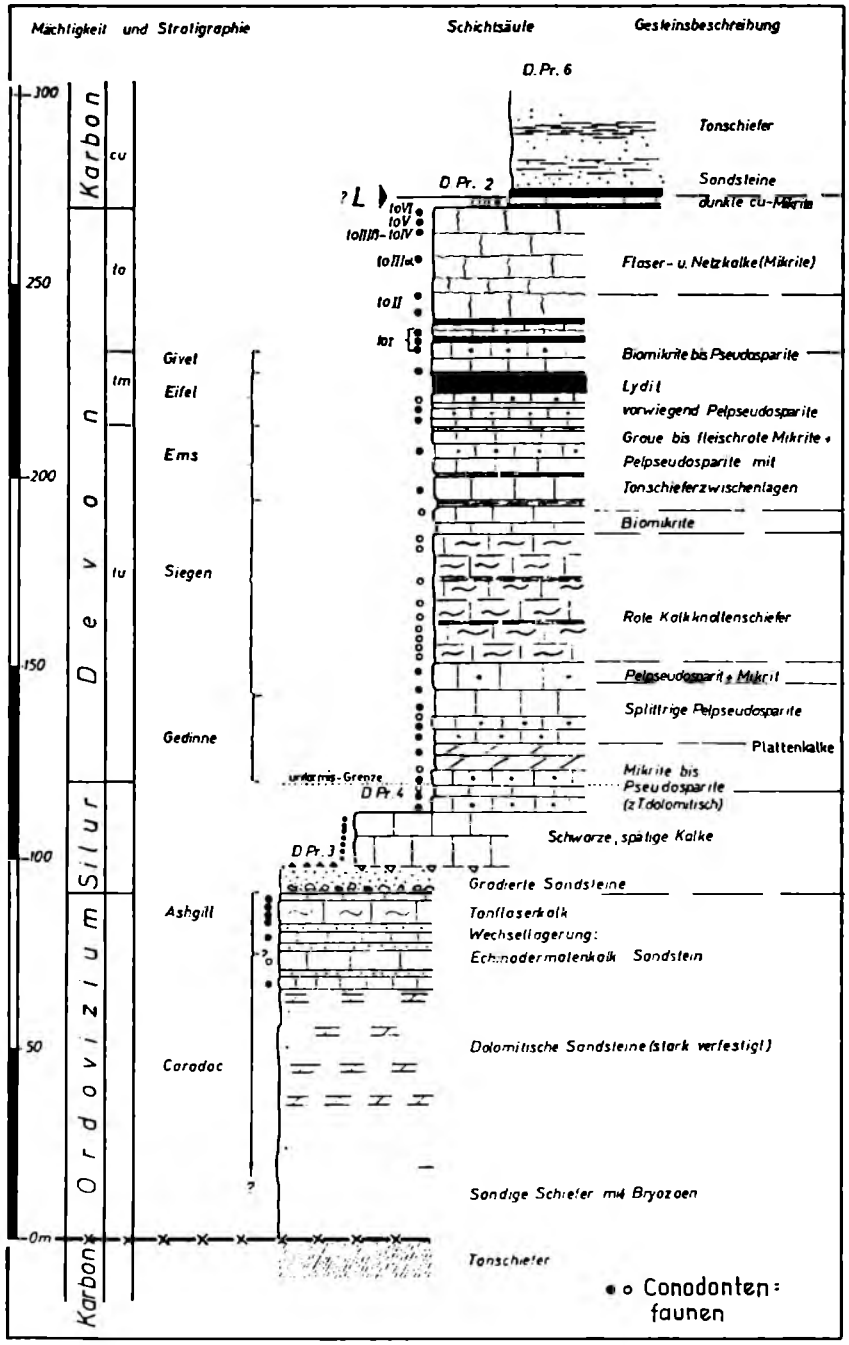


Abb. 129: Das Paläozoikum am Hohen Trieb in den Karnischen Alpen in der Rauchkofel-Entwicklung, nach H. SCHÖNLAUB (1969 a, Tab. 1).

d) Der Consuelo-Kalk, benannt nach *Karpinskya consuelo* GORTANI, folgt nach R. SELLI (1963, S. 26) mit etwa 225 m Mächtigkeit im Hangenden, reich an Brachiopoden, gelegentlich auch Trilobiten-führend.

e) Das untere Mitteldevon, Eifel, wird durch etwa 130 m mächtige grobgebankte Riffkalke mit „Pentamerus" [*Zdimir* aff. *pseudobaschkiricus* TSCHERN., *Z.* cf. *hercynicus* (HALF.) etc.] repräsentiert, reich an Stromatoporen, ärmer an Korallen.

f) Das obere Mitteldevon, Givet, setzt mit 250 m mächtigem Riffkalk mit einer Brachiopodenfauna mit *Stringocephalus burtini* DEFR., *Cyrtina heteroclita* DEFR., *Uncinulus implexus* (SOW.) etc. sowie einem Reichtum an Korallen und Stromatoporen fort.

g) Mit einem noch 100 m mächtigen Amphiporenkalk reicht diese Entwicklung noch bis in das Frasnien empor. Dieser Unterabschnitt des Oberdevon ist durch eine Brachiopodenfauna vom Typus Iberg/Rheinisches Schiefergebirge mit *Rhynchonella roemeri* DAMES, *Rh. cuboides* SOW., *Rh. pugnus* MART., *Productella herminae* FRECH, *Orthis striatula* SCHLOTH. etc. ausgezeichnet (F. FRECH, 1894, S. 266). Im Oberabschnitt des Oberdevon aber machen zufolge einer kräftigeren Absenkung die Seichtwasserablagerungen einer pelagischen Sedimentation Platz, die Riffe sterben ab.

2. Die Rauchkofelfazies H. v. GAERTNER (1931, S. 149) erreicht als eine Entwicklung größerer Meerestiefen mit ihren kalkigen Ablagerungen wie roten, bunten oder grauen Flaserkalken, Knollenkalken, Mergelknollenkalken, Cephalopodenkalken und anderen pelagischen Typen weit geringere Mächtigkeiten als die Serie der Flachwassersee. Die beiden Räume sind durch eine Übergangsfazies vom Typus Cellon miteinander verknüpft. Die gesamte Mächtigkeit dieser z.T kondensierten und Lücken aufweisenden pelagischen Serie schwankt zwischen 40 und 130 m (R. SELLI, 1963, S. 28). Einschaltungen von allodapischen, gradierten Kalklagen mit Flachwasserfeinschutt weisen auf zeitweilige Trübeströme hin, die allerdings mit Absterben der Riffe im Oberdevon to III aussetzen. Gute Beispiele für die Rauchkofelfazies liefern der Rauchkofel, Hohe Trieb (H. SCHÖNLAUB, 1969 a), Kokberg etc. – Abb. 129.

Dieser Typus von Cephalopodenkalken beherrscht, wie erwähnt, ab dem höheren Oberdevon, dem Famenne, in Form der von hier seit F. FRECH (1891) bekannt gewordenen Clymenienkalke auch die abgesenkten Plattformgebiete. Seit M. GORTANI (1907; 1913), H. v. GAERTNER (1931, S. 150) und F. HERITSCH (1936, S. 71; 1951, S. 241) sind bereits sämtliche Stufen des Oberdevon (to I–VI) in dieser Ammonitenkalkfazies mit ihren Clymeniiden, Mantioceratiden, Tornoceratiden, Cheiloceratiden und Imitoceratiden erfaßt worden. Heute sind alle sechs Stufen des Oberdevon auch durch Conodontenfaunen von der Asymmetricus-Zone (to I) bis zur Costatus-Zone und Protognathodus-Fauna (to VI) belegt (F. EBNER, 1973 a, S. 175 ff., Tab. 7). Berühmt ist das gut aufgeschlossene, conodontenreiche oberdevonische Knollen/Flaserkalk-Profil des Großen Pal 6 km E vom Plöckenpaß, das sogar eine aus 7 Arten bestehende Trilobitenfauna im Famenne-Anteil geliefert hat (vgl. H. SCHÖNLAUB, 1980, S. 26, Fig. 10–11).

Ferner hat sich nunmehr ergeben, daß mancherorts dieser Typus der pelagischen Kalksedimentation noch ungestört über die Devonobergrenze bis in das Unterkarbon, maximal bis weit in das Visé, emporreicht – so etwa im Plöckengebiet, von wo I. GEDIK (1974) die reichen Conodontenfaunen bis zum cu II empor erfaßt hat, oder am Mt. Zermula auf italienischer Seite (A. FERRARI & G. VAI, 1966; M. MANZONI, 1966), wo diese Fazies in das cu III reicht.

3. Bischofalmfazies: Die Tonschiefer-Kieselschiefer-Entwicklung ist bisher zunächst im untersten Devon, dem Gedinne, mit Kalken wechsellagernd, dann ganz untergeordnet im Oberen Eifel, schließlich aber durchgehend im Oberdevon nachgewiesen worden, von wo sie bis in das tiefe Unterkarbon emporsteigt (P Pölsler, 1969, S. 363 ff.: Findenigkofel; H. Jäger & H. Schönlaub (1980, S. 439): alle drei Graptolithenzonen des Unterdevon unter der Gundersheimer Alm E Kötschach-Mauthen; H. Leditzky (1973, S. 171): Zollner Schichten durch Conodonten des Oberdevon W vom Zollner See 8 km SE Mauthen eingestuft.

Anhangsweise sei erwähnt, daß diese Faziesunterschiede in den tektonisch tieferen Decken, der Mauthneralm- und besonders der Mooskofeldecke, nicht mehr klar erfaßbar sind, da auch Riffkalke dort zu gebänderten Kalken bis fossilfreien Kalkmarmoren umgeprägt worden sind.

Am Ende des Frasnien endet die Seichtwassersedimentation durch Absacken der Karbonatplattform. Nun werden pelagische, fossilreiche, Goniatiten-führende Korallen- und Flaserkalke abgesetzt, welcher Gesteinstypus bis in das Visé im Unterkarbon anhält. Lokal aber kann die Sedimentation bereits im höheren Frasnien enden.

δ) Karbon

Im Karbon der Karnischen Alpen ist eine markante Dreigliederung auffällig: 1. Im basalen Abschnitt reicht mancherorts die pelagische Flaserkalkentwicklung und die Lyditbildung aus dem Oberdevon empor. 2. Nach einer verschieden umfangreichen, meist aber geringfügigen Schichtlücke setzt nach der sudetischen Phase an der Wende vom Unter- zum Oberkarbon transgressiv und gelegentlich mit deutlicher Winkeldiskordanz die das Namur und tiefere Westfal umfassende Hochwipfelschichten-Ausbildung des Flyschstadiums nach diesem älteren variszischen Bewegungsstoß auf. Sie wird auf italienischer Seite noch von den Dimonschichten des Westfal C gegen oben fortgesetzt. 3. Nach der kräftigen Orogenese im Zuge der asturischen Phase zu Ende des Westfal, in der in den Karnischen Alpen die variszische Deckenbildung abrollte, setzen die Auernigschichten des hohen Oberkarbon (Stephan) als Molassebildung dieser Orogenese in Form eines rhythmischen Wechsels von grob- bis feinklastischen nichtmarinen Schichten und kalkreichen marinen Ablagerungen fort. Im einzelnen ist zu den erwähnten drei Schichtgruppen das folgende zu vermerken.

1. Die pelagische Kalkfazies und die Lyditentwicklung des obersten Devon setzt, wie oben erwähnt, vielfach ohne jegliche Unterbrechung über die Formationsgrenze in das Tiefkarbon über. Schon H. v. Gaertner (1931, S. 151) erkannte unterstes Karbon, Gattendorfia-Stufe, in Cephalopodenfazies auf der Grünen Schneid W vom Cellon an seiner Fauna mit *Imitoceras intermedium* (Schindew.), *I. varicosum* (Schindew.), *Glatziella* sp., *Prolecanites* sp. und *Pseudarietites* sp. Mit Hilfe der Conodontenfaunen ist die Devon/Karbon-Grenze heute gut faßbar: Über der Protognathodus-Fauna des obersten Devon bezeichnet die Sulcata-Zone mit *Siphonodella sulcata* (Huddle) und *Polygnathus purus subplanus* Voges das einsetzende Karbon (F. Ebner, 1973 b, S. 36).

Die Einzelheiten über die verschiedenartigen Verhältnisse im untersten Karbon der Karnischen Alpen sind inzwischen durch die Conodontenforschung bekannt geworden:

Es gibt die erwähnte kontinuierliche Fortsetzung der Kalkfazies über die Formationsgrenze maximal in das hohe Visé (cu III) empor; es gibt Lücken innerhalb dieser Kalkserie im cu II (oft auch mit Kalkbrekzien), auf verschieden alten Kalken des Oberdevons lagernd (Bretonische Phase); es gibt Transgressionen des Namur der Hochwipfelschichten auf Unterdevon (O.-Gedinne S Straniger Alm, A. FENNINGER et al., 1976, S. 249), auf hohem Mitteldevon (Hohe Warte 5 km W Plöckenpaß), auf Oberdevon (Volayer See; Gr. Pal), auf cu I (Uggwatal), cu III (Mt. Zermula) — G. VAI, 1963, S. 166 ff.; 1971 a, S. 171, etc.

C. SPALLETTA et al. (1983, 1984) haben in den Oberdevonkalken (Frasnien) auf der italienischen Seite E Timau interessante Sedimentstrukturen wie intraklastische Parabrekzien, allodapische Einschaltungen, umfangreiche Conodontenumlagerungen etc. beobachtet, die sie auf Erdbeben, begleitende Tsunamis und Trübeströme zurückführen.

2. Die Hochwipfelschichten in ihrer heute üblichen Abgrenzung (nicht im Sinne eines stratigraphischen Sammelsuriums F. KAHLER & K. METZ, 1955, S. 259, mit Gliedern vom Ordovic bis Oberkarbon) umfassen eine wohl im wesentlichen vom tiefen Namur bis in das Westfal B reichende, 700–1000 m mächtige detritische Serie. An ihrem Aufbau sind dunkle Tonschiefer, Siltite, Sandsteine, Arkosen, Geröllschiefer mit Kristallin- und Altpaläozoikums-Komponenten, Lyditbrekzien, auch maximal Dezimeter dicke Lyditlagen beteiligt (F. HERITSCH, 1936, S. 75 ff.). Saure Vulkanite schalten sich in den oberen Gliedern ein. Olistholithe wurden von italienischen Geologen beschrieben. R. SELLI (1963, S. 37) erkannte die Flyschnatur der Hochwipfelschichten an Hand der Gradierung, der Sohlmarken und Rippelmarken im gröberdetritischen Anteil. C. MANARA & G. VAI (1970, S. 471) beschrieben daraus den hierfür typischen BOUMA-Zyklus.

Die Schwermineralspektren zeigen im Namuranteil eine Dominanz von Zirkon, Turmalin und Rutil, so daß im Norden des heutigen Hochwipfelflysches in erster Linie ein granitoides Hinterland als Liefergebiet des detritischen Materials zur Verfügung stand, während im Westfal nach einem deutlichen Umschwung auf eine Granat-Epidot-Assoziation sich ein Einzugsgebiet aus mesometamorphen Gesteinen ankündigt (W SCHNABEL, 1976, S. 201 f., Abb. 4).

Die Basistransgression der Hochwipfelserie ist von vielen Stellen anschaulich beschrieben worden: Vielerorts sind Karren und Dolinen des Kalkuntergrundes ausgefüllt (F. HERITSCH, 1936, Taf. 2, Fig. 2; P PÖLSLER, 1969, Abb. 4, S. 373), häufig sind grobklastische Basalbildungen aufgeschlossen (Grüne Schneide W Cellon: F. FRECH, 1984, S. 86).

C. SPALLETTA, G. B. VAI et al. (1979) haben eine moderne sedimentologische Analyse von Hochwipfel- und Dimonschichten auf der italienischen Seite im Raum des Mt. Paularo und Mt. Dimon geliefert: Die Flyschentwicklung verdankt ihren Einsatz einer dramatischen Vertiefung des Meeresbodens, synsedimentäre Tektonik bewirkt zunächst die Bildung von Brekzienmassen einschließlich Megabrekzien, von Olisthostromen mit Olistholithen, sedimentäre Gänge schlagen durch. Erst dann folgen die turbiditischen, vulkanischen und vulkanoturbiditischen Serien.

Das Alter der Serie ist zunächst auf Grund von Pflanzenfunden als Namur bestimmt worden: Von der Forcella Moraret 4 km SW vom Plöckenpaß wurde von

Vinassa de Regny (1906 b, S. 229) und M. Gortani (1906 c) eine Flora mit *Neurodontopteris auriculata* Brgnt., *Calamites cisti* Brgnt., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternbg., *Lepidophyllum trigeminum* Heer etc. erwähnt (vgl. F. Heritsch, 1936, S. 75). Eine Flora mit *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloh.) Zeiller nahe dem Plöckenpaß, die P Krause (1928, S. 634) erwähnt hat, könnte außer auf Namur auch auf Unterkarbon weisen, wodurch früher auch Kulm als Einstufung der Serie in Erwähnung gezogen worden war (vgl. W Jongmans, 1938 b, S. 99). Die Bestimmung dieser Art aber wurde später in Frage gestellt (vgl. H. Flügel et al., 1959, S. 161). Eine umfangreiche Sporenuntersuchung der Hochwipfelschichten auf italienischer Seite durch F. Francavilla (1966) erbrachte an Hand gut bestimmbaren Materials den Nachweis von Namur A bis Westfal B, Sporen des Dinant fehlten.

Auf der italienischen Seite der Karnischen Alpen setzen über den Hochwipfelschichten normalstratigraphisch noch in einer Mächtigkeit von über 300 m die Dimonschichten fort. Sie sind durch eine mächtige Masse von Vulkaniten an ihrer Basis markiert, teils massige Spilite, teils mit Pillowlavenstruktur. Ihr oberer Abschnitt wird von rötlichen und grünen Tonschiefern mit untergeordneten Sandsteinlagen eingenommen (R. Selli, 1963, S. 41).

Nach Ablagerung der Hochwipfel- und Dimonschichten, aber vor Absatz der folgenden Auernig-Molasse, erfolgt im hohen Westfal die variszische Hauptorogenese, die Deckenbildung und -überschiebung in den Karnischen Alpen.

3. Die Auernigschichten Mit der Transgression der Auernigschichten über dem gefalteten und in Decken gegliederten variszischen Sockel wird der Schlußakt der Entwicklung im voralpidischen Geschehen gesetzt. Die jüngst aufgestellte Behauptung von I. Argyriadis (1968, 1972) und die in manchem ähnliche Auffassung von A. Mariotti (1973), daß in den Karnischen Alpen kein variszischer Bau nachzuweisen sei, wird von A. Fenninger et al. (1975, 1976) auf Grund dieser Transgression über gefaltetem Untergrund abgelehnt.

Die Hauptverbreitung der Auernigschichten liegt in einer ungefähr W-E streichenden Zone im Bereich des Naßfeldes S Tröpolach. Die Bezeichnung der Schichtgruppe ist vom Mt. Auernig (Javornik = Ahornberg) 1 km SE vom Naßfeld abgeleitet. Die ältere Sammelbezeichnung „Naßfeldschichten" für verschiedene jungpaläozoische Schichtglieder ist heute aufgegeben. Die rund 1 km mächtige Serie mit einem eigenartigen Rhythmus von marinen und terrestrischen Ablagerungen (Auernigrhythmus F. Heritsch et al., 1934, S. 164; A. Fenninger, 1970; H. Flügel, 1971), dessen Ursache in weltweiten eustatischen Schwankungen – bedingt durch Zwischeneiszeiten des permokarbonen Glazials – gesucht worden ist, umfaßt in regem Wechsel Tonschiefer, sandige Schiefer, Siltite, Sandsteine, dickbankige Quarzkonglomerate, Anthrazite und geringmächtige dunkelgraublaue fossilreiche marine Kalke. Die kräftige rhythmische Gliederung der Serie mit reichlich groben Konglomeratbänken deutet auf wiederholte Einschüttungen von einem Hinterland reich an sauren Magmatiten und Umlagerungen des Materials in küstennahem Raum. Den Hinweis auf plutonische, aber auch auf niedrigmetamorphe Liefergebiete hat jüngst die Untersuchung der Schwermineralspektren durch A. Fenninger & K. Stattegger (1977) erbracht: Turmalin, Zirkon und Brookit/Leukoxen dominieren, Chloritoid tritt hinzu. Die Schüttung erfolgte nach E. Buttersack & K. Boeckelmann (1984) von Südwesten her.

Das Alter der Transgression der Auernigschichten und damit ihr stratigraphischer Umfang ist lange diskutiert worden. Früher hat man allgemein an ein generelles Einsetzen dieser Serie im Westfal D auf Grund des Vergleiches der „Weidegger Fauna" ihres Basalhorizontes mit jener des russischen Mjatschkowo (F. HERITSCH, 1934, S. 180; ähnlich K. METZ, 1936, S. 164) und auf Grund der Floreneinstufung durch W JONGMANS (1938, S. 101 ff.) und W BERGER (1960, S. 260) geglaubt (F. KAHLER & S. PREY, 1963, S. 25). Nun ergab eine Revision der Weidegger Fauna durch K. GAURI (1965) eine Einstufung in das Unterstephan (Kasimow), eine Fusulinidenfauna mit *Triticites* in den Basalbildungen S der Stranigeralm erbrachte gleiches Stephanalter (A. FENNINGER et al., 1976, S. 250), die Revision der Floren durch W REMY (1969, S. 67) und F. FRANCAVILLA (1974) führt zum nämlichen Ergebnis: Auch die Flora von W BERGER aus den basalen Auernigschichten mit *Odontopteris subcrenulata* (GERMAR) ROST und *Neuropteris cordata* BRONGNIART bestätigt nach W REMY (l. c.) das Stephan. Es spricht heute – abgesehen von einer Bestimmung einer Fusulinidenfaunula südlich des Auernig durch M. PASINI (1963, S. 345) als oberstes Mjatschkowo – alles dafür, daß die Haupttransgression an der Basis des Stephan erfolgte. Übrigens ist auch die von K. FELSER (1974, S. 41) in das Unterperm gestellte Transgression am Gipfelplateau des Roßkofels WSW vom Naßfeld nach A. FENNINGER et al. (1976, S. 251) den basalen Auernigschichten zuzuschreiben.

Gliederung: Seit F. HERITSCH (et al.) 1934, S. 163 ff., ist eine Gliederung der Auernigschichten – durch Kombination des Waschbühelprofiles W der Stranigeralm und des Garnitzenprofiles E des Naßfeldsattels – in eine Untere kalkarme Schichtgruppe (Meledis-Schichten R. SELLI, 1963, S. 45), Untere kalkreiche (Pizzul-Schichten), Mittlere kalkarme (Corona-Schichten), Obere kalkreiche (Auernig-Schichten s. str.) und Obere kalkarme Schichtgruppe (Carnizza-Schichten) üblich. H. FLÜGEL (1964, S. 423, Abb. 3) hat angenommen, daß die verschiedenen Profilstücke, die für diese generelle Abfolge zusammengesetzt worden waren, unrichtig aneinandergefügt worden seien, wozu noch die irrtümliche Annahme einer Verkehrtlagerung der Serie im Waschbühelprofil kommt (A. FENNINGER et al., 1971, S. 637), sodaß H. FLÜGEL (l.c.) zur Auffassung gelangt ist, daß das klassische Waschbühel-Profil SE der Waideggeralm nicht die Ergänzung des Garnitzenprofiles 2 km E des Naßfeldes darstellt, sondern dessen mittlerer Partie entspricht.

Demnach ergäbe sich für die Auernigschichten s. l. von liegend gegen hangend folgende Gliederung: Watschiger Schichten mit *Isogramma paotechowensis* GRABAU, Coronaschichten mit *Chaoiella grünewaldi* (KROTOV), Auernigschichten s. str. mit *Quasifusulina tenuissima* (SCHELLW.), *Amplexocarinia smithi* HER., *Carinthiaphyllum carnicum* HER., *Lineoproductus lineatus* (WAAGEN) etc. und zuoberst Carnizzaschichten mit *Rugosofusulina*. Inwieweit diese Auffassung zutrifft, ist bis heute nicht geklärt, das neustudierte Waschbühelprofil des Westens (A. FENNINGER et al., 1971) ist mit den Profilen im Naßfeldgebiet nicht korreliert worden.

Eine Neubearbeitung der Floren aus dem tieferen Abschnitt der Auernigschichten durch F. FRANCAVILLA (1974, S. 92 ff.) hat eher eine Bestätigung der herkömmlichen Gliederung erbracht, wonach die Untere kalkarme Gruppe mit *Calamites cisti* BRGT., *Neuropteris ovata* HOFFM., reichlich *Pecopteris* etc. in den Grenzbereich Westfal-Stephan gehört, die Untere kalkreiche Gruppe mit reichlich *Neuropteris*-Arten in das basale Stephan A (noch Westfal D nach FRITZ & BOERSMA, 1982, S. 150), die Mittlere kalkarme Gruppe

mit *Pecopteris, Alethopteris* und *Neuropteris* in das hohe Stephan A („Unterstephan" bei FRITZ & BOERSMA, l. c.), und die beiden oberen Schichtgruppen in Stephan B bzw. C einzureihen seien. Umfangreiche Faunenzusammenstellungen aus den Auernigschichten haben z. B. F. HERITSCH (1934, S. 164 ff.) und F. KAHLER & S. PREY (1963, S. 29 ff.) gegeben.

ε) Perm

Die permische Serie stellt sich in den Karnischen Alpen besonders im Raum um das Naßfeld mit Mächtigkeiten bis zu 900 m in großer lithologischer Vielfalt ein. Der auch in der Morphologie der Landschaft auffällige rasche Wechsel von schiefrig-kalkigen Serien, von mächtigen Flachwasserkalkplatten und von Sandstein weist auf den labilen Zustand des Untergrundes zur Zeit der Umstellung von der variszischen Ära zur alpidischen Geosynklinale hin. Die vorwiegend marine Entwicklung dieses Perm in südalpiner Fazies kontrastiert scharf mit dem jenseits der Periadriatischen Naht im Norden folgenden kontinental-detritischen Perm der Nordalpen.

Der Gesamtkomplex der permischen Ablagerungen gliedert sich von Liegend gegen Hangend in folgende Glieder (Tab. 10): 1. Dem tieferen Unterperm (Asselian) gehören die Rattendorfer Schichten an, eine an Pseudoschwagerinenkalken reiche Serie. 2. Es folgen die unterpermischen Trogkofelkalke, die markante Bergstöcke wie Trogkofel und Reppwand bilden. Sie stellen teils Riffkalke, teils Schelfaußenrandkarbonate dar. 3. Die mit der Tarviser Brekzie ansetzenden, terrestrisch gebildeten Grödener Schichten, die über die Wende Unter/Oberperm hinübergreifen, bilden wohl zum guten Teil Aufarbeitungsprodukt des weiter im Westen 1000 m mächtigen tiefer-unterpermischen Bozener Quarzporphyrs, dessen Decken sich zur Zeit der Bildung der Rattendorfer- und Trogkofel-Schichten nicht mehr bis in die Karnischen Alpen hinüber ausgebreitet hatten. Mit den höher-oberpermischen Bellerophonkalken und -dolomiten schließt die Serie des Jungpaläozoikums. Eine zusammenfassende Darstellung über das Perm der Karnischen Alpen haben jüngst W BUGGISCH et al. (1976) geliefert.

Die zahlreichen paläontologischen Bearbeitungen permischer Faunen und Floren dieses Gebietes wurden bereits S. 243 f. zitiert.

Mit der Verfeinerung der chronostratigraphischen Gliederung des Perm, basierend auf weltweit wertvollen Leitformen unter den Fusuliniden, hat sich am intensivsten F. KAHLER (1960, 1962 a, 1969, 1972, 1974!, 1975, 1980 a, b) befaßt. Auf weitere neue derartige Studien wird im folgenden bei den einzelnen Schichtgliedern verwiesen.

Serienabfolge (vgl. Profile Abb. 132, 138):

1. Die Rattendorfer Schichten, an der Basis vielfach tektonisch gestört, folgen am Schulterkofel 5 km E vom Naßfeld mit normalem stratigraphischem Verband über den Auernigschichten. A) Ihr Unterabschnitt, der Untere Pseudoschwagerinenkalk, stellt eine durch Trans- und Regressionen markierte küstennahe Innenschelfablagerung dar. Die reiche Fauna dieses 135 m mächtigen unteren Abschnittes wird bei F. HERITSCH (1934, S. 176) angeführt. Da *Pseudoschwagerina alpina* KAHLER erst im Oberteil dieses Kalkes auftritt, könnte die Basis noch in das Oberkarbon reichen (F. KAHLER, 1972, S. 139). B) Die bis 125 m mächtigen Grenzlandbänke darüber mit ihrem Wechsel von Schiefern, Sanden und Konglomeraten aus einem Liefergebiet mit sauren Erguß-und später sauren Tiefengesteinen liefern eine Reminiszenz an den Auernigrhyth-

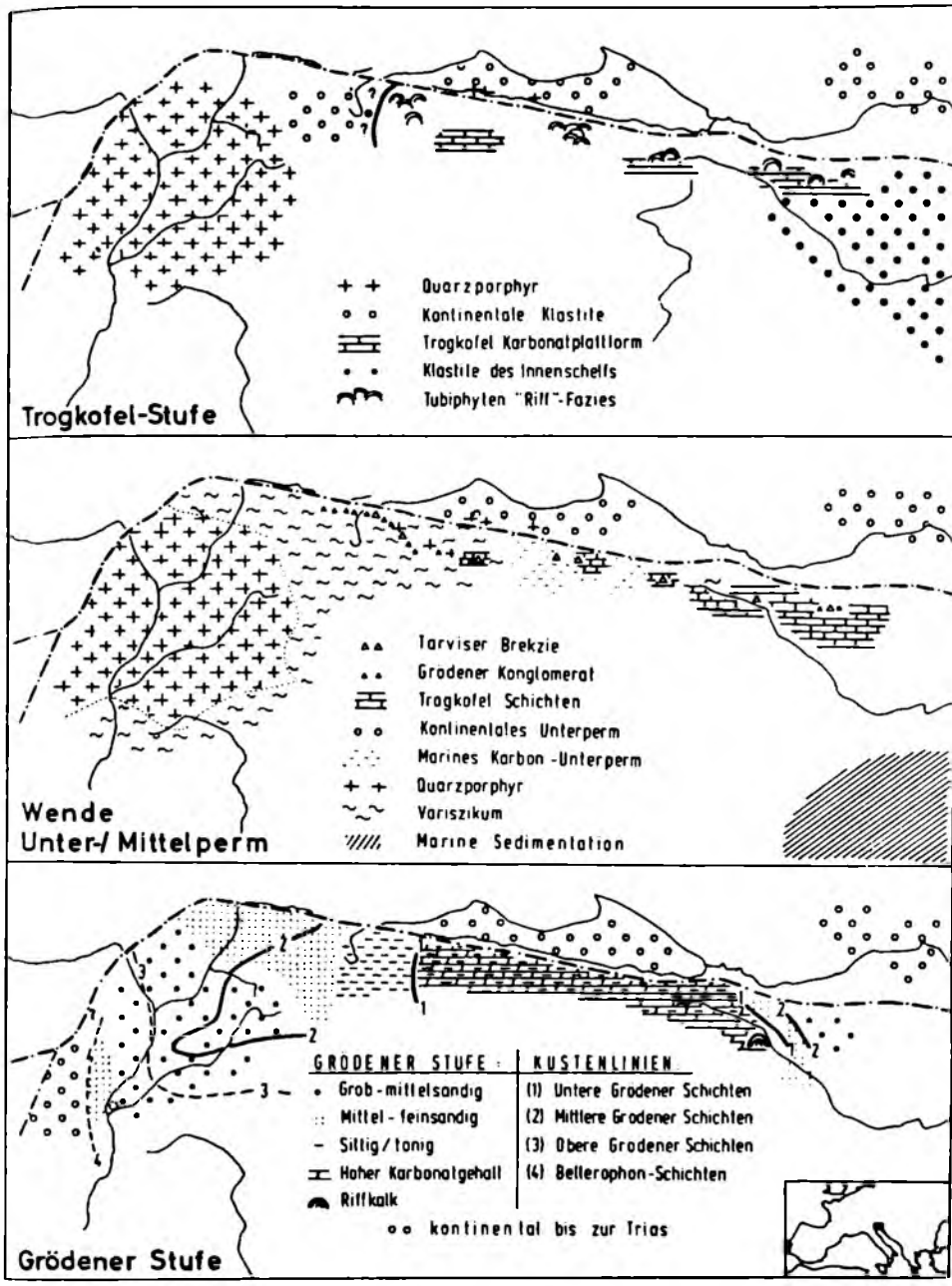


Abb. 130: Faziesregionen im südalpinen Perm, nach W. Buggisch (1978, Abb. 11).

mus. Sie führen das Zonenfossil *Pseudoschwagerina confinii* KAHLER & KAHLER. C) Der bis 175 m mächtige Obere Pseudoschwagerinenkalk mit der stratigraphisch bezeichnenden Fusulinidengattung *Zellia* stellt einen fossilreichen, dunklen, gelegentlich rot gefärbten Kalk mit Mikrofaziesabfolgen dar, die von einem Schwanken der Absatzbedingungen vom seichten zum tieferen Schelfbereich künden. Eingehende Faziesinterpretationen über die Rattendorfer Schichten und die folgenden Trogkofelschichten wurden jüngst von E. FLÜGEL (1968, 1971, 1974, 1980), E. FLÜGEL et al. (1971, 1980), W HOMANN (1969, 1970, 1971), G. TIETZ (1974), W BUGGISCH et al. (1976, 1977, 1980) und E. BUTTERSACK & K. BOECKELMANN (1984) geliefert.

2. Der am Trogkofel selbst 400 m mächtige Trogkofelkalk besteht überwiegend aus dichten, massigen, blaßroten Kalken mit dunkelroten tonigen Spaltenfüllungen (E. FLÜGEL et al., 1971). Eingeschaltete Brekzienlagen hat M. GORTANI (1921) als Trogkofelbrekzie bezeichnet. Die Fauna der Hauptmasse des Trogkofelkalkes der Karnischen Alpen, besonders reich an Brachiopoden (E. SCHELLWIEN, 1900; F. HERITSCH, 1938; F. KAHLER & S. PREY, 1963, S. 43), weist auf eine Einordnung in die Sakmara-Stufe hin, Jüngere Partien (Treßdorfer Kalk) mit *Pseudofusulina vulgaris* (SCHELLWIEN) weisen auf das (tiefere) Artinsk. Die folgende Tarviser Brekzie (s. u.) ist bereits in das Cisjansk (höheres Artinsk im alten Sinne) zu stellen – vgl. F. KAHLER (1980 a, Tab. 1) und W BUGGISCH & E. FLÜGEL (1980, Tab. 1).

Detaillierte Faziesuntersuchungen von E. FLÜGEL und Mitarbeitern haben jüngst gezeigt, daß im unteren Teil der Trogkofelschichten einerseits eine faziell reich differenzierte „Plattform" Entwicklung der Schelflagune bei Forni Avoltri auf der italienischen Seite der Karnischen Alpen herrscht, andererseits eine „Riff"-Entwicklung mit geringer Faziesgliederung auf österreichischer Seite im Trogkofel- und Gartnerkofelgebiet im Bereich des einstigen Schelfrandes gegen das offene Meer hin auftritt (E. FLÜGEL, 1980; W BUGGISCH & E. FLÜGEL, 1980; E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER, 1980). Während ein großer Teil der dort unterschiedenen 15 Mikrofaziestypen der Plattformentwicklung entstammt, ist die Riffentwicklung des Trogkofelkalkes durch einen ziemlich einheitlichen massigen Tubiphytenkalk repräsentiert. Die biogenen Strukturen hier und im seewärts folgenden, etwas tieferen Bereich des Schelfrandes werden außer durch *Tubiphytes,* sessile Foraminiferen, *Archaeolithophyllum* und Kalkschwämme auch durch phylloide Algen, *Archaeolithoporella* und Bryozoen aufgebaut. Insgesamt haben E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER (1980) 46 Algenarten in den Trogkofelschichten nachgewiesen.

Die klastische Fazies der Trogkofelschichten, die in den Karawanken 500 m mächtigen Košnaschichten, sind in den Karnischen Alpen nur durch den im Gebiet NW des Naßfeldes erhaltenen geringen Erosionsrest des Treßdorfer Kalkes vertreten (W HOMANN, 1969, S. 278; K. FELSER, 1975; W BUGGISCH et al., 1976, S. 668; 1980, S. 16). Dieser enthält im Gegensatz zu Internbrekzien des Trogkofelkalkes ein wesentlich polymikteres Komponentenspektrum bis hinab zu Geröllen aus den Rattendorfer Schichten. Altersmäßig wird der Treßdorfer Kalk ebenso wie der stratigraphisch etwas höher emporreichende Goggauer Kalk in das Artinsk gestellt (F. KAHLER, 1980 a, S. 257).

3. Die Tarviser Brekzie (F. HERITSCH, 1928 b, S. 339) stellt sich in den Karnischen Alpen nach einer Schichtlücke im Hangenden des Trogkofelkalkes als Basisbildung der folgenden Grödener Schichten ein. Sie ist im wesentlichen altersgleich mit

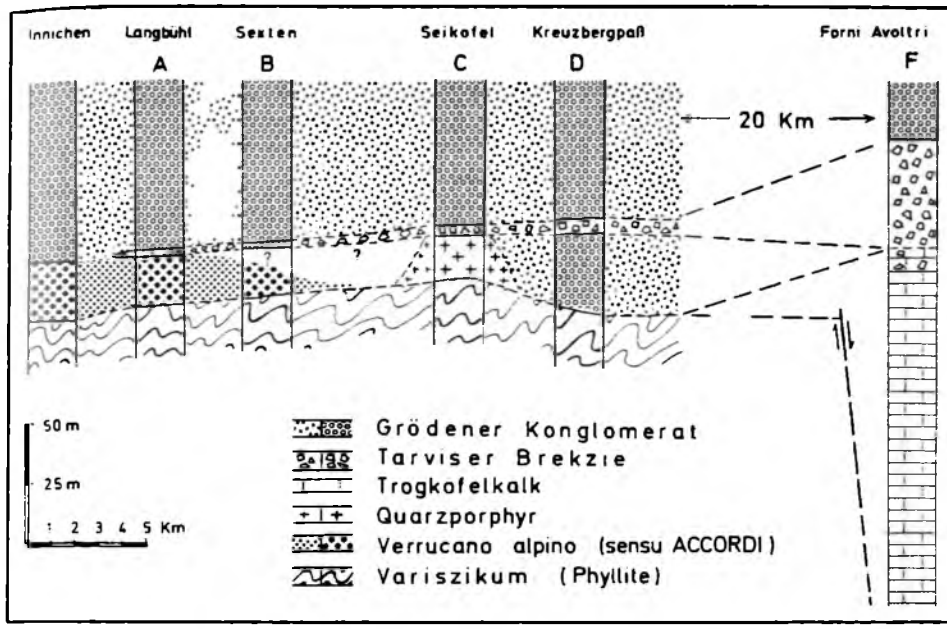


Abb. 131: Die Beziehung der Tarviser Brekzie (F) zu den Südtiroler Perm-Brekzien, nach W. Buggisch & E. Flügel (1980, Abb. 2).

dem in den Dolomiten über dem Quarzporphyr auftretenden Grödener (Basis) Konglomerat (F. Frech, 1894, S. 348) und verzahnt sich auch im Raum Kreuzbergpaß-Sexten in den Dolomiten mit dem letztgenannten (W Buggisch & E. Flügel, 1980, S. 19, Abb. 2–3) – Abb. 131. Da die meist geringmächtige, maximal knapp 50 m erreichende Tarviser Brekzie eine Kalkbrekzie mit karbonatischer Grundmasse darstellt, während das in den Sextener Dolomiten noch bis 230 m mächtige Grödener Konglomerat eine Quarzporphyr-Brekzie mit meist silikatischer Matrix repräsentiert, mögen die beiden gleichaltrigen Bildungen auch nomenklatorisch getrennt gehalten werden.

Die Tarviser Brekzie ist nur in ihren Basalteilen eine Süßwasserbildung, später aber marin sedimentiert. Ihre Bildung steht in Verbindung mit der Zerstückelung und Heraushebung der Trogkofelkalkplattform. Der Hangendabschnitt des Trogkofelkalkes unter dieser Brekzie ist in verschieden starkem Umfang abgetragen worden (A. Fenninger et al., 1975, S. A 151) – wohl in Zusammenhang mit der saalischen Phase, etwa an der Wende Unter-/Ober-Rotliegend. W Buggisch et al. (1976, S. 652, Abb. 1) stufen die Brekzie in das Artinsk, F. Kahler (1980 b, S. 260) näher in das Oberartinsk im alten Sinne (= Cisjansk) ein.

4. Die in den Südtiroler Dolomiten bis 600 m mächtigen, dort über dem Bozener Quarzporphyr aufsetzenden Grödener Schichten erreichen im Reppwandprofil des Gartnerkofels (Abb. 138) bloß 40 m, im italienischen Anteil bis 100 m. Sie bestehen hier aus roten oder grünen, feinsandig-tonigen, gut geschichteten, glimmerreichen Ablagerungen, die gelegentlich grünliche Dolomitmergel führen. Altersmäßig sind die Grödener Schichten in den Grenzbereich Unter-/Oberperm bzw., wenn man will, in das

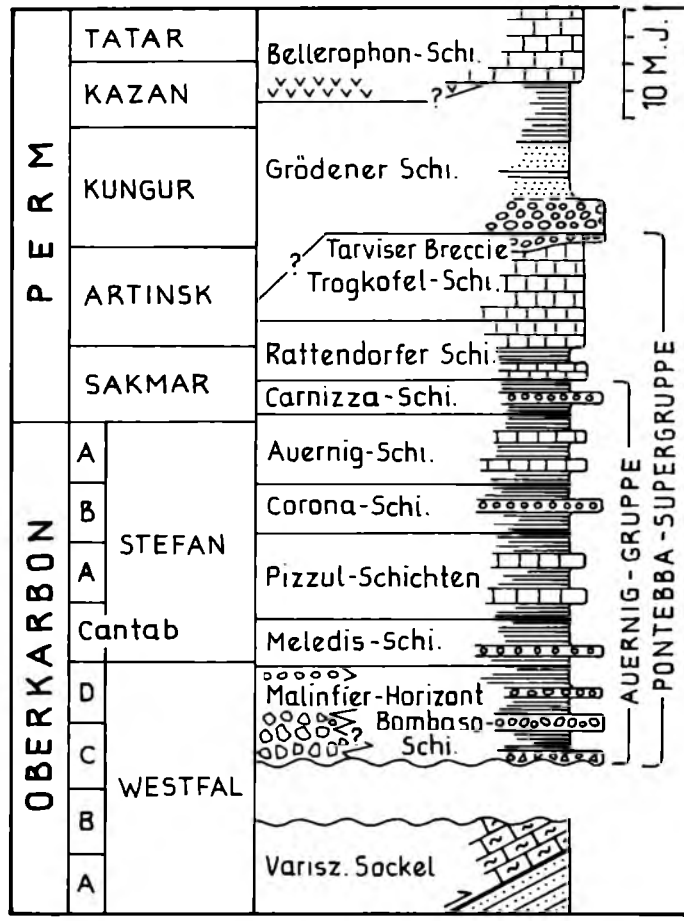


Abb. 132: Schema der permokarbonen Schichtfolge der Karnischen Alpen; nach C. VENTURINI et al. (1982, Abb. 7).

„Mittelperm" („Sosiostufe") zu stellen. Wo die von Westen herkommende Sandschüttung endet (Julische Alpen), reicht der Trogkofelkalk auch noch in die Sosiostufe empor (F. KAHLER, 1972, S. 140). Eine genaue Einstufung der Grödener Schichten auf Grund ihrer pflanzlichen Fossile (vgl. W BUGGISCH et al. 1976, S. 673) war nicht möglich.

Die Grödener Schichten waren lange als überwiegend kontinentale Bildungen betrachtet worden, bis durch Cephalopodenfunde bei Radein in Südtirol (G. MUTSCHLECHNER, 1933) dort episodische marine Ingressionen nachgewiesen wurden. Heute ist für die Zeit der Grödener Schichten eine Meerestransgression von Osten her über die Karnischen Alpen, deren Grödener Schichten demnach zum Großteil mariner Charakter zugeschrieben wird, gegen Westen hin sedimentologisch gesichert (W BUGGISCH et al., 1976, S. 681). BUGGISCH hat in der Folge (1978) die Grödener Schichten in einen Anteil mit kontinentaler Fazies mit Kaolinit und Süßwasseralgen und einen marinen Anteil mit Chlorit und Dolomit als Sedimentkomponenten und selten auch

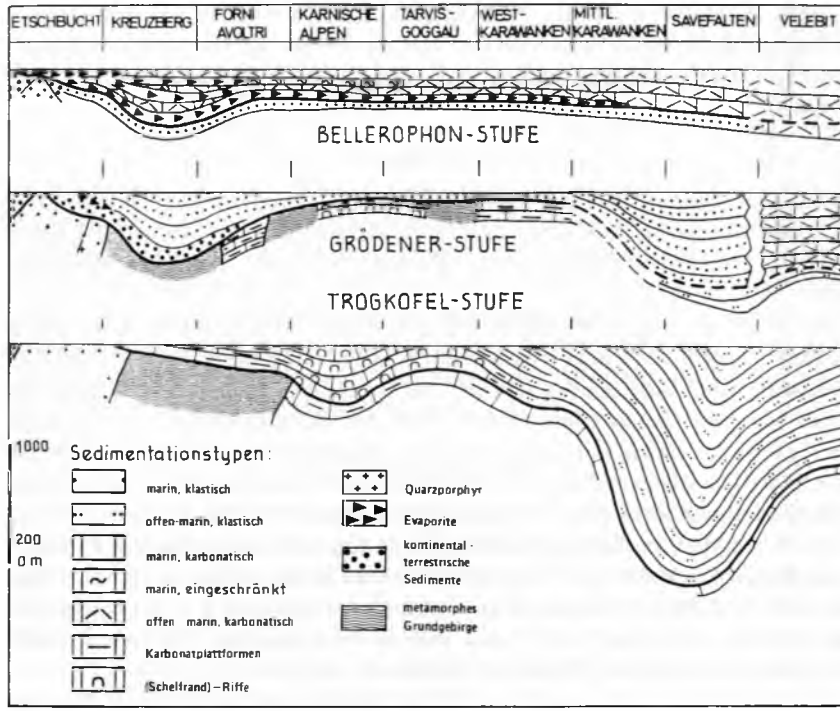


Abb. 133: Die Faziesentwicklung des Perm im südalpinen Längsprofil nach W. Buggisch et al. (1976, Abb. 19).

Foraminiferen gegliedert. Aus der Küstenregion stammen lagunäre Bildungen mit Gipsen, Schwemmholz-Kohlenbänkchen, Tetrapodenfährten und eingedrifteten marinen Organismenresten. Die von Osten kommende Transgression überschritt schon im unteren Teil der Grödener Schichten die Grenzen aus der Zeit der Trogkofelstufe und dehnte sich dann im mittleren und höheren Teil der Grödener Entwicklung über das Grödener Tal bis nahe zur Etschlinie aus.

Es mag ergänzend erwähnt werden, daß die marine mittelpermische Kalkentwicklung von Osten her, von den Julischen Alpen in Jugoslawien noch bis in die südlichen Karnischen Alpen bei Forni Avoltri/Italien herüberreicht, wie die Funde von Fusuliniden-führenden Kalken des mittleren Murgab (U. Zechstein) durch E. Flügel & F. u. G. Kahler (1978, S. 456) gezeigt haben (vgl. Abb. 133).

5. Mit den oberpermischen Bellerophonschichten der Tatarstufe dringt das sich weiter entwickelnde Tethysmeer nur mehr unbedeutend weiter nach Westen vor. Die Westverschiebung der U/Pb-Vorkommen gegenüber jenen der Grödener Schichten steht damit in Zusammenhang. Die in der Reppwand 250 m mächtige Schichtgruppe zeigt an der Basis Evaporite (Rauhwacken), grüne Tonschieferlagen und bituminöse Dolomite. Die Hauptmasse besteht aus gut gebankten Dolomiten mit Foraminiferen, Algen, Ostracoden und Radiolarien, so daß gegenüber den an Gips reichen Äquivalenten in Südtirol hier weiter im Osten bereits ein freier, offener Meeresraum vorlag (W Bug-

GISCH, 1974, S. 24; W B. et al., 1976, S. 682). In Slowenien ist schließlich sogar der basale Teil der Bellerophonschichten frei von der Evaporitfazies, so daß z. B. aus Schaschar reiche Faunen bekannt sind (vgl. F. KAHLER, 1960, S. 80), während hier Makrofaunen fehlen.

♀ Trias

Analog dem Perm ist auch die noch bis in das Ladin reichende Trias des österreichischen Anteils der Karnischen Alpen voll in südalpiner Fazies entwickelt. Im berühmten Reppwand-Gartnerkofel-Profil lagern die Werfener Schichten den Bellerophonschichten auf (Abb. 138).

1. Die 80 m mächtigen Werfener Schichten (Skyth) liegen in der südalpinen Ausbildung in Form der Seiser Schichten (gebankte graubraune dolomitische Mergel, Dolomite und Gastropodenoolithe) mit Kleingastropoden der Gattung *Holopella* sowie der Muschel *Claraia clarai* (EMMR.) und der dünnschichtigen, roten, schiefrigen Campiler Schichten mit *Costatoria costata* (ZENKER), *Myacites fassaensis* WISSM. etc. vor. Im Südteil des Gartnerkofels wechselt die Ausbildung der Werfener Schichten in eine Plattendolomitfazies über (F. KAHLER & S. PREY, 1963, S. 48 f.).

2. Das Anis wird in diesem Profil durch die Uggowitzer Brekzie, ein vorwiegend aus Blöcken von Werfener Schiefern bestehendes grobes Konglomerat, eingeleitet, das am Kühweger Köpfl 30 m mächtig wird und dort (demnach in sehr tiefer stratigraphischer Position innerhalb der Trias) eine 2–3 m mächtige Tufflage enthält. Eine leichte Diskordanz zu den Werfener Schichten ist sichtbar.

3. Der Muschelkalk erreicht nur 25 m, besteht aus dunkelgrauen Plattenkalken mit einer Einschaltung von Tuffen und Agglomeraten sowie aus dunklen Knollenkalken. Seit G. GEYER (1897, S. 231) ist eine anisische Brachiopodenfauna mit *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.) und *Mentzelia mentzeli* (DUNK.) von diesem Muschelkalk bekannt.

4. Die Triasschichtfolge endet hier mit dem 500–700 m mächtigen Schlerndolomit des Gartnerkofels (Abb. 138), einer dolomitisierten, sehr undeutllich grobgebankten Riffbildung, deren Alter durch die Algenart *Diplopora annulata* (SCHAFH.) als Ladin eingestuft ist.

Die Schichtfolge der Karnischen Alpen endet mit diesem Glied im österreichischen Anteil. Auf der italienischen Seite setzt sie über die Obertrias in den Jura fort. Bezüglich neuerer Arbeiten zur Triasentwicklung der Karnischen Alpen auf italienischer Seite sei wenigstens auf die beim Triassymposium in Innsbruck 1972 vorgelegten Studien (cum lit.) von P CROS & P LAGNY (1973) und G. PISA (1973) über die Mitteltrias und von W HOFMANN (1973) über die Raibler Schichten verwiesen und auf die zusammenfassende Tabelle der Trias dieses Teiles der Karnischen Alpen von G. PISA (1974) aufmerksam gemacht. Die jüngste umfassende Darstellung der Verhältnisse des Mesozoikums auf der italienischen Seite dieser Gebirgskette ist im Südalpen-Führer von A. CASTELLARIN & G. B. VAI (1982) enthalten.

Abgesehen von den jüngsten Ablagerungen sei noch die auf Gangdurchtrümerung des Abschnittes westlich der Gailitz hingewiesen, wo etwa oligozäne Malchite und Dioritporphyrite im Zusammenhang mit den Intrusionen entlang der Periadriatischen Naht an die Oberfläche gelangt sind (Bd. I, S. 593, 624) – A. ALKER et al., 1952.

d) Tektonik

α) Der komplexe tektonische Bau

Eine intensive, bisher noch nicht über weite Strecken korrelierte Tektonik beherrscht die Karnische Kette. Die Komplexität der tektonischen Phänomene ist deshalb so bedeutend, da variszische Decken- und Schuppentektonik von alpidischer Schuppentektonik überlagert wird, weil ebenso voralpidische und alpidische Bruchtektonik das Gebäude gestaltet hat. Da streckenweise im österreichischen Anteil nur wenig Mesozoikum und Karbonoperm erhalten ist, wird die Beurteilung des Alters der Störungsflächen schwierig, so daß bis jüngst (I. Argyriadis, 1968, 1972; A. Mariotti, 1973) verschiedene Meinungen in bezug auf das Alter der Tektonik aufgetreten sind. Auch die Vergenz des variszischen Deckenbaues wird verschieden beurteilt: südvergent auf italienischer, nordvergent auf österreichischer Seite.

β) Phasengliederung

Erinnern wir uns der im stratigraphischen Teil erwähnten Schichtlücken, Transgressionen und Diskordanzen, so läßt sich hierüber folgendes zusammenfassen: Auf kaledonische Bewegungen gehen die Schichtlücken verschiedensten Ausmaßes der Takonischen Phase an der Wende Ordovic/Silur zurück, bei denen im Minimalfall die Graptolithenzonen des basalen Llandovery (Zone 16, 17) ausfallen. Eine Gebirgsbildung in dieser altkaledonischen Phase ist hier jedoch nicht zu verzeichnen. Das Geschehen davor ist noch wenig entschleiert (S. 245).

Unter den variszischen Phasen mag die Bretonische Phase durch Lücken im Grenzbereich Devon/Karbon in der Cephalopodenkalkfazies angedeutet sein. Der Sudetischen Phase an der Wende vom Unter- zum Oberkarbon kommt bereits durch die kräftige transgressive und diskordante Auflagerung des Hochwipfelflysches, der bis über verschiedene Glieder des Devon hinabgreift, eine namhafte Bedeutung zu. Entscheidend für die variszische Gebirgsbildung aber war die Asturische Phase im Westfal D, durch welche in geologisch kurzer Zeit der tektonische Gebirgsbau mit seinen Decken und Schuppen entstand, über den im Grenzbereich Westfal/Stephan bereits die Auernigschichten als variszische Molasse übergreifen (vgl. auch A. Cassinis et al., 1974, S. 315). Die Transgression des Perm im westlichen Abschnitt der Karnischen Alpen jenseits der Bordaglia-Linie bis unmittelbar auf den Schiefersockel unter Abtragung des gesamten übrigen Paläozoikums (S. 265) zeugt ebenfalls von der kräftigen Umgestaltung im Anschluß an diese variszische Phase. Auch die Saalische Phase läßt sich als jungvariszische Bodenunruhe durch die Transgression des Grödener Konglomerates über dem verschieden tief abgetragenen Trogkofelkalk gut erfassen, während über die Pfälzische Phase an der Perm-/Trias-Grenze (Basis Werfener Schichten) noch Aussagen fehlen.

Vom ansetzenden alpidischen Zyklus ist gerade noch die Montenegrinische Phase an der Anisbasis erfaßbar, die durch die Uggowitzer Brekzien markiert ist. Über die jüngsten Bewegungen schließlich, die sich noch heute an der Periadriatischen Linie vollziehen, hat anschaulich bereits F. Heritsch (1936, S. 191; 1951, S. 279) anhand der Verstellungen am Lesachtalboden berichtet. Präzisionsmessungen über das Gailtal

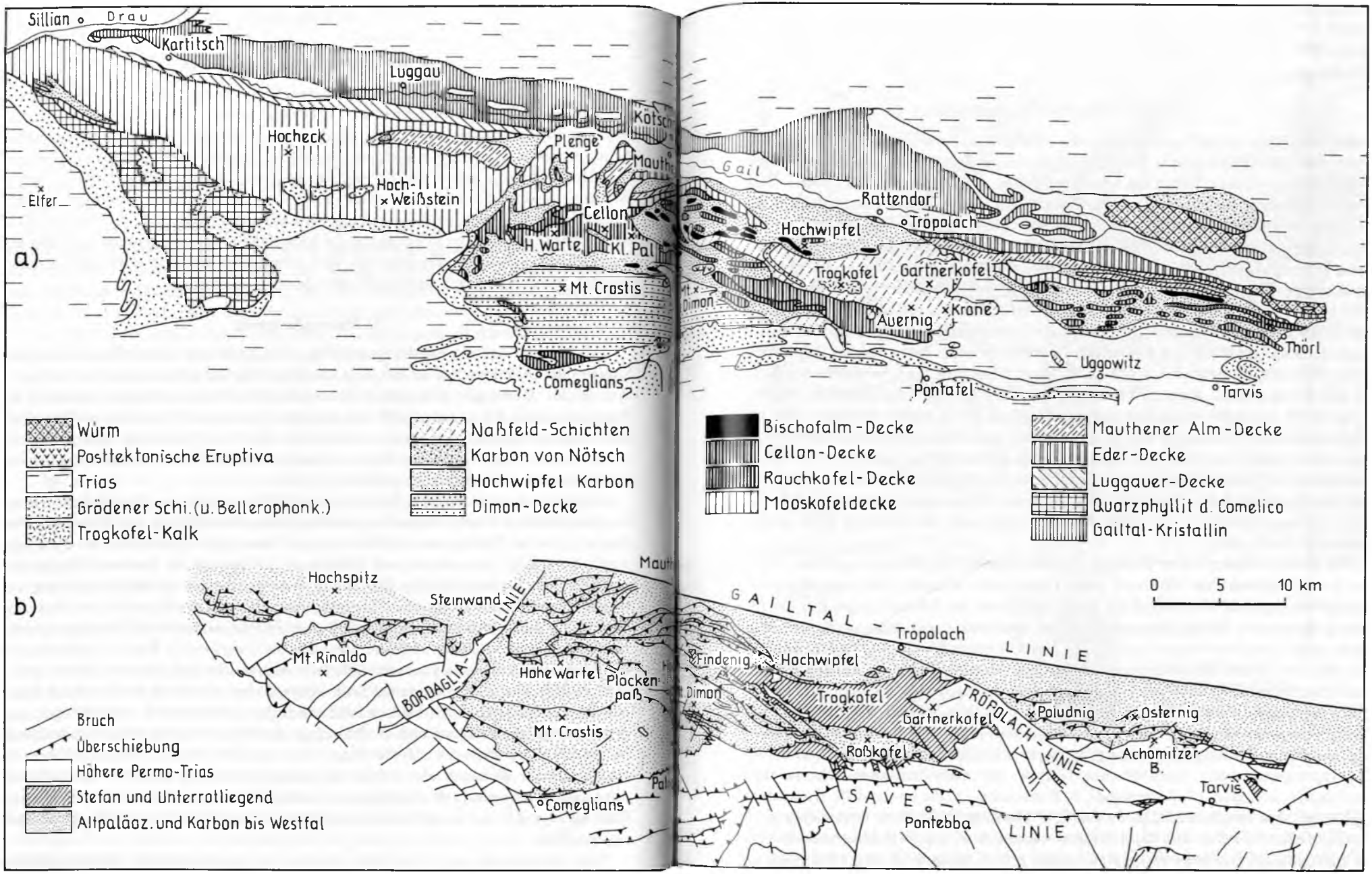


Abb. 134: Tektonische Skizze der Karnischen Alpen:
a) Nach F. Heritsch (1951, S. 300, Kt.), vereinfacht (Plengedecke zur Mooskofeldecke gezogen).
b) Nach R. Selli (1963, Taf. 6) und C. Spaletti et al. (1982, Abb. 9).

hinweg im Profil Villach–Thörl/Maglern haben bei unterschiedlichen Bewegungstendenzen (1952–1964: Hebung im Süden um 12 mm, 1964–1976: Senkung im Süden um 4 mm) eine Dominanz der Hebung der Südscholle ergeben (P STEINHAUSER, 1980, Abb. 2).

γ) Transversaltektonik, Deckenbau

Während man in der klassischen Ära der tektonischen Forschung zur Zeit GAERTNERS in den dreißiger Jahren bereits dachte, die Grundzüge des Deckenbaues der Karnischen Alpen geklärt zu haben, haben die Arbeiten der Grazer Schule nach dem Zweiten Weltkrieg zwar erreicht, daß vieles dieser Auffassung in Frage gestellt worden ist, nicht aber kann bis heute ein endgültiges Bild vom Bau dieses Gebirgszuges erstellt werden. H. v. GAERTNER hatte ja 1931 die Grundzüge des Deckenbaues der Zentralkarnischen Alpen herausgearbeitet, F. HERITSCH (1936, 1951) dieses Schema auf die gesamten Karnischen Alpen übertragen. Von italienischer Seite her vertrat hingegen M. GORTANI (1926 b, 1957) die Vorstellung einer relativen Autochthonie, die Idee der Aufwölbung zahlreicher Brachyantiklinalen („Elissoidi") als Grundbauprinzip, was durchaus unrichtig ist. R. SELLI (1963) hat sich schließlich in seiner ebenfalls besonders auf den italienischen Abschnitt abstützenden Synthese für einen Schuppen- und Faltenbau des Gebirges mit divergierender Vergenz beiderseits der Gebirgsachse ausgesprochen, während G. VAI (1980) nur mehr variszische Südvergenz gelten lassen wollte. Da heute trotz aller Möglichkeiten der Einstufung mittels Conodonten und anderen Mikrofaunenelementen eben noch einfach die Arbeit der durchgehenden Neukartierung aussteht, es ist derzeit unmöglich, zu einem abschließenden Urteil über die Art des Deckenbaues zu kommen. Die Lokalbearbeiter haben ihre Einheiten mit neuen Lokalnamen belegt („Liegende Einheit", „Hangendeinheit", „Mittlerer Kalkzug" etc.), die Korrelierung über größere Abschnitte steht aus.

Wir können demnach hier zunächst nur die klassische Meinung vom variszischen Deckenbau referieren (Abb. 134 a), wohl wissend, daß nach den neuen Lokalkartierungen die Einstufung der Serien und damit der Tektonik gegenüber der Auffassung HERITSCH's kräftig abgeändert ist. Im Anschluß daran müssen die sich heute schon abzeichnenden nötigen Änderungen dieses Schemas Erwähnung finden. Zunächst läßt sich eine untere Deckengruppe mit kräftiger Metamorphose des Materials zusammenfassen, bei welcher meist die Fossilien zerstört, die Kalke zu Marmoren oder Bänderkalken verwandelt wurden. Hierzu gehören nach dem alten Schema vom Liegenden aufwärts 1. Luggauer Decke, 2. Eder-, 3. Mauthneralm- und 4. Mooskofeldecke. Darüber folgt die obere Deckengruppe, eine tektonisch jedenfalls tatsächlich klar individualisierte nichtmetamorphe, fossilführende Gruppe, der nach dem alten Schema die 5. Rauchkofel-, 6. Cellon-, 7 Kellerwand-, 8. Bischofalm-, 9. Plenge- und 10. Dimondecke angehören. Als Deckenscheider werden die Hochwipfelschichten herangezogen. In fazieller Hinsicht sollen sich diese Decken besonders in den Zentralkarnischen Alpen am kräftigsten im Devon unterscheiden, indem z. B. die Rauchkofeldecke die pelagische Fazies zeigt, während die Cellon-Kellerwand-Decke Riffkalkentwicklung aufweist.

Gegen diese Gliederung ist nun von R. SELLI (1963, S. 101) eingewendet worden (Abb. 134 b): Die Plengedecke existiert nicht, ihr Material ist Bestandteil des sogenannten „Untersilur" der Mooskofeldecke. Cellon- und Kellerwanddecke sind eine faziell gleich-

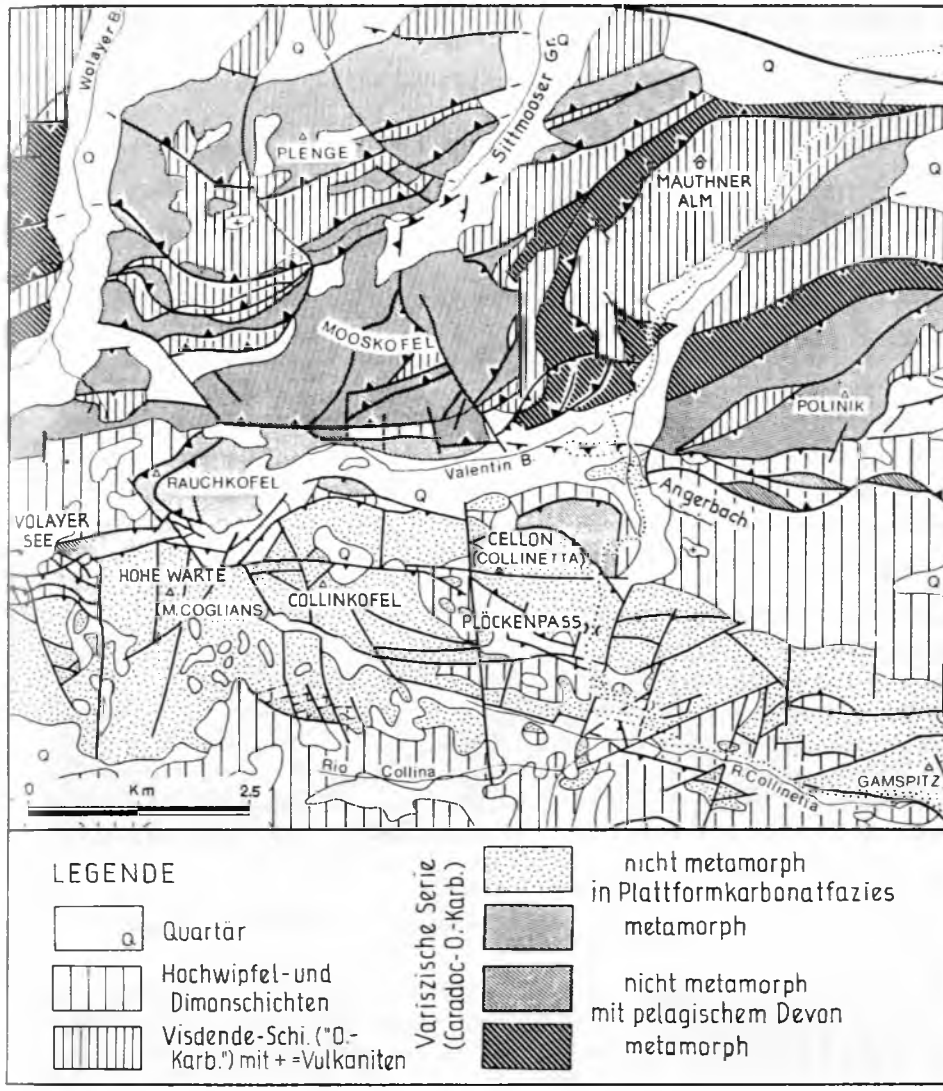


Abb. 135: Tektonische Karte der Karnischen Alpen im Abschnitt Volayer-See–Plöckenpaß nach der Auffassung von C. Cantelli et al. (1982, Abb. 1).

artige, miteinander verbundene Einheit. Die Bischofalmdecke ist keine selbständige Einheit, sondern es liegen ausgeschuppte Späne von Graptolithensilur im Bereich der Hochwipfelschichten vor. Es existiert ferner keine Dimondecke, deren Schichten nur eine Faziesvariation der Hochwipfelschichten darstellen.

Demnach würden von der nichtmetamorphen Deckengruppe nur Rauchkofel- und Cellondecke verbleiben. Von der tieferen Deckengruppe beläßt Selli (l. c., Taf. 6–7) die Ederdecke als Halbfensterkern SW Mauthen, zeichnet die Mauthneralm- (+ Mooskofel-

decke) an beträchtlicher Überschiebung bis NW vom Hochwipfel abgetrennt und führt als Hauptüberschiebung die Basisgrenze der oberen Deckengruppe (Basis der Rauchkofeldecke) vom Mt. Volaya wiederum bis NW vom Hochwipfel, während die Abgrenzung der Cellondecke nur im engeren Plöckengebiet erfolgt. Die neuen Vorstellungen vom tektonischen Bau des Plöckengebietes von C. CANTELLI et al. (1982, Abb. 1) zeigt Abb. 135.

In den Profilen beiderseits des Plöckenpasses haben in neuerer Zeit F. FRASCARI et al. (1979, 1980) und G. VAI (1979, 1980) eine Korrelierung der Hauptelemente durchgeführt – Abb. 136. Danach reihen sich südlich der Periadriatischen Naht folgende Einheiten an flachen bis nur mäßig steilen nordvergenten Überschiebungen aneinander:

1. Die über Hochwipfelschichten an der Plenge-Polinik-Überschiebung mit Devon auffahrende Einheit (ungefähr ehem. Mooskofeldecke), intern durch nordvergente Schuppen weiter gegliedert.
2. Die südlich vom Mooskofel an der Wolayer-Pramosio-Überschiebungsflächenschar auffahrende Einheit (ungefähr ehem. Cellon-Kellerwand-Decke).
3. Die an der Val di Chiaula-Moscardo Überschiebung auf der italieni-

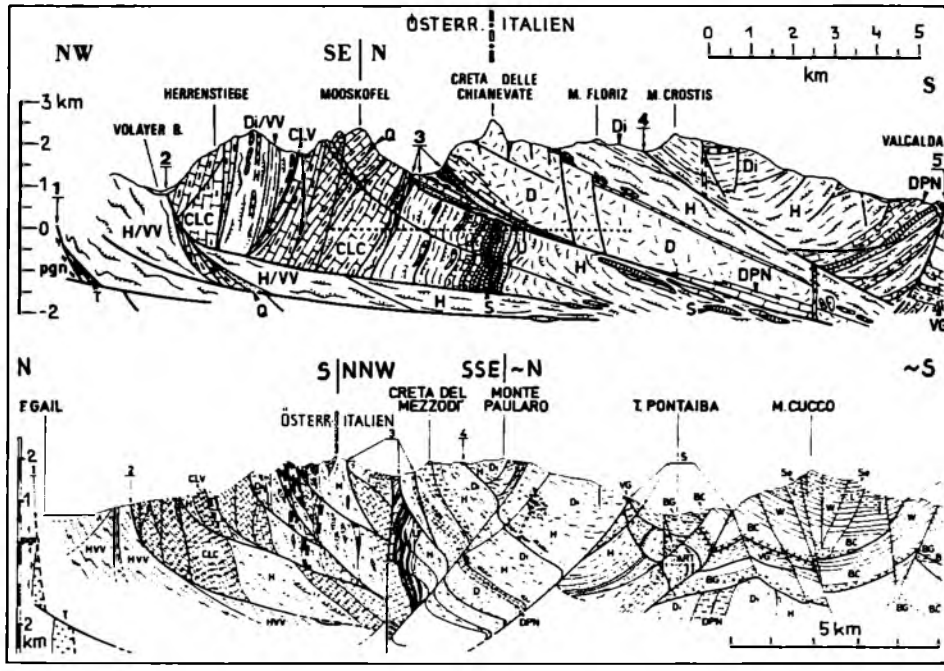


Abb. 136: Querprofile durch die Karnischen Alpen nach F. FRASCARI & G. VAI (1980, S. 104, Abb. 1). Erläuterungen: Q – Ordovic-Quarzite und -Schiefer, CLC – graue gebänderte M.-O.-Devon-Kalke, CLV – bunte gebänderte Devon-Kalke, VV – Visdende-Schichten, S – Silur, D – Gedinne-Frasne-Seichtwasserkalke, DPM – neritische und pelagische Gedinne-Visé-Kalke, H – Hochwipfel-Schichten (Namur-U. Westfal), Di – Dimonschichten (U. Westfal), ART – Auernig-, Rattendorfer und Trogkofel-Schichten, VG – Grödener Sst., BG – Gipse darin, BC–Bellerophon-Schichten, W – Werfen, Se und L – Anis, t – Lesachtal-Tonalit; pgn – Paragneise etc.; Störungslinien: 1 – Gailtal-Linie, 2 – Plenge-Linie, 3 – Volayer Linie, 4 – Chiaule-Linie, 5 – Comeglians-Linie.

schen Seite überschiebende Einheit des Mt. Paularo und Mt. Crostis (die etwa der ehem. Dimondecke entspricht) etc.

Diese neue italienische Gliederung steht allerdings im Widerspruch mit der Karte von R. SELLI (1965, Taf. 1). Sie steht mit ihren als alpidisch erachteten nordvergenten großtektonischen Flächen und der ausschließlich als herzynisch erachteten internen südvergenten Schuppung im Widerspruch mit den Ausführungen von G. CASSINIS et al. (1974, S. 292) und erscheint durchaus nicht als endgültige Lösung des Strukturproblems, dessen Klärung aber auch von österreichischer Seite noch aussteht.

Das Durchziehen des alten Deckenschemas durch F. HERITSCH bis in den Ostteil der Karnischen Alpen östlich vom Gartnerkofel, wo grundsätzlich alle Decken wiederum übereinander verzeichnet wurden, ist durch das Neustudium des Poludnig (W SKALA, 1969, S. 238) widerlegt worden. Hier im Osten herrscht offenbar intensiver, aber nicht so großräumiger nordvergenter Schuppenbau. Die Gliederung des Ostendes der Karnischen Alpen W Arnoldstein in fünf aus Obersilur, Devon und Hochwipfelkarbon bestehenden, (mittel-)steil nordvergenten Schuppen mit ostfallenden Achsen hat Ch. HAUSER (1982, S. 31) in Ergänzung zur geologischen Karte von N. ANDERLE (1977) beschrieben.

Die alpidische Schuppentektonik ist erfaßbar, wo Permomesozoikum im Spiel ist. Es zeigt sich, daß im Westabschnitt der Gebirgskette westlich vom Mt. Peralba südlich des Kammes auf der italienischen Seite eine große südvergente alpidische Aufschuppung weithin verfolgbar ist. In den Zentralkarnischen Alpen scheint das SSW-vergente kräftige Schuppensystem zwischen Findenigkofel, Mt. Zermula und Stranigerhöhe zufolge der Einbeziehung von Grödener Sst. in der nördlichen Schuppe wohl ebenfalls zur Gänze alpidisch zu sein. Die größte alpidische Überschiebung aber verläuft mit Nordvergenz viele Dutzend Kilometer weit 2–3 km südlich der österreichischen Grenze dahin, im Mt. Salinchiet E Paularo einsetzend, SE der Krone beim Gartnerkofel, S Mt. Acomizza und S Mt. Forno bei Arnoldstein gegen Osten verlaufend: Die auf das Paläozoikum überschobene mesozoische Einheit ist nach F. HERITSCH (1936, S. 147; 1951, S. 277) die direkte Fortsetzung der Koschutaeinheit der Karawanken.

δ) Der regionale Bau

Der Westabschnitt der Karnischen Alpen zwischen Sillian/Pustertal im Westen und der großen NE-gerichteten Schrägstörung von Bordaglia SW Birnbaum/Gailtal im Osten besteht durchgehend aus altpaläozoischen Schiefern und Bänderkalken der metamorphen unteren Deckengruppe, besonders der Mooskofeldecke. Im Zusammenhang mit der engen sekundären Pressungstektonik im Bereich der Periadriatischen Narbe dominieren steilstehende Serien. H. SCHMIDT (1930, Taf. 1) hat hier bei seiner Analyse der Königswandgruppe und des westlich davon gelegenen Raumes um den Obstansersee S Kartitsch die intensive Schuppentektonik gezeigt, bei der die Devonkalkschuppen in Riesenboudinage zu Linsen und Schollen zerrissen in den steilstehenden, eng verfalteten, Porphyroidlagen führenden Schiefern stecken. Der markante Bergstock des Hochweißstein (Mt. Peralba) knapp südlich der Grenze zeigt eine mit ihrer Achse SW-NE streichende Antiklinalstruktur in der Ordovic-Devon-Serie und ein im SE anschließendes intensives Schuppensystem mit gleicher Streichrichtung (R. SELLI, 1963, S. 108, Taf. 8).

Betrachten wir in den Zentralkarnischen Alpen das Grundprofil westlich der Plöckenquerdepression, das über den Cellon nach Norden führt (Abb. 137 a – nach F. HERITSCH, 1951, S. 273, modifiziert). Die Ederdecke kommt mit ihren Bänderkalken und Schiefern als breiter Antiklinalkern zufolge sekundärer Deckenfaltung unter der Mauthneralm- und Mooskofeldecke empor. Über der intensiven Falten- und Schuppenzone, die im Süden darüber die Rauchkofeldecke einnimmt (im Rauchkofel und beim Valentintörl aufgeschlossen), stellt sich zuoberst die Cellondecke im Cellon mit einer großen (sekundären) nordvergenten Faltenstruktur, die auch von der Plöckenstraße aus sichtbar ist, ein. Das Parallelprofil über die Valentinalm zeigt wesentlich stärkere Verschuppung (Abb. 137 b).

Ein komplettes Profil durch die Karnische Hauptkette östlich der Plöckensenke hat der für die TAG (Transalpin-)Ölleitung Triest–Ingolstadt angelegte, fast 7 km lange Basisstollen zwischen Timau im SSW und Würmlach bei Mauthen im NNE

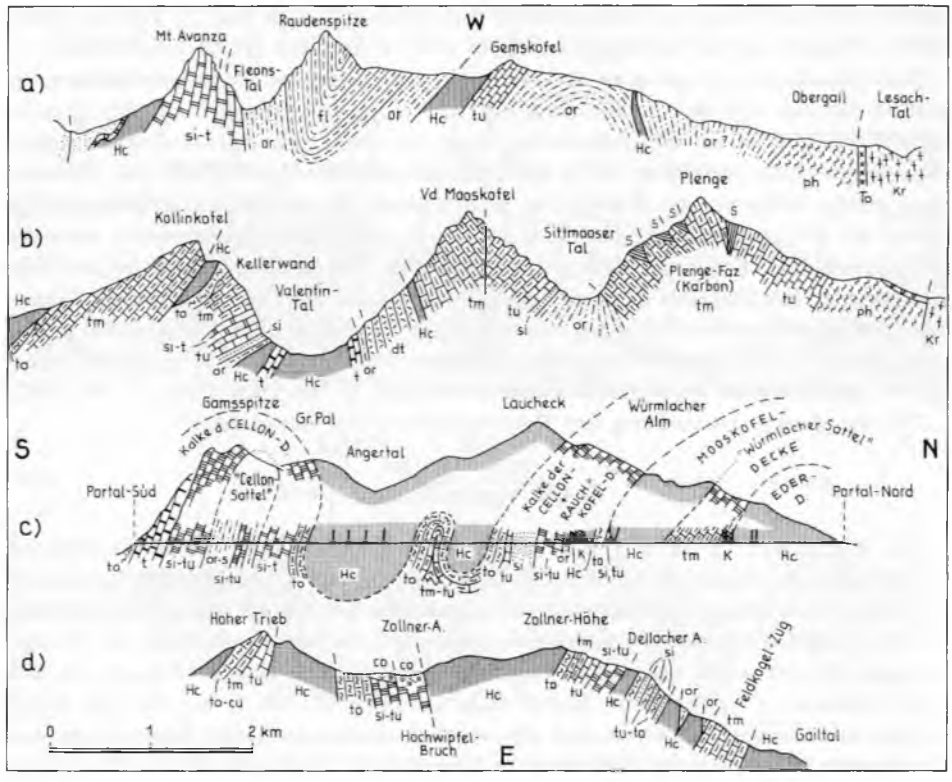


Abb. 137: Profile durch die zentralen Karnischen Alpen beiderseits des Plöckenpasses nach H. v. GAERTNER (1931, Taf. 4), F. HERITSCH (1936, Taf. 2, Fig. 13), P. PÖLSLER (1967, Beil. 1) und H. SCHÖNLAUB (1979, Abb. 26). Erläuterungen: K – Altersunsichere Kalke, S – Altersunsichere Schiefer, Kr – Kristallin, To – Lesachtal-Tonalit, ph – phyllitische Schiefer, fl – Fleons-Formation, or – Ordovic, si – Silur, si-t – Silur-Devon, dt – mitteldevonischer (?) Dolomit, tu, tm, to – unteres, mittleres und oberes Devon, t – Devon, cu – Unterkarbon, Hc – Hochwipfelkarbon, co – Oberkarbon.

durchfahren. Das conodontenstratigraphisch modern bearbeitete Profil, das unter Berücksichtigung der italienischen Arbeiten P Pölsler (1967) erstellt hat, zeigt ähnliche tektonische Verhältnisse wie der zuvor besprochene Querschnitt (Abb. 137 c). Die Eder- und Mooskofeldecke bilden das große Gewölbe im Raum des Nordportales, es folgt gegen Süden die Schuppen- und Faltenzone der Rauchkofel- und Cellondecke und schließlich im Süden, im Bereich der Gamsspitze und im Gr. Pal, der hohe Faltensattel der Cellondecke mit Ordovic- und Silurschiefern im Kern und dem mächtigen Devonkalk außen. Verfalteter Deckenbau kommt auch im Elferspitzprofil nahe westlich des TAG-Stollens zum Ausdruck (F. Ebner, 1973 a, Abb. 4).

Der Abschnitt Bischofalm–Hoher Trieb (Cuesta Alta)–Zollnersee wurde von H. Schönlaub (1969 a) und H. Leditzky (1973) neu kartiert (Abb. 137 d). Drei Kalkzüge

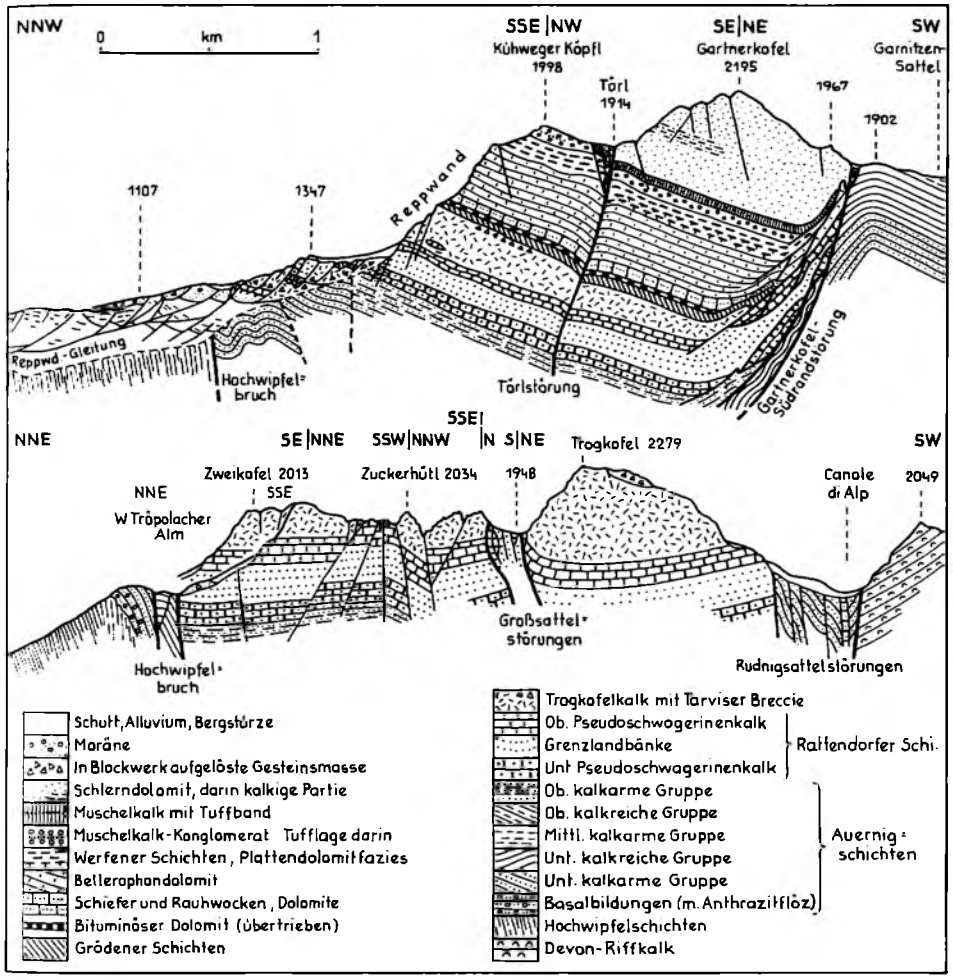


Abb. 138: Das Gartnerkofel- und Trogkofelprofil nach F. Kahler & S. Prey (1963, Taf. 3, 4).

des Silur-Oberdevon sind mit dem Hochwipfelkarbon verschuppt, die Schuppenzone bildet nach der vorherrschenden Flaserkalkfazies des Oberdevon einen Teil der Rauchkofeldecke, zu der wohl auch der südlich anschließende Findenigkofel (Mt. Lodin) gehört, in dessen Nordsockel die flache Überschiebungsbahn von Silur über Unterdevon von P PÖLSLER (1969, S. 376) verfolgt worden ist.

Östlich der Bischofalm setzt mit ESE-Streichen der lange Zug des transgressiven obersten Karbon (Auernigschichten) ein, zu dem sich ab dem Südvorland des Hochwipfel die unterpermischen Rattendorfer Schichten gesellen. Die weichen detritischen Serien bewirken schließlich das sanft geformte Gelände beiderseits des Naßfeldes, über dem der permische Kalkstock des Trogkofel sowie der permotriadische Reppwand-Gartnerkofelstock (Abb. 138) markant aufragen, im Süden jeweils durch alpidische steile Längsstörungen begrenzt (F. KAHLER & S. PREY, 1963, S. 86 ff., Taf. 3–5). Letztgenannte Autoren rechnen mit einer vertikalen Senkung der Gartnerkofelscholle an der Gartnerkofelsüdrandstörung von 1700–1800 m. Der dritte markante Bergstock im Raum des Naßfeldes, der im Grenzkamm gelegene Roßkofel (Mt. Cavallo) aus devonischem Riffkalk verdankt seine Hochschaltung der im Norden über den Rudnigsattel verlaufenden, nordvergent aufschiebenden alpidischen Störung (F. KAHLER et al., l. c., Abb. 14 und Taf. 4). Ein riesiges Rutschgelände erstreckt sich gegen Norden hin in den mobilen Naßfeldschichten unter dem Trogkofelkalk der Reppwand (Kt. 1959, F. KAHLER et al.).

Der Ostabschnitt der Karnischen Alpen östlich der Gartnerkofel-Zielkofel-Triasscholle, mit Poludnig, Osternig und Kapinberg am Grenzkamm und dem Kokberg südlich davon, wird östlich der gewaltigen ESE-ziehenden Tröpolachstörung von Paläozoikum eingenommen, in dem F. HERITSCH einst wiederum die gesamte erwähnte Deckenabfolge von der Ederdecke im Norden bis zur Bischofalmdecke im Süden zu erkennen glaubte. Wohl stimmt die Ordnung im großen wiederum, die metamorphe Dekkengruppe mit ihren Schiefern und Bänderkalken zieht südlich des Gailtales in den Vorbergen nördlich der tiefen Furche des Eggeralmsees dahin, die höheren, nichtmetamorphen Einheiten schließen unter intensiver Verschuppung im Süden an. Im einzelnen sind die Verhältnisse aber ganz anders als bei F. HERITSCH (1936, 1951) dargestellt, wie die Kartierung des Poludniggipfels durch W SKALA (1969, S. 257) gezeigt hat: Die verkehrte, überschobene Serie im Gipfelbereich über dem aufrecht lagernden Sockel zeigt keineswegs die Riffkalkfazies der Cellondecke über der Schuppenzone der Rauchkofeldecke. Der Bau des Ostabschnittes bis hinüber zur ebenso intensiv verschuppten Silur-Devon-Folge von Pessendellach bei Maglern am Ostrand (H. AUFERBAUER, 1972, Abb. 2) ist nur durch sorgfältige Neukartierung zu klären.

ε) Bruchtektonik

Die bruchtektonische Zerlegung des österreichischen Anteils der Karnischen Alpen erfolgt in erster Linie an tiefgreifenden Ästen eines gekreuzten Diagonalscherflächensystems mit stumpfem Öffnungswinkel. Nächstrangig vertreten sind Längsstörungen. Nur sehr untergeordnet sind Querstörungen in meridionaler Richtung zu verzeichnen.

Beim gekreuzten Diagonalsystem streicht der eine Seitenast jeweils vorwiegend in SW-NE-Richtung, der andere in WNW-ESE-Direktion. Zu den bedeutendsten Störungen der NE-Richtung gehört zunächst die altbekannte Bordaglialinie, die

die Zentralkarnischen Alpen im Westen begrenzt und von Forni Avoltri zum Gailtal W Mauthen verläuft: Diese von einer Reihe von kleineren Störungen begleitete fundamentale Linie, die sich zersplittert S Sappada noch weit gegen SW fortsetzt, ist trotz alpidischer Hauptbewegung wohl schon jungvariszisch in Funktion getreten: westlich von ihr ist schlagartig das gesamt höhere Alt- und Jungpaläozoikum in Kilometerausmaß bis auf wenige Reste bis zum Unterordovic abgetragen, über welchem der Grödener Sandstein transgrediert, östlich davon ist der mächtige Deckenbau der Zentralkarnischen Alpen voll erhalten geblieben. Im Grenzbereich (Kreuzleitjoch, Giramondopaß) fällt diese Störung mit dem Charakter einer steilen Aufschiebung 60° gegen NW ein, weiter im SW schwenkt sie auf subvertikal (R. Selli, 1963, S. 92 f., 104). Im Satellitenbild ist sie klar erkennbar.

Alle übrigen Linien mit gleicher NE-Orientierung treten an Bedeutung ihr gegenüber zurück: So wird der Gartnerkofel gegen die Reppwand an einer NE-Störung abgesetzt, eine parallele Linie hierzu durchzieht diesen Bergstock östlich vom Gipfel (F. Kahler et al., Kt. 1959). Im Satellitenbild springen an gleich orientierten Störungen noch die Linie, die von Rattendorf gegen SW führt, die Fortsetzung der Döbriacher Linie SW St. Stefan und die den Ostrand der Karnischen Alpen bedingende Linie Tarvis-Maglern ins Auge (A. Tollmann, 1977 a, Taf. S. 20).

Unter den WNW ESE orientierten Ästen des gekreuzten Diagonalsystems sind in erster Linie die Tröpolachstörung (R. Selli, 1963, S. 105; A. Tollmann, 1975 a, Taf. 1 – synonym Schwarzwipfelstörung F. Kahler & S. Prey, 1963, S. 91) und eine ihr parallele Linie im Süden, die Gartnerkofelsüdrandstörung hervorzuheben. Erstere setzt südlich von Tröpolach ein, läuft über den Schwarzwipfel, die Möderndorfer Alm und südlich vom Kokberg vorbei nach Camporosso im Canaletal. Durch den enormen Versatz des abgesenkten und NW verschobenen Gartnerkofelflügels im Westen und dem schroff gegenüberstehenden, wiederauftauchenden metamorphen und nichtmetamorphen Decken-Schuppen-System des Altpaläozoikums im Osten ist nach F. Kahler et al. (l. c.) mit einer Mindestsprunghöhe von 1800 m zu rechnen. Mit einem fast ähnlich großen Betrag mit umgekehrtem Absenkungssinn ist an der ihr parallelen Gartnerkofelsüdrandstörung zu rechnen (Abb. 138).

Auf die zahllosen kleineren Bruchlinien, die z.T auf der Karte von R. Selli (1963, Taf. 6) und im Raum des Naßfeldes (F. Kahler & S. Prey, Karte 1959, Erl. 1963) aufgenommen sind, kann hier nicht eingegangen werden. Über Art und Ausmaß der Bewegung an der großen, die Karnischen Alpen im Norden begrenzenden Periadriatische Linie ist bereits in Band I, S. 582 ff., referiert worden.

e) Lagerstätten

Die Ausführungen über die Lagerstätten der Karnischen Alpen können sich im Zusammenhang mit dem Fehlen jeder praktischen Bedeutung der Vererzungen kurz halten. Unter den Erzlagerstätten kann auf Manganerz im Gebiet des Poludnig SE Hermagor, vor allem aber auf zahlreiche kleinere Eisenspatlager im Bereich zwischen Valentinalm und Plöcken im Westen und Nölblinger Graben und Stranigeralm im Osten der Zentralkarnischen Alpen hingewiesen werden, die bei R. Canaval (1930, S. 22) und

K. REDLICH (1931, S. 162) Erwähnung fanden. Das Eisenerz setzt im altpaläozoischen Bänderkalk auf. CANAVAL erwähnt 14 einst in der Zeit zwischen 1755 und 1865 in Betrieb gestandene kleine Bergbaue, von denen B. HACQUET den damals noch in Betrieb stehenden Bergbau Sittmos am Nordhang der Mauthner Alm bei seiner Reise 1779/81 besucht und 1784, S. 95 f., den dort gewonnenen „Haematites amorphus" (Glaskopf) beschrieben hatte.

In Fortführung der Arbeiten über die Vererzung der Südalpen auf der italienischen Seite durch D. DI COLBERTALDO et al. (1964) haben jüngst C. SPALLETTA, G. B. VAI et al. (1981) eine moderne genetische Darstellung der Vererzung der Karnischen Alpen gegeben – bezogen auf Manganerze und die sulfidische Vererzung mit begleitendem Baryt, Fluorit etc. Die Erze sind als stratiforme Körper oder als Konzentrationen in sedimentären Spaltenfüllungen an die karbonatischen Körper des Devon-Unterkarbon gebunden. Sie sind besonders am Oberrand der Kalkplatte unter den auflagernden Radiolariten oder Hochwipfelschichten angereichert. Als Quelle der Metall-Ionen wird basischer variszischer submariner Vulkanismus abgeleitet.

Eine zweite Gruppe von unbedeutenden, einst gering beschürften Lagerstätten ist in den Anthrazitlagen in den basalen Auernigschichten des untersten Stephan gegeben, die gelegentlich Mächtigkeiten vom Halbmeter- bis Meterbereich erreichen, ausnahmsweise auch mehrere Meter mächtig sind. Über ihr Auftreten auf der Stranigeralm westlich und auf der Lanzenalm südöstlich vom Hochwipfel sowie am Tomritsch S Tröpolach haben R. CANAVAL (1910), W PETRASCHECK (1926/29, S. 300), H. ZAPFE (1956, S. 71) und F. KAHLER & S. PREY (1963, S. 25, 80) Mitteilung gemacht.

Schließlich ist noch auf das schöne Werk von A. KIESLINGER (1956) über „Die nutzbaren Gesteine Kärntens" hinzuweisen, in welchem auch die wirtschaftlich wertvollen Gesteine der Karnischen Alpen (Register, S. 339) ihre liebevolle Behandlung finden.

f) Literatur

Paläontologische Literatur: s. S. 243 f.

Geologische Literatur: A. ALKER et al., 1952; N. ANDERLE, 1977; I. ARGYRIADIS, 1968, 1972, 1975; H. AUFERBAUER, 1972; K. BANDEL, 1969; B. BOUČEK et al., 1967; A. BOUÉ, 1835; L. v. BUCH, 1824; W BUGGISCH, 1974, 1978; W BUGGISCH et al., 1975, 1976, 1977, 1980; E. BUTTERSACK et al., 1984; R. CANAVAL, 1910, 1930; C. CANTELLI et al., 1965, 1982; G. CASSINIS et al., 1974; A. CASTELLARIN & G. B. VAI, 1982; P CROS et al., 1973; F. EBNER, 1973 a, b; H. ERBEN et al., 1962; K. FELSER, 1974; K. FELSER & F. KAHLER, 1963; A. FENNINGER, 1970; A. FENNINGER et al., 1971, 1972, 1975, 1976, 1977; A. FERRARI & G. VAI, 1966; G. FLAJS & P. PÖLSLER, 1965; E. FLÜGEL, 1968, 1971, 1974, 1980; E. FLÜGEL & G. AGIORGITIS, 1971; E. FLÜGEL et al., 1971, 1978, 1980; H. FLÜGEL, 1953, 1964, 1965, 1969, 1970, 1971, 1975, 1976; H. FLÜGEL et al., 1959, 1970, 1971, 1972, 1977; F. FRANCAVILLA, 1966, 1974; F. FRASCARI et al., 1979, 1980; A. FRITZ & M. BOERSMA, 1982; A. FORTI & M. NOCCHI, 1963; F. FRECH, 1887 a, b, 1894 a; H. v. GAERTNER, 1931; K. GAURI, 1965; I. GEDIK, 1974; G. GENTILI & R. PELIZZER, 1964; G. GEYER, 1894, 1897, 1899, 1901 a, b, 1902 a, b, 1903; M. GORTANI, 1920 a, 1926 b, 1936, 1957; E. HABERFELNER & F. HERITSCH, 1932; B. HACQUET, 1784, 1785; CH. HAUSER, 1982; F. HERITSCH, 1927, 1928 a, b, 1929 b, 1934, 1936 a, 1938, 1951; F. & H. HERITSCH, 1942; F. HERITSCH & O. KÜHN, 1951,

F. HERITSCH & R. SCHWINGNER, 1925; H. HERITSCH, 1971; W HOFMANN, 1973; W HOMANN, 1969, 1970; H. JAEGER, 1969, 1970, 1975; H. JAEGER et al., 1969, 1971, 1975, 1977, 1980; W JONGMANS, 1938; F. KAHLER, 1955, 1959, 1960, 1962, 1963 a, b, 1969, 1971, 1972, 1974, 1975, 1980 a, b; F. KAHLER & K. METZ, 1955; F. KAHLER & S. PREY, 1959, 1963; A. KIESLINGER, 1956; M. KODSI, 1967; F. KOSSMAT, 1913; H. KÜPPER, 1927; H. LEDITZKY, 1973; C. MANARA & G. VAI, 1970; M. MANZONI, 1965, 1968; A. MARIOTTI, 1973; M. PASINI, 1963; W PETRASCHECK, 1929; G. PISA, 1973, 1974; P PÖLSLER, 1967, 1969 a; K. REDLICH, 1931; W REICHARDT, 1933, 1937; W REMY, 1969; F. SASSI et al., 1974; E. SCHERIAU-N., 1977; H. SCHMIDT, 1930; W SCHNABEL, 1976; H. SCHÖNLAUB, 1969 a, b, 1970 a, b, 1971 a, b, c, 1979, 1980; H. SCHÖNLAUB & A. DAURER, 1977; H. SCHÖNLAUB & G. FLAJS, 1975; R. SELLI, 1963, 1965; C. SERPAGLI, 1967; W SKALA, 1969; C. SPALLETTA et al., 1979, 1981, 1982, 1983, 1984; A. SPITZ, 1909; G. STACHE, 1873, 1874, 1884; P. STEINHAUSER, 1980; M. STOTTER et al., 1849; G. TIETZ, 1974, 1976; A. TOLLMANN, 1977 a, 1978 a; G. VAI, 1963, 1967, 1969, 1971 a, b, 1973, 1974, 1979, 1980; C. VENTURINI et al., 1982; P. VINASSA DE REGNY, 1906 b, 1912; O. WALLISER, 1957, 1962, 1964; H. ZAPFE, 1956; W ZEDNIČEK, 1953.

2. Südkarawanken

a) Überblick

Ebenso wie mit den Karnischen Alpen greift Österreich auch mit den Südkarawanken über die sogenannte Periadriatische Linie in die Südalpen über (Abb. 139). In den Karawanken liegt ein 80 km langer, aber im Durchschnitt kaum 5 km breiter Streifen der Südkette vom Gailitztal bei Arnoldstein im Westen bis östlich des Vellachtales diesseits der jugoslawischen Grenze auf Kärntner Boden. Nur im Seeberggebiet im Raum Trögern und Vellach springt die Grenze über ein paläozoisches Terrain weiter gegen Süden vor. Westlich von Feistritz im Rosental kommen die Südkarawanken direkt an das Klagenfurter Becken im Raum südlich von Villach heran, östlich dieses Ortes schiebt sich die nordalpine Nordkarawankenkette ein, die dann bis zur Petzen die markante Südrandkulisse des Klagenfurter Beckens bildet.

Die geologische Gliederung des südalpinen Anteils der Karawanken und deren Problematik wurde bereits im Band I, S. 647 f., Abb. 194 ff., im Abschnitt über die Nordkarawanken, besprochen. Während das Eisenkappeler Altkristallin noch dem Nordalpenstamm angehört und der südlich folgende Eisenkappeler Tonalitgneiszug (CH. EXNER, 1972, S. 101; 1983, S. 21 ff., in F. K. BAUER et al.) nach Auffassung des Verfassers vielleicht doch zu der an der Narbe alpidisch eingedrungenen periadriatischen Intrusion gehören könnte, setzt sich der südalpine Anteil, eben die „Südkarawanken", von Norden gegen Süden hin aus folgenden Einheiten zusammen: 1. aus dem Cimpaser-Paläozoikum (S Windischbleiberg, Zell Pfarre, Cimpaser-Nordsockel) und dem Paläozoikum um Arnoldstein, 2. der Koschutatrias, die weithin den Kamm der südlichen Hauptkette mit Mittagskogel (2143 m), Hochstuhl (2238 m), Koschuta (2136 m) und Uschowa bildet, 3. dem Seebergpaläozoikum im Raum

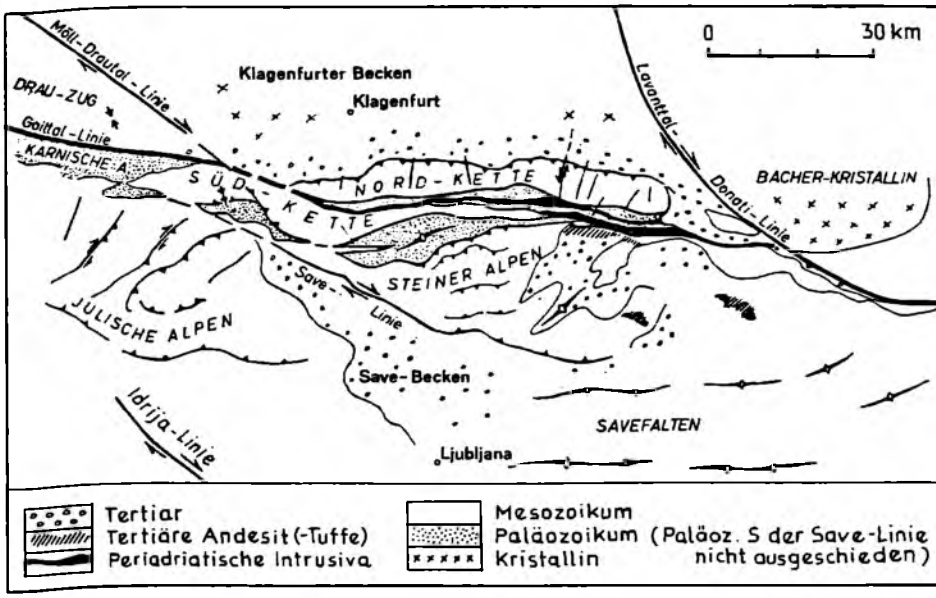


Abb. 139: Übersicht über die Großgliederung der Südkarawanken nach J. Rolser & F. Tessensohn (1974, S. 39, Abb. 3).

des Seebergsattels und 4. einem kleinen Anteil an der Steineralpentrias in der Vellacher Kotschna. Der Rest der Südkarawanken liegt in Slowenien, im Westen bis zur Wurzener Save, der Grenze gegen die Julischen Alpen hin, reichend, im Osten noch das Weitensteiner Gebirge (Vitanjegebirge) umfassend.

Das Baumaterial stellt die direkte Fortsetzung von jenem der Karnischen Alpen mit nur mäßiger Faziesabänderung dar. Paläozoikum und Trias sind in der bezeichnenden südalpinen Fazies entwickelt, die sich gegenüber der hart nördlich der Periadriatischen Linie einstellenden nordalpinen Entwicklung klar abhebt (Bd. I, S. 652). Die Schichtfolgen reichen wie in den Karnischen Alpen vom Altpaläozoikum, ab dem Oberordovic fossilbelegt, über das reich gegliederte Karbonoperm bis in den obertriadischen Dachsteinkalk. Vom Jura ist nur der Lias, und dieser nur auf slowenischem Gebiet, erhalten geblieben.

Der tektonische Bau des Paläozoikums der Westkarawanken S Villach setzt mit seinem intensiven variszischen Schuppenbau die Verhältnisse der östlichen Karnischen Alpen fort. Das Paläozoikum im 40 km langen und bis 10 km breiten Seeberger Aufbruch zeigt nach J. Rolser & F. Tessensohn (1974) und F. Tessensohn (1983: in F. K. Bauer et al.) nordvergenten Deckenbau mit drei übereinanderliegenden Großeinheiten, die potenziert zu einem Deckensattel aufgefaltet sind. Da in der tiefsten Einheit noch Auernig-Oberkarbon überschoben ist, wird dieser Deckenbau als alpidisch gewertet. Der zwischen diesen beiden paläozoischen Zonen gelegene Triaszug Mittagskogel-Koschuta zeigt bei vorherrschender Steilstellung der Serien enge Faltung und Schuppung, während die Triasplatte der Steineralpen gegen den Seeberg hin mäßig steil gegen Norden aushebt.

b) Erforschungsgeschichte

Über die Erforschungsgeschichte der Karawanken als Ganzes wurde bereits im Bd. I, S. 644 f., referiert. Von den bis in das 18. Jh. zurückreichenden frühesten geologischen Beobachtungen abgesehen, erfolgte die Erforschung des Gebietes in vier Schritten: 1. Einer ersten Übersichtsaufnahme in den Jahren 1854–1856 durch K. PETERS und M. LIPOLD, die im Maßstab 1 : 144.000 handkoloriert ausgegeben wurde; 2. der Zeit der fundamentalen biostratigraphischen Gliederung des Raumes durch E. TIETZE (1870), G. STACHE (1874), A. PENECKE (1887) und F. TELLER (1887) usf., welch letzterer in den Jahren 1895–1898 das Gebiet auf mehreren geologischen Spezialkartenblättern zur Darstellung brachte; 3. eine Wiederaufnahme des biostratigraphischen Studiums des Paläozoikums im Seeberggebiet mit klassischen Methoden durch F. HERITSCH (1927/31); 4. schließlich die durchgehende moderne Neubearbeitung des Paläozoikums im Seeberggebiet auf der Basis der Conodontenstratigraphie durch eine seit 1963 hier tätige Tübinger Arbeitsgruppe unter der Leitung von R. SCHÖNENBERG (F. KUPSCH, J. LOESCHKE, J. ROLSER, F. TESSENSOHN) und analoge Studien von H. SCHÖNLAUB (1971, 1975) vorwiegend in den Westkarawanken.

In neuerer Zeit ist durch Neuaufnahmen der Großteil der Karawanken auf geologischen Spezialkarten dargestellt worden. Von Westen gegen Osten reihen sich aneinander: Blatt 200 Arnoldstein (N. ANDERLE, 1977; Erl. CH. HAUSER, 1982), Blatt 201/210 Villach-Assling (N. ANDERLE, Erl. CH. HAUSER, 1982), Raum E der Feistritz (F. PINZ, 1983), Blatt 202/203 Klagenfurt-Maria Saal (F. KAHLER, 1962), 3 Blätter Ostkarawanken (F. K. BAUER, 1981, Text 1974–1983 mit weiteren Hinweisen auch zur Erforschungsgeschichte).

c) Schichtfolge

(Tab. 11)

α) Altpaläozoikum

Die Schichtfolgen des Altpaläozoikums variieren in den verschiedenen Abschnitten wie Westkarawanken, Cimpaser-Paläozoikum und Seebergaufbruch so stark, daß wir sie getrennt besprechen müssen.

1. Das Altpaläozoikum in den Westkarawanken südlich von Villach umfaßt auf Grund der bisherigen Daten (vgl. N. ANDERLE, 1970, S. 118 ff; CH. HAUSER, 1982 a, b) und neuen Detailuntersuchungen mit Conodonten- und Graptolithentesten im Korpitsch- und Feistritzgraben SW Mallestig sowie S Finkenstein/Faakersee (H. SCHÖNLAUB, 1971 e, 1975; H. JAEGER et al., 1975), die folgenden Glieder.

Über dem schiefrigen Hauptteil des Ordovic sind die obersten paar Meter dieser Formation in Tonflaserkalkausbildung durch eine Conodontenfauna mit *Ambalodus triangularis* BR. & MEHL als Ashgill belegt.

Das Silur setzt mit 10 m mächtigen „Unteren Schichten", einer Gruppe von schwarzen Siltsteinen und laminierten Sandsteinen ein, die an der Basis *Glyptograptus* cf. *persculptus* (SALTER), die Leitform der basalen Graptolithenzone des Silur, enthält. Die fol-

Tabelle 11. Die Schichtfolge der Südkarawanken

Angabe von Maximalmächtigkeiten nach N. ANDERLE

		Westkarawanken	Ostkarawanken (Trögern, Seeberg)
TRIAS O.	RHAT	800 m Dachsteinkalk	
TRIAS O.	NOR	600 m Hauptdolomit	
TRIAS O.	KARN	500 m Hornsteinkalkserie	
TRIAS M.	LADIN	150 m ? Wengener Schi. 50 m ? Buchensteiner Schi., Porphyrit, Tuff	1000 m Schlerndolomit
TRIAS M.	ANIS	500 m Muschelkalk: Kalk, Dolomit, Kongl., Vulkanite	Sarldolomit
TRIAS U.	SKYTH	500 m Campiler Schichten Seiser Schichten	
PERM ROTLIEGEND ZECHSTEIN	TATAR	300 m Bellerophonschichten	
PERM ROTLIEGEND ZECHSTEIN	MURGAB	(20 -)600 m Grödener Schichten	
PERM ROTLIEGEND O.	KUNGUR	Grödener Konglomerat (Tarviser Brekzie)	
PERM ROTLIEGEND O.	ARTINSK	SAALISCHE PHASE	
PERM ROTLIEGEND O.	SAKMAR	100 m Trogkofelkalk	500 m Kosnaschichten
PERM ROTLIEGEND U.	ASSEL	Rattendorfer Schichten Ob. Pseudoschwagerinenschichten Grenzlandbänke Unt. Pseudoschwagerinenschichten	
KARBON O.	STEFAN	Auernigschichten	
KARBON O.	WESTFAL	600 m Hochwipfelschichten–Flysch	
KARBON O.	NAMUR		
KARBON U.	VISÉ III / II	SUDETISCHE PHASE	
KARBON U.	TOURNAI I	?	Bänderk. cu I–III$_\gamma$ LÜCKE
DEVON O.	FAMENNE	?	Flaserk. to III–VI to III
DEVON O.	FRASNE	20 m ? Lydite, Kieselschiefer	BRETON. PHASE 200 m Crinoidenkalk (*Seeländer Crinoidenbrek.*) 200 m Korallen-Riffkalk
DEVON M.	GIVET	40 m ? Kieselschiefer, Lydit, Tonschiefer	Roter Flaserkalk
DEVON M.	EIFEL		
DEVON U.	EMS	30 m Flaser- u. Netzkalk 20 m Tonschiefer, Kieselschf.	
DEVON U.	SIEGEN		30 m Bronteusk.
DEVON U.	GEDINNE	Dunkler Plattenkalk	40 m Schwarzer Plattenkalk
SILUR O.	PŘIDOLI	Schiefer Alticolakalk (Flaserk.)	40 m Rote Knollenk. mit Orthoceren
SILUR O.	LUDLOW	Cardiolakalke (Schw. K.) Kokkalk (Orthocerenkalk)	> 4 m Cardiolaschichten (Kalke, Schf.) ?
SILUR M.	WENLOCK	Schiefer, Lydit	? Orthocerenkalk
SILUR U.	LLANDOV.	10 m Crinoidenkalk	Psammitische Serie
SILUR U.	LLANDOV.	10 m Untere Schichten (K.-sst.)	
ORDOVIC O.	ASHGILL	6 m Tonflaserkalk	Flaserkalk
ORDOVIC O.	CARADOC	Tonschiefer etc.	> 60 m Saure bis intermediäre Tuffe
ORDOVIC M.			(BASIS NICHT ERSCHLOSSEN)
ORDOVIC U.		?	

genden rund 10 m mächtigen untersilurischen Crinoidenkalke weisen eine Conodontenfauna des Llandovery mit *Oulodus jeannae* SCHÖNLAUB, *Ozarkodina plana* (WALL.), *Hadrognathus staurognathoides* WALL. etc. auf. Die höhere Partie des Silur besteht aus einer Folge von dunklen Schiefern, Lyditen sowie grauen, schwarzen und geflaserten Kalken. Kokkalke (Orthocerenkalke) führen Conodonten des basalen Ludlow, Cardiolaschichten und rot gefleckte, geflaserte Altikolakalke, nur nach ihrem lithologischen Habitus erfaßt, weisen auf Obersilur.

Im Devon läßt sich mit Hilfe von Conodontenfaunen folgende Serie belegen: Dunkle Plattenkalke des Gedinne-Siegen, 20 m Tonschiefer, rötliche und graue Flaserkalke des Ems bis basalen Eifel und schließlich eine Lydit-Schiefer-Folge im Hauptteil des Mitteldevon (bis Oberdevon?). Demnach setzt die Ausbildung des Devon die Tendenz des Übergangs von Flachwasserentwicklung zu Tiefwasserentwicklung von Westen gegen Osten hin fort, die wir in den Karnischen Alpen bereits kennengelernt haben.

2. Im schmalen Streifen des Cimpaser-Paläozoikums überwiegt Karbonoperm, Altpaläozoikum tritt zurück und ist erst 1966 im Cimpasersockel entdeckt worden (F. KUPSCH et al., 1971, S. 96 und Abb. 1). Hinzu kommt das Altpaläozoikum WSW Zell Pfarre (J. KARASEK, 1971, S. 15 ff., Tab. 1). Das höhere Ordovic bis Tiefsilur besteht aus einer Tonschiefer-Lyditserie, im höheren Silur und in dem bis zum to II erfaßten Devon kommen in der geringmächtigen Folge Kalke zur weiterlaufenden Tonschiefer-Lyditfazies hinzu (H. FLÜGEL, 1976, S. 659).

3. Das altberühmte Altpaläozoikum des Seeberggebietes zeigt nur in der höchsten der drei dort vorhandenen deckenförmigen Einheiten, der Storschitzdecke („Riffkalk-Einheit") eine reiche, heute modern analysierte Schichtfolge. Hier besteht das hohe Ordovic im Trögernbachtal zunächst aus einer 60 m mächtig aufgeschlossenen Serie von sauren bis intermediären subaerisch abgelagerten Tuffen mit niedrigem Alkaligehalt (J. LOESCHKE & J. ROLSER, 1971, S. 152 ff.; J. LÖSCHKE, 1974, S. 584 ff., F. TESSENSOHN, 1983, S. 34 f.) und auflagernden Flachwasserkalken des obersten Ordovic.

Das Silur setzt mit einer Wechselfolge des Llandovery aus Psammiten, Schlammströmen mit vulkanogenen Komponenten und Kalken mit grobem Fossilschutt ein, wird im unteren Wenlock durch pelagische Kalke mit Orthoceren und Graptolithen abgelöst. Die Cardiolaschichten des Ludlow bestehen aus einer 4 m mächtig erhaltenen Wechselfolge schwarzer Kalke und Mergel mit Orthoceren und Cardiola. Es folgen im oberen Ludlow rote bis graue, Mangankrusten führende Knollenkalke mit Orthoceren, Trilobiten, Brachiopoden, Crinoiden und Conodonten (F. KUPSCH et al., 1971, S. 93 f.) — Abb. 140.

4. Dem Devon gehören im Seeberggebiet einerseits durchgehende Kalke, andererseits Tuffite an. Die klassischen Fossilfundplätze in den Felsklippen um Bad Vellach, wie etwa der Pasterkfelsen, Rappoltfelsen, Christoffelsen etc. (Lageskizze: R. SCHÖNENBERG, 1965, Abb. 2; F. TESSENSOHN, 1974, Taf. S. 156), von denen die bis dahin bekannt gewesene Makrofauna F. HERITSCH (1927 b, S. 166 f.) zusammengefaßt hat, gehören sämtliche dem Devon an. R. SCHULZE (1968) hat diesen Devonkalken eine monographische Bearbeitung mit Hilfe der Conodontenstratigraphie angedeihen lassen, F. TESSENSOHN (1974, 1983) ist mit Hilfe dieser Methode der Frage der Schichtlücken und Mischfaunen nachgegangen. Aus diesen Untersuchungen ergibt sich, daß zunächst bis in das Oberdevon II eine kontinuierliche Sedimentation durchläuft, daß aber höheres Oberdevon und tiefes

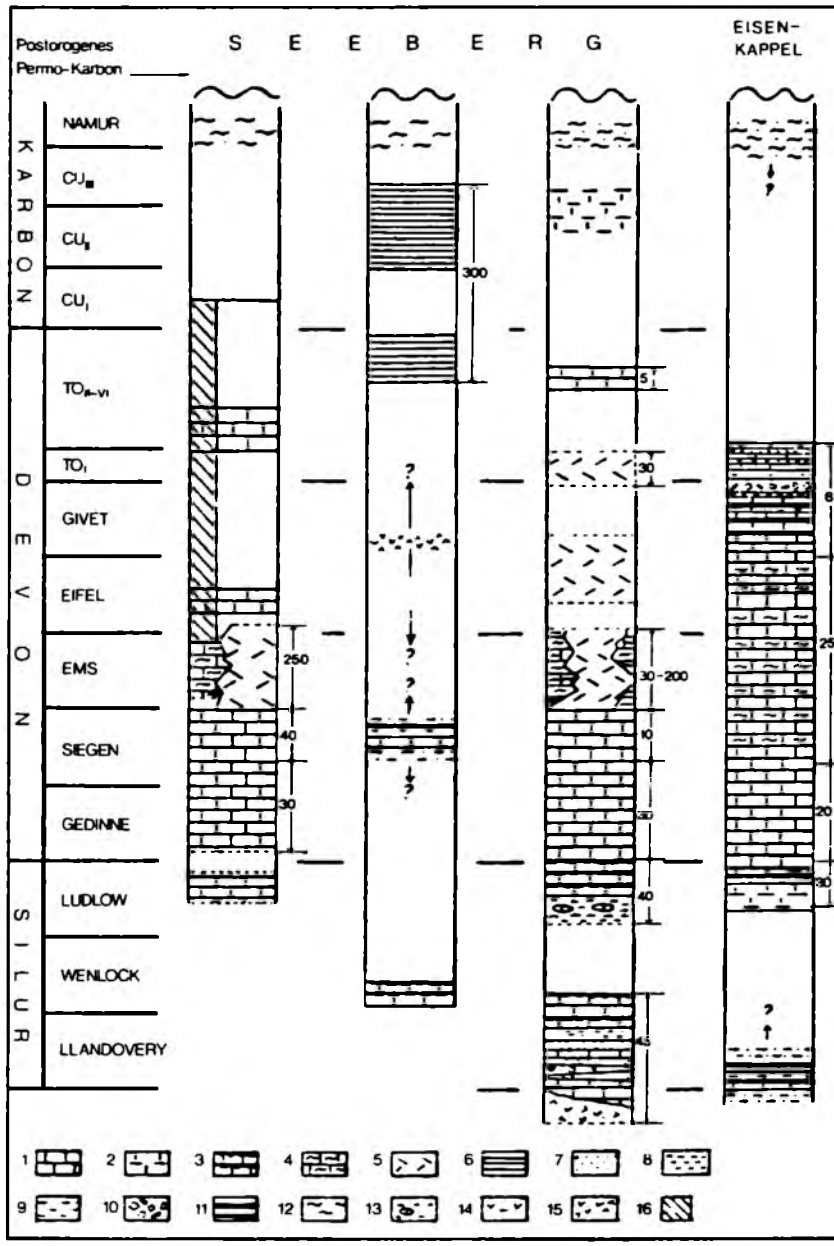


Abb. 140: Säulenprofile durch das Seeberger und Eisenkappeler Paläozoikum nach F. Kupsch et al. (1971, Abb. 3). Erläuterungen: 1 — Gebankte Kalke, 2 — Massige Kalke, 3 — Knollenkalke, 4 — Flaserkalke, 5 — Riff- und Riffschuttkalke, 6 — Bänderkalke, 7 — Sandsteine, 8 — Tonschiefer, 9 — Tonigsandige Wechselfolgen, 10 — Rutschsedimente, 11 — Lydite, 12 — Flysch, 13 — Mergel mit Kalkkonkretionen, 14 — Saure bis intermediäre Vulkanite, 16 — Durch Conodonten-Mischfaunen belegt.

Unterkarbon lückenhaft vorliegen. Das Devon beginnt hier wie in den Karnischen Alpen mit den schwarzen Plattenkalken des eγ (Gedinne). Die roten (Flaser-)Kalke darüber sind z.T schon Faziesvertretung des Plattenkalks im oberen Gedinne und reichen bis in das Oberems empor. Daneben treten im höheren Unterdevon (Ems) Crinoidenkalke, aber nur ganz untergeordnet Korallenriffkalke auf. Aus dem unteren Mitteldevon (Eifel) sind weiterhin die Flaserkalke, ferner Crinoiden-, Korallen- und Amphiporenkalke nachgewiesen.

Der ab dem Ems entstehende zentrale Riffgürtel umfaßt im Riffkern grobe Korallen- und Stromatoporen-Schuttkalke, während von den Flankensedimenten untergeordnet die Crinoidenkalke des Vorriffes und besser die Hinterriffsedimente erhalten sind. Als lagunäre Bildungen stellen sich Onkoide und Stromatolithe ein, während die Amphiporenkalke aus abgeschnürten lagunären Becken entstammen. Die Flaserkalke hingegen repräsentieren die Bildung des freien Beckens.

Die Flaser- und Riffkalkfazies reicht durch das Oberdevon weiter bis zum to II empor. Auch Plattenkalke treten in diesem Oberdevonabschnitt auf. Das höhere Oberdevon liegt nur selten vor und konnte nur als Aufarbeitungsprodukt in der Unterkarbon-Transgression erfaßt werden. Bretonische und Sudetische Phase wirken sich hier demnach in gleicher Weise wie in den Karnischen Alpen aus (vgl. S. 259). Betreffs der reichen Conodontenfauna dieser devonischen Kalke sei nochmals auf die beiden letztgenannten Arbeiten von SCHULZE (1968) und TESSENSOHN (1974) verwiesen.

Auf der jugoslawischen Seite des Seebergaufbruches ist nach A. RAMOVŠ (1971 b) Ordovic und Silur noch nicht erfaßt worden, das tiefere Devon ist analog dem Anteil im österreichischen Abschnitt ausgebildet, die vorwiegend mitteldevonischen korallen- und hydrozoenreichen Riffkalke sind dort mit 500 m doppelt so mächtig als im österreichischen Gebiet. Von besonderem Interesse ist der Nachweis einer vom obersten Mitteldevon über das gesamte Oberdevon (to I–VI) sowie das gesamte Unterkarbon (cu I–IIIγ) kontinuierlich durchlaufenden, durch leitende Conodonten nachgewiesenen Kalksedimentation in den Südkarawanken auf Grund der in den karbonen Hochwipfelschichten umgelagerten Kalkgerölle im Kankerbachtal 5 km WSW des Seebergpasses nach H. SCHÖNLAUB (1971 d, Tab. 1). Eine dort von diesem Autor vermutete oberdevonische Grauwackenfazies erscheint keineswegs gesichert, da die sedimentäre Einschaltung der die Zeitmarke liefernden Kalkbank nicht erwiesen ist.

β) Jungpaläozoikum

Die Parallele der Entwicklung des Jungpaläozoikums in den Karawanken zu jener in den Karnischen Alpen ist evident. Hat man noch bis vor kurzem geglaubt, den Hochwipfelflysch der Karawanken in den Zeitraum vom Oberdevon bis Namur verlegen zu müssen (vgl. G. VAI, 1971 a, S. 170), so ist heute die Altersgleichheit der Hochwipfelschichten der beiden Gebirge belegt; ebenso die durch die Bretonische und vor allem Sudetische Phase bewirkten verschieden umfangreichen Schichtlücken an der Basis des Karbon, während welcher Bewegungen die bis ins hohe Unterkarbon weiterlaufenden Kalksedimente wiederum weitgehend abgetragen worden waren. Auch die jüngeren Schichtgruppen von den Auernigschichten des obersten Karbon aufwärts stimmen nach lithologischer Ausbildung und Altersumfang gut überein, wenn auch selbstverständlich

bestimmte individuelle Fazieszüge in den Südkarawanken – wie etwa eine ungleich mächtigere Ausbildung der klastischen Trogkofelschichten (Košnaschichten) – auftreten.

1. Im Unterkarbon ist heute durch Conodontenbelege eine aus dem Oberdevon bis zu Ende des Unterkarbon (cu IIIγ) durchlaufende Kalksedimentation erfaßt, die teils in Form von dichten grauen massigen Kalken (Storschitzdecke = Riffkalkeinheit im Seeberger Gebiet) des gesamten Unterkarbon mit Ausnahme vom untersten cu I vorliegt, oder in Form von Bänderkalken (Bänderkalkeinheit des gleichen Gebietes) des höheren Unterkarbon aufscheint, teils aber auch aus den Kalkgeröllen, die umgelagert in den grobklastischen Einschaltungen der Hochwipfelschichten auftreten, nachgewiesen ist (R. SCHULZE, 1968, S. 175 ff.; F. TESSENSOHN, 1969, S. 30 f.; 1971, S. 191, 206 f.; 1974, S. 142; H. SCHÖNLAUB, 1971 d, Tab. 1, für den jugoslawischen Abschnitt des Seebergaufbruches). Durch die letztgenannte Arbeit konnten Leitformen von Conodonten von der Asymmetricazone des tiefen Oberdevon bis zur Bilineatuszone des obersten Unterkarbon durchgehend gewonnen werden. Durch die starke Verschuppung der Serie und die z.T bis in das Unterdevon hinabgreifende Abtragung (F. TESSENSOHN, 1971, S. 206) vor der Transgression der Hochwipfelschichten im Namur sind keine zusammenhängenden Profile durch diese unterkarbone Kalkserie mehr vorhanden.

Es wird neben dieser Kalkfazies im Unterkarbon auch eine Kieselschieferfazies vermutet (F. TESSENSOHN, 1971, S. 169).

2. Das tiefere Oberkarbon, Namur und wohl ein Teil des Westfal, liegt in Form der Hochwipfelschichten vor, die erst K. KOLLMANN (1938) in der unter den Auernigschichten liegenden Grauwacken-Schiefer-Serie TELLERS erwähnt hatte. Der Flyschcharakter eines guten Teiles der Hochwipfelschichten ist hier im Anschluß an die entsprechende Erkenntnis in den Karnischen Alpen (R. SELLI, 1963; G. VAI, 1963) durch F. TESSENSOHN (1968) klargelegt worden, der allerdings auch noch in allen späteren Arbeiten von Unterkarbonflysch schreibt, obgleich kein Grund für eine so tiefe Einordnung der Hochwipfelschichten vorliegt. Nach F. TESSENSOHN (1968, S. 108 ff.; 1971, S. 169 ff.) stellen sich im Seeberggebiet zu Beginn der Hochwipfelflysch-Sedimentation zunächst bei rasch sinkendem Trog und gegliedertem Relief Großturbidite, Fluxoturbidite und Rutschsedimente (Schlammströme, Geröllmergel, Gleitfaltenstrukturen) ein, mit gegen Norden geschütteten Komponenten (Abb. 141). Diese Erscheinungen sind besonders im Südrandgebiet des Seeberger Aufbruchs zu verzeichnen, während im Norden der Normalflysch von Trögern im Westen bis St. Leonhard im Osten an der Oberfläche hinzieht. In der Hauptphase der Sedimentation wird nun auch der südlichere Beckenteil durch Normalflysch erfüllt, der aus Grauwacken, Lyditbrekzien, Siltsteinen und Tonschiefern aufgebaut ist und die typischen Flyschsedimentstrukturen wie gradierte Schichtung, Wickelschichtung (Convolute bedding), Sackungsmarken (Load casts) und Strömungsmarken aller Art (Flute casts, Groove casts etc.) zeigt – Abb. 141. Auch die häufigen Spurenfossilien sind für den Flysch typisch: Die großen feingerippten Spreiten von *Dictyodora liebeana* WEISS (die fälschlich früher als „Leitfossil" für Unterkarbon galten), das Wabenmuster von *Palaeodictyon*, ferner *Nereites*, *Phycosiphon* und *Lophoctenium*. Die Schüttungsrichtungen im Hochwipfelflysch deuten auf einen W-E-gerichteten Trog, der von Süden her beliefert worden war. Ein Auftreten von Porphyroiden innerhalb des „Unterkarbonflysches" meldete A. RAMOVŠ (1971 b, S. 159).

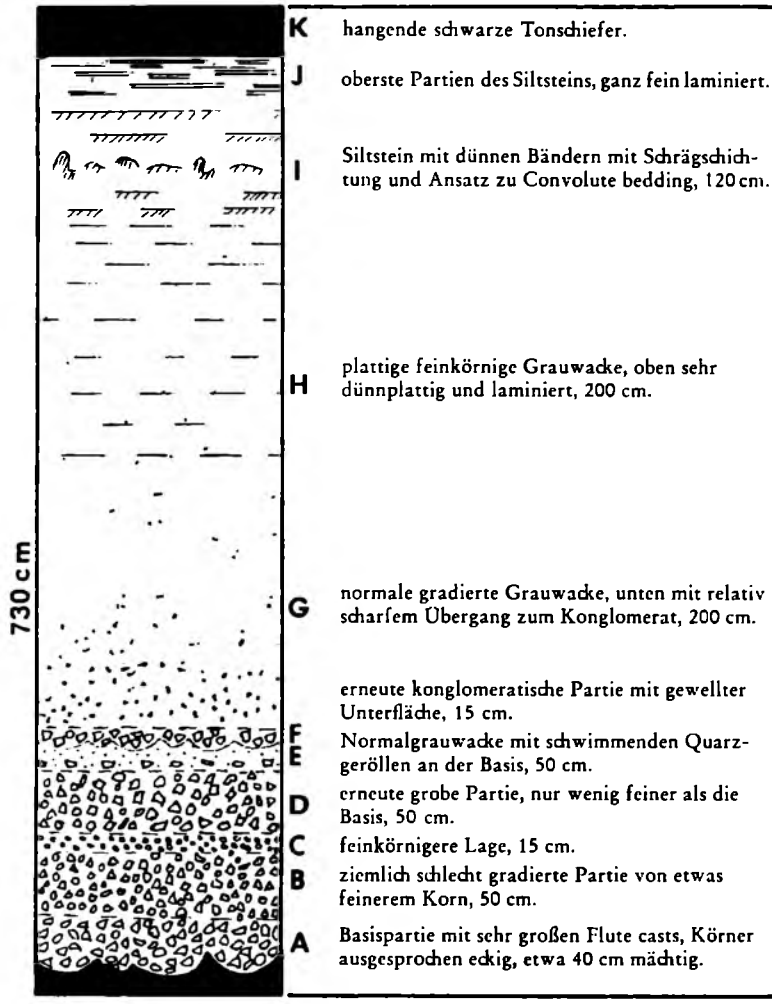


Abb. 141: Flyschzyklus im Hochwipfelkarbon bei Trögern nach F. TESSENSOHN (1971, Abb. 6).

3. Das hohe Oberkarbon, (Auernigschichten), liegt mit klarer Diskordanz über den Hochwipfelschichten (F. TESSENSOHN, 1968, Abb. 9). Diese Schichtgruppe zeigt die analoge mehrfache Wechsellagerung von Quarzkonglomeraten, Sandsteinen, Fusulinenkalken und Tonschiefern wie in den Karnischen Alpen. Der basale Teil dieser Schichten gehört nach dem Fund von Conodonten der Gattung *Idiognathus* bereits in das Westfal D, die Hauptmasse der Auernigschichten wird dem Stephan angehören. Eine Zusammenstellung und Beurteilung der an *Productus* und *Spirifer* reichen Makrofauna dieser Serie aus dem Vellachtal hat vor allem F. HERITSCH (1927 a, S. 306 f.; 1927 b, S. 187 ff., Tab. 1; 1931, S. 3 ff.) vorgenommen. A. RAMOVŠ (1961, 1966 etc.) und F. TESSENSOHN (1968, S. 103; 1983, S. 41) haben Ergänzungen hierzu geliefert. Ausschließlich

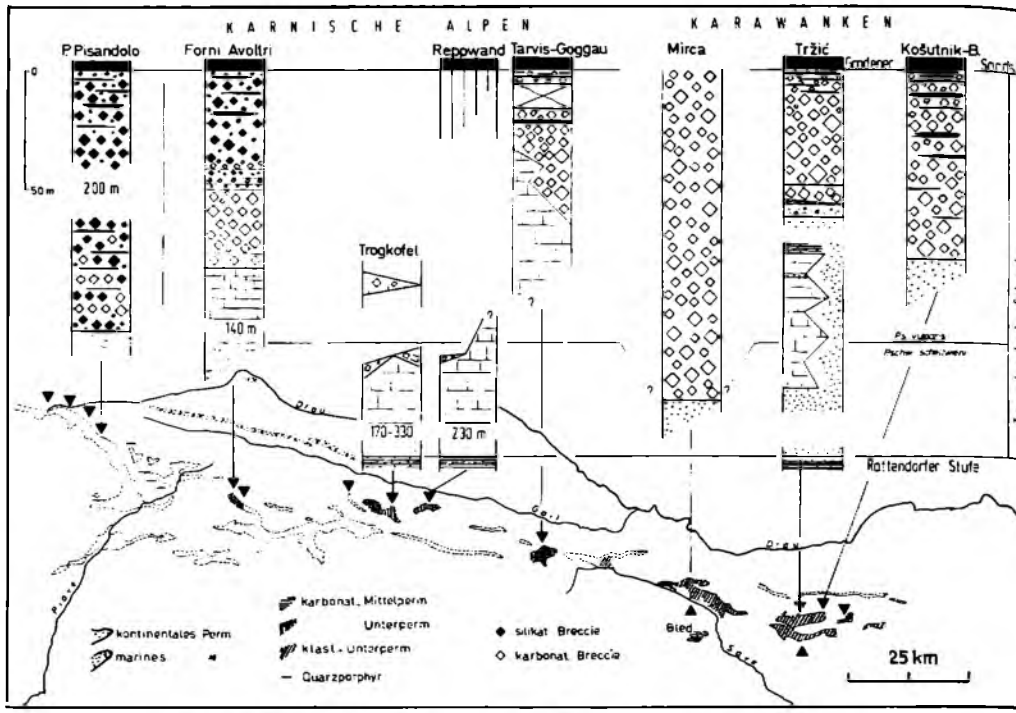


Abb. 142 Die Tarviser Brekzie nach W. Buggisch et al. (1976, Abb. 11).

auf Stephan weisen die Makrofaunen, die V Kochansky-Devidé & A. Ramovš (1966, S. 32) aus den Auernigschichten der slowenischen Südkarawanken beschrieben haben: *Protriticites pramollensis serior* spricht für die Kassimov-Stufe, *Triticites* cf. *pseudoarcticus* Rauser für die Gshel-Stufe und *Quasifusulina longissima ultima* Kanmera sowie *Rugofusulina alpina antiqua* (Schellwien) für die Orenburg-Stufe. Trilobiten aus dem Gshelium beschrieben G. Hahn et al. (1977).

4. Das Perm umfaßt in den Südkarawanken folgende Glieder: Die Rattendorfer Schichten des Unterperm (Assel) stellen sich mit den Unteren Pseudoschwagerinenschichten, den Grenzlandbänken und den Oberen Ps.-Schichten in verschiedenem Ausmaß an der Basis des Koschutazuges (Cimpaser-Einheit) und bei Eisenkappel in Österreich (vgl. F. Kahler, 1983, S. 19 ff.), in der Teufelsschlucht (Dolžanova soteska) oberhalb von Neumarktl (Tržič), im Košutnikbach, S der Koschuta, bei Seeland (Jezersko) SW vom Seebergpaß und im Weitensteiner Gebirge (Vitanje) in den Ostkarawanken auf jugoslawischer Seite ein — dem Hauptverbreitungsgebiet auch der übrigen permischen Schichtglieder jenseits der Grenze (vgl. Kt. St. Buser, 1974). F. Kahler (1983; S. 19 ff.) hat eine Reihe von Fusulinidenarten aus dem Raum N der Koschuta und von Eisenkappel bestimmt, u. zw. aus Oberen Pseudoschwagerinenkalken der oberen Assel-Stufe.

Dem Trogkofelkalk als kalkige Fazies des höheren Unterrotliegenden im Košutnikgebiet der Westkarawanken steht die in den slowenischen Karawanken samt Weitenstei-

nergebirge bis 500 m mächtige klastische Trogkofelschichten-Entwicklung in Form der altersgleichen Košnaschichten gegenüber, die aus einer Folge von Tonschiefern, Sandsteinen, selten Quarzkonglomeraten, schwarzen gebankten Kalken und Kalkbrekzien besteht (A. Ramovš, 1963, 1968, 1972, 1976; V Kochansky-Devidé et al., 1973; St. Buser, 1975). Auf österreichische Seite reicht diese Entwicklung der Klastischen Trogkofelschichten in der Vellacher Kotschna im Rebangraben herüber (F. K. Bauer, 1983, S. 46).

Auch die Tarviser Brekzie (Abb. 142), die Grödener Schichten und die Bellerophonschichten sind in den Südkarawanken als Bildungen nach der Saalischen Phase im Oberrotliegend und Zechstein weit verbreitet; die Brekzie ist mächtiger, die Grödener Schichten sind feinkörniger und marin (Abb. 130), die Bellerophonschichten kalkreicher als in den Karnischen Alpen, aber noch gelegentlich mit einem basalen Evaporithorizont (N. Anderle, 1970; St. Buser; W Buggisch et al., 1976). Über die Mikrofauna dieser permischen Ablagerungen der Südkarawanken hat von jugoslawischer Seite in neuerer Zeit V Kochansky-Devidé (vgl. 1970 mit Lit.) in zahlreichen Arbeiten berichtet und an Hand der Fusuliniden exakte stratigraphische Einstufungen vorgenommen.

γ) Mesozoikum

Die klassischen Arbeiten zur Stratigraphie des Mesozoikums stammen von F. Teller aus der Zeit der Jahrhundertwende, besonders jene über den Karawankentunnel ist hervorzuheben. Aus neuerer Zeit liegen über die Trias des Abschnittes vom Gr. Mittagskogel Studien von H. Seelmeier (1942), N. Anderle (1970), A. Kern (1980), I. Reuber (1981), Ch. Hauser (1982 a, b) und F. Pinz (1983) vor, wovon letzterer sich erstmals eingehend auch mit der Mikrofazies und Sedimentologie dieser Serie beschäftigt hat. Über das Gebiet der Koschuta berichtet die Dissertation von J. Karasek (1971), über den Abschnitt an der Vellach F. K. Bauer (1983). Die noch nicht sehr detaillierten Kenntnisse der Karawankentrias auf der jugoslawischen Seite faßten A. Ramovš (1970, 1972 b) und St. Buser (1974) zusammen.

1. Das Skyth besteht aus einer wechselvollen Serie von sub- bis intratidal abgelagerten dünnschichtigen Kalken, Oolithen, Mergelkalken, gelben Dolomiten und bunten (roten, violetten, grünen und gelblichen) Tonen, Mergeln, Silten und Sandsteinen. Der Anteil an Karbonaten ist, der südalpinen Entwicklung entsprechend, entscheidend höher als in nordalpinen Werfener Schichten. Die Gliederung in Seiser und Campiler Schichten wird von den meisten Autoren auch hier angewendet.

Den Sedimentationsablauf schildert F. Pinz (1983, S. 72 ff.) wie folgt: Flachmarine Regression mit Oolithen über den Bellerophonschichten. Nach subtidalen Verhältnissen am Anfang stellt sich eine Verflachung des Meeres im mittleren Skyth ein, die zu einer starken Faziesdifferenzierung und am Schluß zu Rauhwacken- und Gipsbildung führt. In den oberen Kalken stellen sich wiederum subtidale Verhältnisse wie zu Beginn ein.

Die karbonatreiche Entwicklung des Oberperm/Skyth auf jugoslawischer Seite im Raum Tržič schilderten T Dolenec et al. (1981). In der Makrofossilführung fallen neben Bivalven besonders Gastropoden auf (Fossilliste bei St. Buser, 1974, S. 64), die Mikrofauna wird durch artenarme Foraminiferen- und Ostracodenfaunen repräsentiert.

2. Das Anis wird aus einer 250 m, gelegentlich auch 300—500 m mächtigen Serie von vielfach miteinander wechselnden, dunklen, bituminösen Kalken und hellen,

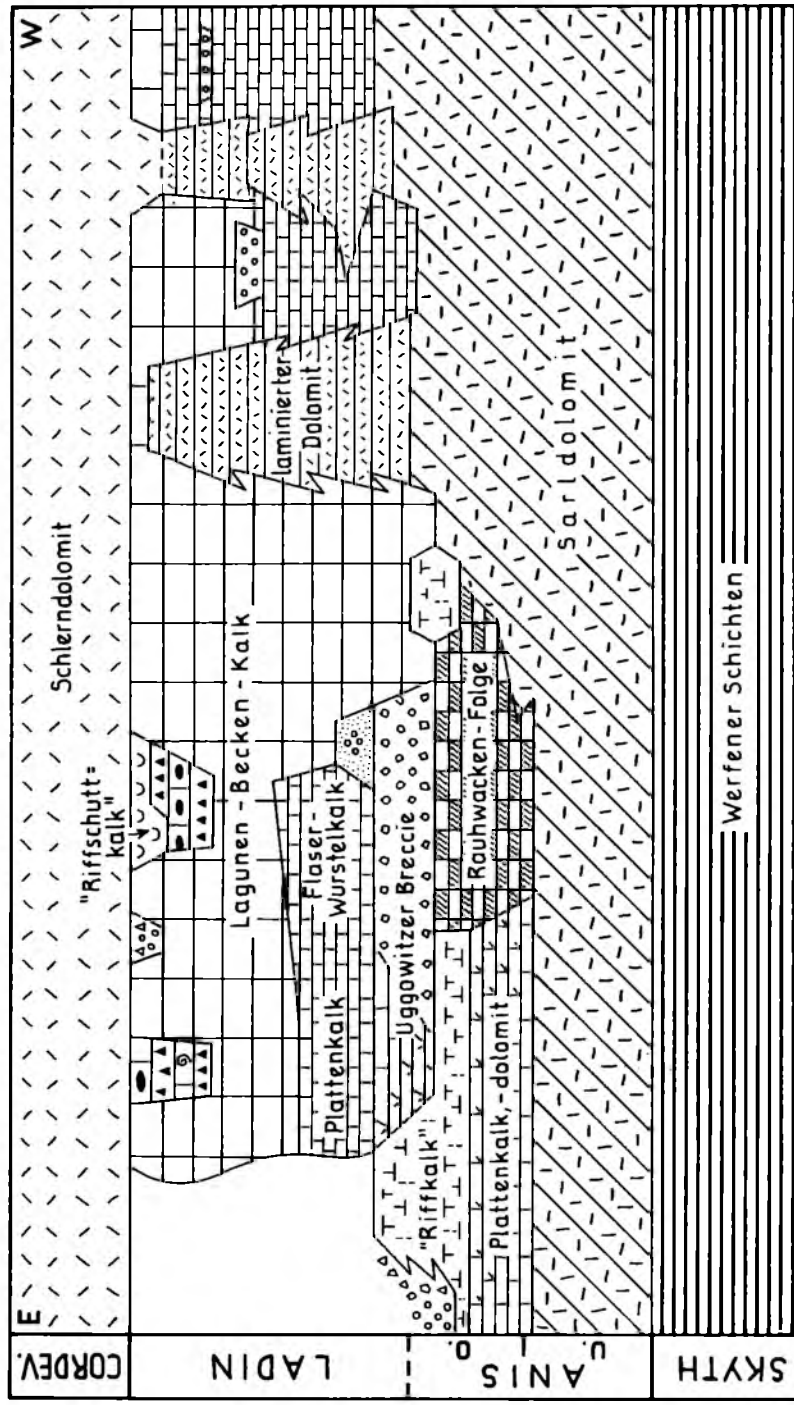


Abb. 143: Die Fazies der Mitteltrias in den Westkarawanken östlich vom Feistritzgraben nach F. Pinz (1983, Abb. 14).

grauen bis gelblichen Dolomiten gebildet, wozu sich Mergelschiefer gesellen können. Den südalpinen Charakter verleiht dieser Serie zunächst die Einschaltung der bekannten Muschelkalkkonglomerate (vgl.. Uggowitzer Brekzie, Richthofenkonglomerat, Peresschichtenkonglomerate etc.), die keineswegs nur an die Basis des Anis gebunden sind. Ferner kommt die südalpine Fazies im Auftreten der Vulkanite, Tuffe und Porphyrite bereits innerhalb des Anis zum Ausdruck (Gratschützenzug-NE bei Rosenbach). Daneben kann aber auch ein Großteil des Anis ausschließlich in dolomitischer Entwicklung als Sarldolomit (Mendeldolomit) vorliegen.

Überblick über die Faziesverteilung in der Mitteltrias gibt die schematische Skizze Abb. 143.

3. Auch im Ladin ist eine analoge Faziesteilung gegeben: Neben der Beckenentwicklung in Form von grauen bis rötlichen knolligen Buchensteiner Schichten, in die im Langobard Porphyrite und Tuffe eingeschaltet sind, und den ebenflächigen dünnplattigen dunklen Kalken und Mergelschiefern der „Wengener Schichten" ist auch die Riffazies in Form des bis 1000 m mächtigen, grob gebankten bis massigen Schlerndolomites vertreten.

Eine eingehende Beschreibung der Faziesdifferenzierung der Buchensteiner Schichten in Knollen-, Bank-, Wurstelkalke, Plattenkalke mit slumpings, Konglomerathorizonte, Kieselkalke, Ammonitenkalke etc. mit jeweiliger genetischer Interpretation hat F. Pinz (1983, S. 121–167) gegeben.

4. Dem Karn (Raibler Schichten) gehören bis 500 m mächtige Hornsteinkalke an, die gegen die Wengener Schichten nur schwer abgrenzbar sind und keine interne Gliederung und fossilmäßige Einstufung erfahren haben. Die Serie aus plattigen, bis 15 cm dick gebankten Kalken mit tonigem Zwischenmittel ist mächtig im oberen Bärental und oberen Ardeschitza-Graben südlich von Rosenbach verbreitet. Aus dem Karn S Eisenkappel wird aus einer Lumachelle *Neomegalodon carinthiacus* (Hauer) gemeldet (F. K. Bauer, 1983, S. 61).

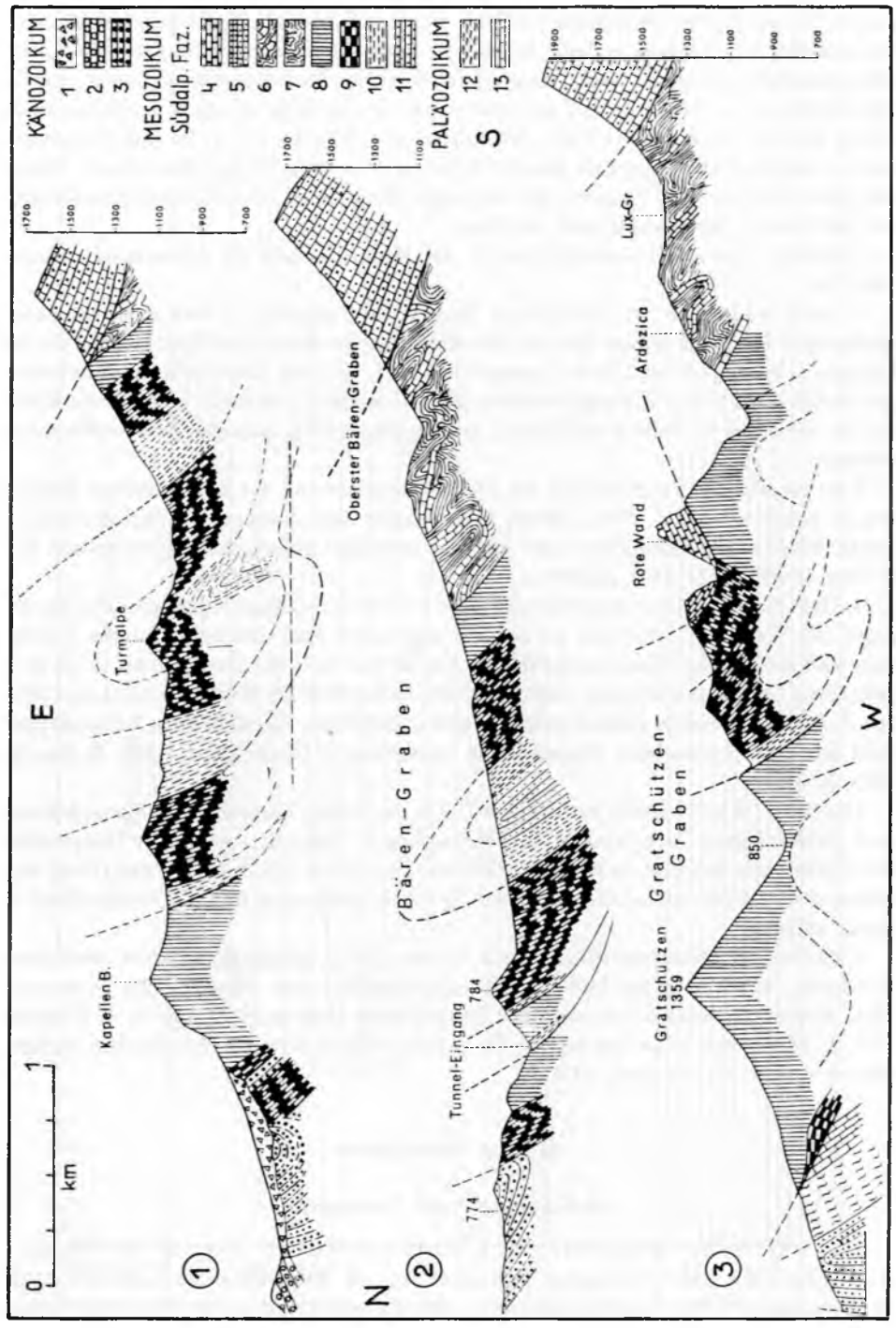
Das Nor (-Rhät) besteht aus dem bis 700 m mächtigen Ensemble von Hauptdolomit und dickbankigem Dachsteinkalk (Gr. Mittagskogel, Tennspitze etc.). Der Hauptanteil des Dachsteinkalkes liegt in Form des Gliedes C im Sinne von A. G. Fischer (1964) vor, während die laminierten Loferite (Glied B) selten erscheinen und das basale Glied A kaum auftritt.

Rhätische Dachsteinriffkalke sind in etwa 200 m Mächtigkeit in der westlichen Koschuta, am Südhang des Stol etc., auf jugoslawischer Seite erhalten. Ihre Fauna und Flora stimmt mit jener der nordalpinen Rhätriffkalke überein (E. Flügel & A. Ramovš, 1961, S. 287). Auch Lias konnte auf der jugoslawischen Seite der Karawanken nachgewiesen werden (A. Ramovš, 1971 c).

d) Der Gebirgsbau

α) Schuppen- und Deckenbau

Der westliche Abschnitt der Südkarawanken zeigt in der Region S Arnoldstein einen intensiven Schuppenbau im Altpaläozoikum, wie er durch H. Auferbauer (1972) vom Grenzgebiet zu den Karnischen Alpen im Abschnitt Pessen-


KÄNOZOIKUM
1
2
3
MESOZOIKUM
Südalp. Faz.
4
5
6
7
8
9
10
11
PALÄOZOIKUM
12
13
E
S
N
W
Turmalpe
Kapellen B.
Oberster Bären-Graben
Bären-Graben
Tunnel-Eingang
784
774
Gratschützen-Graben
Gratschützen 1359
850
Rote Wand
Ardezica
Lux-Gr
0
1
km
1
2
3

dellach bei Maglern gemeldet und von CH. HAUSER (1982, S. 31 f.) vom Raum SE Arnoldstein geschildert worden ist. Im Kokragraben sind sechs Schuppen innerhalb der metamorphen Kalk-Schiefer-Serie registriert worden. Im Raum der Wurzenpaßstraße herrscht im Oberstock des paläozoischen Systems gestörter Faltenbau mit Hochwipfelschichten im Kern. Dieses Schuppensystem wird nach der alten Literatur (F. KAHLER, 1953, S. 48) durch den sogenannten „Hochwipfelbruch" gegen die in Resten am Südhang der Kette erhaltenen mesozoischen Glieder abgesetzt.

Die Querprofilserie von N. ANDERLE (1970, Taf. 1) durch den Feistritzgraben, über den Kanzianiberg und den Worounizagraben südlich vom Faakersee zeigen diese intensive mehrfache nordvergente Schuppung an mittelsteil südfallenden Flächen innerhalb des Altpaläozoikums samt Einbeziehung der Hochwipfelschichten sowie die entweder an der Basis der Grödener Schichten oder des Muschelkalkes selbständig weiter bewegte, auflagernde alpidische Serie des Grenzkammes: Inwieweit alpidische Tektonik an der Schuppung des älteren Paläozoikums beteiligt ist, zeigt die Aufschuppung dieses Paläozoikums auf die aus Trogkofelkalk, Grödener Schichten, Bellerophonkalk etc. bestehende Vorbergzone (Kanzianiberg, Untergreuth) im Norden, die selbst noch bei den jüngsten Bewegungen (Pliozän) nordgerichtet über die Rosenbacher Kohlenschichten aufgepreßt worden ist.

Noch bewegter wird die Tektonik im Mesozoikum des Abschnittes Mittagskogel-Bärental bei Rosenbach, dargestellt besonders durch F. TELLER („Karawankentunnel", 1910), H. SEELMEIER (1942, Kt.), N. ANDERLE (1970: Text; 1977: Blatt Villach-Assling), CH. HAUSER (1982), F. PINZ (1983) und auf der jugoslawischen Seite durch ST. BUSER (1975). Trotz Zugehörigkeit zu den Südalpen tritt auffälligerweise nordvergenter, mehrfach gestörter Faltenbau, untergeordnet auch Schuppenbau auf (Abb. 144). Intensive Faltung betrifft besonders Werfener Schichten und Muschelkalk sowie die mächtigen Wengener Schichten. Östlich des Worounitzagrabens beherrscht nach starkem Zurücktreten des paläozoischen Sockels das Mesozoikum das Bild: Als Hauptstrukturen treten die basale Überschiebung der Mitteltrias des Gratschützen, eine steile Aufschuppung von Tieftrias im Gratschützengraben und ein Längssattel aus gleichem Material im Ardeschitzagraben und Bärengraben in Erscheinung. Die Triasvorbergzone N vor den Karawanken westlich des Worounitzagrabens (Kanzianiberg, Altfinkenstein) ist nicht als die durch junge Längsstörungen abgesenkte Westfortsetzung des Gratschützenkammes aufzufassen (F. PINZ, 1983), sondern durch untersarmatische Gleitschollentektonik entstanden (G. PASCHER, 1984).

Die Nordgrenze des Südkarawanken-Westabschnittes, gebildet durch die Periadriatische Linie, setzt nun vom Nordrand der Karawankenkette mit ESE-Verlauf ins Innere des Gebirges: Von Rosenbach zieht sie nach F. KAHLER (1953, S. 46) südlich

Abb. 144: Querprofile durch die Westkarawanken östlich vom Mittagskogel nach N. ANDERLE (1970, Taf. 1). Legende: 1 — Bergsturzmaterial, 2 — Faakersee-Konglomerat (älteres Interglazial), 3 — Rosenbacher Kohlenschichten (Untersarmat), 4 — Dachsteinkalk (Nor-Rhät), 5 — Hornsteinplattenkalk (Karn), 6 — Dolomitbänke der Wengener Schichten (Ladin), 7 — Wengener Schichten (Ladin), 8 — Schlerndolomit (Ladin), 9 — Muschelkalk und Buchensteiner Schichten (hauptsächlich Anis), 10 — Campiler Schichten (Oberskyth), 11 — Seiser Schichten (Unterskyth), 12 — Hochwipfelschichten (Namur), 13 — Devonkalke.

vom Kapellenberg, Muschenik und Matschacher Gupf vorbei über Bodenthal zum Deutschen Peter N Loiblthal (S. Prey & F. Kahler, 1958, Kt.), von wo sie gegen Osten über Zell Pfarre und südlich des Eisenkappeler Aufbruches weiter gegen Osten läuft (Bd. I, S. 646, Abb. 194).

Die Hauptkette des Koschutazuges schwenkt zwischen Bärentaler Kotschna und Hochstuhl kräftig gegen SE ein. Südlich davon kommt jenseits der Landesgrenze im Aßlinger Aufbruch mächtiges Jungpaläozoikum ab Oberkarbon unter der Trias zum Vorschein. Östlich dieses Aufbruches treten die beiden bis in die höhere Trias reichenden Ketten, die Koschutakette im Norden und der Storschitzzug im Süden wiederum aneinander und geben erst in dem noch wesentlich kräftiger emporgewölbten Seeberger Aufbruch im Osten den paläozoischen Sockel frei. In der Hauptkette tritt im Bereich des Loiblpasses durch WNW-ESE gerichtete Störungen und eine Längsstörung eine Teilung des Kammes ein (F. Kahler, 1953, Beil. 3).

Im Hauptkamm der Koschuta ist der fast 1 km mächtige Schlerndolomit an einer steil südfallenden, kräftigen Störung abgesenkt gegenüber der im Norden davorliegenden, mehrfach steil gestörten, flach gegen Norden aushebenden Unter- und Mitteltriasschichtfolge, die in den Werfener Schichten klare nordvergente Falten aufweist. Alt-

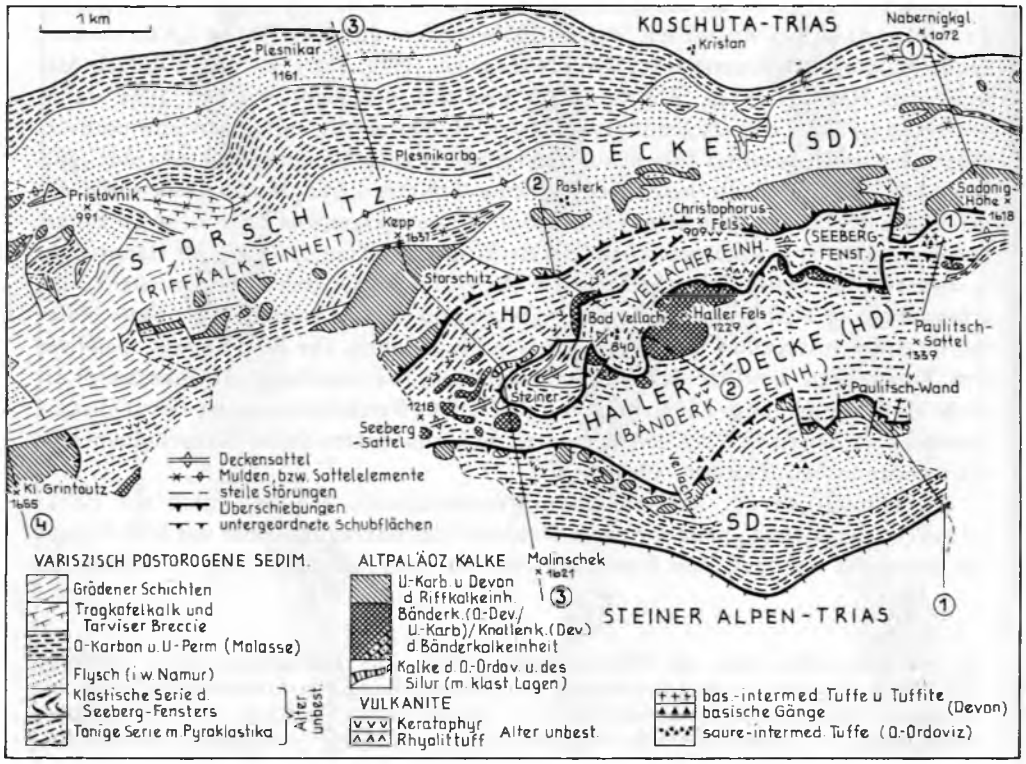


Abb. 145: Tektonische Skizze des Seeberger Deckensattels nach J. Rolser & F. Tessensohn (1974, Taf. 2).

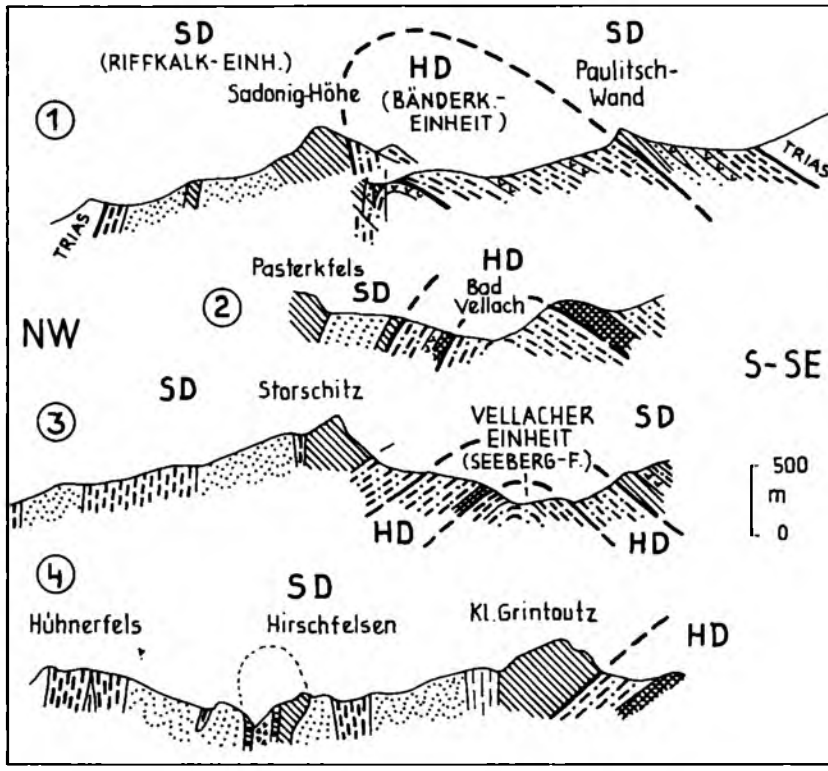


Abb. 146: Profile durch den Seeberger Deckensattel, nach J. ROLSER & F. TESSENSOHN (1974, Taf. 3), Signatur und Abkürzungen s. Abb. 145.

paläozoikum und Hochwipfelschichten sind hier abschnittsweise (Maudnikgraben) unter extremer isoklinaler Faltung und Saigerstellung – an steilen Störungen begrenzt – noch südlich der Periadriatischen Naht, die hier in der Tiefenlinie bei Zell Pfarre durchläuft, erhalten (J. KARASEK, 1971, S. 104, Taf. 1, 4).

Bezüglich der Anordnung der tektonischen Hauptlinien in den Ostkarawanken sei auf die jüngst erschienene geologische Karte 1 : 25.000 in drei Blättern von F. K. BAUER (1981) verwiesen.

Eine endgültige und saubere Klärung hat nun endlich die Tektonik des so lange umrätselten Seeberger Aufbruchs und seines Rahmens durch die Arbeitsgruppe aus Tübingen erfahren: J. ROLSER & F. TESSENSOHN haben 1974 bzw. F. TESSENSOHN 1983, S. 42 ff., in klaren Worten die Tektonik dieses Raumes nach Abklärung der Stratigraphie mittels Conodontenuntersuchung und Kartierung des Gebietes dargelegt (Abb. 145). Der paläozoische Kern des Aufbruches um Bad Vellach wird vom Deckenbau beherrscht. Es liegen innerhalb des Paläozoikums drei Einheiten übereinander (Abb. 146). Die tiefste Einheit innerhalb des Seebergdoppelfensters bildet die Basiseinheit (Vellacher Einheit) aus den altersunsicheren Seebergschiefern und aus Auernigschichten. Nordvergent überschoben lagert darüber als erster Rahmen die Bänderkalkeinheit (Haller-

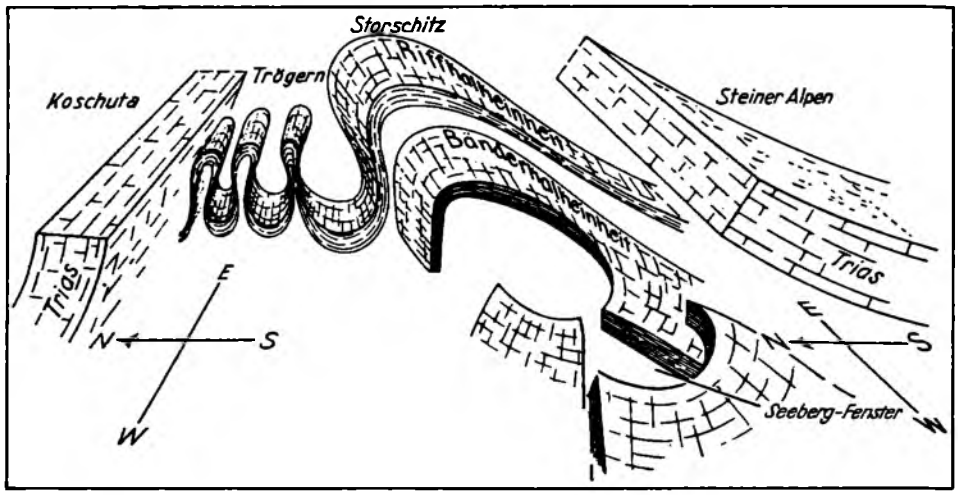


Abb. 147: Schema des Seeberger Deckensattels, nach J. ROLSER & F. TESSENSOHN (1974, Abb. 2).

Decke) aus klastischen Serien und oberdevonischen bis unterkarbonen Bänderkalken. Die höchste Decke bildet die Riffkalkeinheit (Storschitzdecke), die eine reiche Schichtfolge einschließlich der devonischen Riffkalke führt. Ihre Schubweite beträgt mindestens 5 km. Ihr Nordteil ist intensiv in steilstehende Falten gepreßt (Trögerner Faltungsbereich). Alle drei Einheiten sind zu einem Deckensattel mit WSW-ENE ziehender Achse aufgefaltet (Abb. 147). Das Alter dieses nordvergenten Deckenbaues ist nicht – wie bei einem Vergleich mit den Karnischen Alpen denkbar – variszisch, sondern ist auf Grund der Einbeziehung der oberstkarbonen Auernigschichten als alpidisch datierbar. Die Überschiebungen entstanden zugleich mit der nordvergenten Bewegung des auflagernden Triasrahmens, der im Süden durch die flach nördlich aushebenden Steineralpen, im Norden aber durch den muldenförmig gebauten, steil gepreßten Koschutazug aus Schlerndolomit und tieferer Trias gebildet wird.

β) Bruchtektonik

Durch ihre Lage unmittelbar südlich der großen Seitenverschiebung entlang der Periadriatischen Linie sind die Südkarawanken in ihrer Bruchtektonik stärker als andere Abschnitte Österreichs durch dieses Lineamentsystem beeinflußt, demgegenüber das durch alpidische Einengungstektonik entstandene gekreuzte Diagonalscherflächennetz (NW-SE, NE-SW) und Querstörungen stärker in den Hintergrund treten. Diese Tatsache wird – seit der Erkenntnis der Seitenverschiebung an den Längsstörungen durch F. KOSSMAT (1913, S. 156) – in allen neueren Überlegungen über dieses Thema in den Vordergrund gestellt, so etwa bei R. GOSPODARIČ (1969), R. v. BEMMELEN (1970), J. ROLSER & F. TESSENSOHN (1974), A. TOLLMANN (1977 a, 1977 c, S. 582 ff.) und F. PINZ (1983). Hauptlinien, an denen sich die wohl seit dem Oligozän bis in die Gegenwart wirkende Rechtsseitenverschiebung gegenüber der südalpinen Scholle in diesem Raum vollzogen, sind neben der Periadriatischen Naht (Bd. I, S. 647, 666) eine in den Ostkarawan-

ken bei Schwarzenbach (Črna) in Jugoslawien von der Naht abzweigende, gegen ESE über Wöllan (Velenja) und Hohenegg (Vojnik) verlaufende Sutur sowie die hier noch vergleichsweise zu erwähnende gewaltige Save-(Canaletal-)Linie, die den Block Südkarawanken-Steineralpen im Satellitenbild so klar sichtbar im Süden begrenzt.

Entlang dieser Linie ziehen subparallele saiger stehende Störungen mit Seitenverschiebungssinn entlang, die z. B. im Nordrandgebiet der Südkarawanken eine extreme Zerlinsung des Raumes in lange Lamellen mit steilstehendem gepreßtem Inhalt bewirkt haben – man vergleiche nur etwa die Darstellung dieser Zone bei F. KAHLER & S. PREY (1958), J. KARASEK (1971), CH. EXNER (1972) und auf den Karten von F. K. BAUER (1981). Gerade für den Zuschnitt auch der alten, voralpidischen Granite und kristallinen Zonen im Eisenkappeler Gebiet ist eine solche Lamellenbildung durch Seitenverschiebung als der am ehesten verständliche Mechanismus zu begreifen. R. v. BEMMELEN (1970, S. 154) und F. PINZ (1983) haben diese Garbe von Seitenverschiebungen an der Naht auch für die Abtrennung der „Vorbergzone" zwischen Rosenbach und Mittagskogel verantwortlich gemacht und haben ferner eine generelle Zerlegung der Südkarawanken an parallelen Längsversetzungen in schmale Streifen erwogen – wozu etwa auch die Nordrandstörung der Koschuta-Hauptkammtrias gehören würde. Diese Vorstellungen gehen sicher zu weit, wie etwa die oben erwähnte, zutreffende Erklärung wesentlicher Elemente der Vorbergzone als Gleitschollen in den sarmatischen Rosenbacher Schichten im Sinne von D. VAN HUSEN (1984) und G. PASCHER (1984) bezeugt (vgl. S. 586 ff.).

e) Lagerstätten

Von den durchaus unbedeutenden Vererzungen des österreichischen Anteiles des Südkarawanken mag hier in erster Linie die Quecksilberlagerstätte der Vellacher Kotschna E der Jenkalpe Erwähnung finden. Dieser Zinnoberbergbau wurde 1785 eröffnet, mit vielen Unterbrechungen zeitweise in Gang gehalten und nach längerer Stillegung 1939 nochmals kurz wiedergewältigt. Über die Art der Zinnobervererzung im Dolomit am Nordrand der Steineralpen hat zuletzt O. FRIEDRICH (1955, S. 25 f.) berichtet. Über Kupfervererzungen in paläozoischen Kalken im Gebiet Finkenstein in den Westkarawanken gab R. CANAVAL (1927, S. 414) kurz Kunde. Schließlich soll noch an die Graphitzüge im Paläozoikum bei Arnoldstein und Agoritschach nahe davon erinnert werden.

f) Literatur

N. ANDERLE, 1970, 1977 a, b; H. AUFERBAUER, 1972; F. K. BAUER, 1973, 1981; F. K. BAUER et al., 1983; R. v. BEMMELEN, 1970; W BUGGISCH et al., 1976; ST. BUSER, 1974 a, b, 1975; R. CANAVAL, 1927; T. DOLENEC et al., 1981, F. EBNER et al., 1980; CH. EXNER, 1972; E. FLÜGEL & A. RAMOVŠ, 1961; H. FLÜGEL, 1970, 1976; H. FLÜGEL & H. SCHÖNLAUB, 1972; F. FRECH, 1887; O. FRIEDRICH, 1955; K. GAURI & A. RAMOVŠ, 1964; R. GOSPODARIČ, 1969; B. HACQUET, 1784, 1785, 1778–1789; G. HAHN et al., 1977; CH. HAUSER, 1982 a, b; F. HERITSCH, 1927 a, b, 1931; D. VAN HUSEN, 1984; H. JAEGER

et al., 1975; F. KAHLER, 1953, 1983; J. KARASEK, 1971; A. KERN, 1980; V KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1970; V KOCHANSKY-D. et al., 1966, 1973; K. KOLLMANN, 1938; F. KOSSMAT, 1913; F. KUPSCH et al., 1971; J. LOESCHKE, 1974; J. LOESCHKE & J. ROLSER, 1971; G. PASCHER, 1984; F. PINZ, 1983; S. PREY & F. KAHLER, 1958; A. RAMOVŠ, 1960, 1963, 1966, 1968, 1969, 1970, 1971 a, b, c, 1972 a, b, 1976; A. RAMOVŠ & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1967; A. RAMOVŠ & F. TESSENSOHN, 1974; I. REUBER, 1981; R. SCHÖNENBERG, 1965; H. SCHÖNLAUB, 1971 d, e, 1975; R. SCHULZE, 1968; R. SCHWINNER, 1927; H. SEELMEIER, 1942; W SIEWERT, 1978; G. STACHE, 1874; F. TELLER, 1887, 1896 d, 1898 a, 1899, 1910; F. TESSENSOHN, 1968, 1969, 1970, 1971, 1974; E. TIETZE, 1870; A. TOLLMANN, 1977 a; G. VAI, 1971 a.

H HELVETIKUM

1. Überblick

Die helvetische Zone der Alpen, benannt von A. HEIM nach ihrer Hauptentfaltung in der Schweiz nördlich des Rhône-Rhein-Längstales, setzt als nördlichste, in den alpinen Gebirgsbau intensiv einbezogene Zone zwischen Feldkirch und Dornbirn über den Rhein gegen Osten über und ist im Bregenzer Wald in Vorarlberg noch fast 15 km breit an der Oberfläche mit ihrem bezeichnenden eleganten Faltenbau kuppelförmig aufgewölbt erhalten. Durch das axiale Absinken des Antiklinoriums gegen Osten hin verschwindet das Helvetikum an der Iller bei Oberstdorf unter der tektonisch auflagernden Flyschzone, taucht im Allgäu verschmälert zwischen Iller und Lech im Grünten nochmals auf und ist im gesamten weiteren Verlauf vor der Kalkalpenfront in Bayern und Österreich so sehr von dem überschobenen Flysch- und Kalkalpenpaket verdeckt, daß es nur in isolierten schmalen sekundären Aufpressungen in Schlitzfenstern gelegentlich den Flysch durchbricht und in wenigen Fenstern und Bohrungen unter dem Nordsaum der Kalkalpen aufscheint — Abb. 161.

Die Schichtfolge dieser helvetischen Randzone der Ostalpen umfaßt, abgesehen von den Schürflingen des Buch-Denkmal-Granites N Gr. Raming in O.-Ö. und ähnlichen Schollen, eine meist erst mit dem Jura einsetzende mesozoische bis alttertiäre kalk- und mergelreiche Sedimentgesteinsserie, die, tektonisch vollkommen vom Untergrund gelöst, weithin über den südlichsten Teil der Molasse überschoben ist. Auch wenn der tektonische Kontakt in Bayern oberflächennahe vielfach steilsteht, so haben mehrere geophysikalische Erkundungen sowie Fenster und Bohrungen in den Kalkalpen gezeigt, daß diese steilen Grenzen sich gegen Süden hin in der Tiefe sehr bald auf flach umlegen und daß dieses Helvetikum durch weite und primär flache Überschiebungsbahnen von Molasse und Flysch getrennt ist. Auch das große Gewölbe des Helvetikums im Bregenzer Wald ist sicher allochthon und fernüberschoben, obgleich seine Basis nirgends aufgeschlossen ist: Als Fortsetzung der Säntisdecke des Schweizer Helvetikums in tektonisch hoher Position des dort aufgeschlossenen Deckenstapels und mit beträchtlicher Schubweite (R. TRÜMPY, 1969, S. 113) sind auch östlich des Rheins

darunter noch tiefere tektonische Elemente des Helvetikums nicht nur zu erwarten, sondern auch in den Bohrungen Maderhalm 1 und Kierwang angetroffen worden (W ZACHER, 1973, S. 5).

Das extrem weite Durchreichen des autochthonen Mesozoikums und der Molasse unter dem Vorarlberger Helvetikum und Flysch bis unter die Kalkalpen zurück hat ja das jüngst von der ÖMV-AG über die Kanisfluh nach SE verlaufende Vibroseisprofil eklatant deutlich bestätigt, in dem bei äußerst flacher Lagerung der Grenzen in der Tiefe Mächtigkeiten des gesamten Sedimentstapels von über 7000 m angetroffen worden sind. Auch in diesem seismischen Profil sind unter der Säntisdecke weitere helvetische Deckenanteile in der Tiefe ausgemacht worden, die etwa der Mürtschendecke zuordenbar wären (Referat Erdölgeol., Geol. B.—A., Jänner 1984).

In fazieller Hinsicht macht sich zwischen West- und Ostabschnitt der subalpinen helvetischen Randzone ein bedeutender Unterschied bemerkbar. Während die kalkreiche Entwicklung des Helvetikums aus der Schweiz über den Bregenzer Wald und Bayern mit bestimmten Schichtgliedern bis in den Salzburger Raum hinüberreicht (S. PREY, 1958, S. 628), stellt sich bereits in Vorarlberg eine ursprünglich im Südrandgebiet der helvetischen Zone s. l. beheimatete Sonderfazies mit reichlich roten, bunten, gefleckten Mergeln ein, die als Ultrahelvetikum bezeichnet worden ist. Diese Entwicklung ist es, die im Osten in weiter abgewandelter Form rasch an Bedeutung gewinnt, so daß ab Oberösterreich das Helvetikum s. str. gegen den Nordrand hin ausläuft und die ultrahelvetische Entwicklung in Form der von S. PREY als Buntmergelserie bezeichneten bunten oberkretazisch-alttertiären Mergelgruppe herrscht, als deren normales Liegendes eine faziell ebenfalls individualisierte Jura-Unterkreide-Serie in sogenannter Grestener Entwicklung von Gmunden an gegen Osten auftaucht. Diese von uns ebenfalls zum Helvetikum s. l. gestellte Grestener Klippenzone mit ihrer Buntmergelhülle setzt bis in die Hauptklippenzone des Wienerwaldes fort und läuft vielleicht in der Subsilesischen Decke der Flyschkarpaten weiter (M. KSIAZKIEWICZ, 1957, S. 394; S. PREY, 1960, Abb. 1, 1965 a, Taf. 1 und S. 92 ff.; K. BIRKENMAJER, 1961, 1962; A. TOLLMANN, 1963 a, S. 130 f.).

In ihrer Gesamtheit betrachtet stellt diese helvetische Fazieszone die erste, nördlichste alpin-mediterrane Teilfazies dar, die sich am mobilen Schelf südlich der germanischen Flachsee bzw. des Böhmischen Festlandes entwickelt hat. Dabei kann die Helvetische Zone auf Grund ihrer Sedimente als Bildung des Kontinentalschelfs, die Ultrahelvetische Zone mit den Sedimenten aus größerer Bildungstiefe als Produkt des Kontinentalhanges gegen die Flysch-Tiefseerinne hin gewertet werden. Dabei hat sich zwischen Ultrahelvetikum und Flysch der Cetische Rücken eingestellt, der örtlich wohl nur eine submarine Schwelle bildete (D. HERM in H. HAGN et al., 1981, S. 40, Abb. 11). Die helvetische Fazies kann als typisches Beispiel der Miogeosynklinale H. STILLE (1940, S. 15) dienen, in der Einflüsse des Vorlandes und des Geosynklinal-Haupttroges in Lithofazies und Fauna ineinandergreifen, in der der Vulkanismus noch unbedeutend war und die in tektonischer Hinsicht zum System der Externiden KOBERS (1931, S. 7) gestaltet wurde.

Dieser Randstreifen wurde spät in die alpine Geosynklinale einbezogen — in der Grestener Zone transgredieren erst die arkosereichen Grestener Lias-Schiefer auf Böhmischem Kristallin.

Eine Trennung von der Germanischen See durch Schwellen war nicht gegeben, wie der allmähliche Litho- und Biofaziesübergang im Malm zwischen den Großregionen der in den Molasseuntergrund eingedrungenen Bohrungen bei Tettnang etc. nördlich vom Bodensee gezeigt hat (vgl. A. TOLLMANN, 1963 c, S. 45 f.). Andererseits gab es bei der weiteren Faziesregionen-Untergliederung innerhalb des Helvetikums s. l. in ein Nord- und Südhelvetikum und ein Nord- und Südultrahelvetikum teilweise und zeitweise sehr wohl Schwellen zwischen den Teiltrögen, wie H. HAGN (1960, S. 122 ff., Abb. 8) entgegen manch anderer Behauptung auf Grund der unterschiedlichen Geröllieferung in die Nachbarsedimente belegen konnte.

Die Fauna des Helvetikums zeigt in vielem ebenfalls die Randposition dieser Zone zwischen Vorland und Alpenraum an, wie die Jurafaunenanalysen von F. TRAUTH (seit 1909; vgl. A. TOLLMANN, 1963 c, S. 50) so klar gezeigt haben, in denen englische, französische, germanische Ammonitenarten gegenüber den alpinen *Phylloceras*- und *Lytoceras*-Arten bei weitem dominieren. Andererseits hat sich aber hier z. B. im Malm der mediterrane Charakter, belegt durch Massen von Calpionellen, die man im außeralpinen Malm von Solnhofen fast vollkommen vermißt, durchgesetzt.

Die tektonische Selbständigkeit des Helvetikums gegenüber der auflagernden Flyschzone ist heute nach langer Diskussion in der Gesamterstreckung der Randzone der Ostalpen sichergestellt. Auch die Grestener Juraklippenzone hat in der Buntmergelserie ihre eigene Hülle, der Flysch ist aus einem südlicheren, im Westen aus dem Nordpenninikum hinauslaufenden Meerestrog tektonisch abgeschert und gegen Norden über das Helvetikum verfrachtet worden. Der Unterschied zwischen den reichen kalkschaligen Foraminiferenfaunen im Helvetikum und in der Buntmergelserie gegenüber den armen Sandschalerfaunen des in tiefer See gebildeten Flysches unterstreicht den Gegensatz dieser beiden selbständigen Einheiten.

2. Das Helvetikum des Bregenzer Waldes

a) Erforschungsgeschichte

Die Grundlage für das Verständnis der Stratigraphie und des Baues des Bregenzer Waldes wurde in der Mitte des vorigen Jahrhunderts durch die Arbeiten des Schweizer Forschers A. ESCHER von der LINTH (1846, 1853), von C. GÜMBEL aus Bayern (1861) und F. v. RICHTHOFEN von der Wiener Geologischen Reichsanstalt (1862) geschaffen. Hierdurch war die Stellung des Helvetikums im Bregenzer Wald als fazielle und tektonische Fortsetzung des Säntis klargestellt, die Stratigraphie, die Gewölbenatur, der Faltenwurf und Verlauf der Hauptantiklinalen und deren östliches axiales Gefälle in großen Zügen erfaßt worden. Der nächste Schritt, eine verfeinerte Gliederung der Kreide des Gebietes und die Bestimmung ihrer reichen Fauna erfolgte durch M. VACEK (1879), der auch einen näheren Eindruck vom Faltenbau des Helvetikums in Vorarlberg vermittelt.

In der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts haben sich dem Westabschnitt, besonders mit stratigraphischer Fragestellung, wiederum Schweizer Forscher wie Arnold HEIM und

Mitarbeiter (1933, 1934) zugewandt, während M. MYLIUS/München (1911) und E. STROBEL (1930) den östlichen Teil um den Hohen Ifen studierten.

In die Zeit zwischen den beiden Weltkriegen fällt das langwierige Ringen um die Abtrennung und Gliederung des Vorarlberger und Allgäuer Flysches vom Helvetikum, das in erster Linie von M. RICHTER und E. KRAUS getragen worden war (S. 364). Noch 1922 war ja die Flyschserie von M. RICHTER als das stratigraphisch Hangende der helvetischen Kreide angesehen worden, die aber 1924 von ihm selbst tektonisch abgetrennt werden konnte.

Einen neuen Aufschwung erhielt die Erforschung des Bregenzer Waldes nach dem zweiten Weltkrieg durch Einsatz der Mikropaläontologie in ganzer Breite, auch im Flysch. Anregungen für die Neuuntersuchung gingen einerseits weiterhin von M. RICHTER aus, unter dessen Ägide z. B. die Arbeiten von P LANGE (1956), H. KALLIES (1961), H. HÖFLE (1971) entstanden, andererseits von der PREUSSAG, deren Ziel eine moderne geologische Karte ihrer Alpenkonzessionen auf Erdöl im Bregenzer Wald war und durch welche gefördert z. B. die mikropaläontologischen Grundlagenstudien von F. BETTENSTAEDT (1958) oder die sedimentologisch-faziologisch ausgerichteten Arbeiten von K. ALEXANDER et al. (1965) und W ZACHER (1973) einschließlich der geologischen Karte 1 : 100.000, Blatt Oberstdorf, erwuchsen. R. OBERHAUSER hat seine Kartierungen im Bregenzer Wald ebenfalls auf mikropaläontologischer Basis durchgeführt. Zuletzt hat er das Blatt Dornbirn-Süd (Hohenems-Rankweil) herausgebracht (1982). Die Umgebung von Feldkirch ist ja gerade noch auf der Karte des Walgaues (W HEISSEL et al., 1967) enthalten. Schließlich hat M. RICHTER 1969 seine vielfältigen Kenntnisse des Gebietes im geologischen Führer „Vorarlberger Alpen" niedergelegt. Weitere Führer über diesen Raum folgten übrigens jüngst in Zusammenarbeit zahlreicher Autoren — wie etwa jener zur 100. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins (Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 61, 1979) — vgl. S. 443.

b) Faziesgliederung

Das Helvetikum des Bregenzer Waldes läßt sich faziell in ein Nord-, Süd- und Ultrahelvetikum gliedern (Tab. 12–13). Die Grenze zwischen Nord- und Südhelvetischer Entwicklung liegt etwa im Bereich des zentralen Juraaufbruches Kanisfluh-Mittagsfluh (R. OBERHAUSER, 1956, S. 125), oder man schiebt ungünstigerweise noch eine vermittelnde mittelhelvetische Zone ein (ARNOLD HEIM et al., 1934, S. 246 ff.; M. RICHTER, 1969, S. 5 f.) — Abb. 148. Die Kennzeichen der Nordfazies liegen in geringerer Mächtigkeit, größerer Lückenhaftigkeit und Hervortreten von kalkigen Bildungen einschließlich von Riffkalken. In der Südfazies des Helvetikums tritt eine Vermergelung auf Kosten der Kalkentwicklung auf (Valendismergel; Drusbergschichten statt Schrattenkalk; Leimernmergel im Senon). Sogar die so weitverbreiteten Grünsandsteine des Oberapt/Alb gehen in Schwarzschiefer über. Am äußersten noch aufgeschlossenen Südrand des Südhelvetikums geht die Vermergelung in der Zone Hoher Freschen NE Rankweil bis zur Fellifluh W Hoher Ifen so weit, daß auch das Alb in Form der als „Argenfazies" bezeichneten dunklen Schiefern vorliegt, die den Übergang zu der tektonisch abgescherten und

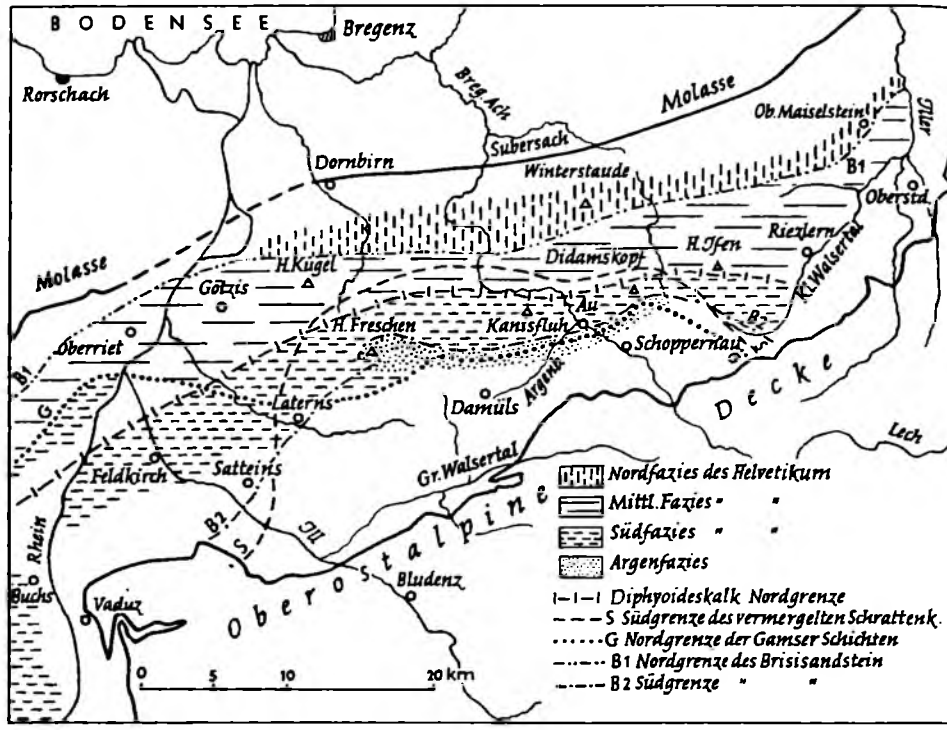


Abb. 148: Faziesübersicht über das Vorarlberger Helvetikum, nach M. RICHTER (1969, Abb. 2).

von Süden her als Liebensteiner Decke überschobenen Ultrahelvetischen Faziszone bilden (Tab. 13). Letztere ist durch das Auftreten von roten und grünen Mergeln und Kalken, Flaserkalken und Fleckenmergeln gekennzeichnet.

c) Schichtfolge

α) Helvetikum s. str.
(Tab. 12)

1) Jura

Die tiefsten Schichtglieder des Helvetikums treten im Kern des Kanisfluhgewölbes an der Bregenzer Ache NW Au auf (Abb. 149). Zutiefst sind (100 m) Mergel und mergelige Kalkschiefer der Schiltschichten des Oxford aufgeschlossen, deren oberste 40 m mit Brekzienlagen als Überschiltschichten bezeichnet werden. 300–400 m mächtiger grauer gebankter Quintner Kalk des Kimmeridge bis Tithon baut die Felsklötze des Kanisfluh-Mittagsfluhzuges bei Au auf. Die Mikrofazies des Quintner Kalkes mit mikritischer Ausbildung, im tiefen Teil verkieselt, im höheren Teil detritisch werdend,

Tabelle 12: Die Schichtfolge im Helvetikum des Bregenzer Waldes

Vorwiegend nach M. RICHTER, 1969, Abb. 3

			NORDHELVETIKUM	(MITTEL- u.) SÜDHELVETIKUM	
PALÄOGEN	EOZÄN			50 m Globigerinenmgl., Nummulitenkalk	
	PALEOZÄN			50 m Fraxener Grünsand	
OBERKREIDE	SENON	MAASTR.		150 m Wangschichten	
		CAMPAN		50 m Leimernmergel und -kalke	
		SANTON	250 m Leistmergel	200 m Amdener Schichten	
		CONIAC		etl. m Leibodenmergel (lokal)	
	TURON		15 m Seewerkalk	30 m Seewerkalk 1 m Fugenschicht	
	CENOMAN		1 m Glauconitsst.	10 m Aubrig-Grünsandstein 1,5 m Lochwaldschicht	Argenfazies im S
UNTERKREIDE	ALB		5 m Glauconitsst.	5 m Twirrenschichten 2 m Fluhbrigschicht 1,5 m Durschlegischicht	
	APT		10 m Brisisandstein	30 m Brisisandstein 40 m Gamser Schichten etl. m Luiteremergel	
	BARRÉME		120 m Schrattenkalk	300 m Drusbergschichten	
			0,3 m Altmannbank		
	HAUTERIVE		0 –20 m Kieselkalk	100 m Kieselkalk	
	VALENDIS		0,5 m Gemsmättlibank	100 m Diphyoideskalk	
			50-200 m Oolithkalk (Betliskalk / Öhrlikalk)	200 m Valangienmergel	
	BERRIAS		150 m Öhrlimergel		
MALM	TITHON		100 m Zementsteinschichten		
	KIMMERIDGE		400 m Quintener Kalk		
	OXFORD		40 m Überschiltschichten 100 m Schiltschichten		

spricht unter Berücksichtigung der Calpionellen- und Ammonitenfauna für eine küstenferne Beckenfazies (M. LUPU, 1972; W ZACHER, 1973). Die Mikrofauna des tieferen bis mittleren Abschnittes führt eine Assoziation von *Globochaete alpina* LOMB. und *Saccocoma,* die wohl bis in das Mitteltithon reicht. Im Oberabschnitt erscheint eine Calpionellenfauna des Obertithon mit *Crassicolaria intermedia* DURAND-DELGA, *Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica* CADISCH etc. (M. LUPU, 1972). Die altberühmte Makrofossilfund-

Abb. 149: Die Ansicht der Kanisfluh bei Au von Osten zeigt die Aufwölbung der Malmkalke dieses helvetischen Gewölbekerns.

stelle am SE-Fuß der Mittagsfluh bei Au liegt im oberen Tithon am Oberrand des Quintner Kalkes („Auer-Bank") und hat eine Fauna des obersten Tithon, Jacobi-Zone, mit *Holcophylloceras calypso* (d'ORB.), *H. silesiacum* OPPEL, *Berriasella callisto* (d'ORB.), *B. transitorius* (OPPEL) etc. erbracht (M. VACEK, 1879, S. 669 f.; H. MYLIUS, 1911, S. 487; H. SCHAAD, 1926 b, S. 57; Arn. HEIM & E. BAUMBERGER, 1933, S. 161 f., P FELBER & G. WYSSLING, 1979, S. 677). Der Oberrand des Quintner Kalkes wird im Westen durch einen Omissionshorizont, im Osten durch eine Kondensationszone gekennzeichnet.

Nach raschem Übergang setzen über dem Quintner Kalk die 80—100 m mächtigen Zementsteinschichten des obersten Tithon bis untersten Berrias ein. Ammonitenfaunen aus Kalklagen des Tithonanteils gab H. SCHAAD (1926 a, S. 102; 1926 b, S. 57 f.) bekannt, P FELBER et al. (1979, S. 678 ff., Abb. 2—3) bewiesen jüngst an Hand der Ammoniten ein Emporreichen aus dem obersten Tithon mit *Berriasella jacobi* MAZENOT, *Delphinella berthei* (TOUCAS), *Pseudoargentiniceras abscissum* (OPPEL) etc. in das unterste Berrias mit *Tirnovella subalpina* (MAZENOT) etc. Auch die Calpionellenfauna belegt nach diesen Autoren beide Abschnitte. M. LUPU (1972, S. 285) hat zusätzlich noch eine Mikrofauna für den Berriasanteil bekanntgegeben.

2) Kreide

Dem Berrias gehören nach den Fossilfunden von H. MYLIUS (1911, S. 506) die folgenden 100—150 m mächtigen dunklen Öhrlimergel an (H. SCHAAD, 1926 a, S. 100), für welche zusammen mit den folgenden Valanginianmergel nach P FELBER & G. WYSS-

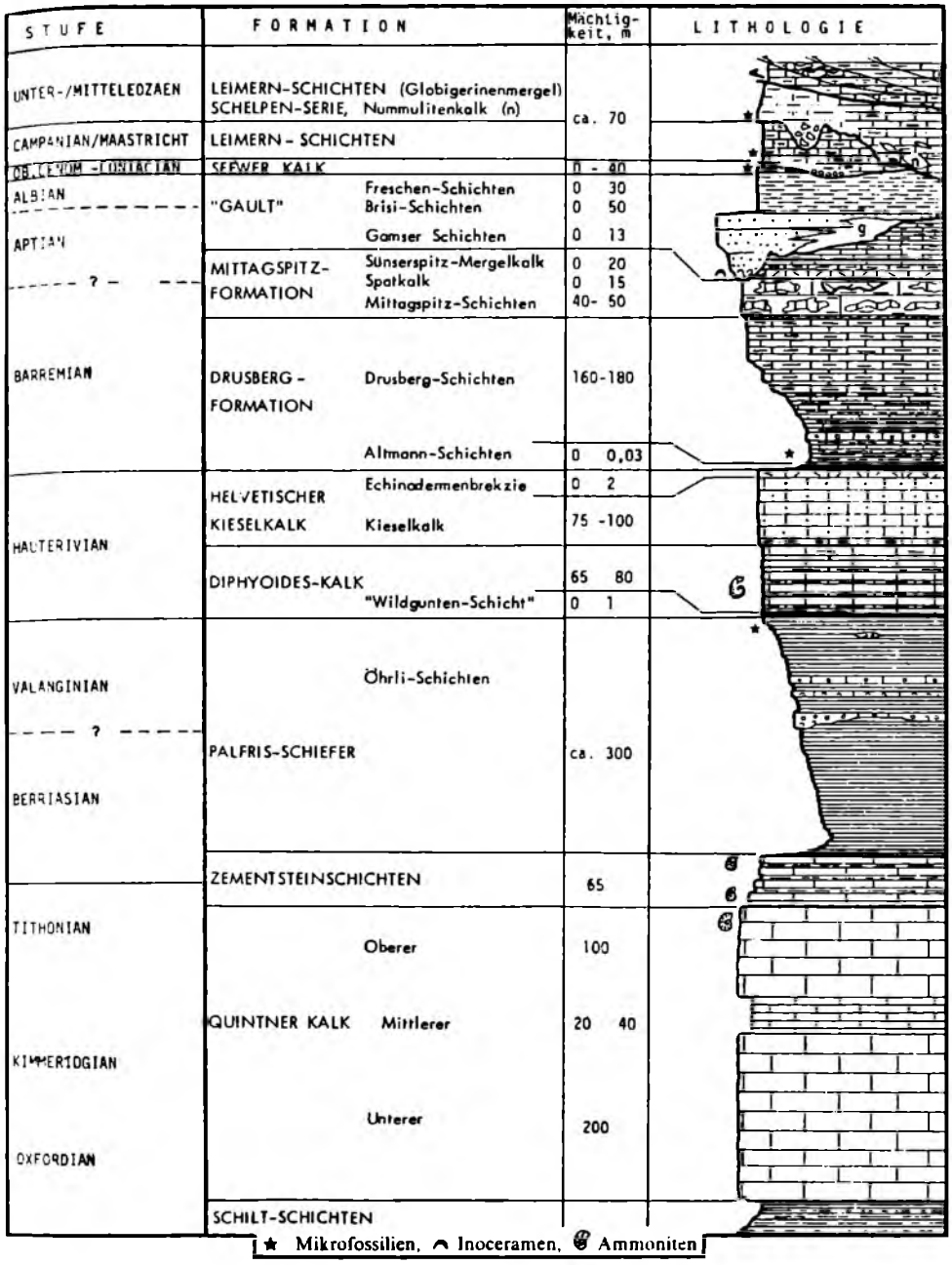


Abb. 150: Sammelprofil durch das Südhelvetikum im Bregenzerwald südlich der Kanisfluh, nach P. Felber & G. Wyssling (1979, Abb. 1).

LING (1979, S. 681) besser der von A. ESCHER stammende Name Palfris-Schiefer verwendet werden sollte.

Mit dem Valangin setzt die Faziesdifferenzierung im Helvetikum ein (W ZACHER, 1973, Abb. 3) – Abb. 151. Im Norden stellen sich bei Verflachung des Meeres und nerithischen Bedingungen 50–200 m mächtige Oolithkalke und Fossilschuttkalke, die sogenannten Öhrli und Betliskalke ein, während im Süden unter bathyalen Verhältnissen der etwa 200 m mächtige graue Valanginianmergelanteil der Palfris-Schiefer abgesetzt worden ist (Faunen bei M. VACEK, 1879, S. 673 ff., H. MYLIUS, 1911, S. 510; ARN. HEIM et al., 1933, S. 191 ff.). Darüber setzt in der Südfazies in dieser Stufe noch der 30–100 m mächtige Diphyoideskalk auf, ein dezimeterdick geschichteter pelitischer, hornsteinführender Fleckenkalk eines schlecht durchlüfteten Stillwassermilieus (W ZACHER, 1973, S. 11), der Ammoniten wie *Crioceratites quenstedti* (OOSTER), *Neolissoceras grasi* (d'ORB.) etc., ferner *Pygope diphyoides* (d'ORB.), Belemniten und Aptychen führt. Über die von H. BOSSERT bestimmte Mikrofauna mit *Conorboides hofkeri* (BART. & BRAND), *Lenticulina eichenbergi* (BART. & BRAND) etc. haben P FELBER & G. WYSSLING (1979, S. 684) berichtet. Am Oberrand des Valangien stellt sich gelegentlich auch in Vorarlberg der aus dem Schweizer Helvetikum bekannte Kondensationshorizont der Gemsmättli-Bank ein, ein wenige Dezimeter oder Meter mächtiger knolliger glaukonitischer Kalk mit Phosphoritknollen und Ammonitenresten.

Das Hauterive wird in der mittleren und südlichen helvetischen Zone durch den sogenannten Kieselkalk vertreten, ein basal schiefriger, im übrigen z. T verkieselter oder aber glaukonitischer quarzsandreicher spätiger Kalk, der in der Nordfazies vollkommen auskeilt, gegen Süden hin aber an Mächtigkeit bis zu 100 m kontinuierlich zunimmt (E. STROBL, 1930, S. 680; K. ALEXANDER et al., 1965, S. 135; W ZACHER, 1972, S. 13 f.). Der Kieselkalk zeigt Sedimentstrukturen, wie sie flyschoide Serien aufweisen,

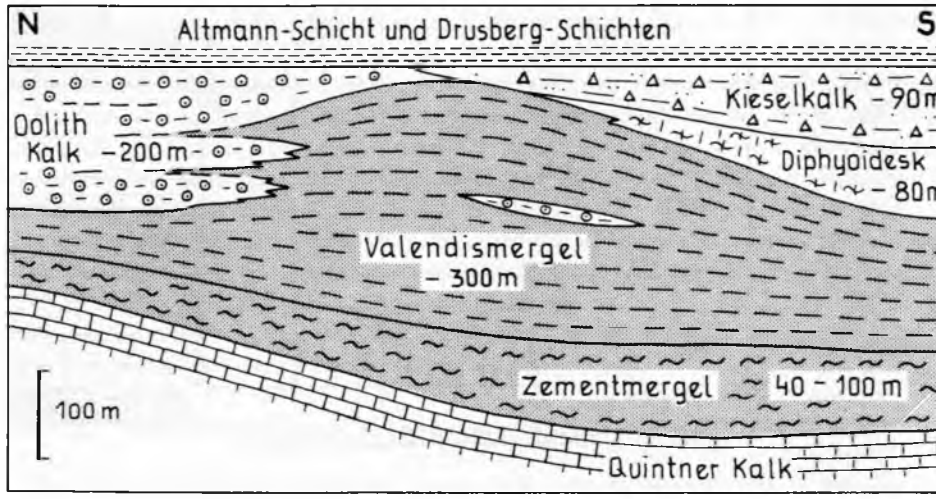


Abb. 151: Schematisches Faziesprofil für Malm bis Barrême im Allgäu – Vorarlberger Helvetikum. Ausgeglättete Profillänge an die 25 km; nach W. ZACHER (1973, Abb. 3).

wie etwa Wickelschichtung, Schrägschichtung, Auflastmarken, Kreuzschichtung etc. Fossilfunde sind in dieser Serie selten. M. VACEK (1879, S. 680) meldete daraus eine Fauna mit *Neocomites neocomiensis* (d'ORB.), *Aptychus didayi* COQUAND etc., H. SCHAAD (1926, S. 61) erwähnte *Terebratula acuta* QUENST., *Rhynchonella multiformis* ROEMER etc. Der Kieselkalk ist mikrofossilleer. Wo er durch die basalen mergeligen Drusbergschichten vertreten wird, konnte F. BETTENSTAEDT (1958, S. 570) daraus Mikrofaunen des Unter- bis Oberhauterive mit *Trocholina infragranulata* NOTH, *Marssonella* sp. etc. gewinnen. Das Barrême wird durch den auffälligen Kondensationshorizont der Altmannschicht (0,3 m) eingeleitet, eine knollige, glaukonitische Kalkbank mit Manganrinden und angelösten Ammoniten, Brachiopoden und Echinodermen. Das beherrschende Schichtglied des Barrême aber sind die Drusbergschichten, eine Wechselfolge von dunklen Mergelschiefern mit dunklen Kalkbänken, die als weichere und mobilere Serie zwischen den Wänden des Kieselkalkes im Liegenden und des Schrattenkalkes im Hangenden in sanftem begrüntem Terrain meist kräftige Spezialfaltung aufweisen. Diese mergelreiche Serie erlangt wiederum im Südhelvetikum große Mächtigkeit (300 m) und umfaßt dort außer dem Barrême noch Unterapt, wie der Fund von *Orbitolina lenticularis* BL. (H. MYLIUS, 1911, S. 525; H. SCHAAD, 1926, S. 61) erweist. H. BETTENSTAEDT (1958, S. 569) konnte in den Drusbergschichten angeblich Kleinforaminiferen des Unterhauterive bis Oberbarrême nachweisen, darunter *Globorotalites bartensteini bartensteini* BETT. Eine reiche Foraminiferenfauna des Mittelbarrême wurde von W FUCHS (1971) und H. BOSSERT (1977) – vgl. P FELBER et al. (1979, S. 688) – aus der Region E Hohenems beschrieben. Makrofaunen sind selten (M. VACEK, 1879, S. 684).

In der Nordfazies wird der höhere Teil der Drusbergschichten faziell durch den bis 120 m mächtigen Schrattenkalk verdrängt. Dieser Schrattenkalk stellt hier die gebankte bis massige Urgonfazies dar, die auf Grund der Orbitoliniden vom tieferen Oberbarrême bis in das Unterapt reicht (W ZACHER, 1973, S. 28). Er bildet im Gelände helle markante Felsbänder, die als Leithorizonte für die stratigraphische und tektonische Gliederung des Nordhelvetikums leicht und weithin in der Landschaft verfolgbar sind. Die besonders seit M. VACEK (1879, S. 687 ff.) studierten Makrofaunen entsprechen weitgehend jenen des Urgon-Riffkalkes der Westschweiz und Frankreichs. Sie führen außer Korallen, Hydrozoen und Bryozoen unter den Bivalven besonders die Rudisten wie *Toucasia carinata* MATH., *Requienia ammonia* GOLDF., ferner *Radiolites, Caprina,* Austern wie *Alectryonia rectangularis* ROEMER, *Exogyra,* schließlich auch Echinodermen in größerer Zahl. W ZACHER (1973, S. 21 ff.) hat diesem Schrattenkalk eine monographische Studie gewidmet, in der er zeigt, daß diese biogenreichen Arenosparite bis mikritischen Arenite in einem warmen seichten Schelfmeer bei mäßiger bis starker Strömung und zeitweiser Turbulenz etwa in Tiefen zwischen 10–30 m gebildet worden sind.

In der Südfazies wird der Schrattenkalk durch die von P FELBER & G. WYSSLING (1979, S. 689) neu aufgestellte Mittagspitzformation vertreten: Der Hauptteil dieser Formation wird durch die 40–50 m mächtigen gebankten, hellgrauen, sandigen Kalke der Mittagspitzschichten repräsentiert, ein bis 15 m mächtiger Spatkalk und der maximal 20 m starke Sünserspitzmergelkalk schließen sich gelegentlich als Hangendanteil dieser Formation an oder können auch fehlen. Als Alter der Mittagspitzformation wird von den Autoren – noch ohne Fossilbeleg – O.-Baré me bis O.-Apt angenommen.

Im Hangenden des Schrattenkalkes folgen in der Mittelkreide im Zeitabschnitt

Oberapt, Alb und Untercenoman glaukonitreiche, sandige Mergel, Kalke und Sandsteine Der auffällige Reichtum an Glaukonitablagerungen in Mittel- und Oberkreide und von Phosphoritbildungen in der Mittelkreide ist durch E. KOHLER & H. HÄUSSLER (1978, S. 85) in genetischen Zusammenhang gebracht worden: Günstigste Voraussetzung für die Genese liefert die Kombination von Sedimentationsstillstand (Glaukonitbildung) und Transgression (Phosphoritentstehung).

Die Mittelkreideserie ist von Arn. HEIM et al. (1934, S. 211 ff.) in eine Reihe von geringmächtigen charakteristischen Einzelhorizonten gegliedert worden, deren Bezeichnungen auch in neueren Arbeiten (K. ALEXANDER et al., 1965, S. 136, M. RICHTER, 1969, S. 9 etc.) beibehalten worden sind – Tab. 12. Hauptglieder sind der mit dem Oberapt transgressiv auf einem Relief des Schrattenkalkes aufsetzende, bis 30 m mächtige, glaukonitreiche Brisisandstein, oder die sich gelegentlich in seinem Liegenden einschiebenden, bis 40 m mächtigen, dunklen, flaserigen, glaukonitischen Sandkalke, die Gamser Schichten Interessant durch einen hohen Phosphoritknollengehalt ist die 0,5 bis 1,5 m mächtige Lochwaldschicht (E. STROBEL, 1930, S. 685), die reichlich Fossilien führt. Ihre Globotruncanenfauna zeigt an, daß diese intensiv kondensierte Schicht mit Faunenelementen des Alb noch in das Untercenoman reicht. Reiche Makrofaunen aus dem Alb hat bereits M. VACEK (1879, S. 694 ff.) bekanntgegeben. Die rein schiefrige Entwicklung im südlichen Südhelvetikum wird seit ARN. HEIM (1934, S. 250) als Argenfazies, die darin auftretenden schwarzblauen Schiefermergel des Gault werden als Freschenschichten bezeichnet.

Die Oberkreide, die mit der kondensierten Lochwaldschicht einsetzt, birgt im übrigen Cenoman in den bis 10 m mächtigen kalkknollenhältigen Aubrigschichten den obersten Grünsandhorizont, der unter Vermittlung eines Glauconitschlierenkalkes (Fugenschicht) in die turonen Seewerkalke überleitet. Diese Übergangsglieder wurden auch als Turriliten- und Überturrilitenschicht bezeichnet.

Der Seewerkalk ist ein gut geschichteter, dichter, heller, pelitischer Kalk, reich an Foraminiferen, die bereits makroskopisch erkennbar und mit der Lupe im Querschnitt bestimmbar sind. Im Süden tritt bereits eine Rot- und Grünfärbung des Seewerkalkes als Anklang an die Ultrahelvetische Fazies auf. Aus der Makrofauna des Seewerkalkes sind besonders Inoceramen von stratigraphischem Wert. L. RIEDEL (1940, S. 71 ff., S. 97) führt von hier *Inoceramus striato-concentricus* GÜMBEL, *I. inconstans* WOODS, *I. koegleri* AND. etc. aus mittlerem und höherem Turon an. Die Foraminiferenfauna enthält massenhaft *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI und *Gl. lapp. coronta* BOLLI (P LANGE, 1956, S. 180), im Obercenomananteil *Rotalipora appenninica* (RENZ) und *Praeglobotruncana stephani* (GAND.). Als Alter des Seewerkalkes ist Obercenoman bis Oberconiac belegt.

Der Seewer-Grünsand-Horizont im NW-Teil des Vorarlberger Helvetikums im Inneren oder im Liegenden der Seewerkalke (U.-Cenoman bis U.-Santon) enthält Gleitfalten und Gleitschollen von Gesteinen des Barréme bis Alb, so daß ab Turon ein gegen Osten hin zunehmend starkes Relief des Meeresbodens existiert haben muß (K. FÖLLMI, 1981, S. 175). Einen ähnlichen Hinweis liefert auch der auflagernde Amdener Mergel (Abb. 152) des Santon-Campan mit seinen Gleitschollen.

Über dem nur lokal erhaltenen schmächtigen Leibodenmergel des Coniac bzw. direkt über dem Seewerkalk stellt sich der bis 250 m mächtige Leistmergel mit einem Alter vom Coniac bis Tiefcampan ein. Dieser hellgraue, griffelig brechende Schiefermer-

Abb. 152: Tektonische Auflagerung von Amdener- (oben) auf Wangschichten (unten) in der Amdener Mulde SW Fraxern.

gel, fast frei von Kalkzwischenlagen, führt Foraminiferenfaunen mit *Globotruncana lapparenti* BOLLI, *G. ventricosa carinata* DALBIEZ, *G. globigerinoides* BROTZEN, *Bolivinoides strigillata* (CHAMPM.), *Stensiöina exculpta* (RSS.), *Ventilabrella decoratissima* DE KLASZ etc. (P LANGE, 1956, S. 181). Auch durch Inoceramen ist das Alter belegt.

Die nun im Hangenden folgenden dunkelgrauen oder braunen sandigen Mergel und Sandkalke der bis 150 m mächtigen Wangschichten sind auf Grund ihrer Fauna mit *Belemnitella* sp., *Echinocorys* aff. *ovatus* LESKE und Leitformen der Foraminiferengattungen *Bolivinoides, Bolivina, Globotruncana* und *Pseudotextularia* in das Obercampan bis Obermaastricht einzureihen (R. OBERHAUSER, 1958, S. 123).

3) Alttertiär

Durch Übergang entwickeln sich aus den Wangschichten gegen oben glaukonitreiche Schiefer- und Sandsteine, die als Fraxener Grünsand bezeichnet worden sind. Der basale schiefrige Abschnitt repräsentiert auf Grund der *Globigerina*-Arten das Dan, die mittlere Zone aus Glaukonitsandstein mit Discocyclinen höheres Paleozän oder Untereozän, der obere Schieferhorizont führt *Truncorotalia* (R. OBERHAUSER, 1958, S. 124).

Lithothamnienkalke (Bürgenschichten), Nummulitenkalke und hellgraue Gobigerinenmergel reihen sich im Unter- und Mitteleozän an. Letztere können als „Stadschiefer" ebenso wie die Nummulitenkalke noch in das Obereozän aufsteigen. Die Mergel des Eozäns führen massenhaft Globigerinen, Truncorotalien und vereinzelt Hantkeninen.

Durch P Felber & G. Wyssling (1979, S. 701) wurde im Südhelvetikum eine Transgression von dunklen, foraminiferenführenden Sandkalken des unteren bis mittleren Eozäns erfaßt, die der Schelpenserie der ultrahelvetischen Liebensteiner Decke voll entsprechen. Diese Schelpenserie stellt sich demnach hier noch im stratigraphischen Verband des Südhelvetikums ein. Außerdem wird die Bezeichnung Leimernschichten als unscharfer Sammelbegriff für oberkretazisch-alttertiäre Mergel- und Kalkfolgen von den genannten Autoren vom Ultrahelvetikum auch auf das Südhelvetikum ausgedehnt.

β) Ultrahelvetikum

Die Ultrahelvetische Serie ist in der Fassung, die ihr M. Richter 1957, S. 156, gegeben hat, in der dem helvetischen Antiklinorium tektonisch auflagernden Liebensteiner Decke erhalten, die einerseits den Nordrand des helvetischen Gewölbes zwischen Egg-Sibratsgfäll und Rohrmoos, andererseits in tektonisch sehr reduzierter Form den Südrand dieser Aufwölbung begleitet (Abb. 153). Wir haben erwähnt, daß die Vermergelung und Rotfärbung im südlichen Südhelvetikum bereits den Faziesübergang zum einst dort gegen Süden anschließenden Ultrahelvetikum ankündigt. Über die Schichtfolge dieser geringmächtigen zerrissenen Einheit berichteten in neuerer Zeit u. a. F. Bettenstädt (1958, S. 578 ff.), R. Oberhauser (1958, S. 124 ff.), K. Alexander et al. (1965, S. 138 ff.), M. Richter (1957, S. 156 ff., 1969, S. 12 ff.), vor allem aber H. Höfle (1972, S. 5 ff.). Danach läßt sich folgende Schichtfolge des Ultrahelvetischen Faziesraumes von Vorarlberg rekonstruieren (Tab. 13).

Tabelle 13: Die Schichtfolge im Ultrahelvetikum der Liebensteiner Decke

Nach M. Richter, 1969, Abb. 4, und H. Höfle, 1971

<table>
<tr><td colspan="2">U.-M.EOZÄN</td><td rowspan="2">100 m Globigerinenmergel</td><td rowspan="2">> 100 m
Schelpenserie</td></tr>
<tr><td colspan="2">PALEOZÄN</td></tr>
<tr><td rowspan="4">SENON</td><td>MAASTRICHT</td><td colspan="2">150 m Leimernschichten</td></tr>
<tr><td>CAMPAN</td><td colspan="2" rowspan="3">30 m Liebensteiner Kalk</td></tr>
<tr><td>SANTON</td></tr>
<tr><td>CONIAC</td></tr>
<tr><td colspan="2">TURON</td></tr>
<tr><td colspan="2">CENOMAN</td><td colspan="2">15 m Freschenschichten</td></tr>
<tr><td colspan="2">ALB</td><td colspan="2" rowspan="2">25 m Hochkugelschichten</td></tr>
<tr><td colspan="2">APT</td></tr>
</table>

Als ältestes Glied sind im Gebiet der Hohen Kugel SE Hohenems die Hochkugelschichten des Apt (bis Unteralb) erhalten (R. OBERHAUSER, 1958, S. 124). Sie bestehen aus einer etwa 25 m mächtigen Wechselfolge von dünnschichtigen Kieselkalken und tonig-sandigen Mergellagen. Die dort auflagernden 15 m mächtigen schwarzgrauen Mergel der Freschenschichten repräsentieren hohes Alb bis Untercenoman (vgl. H. HÖFLE, 1972, S. 34). Das nächstjüngere Glied bildet der altersmäßig und faziell etwa dem Seewerkalk gleichende Liebensteiner Kalk, ein weiß anwitternder, muschelig brechender, hellgrauer oder roter, 30 m mächtiger, dichter Globotruncanenkalk mit reichen pelagischen Foraminiferenfaunen des höheren Cenoman, Turon und Coniac (-Tiefsanton). H. HÖFLE (1972, S. 31, 35, 39) erwähnt die Arten *Rotalipora appenninica* (RENZ) und *Praeglobotruncana stephani* GAND. im Obercenoman, *Globotruncana coronata* BOLLI, *G. bulloides* VOGL. etc. im Turon sowie *G. globigerinoides* BROTZEN etc. im Coniac.

Die Hauptmasse der Serie der Liebensteiner Decke aber wird durch die teils grauen, teils rotbraunen und grünen mergeligen bis kalkigen, bis 150 m mächtigen Leimernschichten gebildet. Mikropaläontologisch ist in ihnen in erster Linie Campan und Maastricht durch Foraminiferenfaunen mit *Globotruncana elevata* (BROTZ.), *G. arca* (CUSH.), *G. calcarata* (CUSH.), *G. rosetta* (CARSEY), *G. contusa* (CUSH.) etc. nachgewiesen (H. HÖFLE, 1972, S. 20, 22, 27 ff. etc.). Der alttertiäre Anteil dieser „Leimernschichten" wird von OBERHAUSER als Globigerinenmergel bezeichnet. Dieses etwa 100 m mächtige Paket reicht auf Grund von reichen Globorotalienfaunen (HÖFLE, 1972, S. 66) über die *G.-velascoensis*-Zone des Oberpaleozäns und die *G.-rex*-Zone des Untereozäns bis mindestens in die *G.-lehneri*-Zone des Mitteleozäns empor. Als fazielle Vertretung dieser Globigerinenmergel des Alttertiärs stellen sich am Schelpen S Balderschwang und NW Riezlern sandige Kalkbänke in Wechsellagerung mit braunschwarzen Mergelschieferlagen ein, die als Schelpenserie bezeichnet werden. An Mikrofossilien finden sich neben Nummuliten besonders die Globorotalien der *G.-velascoensis*- und *G.-rex*-Zone, also Plankton aus dem Paleozän/Eozän-Grenzbereich. Die Schelpenserie stellt einen Turbidit aus den tieferen Beckenteilen des Ultrahelvetikums dar.

Die Schichtfolge der Feuerstätter Decke, die früher mit jener der Liebensteiner Decke zum Ultrahelvetikum dazugeschlagen worden ist, wird heute mit Recht getrennt gehalten (s. S. 365 f.).

d) Tektonik und regionaler Bau

Wie erwähnt, bildet das Helvetikum im Bregenzer Wald und sein östlicher Ausläufer im Grünten im bayerischen Allgäu die Fortsetzung der zuoberst liegenden und am weitesten überschobenen Säntisdecke des Ostschweizer Helvetikums. Durch Stirnrandschuppen im NE dieses helvetischen Gewölbes sind auch in diesem Raum in der Tiefe unter der Säntisdecke weitere helvetische Elemente zu vermuten. Diese Decken- und Faltenetage ist durch die darunter flach durchziehende Molasse vom faziell weitgehend der Vorlandentwicklung entsprechenden autochthonen Mesozoikum der Tiefe getrennt (vgl. S. 301).

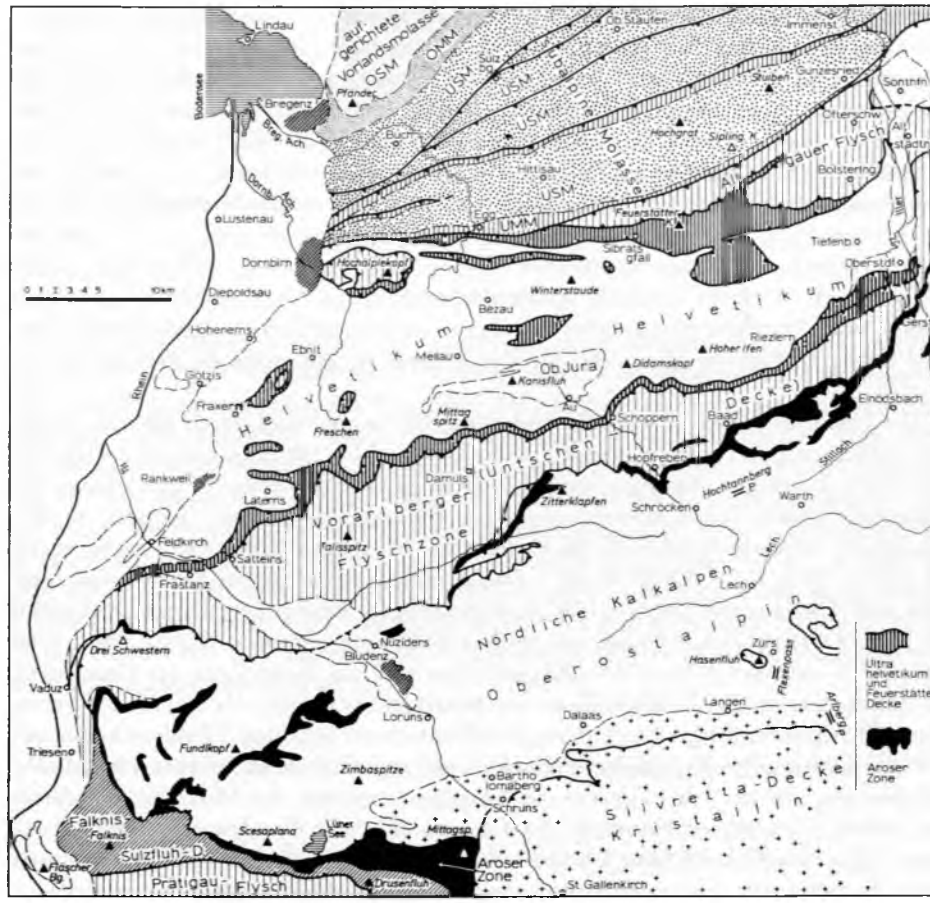


Abb. 153: Tektonische Übersichtsskizze über das Vorarlberger Helvetikum und seinen Rahmen, nach M. GWINNER (1979, Abb. 1).

Dieses intensiv nordvergent gefaltete Vorarlberger Helvetikum bildet ein regelmäßiges, gegen Osten geschlossenes, gegen Westen am Rhein 20 km breit geöffnetes Halbfenster (Abb. 153). Es wird an drei Seiten von den höheren tektonischen Elementen umrahmt, die in folgender Reihenfolge von Liegend gegen Hangend auflagern: 1. Die tektonisch stark zerrissene und ausgedünnte, basal allgemein am Liebensteiner Kalk (tiefere Oberkreide) und nur lokal an den Hochkugelschichten des Apt abgescherte Liebensteiner Decke, die ultrahelvetisches Material führt, 2. die ebenso ausgewalzte, bereits dem Nordpenninikum angehörige Feuerstätter Decke mit einer vom Valendis bis in das Eozän reichenden, an Konglomeraten mit exotischen Geröllen reichen Serie und 3. die mächtige Hauptflyschdecke aus dem „Vorarlberger Flysch", einem Teil des Rhenodanubischen Flysches, die sich nach Osten bis Wien und darüber hinaus in die Karpaten fortsetzt (und die zuerst im Wiener Abschnitt als Greifensteiner Decke bezeichnet worden ist, welcher Name auf Grund des konti-

nuierlichen Zusammenhanges dieser Einheit letztlich auch hier im Westen Gültigkeit besitzen sollte).

Dieses Halbfenster wird im Norden durch die Linie Dornbirn-S Egg-Sibratsgfäll-Fischen, im Osten durch die Iller und Breitach, im Süden durch die Linie Feldkirch-Satteins-S Laterns- NW Damüls-Schoppernau-Hirschegg/Breitach begrenzt – Abb. 153. Sein Inhalt ist in zahlreiche, harmonisch gebaute Falten verschiedener Dimension gelegt, die mäßig nordvergent geneigt sind und deren Antiklinalen hier als „Gewölbe" bezeichnet werden. Eine Ausnahme bildet nur etwa die kilometergroße liegende nordvergente Faltenzone Kummerberg-Götzis östlich vom Rheintal. Dieser harmonische Faltenbau ist an der Oberfläche vor allem an den Kreideschichten abzulesen, besonders der Hauptfelsbildner, der Schrattenkalk des Barrême, wird strukturbestimmend. Den besten Überblick über diese Faltenwellen, in denen solche größerer Kurvatur mit untergeordneten Elementen abwechseln, gibt die Profiltafel zu Kartenblatt Oberstdorf von W Zacher (1972, Beil. in 1973) und ähnlich bereits E. Kraus (1932 c, Taf. 2). Durchscherungen und Überschiebungen stören nur selten diesen regelmäßigen Faltenbau (Kanisfluh-E, Grebentobel) – vgl. Abb. 154, 155, 157

Die Überschiebung und erste Faltung erfolgte im Zuge der illyrisch-pyrenäischen Phase im Lauf des Obereozän und darüber hinaus, welches im Grünten noch miteinbezogen ist (F. Breyer, 1960, S. 97). In diese Zeit fällt die Anlage des trogparallelen Längsfaltenbaues. In eine späte Phase ist das bogenförmige Abschwenken und Aufbrechen der Längsfaltenzüge gegen Südosten hin einzuordnen, wie es östlich von der Mittagsfluh auftritt (G. Wagner, 1950, Abb. 1) und bis zur fast rechtwinkelig diskordanten Überschiebung der Hauptflyschdecke am SE-Rand des Halbfensters östlich von Schoppernau (H. Kallies, 1961, S. 265) und entlang der Breitach führt.

Bereits im Zuge der Hauptfaltung erfolgte eine erste Schieferung des Gesteins, die nicht nur etwa deutlich in den mergelreichen Drusbergschichten auftritt, sondern sogar abschnittsweise im Schrattenkalk auffällig ist (K. Alexander et al., 1965, Abb. 3; W Zacher, 1973, S. 7; Taf. 1, Fig. 3). Die auf den Schieferungsflächen gesproßten Serizithäutchen künden von einer beginnenden Umkristallisation, die auf die einstige Auflast und Durchbewegung, d. h. auf die Überschiebung durch die höheren Decken hinweist.

Reste solcher höheren Deckenelemente in Form von Deckschollen und eingequetschten Spänen und Schuppen von Liebensteiner Decke und Flysch findet man mehrfach im Inneren des helvetischen Halbfensters (H. Höfle, 1971, Abb. 1), besonders im Bereich der Hohen Kugel SE Hohenems, N vom Hohen Freschen, in der Mulde von Bizau und im Bereich des Piesenkopfes SSE Balderschwang. So ist die Überschiebung des Helvetikums durch die erwähnten höheren tektonischen Einheiten am Rand und auch im Inneren des Halbfensters heute gesichert, die Auffassung von einer normalstratigraphischen Auflagerung von Gliedern des Ultrahelvetikums etc. durch F. Bettenstädt (1958, S. 570) überwunden und durch den regionalen Charakter der tektonischen Überlagerung auch die Erklärung des Auftretens höherer Elemente durch gravitative Eingleitung von Olistholithen oder als lokal vom Untergrund gelöste und verschleppte Glieder durch R. Oberhauser (1958, S. 139) widerlegt worden (W Zacher, 1973, S. 8). Es ist allerdings zu vermerken, daß gerade bei der Überschiebung des ja basal weithin bis auf die Oberkreide abgescherten Ultrahelvetikums in vielen Abschnitten hier die Erschei-

nung der Substitutionsüberschiebung, also einer Überschiebung von Jüngerem auf Älteres zu beobachten ist, wodurch leicht die Irrtümer der Vergangenheit verständlich werden.

Überblicken wir den regionalgeologischen Bau des Helvetikums im Bregenzer Wald, vom Norden beginnend, so stellt sich (1.) zunächst die Subalpine Schuppen und Schollenzone südlich der Molasse ein, an welche das Helvetikum E Dornbirn noch unmittelbar angrenzt. Ihr gehört östlich von Dornbirn die Hochälplekopf-Deckscholle der Hauptflyschdecke mit Resten der Feuerstätter Decke am Südrand der Scholle an, die den westlichsten isolierten Pfeiler der nördlichen Flyschmulde darstellt. Diese Mulde setzt weiter im Osten dann wiederum am Hittisberg NW Sibratsgfäll gegen Osten hin mit einer Oberkreideserie ab Piesenkopfschichten, weiter im Osten vom Reiselsberger Sandstein an aufwärts mit einem leicht nordvergenten Muldenkern ein. Zwischen diesem Flysch-Nordrahmen und dem helvetischen Faltenland erscheint ebenfalls, namentlich ab Egg gegen Osten hin über die Subersach, den Feuerstätterkopf ENE Sibratsgfäll und den Schelpen, eine intensive Schuppen- und Faltenzone von Elementen der ultrahelvetischen (jüngeres Synonym W Zacher 1973: hochhelvetischen) Liebensteiner Decke mit Oberkreide aus Liebensteiner Kalk, mergelreichen Leimernschichten und der alttertiären Schelpenserie mit ihren sandigen Kalken sowie aus der konglomeratreichen Abfolge der Feuerstätter Flyschdecke. Diese Zwischenelemente zwischen Helvetikum und Hauptflyschdecke fallen im Bereich der Subersach und östlich davon normal gegen Norden ein, westlich davon sind sie unter steilem Südfallen noch vor dem Helvetikum eingewickelt und reichen nach der Auffassung von R. Oberhauser (1965, S. 188 und Abb. 3) ebenso wie Kreideflysch und Wildflysch im Rheintalprofil analog den Verhältnissen unter der Glarner Schubmasse tief eingewickelt noch weit gegen Süden zurück. Lokal erscheinen hier am Nordrand noch helvetische Fenster.

2. Das nördliche Hauptantiklinorium des Bregenzer Waldes nördlich der großen Fraxern-Bizauer Mulde umfaßt mit einer im Streichen wechselnden Sekundärfaltung das Faltenland Götzis–Hohenems–Staufenspitze–Winterstaude. Es stellt gesamtheitlich betrachtet die Fortsetzung der nördlichen Falten des Säntisgebirges der Ostschweiz dar. Nach A. Heim (1921, Taf. 17, S. 364, Abb. 102) erreicht die Hauptantiklinale des Säntis, das Gewölbe VI, vom Hochkasten auf Schweizer Boden sich zu einer liegenden Großfalte entwickelnd, über den isoliert aus der Rheinebene aufragenden Kummenberg mit seinen gewaltigen Kieselkalk-Drusbergmergel-Schrattenkalk-Aufschlüssen und über Götzis das Gebiet rechts vom Rhein, sich aufspaltend in die liegende Teilfalte von Hohenems im Norden und den nordvergenten Kapf-Strahlkopf-Faltenzug im Süden. R. Oberhauser (1974; 1979, S. 58, Abb. 1–2; R. O. et al., 1979, S. 12, Abb. 1; 1982, Kt.) hat hier den Faltenbaustil an den Profilserien im Raum Hohenems mit dem Schrattenkalk als tektonischen Leithorizont herausgearbeitet.

Vom Klausberg über die Bregenzer Ache zwischen Andelsbuch und Bezau nach Osten hin zur Winterstaude zieht als älteste Aufpressung dieses nördlichen Antiklinoriumkernes Valendismergel und -oolithkalk in mäßig nordgeneigtem Gewölbe dahin. K. Alexander et al. (1965, S. 143 und Taf. 1) haben die sich hier z. T im Streichen ablösenden Faltenzüge von der Stallerhöhenantiklinale im Norden (Element 1) bis zur Hirschbergantiklinale im Süden (Element 10) registriert. Östlich der Subersach nimmt unter Absinken der Faltenzüge im Bereich der Gottesackerwände der Schratten-

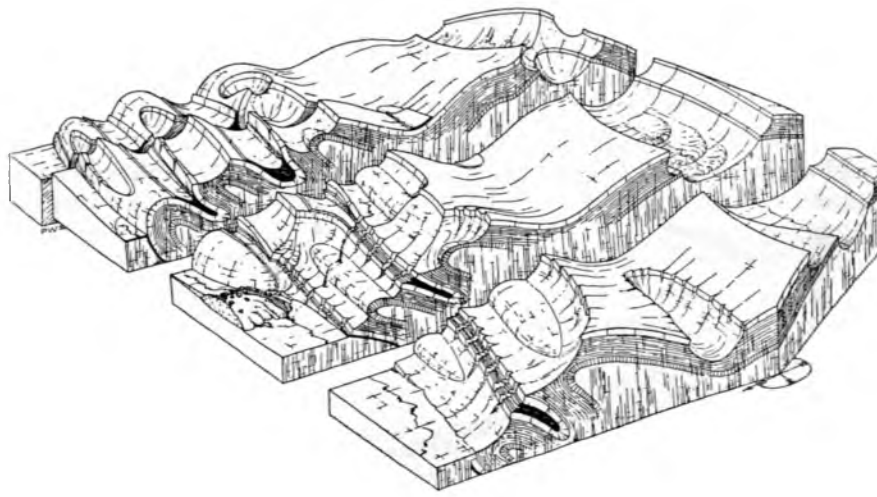


Abb. 154: Blockdiagramm über den Baustil des Gottesackergebietes von P. WURSTER in G. WAGNER (1950, Abb. 17). Schwarz: Gault in den Muldenkernen.

kalk weite Teile der Geländeoberfläche ein. Analog wie im südlich anschließenden Gottesackerplateau und im Hohen Ifen macht die von Karren überzogene, in Falten gelegte Schrattenkalkplatte hier ihrem Namen alle Ehre. Das landschaftlich eindrucksvolle Faltenland ist wiederholt und eingehend studiert worden, zuletzt von E. STROBEL (1930, S. 969 ff.), E. KRAUS (1932 c, S. 26 ff.), P LANGE (1956, S. 183 ff.), P SCHMIDT-THOMÉ (1960; 1961) – von G. WAGNER (1950) ist diesem Gebiet ein liebevolles Buch gewidmet worden – Abb. 154. Der Anordnung und Struktur der acht Faltenelemente von der Schattwaldalp- und Kackenkopfantiklinale (Element 1–2) im Norden bis zur Hählekopfantiklinale (Element 7) im Süden ist in den angegebenen Werken eine eingehende Beschreibung zugedacht worden. Ein Raster von gekreuzten Diagonalstörungen zersetzt die Region und versetzt die Faltenwellen gelegentlich durch Blattverschiebungen, so etwa besonders an der Osterguntenstörung (R. OBERHAUSER, 1956, S. 126).

3. Die zentrale Längsmulde des helvetischen Bregenzer Waldes stellt die Synklinale Fraxern–Bizau–Riezlern dar. Sie wird als Fortsetzung der Amdener Mulde des Schweizer Helvetikums gesehen. Zufolge ihrer tiefen Einfaltung haben sich im Gebiet der Hohen Kugel SE Hohenems und bei Bizau außer den bis in das Mitteleozän reichenden Jungschichten der helvetischen Serie in einer Schuppenzone noch Reste der höheren tektonischen Einheiten erhalten – bei Bizau Ultrahelvetikum (K. ALEXANDER, 1965, S. 145; H. HÖFLE, 1971, S. 31), auf der Hohen Kugel abgehobene Späne des Helvetikums selbst, besonders Wangschichten, ferner das Ultrahelvetikum, das nur hier noch seine älteren Glieder, die Hochkugel- und Freschenschichten des Apt, Alb und Tiefcenoman erhalten hat und auch noch Reste der Feuerstätte- sowie der Hauptflyschdecke aufweist (R. OBERHAUSER, 1953, S. 182; 1958, S. 138; 1982, Kt; R. O. et al., 1979, S. 42, Abb. 1; H. HÖFLE, 1971, S. 33).

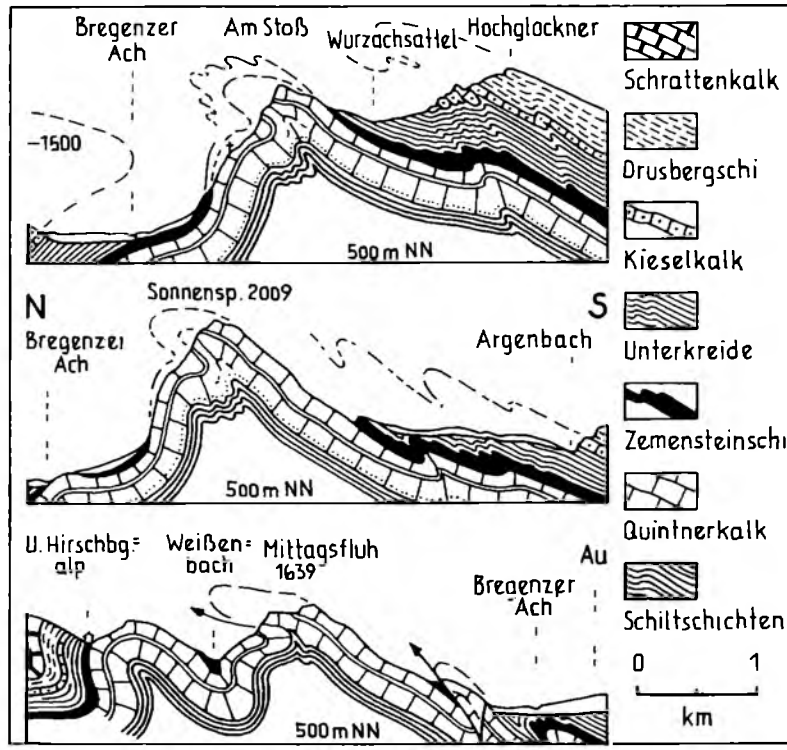


Abb. 155: Profile durch das Kanisfluh-Mittagsfluh-Gewölbe beiderseits der Bregenzer Ache, nach H. SCHAAD (1926).

4. Das südliche Hauptantiklinorium des Vorarlberger Helvetikums kulminiert in der zentralen Aufwölbung des Malm von Kanisfluh und Mittagsfluh, welches Gewölbe NW Au durch die Dornbirner Ache tief angeschnitten ist. Dieses südliche Antiklinorium zieht von Rankweil im Westen über den Hohen Freschen und die Kanisfluh bis zum Hohen Ifen im Osten. Der Antiklinoriumskern wird im Westen durch Valendismergel gebildet. In der Kanisfluh taucht ein vielfach studiertes, 12 km langes Juragewölbe auf (H. SCHAAD, 1926, S. 65 ff.; G. WAGNER, 1950, S. 43 ff.) – Abb. 155, 156 –, dessen südabtauchende verfaltete Hülle im SE bei Schoppernau H. KALLIES (1961) und im SW in der Damülser Mittagspitz-Sünserspitz-Gruppe P FELBER & G. WYSSLING (1979) zur Darstellung gebracht haben – Abb. 157

5. Die südlichsten Elemente des Helvetikums treten im Abschnitt südlich vom H. Freschen und östlich Feldkirch zu Tage, wo noch der schmale Sattel Übersaxen-Satteins erscheint. Die Walgau-Karte (W HEISSEL et al., 1967) reicht von Süden her gerade noch in diesen Abschnitt.

In der Längsrichtung taucht das Vorarlberger Helvetikum axial von der Kanisfluh gegen E und W ab. Der Achsenabstieg ist durch die geradezu ideale Umrahmung des Halbfensters im Osten durch den Flysch entlang der Iller und im Kl. Walsertal gegeben.

Der Westabstieg zum Rheintal, das einer Quereinmuldung folgt, setzt von der Linie Dornbirner Ache–Hoher Freschen–Laternsertal gegen Westen hin ein.

6. Über die Verbreitung des Ultrahelvetikums, das unter der Flyschdecke über den Rücken des Helvetikums in Schollen und Streifen nach Norden mitgeschleppt worden ist, gibt Abb. 153 Auskunft: Am Nordrand des Helvetikumhalbfensters zieht eine Zone ultrahelvetischer Gesteine – wie S. 312 erwähnt – steil nordfallend oder überkippt beiderseits der Subersach gegen Osten, unterlagert muldenförmig die Flyschdecklappen am Schelpen, Hörnlein und Piesenkopf; am Südrand sind Reste besonders im Westen bis Satteins erhalten, im Inneren des Halbfensters auf der Hohen Kugel, N vom Freschen und bei Bizau.

Der Bruchtektonik kommt in diesem helvetischen Faltenverband keine unbedeutende Rolle zu. Bereits zur Zeit der ersten Faltung wurde das gekreuzte Diagonalscherflächensystem angelegt, dessen SE-ziehende Äste im Abschnitt östlich der Mittagsfluh, deren SW-gerichtete Komponente ab diesem Bergstock und westlich davon in den Vordergrund treten (vgl. W Zacher 1972, Kartenblatt Oberstdorf). Durch die Seitenverschiebung an diesen Diagonalstörungen kam es nach R. Oberhauser (1956, S. 126) an der SSW-NNE verlaufenden Osterguntenstörung zwischen Hirschberg und Murenköpfle zum Versatz der Gewölbe um eine ganze Wellenlänge!

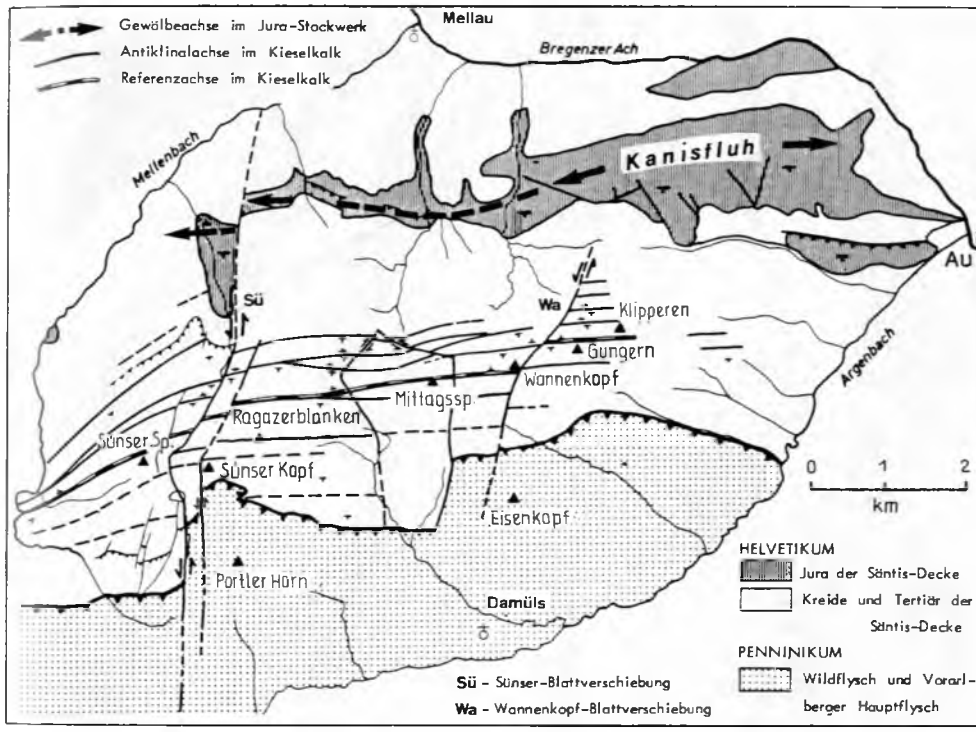


Abb. 156: Tektonische Skizze des Vorarlberger Südhelvetikums südlich des Kanisfluh-Gewölbes, nach P. Felber & G. Wyssling (1979, Abb. 16).

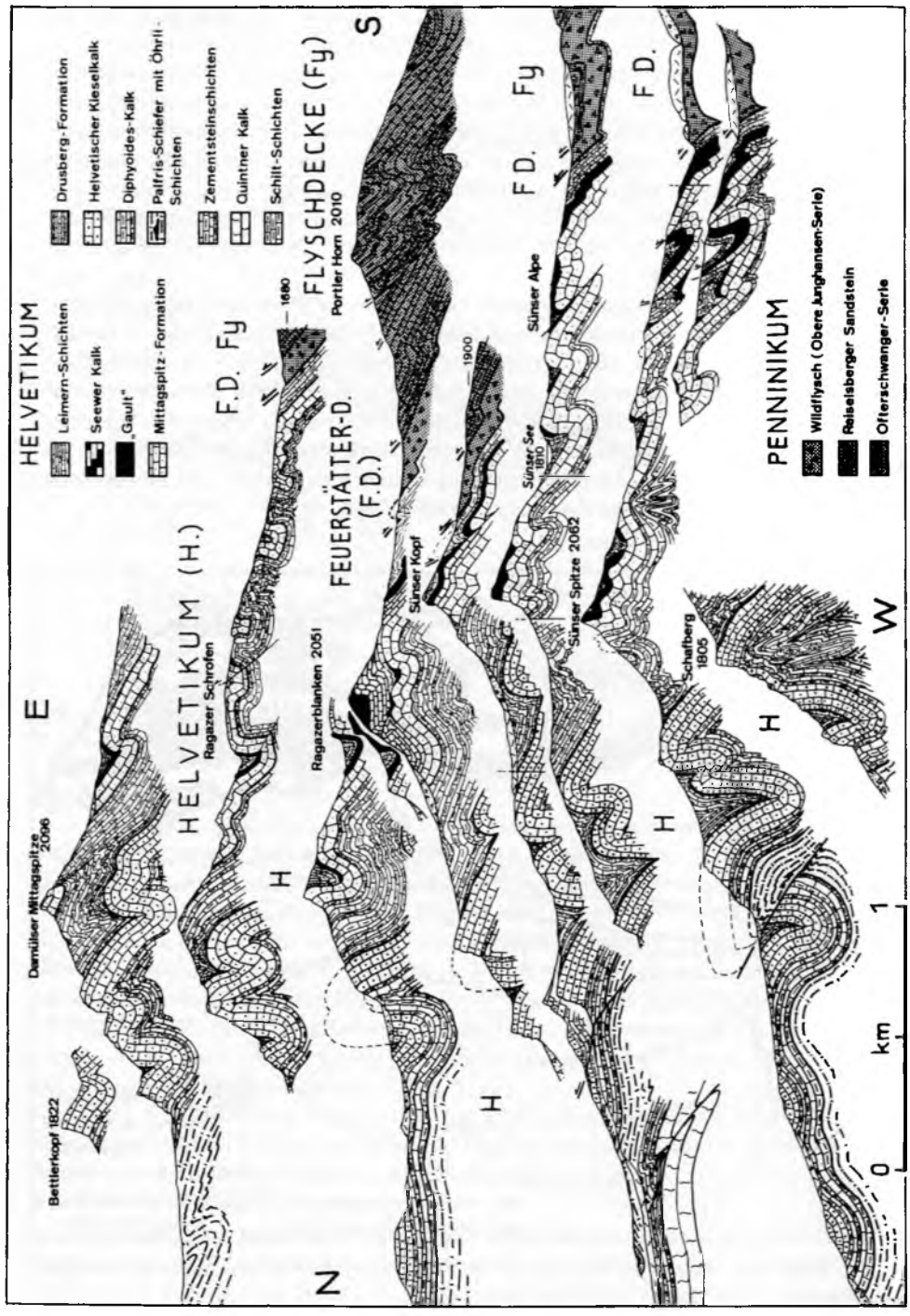


Abb. 157: Der Faltenbau in der Damülser Mittagspitz-Gruppe im Südhelvetikum des Bregenzerwaldes südlich der Kanisfluh an Hand einer Profilserie von P. Felber & G. Wyssling (1979, Taf. 2).

Auf den Satellitenbildern zeigt sich, daß diese Störungsrichtung SSW-NNE entlang bestimmter Linien noch ungleich größere Bedeutung hat, als bisher angenommen: Die aus dem westlichen Rhätikon kommende Tamina- und Gallinastörung lassen sich durch das gesamte Helvetikum hart östlich vom Rheintal bis in die Molasse hinein durchverfolgen, die Osterguntenstörung zwischen Rehmen und Schönenbachalm ist nur Teilstück der großen Antönierstörung, die von der Weißfluh über das Antönierjoch beim Madrisahorn im Zentralalpenraum über den Zitterklapfen in den Kalkalpen herüberkommt und bis SE Kempten in die Molasse verfolgt werden kann (A. TOLLMANN, 1977 a, S. 5, Taf. 1).

In einer speziellen Kluftgefügestudie durch H. HÄUSSLER (1978) wurde jenes Kluftsystem, das z. B. am Gottesacker als Begleitstörungen der großen Blattverschiebungen fungiert, klar von der in genetischer Beziehung zur Faltung stehenden Klüftung am Grünten unterschieden.

e) Literatur

K. ALEXANDER et al., 1965; F. BETTENSTAEDT, 1958; K. BIRKENMAJER, 1961; F. BREYER, 1960; A. CUSTODIS et al., 1965; K. CZURDA et al., 1979; A. ESCHER, 1846, 1853; P FELBER & G. WYSSLING, 1979; K. FÖLLMI, 1981; W FUCHS, 1971; C. GÜMBEL, 1861; H. HAGN, 1960; H. HÄUSSLER, 1978; ALB. HEIM, 1919–1922; ARN. HEIM et al., 1933, 1934; W HEISSEL et al., 1967; H. HÖFLE, 1971; H. KALLIES, 1961; L. KOBER, 1931; C. KOCKEL, 1923; E. KOHLER & H. HÄUSSLER, 1978; E. KRAUS, 1929, 1932 c, 1941; M. KSIAZKIEWICZ, 1957; P LANGE, 1956; M. LUPU, 1972; H. MYLIUS, 1911; R. OBERHAUSER, 1953, 1956, 1958, 1965, 1979, 1980 c, 1982; R. O. et al., 1979; S. PREY, 1958, 1960, 1965 a; M. RICHTER, 1925, 1957, 1960, 1969; F. v. RICHTHOFEN, 1862; L. RIEDEL, 1940; H. SCHAAD, 1926 a, b; P SCHMIDT-THOMÉ, 1960, 1961; H. STILLE, 1940; E. STROBEL, 1930; A. TOLLMANN, 1963 a, c, 1977 a; F. TRAUTH, 1909; R. TRÜMPY, 1969; M. VACEK, 1879; G. WAGNER, 1950; W ZACHER, 1973.

3. Das Helvetikum zwischen Salzburg und Wien

a) Erforschungsgeschichte

Die ältesten geologischen Studien dieser Zone, die in den fossilreichen Salzburger Kreide-Alttertiär-Ablagerungen besonders seit A. BOUÉ (1830 a, S. 132 ff.) und dann namentlich seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts unter A. MORLOT, M. LIPOLD und F. v. HAUER begannen und im Osten in der Grestener Zone unter W HAIDINGER, A. MORLOT, M. LIPOLD und D. STUR einsetzten, können hier nicht näher beschrieben werden (vgl. historischer Abschnitt bei K. GOHRBANDT, 1963; M. STURM, 1968, S. 14 ff. für den Westen und O. KÜHN & G. ZINKE, 1939; F. TRAUTH, 1909 etc. für den Osten).

Hier soll uns in erster Linie die Art der Erfassung der faziellen wie tektonischen Individualität des Helvetikums dieses Raumes im Liegenden der Flyschdecke interessieren. Diese schwierige Aufgabe wurde erst spät angegangen und nur schrittweise

von Westen gegen Osten fortschreitend gelöst, an die Verhältnisse in den westlichen Ostalpen anknüpfend. In den grundlegenden einschlägigen Arbeiten zu Ende des vorigen Jahrhunderts und im ersten Viertel des 20. Jh. herrschte noch allgemein die Auffassung von einer normalstratigraphischen Verbindung der gelegentlich kuppelförmig auftragenden älteren mesozoischen Gesteine, der helvetischen Kreide-Tertiär-Folge und des Flysches. So hatten etwa J. Böhm (1891, S. 10 ff.) und O. Reis (1896, S. 92) im angrenzenden bayerischen Abschnitt westlich der Salzach den Flysch als normales Hangendes der (helvetischen) Oberkreide („Nierenthaler Schichten") betrachtet, E. Fugger (1900, S. 423; 1904, S. 348) das Verhältnis der beiden Glieder im salzburgisch-oberösterreichischen Abschnitt E der Salzach gerade umgekehrt, aber ebenfalls stratigraphisch verbunden gesehen, hatte G. Geyer (1917, S. 84) die helvetische Kreide des Gschliefgrabens am Traunsee noch als normales hangendes Glied des Flysches bzw. E. Kraus (1932 b, S. 62) als stratigraphische Einschaltung innerhalb des Flysches gedeutet. In der Grestener Klippenzone im Ostabschnitt der Ostalpen nahmen F. Trauth (1922, S. 107), E. Kraus (1932 b, S. 66) u. a. in dieser Zeit einen Normalverband mit dem überlagernden Flysch an. Auch die Klippen im Wienerwald waren seit langem (C. Griesbach, 1869, S. 217) als die antiklinal hochkommende normale Basis des Flysches angesprochen worden.

Daneben aber hatte bereits 1911 (S. 71) der Pole J. Nowak nach Begehungen im Gebiet des Traunsees und des Chiemsees eine tektonische Trennung von Helvetikum und von überschoben gedachtem Flysch vorgenommen – eine Auffassung, der sich auch F. Hahn (1913 b, S. 245) und später L. Kober (1927, S. 67) anschlossen. Aber erst M. Richter (1929, S. 369 ff.) verhalf dieser Meinung wenigstens teilweise zum Durchbruch, indem er das faziell wie tektonisch selbständige Helvetikum unter der Flyschdecke von Westen her mittels der Fenster des Heuberges bei Salzburg, jenes im oberen Aurachtal und des Gschliefgrabens bis östlich vom Traunsee durchzog, während er die Grestener Klippenzone noch im Sinne von F. Trauth als normalstratigraphische Basis des Flysches wähnte. Eine grundsätzlich gleiche Auffassung finden wir noch ein Dezennium später bei J. Tercier (1936, S. 218) oder G. Götzinger (1937, S. 232) wieder.

Ein nächster entscheidender Schritt erfolgte wiederum durch M. Richter 1940 (M. R. & G. Müller-Deile, 1940, S. 425 f., Taf. 16), der nun bis zur Steyr mehr als ein Dutzend schmaler Helvetikumschlitzfenster innerhalb der Flyschzone ausgliederte und damit das Grundprinzip des Baues dieser subalpinen Region präzis erfaßt hatte. Bei den seit 1948 anlaufenden Arbeiten von S. Prey in der östlichen Flyschzone werden diese Helvetikumsaufbrüche anerkannt und des näheren auskartiert. Die Erkenntnis der Unterlagerung des Flysches durch das Helvetikum wird von S. Prey (1952 a, S. 42) nun auch auf den niederösterreichischen Abschnitt dieser Einheit übertragen, die an bunten Mergeln reiche primäre Hülle der Grestener Klippenzone wird damals (l. c.) von ihm als „Buntmergelserie" bezeichnet, in diesen Klippen samt ihrer Hülle (Ultra-)Helvetikum erblickt und im nächsten Jahr (1953 a, S. 339 f.) auch die Buntmergelklippenzone des Wienerwaldes gleichermaßen gedeutet. Durch eine größere Anzahl von Bohrungen in Ober- und Niederösterreich wurde schließlich diese Trennung und tektonische Abfolge unmittelbar bestätigt.

Damit war auch die Stellung der Grestener Zone geklärt, die F. Trauth lange Zeit als normales Liegendes des Flyschs gesehen hatte und die L. Kober (1938, S. 103 ff.)

stets als Stirnteil der während der Kreide in ein vorgelagertes Flyschmeer „einschüttenden", vorrückenden oberostalpinen Kalkalpen gedacht hatte. Als jüngste Erkenntnis verdient noch die Abtrennung der St. Veiter Klippenzone vom Helvetikum erwähnt zu werden, die nach langer Diskussion schließlich von F. Brix (1970, S. 138, 141 f.) als normaler Untergrund der Flyschdecke gedeutet worden ist; ein Schritt, der zuletzt für die Ybbsitzer Klippenzone von W Schnabl 1979 nachvollzogen wurde.

b) Fazies

Analog zu den Verhältnissen in Vorarlberg hat man auch im Ostabschnitt des Helvetikums s. l. zwischen einer ursprünglich nördlicher beheimateten helvetischen Faziszone und der in Fortsetzung der Liebensteiner Decke des Westens auch hier einst südlich davon anschließenden ultrahelvetischen Region mit ihrer Buntmergelserie zu unterscheiden gelernt. Die Grenze zum südlich anschließenden Penninikum mit seinen Flyschbildungen ab der Kreide bildete der Cetische Rücken (vgl. P Eggert, 1977, Abb. 11–15; H. Hagn, 1981, S. 40, Abb. 11).

Die helvetische Fazies s. str. streicht von Bayern über den Abschnitt nördlich der Salzburger Flyschzone bei Mattsee in den Nordteil der oberösterreichischen subalpinen Zone mit den Fenstern von Ohlsdorf-Oberweis/Traun hinüber. Schichtglieder wie die kretazischen Seewerkalke, Pinswanger, Pattenauer und Gerhardsreuter Schichten sowie die alttertiären Roterz- und Adelholzener Schichten sind unter anderem bezeichnend für diese helvetische Entwicklung im eigentliche Sinne. Die von H. Hagn (1960, S. 66; 1967, S. 278 ff.) vorgenommene Trennung eines Nord- (Adelholzer Fazies) und Südhelvetischen (Kressenberger) Faziesraumes im bayerisch(-salzburgischen) Abschnitt, besonders auf Grund der Alttertiärausbildung, läßt sich nach S. Prey (1975 c, S. 6) auf Grund der Verhältnisse in Österreich nicht verifizieren, da die Verteilung charakteristischer Faziesglieder, wie etwa der angeblich für den südhelvetischen Teilfaziesbereich bezeichnenden Roterzschichten, weitgehend durch eine frühzeitige Erosion bedingt sein dürfte. In dieser helvetischen Faziesregion fehlen in Österreich östlich der Salzach die Schichtglieder von der Unterkreide abwärts und treten Schichtlücken in der vorhandenen Abfolge auf. Die stratigraphische Besprechung der helvetischen Schichtglieder wird der Einfachheit halber ohne Untergliederung in ein Nord- und Südhelvetikum erfolgen, betrifft aber vorwiegend Südhelvetikum (vgl. G. Tichy, 1980, S. 18).

Der ultrahelvetische Faziesstreifen setzt mit den bezeichnenden bunt gefärbten Mergeln kretazischen und alttertiären Alters („Buntmergelserie") von Bayern (vgl. M. Freimoser, 1973, S. 22) in das Salzburgische hinüber und erscheint hier bereits am Südrand des Mattseer Helvetikums bei Oberndorf am Haunsberg (F. Aberer et al., 1958, S. 15), besonders aber in den Fenstern am Südrand der Salzburger Flyschzone wie am Heuberg und Lengfelden NE bzw. N Salzburg, streicht über die Aufbrüche und Fenster im Südteil der oberösterreichischen Flyschzone und dem Wolfgangsee in den Kalkalpen gegen Osten und umfaßt dann in Niederösterreich größere Areale der Randzone.

Bezeichnend für diese ultrahelvetische Fazies ist das Zurücktreten von Kalken der Kreide (Seewerkalke) und des Alttertiärs (Unt. Lithothamnienkalke) zugunsten der Mergel, die Buntfärbung des vorzüglich aus Mergeln bestehenden Schichtstoßes, das Fehlen

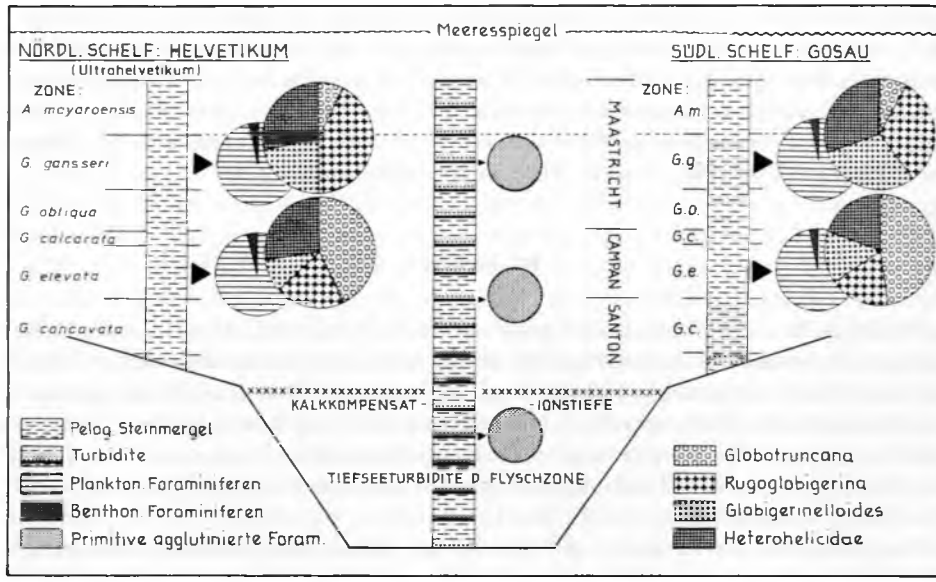


Abb. 158: Vergleich der senonen Foraminiferenfaunen der nordalpinen Randtröge, nach A. Butt (1981, Abb. 19).

von Schichtlücken, das Auftreten von sandigen und konglomeratischen Horizonten im Alttertiär, namentlich im Mitteleozän und ein Hinzutreten von Sandschalerfaunen gegenüber den an planktonischen Kalkschalern überreichen helvetischen Mikrofaunen (S. Prey, 1962, S. 285) — Abb. 158. Diese Entwicklung herrscht besonders in der Hülle der Grestener Klippenzone, in der auch die älteren Schichtglieder bis hinab zu dem der Böhmischen Masse einst transgressiv unter Ausfall triadischer Glieder auflagernden Grestener Lias sichtbar werden. Diese faziell sehr eigenständige jurassisch-neokome Klippenserie, die sich vom Wolfgangseefenster bis in die pienidische Klippenserie der Karpaten hinüber verfolgen läßt, wird demnach im folgenden bei der ultrahelvetischen Schichtfolge zu besprechen sein.

c) Schichtfolge

α) Helvetikum s. str.
(Tab. 14)

An grundlegenden neueren Arbeiten über die Schichtfolge dieses Helvetikums jenseits der Salzach auf bayerischem Boden seien die Untersuchungen von H. Hagn (1954, 1960, 1967, 1973, 1981) zitiert, auf österreichischer Seite stammen Beiträge hierzu aus neuerer Zeit von F. Traub (1938, 1953 a), F. Aberer & E. Braumüller (1958), K. Gohrbandt (1963 a, b), R. Vogeltanz (1970), G. Tichy (1980) und P Baumgartner & G. Tichy (1983). Demnach liegt in der helvetischen Serie in Salzburg-Oberösterreich

Tabelle 14: Die Schichtfolge des Helvetikums östlich der Salzach (Salzburg, O.Ö.)

Nach F. Aberer & E. Braumüller, 1958; W Del-Negro, 1970; K. Gohrbandt, 1963 a, b; S. Prey, 1962; F. Traub, 1953; R. Vogeltanz, 1970

Maximale Mächtigkeiten, wo möglich, angegeben

PALÄOGEN	EOZÄN	PRIABON	100 m	Stockletten (Globigerinenmergel) mit „Granitmarmor"-Lagen
		LUTET		Adelholzener Schichten
			1 m	Mollusken-Fossilschicht
			12 m	Schwarzschichten
		YPRES	100 m	Mittelschichten (Quarzsand)
			15 m	Roterzschichten
				Rtbr Nummulitenkalksst.
				Kgl., Kalksst.
	PALEOZÄN	THANET	15 m	Unt. Lithothamnienkalk
			20 m	Gryphaeensandstein
			4 m	Craniensandstein
		DAN		Oichinger Schichten
OBERKREIDE	SENON	MAASTRICHT		Gerhardsreuter Schichten
				Pattenauer Mergel
		CAMPAN		Graue Mergel
		CONIAC-SANTON		Bunte Mergel
	TURON			Rote Mergel und Kalke
	CENOMAN			Helle Fleckenkalke
U. KR.	ALB			Schwarze Mergel

eine Schichtfolge eines flachen, gut durchlüfteten Schelfmeeres mit pelagischen Faunen in Oberkreide und höherem Mitteleozän bis Obereozän vor, während im Oberpaleozän bis tieferem Mitteleozän sich starke terrestrische Einflüsse geltend machen (R. Vogeltanz, 1970). Die helvetische Kreide setzt in diesem Raum mit dem Obercampan ein, während das in Bohrungen erkundete Vorlandsmesozoikum unter der Molassezone bereits mit dem Untercampan endet (E. Braumüller & K. Gohrbandt, 1976, S. 2) und faziell abweicht. Eine Zusammenstellung der Aufschlüsse für den Salzburger Anteil hat G. Tichy (1980, S. 18) geliefert.

1. Oberkreide: Die helvetische Serie setzt zufolge tektonischen Basalzuschnittes – von möglichen unterkretazischen schwarzen Mergeln abgesehen – erst mit der Oberkreide ein, und zwar in Oberösterreich mit hellen Fleckenkalken des Cenoman, in Salzburg mit den Pattenauer Mergeln des Obercampan. Sie umfaßt in der Oberkreide fol-

gende Glieder: Cenomane Fleckenkalke mit Mergellagen, die die Seewerkalke vertreten, rote Mergel mit rötlichen Kalken im Turon, bunte Mergel im tiefen Senon, die grauen geschichteten Pattenauer Mergel im Obercampan (bis Untermaastricht) und die dunkelgrauen kalkreichen sandigen Mergel der Gerhardsreuter Schichten des Maastricht

Die Fauna der Pattenauer Mergel enthält am Haunsberg, bei Nußdorf etc. in Salzburg nach F. TRAUB (1938, S. 6; 1953, S. 5) und O. KÜHN & G. ZINKE (1939, S. 340) reichlich Inoceramen, z. B. *Inoceramus decipiens* ZITTEL, *I. monticuli* FUGGER & KAST., *I.* cf. *balticus* BÖHM etc., sodann *Belemnitella mucronata* SCHLOTH., Ammonitenarten wie *Hamites cylindraceum* DEFR., *H. zinkei* KÜHN & Z., *Hauericeras sulcatum* KOSSM., *Baculites* sp., *Pachydiscus* sp. etc. und zahlreiche andere Elemente. Unter den Foraminiferen fällt *Haplophragmium grande* Rss. schon makroskopisch auf.

Aus den Gerhardsreuter Schichten Salzburgs werden von den gleichen Autoren und F. ABERER et al. (1958, S. 5) vorwiegend Bivalven wie *Arca leopoliensis* ALTH., *Pholadomya decussata* MANT. etc., auch Ammoniten wie *Scaphites constrictus* SOW., *Sc. tridens* KNER., *Desmoceras* sp., an Foraminiferen abermals *Haplophragmium grande* Rss. und reichlich Kleinforaminiferen, einschließlich der mit dem Maastricht einsetzenden Art *Bolivinoides draco draco* (MARSSON), gemeldet.

2. Paleozän. Am bekanntesten sind die Aufschlüsse um Oiching und Kroisbach im Oichtental N Salzburg. Die überreiche Makrofauna mit 126 Arten, namentlich Mollusken, wurde von F. TRAUB (1938, 1953), beschrieben. Durch eine Analyse der planktonischen Foraminiferenfauna und der Nannoflora konnte K. GOHRBANDT (1963 a, b) das Paleozän und Eozän hier detailliert untergliedern: Die Serie beginnt mit den dunkelgrauen feinsandigen Mergeln der Oichinger Schichten, in denen durch *Globigerina pseudobulloides* PL., *G. triloculinoides* PL., *G. trinidadensis* (BOLLI), *G. daubjergensis* BRONN., *G. uncinata* (BOLLI) etc. Danien belegt, durch Planktonfaunen mit *Truncorotalia angulata* (WHITE) Thanet nachgewiesen ist. Die Makrofauna der Oichinger Schichten samt den Korallen haben O. KÜHN & F. TRAUB (1967) bestimmt.

Der auflagernde 0,7—4 m mächtige graubraune Kalksandstein mit *Crania austriaca* TRAUB („Craniensandstein") und der folgende 2,5—20 m mächtige grüngraue Sandmergel, reich an Gryphaeen der Arten *Pycnodonta frauscheri* TRAUB und *P. pseudovesicularis* GÜMBEL („Gryphaeenbank") gehören mit ihrem Plankton mit *Truncorotalia angulata* (WHITE), *T velascoensis* (CUSH.), *Globorotalia pseudomenardi* BOLLI etc. dem höheren Thanet an. Der folgende bis 15 m mächtige Untere Lithothamnienkalk mit *Nummulites* cf. *fraasi* HARPE, *N. nitidus* HARPE, *N. praelucasi praelucasi* DOUV. und *Truncorotalia velascoensis acuta* (TOULMIN) ist noch dem obersten Thanet („Unterilerd") einzureihen.

3. Das Eozän setzt mit den aus Bayern bekannten Roterzschichten ein, einem rund 15 m mächtigen Komplex aus basalen Konglomeraten und eisenschüssigen Kalksandsteinen mit *Exogyra eversa* MELLEV. etc. (F. TRAUB, 1953, S. 14) und dem hangenden „Roterz", einem rotbraunen Nummulitenkalksandstein mit *Nummulites praelucasi praelucasi* DOUV., *N. p. ganensis* ARNI, *N.* cf. *spileccensis* MUNIER-CHALMAS sowie den Planktonforaminiferen *Truncorotalia* cf. *rex* (MARTIN), *Globigerina gravelli* BRONN. etc. des Unterypres ein. Die folgenden 18—100 m heller Quarzsande (Mittelschichten) werden durch die 6—12 m mächtigen Schwarzerzschichten, einem Komplex von rotbrau-

nen Kalksandsteinen mit reichlich Brauneisenooiden überlagert. Mollusken, Nummuliten und Assilinen sind darin häufig (F. TRAUB, 1938, S. 20 ff.; 1953, S. 16 f.); durch Foraminiferen wie *Globigerina kugleri* (BOLLI), *Hantkenina longispina* CUSH. etc. wird auf unteres Lutet verwiesen. Die Mikrofazies und die Decapodenfauna dieser eozänen Schichten untersuchte R. VOGELTANZ (1965, 1968, 1970). Die folgende, bloß 0,5—0,8 m schmächtige Fossilschicht des Lutet 1 ist durch ihren enormen Makrofossilreichtum seit alters bekannt. Ihre Fauna wurde durch K. FRAUSCHER (1885), M. SCHLOSSER (1925), F. TRAUB (1938, 1953 a) und R. VOGELTANZ (1970) beschrieben. Die Adelholzener Schichten des Nordhelvetikums Bayerns finden sich im mittleren Lutet in Form von Discocyclinenkalken und Assilinenmergeln auch im österreichischen Abschnitt (F. TRAUB, 1953, S. 17), *Assilina exponens* SOW. und *A. mamillata* ARCH. treten in Massen auf.

Abb. 159: Das Leopold-von-Buch-Denkmal im Pechgraben N Gr. Raming in O.Ö. am Granit-Schürfling des ultrahelvetischen Untergrundes.

Das höhere Eozän, u. zw. Oberlutet bis Priabon, wird durch die 100 m überschreitenden Stockletten – graugrüne Globigerinenmergel – mit „Granitmarmor"-Lagen (Lithothamnienkalksandstein) repräsentiert. Ihr mitteleozäner Anteil ist durch planktonische Faunen mit *Hantkenina mexicana* CUSHM. etc. belegt. Nach E. BRAUMÜLLER & K. GOHRBANDT (1976, Tab. 2) reichen sie noch in das tiefere Obereozän empor.

β) Ultrahelvetikum

1. Der kristalline Untergrund des Ultrahelvetikums erscheint hochgeschürft in der Grestener Klippenzone in Form des Buchdenkmalgranites (Abb. 159) samt begleitendem Amphibolit und umgebenden Schollen im Pechgrabengebiet bei Großraming, bei Schaitten NE Gresten und Glosbach 7 km W Rabenstein/Pielach. Der rötlich gefärbte Granitgneis wird nach P FAUPL (1973, S. 160; 1975, S. 7) hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas (23 % An), rosa Mikroklin, Biotit und Chlorit aufgebaut, enthält akzessorisch Epidot, Serizit, Apatit, Titanit, Zirkon und Magnetit. Das Gestein ist demnach als diaphtoritischer Granit- bis Granodioritgneis zu bezeichnen. Nach langer Diskussion durch verschiedene Autoren (vgl. P FAUPL, l. c.) ist seine Herkunft nun im Sinne dieses Autors mit großer Wahrscheinlichkeit aus den ganz analog zusammengesetzten moravischen Batholithen vom Typus Thaya-Granodiorit und Maissauer Granit abzuleiten, die auch eine analoge voralpidische Diaphthorese aufweisen und deren SW-Fortsetzung wohl in das Wurzelgebiet dieser nordwärts verschleppten Scholle zu liegen kommt – Abb. 160.

Anders ist die Zusammensetzung des Kristallins, das teils als Scherlinge, in überwiegender Zahl aber als in verschiedenen Schichtgliedern einsedimentierte Blöcke im Bereich des Ultrahelvetikums der Hauptklippenzone im Wienerwald (Schöpfl-Klippenzone) angetroffen worden ist (vgl. G. GÖTZINGER & CH. EXNER, 1953, S. 96 ff.; S. PREY, 1953 b etc.). Hier fanden sich epimetamorphe albitisierte Gesteine von alpinem Habitus, wie Quarzphyllit, granatführender Glimmerschiefer, Schachbrettalbitgneis, auch Augengneis und untergeordnet Eruptiva.

Eine interessante Gesteinsassoziation mit Hinweisen auf den Untergrund des Ultrahelvetikums hat jüngst G. FRASL (1981; 1982) aus dem Oberndorfer Graben am Haunsberg 10 km N Salzburg beschrieben: In einer Blockschicht liegen dort Riesengerölle von rosa Granit, Rotliegend-Sandstein, -Vulkaniten (Melaphyr, Spilite, saure Eruptiva), Calpionellenkalke etc. Aus dem Vergleich mit dem 30 km weiter im Westen in der streichenden Fortsetzung in mehreren Abschnitten auftauchenden Eschbannhauser Konglomerat der bayrischen südultrahelvetischen Oberkreide (Maastricht) mit analogen Blockschichten (A. BUTT, 1981, S. 23 ff.. „Marginale Flyschzone"; M. FREIMOSER, 1972, S. 23: Ultrahelvetikum) erscheint die Einordnung auch dieser Blockschichten nördlich von Salzburg in das Ultrahelvetikum (entgegen G. FRASL: Flysch) gerechtfertigt.

Nach jüngsten Beobachtungen von G. FRASL (1984) über diese granitoiden Blöcke im Raum des Oberndorfer Grabens und der ultrahelvetischen Fortsetzung der Zone S Teisendorf in Bayern (20 km W von Salzburg) stammen alle beiden bisher hervorstechenden Granitoidtypen in den Blockschichten des Ultrahelvetikums, nämlich sowohl der rosa Buchdenkmalgranit als auch der – von G. FRASL von Salzburg über die Wiener Region nun bis zu den Ausläufern des Brünner Massivs verfolgte – Tonalit vom Typus Schaitten (vgl. S. 659) aus dem gleichen großräumigen

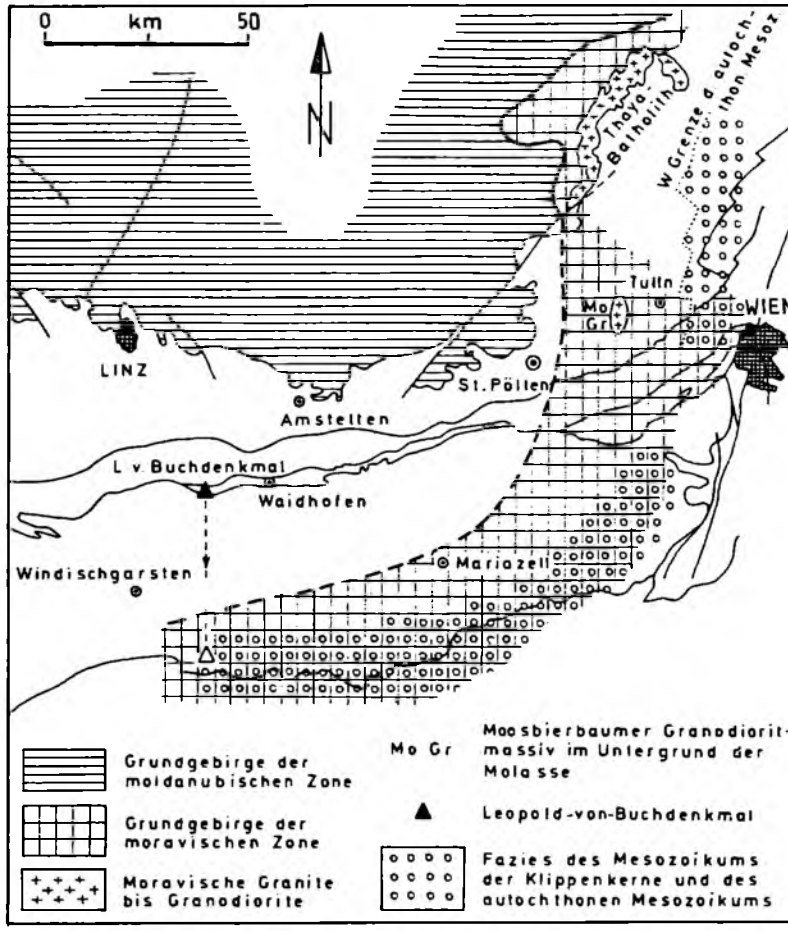


Abb. 160: Die Beziehung des Kristallins der Grestener Klippenzone zum moravischen Kristallin, nach P. Faupl (1973, Abb. 1; 1975, Abb. 17).

Liefergebiet, das heute z. T. weit im Süden unter den alpinen Decken begraben ist.

Daß diese Gesteinstypen heute von Niederösterreich bis Ostbayern in E-W-Richtung verfolgt werden können, ist nicht verblüffend und braucht keineswegs zur Hypothese einer gewaltigen Rechtsseitenverschiebung im Untergrund unter den kalkalpinen Decken im Sinne von G. Frasl (1984, S. 62) führen. Eine derartige Richtung ergibt sich ja aus dem bekannten Umschwenken der Einheiten der Böhmischen Masse in Österreich vom SW-Streichen am Ostrand des Waldviertels zum E-W-(ja sogar ESE-WNW-)Streichen im Mühlviertel und Sauwald. Es wird vielmehr durch die Beobachtungen von G. Frasl die zuerst von P Faupl (1973, 1975 a) erkannte Fortsetzung des Brünner/Thaya-Batholithmassivs des Moravikums im alpinen Untergrund gegen SW, später (s. Abb. 160) auf Westen einschwenkend, bestätigt.

2. Paläozoikum und Trias fehlten im weitaus größten Teil des Ultrahelvetikums. Das älteste alpidische Schichtglied stellen im Westen die arkosereichen Grestener Schichten dar, die mit dem Unterlias einsetzen und nach ihrer Zusammensetzung als Grob- bis Feinaufarbeitungsprodukte des zuvor erwähnten kristallinen Untergrundes bei der Transgression des Lias über das Vorland gegen Norden hin gelten müssen (P Faupl, 1975). Weit im Süden mag bereits auch hier in diesem alpidischen Randtrog eine dolomitische Mitteltrias abgelagert worden sein, da sich vereinzelt Dolomitkomponenten im grobdetritischen basalen Lias und im Dogger vorfinden (F. Trauth, 1922, S. 198; P. Faupl, 1975, S. 32). Eine Obertrias in Form von quarzitischen Arkosen des Keuper gibt S. Prey (1972, S. 189) von der Hauptklippenzone des Wienerwaldes bei Neuwaldegg an. Hingegen gehört das sandige subalpine Rhät, das in der St. Veiter Klippenzone aufscheint (S. 380), ja nicht unmittelbar diesem Nordstreifen des Ultrahelvetikums an, sondern war im Randtrog weiter im Süden wohl im normalstratigraphischen Sockel des nachmaligen rhenodanubischen Flysches abgelagert worden.

3. Lias. Die Grestener Schichten setzen mit fossilleeren Konglomeraten und Arkosesandsteinen ein, die als Basalbildung eines seichten Meeres an der Vindelizisch-Böhmischen Nordküste der alpidischen Geosynklinale und der von Norden kommenden Flüsse aufzufassen sind. Diese Arkosen entstanden nach ihrem sedimentologischen Bild im meeresnahen fluviatilen Ablagerungsbereich, durch Aufarbeitung des granitischen Hinterlandes unter Einschaltung von einst wirtschaftlich genutzten Kohlenflözen (W Petrascheck, 1926/29, S. 312) aus küstennahen Sümpfen in einem paralischen Bereich. Auch marine Sandsteine sind nachweisbar. Der gegen Hangend und seewärts folgende pelitische Lias mit Illit, Mixed-Layer-Tonmineralien, Kaolinit und Chlorit stellt die Bildung eines flachen Meeres mit stagnierenden, reduzierenden Bedingungen dar (P Faupl, 1975, S. 41 ff., 48).

In biostratigraphischer und lithologischer Hinsicht ist der Jura der Grestener Zone nach den bis auf G. Geyer (1910 a) zurückreichenden älteren Arbeiten in erster Linie durch die Untersuchungen von F. Trauth (1908, 1909, 1919, 1922, 1950, 1954) eingehend analysiert worden. Unter den späteren Beiträgen sollen jene von H. Lögters (1937 a, b), F. Aberer (1951, S. 42 ff.), B. Kunz (1964) und P Faupl (1975) hervorgehoben werden.

Der Lias umfaßt die folgenden Schichtserien. Die Grestener Schichten s. l. enthalten nach der monographischen Bearbeitung durch F. Trauth (1909) die gröberdetritischen Basalbildungen des untersten Hettang, bestehend aus Grestener Arkosen, Sandsteinen und Konglomeraten (Synonym: Hinterholzer Konglomerat). Im tieferen bis mittleren Lias stellen sich die im tieferen Teil Kohlenflöze führenden Grestener Schiefer ein, aus denen in der Zeit des Kohlenabbaues Floren mit *Pteridophyllum* (Cycadophyten), zahlreichen *Baiera*-Arten (Ginkgophyten), *Podozamites* (Gymnospermen), *Dictyophyllum* (Farne) und Schachtelhalme bekannt geworden sind (F. Krasser, 1921; W Petrascheck 1926/29, S. 312; E. Thenius, 1983, S. 32 ff.). Die hangend anschließenden Grestener Kalke lassen durch ihre reiche marine Fauna eine Reichweite vom obersten Lias α bis Lias δ, Sinemur und Pliensbach, erkennen (F. Trauth, 1909, S. 40). Aus dieser Fauna sollen an bezeichnenden Bivalven die massenhaft auftretende *Gryphaea arcuata* Lam., ferner *Lima punctata* Sow., *Cardinia gigantea* Quenst. etc., an Ammoniten als unterliassische Arten *Arietites conybeari* Sow., *Echioceras raricostatum* (Zieten) und als Mittelliasformen *Amaltheus margaritatus* Montf. hervorgehoben werden

Tabelle 15: Die Schichtfolge des Ultrahelvetikums in Ostösterreich – Grestener Klippen und Buntmergelserie

Nach F. Trauth, 1909, 1922, 1950; S. Prey, 1950, 1953 a, 1957 u. a.

TERT.	U.	EOZÄN		Buntmergelserie-Alttertiäranteil (bis O. Eozän): Bunte Mergel mit Lagen von Kgl. u. Nummulitenk.			
		PALEOZÄN					
KREIDE	O.	SENON		Graugrüne (sand.) Mergel			
		TURON		Rote und grüne Mergel			Buntmergelserie -Kreideanteil
		CENOMAN		Graugrüne fleckige Mergel			
	U.	ALB					
		APT		Aptychenschichten			
		NEOKOM BARRÉME		Schwarze ammonitenführende Mergel			
		NEOKOM HAUTERIVE		Aptychenschichten	Scheibbsbachschichten		
		NEOKOM VALENDIS					
		NEOKOM BERRIAS					
MALM	O.	TITHON		Vulkanite, Magmatite Ammergauer Schi. (Aptychensch.)	Arzbergkalk	Konradsheimer kalk	
	M.	KIMMERIDGE					
	U.	OXFORD		Ruhpoldinger Sch.			
DOGGER	O.	CALLOV	ξ	Waidhofener Schi., („P. alpina-Sch.“)			
	M.	BATHON	ε		Zeller Schi.	Neuhauser Schi.	
		BAJOC	γ δ				
	U.	AALEN	α β				
LIAS	O.	TOARC	ξ	Sandkalke u. Mergelschf.			Lias-Flecken-mergel
			ε	Bositra bronni-Schf.			
	M.	PLIENSBACH	δ	Grestener Mergelschiefer			
			γ	Grestener Kalk			
	U.	SINEMUR	β				
		HETTANG	α	Grestener Schiefer Flözführende Grestener Schichten. Klastika			
Sockel				Buchdenkmal-Granit und Moravisches Kristallin			

(F. Trauth, 1909, S. 140; 1922, S. 147). Über die Foraminiferenfauna der Grestener Schichten berichtete S. Prey (1953 a, S. 323). In den folgenden oberliassischen Grestener Schiefern ist der tiefere Teil (Lias ε) durch ein Massenauftreten von *Bositra bronni* (Voltz), der obere Abschnitt (Lias ζ) durch *Harpoceras radians* Rein. und *H. thouarsense* (d'Orb.) markiert. Den gesamten Lias über herrscht als fazielle Vertretung dieser schiefrigen, sandigen und kalkigen Grestener Schichten auch die Fleckenmergelausbildung, durch Ammoniten in den einzelnen Abschnitten eingestuft.

4. Dogger. Als Hauptgestein des Dogger treten uns die früher als „*Posidonia alpina*-Mergel“ bezeichneten Waidhofener Schichten (A. Tollmann, 1976 a, S. 325) ent-

gegen, eine sandig-glimmerige, flatschig struierte Mergelschieferserie mit *Bositra buchi* (RÖMER), die durch Ammonitenfaunen in die verschiedenen Etagen des Dogger eingestuft sind (F. TRAUTH, 1922, S. 157 ff., 176 ff.): Dem Dogger α gehört der Fundpunkt Hinterholzgraben WNW Ybbsitz mit *Leioceras opalinum* (REIN.), *Lytoceras dilucidum* OPP., *Harpoceras* aff. *aalensis* ZIET. an. Für Dogger β, Oberaalen, spricht eine Fauna mit *Ludwigia murchisonae* (SOW.), *Harpoceras bradfordense* BUCKM., *H. deletum* BUCKM. etc. von Neubruck SSE Scheibbs. Das Bajoc ist in seinem höheren Abschnitt, Dogger δ, durch *Poecilomorphus cycloides* (d'ORB.), *Stephanoceras humphriesianum* (SOW.), *Strenoceras subfurcatum* (ZIET.), *Garantia garantiana* (d'ORB.), *Parkinsonia parkinsoni* (SOW.), *Kepplerites baculatus* (QUENST.) etc. belegt. Das Bathonien (Dogger ε) ist in diesen Schichten durch *Macrocephalites gervillitformis* TRAUTH und *Perisphinctes funatus* (OPP.) gesichert. Das Callovien (Dogger ξ) schließlich wird durch *Perisphinctes pseudopatina* PAR. & BON., *Macrocephalites subtumidus* WAAGEN, *Cosmoceras* cf. *jason* (REIN.), *Peltoceras annulare* REIN. etc. datiert.

An faziellen Sonderausbildungen des gesamten Bathonien bis basalen Callovien treten einerseits als Zeller Schichten dunkelgraugrüne Ammonitenkalke im Arzberggraben bei Zell E Waidhofen auf, aus deren an Ammoniten – *Oxycerites aspidioides* (OPP.), *Macrocephalites subtumidus* WAAG., *Perisphinctes mosquensis* FISCH. etc. – reicher Fauna 40 Arten bestimmt worden sind (F. TRAUTH, 1922, S. 193 ff., 1954, S. 105); andererseits als Neuhauser Schichten N Gstadt/Ybbs grobklastische Bildungen mit über dezimetergroßen Komponenten aus Quarz, Quarzporphyr, Kristallin etc. (P FAUPL, 1975, S. 36 ff.), aus deren neritischer Fauna neben der bis gesteinsbildenden, Röhrenbündel formenden Chaetopodenart *Serpula socialis* GOLDF. in reicher Artenzahl Gastropoden und Bivalven hervorzuheben sind, aber doch auch Cephalopoden wie *Phylloceras kudernatschi* (HAUER), *Holcophylloceras mediterraneum* (NEUMAYR), *Lytoceras polyhelictum* BÖCKH, *Perisphictes (Grossouvria) pronecostata* TRAUTH etc. vorkommen (F. TRAUTH, 1919, S. 335; 1922, S. 199 f.; B. KUNZ, 1964, S. 234 ff.).

5. Malm Auch in der Grestener Zone ist der untere Malm in Form des Ruhpoldinger Radiolarites ausgebildet, der z. B. beim E-Werk Zell SE Waidhofen entlang der Ybbs gut aufgeschlossen ist und aus dem regionalen Vergleich dem Oxford angehört. Der höhere Malm besteht in den meisten Fällen aus den Aptychenschichten, weißlichen, grünlichen bis rötlichen, geschichteten, aptychenhältigen, gelegentlich hornsteinknollenführenden, mehr oder weniger mergeligen pelagischen Kalken, für die der in den Kalkalpen übliche alte Name Ammergauer Schichten Anwendung finden kann (Synonyma: Blassensteinschichten, Fasselgrabenschichten F. TRAUTH, 1929, S. 78; Arzbergmergel F. TRAUTH, 1950, S. 170). Gelegentlich bereits im Malm, vorwiegend aber im Neokom, nimmt der Mergelgehalt dieses in die Unterkreide emporsteigenden Schichtgliedes stark zu. Als Unterschied zu den kalkigen Ammergauer Schichten kann nur das seltene Auftreten von dünnen Sandsteinlagen, und zwar kalkreichen lithischen Areniten, registriert werden (P FAUPL, 1975, S. 52 f.). An Makrofossilien stellen sich im tithonen Anteil der Ammergauer Schichten außer den Aptychen (F. TRAUTH, 1950, S. 171) selten auch Ammoniten der Gattungen *Phylloceras, Lytoceras, Simoceras, Perisphinctes* etc. sowie Belemniten ein, in der Mikrofauna dominieren Calpionellen.

Als weitere Fazies des Kimmeridge bis Tithon treten selten die bis etwa 40 m mächtigen Arzbergkalke auf, mit der Typlokalität in Zell-Arzberg SE Waidhofen/Ybbs. Aus diesen hellbunten bis selten roten, meist mergelarmen Kalken lag F. TRAUTH (1950,

S. 176) eine Fauna mit ca. 270 verschiedenen Formen vor, in der reichlich Ammoniten der Gattungen *Oppelia, Rasenia, Perisphinctes, Sutneria, Simoceras, Aspidoceras, Waagenia, Hoplites* etc. vertreten waren. Der Umfang dieses Schichtgliedes reicht vom höheren Oxford mit Arten ab der *Peltoceras-transversarium*-Zone bis in das Obertithon mit *Perisphinctes* cf. *transitorius* (OPPEL).

Eine andere Sonderausbildung des höheren Jura stellt der grünlichgraue feinbrekziöse Konradsheimer Kalk mit der Typlokalität Konradsheim 4 km W Waidhofen/Ybbs dar, dessen Cephalopodenfauna mit *Oppelia trachynota* (OPP.), *Perisphinctes* cf. *virguloides* (WAAG.), *Aspidoceras acanthicum* (OPP.) etc. im Verein mit Belemniten und Aptychen für eine Reichweite ebenfalls vom Oberoxford bis Obertithon spricht (F. TRAUTH, 1950, S. 168 f.; F. ABERER, 1951, S. 55 f., W SCHNABEL, 1970, S. 151 f.).

Interesse verdienen ferner die verschiedenen Hinweise auf Vulkanismus im Malm der Grestener Klippenzone, durch fragliche tuffogene Flatschen im Arzbergkalk (F. TRAUTH, 1950, S. 175) und durch Diabasgerölle im Tithonflaserkalk und damit verknüpfte Magmatite (Diabas, Gabbro, Serpentinit, Ophicalcit, Eruptivbrekzien) in der ultrahelvetischen Serie im Wolfgangseefenster (B. PLÖCHINGER, 1964 d, S. 27; 1973 a, S. 13). Die Serpentinit- und Ophicalcitvorkommen der Grestener Zone bei Gstadt 4 km ESE Waidhofen/Ybbs und bei Kilb/Sierning wurden von W RICHTER & H. WIESENEDER (1975) noch eher als Schürflinge aus dem moldanubischen Untergrund gedeutet. CH. EXNER & E. ZIRKL (1962) haben sie hingegen zutreffender als alpidische, in die Klippenzone selbst eingedrungene Ultrabasite aufgefaßt. In diesem Sinne werden diese Ophiolithrelikte auch von V DIETRICH (1976 a, S. 31; 1980, S. 45) und V DIETRICH & U. FRANZ (1976 b, S. 365, Abb. 1) gesehen.

Ein neues Licht auf die Frage wirft die Vielzahl der ultrabasischen Gesteine, über die nun W SCHNABEL (1979, S. 33) aus der Ybbsitzer Klippenzone berichtet hat. Sie scheinen allerdings eine noch weiter südliche Herkunft aufzuweisen, da sie SCHNABEL – analog jenen der St. Veiter Klippenzone – bereits zum Flyschdeckensystem selbst rechnet (vgl. S. 401). Erste Berichte über die Deutung dieser Vorkommen von Ybbsitz sowie verwandter Gesteine in den Flyschfenstern des Wolfgangsees und von Windischgarsten als Bestandteile einer Ophiolithserie mit Ultrabasiten, Gabbros (Troktolith), z. T schön erhaltenen Pillows und Hyaloklastiten, haben jüngst G. FRASL & CH. KIRCHNER (1981, S. 82 f.) und CH. EXNER & CH. KIRCHNER (1982, S. 55) gegeben.

6. Unterkreide Die Ammergauer Schichten (Aptychenschichten) setzen, wie erwähnt, in mergelreicher Ausbildung in die Unterkreide fort, durch Aptychen wie *Lamellaptychus didayi* COQU. oder *L. seranonis* COQU. als Neokom markiert. Die Mikrofauna dieser Serie ist ärmlich (W SCHNABEL, 1970, S. 152). Die klastische und terrigene Entwicklung des Neokom hat F. TRAUTH (1950, S. 170) als Scheibbsbachschichten bezeichnet. In den schwarzen Mergeln N Viechtwang/Almtal konnte noch Hauterive-Barrême durch die Ammoniten *Phylloceras tethys* d'ORB., *Desmoceras difficile* (d'ORB.), *Hamulina subcylindrica* (d'ORB.) und durch *Hibolites pistillirostris* PAVLON erfaßt werden (S. PREY, 1950, S. 149), wozu noch eine unterkretazische Foraminiferenfauna kommt. Aus den Neokommergeln der Schöpflklippenzone NE Wolfsgraben im Wienerwald stammt der Fund von *Macroscaphites yvani* PUZ. (N. ZADORLAKY-STETTNER, 1960, S. 115). Mit dem Alb schließlich beginnt die bis in das Obereozän emporreichende Buntmergelserie. Dieses Gault, das aus hell- bis dunkelgrünen, auch fleckigen und feinsandi-

gen kalkreichen Mergeln besteht, führt die bezeichnenden Foraminiferen *Plectorecurvoides alternans* NOTH, *Clavulinoides gaultinus* (MOROS.), *Rotalipora ticinensis* (GAND.) etc.

Für das ostbayrisch-österreichische Randgebiet gilt die von M. FREIMOSER (1972, Abb. 8) und D. HERM (1979, S. 93) für die Kreidezeit herausgearbeitete Faziesgliederung des Ultrahelvetikums: Die Buntmergelfazies im Norden; die flyschoide Osterbachfazies (höheres Senon) mit Turbiditen über der CCD und die Wildflyschfazies mit Grobklastika im Südultrahelvetikum.

7 Oberkreide. Die Gliederung des Oberkreideanteils der Buntmergelserie geschieht mit Hilfe von Foraminiferen und Nannoplankton – am ausführlichsten wird über diese reichen Mikrofaunen bei S. PREY (1950, S. 150 ff.; 1953 a, S. 307 ff.; 1957, S. 309 ff., 1979, S. 214), R. NOTH (1951, S. 9 ff.), W JANOSCHEK (1944, S. 180 ff.), M. STURM (1969, S. 104 ff.) und W SCHNABEL (1970, S. 155 ff.) berichtet. Im Cenoman überwiegen noch (hell-)graue, gefleckte Mergel und Tonmergel. Etwa ab Turon bis in das Campan schließen überwiegend rote, z. T tiefrote oder graugrüne Mergel an. Im obersten Senon werden die roten Lagen seltener, so daß graugrüne, auch sandige Mergel herrschen. Die einzelnen Stufen sind durch außerordentlich reiche Foraminiferenfaunen mit benthonischen, vor allem aber planktonischen Arten gekennzeichnet. In den oben angeführten Arbeiten werden für das Cenoman und Unterturon die entsprechenden Arten von *Rotalipora, Thalmanninella, Hedbergella, Praeglobotruncana* etc., für Oberturon die frühen Globotruncanen, für Senon besonders Arten von *Globotruncana, Stensiöina, Ventilabrella, Pseudotextularia, Reussella* etc. mitgeteilt.

Von der Buntmergelserie des Wienerwaldes hat S. PREY (1979, S. 214) vier verschiedene Foraminiferen-Assoziationen herausgearbeitet: 1. Sand- und Kalkschalerfaunen mit *Reussella szajnochae* (GRZYB.) etwa campanen Alters, 2. Sandschalerfaunen mit *Rzehakina epigona* (RZEHAK) des Obersenon-Paleozän, 3. Sandschalerfaunen mit Globigerinen und Globorotalien des Paleozän-Untereozän, 4. Sandschalerfaunen mit *Cyclammina amplectens* GRZYB. des Mitteleozän.

Über die interessante Vertretung von Blockschichten des aus Bayern bekannten oberkretazischen (Maastricht) Eschbannhauser Konglomerates im Salzburger Ultrahelvetikum am Haunsberg ist bereits S. 328 berichtet worden.

8. Alttertiär. Während im Alttertiär in der Buntmergelserie weiterhin rote, grüne, auch graue Mergel und Fleckenmergel als Hauptgestein anhalten, treten im Paleozän und Eozän einerseits klastische Sedimente einschließlich von Brekzien und Konglomeraten hinzu, andererseits stellen sich gelegentlich nummulitenführende Lithothamnienkalke oder Nummulitenkalksandsteine ein. Serienbeschreibung und Fossilführung ist wiederum in den beim Kreideanteil der Buntmergelserie angeführten Arbeiten am eingehendsten geschildert. Den Sandschalern kommt in den Mikrofaunen nun eine größere Bedeutung als im Kreideanteil zu. Unter den kalkschaligen Formen erscheinen besonders die planktonischen Gattungen von *Globigerina* und *Globorotalia,* wobei das Auftreten von *Globigerinoides* aff. *conglobatus* (BRADY), *Acarinina centralis* (CUSH. & BERM.), *A. rotundimarginata* SUBBOTINA das Emporreichen der Buntmergelserie bis in das Obereozän beweist (S. PREY, 1957, S. 314). In den Nummulitenkalklagen fallen Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen auf.

Im Paläogen (Untereozän) der Buntmergelserie östlich der Weyerer Bögen wurden von P FAUPL (1977, S. 13) auf Grund gröberklastischer Einschaltungen vier verschiedene

Fazies ausgegliedert: Die Kalkbrekzienentwicklung mit reichlich siliziklastischem Material als Bernreither Fazies, die an Biogenen reiche Kalkrudit- bis Kalkarenitausbildung mit geringem siliziklastischem Anteil als Texinger Fazies, die an Quarzareniten und -konglomeraten reiche Schaittener Fazies und schließlich eine Turbiditfazies mit einer Sandstein-Mergel-Wechselfolge E Waidhofen/Ybbs. Als Liefergebiet des klastischen Materials wird der gegen den Flysch hin als Trennung fungierende Cetische Rücken angenommen, der demnach hier aus diaphthoritischen Granodioritgneisen, Granat-(Staurolith-)Glimmerschiefern, aus Gesteinen der Grestener Zone und sogar einem Oberkreide-Paleozän-Anteil aufgebaut war.

d) Tektonik

Das Helvetikum östlich der Salzach und das östlich anschließende Ultrahelvetikum sind durch die Pyrenäische Phase zu Ende des Eozän außer Funktion gesetzt, in Bewegung geraten und trockengelegt worden. In der Folge wurde das Helvetikum s. l. in mehrphasigem Schub über einen breiten südlichen Teil der subduzierten Molasse verfrachtet. Andererseits wurde dieses Helvetikum s. l. in der Zeit von der Savischen bis zur Steirischen Phase durch den zur Decke geformten rhenodanubischen Flysch in Form einer Reliefüberschiebung überfahren und begraben. Heute ist dieses Helvetikum/Ultrahelvetikum meist nur im Inhalt von jungen, schmalen, steil aufgepreßten Schlitzfenstern an der Oberfläche anzutreffen.

Die Trockenüberschiebung des Flysches über das Helvetikum s. l. wird durch die Beobachtung von E. Braumüller (1959, S. 125; 1961, S. 515) belegt, daß im Blockschutt der Molasse bei Bad Hall noch im Obereger und Eggenburg reichlich Helvetikumsmaterial auftritt, das demnach südlich davon noch freigelegen war (A. Tollmann, 1966 a, S. 117) und erst nachträglich, lange nach der Trockenlegung, eben durch eine Reliefüberschiebung überwältigt worden ist – da das Helvetikum heute ja in dieser Region zur Gänze unter dem Flysch begraben ist!

Daß das Ultrahelvetikum selbst aber als Decke über der Molasse fernüberschoben ist, beweisen heute eine Reihe von Bohrungen, von geophysikalischen Untersuchungen und von Fenstern in der subalpinen Zone bis hinüber nach Rogatsboden bei Scheibbs.

Ein Überblick über die Verteilung der helvetisch-ultrahelvetischen Aufbrüche im Bereich des Flysches zwischen Salzburg und Wien (S. Prey, 1958, Abb. 2; 1962, Abb. 1, I. Cicha et al., 1968, Abb. 2; H. Freimoser, 1973, Taf. 1) – Abb. 161 – zeigt die Hauptaufschlüsse des Helvetikums im Salzburgischen im Bereich Oichtental–Mattsee am Nordrand der Flyschzone, dann ein schräges Durchsetzen des Flysches gegen ESE hin durch mehrere lange Schlitzfenster im Raum Attersee, Traunsee, Almtal, Kremstal, dann ein Wiederauftauchen des Ultrahelvetikums am Südrand der Flyschzone vor den Weyerer Bögen, das nun als „Grestener Klippenzone" über Neustift, Konradsheim, Waidhofen/Ybbs und Scheibbs bis Traisen zieht und von dort vom Kalkalpenrand weg wiederum ins Innere der Flyschzone vorgreift: Hier im Osten wurden die ultrahelvetischen Späne in der sogenannten Hauptklippenzone des Wienerwaldes an der Bewegungsbahn zwischen Greifensteiner/Kahlenberger Decke im Norden und Laaber Decke im Süden hochgeschleppt. Abgesehen von diesen Vorkommen ist das

Abb. 161: Übersichtsskizze über die (ultra-)helvetischen Fenster und Aufbrüche zwischen Salzburg und Wien.

Ultrahelvetikum auch in den Bohrungen im Liegenden der Flyschdecke angetroffen und auch noch in Fenstern im Raum der Kalkalpen (Wolfgangsee-, Brettl-, Gressingfenster etc.) erfaßt worden, so daß die lange umstrittene Position des Helvetikums im Liegenden des Flysches heute vielfach belegt ist.

Der Baustil des (Ultra-)Helvetikums in diesen schmalen fensterförmigen Aufbrüchen ist naturgemäß stets durch eine intensive Interntektonik gekennzeichnet, die eine Verschuppung und Verfaltung der plastischen Serien, aber auch von Spänen des Flyschrahmens, auf engstem Raum bewirkt. Im zusammenhängenden Aufbruch der Grestener Klippenzone aber entwickeln sich bereits in typischer Weise die aus der analogen pienidischen Klippenzone der Karpaten bekannten Bauformen der Durchspießungsklippen und des Hüllentausches: Dies bedeutet, daß einerseits die härteren jurassischen Gesteine bei der durch intensive Einengung bewirkten Steilstellung die weiche Buntmergelhülle nach oben hin durchbrechen, hierdurch eine gewisse tektonische Selbständigkeit erlangten und als „Klippen" in der Hülle liegen. Hierdurch und durch den Nachschub der Flyschmasse kommt es ferner häufig zum Verlust, zum Abquetschen der Buntmergelhülle, so daß vielerorts Flyschgesteine in direkten (aber tektonischen) Kontakt zu den Klippenkernen gelangen, so daß sich gleichsam ein Hüllentausch vollzogen hat und der Flysch zur Scheinhülle der älteren ultrahelvetischen Glieder wird. Besonders im Ybbsitzer Abschnitt sind diese Phänomene der „substitution de couverture" im Sinne von F. Ellenberger (1958, S. 349, 436) weit verbreitet, vom Verfasser (1968 a, S. 222) herausgearbeitet – was entgegen der Darstellung von W Lauer (1970, S. 105) auch von W Schnabel (1970, S. 154) bestätigt worden ist.

Daneben aber vermeint W Schnabel (1979, S. 27 f.) außer der Ultrahelvetischen Zone im Raum von Ybbsitz noch eine zweite, unabhängige, zum Flysch gehörige „Ybbsitzer Klippenzone" ausgliedern zu können (vgl. S. 401), in der ältermesozoische Klippen als Reste der primären Flyschunterlage selbst, analog den Verhältnissen von St. Veit bei Wien, auftreten (S. 380).

e) Regionaler Bau

Wenden wir uns nun der regionalen Betrachtung der einzelnen Aufbrüche des Helvetikums s. l. zu, von Westen gegen Osten fortschreitend (Abb. 161). Im Land Salzburg zieht das Mattseer Helvetikum und Ultrahelvetikum als Fortsetzung der entsprechenden bayerischen Einheiten von Siegsdorf–Teisendorf (M. Freimoser, 1973, Taf. 1) als ein bis 3,5 km breiter, vielfach allerdings durch Moränen verdeckter Streifen nördlich des Flyschbergzuges Haunsberg–Buchberg–Tannberg am Rand zur Molassezone dahin (F. Aberer & E. Braumüller, 1958, Kt. Taf. 1, P Baumgartner & G. Tichy, 1981, Kt.). Die Hauptaufschlüsse liegen südlich vom Oichtental in der Zone Oberndorf, St. Pankraz, Kroisbach, Oiching, Nußdorf (Detailskizzen F. Traub, 1938, S. 32; 1953, S. 6, Abb. 1; G. Götzinger, 1955, Kt.; K. Gohrbandt, 1963 a, S. 84, Abb. 4–5; 1963 b, S. 53, Abb. 11) – Abb. 162 a und ferner um die Ortschaft Mattsee. Noch vor Straßwalchen spitzt das Helvetikum gegen Osten aus. Der Helvetikumsstreifen bei St.

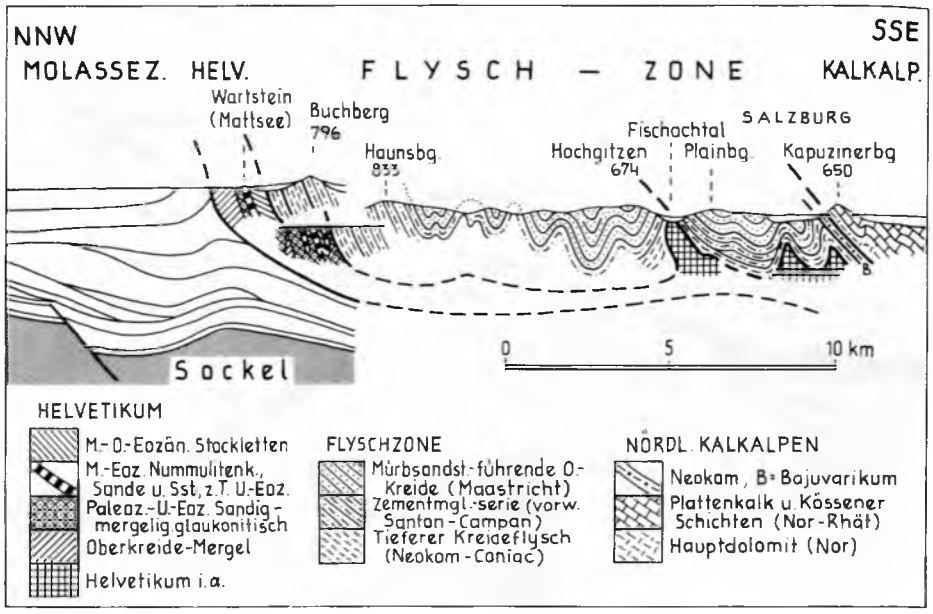


Abb. 162 a: Helvetische Fenster in der Salzburger Flyschzone: Übersichtsprofil, nach S. Prey (1974 b, Abb. 12) und W. Del-Negro (1970, Taf. 2).

Pankraz südlich des Oichtentales zeigt im Norden eine dreifache Schuppung von Oberkreide und Paleozän mit jeweils steil südfallender aufrechter Schichtfolge der Späne, dann eine vertikal stehende enggepreßte Mulde mit einer alttertiären Serie bis zum Mitteleozän im Kern, schließlich gegen Süden wiederum fünf steil aber aufrecht gelagerte alttertiäre Schuppen, an die dann noch eine 200 m breite Schuppe der Buntmergelserie anschließt, bevor im Süden der Flysch des Haunsberges steil nordvergent auffährt. Auf einem 1,5 km breit aufgeschlossenen Streifen des Helvetikums drängen sich demnach hier, mikropaläontologisch belegt, neun schmale tektonische Elemente zusammen.

Innerhalb der Salzburger Flyschzone liegen (ultra-)helvetische Fenster, teils nordrandnahe (Tannberg), teils nahe des Südrandes (Heuberg, Lengfelden) — Abb. 162 b—c. Das Fenster von Tannberg W Straßwalchen besteht aus der im Steinbachgraben aufspießenden ultrahelvetischen Buntmergelserie. Im erwähnten Heubergfenster knapp NE der Stadt Salzburg kommen helvetische und ultrahelvetische Gesteine miteinander vor (W Del-Negro, 1970, S. 13; 1979, S. 4; 1983, S. 14). Dieses schmale Fenster enthält als Inhalt im Kern den eozänen Nummulitenkalk des Hochstein, umgeben von oberkretazischen und paleozänen Mergeln. Den Rahmen bildet eine mit dem Gault einsetzende, einigermaßen symmetrisch gebaute Flyschantiklinale (S. Prey, 1962, S. 288, Abb. 2; 1964 c, S. 264 ff.; 1980, S. 300, Abb. 1). Das dritte erwähnte Fenster, jenes von Lengfelden, befindet sich 400 m W der HSt. Maria Plain bei Kasern, wo Buntmergel des Senon den Flysch durchbrechen, und ist durch zwei Bohrungen gesichert (S. Prey, 1980, S. 301, Abb. 1).

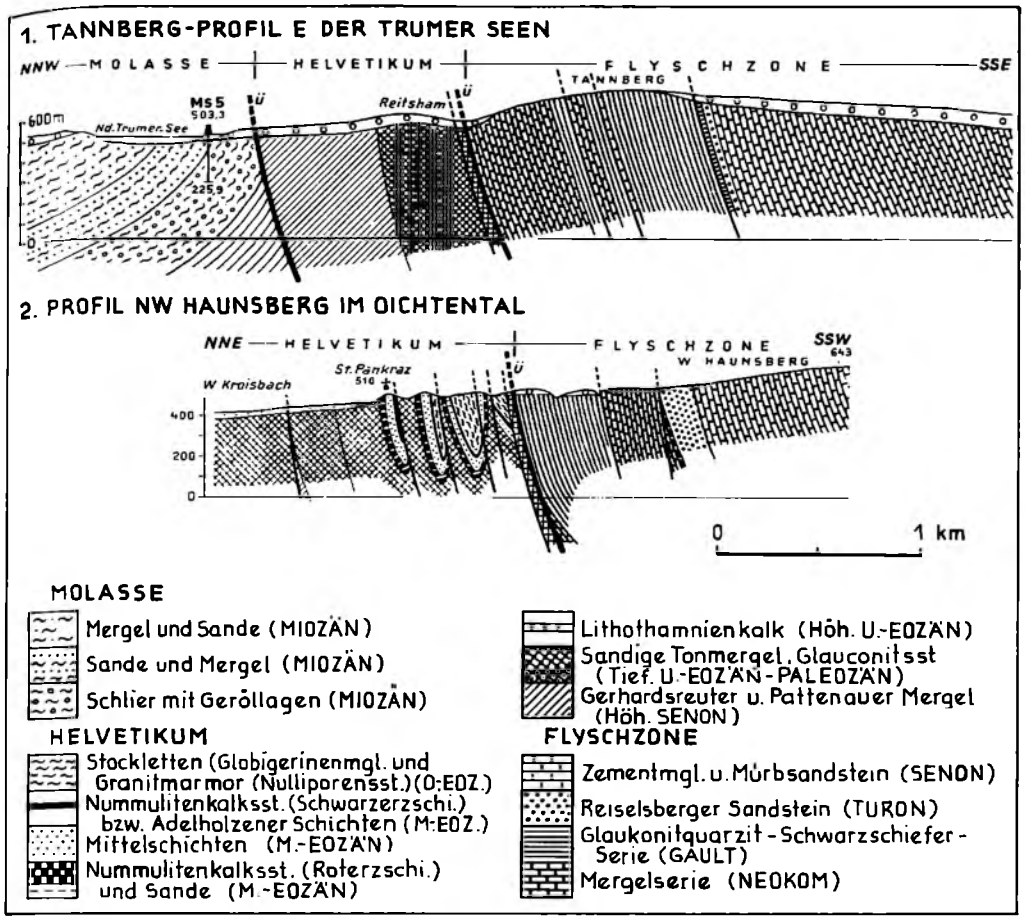


Abb. 162 b: Helvetische Aufbrüche in der Salzburger Flyschzone: Profile durch das Nordrand-Helvetikum; nach F. ABERER & E. BRAUMÜLLER (1958, Taf. 2).

Auch die Klippen-Buntmergel-Fenster von St Gilgen und Strobl am Wolfgangsee, die B. PLÖCHINGER (1964 d, S. 27; 1972, Kt., 1973, S. 12 f.; 1982, S. 7 f., 44 f.) entdeckt und beschrieben hat, liegen noch im Land Salzburg. In den Klippen sind hier vor allem Malm (Radiolarit, roter Flaserkalk, Aptychenkalk, Magmatite wie Diabas, Gabbros, Serpentinit, Ophikalzit etc.) und geringfügige Neokommergel vorhanden, als Hülle ist in der Buntmergelserie mikrofossilreiche Oberkreide und Eozän vertreten (vgl. G. FRASL & CH. KIRCHNER, 1981, S. 83 f.). Die Hauptverbreitung der aus der Tiefe emporgeschürften ultrahelvetischen Klippen und ihrer Buntmergelhülle liegt W St. Gilgen und SE Zinkenbach/Wolfgangsee (Abb. 92).

Auf oberösterreichischem Gebiet sind zunächst die nordrandnahen Vorkommen E der Vöckla 6 km SW Frankenmarkt und beidseits des Attersees S Buchberg und S Schörfling (M. RICHTER et al., 1940, S. 427, Taf. 16; F. ABERER & S. PREY, 1962, Kt.)

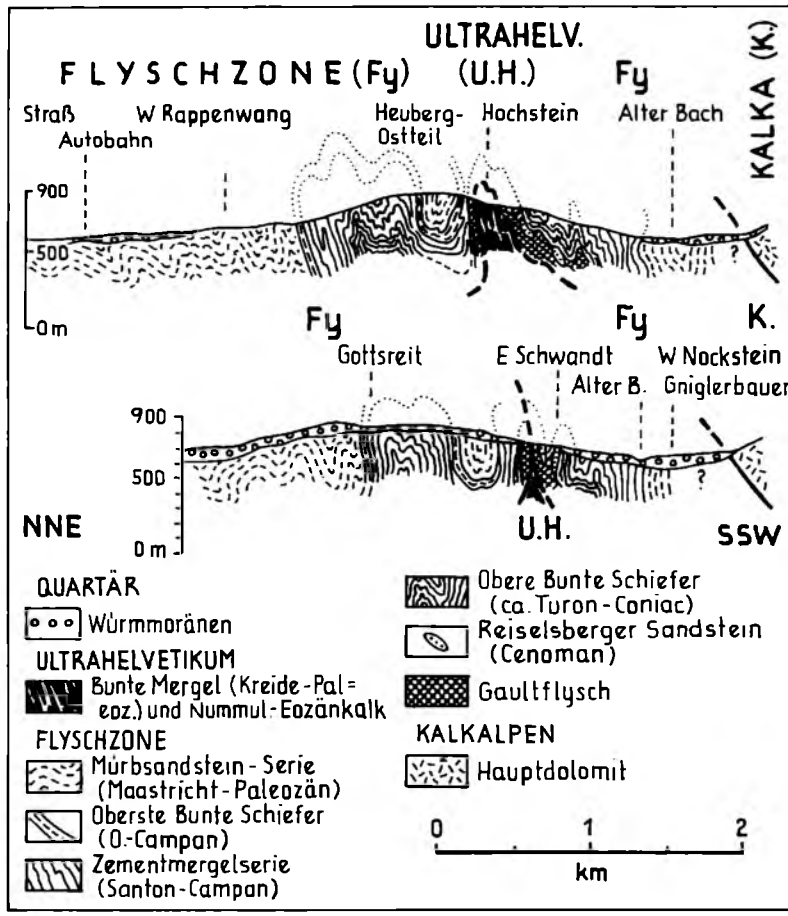


Abb. 162 c: Helvetische Fenster in der Salzburger Flyschzone: Profile durch die südrandnahen Fenster; nach S. Prey (1980, Abb. 1).

noch nicht näher untersucht. Dem großen Aufbruch W Nußdorf/Attersee, der bei Alexenau noch das Ostufer des Sees erreicht und der bereits von M. Richter et al. (1940, S. 426, Taf. 16) erfaßt worden ist, hat M. Sturm (1968, 1969) eine ausführliche (Dissertations-)Arbeit gewidmet. In diesem 3 km lang frei liegenden Fenster von Nußdorf/Attersee wird der Hauptteil des Fensterinhalts von einer mindestens 300 m mächtigen tieferen Einheit in ultrahelvetischer Fazies mit einem stratigraphischen Umfang von Apt-Alb bis Mitteleozän gebildet, über der noch ein schmaler innerer Rahmen aus gleichartigem, tektonisch reduziertem Ultrahelvetikum aufruht, bevor der Flyschrahmen (mit kräftiger interner Komplikation im SW) anschließt.

Das Aurachfenster im Gebiet der oberen Aurach S Neukirchen, hart vor der Stirn der Kalkalpen zwischen Attersee und Traunsee, hat durch W Janoschek (1964, S. 178 ff., Taf. 1–2) eine Neubearbeitung erfahren. Das Ultrahelvetikum tritt hier in über 10 km

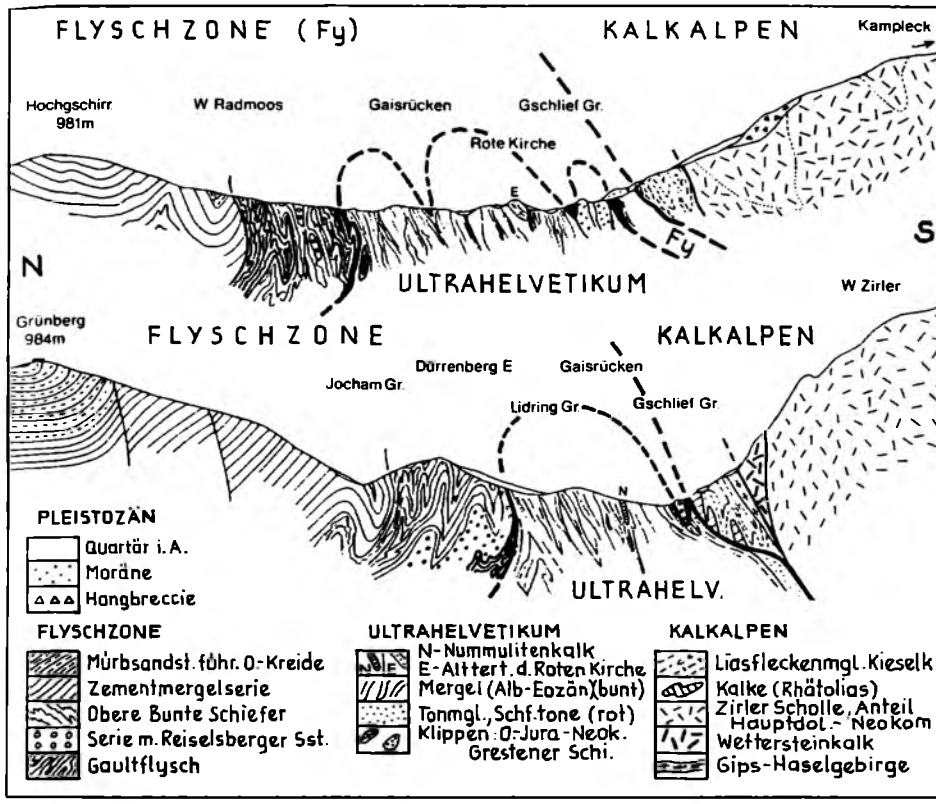


Abb. 163: Profile durch das Ultrahelvetikums-Fenster im Gschliefgraben beim Traunstein und seinen Rahmen; nach S. Prey (1983, Abb. 3–4).

Länge im Kern einer großen W-E-streichenden Antiklinale des Flysches, der am Fensterrahmen überwiegend mit Gault einsetzt, auf. Es streicht von Alexenau/Attersee über den Auracher Weidenbach und das obere Aurachtal bis 4 km WNW Traunkirchen. Der Inhalt besteht aus dunklen Unterkreidemergeln und der hier vom Cenoman bis in das Lutet reichenden, vielfach verschuppten bunten Mergelserie (Abb. 186).

Der berühmteste ultrahelvetische Aufbruch östlich der Traun ist das Gschliefgrabenfenster, das unter dem Anschub des Traunstein SE von Gmunden durch den Flysch hochgepreßt worden ist. Von M. Richter und G. Götzinger (s. o.) zuerst als Fenster erkannt, hat sich ihm in neuerer Zeit S. Prey (1953 c; 1983 b mit Kt. 1 : 20.000) gewidmet – Abb. 163. Der vielfach verfaltete und verschuppte Fensterinhalt besteht aus einer schmalen südultrahelvetischen Zone im Süden und einer breiten, mergelreichen nordultrahelvetischen Region im Norden. Das Südultrahelvetikum enthält Grestener Lias, Malmradiolarite, Oberjura-Neokom-Kalke und rote Schiefertone des Senon bis Alttertiär. Das breite Nordultrahelvetikum besteht vorwiegend aus verschiedenfärbigen Mergeln vom Albien bis Obereozän (Stockletten) mit reichen pelagischen Mikrofaunen.

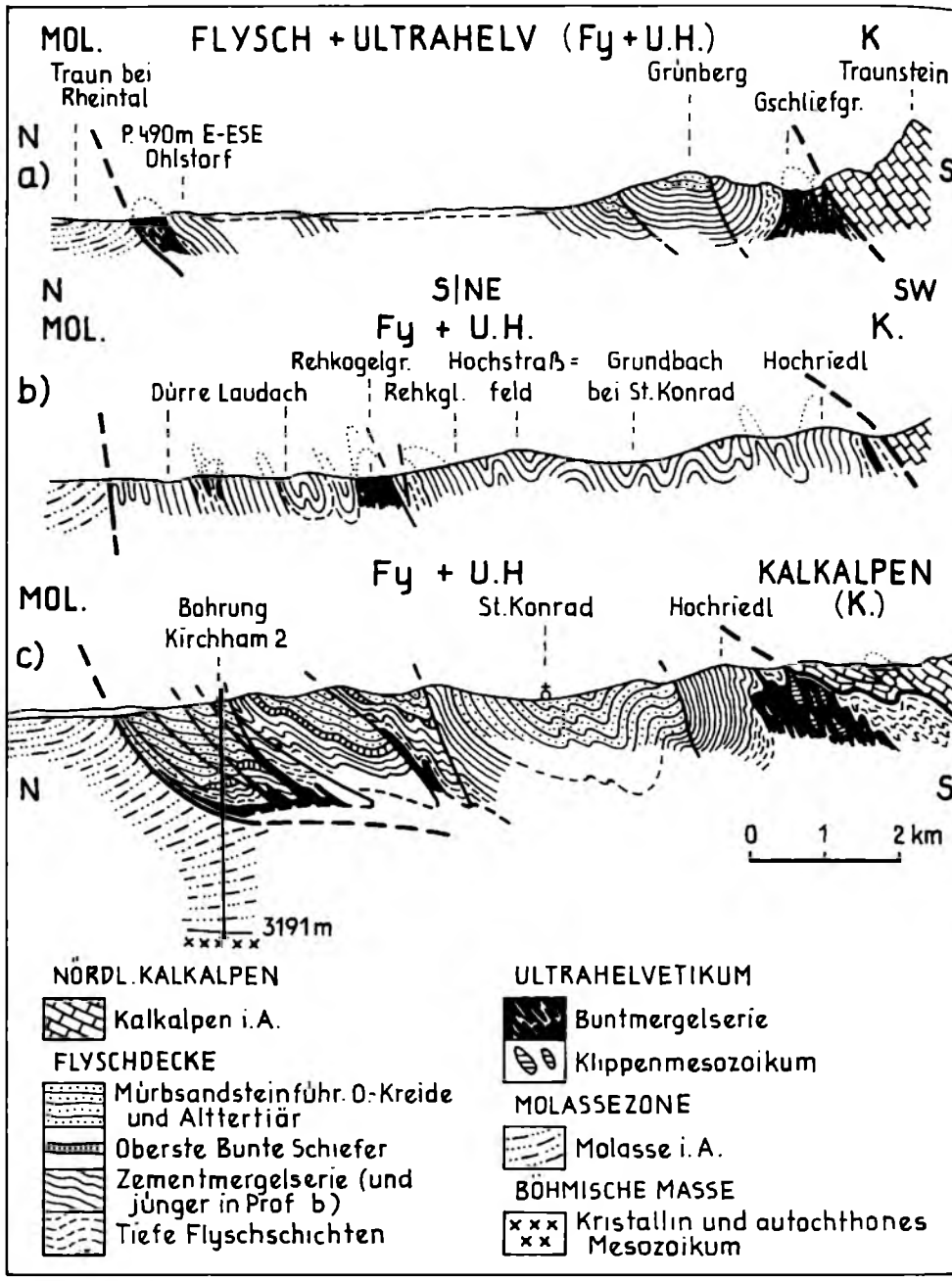


Abb. 164: Profil durch die Flyschzone mit ihren ultrahelvetischen Fenstern östlich von Gmunden; nach S. Prey (1951, Taf. 7, Fig. 2; 1980 e, Abb. 10).

In gestaffelten Linsenzügen ist darin faziell verschiedenartiges Eozän eingeschaltet: Roterzschichten und Nummulitenkalke des Untereozän im Süden (Rote Kirche), paleozäne-untereozäne Glaukonitmergel und eozäne Nummuliten-, Assilinenkalke und Discocyclinenkalke im Norden. Während der Flyschrahmen im Norden am Grünberg mächtig entwickelt ist, wurde der südliche Flyschrahmen vor den Kalkalpen vollkommen ausgequetscht.

Die guten Aufschlüsse im Rehkogelgrabenfenster S der Hagenmühle 10 km ENE Gmunden (Abb. 164) haben S. Prey (1951, S. 43 ff.) und H. Kollmann & H. Summesberger (1982, S. 21 ff.: F. Rögl) eingehend beschrieben: Zwischen Unterkreideflysch im Norden und Süden kommt in subvertikaler Lagerung ein Falten-Schuppen-Paket mit dunklen Unterkreidemergeln im Süden und einer teils aus hellen Mergelkalken und Fleckenmergeln des Cenoman-Turon, teils aus roten Mergeln des Tiefsenon bestehenden Hülle an die Oberfläche.

Am Flyschnordrand stellt sich im Raum Ohlstorf-Oberweis beiderseits der Traun noch ein Streifen von Ultrahelvetikum ein, das S. Prey (1984) in eine aufrecht und eine verkehrt lagernde Schuppe des Nordultrahelvetikums und in Reste eines weiter nach Norden verschleppten Südultrahelvetikums gliedern konnte.

Als östliche Fortsetzung des beim Laudachsee verschwindenden Gschliefgrabenfensters taucht östlich des Kalkalpenvorstoßes von Steineck-Ameisplan das Ultrahelvetikum im Matzinggrabenfenster 5 km WSW Scharnstein wiederum vor der Kalkalpenfront auf (Abb. 165). S. Prey (1953 a, S. 308 ff., 333) beschreibt eingehend die hochgefrachteten Klippen vom Grestener Lias bis zum Tithon-Neokomkalk und ihrer hier mit transgressivem Kontakt auflagernden Buntmergelhülle mit Schichtgliedern bis zum Nummulitenkalk des Alttertiärs. Die tektonische Unterlagerung dieser Serie unter dem Flysch ist am Westrand des Fensters bei Schrattenau einwandfrei beobachtbar.

Jenseits des Almflusses findet dieses vor der Kalkalpenfront hochgepreßte Ultrahelvetikum ESE Scharnstein in einem 5 km langen, nach Steinbach/Ziehberg reichenden Zug

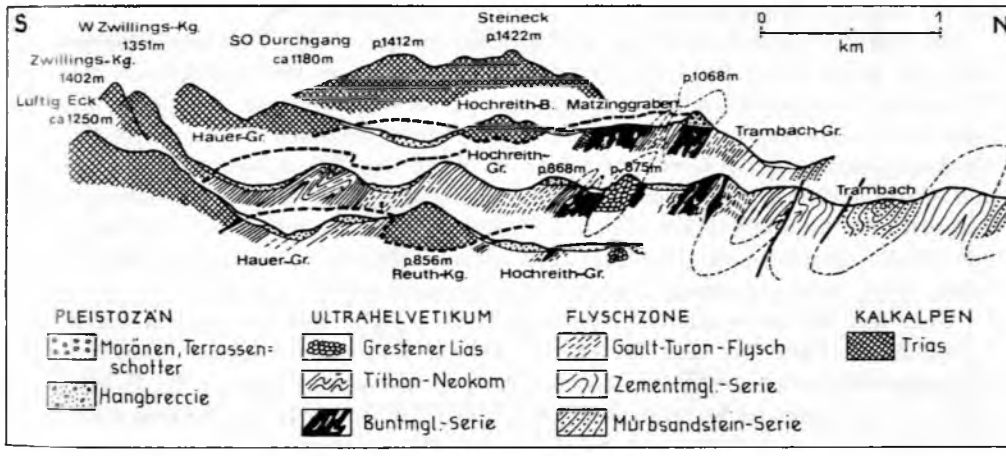


Abb. 165: Das Matzinggrabenfenster des Ultrahelvetikums im Rahmen des Südrandes der Flyschzone im Raum des Almtales ESE Gmunden; nach S. Prey (1974 b, Abb. 15).

am Nordfuß der Hochsalmgruppe seine Fortsetzung. Flyschgault bildet beiderseits den tektonischen Rahmen dieses extrem schmalen, aber langen Buntmergelstreifens des Steinbacher Schlitzfensters (S. PREY, 1950, S. 157), das im Kern einer zerrissenen, nordvergenten Flyschantiklinale auftritt – Abb. 187.

Gegen Norden hin erscheint in diesem Meridianstreifen jenseits einer breiten Flyschfaltenzone das Ultrahelvetikum nochmals in einem Schuppenfenster in der Seisenburger Zone mitten im Flysch, die sich gegen Westen in zwei Arme aufspaltet: Der Südarm erbrachte im Unterkreideanteil im Greisenbachgebiet N Viechtwang die bekannte Ammonitenfauna des Hauterive-Barrême (S. PREY, 1950, S. 149). Der nördliche Ausläufer quert die Dürre Laudach, den Flysch des Feichtenberges im Norden umgreifend. Von der Seisenburger Fensterregion (Abb. 187) selbst, am Nordfuß des Pernecker Kogels 7 km WNW Kirchdorf/Krems gelegen, schreibt S. PREY (1950, S. 156), daß auch hier als Ausgangsstruktur eine Sattelanlage gedacht werden muß, die später zerschuppt worden ist, so daß das Ultrahelvetikum in mehrere Züge aufgespalten ist und vom Gault, Bunten Schiefer, Zementmergel und Mürbsandstein der Flyschzone allenthalben umgeben ist. Am Nordrand der Flyschzone tritt als Pendant des Aufbruches von Ohlstorf-Oberweis auch hier Ultrahelvetikum SE Kirchham auf.

Im Abschnitt zwischen Steyr- und Kremstal hat H. MAURER (1972, S. 142) vier ultrahelvetische Aufbrüche in der Flyschzone vorgefunden, und zwar von Süden nach Norden: 1. Das von Flyschgault im Süden begrenzte Weinzierl-Schlitzfenster 3 km E Kirchdorf/Krems nahe dem Kalkalpenrand, mit Buntmergelserie der Oberkreide und des Alttertiärs als Inhalt; 2. Das kleine Tiefenbachfenster 3 km W Obergrünburg; 3. Das 6,5 km lange, schmale Nußbacher Schlitzfenster W Untergrünburg, aus dem bereits R. NOTH (1951, S. 14 ff.) ebenso wie vom Weinzierlfenster eine reiche Mikrofauna der Oberkreide beschrieben hatte (Abb. 188); 4. Das Vorkommen von Wimberg 5 km SE Bad Hall nahe dem Nordrand der Flyschzone ist oberflächlich zur Gänze von Quartärschottern verhüllt und nur durch Bohrungen erfaßt worden. Eine umfassende Zusammenstellung über die Foraminiferenfaunen dieses Ultrahelvetikums ist der Arbeit von H. MAURER (1972, Taf. 3–4) beigegeben.

Im Abschnitt östlich der Enns ist das Auftreten des Ultrahelvetikums nicht mehr über die ganze Breite der Flyschzone verzettelt, sondern es konzentriert sich in der Hauptaufpressungszone am Südrand des Flysches vor den Kalkalpen und zieht nun als sogenannte Grestener Klippenzone mit ultrahelvetischen Klippen vom Buchdenkmal-Granit und der Grestener Arkose an bis zu den Tithon-Neokomkalken sowie mit der bis in das Obereozän reichenden Buntmergelhülle vom Raum N Gr. Raming und Neustift über Waidhofen/Ybbs, Gresten, Scheibbs, Rabenstein bis an und über die Traisen. Die Schichtfolge dieser Grestener Zone haben wir bereits S. 328 ff. geschildert. Hier sollen noch einige regionalgeologische Eigenheiten Erwähnung finden.

Über den Westabschnitt der Grestener Zone vom Pechgraben mit dem L.-v.-Buch-Denkmal vor den Weyerer Bögen bis Konradsheim liegen Studien von G. GEYER (1910 a; Kt. 1912), H. LÖGTERS (1937), P. SOLOMONICA (1934 a, b), F. ABERER (1951) vor, stratigraphische Ergänzungen brachten J. LÖCSEI (1974) und P. FAUPL (1975 a). Die erwähnten regionalgeologischen Arbeiten bis 1951 lassen mangels mikropaläontologischer Gliederung eine klare Trennung der Großeinheiten der Randzone noch missen und fassen Ultrahelvetikum und in diesem Raum liegende Flyschschollen noch als

„Flyschklippenzone" oder „subalpine Klippenzone" mit Flyschsandsteinzügen zusammen, obgleich ja M. RICHTER et al., 1940, die säuberliche Trennung von Helvetikum und Flysch im gesamten Westteil der Externzone der Ostalpen bereits vorgenommen hatten. Das Profil durch den Pechgraben zeigt eine steile Aufpressung der aus Granit und Juraserien bestehenden Klippen vor den hier ebenfalls subvertikal angepreßten Kalkalpen, wobei die Darstellung von H. LÖGTERS (1937 b, Abb. 9–10) noch durch die Buntmergelserie zu ergänzen wäre, die z. B. hart westlich vom Buchdenkmal-Granit gut aufgeschlossen ist. Auch der an Klippen überreiche Abschnitt zwischen Neustift und Konradsheim fällt steil nach Süden, hier unter die Cenomanrandschuppe der Kalkalpen, ein.

Die Region E Konradsheim über W a i d h o f e n bis über Ybbsitz hinaus ist nach der älteren Darstellung von F. TRAUTH (1954) durch W SCHNABEL (1970) und G. LAUER (1970) unter angestrebter Trennung von Klippen, Buntmergelserie und Flysch neu aufgenommen worden. Das uns geläufige Prinzip des steilen fensterförmigen tektonischen Aufbrechens der ultrahelvetischen Klippen samt Buntmergelhülle und der tektonischen Auflagerung des Flysches wurde von W SCHNABEL auch hier bestätigt, der Flysch des Südrahmens des Klippenstreifens gegen die Kalkalpen hin wurde im Waidhofener Gebiet erfaßt – Abb. 166. Die Gliederung der Zone im Ybbsitzer Raum durch G. LAUER

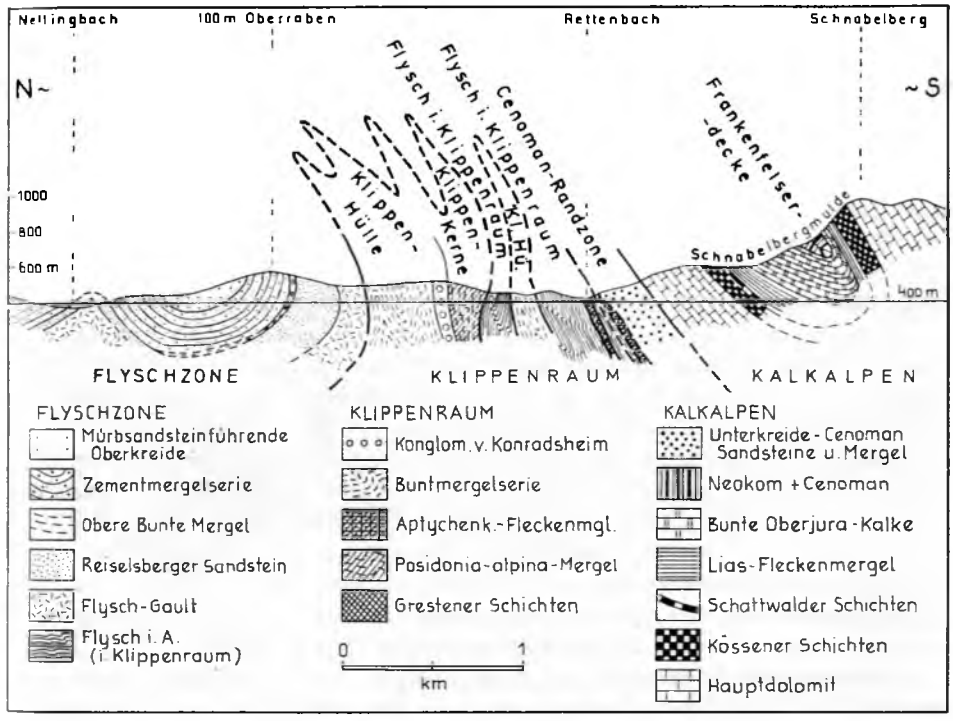


Abb. 166: Profil durch die ultrahelvetische Klippenzone und ihren Rahmen 3 km westlich von Waidhofen/Ybbs, nach W. SCHNABEL (1970, Taf. 6).

(1970) hingegen war noch nicht durchschaut worden, da durch Übersehen von Buntmergelresten die Scheinhüllen aus Flyschsandstein, ja sogar aus kalkalpinen Cenoman-Deckschollen als normal-stratigraphische Hüllen der Grestener Klippen gewertet worden waren, was von W SCHNABEL (1971, S. A80 f.) klargestellt worden ist. Über die zusätzliche Erfassung einer „Ybbsitzer Klippenzone" innerhalb des Flysches durch W SCHNABEL wird S. 401 berichtet.

Gegen Osten hin hält der Reichtum an Klippen in der Grestener Zone bis in den Raum Plankenstein an. Der Flyschsüdrahmen ist hier vielfach vor den Kalkalpen abgepreßt, Reste von Senon-Paleozänflysch südlich der Klippenzone bezeugen aber doch mehrfach die Einwurzelung des Flysches zwischen Grestener Zone und Kalkalpen. Eine detaillierte Analyse der Verhältnisse hat S. PREY (1957) östlich von Gresten vorgenommen, wo bei Rogatsboden ein mächtiger Span der Molassezone fensterförmig durch den aus Buntmergelserie und eingeschuppten tieferen Flysch bestehenden Nordteil der Grestener Zone an die Oberfläche durchspießt (Abb. 221). Die Fortsetzung der Verhältnisse bietet das unweit östlich davon gelegene Molassefenster von Texing mit seinen in der Bohrung Texing 1 bis 1140 m durchörterten Buntmergellagen (F. BRIX et al., 1964, S. 63) – Abb. 222. Ein ganz analoges Bild wie bei Rogatsboden obertags kartiert, ergab sich bei der im gleichen Meridian liegenden Kalkvoralpenbohrung Urmannsau E Gaming (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967, S. 345, Abb. 2), wo im Liegenden des kalkalpinen Deckenstapels zunächst die mit Grestener Klippen verschuppte Flyschdecke und darunter zwischen 2097 m und 2925 m Buntmergelserie mit dem Span eingeschuppter allochthoner Molasse angefahren wurde und erst darunter die autochthone Molasse lag (Abb. 59). Auch in etlichen Fenstern der Kalkvoralpen dieser Region (Brettl, Gressinghof bei Plankenstein) erscheint unter dem Flysch des Fensterinhaltes noch das Ultrahelvetikum als innerster Kern an der Oberfläche.

Zwischen den Buntmergeln im noch unzureichend bekannten Ostabschnitt der Grestener Zone westlich der Traisen und jenen der extrem langen Hauptklippenzone des Wienerwaldes im Osten besteht nach der Untersuchung durch H. KRAULITZ (1976, Taf. 1–3) keine unmittelbare Verbindung. Die Buntmergelserie mit vereinzelten Klippen aus Grestener Schichten, Hornsteinjura und Tithon/Neokom-Kalk setzt östlich der Traisen nach P GOTTSCHLING (1966, Taf. 1, 4) erst wiederum bei Bernreith NW Rohrbach/Gölsen an und zieht mit einem nördlichen Ast, dem seit J. CZIJŽEK (1852) benannten Stollberger Zug, im Grenzbereich Greifensteiner/Laaber Decke über Durlaß, Stollberg, Glashütte bis NW vom Schöpfl und einem untergeordneten Südast im Inneren der Laaber Decke von Schloß Bergau bis S Stollberg. Die Buntmergelserie führt in diesem Stollberger Zug mikrofossilbelegte Glieder vom Alb bis in das Eozän (P GOTTSCHLING, 1966, S. 40 ff.) – der Name „Stollberger Schichten", den H. KÜPPER (1962 b, S. 263) bei den ihm damals noch undurchsichtigen Verhältnissen für jene Schichtglieder der Hauptklippenzone, die nicht zur Buntmergelserie gehören, also als Sammelname für die verschiedenartigen jurassischen und neokomen Klippengesteine einführen wollte, ist heute nach Aufgliederung der Typen hinfällig.

In Niederösterreich, besonders im Wienerwald, ist die Flyschdecke so weit vorgeprescht, daß sie das Ultrahelvetikum ganz unter sich begraben hat, so daß es nicht wie in Oberösterreich am Nordrand gegen die Molasse hin hervorragt. Nur in der langen schmalen Hauptklippenzone des Wienerwaldes, in tektonischer Hinsicht

auch als Schöpfl-Streifenfenster bezeichnet, ist Ultrahelvetikum in Form der Buntmergelserie mit Klippen an der Grenze zwischen Kahlenberger Decke und Laaber Decke emporgeschleppt worden (Abb. 167). Dieses Fenster setzt im Westen mit dem zuvor besprochenen Stollberger Zug ein und verläuft nach kurzer Ausquetschung nördlich vom Schöpfl gegen Osten über Agsbachklause, zwischen Wienerwaldsee und Wolfsgraben hindurch über die Baunzen, Weidlingau, Schottenhof, Salmannsdorf nach Sievering (S. Prey, 1965 b, 1968 b, 1974, 1979; S. Prey & F. Brix, 1970). Heute ist die Abgrenzung und Stellung des ultrahelvetischen Schöpfl-Streifenfensters nach manchen Irrtümern klar umrissen. Es ist (1.) der das Fenster im Süden begleitende Streifen aus den oberkretazischen Kaumberger Schichten gegenüber früheren Darstellungen (R. Grill, 1962 b, S. 251; S. Prey, 1965 b, S. 116) ausgegliedert und als basales, z. T tektonisch noch vom Hauptkörper abgeschupptes Glied der Laaber Decke anzusehen (S. Prey, 1968 b, S. 157).

In dem unscharf begrenzten Begriff „Hauptklippenzone des Wienerwaldes" steckt nach der eingehenden Analyse von S. Prey (1979) heute eine tektonische Vielfalt verschiedener schiefriger Glieder, deren gemeinsame weiche Beschaffenheit zum morphologischen Charakter dieser Ausräumungszone geführt hat: Zunächst echte ultrahelvetische Buntmergel mit nur sehr wenigen zugehörigen „Grestener" Klippen, sodann bunte Schiefer der Mittelkreide der Kahlenberger Decke und einzelne zugehörige „St. Veiter" Klippen (z. B. Baunzen), schließlich die schieferreiche Serie der Kaumberger Schichten aus dem Stirnbereich der Laaber Decke.

(2.) Heute ist die tektonische Selbständigkeit der St. Veiter-Tiergarten-Klippenzone gegenüber den Grestener Klippen in der Hauptklippenzone des Wienerwaldes klargestellt. Diese St. Veiter Klippenregion verbindet sich nicht in der Tiefe des Flysches mit letzterer, sondern stellt ein anderes, in den pienidischen Klippen der Westkarpaten fortsetzendes Element dar, das keine Buntmergelserie besitzt, sondern die ursprüngliche normale Basis des Flysches bildet, wie vom Verfasser bereits 1963 a,

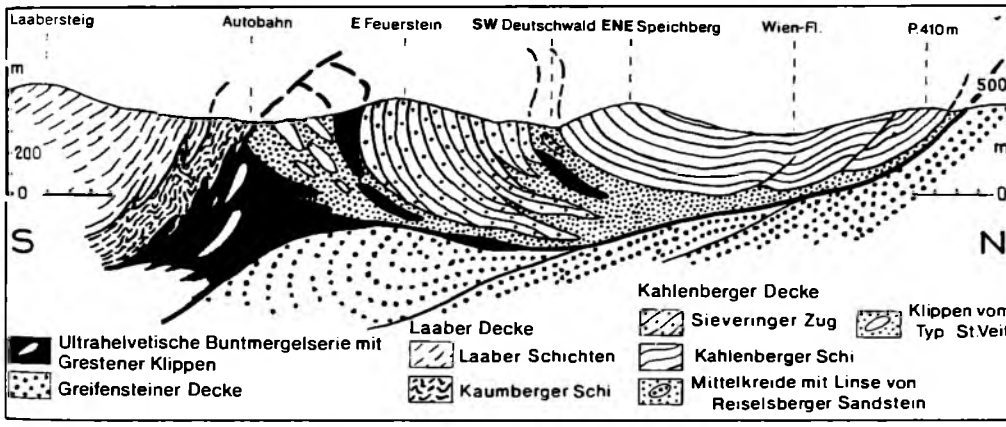


Abb. 167: Profil durch die Hauptklippenzone des Wienerwaldes und die angrenzenden Flyschdecken bei Purkersdorf; nach S. Prey (1979, Abb. 2).

S. 134 f., vermutet und von F. Brix (1970, S. 141) bestätigt – S. Prey (1975 a, S. 20) schloß sich dieser Auffassung der Zuordnung der St. Veiter Klippen zur Flyschbasis an, betrachtet diesen Flysch allerdings nicht als Teil der Laaber Decke, sondern als Lappen der Kahlenberger Decke.

Es ist ferner heute (3.) klargestellt, daß die Flyschschollen aus Sieveringer Schichten und Alttertiär, die im Bereich von Weidlingau, Sievering etc. innerhalb der Hauptklippenzone des Wienerwaldes aufscheinen und diese gleichsam aufspalten, fremde tektonische Elemente repräsentiern und nicht der Buntmergelserie integriert werden dürfen, so daß der von F. Brix 1964 (vgl. 1970, S. 137 und Kt.) für ein solches nur scheinbar primär zusammengehöriges Ensemble geschaffene Begriff „Schottenhofzone" statt Hauptklippenzone hinfällig ist (S. Prey, 1972, S. 190; 1973, S. 92; 1974, S. 12).

An Klippengesteinen treten in diesem Schöpfl-Streifenfenster des Wienerwaldes Keuperquarzite, kohlenführende Grestener Schichten des Lias nur im Westen, Tonmergelschiefer und Ammoniten führende Mergelkalke des Dogger (Aufschlüsse beim Autobahnbau und durch Bohrung Mauerbach 1, F. Brix, 1970, S. 43), malmische Radiolarite und rote Flaserkalke, Tithon-Neokom-Aptychenschichten und -Fleckenmergel auf (F. Brix, 1970, S. 77, Tab. 10; S. Prey, 1972, S. 189; 1974, S. 10, Tab. 2; 1979, S. 213). Diese Juraklippen sind hier aber weniger zahlreich als auf der Wienerwald-Karte von G. Götzinger et al., 1952, angegeben (S. Prey, 1968 b, S. 160 f.). Vor allem handelt es sich bei der auf der erwähnten Wienerwald-Karte angeführten „Unterkreide" der Hauptklippenzone hauptsächlich um die oberkretazischen Kaumberger Schichten, die von Westen her bis zum Wiental den Südrand des Streifenfensters begleiten. Die Buntmergelhülle dieses ultrahelvetischen Aufbruchs enthält im Wienerwald wohl auch mikrofossilbelegte Oberkreide, aber der Paleozän-Mitteleozän-Anteil dominiert (S. Prey, 1965 b, S. 116; 1968 b, S. 156, 164; 1974, Tab. 1 – die Zusammenstellung der Schichtfolge bei F. Brix 1970, Tab. 10, S. 76 f., ist zufolge dem Durcheinanderspielen der Glieder der verschiedenen Einheiten heute überholt).

In der übrigen Flyschzone des Wienerwaldes ist echte Buntmergelserie des Obersenon bis Paleozän nur in der Fortsetzung der Hauptklippenzone des Wienerwaldes im oberen Gütenbachtal, W Rohrhaus, bei Auhof und beim Schottenhof bekannt geworden, in gleicher Position zwischen Kahlenberger Decke und Laaber Decke wie in der Schöpfl-Klippenzone eingeklemmt (S. Prey, 1974, Beil. 1, 1975 a, S. 16 u. Abb. 1). In den übrigen Arealen des Flysch-Wienerwaldes ist das Ultrahelvetikum nicht bekannt, auch nicht von der Nordrandzone zwischen Neulengbach und St. Andrä, die nur als tektonisch abgeschuppter Teil der Greifensteiner Decke gedeutet wird (S. Prey, 1974, S. 11). Hingegen hat G. Wessely (1967, S. 47) das Vorkommen von Quarziten, Sandsteinen und Mergeln von Groisbach SW Alland in den Nördlichen Kalkalpen, das sicherlich einen aus dem Untergrund hochgeschleppten Schürfling darstellt, als Span der „pienidischen Randzone" gedeutet, wobei die fossilleeren Quarzite und Quarzkonglomerate als Keuper, die sandig-mergelige Serie mit einer reichen Mikrofauna aus Foraminiferen, Ostracoden, Holothurien etc. (l. c., S. 40 ff.) als Lias eingestuft worden sind.

Mit der Fortsetzung der ultrahelvetischen Einheit und der St. Veiter-Tiergarten-Klippenzone in den Westkarpaten beschäftigten sich etliche Arbeiten aus der letzten Zeit (M. Ksiazkiewicz, 1957; K. Birkenmajer, 1961, 1962; S. Prey, 1960, 1965 a; E. Roth, 1967; A. Tollmann, 1972 a; etc.). Darin kommt zum Ausdruck, daß die Fortset-

zung der ultrahelvetischen Buntmergelserie in der Subsilesischen Decke am Außenrand der Flyschkarpaten zu suchen ist, während die St. Veiter Klippenzone in den erwähnten Arbeiten als Fortsetzung der pienidischen Klippenzone am Innenrand der Externzone der Karpaten gedacht worden ist: Heute allerdings läßt S. PREY (1973, S. 92; 1975 a, S. 22 f.) die letztgenannte Verbindung fallen und sieht in den St. Veiter Klippen ein Stück eines aus den Karpaten noch unbekannten Untergrundes des Flysches, während die Pieniden unter den Kalkalpen begraben lägen.

f) Literatur

F. ABERER, 1951; F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1958; F. ABERER & S. PREY, 1962; P. BAUMGARTNER & G. TICHY, 1981; K. BIRKENMAJER, 1961, 1962; J. BOEHM, 1892; A. BOUÉ, 1830 a; E. BRAUMÜLLER, 1959, 1961; E. BRAUMÜLLER & K. GOHRBANDT, 1976; F. BRIX, 1970; F. BRIX & K. GÖTZINGER, 1964; A. BUTT, 1981; I. CICHA et al., 1968; W DEL-NEGRO, 1970, 1979, 1983; V DIETRICH, 1976 a, 1980; V DIETRICH & U. FRANZ, 1976 b; F. ELLENBERGER, 1958; CH. EXNER & CH. KIRCHNER, 1982; CH. EXNER & E. J. ZIRKL, 1962; P FAUPL, 1973, 1975 a, 1977; G. FRASL, 1980, 1981, 1982, 1984; G. FRASL & CH. KIRCHNER, 1981; K. FRAUSCHER, 1885; M. FREIMOSER, 1972; E. FUGGER, 1900, 1904; G. GEYER, 1910 a, 1911, 1917; K. GOHRBANDT, 1963 a, b; P GOTTSCHLING, 1966; G. GÖTZINGER, 1955; G. GÖTZINGER, R. GRILL et al., 1952, 1954; G. GÖTZINGER & CH. EXNER, 1953; K. GÖTZINGER, 1957; C. GRIESBACH, 1869; R. GRILL, 1962 b; H. HAGN, 1954, 1960, 1967, 1973, 1981; F. HAHN, 1913 b; H. HÄUSLER & H. SCHWARZBÖCK, 1970; D. HERM, 1979; W JANOSCHEK, 1964; L. KOBER, 1926, 1927, 1931, 1947; F. KRASSER, 1921; H. KRAULITZ, 1976; E. KRAUS, 1941, 1942; A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967; O. KÜHN & F. TRAUB, 1967; O. KÜHN & G. ZINKE, 1939; B. KUNZ, 1964; H. KÜPFER, 1962 b; G. LAUER, 1970; J. LÖCSEI, 1974; H. LÖGTERS, 1937 a, b; H. MAURER, 1972; J. NOWAK, 1911; R. NOTH, 1951; R. OSBERGER, 1952; W PETRASCHECK, 1926/29; B. PLÖCHINGER, 1964 d, 1972, 1973, 1982; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1974; S. PREY, 1950, 1951, 1952 a, b, 1953 a, b, c, 1957, 1958, 1960, 1962 a, b, 1964 a, c, 1965 a, b, 1968 a, b, c, 1972, 1974, 1975 c, 1979, 1983 a, b, 1984; S. PREY & F. BRIX, 1970; O. REIS, 1896; M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE, 1940; W RICHTER & H. WIESENEDER, 1976; Z. ROTH, 1967; M. SCHLOSSER, 1925; W SCHNABEL, 1970, 1971, 1979; P SOLOMONICA, 1934 a, b; M. STURM, 1968, 1969; J. TERCIER, 1936; E. THENIUS, 1983; G. TICHY, 1980; R. VOGELTANZ, 1965, 1968, 1970; N. ZADORLAKY-ST., 1960.

I DIE FLYSCHZONE UND DAS SUBALPINE PENNIN

1. Überblick

Vom Rheintal bei Dornbirn und Feldkirch im Westen bis zum Abbruch der Alpen an der Thermenlinie im Wiener Raum gegen Osten hin zieht sich die Flyschzone als schmales, kontinuierliches Band über eine Strecke von 520 km und setzt jenseits der Donau im Bisambergzug fort, ehe sie unter dem Jungtertiär des Wiener Beckens versinkt. Aber auch hier ist ihre Kontinuität im Untergrund durch zahlreiche Bohrungen erwiesen und die unmittelbare Verbindung zur Flyschzone am Außenrand der Karpaten klargelegt. Die Breite der Zone erreicht an der Erdoberfläche nur in Vorarlberg 25 km und im Wienerwald 20 km, ansonsten verschmälert sich dieser Streifen im Durchschnitt auf 10 oder 5 km Breite oder noch darunter. Daß diese Zone aber ursprünglich – auch aus sedimentologischen Gründen – eine ganz wesentlich größere Breite besessen hat und auch heute noch im Liegenden der Nördlichen Kalkalpen, die nordgerichtet aufgeschoben sind, weit gegen Süden zurückreicht, haben die Ostalpentektoniker seit der Einführung der Deckenlehre zu Beginn unseres Jahrhunderts – allen voran L. Kober – wiederholt betont, während von außeralpinen Betrachtern zwischen Flysch und Kalkalpen meist ein steiles Absetzen in die Tiefe angenommen worden war – Abb. 59.

Heute sind zahllose Beweise für die Richtigkeit der Auffassung einer mindestens 25 km weiten, in Wahrheit aber sicherlich noch wesentlich breiteren Überschiebung des Flysches durch die Kalkalpen erbracht und ist diese Theorie zur Gewißheit geworden. Zunächst hat R. Brinkmann (1936) bis tief in die Kalkalpen reichende Flyschfenster bei Grünau und Windischgarsten entdeckt, die zwar von M. Richter et al. (1940, S. 428, Taf. 16) bestätigt, aber doch lange nicht geglaubt wurden, bis sie endlich durch S. Prey et al. (1959) endgültig gesichert und weitere Fenster aufgefunden wurden. Später kamen dann die Erbohrung des Flysches unter den Kalkalpen in Urmannsau bei Gaming, Mitterbach bei Mariazell und Berndorf/Triesting und schließlich die geophysikalische Erfassung der breiten Unterlagerung der Frontzone der Kalkalpen durch Randelemente auch in allen übrigen Abschnitten als weitere Beweise hinzu, worüber bereits S. 108 ff. berichtet worden ist.

Andererseits ist heute der Fernschub der Flyschmasse als Decke über die randlicheren subalpinen Einheiten, über Helvetikum und die Molasse samt der Waschbergzone vielfach belegt. Hierfür sprechen die oben erwähnten Helvetikums-, Buntmergel- und Klippenfenster im Flysch vom Bregenzer Wald bis zum Wienerwald, weiters Schürflingsfenster von Molasse im Flysch von Niederösterreich – wie jenes klassische von Rogatsboden und Texing, S. Prey (1957), F. Brix & K. Götzinger (1964) –, Deckschollen von Flysch auf der der Molasse angehörigen Waschbergzone nördlich der Donau, schließlich wiederum Tiefbohrungen, die die Molasse unter Flysch und meist auch Helvetikum angetroffen haben – wie etwa die Bohrungen Kirchham 1, Steinfelden 1 und Aschach 1 in Oberösterreich (R. Janoscheck, 1969, S. 101, Abb. 5), oder Kürnberg 1, Texing 1, Perschenegg 1, Manzing 1, Mauerbach 1a, Höflein 1 etc. in Niederösterreich (F. Brix & K. Götzinger, 1964, S. 17 f.; A. Kröll & G. Wessely, 1967, S. 349;

Tabelle 16: Die paläogeographische Anordnung der Flyschtröge im Nordabschnitt des Grenzgebietes der Ost- und Westalpen von N nach S

1 **Helvetikum** (mit Sardonaflysch?)		
2. **Ultrahelvetikum** der Liebensteiner Decke	Einsiedlerflysch der Schweiz	
3. **Nordpenninikum:**		
a) Vaduzer Flysch	Zirkonführende Gruppe	
b) Triesner Flysch	Zirkonführende Gruppe	
c) Prätigauflysch	Zirkonführende Gruppe	
d) Feuerstätter Decke (= Balderschwanger D.)		Granatführ. Gruppe
e) Hauptflyschdecke mit Liechtensteiner, Vorarlberger und Allgäuer Flysch als Westteil des rhenodanubischen Flysches (Üntschen-, Sigiswanger-, Oberstdorfer Einheit).		Granatführ. Gruppe
f) Gaschloflysch 5 km NNE Vaduz		Granatführ. Gruppe
4. **Mittelpenninikum:**		
a) Falkisdecke mit Flysch, Tasnaflysch		
b) Sulzfluhdecke		
5. **Südpennin:** Chromit-führende Gruppe		
a) Arosadecke mit Verspalaflysch		

F. Brix et al., 1977, S. 23; A. Kröll et al., 1981, S. 144 ff., G. Wessely, 1983, S. 31). Ja sogar noch in der Tiefe der in den niederösterreichischen Kalkalpen gelegenen Tiefbohrung Berndorf 1, 34 km hinter der Flyschfront, ist zwischen 5640 m und 5910 m die Flyschdecke im Liegenden der Kalkalpen erbohrt worden und ist unter dieser zwischen 5910 m und 5945 m noch die Molasse des Egerien (O.-Oligozän) über dem Kristallin der Böhmischen Masse angefahren worden (G. Wachtel & G. Wessely, 1981, S. 144; A. Tollmann, 1981, S. 188). Auch die mit diesen Bohrungen verbundenen geophysikalischen Untersuchungen der Alpenrandzone haben das weite Zurückreichen der Molasse unter den Flysch gegen Süden ergeben.

Daß trotz der flachen und weiten Überfahrung des Flysches über Helvetikum und Molasse die Grenzfläche Flysch/Molasse an der Oberfläche vielfach steil aufgerichtet ist, ist jüngeren Nachschüben des Flyschkörpers zu verdanken, die eine analoge sekundäre Steilstellung der Stirnpartie wie bei der Kalkalpenfront bewirkt haben.

In der heute vor der Stirn der Kalkalpen hinziehenden Flyschzone samt den sie in Vorarlberg und im Allgäu begleitenden subalpinen penninischen Spänen und Schollen ist folgende Gliederung festzustellen. Im Vorarlberger-Allgäuer Abschnitt umfaßt die Zone zwischen Helvetikum (Säntisdecke) und Ultrahelvetikum (Liebensteiner Decke) im Liegenden und den vom Süden aufgefahrenen Kalkalpen folgende Decken (Abb. 153, 179; Tab. 16): 1. Die arg zerrissene und tektonisch reduzierte nordpenninische Feuerstätter Decke (=Balderschwanger Decke) als tiefste schmale Einheit im Rahmen des

Helvetikums s. l. mit einer Schichtfolge von den Aptychenschichten der Unterkreide bis zum Eozän, reich an kristallingeröllführenden Brekzien. 2. Darüber die vom Südrand des Nordpennin ableitbare mächtige Hauptflyschdecke Vorarlbergs mit noch umstrittener interner Gliederung, hauptsächlich aus Oberkreideflysch, mit einer Serie vom Apt bis Maastricht. 3. Schließlich zuoberst als schmaler Schürflingsteppich an der Basis der Kalkalpen die Arosadecke, die aus dem südpenninischen Bereich der Zentralalpen stammt und unter der großen ostalpinen Schubmasse bis Hindelang im Allgäu vorgeschleppt worden ist. Sie ist am Rand der Kalkalpen und in Fenstern innerhalb dieser Einheit sichtbar und umfaßt eine wild zerrissene Schichtfolge von grünem Granit, Mesozoikum mit reichlich Kreidesandsteinen und den bezeichnenden Ophiolithen.

Die Hauptflyschdecke setzt sich rasch verschmälernd gegen Osten in Oberbayern fort und durchzieht, wieder breiter werdend, Salzburg, Ober- und Niederösterreich. Im Wienerwald spalten sich von der Hauptdecke, die hier als Greifensteiner Decke bezeichnet wird, zwei weitere Decken ab, u. zw. ab St. Veit/Gölsen die in ihrer Fazies sehr eigenständige, im Norden weithin durch die Hauptklippenzone begrenzte Laaber Decke und ab dem Raum S Preßbaum die Kahlenberger Decke, ebenfalls mit faziellen Eigenheiten.

Auf die verschiedenartige Parallelisierung der einzelnen Flyschdecken des Wienerwaldes mit jenen der Westkarpaten, wie sie in wechselnder Art etwa in den Arbeiten von G. Götzinger (1945, S. 157), S. Prey (1960, S. 210; 1965, S. 91), Z. Roth (1967, S. 33 f.), D. Andrusov (1968, S. 14) etc. erfolgt ist – wobei meist alle drei Einheiten des Wienerwaldes der Maguradecke bzw. ihren beiden nördlichen Teildecken (Rača- und Bystrica-Decke) gleichgesetzt worden sind –, soll hier nicht näher eingegangen werden – vgl. Bd. III.

2. Sedimentologische und paläogeographische Einordnung

Erst die moderne vergleichende sedimentologische Forschung hat Licht in die zahlreichen Fragen gebracht, die die Flyschuntersuchungen auch in Österreich in der Vergangenheit lange Zeit hindurch aufgeworfen hatten, ohne begründete Antworten vorbringen zu können. Der Begriff „Flysch" stammt, wie bekannt, aus der Schweiz, wo B. Studer 1827 diesen im Volk gebräuchlichen Ausdruck für weiche, zum Fließen und Rutschen neigende Schiefer und Sandsteine in die Geologie eingeführt hat – K. Hsü (1970, S. 1 ff.) hat hierüber und über die weitere Verwendung des Begriffes eingehend referiert. Bis heute wird um die Trennung flyschoider Serien und echten Flysches gerungen, was sich in den verschiedenartigen Definitionen ausdrückt (vgl. hierzu die Arbeiten aus den Ostalpen von W Zeil, 1960; S. Prey, 1968 a, 1971 a; U. v. Rad, 1968; P. Faupl et al., 1970; W Schnabel, 1972; R. Hesse, 1973 b etc.). Die umfassendste Definition, die alle Aspekte der Flyschfazies umfaßt, hat A. Seilacher (1958, S. 1063 ff.) gegeben, der Tekto-, Litho- und Bio-(Ichno-)fazies des Flysches berücksichtigte – und zwar in bezug auf die Tektofazies die synorogene Bildung der mächtigen Serie in langgestreckten Trögen, bezüglich der Lithofazies das Auftreten von gradierter Schichtung, Strömungsmarken auf der Schichtunterseite, Wickelschichtung etc., und in biofazieller Hinsicht das

weitgehende Fehlen mariner Körperfossilien zugunsten von spezifischen Spurenfossilien. Heute kann noch das Auftreten typischer Sequenzen in der Schichtabfolge eines Zyklus im Sinne von A. Bouma (1962) als wesentliches lithologisches Flyschmerkmal hervorgehoben werden, das entscheidende Aussagen über das Bildungsmilieu gewährt.

In den Ostalpen hatte man in bezug auf die Bildungsbedingungen ursprünglich auch die übliche Auffassung, daß es sich beim Flysch um Seichtwasserablagerungen handle (z. B. C. Gümbel, 1861, S. 614); die Menge des grobdetritischen Materials, die Existenz von Rippelmarken, das Auftreten von reichlich Pflanzenhäcksel, auch Kohlenschmitzen, Bernstein etc. waren die Ursache dafür, daß man an Seichtwasserbildungen dachte, wie R. Jaeger (1914, S. 145) und K. Friedl (1921, S. 21; 1930, S. 129) näher begründeten und im Begriff „Seichtwasserkreide" zum Ausdruck gebracht hatten, oder wie O. Abel (1926, S. 248 ff.) durch seine Mangrovetheorie zu belegen gesucht hatte.

Die Lösung des alten Problemes der Entstehung des Flysches gelang Ph. Kuenen & C. Migliorini (1950), die die Haupteigenheit des Flysches, die gradierte Schichtung, auf submarine lawinenartig abgehende Trübeströme (turbidity currents) zurückführen konnten. Hierdurch war zugleich mit der bekannten gewaltigen Ausdehnung von Flyschablagerungen auch bei minimal nötigem Gefälle eine bedeutende Bildungstiefe nur eine logische Folgerung. Die vordem als Hinweise für Seichtwassermilieu erwähnten Merkmale fanden sich nun auch, durch direkte Beobachtungen

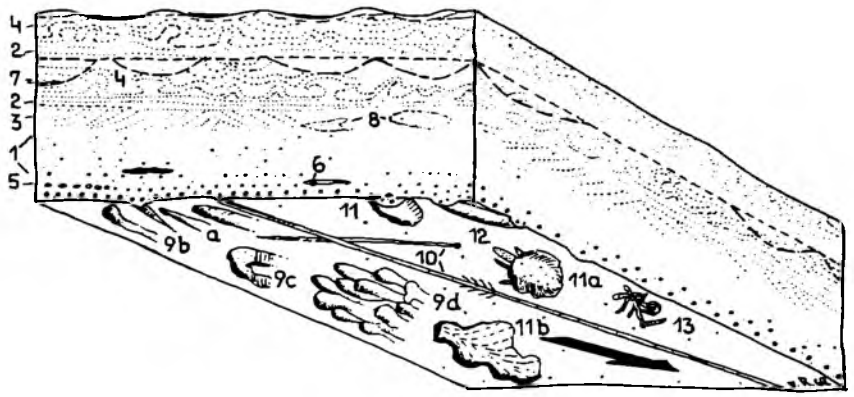


Abb. 168: Schematische Darstellung der internen Struktur einer Flyschbank einschließlich der Sohlmarken nach U. v. Rad (1962, Abb. 2). Erläuterungen: A. *Planare (interne) Gefüge:* 1. Gradierte Schichtung („graded bedding"), 2. Feinschichtung („parallel bedding"), 3. feine Kreuzschichtung („cross lamination"), 4. Wickelschichtung („convolute lamination"), 5. Kornregelung („grain orientation"), 6. Schiefer-Einschlüsse (shale fragments), 7. „Rippelschichtung" 8. Nester von verkieseltem Sandstein. B. *Lineare Unterflächenmarken* („sole markings"): 9. Strömungswülste („flute casts"): a) flache spitze Form, b) Birnen-Form, c) Hufeisen-Form, d) zusammengesetzte („multiple") fl.c. 10. Schleifmarken („groove casts"), 11. Belastungsmarken („load casts"): a) flute casts, sekundär durch load casts überprägt, b) „frondescent casts" 12. Erosionsrinnen, Prielausgüsse („gouge channels"). C. 13. *Lebensspuren:* Wurm-Kriechspuren und -Freßbauten.

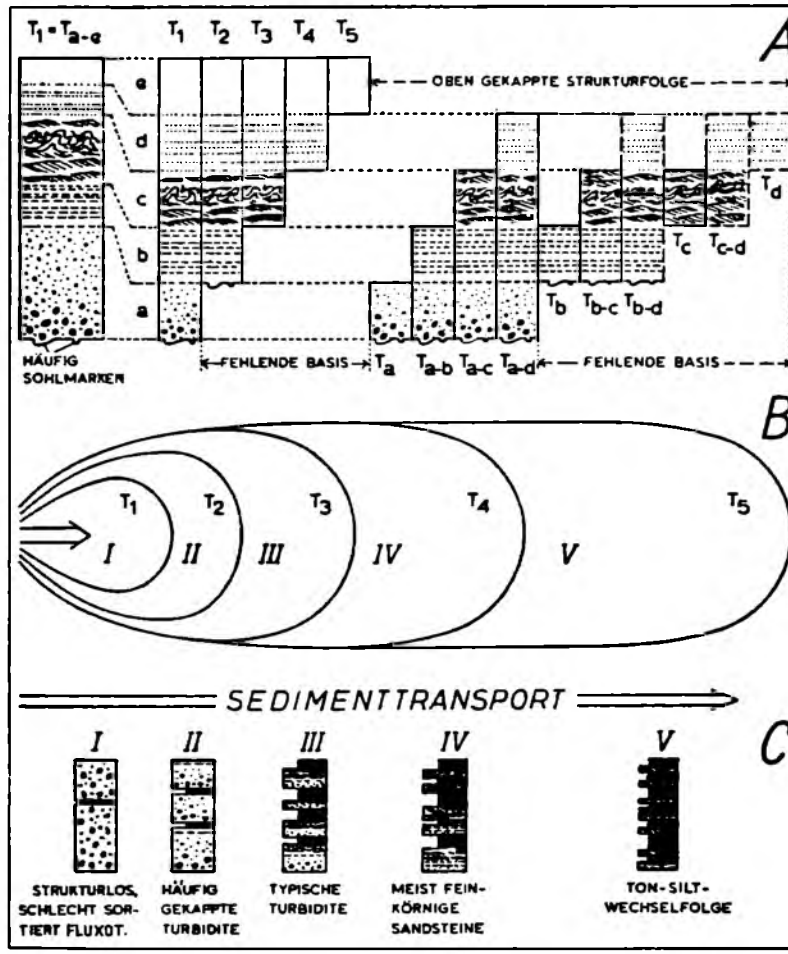


Abb. 169: Die Typen der Bankabfolge des Flysch in ufernäherer und -fernerer Fazies (Typen T_I–T_5: proximal I, II, medial III, IV und distal V). Die Buchstaben a–e sind im Sinne der Abschnitte der Bouma-Folge gebraucht; nach R. Hesse (1973 a, Abb. 6).

belegt, als rezente Bildungen großer Meerestiefen. Bei Fehlen eines Kalkgehaltes im autochthonen Sediment – jener oft nur Zentimeter dünnen Lage über dem Turbidit –, konnte der Absatz des Flysches unter der Kompensationstiefe, also in Tiefen von etlichen Kilometern, bewiesen werden.

Außer der gradierten Schichtung lernte man weitere Strukturen des Flysches deuten. So etwa erfaßten S. Dzulinski et al. (1959, S. 1114) im polnischen Flysch im Fluxoturbidit eine Kombination von unvollständigem, durch Mitwirkung von Gleitung entstandenem Turbidit, zeigten P. Potter & F. Pettijohn (1963) bzw. F. Pettijohn & P Potter (1964) die Vielfalt der bankinternen Flyschstrukturen und der Sohlmarken (Abb. 168), erbrachte schließlich A. Bouma (1962) mit der Erfassung der für ein bestimmtes Milieu, für einen bestimmten Abschnitt der in der Tiefsee gebildeten Flysch-

Abb. 170: Kahlenberger Schichten (Campan) im Steinbruch Donauwarte N Kahlenbergerdorf, N.Ö., den typischen Rhythmus der Flysch-Turbiditbänke zeigend.

fächer charakteristischen internen Abfolgen eines Gesamtzyklus die Basis für das Verständnis der Eigenart der beobachtbaren Sequenzen – Abb. 169.

Der vollständige Normalzyklus (Ta e) nach A Bouma (1962, S. 49, Abb. 8) wurde ja von liegend gegen hangend folgendermaßen gegliedert (Abb. 169): Glied a: Deutlich gradierter, basal grobkörniger Sandsteinkomplex, Glied b: Unterer parallel laminierter Abschnitt, Glied c: Abschnitt mit Rippelschichtung (c_1 und Wickelschichtung (c_2), Glied d: Oberer Abschnitt mit paralleler Lamination, Glied e: Pelitischer Anteil – wobei letzterer noch in einen tieferen turbiditischen Pelitanteil (et) und einen nichtturbiditischen, autochthonen, pelagischen Anteil (ep oder f) gegliedert werden kann.

In den siebziger Jahren schließlich wurde zunächst der Oberbegriff der gravitativ

bedingten submarinen Ströme durch G. MIDDLETON & M. HAMPTON (1973) in vier Haupttypen gegliedert, nämlich in turbidity current (Suspensionsstrom), fluidized flow, grain flow und debris flow (submariner Schuttstrom). Ferner aber wurde die Existenz von bestimmten submarinen Fächern bei der Flyschbildung erkannt und durch zwei verschiedene Modelle gedeutet – ein aus Rezentbeobachtungen abgeleitetes „Supra-Fan-Modell" von W NORMARK (1970) und das für den Geologen wichtige, aus fossilen Turbiditfächern erschlossene „Deep-Sea-Fan-Modell" von E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1972), über deren Kombination 1980 in mehreren Arbeiten diskutiert worden ist.

Den für den Flysch ebenfalls sehr bezeichnenden Spurenfossilien hat man sich in Österreich an Hand von Funden in der Flyschzone seit den klassischen monographischen Arbeiten von TH. FUCHS (1893, 1895) wiederholt zugewendet, besonders O. ABEL (1935, S. 219 ff., 393 ff.), G. GÖTZINGER & H. BECKER (1932, 1934), G. GÖTZINGER (1951), A. PAPP (1962 b), J. KERN (1977) etc. Die häufigsten Weidespuren auf den mergeligen Oberkreideschichten (als Negativ an der Basis des auflagernden Sandsteins erhalten) sind *Helminthoidea* HEER, die eng mäanderförmig geführt worden sind. Im Inneren der pelitischen Oberkreidesedimente treten als Hauptcharakterform die wurzelförmig ausstrahlenden Freßstollen von *Chondrites intricatus* BRONGN. (zarte Formen) und *Ch. affinis* STERNB. (größere, stärker geschwungene Formen) auf. Im Alttertiär, etwa dem Greifen-

Abb. 171 a: Scolicia-(Palaeobullia-)Kriechspuren im Greifensteiner Sandstein im Steinbrucl Höflein-S/Donau, N.Ö.

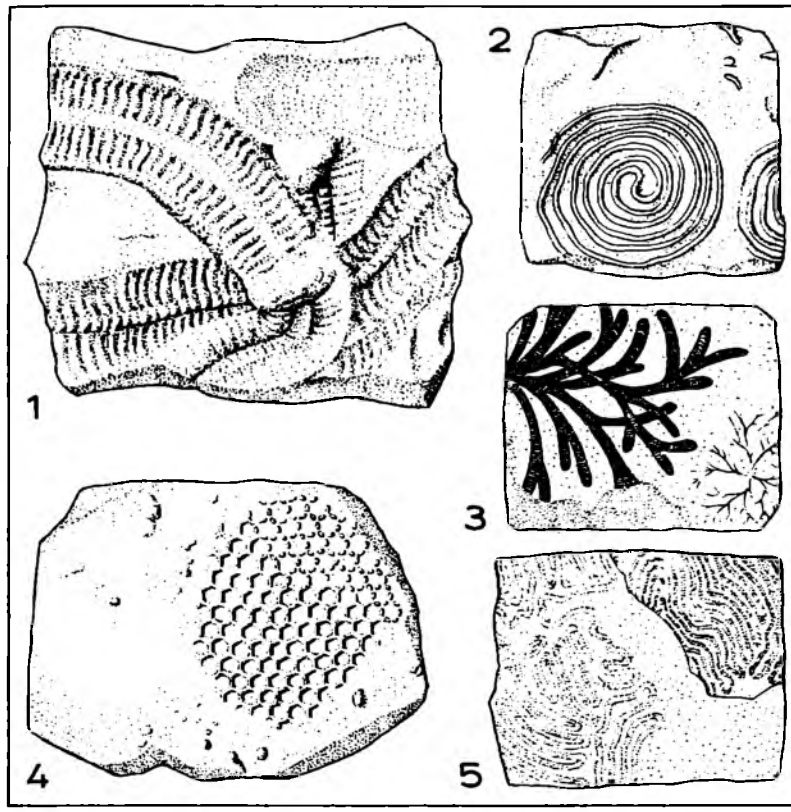


Abb. 171 b: Schematische Darstellung einiger Lebensspuren aus dem Wienerwald-Flysch; nach E. THENIUS (1974, Abb. 21). Fig. 1: Scolicia (*Palaeobullia*-Typ), 2 *Spiroraphe*, 3 *Chondrites furcatus* STERNBG. und *Ch. intricatus* BRONGN., 4 *Palaeodictyon*, 5 *Helminthoidea*.

steiner Sandstein, sind breit ausladende Polychaeten-Spreitenbauten mit niedrigem Wendeltreppenbau vom Typus des *Zoophycos* (hier als *Taonurus* bezeichnet) nicht selten – vgl. hierzu M. PLIČKA (1970) und S. SIMPSON (1970). Ferner sind die Schichtflächen dieser Schichtgruppe oft voll von *(Scolicia-)*Abdrücken der Kriechsohle grabender Gastropoden: *Subphyllochorda* GÖTZINGER & BECKER (als körperliche Füllung auf der Schichtunterseite) bzw. als entsprechendes Negativ *Palaeobullia* – Abb. 171. Einen wichtigen ergänzenden Beitrag zu den oben erwähnten Arbeiten über Flyschlebensspuren gibt vergleichsweise die umfangreiche Zusammenstellung entsprechender Spuren in der karpatischen Flyschzone von M. KSIAZKIEWICZ (1970). A. SEILACHER (1955, 1958, 1962, 1974) hat in mehreren Arbeiten auch die Aussagekraft derartiger Spurenfossilien in Vergleich mit analogen rezenten Spuren für die Einschätzung der einstigen Meerestiefe einschließlich der Tiefsee geprüft und darunter zahlreiche für Tiefseeablagerungen bezeichnende Spuren vorgefunden.

An Fossilien sind im Flysch sonst, vom Nannoplankton abgesehen, sandschalige Foraminiferen anzutreffen, während planktonische Foraminiferen in den unter der CCD

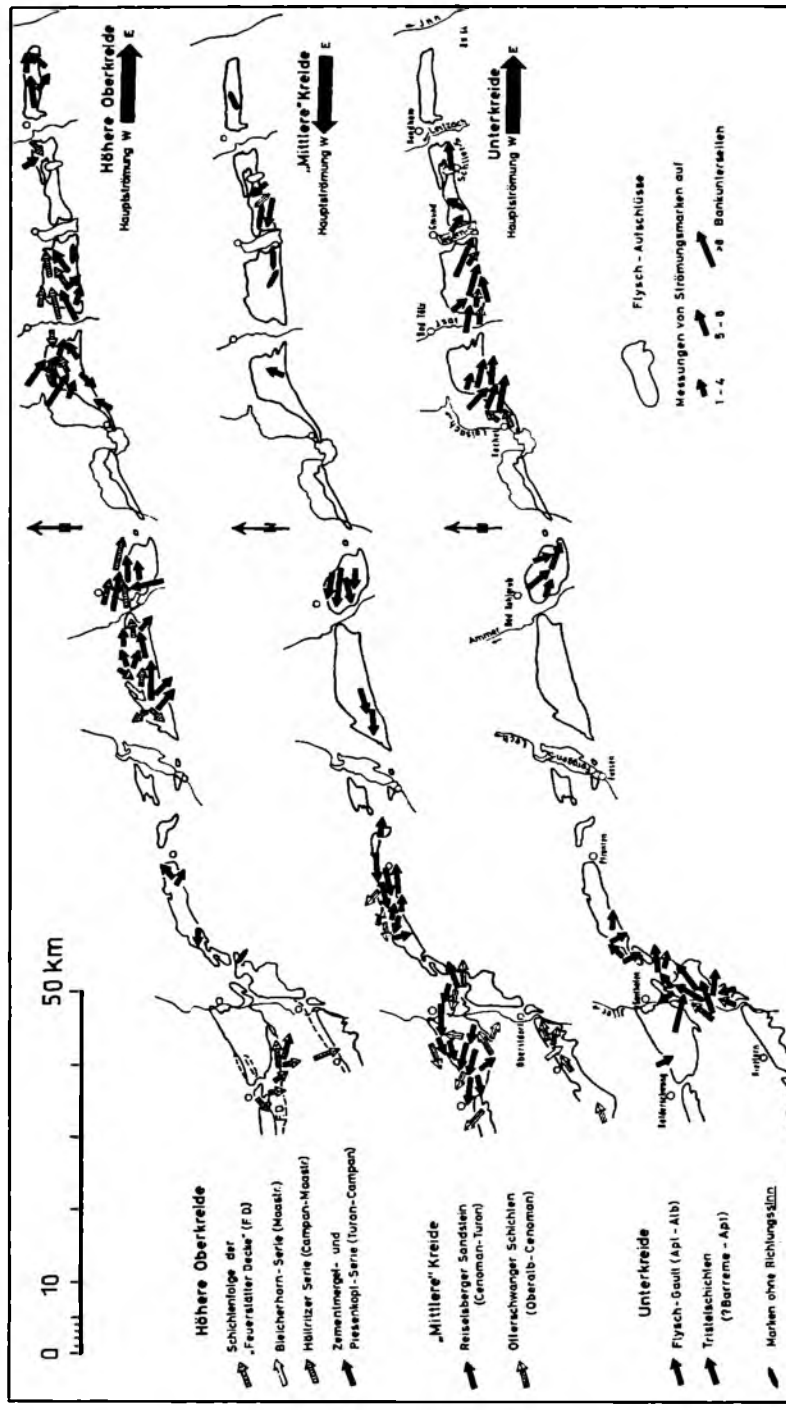


Abb. 172: Strömungsrichtungen im Flysch der westlichen Ostalpen; nach R. Hesse (1973 a, Abb. 4).

abgelagerten Serien fehlen und nur in seichteren Flyschablagerungen im „autochthonen" Sedimentanteil am Oberrand jedes Zyklus aufscheinen. Der Unterschied zwischen den Flysch-Sandschalerfaunen und den Kalkschalerfaunen der gleichaltrigen helvetisch-ultrahelvetischen Ablagerungen und den Gosaubildungen ist eklatant — vgl. Abb. 158.

Über die nur selten eingedrifteten und erhaltenen Großfossilien, wie etwa Inoceramen und Ammoniten im Kreideflysch Salzburgs und des Wienerwaldes, wird im stratigraphischen Abschnitt berichtet.

Solide fundierte Rückschlüsse über die Paläogeographie des einstigen Flyschtroges liefern besonders die modernen sedimentologischen Untersuchungen, wie sie von bayerischer Seite etwa durch U. Pflaumann (1967), U. v. Rad (1962, 1968, 1972, 1973), vor allem aber von R. Hesse (1965–1975 b) und R. Hesse & A. Butt (1976), A. Butt (1981), von österreichischer Seite besonders durch P Faupl (1975 b, 1976), P Faupl et al. (1970), W Grün et al. (1964, 1972) betrieben worden sind. Hierbei wurde übrigens auch das lang umrätselte Verhältnis von Flyschzone und Gosau der Kalkalpen geklärt und gezeigt, daß keineswegs, wie noch auf der Vetters-Karte von Österreich dargestellt, der Kreideflysch der Flyschzone ohne Unterbrechung in die Gosau der Weyerer Bögen übergehe und daß entgegen K. Leuchs (1947, S. 176) keine Einheit des Bildungsraumes dieser beiden differenten Ablagerungen des Obersenon vorhanden sei, sondern im Flyschtrog der Kreide eine in der Längsrichtung weithin anhaltende Tiefseerinne im Sinne einer Vortiefe vor einer konservativen Plattengrenze vorliegt, während die intramontanen Gosaubecken in der Kreide zwar z. T ebenfalls bis unter die Kalk-Kompensationsgrenze, also vielleicht unter 3500–4500 m Tiefe, abgesenkt worden sind (R. Hesse & A. Butt, 1967; A. Butt, 1981, S. 41), aber durchaus verschiedenartige, lokal bedingte, von der Flyschzone unabhängige individuelle Entwicklungstendenzen zeigen.

R. Hesse hat an Hand der oben erwähnten Untersuchungen, besonders durch die Monographie von 1973 a, nach sehr detailliertem bankweisem Studium des Gaultflysches der westlichen Ostalpen die Flyschbecken-Konfiguration rekonstruiert und die Anknüpfung des westlichen Abschnitts der Flyschzone nördlich an die mittelpenninische Falknis-Tasna-Einheit vollziehen können. Manche Glieder des Flysch-Gaults konnten hierbei über 115 km weit im Streichen verfolgt werden; die Transportrichtung im west-östlich streichenden Flyschtrog aus dieser Zeit der Unterkreide konnte als ostwärts gerichtet ermittelt werden (in der Mittel- und Oberkreide erfolgen Umschläge zu jeweils konträren Schüttungsrichtungen, R. Hesse, 1974, Abb. 4) — Abb. 172. Mit Hilfe der Untersuchung der Bouma-Zyklen wurde ferner der Übergang von der proximalen, ufernahen Position des Falknis-Tasna-Gaults zum distalen Gault der rhenodanubischen Flyschzone gefunden. R. Hesse (1975 b) konnte ferner belegen, daß die Flyschzone der Ostalpen als Tiefseegrabenfüllung aufzufassen ist und nicht etwa turbiditische Ablagerungen abyssischer Ebenen, Tiefseefächer oder mittelozeanischer Riftkanalsedimente darstellt. Hierfür spricht nach Hesse die Paläobathymetrie, die geometrische Dimension, das Vorherrschen longitudinaler Paläoströmungsrichtungen und deren mehrfache Richtungsumkehr während der Kreidezeit (z. B. ostwärts im süddeutschen Apt/Alb, westwärts im Cenoman/Turon), die überraschend weit aushaltende Kontinuität einzelner Turbiditlagen und der äußerst niedere Horizontalgradient für stromabwärtige Veränderungen bestimmter lithologischer Merkmale innerhalb einzelner kontinuierlicher Lagen. Für den paläogeographischen Einbau der Flyschzone

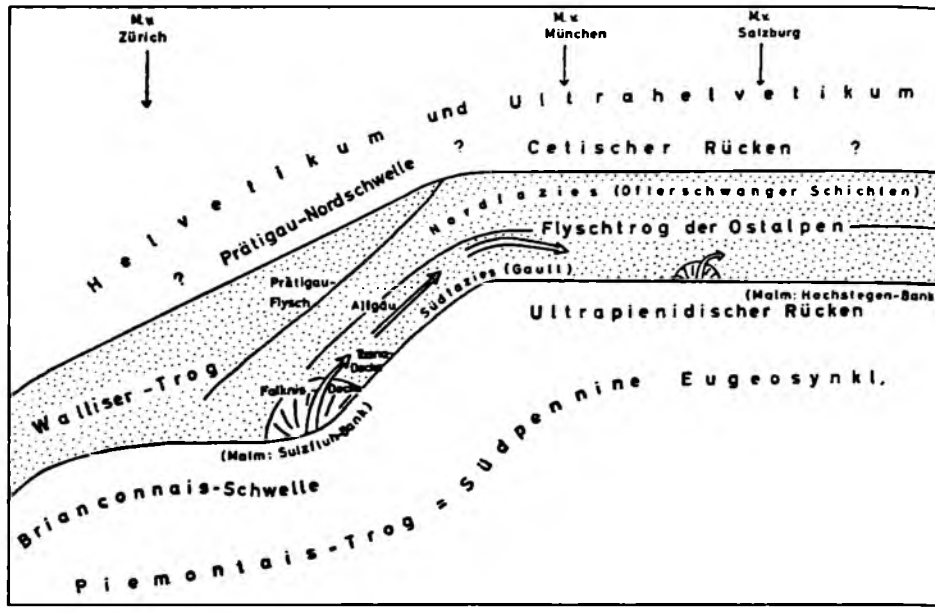


Abb. 173: Die Einordnung des rhenodanubischen Flyschtroges der Ostalpen im paläogeographischen Bild der Unterkreide; nach R. Hesse (1973 a, Abb. 13).

ergab sich aus den Untersuchungen von R. Hesse die Anknüpfung an den Nordrand des Mittelpennins, wie Abb. 173 zeigt.

Ähnlich wie bei der Darstellung von R. Hesse im Westen kommt auch durch die Untersuchung von P Faupl (1976, S. 467 f.) an den oberkretazischen Kaumberger Schichten im Wienerwald im Osten der Flyschzone einerseits die bedeutende Ablagerungstiefe unter der Kompensationsgrenze, also etwa unterhalb von 4500 m zutage und zeigt sich andererseits die bedeutende Einengung und der Zusammenschub der Flyschzone, da allein für die Bildung der Tiefseeablagerungen der Kaumberger Schichten nach Faupl für die Breite des submarinen Gehänges und des Tiefseefächers 80—100 km zu veranschlagen sind und zu dieser von Norden (Kaumberger Nordschwelle Faupl, 1975, Abb. 4) kommenden Schüttung in der Laaber Decke hier noch die Breite des faziell andersartigen, im Süden anschließenden, breiten Kahlenberger Troges hinzukommt (Abb. 174). Wir erkennen an diesen wenigen, vom West- und Ostabschnitt der Flyschzone erwählten, sorgfältig untersuchten Beispielen das enorme ursprüngliche Ausmaß des im Osten durch Schwellen gegliederten Flyschvortiefentroges, dieser großdimensionierten Tiefseerinne aus der Zeit der Hauptorogenese der Ostalpen und die beträchtliche spätere Zustutzung, Verstümmelung und Überschiebung dieser einst ausgedehnten Randzone im heutigen Bild.

Fassen wir die schon angedeuteten paläogeographischen Gegebenheiten nochmals zusammen und bestimmen wir die Position dieses so eigenartigen kretazisch-alttertiären Ablagerungsraumes im Norden der Alpen, so ergibt sich folgendes Bild: Die Hauptflyschzone mit dem rhenodanubischen Flysch knüpft im Westen an das Mittel-

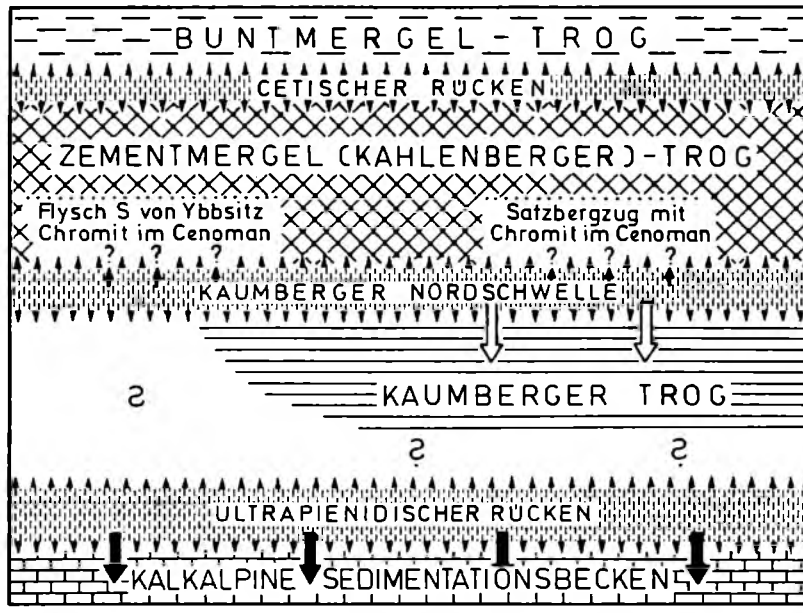


Abb. 174: Paläogeographie der Wienerwald-Flyschtröge zur Zeit der Sedimentation der Kaumberger Schichten, nach P. Faupl (1975, Abb. 4). Pfeile zeigen die Schüttungsrichtungen an.

penninikum im Norden an. Sie zieht ohne Unterbrechung vor der Kalkalpenstirn bis zum Ostrand der Alpen und liegt hier im Tiergarten-Klippenraum primär dem älteren Mesozoikum der Klippen der Externzone (in helvetischer Fazies s. l.) auf, ja sie streicht in ihrer östlichen Fortsetzung in den Karpaten noch vor die Hauptklippenzone der der Externzone angehörigen Pieniden hinaus. Es hat sich demnach die vom Verfasser seit langem (1963 a, S. 131, 1965 a, S. 105, Abb. 1; 1965 b, S. 37) vertretene Auffassung einer schrägen Anlage der Flyschvortiefe über verschiedene Gesteine und Zonen des älteren Untergrundes hinweg, gegen Osten hin mehr und mehr gegen den Außenrand hinausrückend, heute wohl allgemein durchgesetzt, nachdem S. Prey nach anfänglicher Ablehnung sich neuerdings dieser Auffassung angeschlossen hat – vgl. Abb. 181.

Es bleibt als wichtige Frage zur paläogeographischen Rekonstruktion die Einordnung des Hauptflyschtroges der Ostalpen an seinem Westende in die umgebenden Flyscheinheiten zu besprechen, was durch bessere Einblicke in den Untergrund als im Ostteil der Flyschzone ermöglicht wird. Es ergibt sich nach Auffassung des Verfassers folgendes, bei den einzelnen Autoren in manchen Punkten noch immer unterschiedliches Bild von der primären Abfolge der (Flysch-)Einheiten von Norden nach Süden (F. Allemann & R. Blaser, 1951, S. 195; F. Allemann et al., 1951, S. 168; R. Blaser, 1952, S. 149; F. Allemann, 1957, S. 43 ff.; R. Oberhauser, 1965, Abb. 1; S. Prey, 1968 a, S. 164 ff.; M. Richter, 1969, S. 19, 39, 45; 1970, S. 629; R. Hesse, 1973 a, Abb. 2, 13; U. v. Rad, 1973, S. 129, 134 etc.): Die auf Tabelle 16 dargestellte Kombination beruht teils auf Fakten der sichtbaren Überlagerung bei nordvergentem Transport, teils auf den Hinweisen auf ihre „Blutsverwandtschaft" mit Hilfe von Schwermineralspektren,

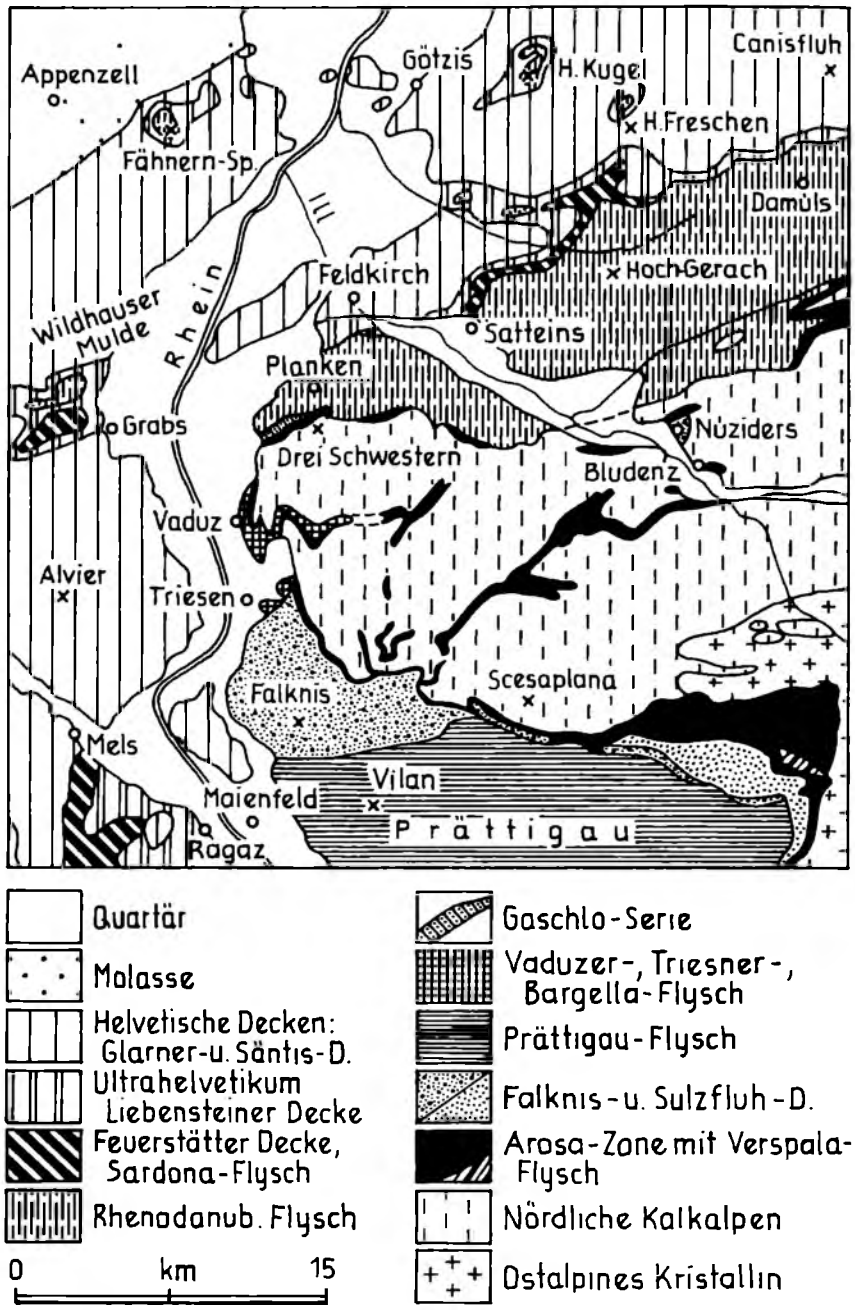


Abb. 175: Die Flyscheinheiten im Liegenden des Ostalpins am Westrand der Ostalpen; nach S. Prey (1968 a, Taf. 1).

schließlich auf den gut unterbauten Hinweis von R. Hesse, daß sich die Hauptflyschdecke (und damit die granatführende Gruppe) an die mittelpenninische Falknisdecke gegen Norden hin zwangslos anreihen läßt (Abb. 173). Die Schwierigkeit bei dieser Kombination liegt darin, daß sich durch die tektonische Zerreißung und Fernverschleppung der Flyschkörper keine Verbindung unter den bzw. westlich der Kalkalpen des Rhätikon vornehmen läßt, wo Schuttverhüllung Vorarlberger-, Vaduzer-, Triesenerflysch und den erst wiederum bei Maienfeld einsetzenden Prätigauflysch voneinander trennt. Hier helfen daher nur die oben erwähnten Kriterien bei der paläogeographischen Rekonstruktion weiter, vor allen eben auch die Kenntnis der Schwermineralassoziationen, wie sie besonders durch S. Prey (1965 c, S. A39; 1968 a, S. 165) vermittelt worden ist – Abb. 175.

3. Der Flysch im Vorarlberger Raum

a) Historischer Abschnitt

Bereits früh ist der symmetrische Flyschrahmen zu beiden Seiten der helvetischen Aufwölbung in Vorarlberg klar erfaßt worden: C. Gümbel (1856, Abb. 1, 4) etwa stellte eine derartige Auflagerung des Flysches dar – Abb. 176. F. v. Richthofen (1862, S. 190, 200 ff.) glaubte diese Position des Flysches durch eine endkretazische Hebung des Helvetikums und eine Anlagerung des für Eozän gehaltenen Flysches in einem nördlich und südlich davon verlaufenden Meeresarm erklären zu können, worin ihm M. Vacek (1879, S. 702) noch vollinhaltlich folgt. Immerhin ist bereits zu dieser Zeit das Einfallen des Flysches unter die Kalkalpen im Rhätikon von Richthofen erkannt worden (1859, Prof.; 1862, S. 203), worin ihm auch C. Gümbel (1861, S. 613) zustimmt. Die Einstufung

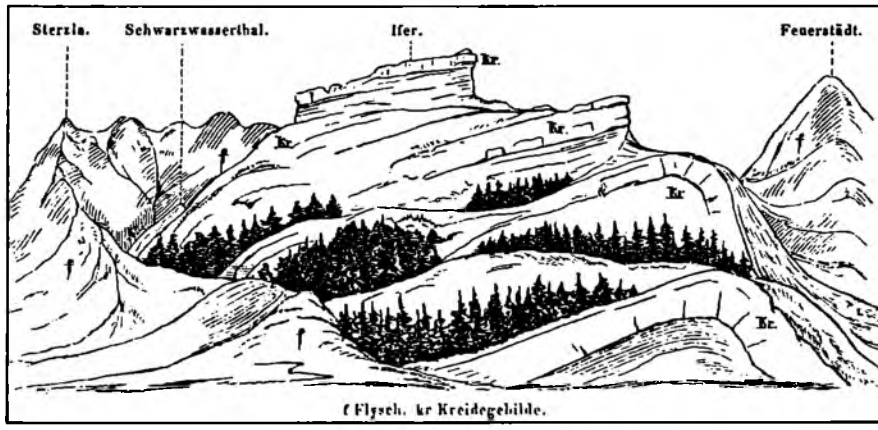


Abb. 176: Die Auflagerung des Flysches als Rahmen über dem helvetischen Gewölbe in Vorarlberg, wie sie bereits C. W. Gümbel 1856 (Abb. 4) gesehen hatte.

des Vorarlberger Flysches in die Kreide ist erst in unserem Jahrhundert durch Fossilien belegt worden (E. WEPFER, 1909, S. 9).

Nach Einzug der Deckenlehre waren es in der westlichen Flyschzone zunächst die Arbeiten von H. P CORNELIUS (1924, 1926/27) über den an Kristallinschollen und Exotika reichen Flysch der Feuerstätter Decke im bayerischen Allgäu, später die zahlreichen Untersuchungen von M. RICHTER (1922–1969) und E. KRAUS (1927–1965) im Allgäu und in Vorarlberg, die Schritt um Schritt zunächst die Probleme des Flysches und seines Verhältnisses zu den benachbarten Einheiten aufwarfen und nach vielen Irrwegen in mühevollem Ringen teilweise auch beantworten konnten, während die endgültige Lösung des Problems erst mit Einsatz der Mikropaläontologie durch F. ALLEMANN, R. BLASER & P NÄNNY (1951) erfolgte, die, mit Schweizer Erfahrungen ausgerüstet, in der südlichen Flyschregion Vorarlbergs eine zutreffende Flyschstratigraphie installieren konnten.

Unter den in kurzer Zeit oft grundlegend wechselnden Meinungen aus der Zeit zwischen den beiden Weltkriegen seien nur die wichtigsten Etappen herausgestellt: 1922 (S. 71 ff.) nahm M. RICHTER noch an, daß der Vorarlberger Flysch das stratigraphisch Hangende der helvetischen Kreide darstelle und gliederte die Region ungerechtfertigt in drei Decken. Auch H. P CORNELIUS betrachtete zu dieser Zeit den Feuerstätter Wildflysch noch als normale Auflagerung auf dem Helvetikum (eine Meinung, die sich z. B. bei E. KRAUS noch 1965, S. 24, findet). 1925 (S. 26 und Abb. 21) disponiert M. RICHTER radikal um und betrachtet den Flysch hier zu Recht als eine selbständige (ultrahelvetische) Decke („Hochkugeldecke"). Damit hatte er, wie E. KRAUS (1927, S. 281) ausführte, alle drei Decken dieses Gebietes, die er vorher aufgestellt hatte, wiederum abgetragen. E. KRAUS selbst aber beginnt in dieser Studie, mehr noch 1929, S. 157 und 1932 b, Taf. 1, Fig. 1, abermals eine Aufgliederung der Hauptflyschdecke in eine tiefere Sigiswanger Decke und eine höhere Oberstdorfer Decke – eine Gliederung, die er bis zuletzt (1965, Taf.) beibehalten hat. Die östliche Fortsetzung des Flysches im Allgäu wird bei ihm der tieferen Einheit, also der Sigiswanger Decke zugeschlagen. Umgekehrt verfährt M. RICHTER (1957, S. 157, Abb. 1, S. 173), der in der östlichen Fortsetzung des Flysches im Allgäu die Fortsetzung der höheren Einheit, der Oberstdorfer Decke erblickt, zu der er den Vorarlberger Nordflyschstreifen als nördlich beheimatet anfügt und unter die er tektonisch den Vorarlberger Südflyschstreifen – als Üntschendecke bezeichnet – verlegt. Aber bereits 1936 a (S. 198) hat M. BLUMENTHAL demgegenüber die Einheitlichkeit der Hauptflyschdecke – zumindest in Vorarlberg – vertreten („Oberstdorfer Decke s. l."), was vielfach Anhänger fand (vgl. S. PREY, 1968 a, S. 162). Die Frage wird noch heute verschieden beurteilt.

Für die interne Tektonik des Flysches war die auf Mikrofossilien beruhende genaue stratigraphische Gliederung, die F. ALLEMANN et al. (1951) gegeben haben, entscheidend, welche erst die zuvor herrschende unzutreffende stratigraphische Deutung durch E. KRAUS (1932 b) ersetzte.

Die heutigen Vorstellungen von der stratigraphischen Gliederung und den gegenseitigen Beziehungen der Flyschdecken und der helvetischen Einheiten dieses Raumes gehen auf den Einsatz der Mikropaläontologie, der Schwermineraluntersuchung und der sedimentologischen Forschung in Verbindung mit der feldgeologischen Aufnahme des Flysches in der Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg zurück.

b) Stratigraphie

α) Feuerstätter Decke

Die Schichtserie der tektonisch stark zerrissenen und ausgedünnten Feuerstätter Decke (Abb. 177) ist durch den besonderen Reichtum an Brekzien und Konglomeraten mit reichlich kristallinen exotischen Geröllen in verschiedenen stratigraphischen Niveaus berühmt. Sie umfaßt in Vorarlberg und im Allgäu die folgenden Glieder (Tab. 17) — vgl. auch P Eggert (1977). Die Serie setzt aus tektonischen Gründen erst mit 1 m mächtigen Resten des roten und grünen Radiolarites des Oxford am Piesenkopf SSE Balderschwang im Allgäu ein (H. P Cornelius, 1927, S. 161), über dem die höhermalmischen bis neokomen grauen, roten und grünen, bis 50 m mächtigen Aptychenkalke mit Belemniten und Aptychen folgen. In ihren obersten Partien am Feuerstätter Kopf treten bereits erste Einstreuungen von exotischen Kristallinblöcken auf.

Durch Übergänge an der oberen Bolgenach verbunden oder aber auch klar abgegrenzt folgen darüber die rund 100 m mächtigen Unteren Junghansenschichten, eine Serie aus Sandsteinen, Sandkalken, auch Tonschiefern, vor allem aber Brekzien und groben Konglomeraten mit Kristallingeröllen; als solche erscheinen etwa am Feuerstätter Kopf SW Balderschwang neben Granit auch Metamorphite und Aptychen-

Abb. 177: Der Aufschluß an der Straße Au-Damüls in Vorarlberg zeigt auf kurzer Strecke drei großtektonische Einheiten übereinander: Im Süden (links) die Decke des Rhenodanubischen Flysches mit Cenoman-Sandstein, in der Mitte die dunklen Schiefer und Mylonite der penninischen Feuerstätter Decke und rechts im Norden die wiederum etwas helleren Leistmergel des Helvetikums, die auch den hellen großen Aufschluß rechts im Hintergrund einnehmen.

Tabelle 17· Die Schichtfolge der Feuerstätter Decke

Vorwiegend nach H. P Cornelius, 1927, und M. Richter, 1957, 1969

Tektonisch reduzierte Maximalmächtigkeiten angeführt

A.-TERT.	U.-(M.-) EOZÄN PALEOZÄN	250 m Obere Junghansenschichten: Nummulitenkalk, Globigerinenmergel, Bolgenkonglomerat mit exotischen Riesenblöcken, Arkose, Schiefer
O. KREIDE	MAASTRICHT	?
	CAMPAN SANTON CONIAC	200 m Hörnleinserie mit Kalken, Konglomeraten, Spilit und Spilittuff, Serpentinit
	TURON CENOMAN	
U. KREIDE	ALB APT	50 m Feuerstätter Sandstein u. -Quarzit
	BARRÉME HAUTERIVE	100 m Untere Junghansenschichten mit exotikareichen Konglomeraten
	VALENDIS BERRIAS	50 m Graue, rote, grüne Aptychenschichten
O. JURA	Höh. MALM	Aptychenkalk?
	OXFORD	1 m Roter und grüner Radiolarit

kalke (M. Richter, 1957, S. 162; 1969, S. 14, 98). Das Alter der Serie ist nach der Foraminiferenfauna mit *Trocholina infragranulata* Noth, *Lenticulina wisselmanni* Bettenst., *L. crepidularis* (Roemer), *Hedbergella* aff. *infracretacea* (Glässner) und Sporen der *Inaperturopollenites-* und *Spheripollenites*-Gruppe, *Classopollis* etc. als Hauterive-Barréme bestimmt worden (M. Richter, 1972, S. 373; P Eggert et al., 1976, S. 113; P Eggert, 1977, S. 67 f.), wodurch die Meinung von S. Prey (1968 a, S. 158) von der Altersgleichheit zu den Oberen Junghansenschichten widerlegt ist. Der geringe Inkohlungsgrad von Treibholz aus dieser Serie spricht nach den genannten Autoren gegen eine Überschiebung des Raumes der Feuerstätter Decke W Oberstdorf/Allgäu.

Es folgt hangend der bis 50 m mächtige glaukonitische Feuerstätter Sandstein und Quarzit mit Apt-Alb-Alter (M. Richter, 1957, S. 162; D. Richter, 1963, S. 52). Der Feuerstätter Sandstein ist als proximale Flyschfazies zu betrachten. Seine außerordentlich arme Mikrofauna mit Hedbergellen spricht für Apt/Alb, während die Flyschsandschaler keine nähere Altersaussage erlauben (P Eggert, 1977, S. 91). Der Feuerstätter Sandstein wird im Süden durch die Hörnleinschichten, im Norden direkt durch die Oberen Junghansenschichten überlagert.

Die bis 200 m mächtigen Hörnleinschichten, benannt nach dem Hörnlein 5 km E Sibratsgfäll, umfassen eine etwa in das Cenoman-Senon(-Campan?) einzuord-

nende Serie mit hellen plattigen Kalken, aber auch Konglomeraten, die durch das Auftreten von Spiliten charakterisiert sind. M. RICHTER (1972, S. 372, Abb. 1) hat die Vorkommen der Spilite zwischen Winterstaude 6 km NNE Bezau im Westen und dem Bolgengebiet SE Balderschwang im Osten zusammengestellt und die weite Verbreitung dieser Diabase, -tuffe und -Konglomerate in der Oberkreide betont, die sich in diesem Faziesraum völlig unabhängig von den Ophiolithen in der Arosadecke einstellen. W RESCH führt (1976, S. 128) weitere Vorkommen von Ophiolithen, auch mit Pillowstrukturen, an.

Das jüngste Glied der Feuerstätter Decke ist die sogenannte Obere Junghansenserie, die im Campan?-Maastricht einsetzt (P EGGERT, 1977, S. 98) und bis in das Untereozän, eventuell Mitteleozän, emporsteigt. Sie wurde durch die Untersuchungen des reichen Bestandes an exotischen Geröllen im basalen Anteil, dem sogenannten Bolgenkonglomerat am Bolgen 7 km ESE Balderschwang im Allgäu, durch H. P CORNELIUS (1924, S. 230 ff.) berühmt. Die etwa 250 m mächtige Gesamtserie baut sich aus den basal lokal auftretenden roten Gschliefschichten, dann einer Serie aus dunklen Tonschiefern mit stark boudinierten, feldspatreichen Arkosebänken auf, in welcher zunächst vereinzelt bis Kubikmeter große exotische Blöcke eingestreut liegen, die dann aber in Form des Bolgenkonglomerates einen 20—30 m mächtigen selbständigen Komplex aus lose aufeinandergeschütteten Blöcken ohne Bindemittel bilden. Im alttertiären Anteil der Junghansenschichten treten Globigerinenmergel und paleozäne bis eozäne Nummulitenkalke auf (M. RICHTER, 1957, S. 162; 1969, S. 15, 102; 1972, S. 373; D. RICHTER, 1963, S. 53). Diese blockreiche Serie galt früher als typisches Beispiel des „Wildflysches", ein Begriff, der keineswegs einfach durch den Ausdruck „Olisthostrom" ersetzt werden kann. Nach P EGGERT (1977, S. 130 ff.) wird als Transportmechanismus dieser proximalen Kanalfüllung eines submarinen Fächers grain flow/debris flow angenommen.

Die exotischen Gerölle und Blöcke im Bolgenkonglomerat erreichen — entgegen früheren Angaben — nach H. P CORNELIUS (1924, S. 232) nur ein Ausmaß von 20—40 m^3. An der Zusammensetzung der Blockgesellschaft beteiligen sich Granite mit weißem und rotem Feldspat, Alkaligranit, Aplit, Alkalisyenit, Banatit, (Grano-)Diorit, Gabbrodiorit, Granit-, Quarz-, Pyroxen- und Felsitporphyr, die verschiedensten metamorphen Gesteine wie Granitgneise, Paragneise, auch diaphthoritisiert, Glimmerschiefer, Amphibolite, Quarzite, ferner Sedimentgesteine aus Trias und Jura in Form von Dolomiten und Kalken. M. RICHTER leitet die Schüttung nach der Abnahme der Korngröße gegen Süden aus dem Norden ab. H. P CORNELIUS (1924, S. 258) macht (abgesehen von seinem Vergleich mit dem Unterostalpin) auf die Ähnlichkeit der Gesteine zu jenen der Falknisbrekzie aufmerksam.

β) Hauptflyschdecke

Innerhalb der Hauptflyschdecke Vorarlbergs und ihrer Ostfortsetzung in den Allgäu treten merkliche fazielle Differenzierungen hervor, so daß die Schichtreihen der Teilabschnitte getrennt wiedergegeben werden müssen. Über die Abwicklung dieser Teilfaziesbereiche herrscht noch keine Einhelligkeit: Während sich auf der einen Seite seit M. BLUMENTHAL (1936) auch eine Reihe von Schweizer und österreichischen Forschern für die tektonische Einheitlichkeit der Hauptflyschdecke (und damit einer dem heutigen Bild entsprechenden Fazieszonenanordnung) aussprechen, hat die Auffassung von

Tabelle 18: Schichtfolgen der Hauptflyschdecke Vorarlbergs in ihren Teilfaziesräumen

Nach P. Schmidt-Thomé, 1951; M. Richter, 1957, 1969; U. v. Rad, 1962, 1973; A. Custodis et al., 1965; R. Hesse, 1973 a etc.

Maximalmächtigkeiten

		Üntschenfazies (Südl. Vorarlberger Flysch)	Sigiswanger Fazies (Nördl. Vorarlberger Flysch)	Oberstdorfer Fazies (Allgäu; Südfazies)
O. KREIDE	MAASTRICHT	1000 m Fanola-Serie	200 m Fanola-Serie (= Bleicherhornserie)	600 m Zementmergelserie
	CAMPAN	1000 m Planknerbrücke-Serie	400 m Planknerbrücke-Serie (= Hällritzer Serie)	
	SANTON	500 m Piesenkopfschichten (= Planknerserie)	200 m Zementmergelserie	
	CONIAC		300 m Piesenkopfschi.	
	TURON	600 m Reiselsberger Sst. (= Schwabbrünnen-serie)	20 m Obere Bunte Mergel	
	CENOMAN		600 m Reiselsberger Sst.	30 m Reiselsberger Sst.
U. KREIDE	ALB	Ofterschwanger Serie (= Basis-Serie)	100 m Ofterschwanger Ser.	20 m Unt. Bunte Mergel
		Quarzitserie	60 m Gaultquarzit	200 m Gaultquarzit
	APT			150 m Tristelschichten
	BARREME			

M. RICHTER, daß der heute südlich des Helvetikums liegende Flyschstreifen in Vorarlberg („Üntschendecke") in der westlichen Hauptflyschzone ursprünglich die nördlichste Position einnahm und von den übrigen Teileinheiten weit überschoben worden ist, auch heute prominente Anhänger unter den bayerischen Forschern (R. HESSE, 1973 a, Abb. 2, 5, 7; U. v. RAD, 1973, Abb. 11, 12 etc.). Wir folgen hier der letztgenannten Darstellung und unterscheiden folgende Faziesregionen: Üntschenzone (südlicher Vorarlberger Flyschstreifen), Sigiswanger Fazies (nördlicher Vorarlberger Flyschstreifen) und Oberstdorfer Fazies (Allgäu) – Tab. 18.

1) Üntschenzone

Diese Ausbildung ist für den südlichen Vorarlberger Flyschstreifen bezeichnend, der im Vergleich mit den übrigen Flyschelementen eine bedeutend größere Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder aufweist, wodurch seine Gesamtmächtigkeit nach M. RICHTER (1957, S. 166) 4–5 km betragen mag. Die Schichtfolge der Üntschendecke umfaßt nach den Arbeiten von F. ALLEMANN et al. (1951, S. 191 f.), R. BLASER (1952, S. 64 ff.), P LANGE (1956, S. 193 ff.), M. RICHTER (1957, S. 166; 1966, S. 17 ff.; 1969, S. 18), B. KALLIES (1961, S. 269 ff.), S. PREY (1968 a, S. 156) etc. zwischen Liechtenstein im Westen und der Stillach im Osten folgende Schichtglieder (Tab. 18). Über gelegentlich basal erhaltenen Resten von Gaultquarzit liegen die aus blaugrauen Mergeln und dunklen Sandkalkbänken bestehenden Ofterschwanger Schichten des Oberalb-Untercenoman mit *Globigerina* cf. *cretacea* d'ORB. und *Rotalipora* cf. *appenninica* (RENZ.) Es folgt in Übergang darüber der bedeutende Reiselberger Sandstein (jüngeres Synonym: Schwabbrünnen-Serie, vgl. R. BLASER, 1952, S. 65), ein grobbankiger, überwiegend grobkörniger bis feinkonglomeratischer Sandstein („Hauptflyschsandstein") mit untergeordneten Schieferzwischenlagen. *Globotruncana lapparenti* cf. *bulloides* VOGLER ist aus diesem obercenomanen bis turonen Schichtglied bekannt. Die auflagernden, bis 500 m mächtigen Piesenkopfschichten (jüngeres Synonym: Planknerserie) sind durch ihre monotone Ausbildung in Form von schier endlos sich wiederholenden, typischerweise dünn bankigen, dichten, kieseligen, hellgrauen Kalken mit blättrigen Mergelschiefer-Zwischenlagen gekennzeichnet (Abb. 178). Dieses untersenone Schichtglied enthält eine typische Sandschalerfauna mit den Gattungen *Trochamminoides, Ammodiscus, Placentammina* etc., aber auch *Globotruncana*. Die hangend anschließende, bis 1000 m mächtige Planknerbrückeserie (jüngeres Synonym: Hällritzer Serie) ist in erster Linie durch einen starken Wechsel mannigfaltiger Gesteine ausgezeichnet: Dicke Sandsteinbänke erscheinen als Basis der Zyklen, Kalkbrekzien, Sandkalke, kieselige Kalke, helle Mergelschiefer und schwarze Tonschiefer beteiligen sich am Aufbau der Flyschzyklen. Bereits F. ALLEMANN et al. (1951, S. 191) haben den Reichtum an Foraminiferen dieser Serie betont, aus der *Globotruncana leupoldi* BOLLI, *G. stuarti* (LAPP.), *Siderolites vidali* DOUV., *S. calcitrapoides* LAM., *Orbitoides* aff. *apiculata* SCHLUMB. des Obercampan bis Untermaastricht erwähnt werden sollen. Als jüngstes Glied stellt sich die mächtige Fanólaserie (jüngeres Synonym: Bleicherhornserie) des Maastricht (bis Paleozän?) dar, eine durch ihre dicken Kalksandsteinpakete dem Mürbsandstein im Osten der Flyschzone entsprechende Schichtfolge mit schwarzen Hornsteinlagen im Unterteil der Kalksandsteine, mit Kieselkalken und Sandkalken sowie dunklen Mergellagen im Oberteil der Zyklen. Die gesamte kretazische Serie liegt in typischer Flyschausbildung vor.

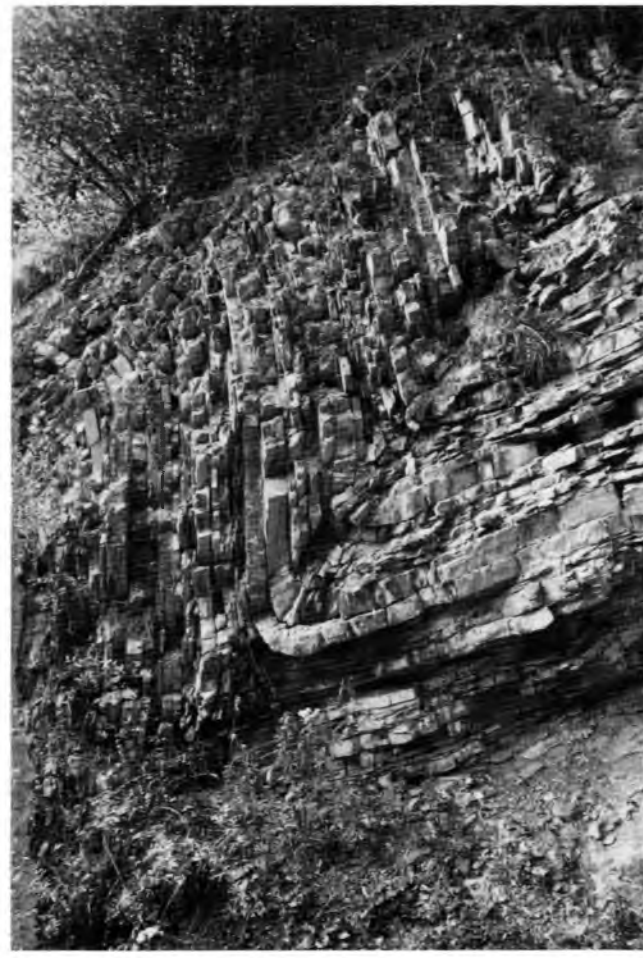


Abb. 178: Gefaltete Piesenkopfschichten des Senon im Saminatal in der Flyschzone Vorarlbergs.

2) Sigiswanger Fazies

Die Mächtigkeit der einzelnen Glieder dieser im nördlichen Vorarlberger Flysch auftretenden Fazies ist geringer als in der zuvor besprochenen Schichtreihe. Die Faziesunterschiede sind gering, durch verschieden gehandhabte Synonyme (Tab. 18) wird ein größerer Unterschied vorgetäuscht als vorhanden. Unterschiede gegenüber der oben erwähnten südlichen Flyschzone Vorarlbergs treten in folgenden Punkten auf: Die Wechsellagerung zwischen Reiselsberger Sandstein und Piesenkopfschichten ist lebhafter, in der Basis letzterer treten die Oberen Bunten Mergel auf. Der Hangendteil der dünnbankigen Piesenkopfschichten wird hier durch die hellgrauen Mergelbänke der Zementmergelserie vertreten. In der Planknerbrückeserie treten gegenüber der Üntschenzone Brekzienlagen und gröberklastische Partien zurück, in der Fanólaserie tritt hier der

dunkle Mergelschieferanteil stärker hervor und erscheinen im Oberteil Grünsandsteine und grünsandige Kalke (M. Richter, 1966, S. 18; 1969, S. 18).

Im einzelnen seien zu Tab. 18 und der zuvor S. 369 gegebenen Erläuterung der Schichtglieder noch folgende Anmerkungen hinzugefügt. Der aus einer Wechsellagerung von glaukonithältigen, quarzitischen Grauwacken mit graugrünen bis schwarzen Mergeln und Tonschiefern bestehende „Gaultquarzit" ist in allen seinen Eigenheiten durch R. Hesse (1973 a, b) eingehend studiert worden, der die vorherrschende ostwärtige Schüttungsrichtung in diesem Schichtglied hervorhebt. In den überlagernden, durch mächtige Kalkmergel und Sandkalke gekennzeichneten, noch glaukonitreichen Ofterschwanger Schichten deutet hingegen der starke Wechsel der Schüttungsrichtung und des Schwermineralgehaltes auf einen Wechsel des Liefergebietes hin (U. v. Rad, 1973, S. 133). Im Reiselsberger Sandstein, diesem durch seine große Bankmächtigkeit gut charakterisierten Glied, das bei R. Hesse (1973 b, S. 201 ff.) eine detaillierte sedimentologische Beschreibung erfahren hat, hat sich bereits wieder eine einheitliche, nun aber gegen Westen weisende Schüttungsrichtung durchgesetzt. Eine spezifische Note erfährt dieser Faziesraum durch die erste Einschaltung der Zementmergelserie im mittleren Senon über den Piesenkopfschichten (Mikro- und Nannofossilien daraus bei U. v. Rad, 1973, S. 115 f., angegeben). Dieser Sedimentationstypus der pelitreichen Karbonatserien der Zementmergel setzt sich hier auch noch in der Planknerbrückeserie (jüngeres Synonym: Hällritzer Serie) fort, nur daß die Stärke und Grobkörnigkeit der basalen Sandkalkbänke der Einzelzyklen an Bedeutung gegenüber dem Mergelanteil zunimmt. Aus dem Seichtwasserbereich umgelagerte Fossilien trifft man in diesen grobkörnigen bis feinkonglomeratischen Sandkalklagen, so etwa Lithothamnien, Bryozoen und Kieselschwammreste, hinzu kommen Foraminiferen wie die Sandschaler *Spiroplectammina, Marssonella, Eggerella,* benthonische Kalkschaler wie *Lenticulina,* Milioliden, *Orbitoides,* pelagische Formen wie *Rugoglobigerina, Globigerinella, Globotruncana, Heterohelix,* schließlich eine reiche Nannoflora (U. v. Rad, 1973, S. 119, 138). Die die Schichtfolge beschließende Fanólaserie (jüngeres Synonym: Bleicherhornserie) ist durch einen besonderen Reichtum an verschiedenartigen Schichtgliedern charakterisiert.

Eine gründliche lithologische Charakterisierung der einzelnen Glieder dieser und der benachbarten Faziesräume der Vorarlberg-Allgäuer Hauptflyschzone gibt die zusammenfassende graphische Darstellung von U. v. Rad (1973, Beil. 2–3).

3) Oberstdorfer Fazies

Diese Fazies stellt, wie erwähnt, nach M. Richter die südlichste Region im Westabschnitt der Flyschzone dar („Südfazies"). Sie ist in der Umgebung von Oberstdorf gut aufgeschlossen, verliert gegen Westen gegenüber ihrer Verbreitung im Allgäu rasch an Bedeutung, so daß sie in Vorarlberg nur zwischen Kanzelwand und Fellhorn die Grenze im Kleinen Walsertal überschreitet. Sie soll aber aus Gründen der Vollständigkeit der Erörterung der Hauptflyschzone hier mitberücksichtigt werden (Tab. 18). In dieser Fazies setzt die Schichtfolge bereits mit typischen Tristelschichten (analog den Wolfpassinger Schichten, S. 382) des Barrême-Apt ein, die, wie R. Hesse (1973 b, S. 197 ff.) ausführt, ebenfalls schon alle Merkmale echten Flysches aufweisen. Sie werden von einer Wechselfolge von etwa halbmetermächtigen hellgrauen Sandkalken und ebenso mächti-

gen Lagen von schwarzen Schiefertonen oder grauen Tonmergeln gebildet. Bezeichnend sind im oberen Abschnitt grobkörnige, als Tristelbrekzien bezeichnete Fossilschuttkalklagen, die massenhaft Organodetritus von Crinoiden, Bryozoen, Mollusken, Kalkalgen sowie Milioliden enthalten. Auf Grund der darin enthaltenen Orbitolinen und Kleinforaminiferen wie *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER) ist das Alter fixiert (vgl. U. v. RAD, 1973, S. 95).

Dieser Faziesraum, der über den Tristelschichten eine mäßig mächtige Gaultquarzitserie, eventuell noch den Reiselsberger Sandstein aufweist, ist vor allem durch die Dominanz der bis 600 m mächtigen Zementmergelserie, die das gesamte Senon vertritt, geprägt (vgl. U. v. RAD, 1973, S. 115 f.). Sie ersetzt auch weiter im Osten im bayerischen Flysch die senonen Glieder von den Piesenkopfschichten bis zur Fanólaserie und besteht aus gradierten Rhythmiten, im Mittel 2 m mächtigen, monotonen Abfolgen von Sandkalken (unten), die über Siltkalke, pelitische Kalke zu den vorherrschenden Kalkmergeln und schließlich zu grünen oder dunkelgrauen Tonpeliten (oben) überleiten.

γ) Arosadecke

Die Serie der Arosadecke setzt sich aus dem hochpenninischen Raum von Graubünden entlang des Ost-/Westalpenrandes unter der Silvrettadecke, dann um und unter dem Rhätikon und entlang des Westrandes der Kalkalpen bis in den Raum von Hindelang im Allgäu fort, stets über der Hauptflyschdecke und unter dem Allgäu-Lechtal-Deckensystem eingeschaltet. Auf Vorarlberger Boden kommen die Schollen in den Fenstern des Rhätikon (S. 126) bis zum Fenster von Nüzides NW Bludenz zu liegen sowie die Späne im Bereich des Großen und Kleinen Walsertales. Die Serie der Arosazone ist in Anbetracht ihrer Funktion als Reibungsteppich unter der ostalpinen Schubmasse tektonisch extrem beansprucht und schwankt demnach auch in ihrer Mächtigkeit beträchtlich.

Die Schichtfolge der Arosadecke umfaßt als südpenninisches Element in Vorarlberg und im Allgäu nach M. RICHTER (1930, S. 515 ff., 1958; 1966, S. 22; 1969, S. 20; 1970), D. RICHTER (1955; 1956 a, b; 1957 a, b; 1963, S. 73 ff.), P LANGE (1956, S. 211 ff.), M. SCHIDLOWSKI (1960), H. KALLIES (1961, S. 277 ff.), V JACOBSHAGEN & O. OTTE (1968), O. OTTE (1972, S. 68 ff.), K. MÜLLER (1973) etc. folgende Schichtglieder (Tab. 19).

Mit Ausnahme des Retterschwangtales 9 km NE Oberstdorf, wo in der Arosadecke bis 300 m lange Kristallinschollen liegen, sind ältere Schichtglieder als Hauptdolomit (Kristallin, Karbon, Perm, tiefere Trias) beim Nordschub in Mittelbünden und im Rhätikon zurückgeblieben (D. RICHTER, 1957 b, S. 417) und fehlen in der Stirnregion dieser breit ausgewalzten Decke. Die großen Schollen aus Kristallin, namentlich aus Glimmerschiefer, Orthogneis und Amphibolit, die im Retterschwangtal am Westhang der Rotspitze so eingehend von H. P CORNELIUS (1922) studiert worden sind, liegen bereits im Allgäu außerhalb unseres betrachteten Gebietes. Ob sie tektonische Späne oder Olistholithe in der Kreideserie der dortigen Arosazone sind, ist noch nicht untersucht worden. Daß diese Glieder hingegen entgegen der Darstellung von D. RICHTER (1963, S. 73 ff.) nicht Bestandteil der Kalkalpen, des Oberostalpin sind, geht eindeutig aus ihrer Bindung an die Kreideschiefer der Arosazone hervor.

Die ältesten Glieder der Arosazone in Vorarlberg sind obertriadische Schichten: Hauptdolomit, fossilführende Kössener Schichten und Oberrhätkalk wer-

Tabelle 19: Die Serie der Arosa-Decke in Vorarlberg und im Allgäu

Vorwiegend nach D. RICHTER 1955–1963

Mächtigkeitsangaben durch tektonische Ausdünnungen wertlos

KREIDE	TURON	Mergel und Couches rouges mit Rotaliporen Weißfluhsst. u. -brekzien	Spilite, Pillowlava
	CENOMAN		
	ALB	Mergel	
	APT		
	Tief. NEOKOM	Aptychenmergel mit Lamellaptychus	
JURA	Höh. MALM	Rote und grüne Aptychenkalke	
	OXFORD	Roter und grüner Radiolarit	(Serpentinit)
	DOGGER	Mergel	
	LIAS	Dunkle, hornsteinführende Kalke	primär ?
O. TRIAS	RHÄT	Kössener Schichten	oder
	NOR	Hauptdolomit	Spurschollen?
		Lücke: Tektonischer Zuschnitt	
	Basis ?	Kristallinschollen vom Retterschwangtal: Glimmerschiefer, Amphibolit, Orthogneis	

den aus dem Bereich des Kleinen und Großen Walsertales gemeldet (P LANGE, 1956, S. 210; D. RICHTER, 1957 a, S. 325 f.). Man wird allerdings bedenken müssen, ob hier diese der kalkalpinen Obertrias entsprechenden Gesteine nicht Schürflinge hart unter der Kalkalpenbasis sind, wie sie im Bereich der Arosazone jenseits des Rhätikon als Madrisaschollen herausgearbeitet werden konnten (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 338). Gleiches gilt auch für die hornsteinführenden, dunklen, gefleckten Liaskalke der Arosazone in Vorarlberg – die bezeichnenden groben polymikten Liasbrekzien der klassischen Arosaregion fehlen hier. Radiolarite und geflaserte rote und grüne Aptychenschichten des Unter- bis Obermalm sind vielerorts anzutreffen.

Die Hauptmasse der Arosazone in Vorarlberg aber besteht aus Kreideserien unter Einschaltung der berühmten Ophiolithe. Graugrüne Aptychenmergel und Fleckenmergel des Neokom enthalten *Lamellaptychus seranonis* COQU., *L. noricus* (WINKL.) und *L. aplanatus* GILL. Aus Mergeln des Alb wird die Foraminifere *Hedbergella trocoidea* (GAND.) gemeldet. In dem nun folgenden, an Bedeutung wichtigsten Schichtpaket dieses Abschnittes der Arosazone aus dem Oberalb-Cenoman, herrschen einerseits graue oder rote („couches rouges") Mergel und Schiefer, andererseits Sandsteine, Konglomerate und Brekzien, von D. RICHTER (1957 b, S. 418) als Weißfluhsandsteine und -brek-

zien nach ihrer analogen Ausbildung an der Weißfluh in Mittelbünden bezeichnet. Die Einstufung ist durch eine Foraminiferenfauna mit *Rotalipora appenninica* (RENZ), *R. ticinensis* (GAND.)?, *Ticinella roberti* (GAND.), *Planulina buxtorfi* (GAND.), *Clavulinoides gaultinus* (MOROS.) etc. belegt (D. RICHTER, 1957 a, S. 331 f., H. KALLIES, 1961, S. 280; V JACOBSHAGEN & O. OTTE, 1968, S. 102; K. MÜLLER, 1973, S. 69 ff.). Sowohl in den cenomanen Konglomeraten als auch in Geröllpeliten (Rosinenmergel) ist neben authigenem Material aus der Arosazone selbst reichlich exotisches, kristallines Material enthalten, das nach K. MÜLLER (1973, Abb. 2) von Norden her geschüttet ist: Neben Quarz sind intermediäre bis basische, vor allem aber saure Eruptiva (Quarzporphyr etc.) Hauptbestandteile dieser Komponenten. Die Übereinstimmung des Geröllbestandes und auch der Schwermineralspektren mit Dominanz von Zirkon, Chromspinell und Turmalin mit analogen Klastika der Nördlichen Kalkalpen (Losensteiner Schichten des Randcenomans) wirft die paläogeographische Frage betreffs des Standes der Deckenstirn der oberostalpinen Schubmasse zur Zeit der mittleren Kreide auf. Leider ist in der neuesten Darstellung der Sedimentologie dieses Schichtgliedes durch K. MÜLLER (l. c.) keine Trennung zwischen Arosadecke und Kalkalpen vorgenommen worden, was aber für diese Frage wichtig wäre. Turon ist in der Arosazone hier noch vermutet, nicht aber bewiesen worden.

Während die von Graubünden bis in den Rhätikon in der Arosazone verbreiteten Serpentinite nach Peridotiten von D. RICHTER (1957 a, S. 337; 1957 b, S. 419) einem jurassischen geosynklinalen initialen Magmatismus zugeschrieben werden, ist der im Cenomanmergel Vorarlbergs und des Allgäu weit verbreitete Spilit ein altberühmtes Gestein der gesamten Arosadecke. Die Pyroxen- und plagioklasreichen, aber olivinarmen Spilite sind durch eine Albitisierung der Plagioklase ausgezeichnet. Durch Kontakterscheinungen am Nebengestein ist das cenomane Alter belegt, neben Ophicalciten treten vor allem auch schöne Pillowlaven auf, die das submarine Ausfließen belegen. Immer weitere Vorkommen dieser seit alters berühmten, einst besonders von G. STEINMANN (1906, S. 38) hervorgehobenen Ophiolithe sind in neuerer Zeit bekannt geworden, besonders seit D. RICHTER (1956 a, b) in den kalkalpinen Arosafenstern und in sieben Vorkommen vor dem Kalkalpenrand im Bereich des Großen Walsertales Ophiolithschollen entdeckt hatte (vgl. P. LANGE, 1956, S. 211; D. RICHTER, 1957, S. 338 ff., M. RICHTER, 1966, S. 22; 1970, S. 624; V DIETRICH, 1976, S. 17 f., O. OTTE, 1972, S. 68 ff.).

Als fazielle Eigenheit der Arosadecke in Vorarlberg und im Allgäu läßt sich demnach das Auftreten bedeutender Massen von Tonschiefern, Ophiolithen und polymikten detritischen Gesteinen vom Typ des Weißfluhsandsteines hervorheben.

c) Tektonik

Wir haben bereits zuvor vermerkt, daß die österreichischen und Schweizer Forscher den nördlichen und südlichen Flyschzug, die den Rahmen um das Helvetikumhalbfenster bilden, als Bestandteil einer einheitlichen Flyschdecke, der Vorarlberger Hauptflyschdecke betrachten (Abb. 179), während M. RICHTER und seine Schüler den Nordstreifen als fernüberschobene Decke (Sigiswanger Decke bzw. Nordfazieseinheit) auffassen, die über den Südflyschstreifen (Üntschendecke) hinweg transportiert worden ist

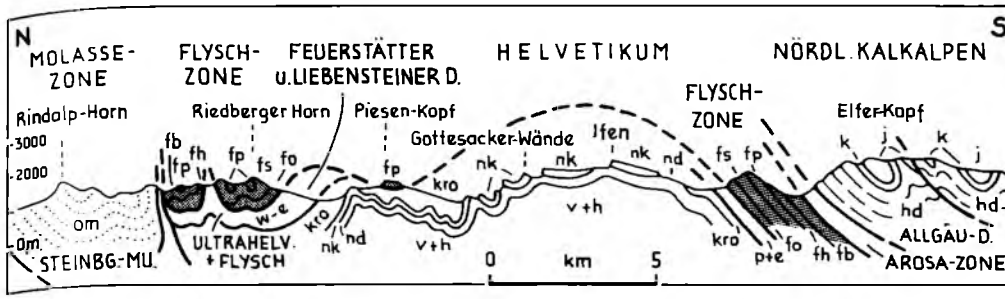


Abb. 179: Die Position des Rhenodanubischen Flysches im Profil im westlichen Allgäu; nach S. Prey (1968 a, Abb. 3). Erläuterungen: Molasse: om – Obere Meeresmolasse; Helvetikum: p + e – Paleozän und Eozän; kro – Oberkreide; nk – Schrattenkalk; nd – Drusbergschichten; v + h – Valendis und Hauterive; Liebensteiner und Feuerstätter Decke: w–e – Malm bis Eozän; Flyschzone: fb – Bleicherhorn-Serie; fh – Hällritzer Serie; fp – Piesenkopf-Serie; fs – Reiselsberger Sandstein; fo – Ofterschwanger Schichten; Kalkalpin: j – Jura; k – Kössener Schichten; hd – Hauptdolomit.

und an die noch als höchste Einheit im Allgäu, mit Tristelunterkreide an der Basis, die Oberstdorfer Decke folgt (S. 371). Die von M. Richter angenommene Fortsetzung der Oberstdorfer Decke in einer Schollenreihe am Südrand des südlichen Vorarlberger Flyschstreifens, also am Südrand der Üntschenzone, ist durch neuere Arbeiten widerlegt worden.

Auch die Unterlagerung der Hauptflyschdecke durch einen Schollenteppich aus Elementen der tektonisch ganz zerrissenen Feuerstätter Decke und die Überlagerung durch einen analogen Reibungsteppich, der aus Spänen der Arosadecke im Liegenden der Kalkalpen besteht, wurde S. 372 ff. erörtert. Abb. 177 zeigt die vielfach beobachtbare enorme Ausdünnung der Feuerstätter Decke zwischen Helvetikum und Hauptflyschzone an der Straße Au-Damüls.

Was nun den Innenbau der Flyschnordzone (Sigiswanger Zone) betrifft, so ist als durchgreifendes Strukturmerkmal der muldenförmige Bau dieses Flyschstreifens hervorzuheben, der sehr gut auf der Profiltafel von W Zacher (1973, Beilage) zum Ausdruck kommt. Vom Gebiet der Landesgrenze abgesehen, wo auch noch Gaultquarzit an der Basis dieser Zone erhalten ist, setzt diese Einheit in der gesamten übrigen Längserstreckung erst mit den Ofterschwanger Schichten des Alb/Cenoman ein. Der im Westen E von Dornbirn isoliert auftretende westlichste Ausläufer der Flyschnordzone, der Hochalpelekopf, bildet eine muldenförmig gebaute Deckscholle aus Ofterschwanger und Reiselsberger Schichten. Ab dem Renkknie N Sibratsgfäll treten im Kern dieser von hier gegen Osten hin leicht gegen Norden überkippten Flyschmulde bereits die jüngsten erhaltenen Schichtglieder des Obersenon (Planknerbrücke- und Fanólaserie) auf. Östlich der Landesgrenze verbreitet sich dieser Flyschnordstreifen im Allgäu rasch, indem er über das schmale, gegen ENE geschlossene Hällritzer Halbfenster mit seinem Inhalt aus Gesteinen der Feuerstätter Decke gegen SE hinweggreift.

Über die der Hauptflyschdecke zugehörige Flyschdeckscholle auf der Hohen Kugel und N vom Hohen Freschen inmitten des Vorarlberger Helvetikums ist besonders im Sinne der Einheitlichkeit einer Vorarlberger Hauptflyschdecke die Verbindung zum süd-

lichen Vorarlbergeer Flyschstreifen, der Üntschenzone, gegeben (R. OBERHAUSER, 1958, S. 139 und Abb. 1).

Der südliche Vorarlberger Flyschstreifen der Hauptflyschdecke, die sogenannte Üntschenzone, ist im großen gesehen trotz der enormen Mächtigkeit, die ein Anschwellen auf 10 km Breite im zentralen Teil bedingt, linsenförmig gebaut und endet durch Abquetschung seitlich einerseits in Liechtenstein, andererseits am Freibergsee bei Oberstdorf im Allgäu (M. RICHTER, 1969, S. 44). Auch die basalen Glieder sind wiederum bis zur Gaultquarzitserie abgeschert. Die gesamte Zone besteht hier aus einer einheitlichen und mäßig steil gegen Süden fallenden Normalabfolge vom Gault bis zur Fanólaserie des Maastricht, wie bereits F. ALLEMANN & R. BLASER (1951, S. 194) bzw. F. ALLEMANN et al. (1951, S. 166) entgegen E. KRAUS und M. RICHTER, die hier noch eine zweite Decke, die Oberstdorfer Decke, zu sehen glaubten, mit Recht festgestellt haben und wie alle neueren Arbeiten zeigen: W. HEISSEL et al. (1967): Karte des Walgaues; W ZACHER (1972, 1973, Profiltafel): Region E Damülser Horn; F. ALLEMANN et al. (1951, S. 165, Abb. 7) und O. OTTE (1972, S. 113): Flyschunterlage des Zitterklapfen; H. KALLIES (1961, S. 276; Taf. 12): Flysch SE Schoppernau; P LANGE (1956, S. 179, 206): Kleines Walsertal N Widderstein. Nur hier im östlichen Vorarlberger Abschnitt löst sich innerhalb der Fanólaserie eine Dachschuppe mit Spänen von eingeschlepptem Malmradiolarit und Aptychenkalk an der Schuppengrenze dieser als Wannenbergschuppe bezeichneten lokalen Einheit (P LANGE, 1956, S. 205 ff., H. KALLIES, 1961, S. 276).

Ihrem verschiedenartigen lithologischen Aufbau entsprechend zeigen die einzelnen Schichtglieder dieser Üntschenzone verschiedenartiges tektonisches Verhalten (Faziestektonik), wie die beiden letztgenannten Autoren herausgearbeitet haben: Die Ofterschwanger Schichten und der dickbankige tiefere Teil des Reiselsberger Sandsteins lagert relativ ruhig, für die Piesenkopfschichten ist extreme Kleinstfaltung typisch (Abb. 178), die Planknerbrücke- und Fanólaserie neigen zur disharmonischen Spezialtektonik im Kleinbereich.

4. Die Flyschzone zwischen Salzburg und Wien

a) Erforschungsgeschichte

Um die Mitte des vorigen Jahrhunderts hielt man in Österreich im Sinne von W HAIDINGER und A. v. MORLOT (1848, S. 335) trotz des Einspruchs von R. MURCHISON (1848, S. 306) daran fest, daß der von C. KEFERSTEIN (1828, S. 434) als Wiener Sandstein (A. BOUE, 1830 a, S. 66: „grès viennois") bezeichnete Flysch am Nordrand der Kalkalpen und im Inneren der Alpen in den Keuper einzustufen sei – Abb. 180. Aber bereits Fr. Ritter v. HAUER (1850, S. 31 ff.) erkennt die Notwendigkeit der Trennung in verschiedene Glieder Er stellt nur noch den Anteil im Inneren der Kalkalpen (nachmalige Lunzer Schichten) in den Keuper, gliedert die Schichten des Roßfeldes als Neokom ab und stuft die Sandsteine der subalpinen Randzone (der Alpen und) Karpaten, also der Flyschzone, in das Neokom und Eozän ein, was in der Folge von zahlreichen Autoren übernommen wird. Diese Auffassung wurde durch Funde von neokomen

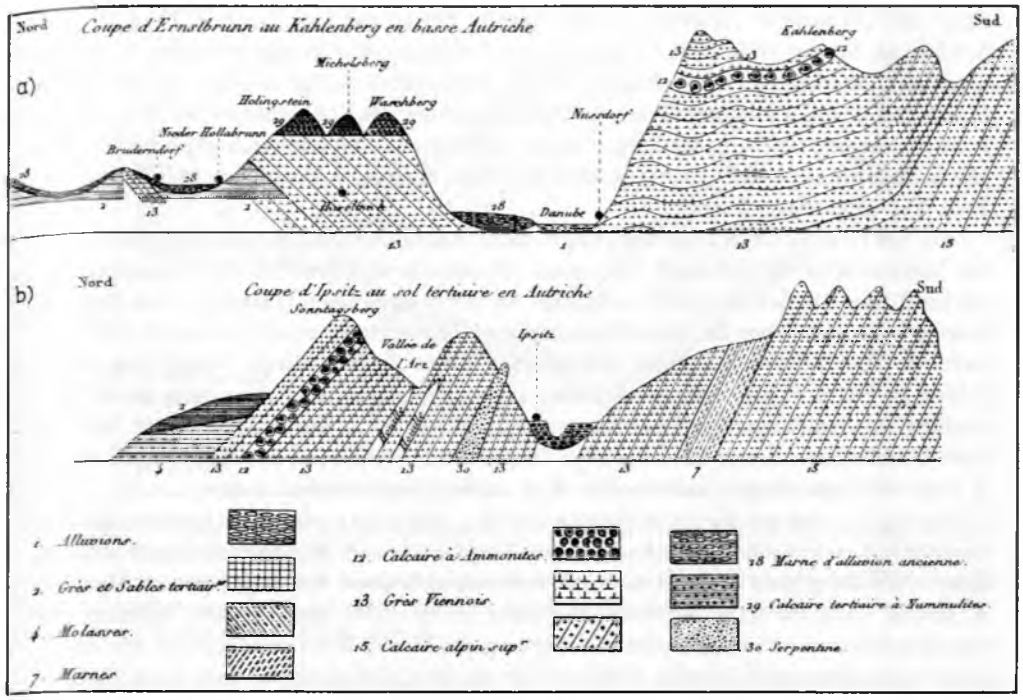


Abb. 180: Profile von Ami Boué, 1830 b, Taf. 6, durch die Waschbergzone und den Kahlenbergzug (a) sowie durch die Ybbsitzer Flysch- und Klippenzone (b). Der Wiener Sandstein der Flyschzone wird als das normale Hangende des „Alpenkalkes" gezeichnet. Durch die Entdeckung von Juraammoniten in der St. Veiter Klippenzone der Kahlenbergdecke – hier auch auf andere Abschnitte dieser Decke extrapoliert (Sign. 12) – wird er als oberster Jura eingestuft. In der Waschbergzone sind die Nummulitenkalke, bei Ybbsitz die Serpentinite bereits erfaßt.

Aptychen in den Aptychenschichten der (nicht zur Flyschzone gehörigen, ultrahelvetischen) Hauptklippenzone des Wienerwaldes ab 1852 noch erhärtet. 1853 kam der Fund von Inoceramen am Kahlenberg im Wienerwald hinzu, wodurch Oberkreide belegt war (G. Petter & F. v. Hauer, 1853, S. 637), 1858 folgte die Beschreibung der ersten Nummulitenfunde aus dem Flysch selbst, die F. v. Hauer im Greifensteiner Sandstein von Höflein im Wienerwald erzielt hatte. Durch immer weitere Funde kretazischer und alttertiärer Leitfossilien in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts (z. B. F. Toula: 1886: Inoceramen, 1893: der Ammonit *Acanthoceras mantelli* Sow., 1893: Alveolinen und Nummuliten – vgl. W Grün, 1968, S. 7 ff.) wurde allmählich der stratigraphische Umfang des Flysches der Flyschzone immer klarer herausgearbeitet. Durch die Monographie „Der Wienerwald" von C. Paul (1899) war ein erster Abschluß dieser klassischen Forschungsphase im Osten der Flyschzone gegeben.

In bezug auf den Westabschnitt ist es das Werk von E. Fugger & C. Kastner (1885) über den Salzburger Flysch, das hier als Pionierarbeit gewertet werden muß. Darin werden bereits vom Steinbruch bei Muntigl Inoceramen artlich bestimmt, so daß das

Alter des „Muntigler Flysches" bereits damals belegt war (vgl. auch S. PREY, 1952 c, S. 92 f.; M. STURM, 1968, S. 14 f.). Den ersten überregionalen stratigraphischen Vergleich in diesem Abschnitt der Flyschzone stellt C. PAUL (1896, S. 312) an, der den Muntigler Flysch mit dem Gmundener Flysch und den Schichten des Kahlenberges bei Wien genau identifiziert und auch in der Folge solche vergleichende Flyschforschung betreibt. Der klassischen Studie von C. PAUL von 1899 im Osten entspricht genau jene von E. FUGGER, 1900, im Salzburger Raum.

Als tektonische Kardinalfrage nach Einzug der Deckenlehre zu Beginn unseres Jahrhunderts kristallisierte sich ganz allmählich das Problem der Trennung der deckenförmig überschobenen Flyschmasse von der tektonischen Unterlage, dem Helvetikum s. l. heraus. Über die Einzelheiten dieser Entwicklung wurde bereits S. 322 referiert, wo zum Ausdruck kommt, daß seit der ersten Prägung dieser Vorstellung durch J. NOWAK 1911 und der ersten praktischen regionalgeologischen Anwendung dieser Vorstellung für den Salzburger-Oberösterreichischen Abschnitt durch M. RICHTER 1929 bis zum Durchziehen dieser Idee bis zum Ostrand der Flyschzone im Wienerwald durch S. PREY 1953 ein langer, mühevoller Weg zurückgelegt werden mußte.

Im 20. Jh. bekam die stratigraphische Analyse der Flyschzone zunächst besonders durch die erstaunliche Zahl von Fossilfunden im Wienerwald durch den (im Ersten Weltkrieg ganz zu Beginn seiner vielversprechenden Arbeit gefallenen) Forscher R. JAEGER, 1914, enormen Auftrieb. K. FRIEDL (1920, 1930) setzte dessen Arbeiten zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung des Flysch-Wienerwaldes fort, der Fossilsuche nach klassischer Manier widmete sich im Anschluß daran in erste Linie G. GÖTZINGER (1932–1954).

Nach dem Zweiten Weltkrieg kommen auch im österreichischen Flysch neue Arbeitsmethoden zur Anwendung, die eine neue Basis für die stratigraphische und tektonische Analyse liefern. R. NOTH (1951) und S. PREY (1950 ff.) führen die Mikropaläontologie als Arbeitsmethode im österreichischen Flysch ein, H. STRADNER (1958 ff.) und F. BRIX (1961 ff.) zeigen den enormen Wert der Nannofossilien zur genaueren Einstufung der Flyschserien, G. WOLETZ liefert ab 1950 wichtige schwermineralogische Daten zur Charakterisierung des Flysches, die Arbeitsgemeinschaft „Flyschzimmer" am Geologischen Institut (W GRÜN et al.) und besonders P FAUPL (1970 ff.) bringen die sedimentologische Analyse in ganzer Breite zum Einsatz.

Den Durchbruch zur modernen Stratigraphie des österreichischen Flysches brachte bereits die 1950 von S. PREY vorgenommene Untersuchung der Schichtfolge im Gebiet des Pernecker Kogels in Oberösterreich, die sogleich einen genauen Vergleich mit den Serien in Bayern einerseits, mit dem Wienerwaldflysch andererseits zuließ. In der Folge werden die noch bestehenden Unstimmigkeiten in der Korrelierung des Flysches zwischen Westen und Osten besonders durch S. PREY schrittweise beseitigt, der Reiselsberger Sandstein des Westens wird z. B. auch im Wienerwald entdeckt, die Standardgliederung von 1950 wird auch von zahlreichen anderen Autoren im Flysch Salzburgs, Ober- und Niederösterreichs mit Erfolg angewendet.

Obgleich heute zwar durchaus noch immer weite Teile des österreichischen Flysches entweder nicht kartiert, oder zwar aufgenommen, aber nicht veröffentlicht sind, ist die Kenntnis des wohl kompliziertesten Teiles der Flyschzone, der Region des Wienerwaldes

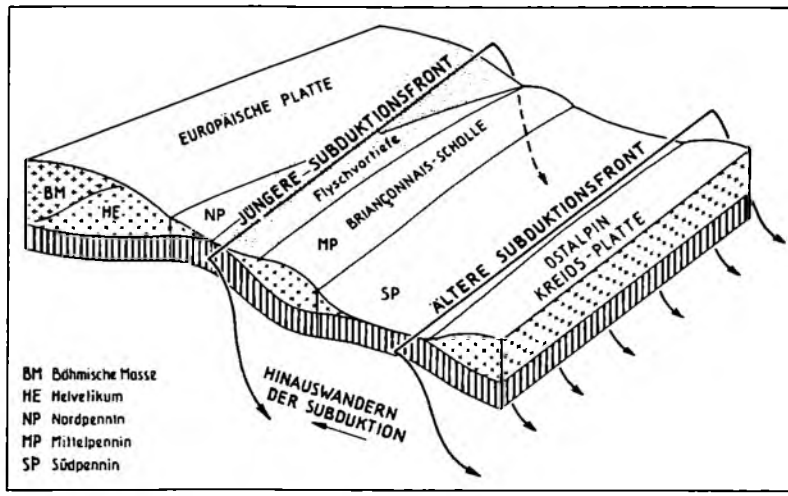


Abb. 181: Der Schrägverlauf des Flyschtroges in den Ostalpen kommt durch die parallele Verlagerung der Subduktionsfront aus dem Südpennin nach Norden zustande: Durch das Auslaufen des Nordpennins gegen Osten hin kommt nun die nordwärts rückende Flyschvortiefe im Westen noch in den nordpenninischen Raum, im Osten aber bereits in den helvetisch-pienidischen Raum zu liegen; nach A. TOLLMANN (1978 b, Abb. 5).

mit ihrer Umstellung auf den karpatischen Bauplan in Schichtfolge und Tektonik, heute weit vorangetrieben: Die Hauptklippenzone des Ultrahelvetikums ist vom Flysch abgetrennt (S. PREY, 1953), die St. Veiter Klippenzone ist als Basis des Flysches erkannt (A. TOLLMANN, 1963 a; F. BRIX, 1970) und schließlich ist mit neuem Impuls das problemreiche Gebiet des Lainzer Tiergartens und seiner Klippen sowie die Frage der Einwurzelung der Kahlenberger Decke durch S. PREY (seit 1973) in Angriff genommen worden.

Für die Erkenntnis der Gesamtposition der Flyschzone im Orogen war der Hinweis auf eine primär schräge, im Osten mehr gegen außen führende Anlage des Flyschtroges vom Verfasser (1963 a, S. 131) von Bedeutung, die sich aus der Anknüpfung des Westteiles der rhenodanubischen Flyschzone an das Mittelpennin, des Ostteiles aber im St. Veiter Raum an ein Mesozoikum in helvetischer Fazies s. l. ergeben hatte (Abb. 181).

b) Stratigraphie

α) Der ältermesozoische Sockel

Der kristalline Untergrund ist in der gesamten Erstreckung der Flyschzone durch tektonische Basalabscherung nirgends erhalten. Hinweise auf die mögliche Zusammensetzung des einstigen kristallinen Untergrundes liefern im Ostabschnitt nur Gerölle und Schollen im Wienerwaldflysch nahe seines Nordrandes (G. GÖTZINGER & CH. EXNER, 1953, S. 97, 100). Durch die Beteiligung von Granit, Granitgneis mit roten Feldspäten und feinkörnigen Graniten ergibt sich eine gewisse Ähnlichkeit zu Gesteinen der Böhmischen Masse.

Als älterer mesozoischer Sockel des Kreide-Tertiärflysches der Kahlenbergdecke gilt heute wohl mit Recht die triadisch-jurassische Serie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Über deren Schichtfolge sind wir besonders durch die Spezialarbeiten von F. TRAUTH (seit 1907, bes. 1930 mit Lit., 1950) R. JANOSCHEK et al. (1956) sowie durch die zusammenfassenden Darstellungen bei F. BRIX (1970, S. 91 ff.), E. THENIUS (1974, S.98 ff.) und S. PREY (1974, S. 5, 9 f.) vertraut. Diese tektonisch stark zerrissene Serie, in mancher Hinsicht faziell mit jener der Grestener Zone vergleichbar, umfaßt die folgenden Glieder.

Trias: Das Nor liegt als z. T konglomeratischer Keuperquarzit und -arkose sowie bunter Ton (S. PREY, 1975 a, S. 5, 7), nicht aber als Hauptdolomit vor, wie H. KÜPPER (1968, S. 44) fälschlich angegeben hatte und bis in die Gegenwart zitiert worden ist. Das Rhät zeigt mit seinen Sandsteinen mit Rippelmarken (R. JANOSCHEK, 1956, S. 240) entgegen F. TRAUTH (1930, S. 44) eine durch den Keupereinfluß von den Kössener Schichten durchaus abweichende Faziesausbildung und führt in den kalkigen Partien eine bei TRAUTH (l. c.) angeführte, mäßig reiche, typisch „schwäbische" Makrofauna.

Im Lias stellen sich Grestener Schichten (F. TRAUTH, 1930, S. 46 ff.) mit kohlenschmitzenführenden Sandsteinen an der Basis ein, sodann dunkle Grestener Kalke, Kalksandsteine und lokal Crinoidenkalke, auch schwarze Tonschiefer und Fleckenmergel. Die Fauna der mergeligen Kalke mit *Lima (Plagiostoma) punctata* Sow., *L. gigantea*

Tabelle 20: Die ältermesozoische Schichtfolge an der Basis des Flysches in der St. Veiter Tiergarten-Klippenzone

Nach F. TRAUTH, 1923, 1930; R. JANOSCHEK, 1956; S. PREY, 1974 u. a.

(Normale Mächtigkeiten aus tektonischen Gründen nicht erfaßbar)

NEOKOM TITHON	Rote und weiße Aptychenkalke und Mergel
KIMMERIDGE	Rote Crinoidenkalke
OXFORD	Rote, grüne, dunkelgraue Radiolarite und Hornsteinkalke; Tonschiefer
DOGGER CALLOV	Kieselkalke
DOGGER BATHON	Sandige fossilreiche Kalke und Mergel
DOGGER BAJOC DOGGER AALEN	Dunkle Tonmergel mit Sandsteinlagen
LIAS	Tonschiefer, Fleckenmergel, Kalksandsteine Grestener Schichten mit kohlenführendem Sandstein, Gryphäenkalk, Crinoidenkalk
RHÄT	Kalke, Schiefer, Sandsteine
NOR	Konglomerat. Quarzit, Arkosen, bunte Schiefer
BASIS :	Hinweis auf die tektonisch amputierte Basis durch Gerölle und Scherlinge aus Granit(gneis)

Sow., *Gryphaea arcuata* Lam., *Cardinia gigantea* Quenst., *Arietites (Discoceras) conybeari* Sow., *A. (Coroniceras) rotiformis* (Sow.), *A. (Coroniceras) bucklandi* (Sow.) etc. weist auf Lias α hin (F. Trauth, l. c.); Funde weiterer Arten von *Arietites* und *Aegoceras* (R. Janoschek, l. c., S. 243) geben Beleg für einen Mindestumfang von Lias α–δ. Zugleich wird aus diesem Lias bei R. Janoschek eine Foraminiferenfauna mit *Frondicularia tenera tenera* (Born.), *F. sulcata* (Born.), *Nodosaria prima* d'Orb. etc. gemeldet.

Der Dogger dieser Serie besteht aus dunklen Kieseltonen, schwarzbraunen sandigen und glimmerigen Mergelschiefern, sandigen Kalken und mergeligen Sandsteinen. In den flyschartigen Sandsteinlagen sieht S. Prey (1975 a, S. 3) einen Anklang an den „Aalenienflysch" der Pieniden der polnischen Karpaten. In der reichen Makrofauna sandiger Kalke (F. Trauth, 1923, S. 183 ff.; 1930, S. 56 ff.), in der besonders Mollusken und Brachiopoden vertreten sind, weisen Ammoniten wie *Phylloceras kudernatschi* (Hauer), *Ph. viator* (d'Orb.), *Sowerbyceras zignodianum* (d'Orb.), *Oppelia fusca* (Quenst.), *O. subradiata* (Sow.), *Stephanoceras humphriesianum* (Sow.), *St. rectelobatum* (Hauer), *Sphaeroceras* cf. *saucei* (d'Orb.), *Parkinsonia ferruginea* (Oppel), *P. neuffensis* (Oppel) etc. auf ein fast das gesamte Bajocien und Bathonien umfassendes Alter. Eine gleichaltrige reiche Fauna stammt aus der feinsandigen mergeligen faziellen Vertretung, die wahrscheinlich auch in das Aalenien hinabreicht, während Kieselkalke als Bathonien bis Callovien belegt sind. Die Doggermergel enthalten ferner gute Mikrofaunen, in denen namentlich artlich gut bestimmbare Nodosariiden vertreten sind (R. Janoschek, 1956, S. 246).

Der Malm ist in seinem unteren Abschnitt durch graugrüne Kieseltone und Tonschiefer sowie durch rote, grüne und schwärzliche Radiolarite und Hornsteinkalke ausgezeichnet. Rote Crinoidenkalke mit *Phylloceras mediterraneum* Neum. etc. stellen sich im Kimmeridge (bis Tithon) ein. Rote und weiße Aptychenkalke sind für Tithon, letztgenannte für Tithon bis Neokom bezeichnend. Selten tritt auch eine an die Konradsheimer Schichten gemahnende brecciöse Ausbildung dieser Aptychenkalke auf. Die reiche Aptychenfauna aus den Aptychenschichten hat F. Trauth (1930, S. 76 ff.) zusammenfassend beschrieben.

Ein Gegenstück zu dieser Region des St. Veiter Tiergartens mit Resten des ältermesozoischen Sockels des Flysches glaubt W Schnabel (1979, S. 29) in der „Ybbsitzer Klippenzone" gefunden zu haben, wo unter dem Neokom-Gaultflysch am Südrand der Flyschzone malmische Radiolarite, Rotkalke und Neokom-Aptychenschichten normalstratigraphisch unterlagern und nicht zur tektonisch unterlagernden Grestener Klippenzone gehören sollen.

β) Die Flyschfolge

Über dieser obertriadischen bis neokomen Serie (mit einer für die Externzone charakteristischen, in vielem an die ältermesozoische Schichtfolge der Grestener Zone erinnernde Abfolge) setzt nun ab dem höheren Neokom eine zunächst noch flyschoide, ab der unteren Oberkreide aber als Flysch entwickelte Sedimentation ein. Entsprechend der langen Erstreckung der Flyschzone in der Längsrichtung machen sich Unterschiede zwischen dem Westen und Osten geltend, obgleich heute die Hauptschichtglieder über den Gesamtraum hin korreliert sind. Hinzu kommen deutliche Faziesunterschiede in den drei Teildecken der Flyschzone des Wienerwaldes, von denen die Laaber Decke mit den Kaumberger Schichten und der Laaber Fazies am stärksten aus dem Rahmen fällt. Wir

Tabelle 21. Die Schichtfolge der Flyschzone im Raum Salzburg–Wien

Nach G. Götzinger, 1932–1954, und S. Prey, 1950–1980

	Alter	Mächtigk.	Hauptflyschzone Salzburg–Wien samt Greifenst. u. Kahlenberger Decke (Nordfazies)			Laaber Decke im Wienerwald (Südfazies)
A.-TERT	M. EOZÄN	⩾	Paläogenanteil der Mürbsandst.-serie	Greifensteiner Schi. (Sst. u. Coccolithenschiefer)	Gablitzer Schi.	Laaber Schichten: Agsbachschichten
	U. EOZÄN					
	PALEOZÄN					Hoisschichten
O.-KREIDE	MAASTRICHT	⩾	Altlengbacher Schichten (hierzu Mürbsandstein-Oberkreide, Muntigler Serie, Wörderner Sst.)		Sieveringer Schi.	Tonschiefer und Quarzite
	CAMPAN O	<	Pernecker Schichten (Oberste Bunte Mergel)			Kaumberger Schichten
	U.	⩾	Kahlenberger Schichten (Inoceramenschichten, Zementmergelserie)			
	SANTON					
	CONIAC	⩽	Seisenburger Schichten (Obere Bunte Mergel)			
	TURON					
	CENOMAN	⩾	Reiselsberger Schichten (Sst., bunte Schf.)		Pikrite	BASIS MEIST NICHT ERSCHLOSSEN (vgl. St. Veiter Klippenzone)
U.-KREIDE	ALB	>	Untere Bunte Schiefer Bartbergschichten, Gaultquarzitserie			
		>	Wolfpassinger Schichten (ab Barrême)			
	NEOKOM		Tekton. Hauptabscherungs-Niveau		Flyschfreie Aptychenschichten, Serie v. Tab. 20	
BASIS:						

werden im folgenden die Schichtglieder dieses Flyschstreifens zwischen Salzburg und Wien in stratigraphischer Reihenfolge besprechen, durch die Gliederung in die erwähnten Teilfaziesbereiche auf Tab. 21 aber eine Gegenüberstellung der individuell ausgebildeten Schichtreihen vornehmen.

1. Unterkreide a) Wolfpassinger Schichten (D. Stur 1894, S. 25). Als erstes, flyschoid ausgebildetes Schichtglied über den tiefneokomen Aptychenschichten stellt sich im Gesamtraum zwischen Salzburg und Wien (S. Prey, 1980, S. 283; G. Tichy, 1980, S. 19) – wenn tektonisch nicht abgeschert – eine Serie aus harten, gelegentlich Hornsteinknollen führenden sandigen Kalken, Kalksandsteinen, Sandsteinen und Breccienlagen, dunkelgrauen splittrigen Mergelkalken und Fleckenmergeln sowie Lagen von weichen grünen Zwischenmergeln ein, die im Wienerwald zuerst als Wolfpassinger Schichten (D. Stur, 1894) bezeichnet worden sind, so daß der im Westabschnitt der Flyschzone hierfür verwendete Begriff Tristelschichten (Tristelbrekzie: Th. Lorenz, 1901, S. 15; Tristelschichten: J. Cadisch, 1919) ein Äquivalent hierzu darstellt. Am eingehendsten ist dieses Schichtglied in der Nordrandzone des Wienerwaldes, der Tulbinger Schuppe, untersucht worden (W Grün et al., 1972, S. 107 ff., 175), wo es altersmäßig in den Zeitraum Barrême – unteres Alb eingeordnet und in drei, jeweils durch Kalkhorizonte eingeleitete Großzyklen gegliedert werden konnte – Abb. 182, 183.

Zur Einstufung der Wolfpassinger Schichten dienen Nannofossilien wie *Parhabdoli-*

Abb. 182: Enger NNW-vergenter Faltenwurf des neokomen Kalksandsteines der Wolfpassinger Schichten der Greifensteiner Decke im Steinbruch Dopplerhütte SE Königstetten in Niederösterreich. Ausschnitt aus Abb. 183.

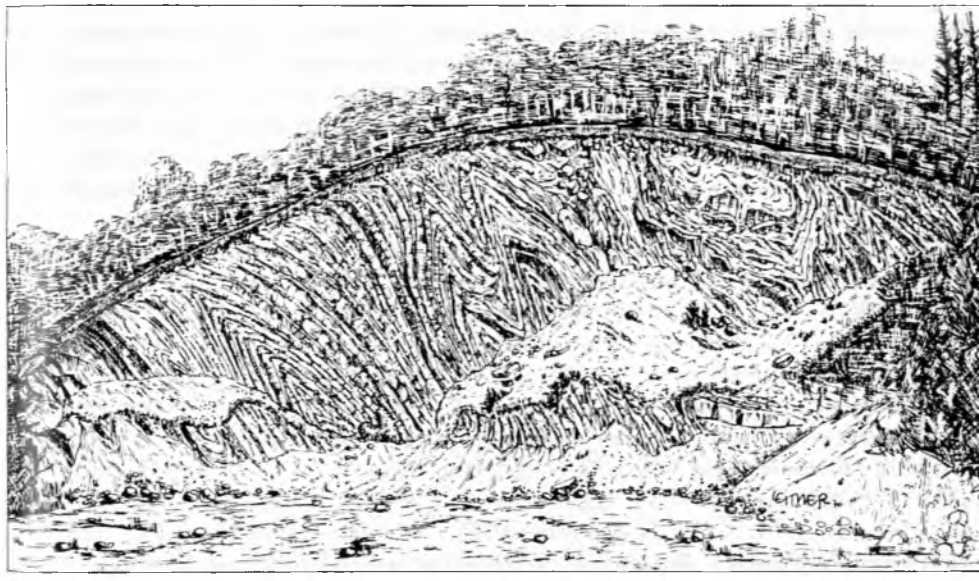


Abb. 183: Übersicht über den intensiven Faltenbau im zuvor (Abb. 182) erwähnten Steinbruch Dopplerhütte, durch die Tonschieferzwischenlagen zwischen den Kalksandsteinschichten besonders gefördert; nach H. Bertle (1970, Abb. 2).

thus embergeri (NOEL), *P. splendens* (DEFL.), *Deflandrius columnatus* STOVER, *Zygodiscus sisiphus* BUKRY, *Nannoconus wasalli* BRÖNN. etc. (G. LAUER in W GRÜN et al., 1972, S. 123 f., Tab. 5; F. BRIX, 1961, S. 91 f; M. STURM, 1968, S. 56); ferner Foraminiferenfaunen mit *Trocholina paucigranulata* MOULL., *Patellina subcretacea* CUSH. & ALEX., *Conorotalites aptiensis* BETT., *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER) etc. (W GRÜN et al., 1972, S. 119 ff., W JANOSCHEK, 1964, S. 167; F. BRIX, 1969, S. 462; H. MAURER, 1972, S. 147); sodann unter den Makrofossilien vor allem Aptychen wie *Lamellaptychus pusillus* (PETERS), *L. seranonis* (COQU.), *L. undatocostatus* (PETERS)? etc. (R. JAEGER, 1914, S. 127; K. FRIEDL, 1921, S. 6; S. PREY, 1957, S. 321); schließlich auch Pollen (O. ČORNA in W GRÜN et al., 1972, S. 125). Neokome Fossilien aus Brekzienlagen der Wolfpassinger Schichten führt S. PREY (1950, S. 146; 1957, S. 321) aus Ober- und Niederösterreich an, ein Emporreichen dieser Serie in Salzburg nach dem Auftreten von *Rotalipora ticinensis* (GAND.) bis in das Oberalb konstatiert PREY (1980, S. 284).

Genaue Daten über die Lithologie und Mikrofazies, über die chemische Zusammensetzung und den Bestand an Leicht- und Schwermineralien, unter welch letzteren die absolute Dominanz der stabilen Mineralien Turmalin und Zirkon unter Zurücktreten von Rutil, Apatit und besonders Granat hervorzuheben ist, werden außer bei W GRÜN et al. (1972, S. 110 ff.) auch bei G. WOLETZ (1950, S. 176 f.), R. GRILL et al. (1954, S. 47), H. WIESENEDER (1967, S. 234), H. KÜPPER (1968, S. 40), F. BRIX (1969, S. 459 ff.; 1972, S. 63 ff., Tab. 7) mitgeteilt.

b) Gaultquarzitserie: Der typische Gaultflysch mit seinen „Ölquarziten" ist aus allen Abschnitten der gesamten Flyschzone von Vorarlberg bis über Wien hinaus durch seine einheitliche und charakteristische Ausbildung als Serie von dunkelgrauen bis dunkelgrünen, glaukonitischen, splittrig brechenden und verwitternden, zähen, feinkörnigen, häufig gebänderten Quarziten, (gebänderten) Sandsteinen und zwischengeschalteten schwarzen, graugrünen oder bunten, auch roten Tonschiefern früh erfaßt und korreliert worden. Der Flyschcharakter der Serie ist nach S. PREY (1974, S. 4) bereits deutlich.

Wir betrachten die unter dem Arbeitsbegriff „Bartbergschichten" ohne Typlokalität von W GRÜN (1972, S. 126) vom Bartberg SW des Wienerwaldstausees beschriebene Serie als eine Variante des Gaultflysches, bei der die schwarzen und roten Tonschiefer und die Sandsteine auf Kosten des Quarzites herrschen.

Über Lithologie, Schwermineralgehalt (besonders Zirkon, Turmalin) und chemische Zusammensetzung der Gaultquarzitserie berichten G. WOLETZ (1950, S. 176), H. WIESENEDER (1967, S. 234), H. KÜPPER (1968, S. 40, Pkt. 2), W GRÜN et al. (1972, S. 132) u. a.

An Fossilien sind folgende Gruppen bekannt geworden: An Makrofossilien nur Inoceramen-Schalensplitter (S. PREY, 1950, S. 144). Bei den Foraminiferen herrschen arten- und individuenreiche Sandschalerfaunen mit *Plectorecurvoides alternans* NOTH, *Recurvoides* aff. *contortus* EARLD., *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, *Reophax minuta* TAPPAN, *Dorothia filiformis* (BERTH.) etc. (W GRÜN et al., 1972, S. 136 ff.; G. GÖTZINGER et al., 1954, S. 154; S. PREY, 1957, S. 322; 1965 b, S. 109; 1979, S. 215; R. GRILL 1962, S. 9; W SCHNABEL, 1970, S. 139; H. KRAULIZ, 1976, S. 65). Die reiche Nannoflora mit den Gattungen *Nannoconus, Deflandrius, Parhabdolithus* etc. (G. LAUER in W GRÜN et al., 1972, S. 141 f., M. STURM, 1968, S. 60; H. KRAULIZ, 1976, S. 66) spricht ebenfalls für Alb. Auch eine umfangreiche Pollenflora wurde durch O. ČORNA in W GRÜN et al. (1972) bekannt gemacht.

c) Untere Bunte Schiefer: Diese aus dem bayrischen Flysch zuerst bekannt gewordene Serie (M. RICHTER et al., 1940), die S. PREY (1950, Tab. 1–2; 1968 a, Tab. 1–3 etc.) nach Österreich hereinverfolgt hat, stellt sich zwischen der Gaultquarzitserie (Bartbergschichten) im Liegenden und dem Reiselsberger Sandstein im Hangenden ein. Sie besteht aus einer Abfolge von grünen, grauen und roten Mergeln und Tonschiefern mit untergeordneten Sandsteinbänkchen.

Ihr Mikrofossilinhalt zeigt, daß sie weiterhin hauptsächlich dem (Ober-)Alb angehört. Die kleinwüchsigen Foraminiferenfaunen beinhalten *Plectorecurvoides alternans* NOTH, *Uvigerinammina jankoi* MAJZON, *Reophax minuta* TAPPAN, *Dorotia filiformis* (BERTH.), *Trochammina globigeriniformis* J. & P etc. (S. PREY, 1973, S. 73 ff.; 1979, S. 215; 1983, S. 247). Wo im Osten der Flyschzone die Reiselsberger Sandsteine ausdünnen bis ausfallen und die Unteren Bunten Schiefer sich mit den Oberen vereinigen, sind in dieser „bunten Mittelkreide" dann auch Cenoman bis Turon durch Foraminiferen einschließlich planktonischer Arten wie *Praeglobotruncana stephani* (GAND.), *P. delrioensis* (PLUMMER), *Rotalipora reicheli* (MORNOD) und durch Nannofloren belegt (R. JANOSCHEK et al., 1956, S. 273 ff.; M. STURM, 1968, S. 64; W SCHNABEL, 1970, S. 140 f., S. PREY, 1973, S. 85 f.; 1980, S. 285).

2. Oberkreide a) Der aus Bayern stammende Begriff Reiselsberger Sandstein wird für den in der Mittelkreide (Cenoman-Turon) auftretenden „Hauptflyschsandstein" des Westabschnittes der Flyschzone der Ostalpen allgemein angewendet. S. PREY (1973) gelang der Nachweis der Existenz des Reiselsberger Sandsteins und begleitender Schiefer auch im Ostteil der Flyschzone, besonders im Wiener Raum, so daß man auch hier von Reiselsberger Schichten sprechen kann (jüngeres Synonym: Hütteldorfer Schichten F. BRIX, 1970, Taf. 10). In dieser Serie wechsellagern etliche Zehnermeter von dickbankigem, mittel- bis grobkörnigem, mittelgrauem, graubraunem oder gelblich und mürb anwitterndem glimmerreichem Quarzsandstein mit Gradierung, Strömungsmarken und anderen Flyschmerkmalen mit Paketen aus roten, graugrünen oder grauen Schiefertonen in Wechsellagerung mit geringermächtigen Siltstein- und Sandsteinlagen (R. JANOSCHEK, 1964, S. 169; M. STURM, 1968, S. 63; S. PREY, 1973, S. 85; 1979, S. 220). Im Schwermineralspektrum herrscht Granat und Apatit, die Zirkon- und Rutilgehalte sind nennenswert (R. JANOSCHEK et al., 1956, S. 280; S. PREY, 1973, Tab. 1).

Aus mittelkretazischen (Alb-Unterturon?) roten Schiefertonen E Kilb, N.-Ö., hat S. PREY (1977, S. 272) Serpentinite und eine sedimentäre Serpentinitbrekzie erwähnt, die er mit der Öffnung des Ozeanbodens im Bereich des Flyschtroges in Zusammenhang bringt.

Aus dem Gebiet des Lainzer Tiergartens sind aus den Reiselsberger Schichten (Schichtangaben der Originalarbeiten noch unrichtig) auch verkieselte Hölzer von W BERGER (1950, 1953, 1966) beschrieben worden, und zwar von den Lorbeergewächsen *Laurinoxylon hofmannae* BERGER, *L. tigurinum* (SCHUSTER) und der (aber vielleicht schon aus Kahlenberger Schichten stammenden) Art *L. weylandi* BERGER, sowie Hölzer der Konifere *Phyllocladoxylon* sp. und von Marattiaceen.

b) Pikrite und deren Tuffe sind von rund 30 Vorkommen aus der Mitteilkreide (Alb bis Cenoman/Turon) bzw. besonders der basalen Oberkreide aus dem Flysch-Wienerwald im Stadtbereich von Wien (13.–16. Gemeindebezirk) und im Lainzer Tiergarten bekannt. Sie weisen auf Grund der Frittung des Nebengesteins auf ein vulkanisches

Ereignis in dieser Zeit im Bereich der Flyschzone hin, von dem basische Gänge in Form von Pikriten und Ausblasungsspalten mit Tuffiten und Pikriten zeugen. Ausführliche regionale und petrographische Beschreibungen lieferten R. JANOSCHEK et al. (1956, S. 286 ff.), H. KÜPPER (1968, S. 75, 131 f.), F. BRIX (1970, S. 174 ff.) und S. PREY (1973, S. 74). Die alte Diskussion um die Existenz eines „Vulkanes von Wien" im Sinne der Petrographen oder um Einschüttung von Pikritblöcken als Wildflyschkomponenten im Sinne von L. KOBER (1955, S. 239) ist mit der Entdeckung der Spaltenfüllungen, besonders im Hörndlwald im 13. Wiener Bezirk, in Sinne der Vulkantheorie entschieden, nur daß der „Vulkan" zur Zeit seiner Tätigkeit nicht im Wiener Raum, sondern noch weit im Süden, im Heimatgebiet des Flysches, aktiv war. Außerdem sieht man heute im Vulkanismus des Ozeanbodens und in der Wildflyschbildung keine konträren Prozesse mehr, sondern Zusammengehöriges (wie am eindringlichsten etwa die „Melange" dokumentiert).

Gegenüber der älteren Auffassung der Zugehörigkeit dieser basischen Vulkanite zur ultrahelvetischen Buntmergelserie, hat sich heute eine Zugehörigkeit der Klippen des Tiergartens und ihrer mittelkretazischen Hüllsedimente, in denen die Vulkanite stecken, zur Kahlenberger Decke – und damit zur Flyschzone – ergeben (S. 406).

c) Als Seisenburger Schichten nov. nom. soll die Serie aus grauen, graugrünen und roten Mergeln und Tonschiefern mit untergeordneten feinkörnigen Sandsteinlagen in der bayrischen und österreichischen Flyschzone bezeichnet werden, die sich zwischen Reiselsberger Sandstein im Liegenden und Kahlenberger Schichten (bzw. Zementmergelserie) im Hangenden einschaltet. Dieser Name soll für diese bunte Schieferserie dienen, die bisher unter den Bezeichnungen „obere bunte Mergel und Schiefer" (M. RICHTER et al., 1940, S. 419), „Bunte Schiefer" (S. PREY, 1950, S. 142; 1957, S. 323), „Obere Bunte Mergel" (W JANOSCHEK, 1964, S. 171) und ähnlich erwähnt worden sind. Als Typlokalität wird die Region W Schloß Seisenburg im Grüngraben am Perneckerkogel E Viechtwang in Oberösterreich gewählt, von wo S. PREY (1950, S. 142, Taf. 9) diese Schichten zum ersten Mal eingehend beschrieben hat.

In Österreich wurde das Auftreten dieser bunten Schieferserie von Salzburg (S. PREY, 1980, S. 286) über das Gebiet des Attersees (M. RICHTER et al., 1940, S. 419; M. STURM, 1968, S. 65 ff.) über weite Teile des oberösterreichischen und niederösterreichischen Flysches (z. B. S. PREY, 1950, S. 142 f., 1957, S. 323; W JANOSCHEK, 1964, S. 171 ff., W SCHNABEL, 1970, S. 142 f. etc.) bis in den Wienerwald verfolgt (S. PREY, 1974, S. 4).

Als Charakterformen der Mikrofauna seien nach den erwähnten Autoren an kalkschaligen Foraminiferen *Globotruncana sigali* REICHEL, *G. schneegansi* SIGAL, *G. coronata* BOLLI etc. und an Sandschalern die Gattungen *Recurvoides, Dendrophrya, Hyperammina* etc. hervorgehoben, sowie aus dem Nannoplankton die allerdings längerlebigen Formen *Micula staurophora* (GARD.), *Marthasterites furcatus* DEFL. und *Kamptnerius magnificus* DEFL. erwähnt.

Im Wienerwald kann es unter stratigraphischer und tektonischer Reduktion des unterlagernden Reiselsberger Sandsteines zur Vereinigung dieser „Oberen Bunten Schichten" mit den „Unteren Bunten Schiefern", also zur Ausbildung einer mächtigeren roten, schieferigen Mittelkreideserie kommen (s. o.).

d) Das Hangende der Seisenburger Schichten bilden die nach dem Kahlenberg bei Wien benannten Kahlenberger Schichten G. GÖTZINGER & H. BECKER, 1932,

S. 349 (Synonym: Purkersdorfer Schichten F. BRIX, 1970, S. 76, 106). Die Fortsetzung der Kahlenberger Schichten des Wienerwaldes in der westlichen Flyschzone ist als „Zementmergelserie" bezeichnet worden, so daß der den Regeln der stratigraphischen Nomenklatur entsprechende Name Kahlenberger Schichten nun auch für den Westen gelten kann – nachdem das Haupthindernis einer Parallelisierung, die Bestimmung von altersmäßig unpassenden Orbitoiden aus sogenannten „Kahlenberger Schichten" seitens A. PAPP (1956) durch S. PREY (1962, S. 262) beseitigt werden konnte, der darin Altlengbacher Schichten erkannte. Als älteres Synonym sei die Bezeichnung „Inoceramenschichten" der Flyschzone erwähnt.

Die Lithologie und der Seriencharakter, der durch ein Überwiegen der hellen, mergeligen und kalkigen, dünnbankigen Gesteine in zyklischer Gliederung unter Zurücktreten des Sandsteinanteils gekennzeichnet ist, wurde vielfach eingehend beschrieben – im Westen z. B. durch S. PREY (1950, S. 136 ff., 1957, S. 324; 1980, S. 287 ff.), W JANOSCHEK (1964, S. 173 f.) oder M. STURM (1968, S. 69 ff.), im Wiener Bereich zuletzt etwa zusammenfassend durch F. BRIX (1970, S. 105), E. THENIUS (1974, S. 91) etc. Die basalen Teile der etliche hundert Meter mächtigen Serie sind meist dünnschichtiger und frei von namhaften Sandsteinbänken. Sie werden als dünnschichtige Basisschichten der Zementmergelserie, Tiefere Kahlenberger Schichten oder bei G. GÖTZINGER (1931, S. 57) als Wiesenfeldschichten bezeichnet. Die Höheren Kahlenberger Schichten sind dickbankiger und führen bereits Mürbsandsteinbänke. Der Umschlag von den feinklastischen Tieferen Kahlenberger Schichten zu den grobklastischeren Höheren erfolgt nach S. PREY (1979, S. 227) in der Kahlenberger Decke bereits im Campan, während in der Greifensteiner Decke die Grobsandsteine erst im Maastricht der Altlengbacher Schichten auftreten. Über die chemische Zusammensetzung der Kahlenberger Schichten referierten H. WIESENEDER (1962, S. 277), H. KÜPPER (1968, Tab. 6, S. 40) und F. BRIX (1972, S. 62 f.), Einzelheiten über die mineralogische Zusammensetzung findet man bei H. WIESENEDER (1962 a, S. 278; 1967, S. 234) und über die Schwermineralführung bei G. WOLETZ (1950, Tab. S. 178 f.), H. WIESENEDER (1967, S. 236, Abb. 3), L. WEBER (1973, S. 66) u. a. Die Schwermineralassoziation ist durch ein ausgeprägtes Granatmaximum charakterisiert.

Fossilmäßig sind die Kahlenberger Schichten durch einen Reichtum an Lebensspuren, durch seltene Funde von Makrofossilien, sehr selten angetroffene Reste fossiler Hölzer (I. JACOBSOHN, 1916), durch nicht unbedeutende Mikrofaunen und Nannofloren gekennzeichnet. Massenhaftes Auftreten von Lebensspuren wie *Chondrites intricatus* BRONN, *Ch. affinis* STERNB. und *Helminthoides labyrinthica* HEER geben den Kahlenberger Schichten geradezu ihr typisches Gepräge und wurden seit den klassischen Arbeiten von TH. FUCHS (1893, 1895) immer wieder erwähnt oder beschrieben (S. 356 f.), ausführlich auch von G. GÖTZINGER (1951, S. 227 f.). Unter den übrigen zahlreichen Lebensspuren seien hier nur noch die von R. VOGELTANZ (1971) neubearbeiteten *Scolicia*-Fährten, und zwar hauptsächlich Typus *Subphyllochorda* – der bisher nur aus dem Eozänflysch des Wienerwaldes bekannt war – aus den Salzburger Zementmergeln erwähnt.

Die Makrofauna der Kahlenberger Schichten im Wienerwald umfaßt *Inoceramus haueri* ZUGM., *I. monticuli* F. & K., *I. mülleri* PETR., *I. salisburgensis* F. & K., *Parapachydiscus galicianus* (FAVRE) [= *Acanthoceras mantelli* SOW.], *Gaudryceras* cf. *mite* HAUER etc. (F. TOULA, 1893; C. PAUL, 1899, S. 173; R. JAEGER, 1914, S. 129 ff., G. GÖTZINGER [et al.],

1932, S. 351 ff., 1951, S. 228; 1954, S. 52; N. ZADORLAKI-ST., 1960, S. 114; E. THENIUS, 1974, S. 91; 1983, S. 55).

Unter den Kleinforaminiferen interessiert für die Alterseinstufung weniger der Sandschaleranteil mit *Dendrophrya robusta* GRZYB., *Trochamminoides irregularis* (WHITE), *Tr. contortus* (GRZYB.) etc. als der planktonische Kalkschaleranteil mit *Globotruncana arca* CUSH., *G. concavata* BROTZ., *G. elevata* (BROTZ.), *G. stuarti* (LAPP.), *G. ventricosa* WHITE etc. sowie *Ventilabrella eggeri* (CUSH.). Die seit R. JAEGER (1914) bekannten *Orbitoides*-Arten des Obercampan erfuhren durch A. PAPP (1956) ihre Neubearbeitung; *Pseudosiderolites vidali* (DOUV.) kommt im gleichen Niveau am Leopoldsberg bei Wien hinzu (R. JAEGER, 1914, S. 133 ff.; R. GRILL, 1962, S. 11; 1968, S. 18; M. STURM, 1968, S. 72; H. HÄUSLER, 1976, S. 188; H. KRAULIZ, 1976, S. 73 f., 85).

Schließlich wurde jüngst auch das Nannoplankton mit *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *A. parca* STRADNER, *Micula staurophora* (GARDET) etc. mehrerenorts analysiert (F. BRIX, 1961, S. 92 f.; H. HEKEL, 1968, S. 303; M. STURM, 1968, S. 72; W SCHNABEL, 1970, S. 145; H. MAURER, 1971, S. 150; H. KRAULIZ, 1976, S. 73 f., S. 85).

Als Alter der Kahlenberger Schichten ergibt sich aus dieser Fauna und Flora die Zeitspanne des Santon bis Obercampan innerhalb des Senons.

e) Die Kaumberger Schichten (G. GÖTZINGER, 1951, Vh. GBA., S. 48) bilden die vom (Turon? bzw.) Coniac bis in das Obercampan emporreichende fazielle Vertretung der Kahlenberger Schichten in der Laaber Decke des Wienerwaldes. Die Serie besteht aus einer dünnschichtigen Folge von bunten, braunroten oder graugrünen Tonschiefern mit Zwischenschaltung dünner, teilweise etwas kieseliger Kalksandsteinbänkchen (S. PREY, 1962, S. 258). Die Serie neigt zufolge des Reichtums an Tonschiefern stark zu Hangrutschungen. Eine lithofazielle Analyse durch P FAUPL (1975) hat gezeigt, daß das Material auf Grund der Strömungsmarken aus einem nördlichen Liefergebiet, der Kaumberger Schwelle, abstammt, der für die Zusammensetzung der Sandsteine mit Schwermineralien wie Zirkon, Turmalin, Rutil (vgl. auch R. NOTH et al., 1954, Tab. 2–4 und G. WOLETZ, 1962, S. 271 f., 1963, S. 101), aber auch Chromspinell, verantwortlich war. Innerhalb der Kaumberger Schichten tritt eine Verzahnung einer Grünfazies mit graugrünen Peliten, die selbst noch ein Teil der Turbiditfolge sind, und einer Rotfazies mit rotbraunen, kalkfreien, in der Tiefsee unterhalb der Kompensationstiefe abgesetzten Tonsteinen auf. Die Turbidite sind als Bildungen am Außenrand eines Tiefseefächers zur Beckenebene aufzufassen, wobei die roten Pelite das autochthone pelagische Sediment zwischen distalen Turbiditbänken darstellen (P FAUPL, 1976). Sämtliche proximale Anteile dieses wohl 80–100 km breiten Tiefseefächers fehlen aus tektonischen Ursachen.

Für die oben erwähnte Alterseinstufung waren Foraminiferenfaunen mit reichlich Sandschalern und wenigen planktonischen Kalkschalern verantwortlich (R. NOTH & G. WOLETZ, 1954, Tab. 1, S. 144 f.; R. GRILL, 1962, S. 250 f., W GRÜN, 1968, S. 127; H. FOBER, 1971, S. 29; H. KRAULIZ, 1976, S. 107), die u. a. führen: *Dendrophyra excelsa* GRZYB., *D. robusta* GRZYB., *Psammosiphonella rzehaki* (ANDR.), *Recurvoides deflexiformis* (NOTH), *Cyclammina suborbicularis* RZEHAK, *Rzehakina epigona* (RZEHAK), *Globotruncana arca* (CUSH.), *G. lapparenti* BROTZEN. Das Auftreten von *Gl. arca* spricht für ein Emporreichen der Serie bis in das Obercampan.

Eine chemische Analyse der Kaumberger Schichten wird von H. WIESENEDER (1962, S. 277 f.) mitgeteilt.

f) Pernecker Schichten: Über den Kaumberger Schichten stellen sich zunächst wiederum geringmächtige bunte Mergel ein, häufig als „Oberste oder Höchste Bunte Schiefer" (S. PREY, 1950, S. 141 f.) bezeichnet, bevor die Sieveringer Sandsteine hangend aufsetzen. Diese dünnbankige Serie aus im Liegenden bunten, im Hangenden (*gigantea*-Zone) grauen Mergeln mit Lagen von hartem, feinkörnigem Sandstein bis Quarzit – die man nach ihrer Erstbeschreibung aus dem Gebiet des Perneckerkogels in Oberösterreich durch S. PREY (1950, S. 141) am besten als Pernecker Schichten nov. nom. (Typlokalität: NE-Seite des Perneckerkogel-Buchenberg-Zuges) bezeichnen könnte –, gehört nach ihrer Mikrofauna mit *Hormosina ovulum gigantea* GEROCH und einem Nannoplankton mit *Tetralithus gothicus* DEFL. dem Obercampan an. Sie ist aus der österreichischen und bayrischen Flyschzone einschließlich des Wiener Raumes vielerorts nachgewiesen (W JANOSCHEK, 1964, S. 175; W GRÜN, 1968, S. 116; M. STURM, 1968, S. 78 f., S. PREY, 1980, S. 289 f.). Aus Bayern hat jüngst A. BUTT (1981, S. 32 f., Abb. 13) eine eingehende lithologische und mikrofaunistische Analyse dieses Gliedes vorgelegt.

g) Mit dem Begriff Altlengbacher Schichten (G. GÖTZINGER & H. BECKER, 1932, S. 348) wird die an Mürbsandsteinbänken reiche Serie des (Obercampan,) Maastricht und basalsten Paleozäns im Nordteil des Wienerwaldes im Bereich der Greifensteiner Decke und östlich der Donau bezeichnet. Sie stellt die direkte Fortsetzung der „mürbsandsteinführenden Oberkreide" (S. PREY, 1950, S. 141) der westlicher gelegenen Flyschzone bzw. dieses Anteiles des Muntigler Flysches (E. v. MOJSISOVICS, 1890, S. 31) oder der Muntigler Serie (M. STURM, 1968, S. 81) im Salzburger Raum dar, so daß diese Begriffe als synonym aufzufassen sind (vgl. auch R. VOGELTANZ, 1971, S. 8; J. HOFER & G. TICHY, 1983, S. 73). Als weiteres Synonym kann der im nördlichen Wienerwald von G. GÖTZINGER (1951, S. 226) für mürbsandsteinreiche Partien innerhalb der Altlengbacher Schichten verwendete Begriff Wörderner Sandstein gelten (S. PREY, 1974, S. 22), welche Partien häufig im basalen, obercampanen Anteil des Gesamtkomplexes auftreten (F. BRIX, 1970, S. 108).

Die im Südrandstreifen des nördlichen Wienerwaldes in der Kahlenberger Decke im Hangenden der Kahlenberger Schichten lagernden Sieveringer Sandsteine werden als eine faziell etwas eigenständige Sonderentwicklung der Altlengbacher Schichten (R. GRILL, 1968, S. 18 f.) im folgenden getrennt besprochen.

Der Serienecharakter der Altlengbacher Schichten wird aus dem Raum des Wienerwaldes besonders von W GRÜN et al. (1964, Taf. 1, Profil 1–6), ferner von E. THENIUS (1974, S. 92), F. BRIX (1970, S. 108), S. PREY (1974, S. 4, 22) u. a. herausgearbeitet: Die hier bis 1200 m mächtige Abfolge setzt sich aus grobkörnigeren kalkigen Sandsteinen (die zu „Mürbsandsteinbänken" verwittern) mit gradierter Schichtung und Pflanzenhäcksel sowie Tonschieferflatschen und Tonscherben im Oberteil der Bänke, aus fucoidenführenden grauen Mergelschieferpaketen und Mergelkalk, und schließlich grünlichgrauen Tonschieferlagen zusammen, die rhythmisch im Flyschzyklus wiederkehren. Dieses Schichtglied zeigt ebenso wie seine Varietät, der Sieveringer Sandstein, in der österreichischen Flyschzone die ausgeprägtesten Flyschmerkmale, von den reichlich vorhandenen Sohlmarken an der Basis der gradierten Bank bis zu den Lebensspuren im höheren Bereich.

Detaillierte Angaben über die lithologischen Eigenheiten, den Kalkgehalt, die chemische Zusammensetzung und die Schwermineralführung, bei der wie bei den übrigen

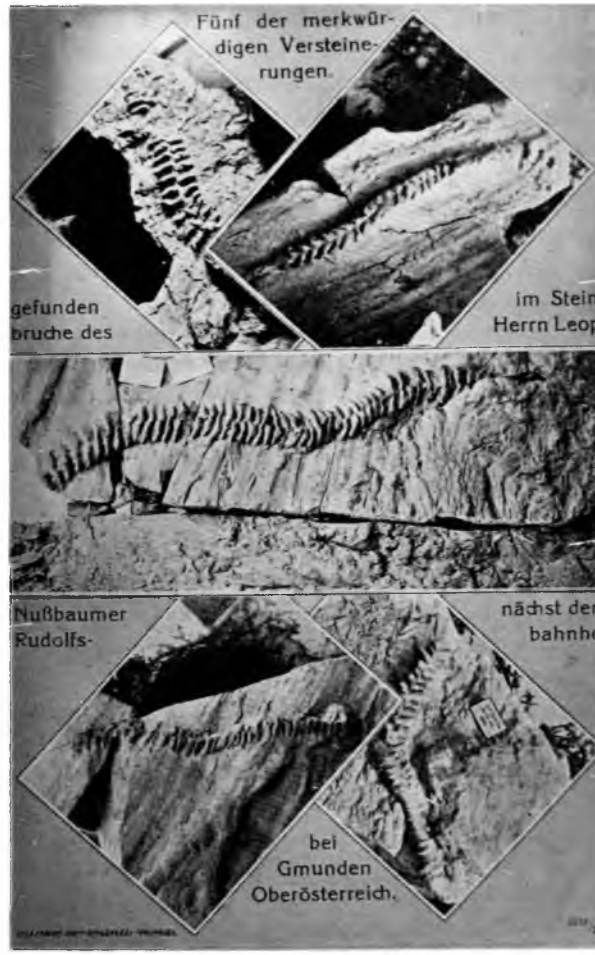


Abb. 184: Gigantische, über meterlange Fährten unbekannter Art in der Mürbsandsteinführenden Oberkreide aus dem Steinbruch Hatschek in Gmunden. Romantische Photographie der im Museum Wh. Nußbaumer aufbewahrten Platten.

Oberkreide-Flyschsedimenten der österreichischen Flyschzone Granat gegenüber Zirkon dominiert, finden sich bei G. Woletz (1950, S. 180 ff.), W Grün et al. (1964, S. 234 ff.), G. Niedermayr (1966, Profile 1–9), H. Wieseneder (1967, S. 234 ff.), F. Brix (1969, S. 459 ff.; 1972, S. 62 ff.) etc.

Die Makrofauna dieses Schichtgliedes hat nur in seinem westlichen Äquivalent, dem Muntigler Flysch s. st. bei Muntigl NW Salzburg, Berühmtheit erlangt, von wo *Inoceramus (Trochoceramus) monticuli* F. & K., *I. (Platyceramus) salisburgensis* F. & K., *I. (Pl.)* aff. *cycloides* Wegn., *Pachydiscus neubergicus* (Hauer), *Hamites fuggeri* Schwarz. und *Ancyloceras* (?) beschrieben worden sind (E. Fugger & C. Kastner, 1885; W Petrascheck, 1906; W Schwarzacher, 1943; S. Prey, 1952 c, 1980; O. Seitz, 1970; J. Hofer &

G. TICHY, 1983). Aus diesem Muntigler Flysch wurde ferner eine Reihe von Mangrovepflanzen durch Pollen, Sporen und Cuticulareste von E. HOFMANN nachgewiesen (vgl. S. PREY, 1952 c, S. 97).

Die mikropaläontologischen Untersuchungen haben reiche Foraminiferenfaunen und ein artenreiches Nannoplankton erbracht, welche im Ostteil der Flyschzone vor allem Obercampan und Maastricht belegen und nur wenig darüber in das Alttertiär emporreichen, während im Westen auch noch Paleozän und sogar noch Eozän erfaßt worden ist (A. PAPP, 1956, S. 134 ff.; S. PREY, 1957, S. 325; W GRÜN et al., 1964, Taf. 2 partim, S. 244 ff. partim; W JANOSCHEK, 1964, S. 177 f., R. GRILL, 1968, S. 18; W GRÜN, 1968, S. 118 ff.; M. STURM, 1968, S. 85 f; F. BRIX, 1969, S. 463; W GRÜN, 1969, S. 306 ff.; W SCHNABEL, 1970, S. 146 f.; H. MAURER, 1971, S. 153; S. PREY, 1980, S. 292). So sprechen unter den Kleinforaminiferen für das Maastricht etwa *Globotruncana aegyptiaca* NAKK., *G. mayaroensis* BOLLI, *G. stuarti* LAPP., *Pseudotextularia varians* RZEHAK, unter den Großforaminiferen z. B. *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMB.), *Orbitoides apiculata tenuistriata* DOUV., *O. jaegeri* P. & K., *O. media megaloformis* P & K. Der alttertiäre Anteil in der westlichen Flyschzone wird durch das Nannoplankton mit *Coccolithus danicus* BROT., *C. crassus* BRAML. & SULL., *Discoaster multiradiatus* BRAM. & RIEDEL etc. in seinem paleozänen Abschnitt, durch *Discoaster lodoensis* BRAM. & RIEDEL in seinem eozänen Abschnitt belegt.

h) Die Sieveringer Schichten G. GÖTZINGER (1944, S. 75) stellen, wie zuvor erwähnt, eine leichte Varietät der Altlengbacher Schichten am Südrand der Greifensteiner Decke im Wienerwald dar. Ein älteres Synonym hierzu bildet die Bezeichnung „Seichtwasserkreide" K. FRIEDL (1921, S. 20).

Die Serienentwicklung gleicht in vielem jener der Altlengbacher Schichten, nur machen sich ein größerer Mergelreichtum und andererseits dickere Sandsteinbänke bemerkbar. In der Standardarbeit über die Sieveringer Schichten an der Typlokalität im 19. Wiener Gemeindebezirk von P. FAUPL et al. (1970) wird über die Einzelheiten der lithologischen Entwicklung in bezug auf Gradierungszyklen, Modalbestand der Sandsteine, Chemismus der Tonmergel, Schwermineralbestand in Abhängigkeit von der Schüttungsrichtung etc. eingehend berichtet. Geröllanalysen von der Basis der gradierten Sandsteinbänke lassen hier ein Liefergebiet von alpinem Typus, nicht von der Böhmischen Masse, mit Graniten und meso- bis empimetamorphen Gesteinen voralpidischen Alters und nichtmetamorphem Mesozoikum erkennen. Ergänzend zu dieser Monographie bringen Arbeiten von G. WOLETZ (1950, S. 182 ff.), H. WIESENEDER (1967, S. 234 ff.), F. BRIX (1972, S. 62 ff.), J. KERN (1977, S. 15 ff.) und P FAUPL (1980, S. 285) Daten über Aufbau, Genese, Mineralbestand und Chemismus der Sieveringer Schichten. Im Schwermineralbestand herrscht zwar weiterhin der Granat vor, doch schiebt sich Zirkon und Turmalin schon stärker in den Vordergrund. Bezüglich der Herkunft des nichtturbiditischen Pelitanteils konnte P FAUPL (1980) zeigen, daß dieser am besten nicht nur aus dem normalen pelagischen Partikelregen, sondern zusätzlich auch aus der Trübe des Bodenwassers vor einem submarinen Canyon eines Tiefseefächers unter der CCD herzuleiten ist.

Während aus den Sieveringer Schichten nur spärliche Reste von Makrofossilien wie Inoceramen, Cardien und Turritellen bekannt sind, ist durch die eingehende Untersuchung der Typlokalität im Gspöttgraben in Wien (P FAUPL et al., 1970) durch W GRÜN

(l. c., S. 92 ff.) eine nicht unbedeutende Foraminiferenfauna mit reichlich Sandschalern, aber auch Arten von *Globotruncana* und *Pseudotextularia* bekannt geworden; A. PAPP (l. c., S. 118 ff.; 1956, S. 138 ff.) hat an Großforaminiferen von dort *Orbitoides apiculata tenuistriata* DOUV., *O. jaegeri* P & K., *O. media* (d'ARCH.) und *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.) bestimmt, G. LAUER (l. c., S. 82 ff.) die Nannoflora mit 25 Elementen analysiert. Der Mikrofauneninhalt aus den Sieveringer Schichten des westlichen Wienerwaldes wird von H. KRAULIZ (1976, S. 91 f.) mitgeteilt.

Ein Inventar der Lebensspuren aus diesem Schichtglied hat jüngst J. KERN (1977, S. 25 ff.) aufgestellt. In seiner Arbeit findet man auch eine Zusammenstellung der einschlägigen Literatur. Unter den von KERN beschriebenen 18 Taxa von Lebensspuren sind als Grabbauten von Sedimentfressern im Schlamm *Chondrites furcatus, Ch. intricatus, Helminthoidea, Hydrancylus* und *Zoophycos* am häufigssten, von der Sand-/Schlammgrenze *Protopalaeodictyon* und *Palaeobullia* hervorzuheben.

3. Alttertiär Das Paläogen gewinnt im Aufbau der Flyschzone der Ostalpen erst in ihrem östlichsten Abschnitt ab der Traisen, demnach im Wienerwald und mehr noch im begrabenen Flysch im Untergrund des Wiener Beckens, rasch an Bedeutung, hierdurch auf die Umstellung auf die karpatischen Verhältnisse hinweisend. Daß allerdings auch in der übrigen Flyschzone östlich der Salzach Alttertiär gelegentlich im Hangendteil der Altlengbacher Schichten angetroffen worden ist, wurde S. 391 referiert.

Im Wiener Raum unterscheidet man drei faziell verschiedene Ausbildungsarten des Alttertiärs in der Flyschzone: a) Die Greifensteiner Schichten im Nordabschnitt des Wienerwaldes mit einem maximalen Altersumfang vom unteren Paleozän bis zum mittleren Eozän. Sie stellen in der Hauptmasse eine grobbankige, proximale Flyschsandsteinfolge dar, die durch eine Reihe von Schieferhorizonten gegliedert ist. Die im begrabenen Abschnitt der Greifensteiner Decke im Untergrund des Wiener Beckens erbohrte Folge aus Glaukonitsandsteinserie (liegend) und Steinbergflysch (hangend) ist ebenfalls Bestandteil der Greifensteiner Schichten. b) Die Gablitzer Schichten des (Paleozän? –) Untereozän stellen mit ihrer schieferreichen, glaukonitquarzithältigen, dünnschichtigen Serie die distalere Bildung im Südteil des Kahlenberger Troges im Bereich des Südabschnittes der Greifensteiner und der Kahlenberger Decke dar. c) Die Laaber Schichten des (höheren) Paleozän bis Mitteleozän sind für die Laaber Decke des südlichen Flyschwienerwaldes charakteristisch.

a) Die Greifensteiner Schichten (F. v. HAUER, 1857, S. 285) bilden den alttertiären Anteil der nördlichsten Teildecke des Wienerwaldes, der Greifensteiner Decke. Der besonders im tieferen Teil herrschende Typus von dickbankigem, graugrünem, verwittert gelbbraunem Quarzsandstein, der früher in zahlreichen Steinbrüchen entlang der Donau im Raum Greifenstein–Höflein nördlich von Wien für Donauuferverbaue gebrochen worden ist, ist Leitgestein der Greifensteiner Schichten (Abb. 185). In den gröbsten Partien an der Basis der Bänke stellen sich Konglomeratlagen mit Quarz-, Phyllit-, Neokomkalk- und Granitgeröllen ein (H. WIESENEDER, 1967, S. 235). Feldspatdetritus tritt im Quarzsandstein zurück, Glaukonit ist verbreitet. Im Schwermineralspektrum herrscht Zirkon in mannigfacher Form, begleitet von Monazit, Granat, Rutil, Apatit etc. Nähere Angaben über Sedimentologie, Schwermineralgehalt und Chemismus lieferten G. WOLETZ (1950, S. 188 f.), H. WIESENEDER (1962 a, S. 279; 1962 b, S. 254; 1967, S. 236), W GRÜN et al. (1964, S. 235 partim), H. KÜPPER (1968, S. 40), F. BRIX (1969, S. 459 ff.;

Abb. 185: Im grobbankigen Greifensteiner Sandstein (Untereozän) treten gelegentlich Schlickgeröll-Einschaltungen auf. Beispiel derartiger grobkörniger, proximaler Rinnenfüllungen aus dem Steinbruch Greifenstein/Donau, N.Ö.

1972, S. 62 ff.). Wiederholt wurde über das Auftreten von fossilem Harz (Kopalit) in pflanzenhäckselreichen Lagen des Greifensteiner Sandsteins und der Gablitzer Schichten berichtet (vgl. N. VÁVRA et al., 1976). Aus solchem Harz von Gablitz hat F. BACHMAYER (1973, cum lit.) neben Pilzhyphen Blätter und Früchte von *Myrica* beschrieben.

Die detaillierte Gliederung des Greifensteiner Schichtkomplexes geht auf Nannoplankton-Untersuchungen von H. HEKEL (1968, S. 304 ff.) im Bisambergzug N von Wien zurück. Er konnte die folgenden Abschnitte unterscheiden. 1. Untere Coccolithenschiefer (Bunte Paleozänschiefer anderer Autoren): dunkelgraue bis bunte Mergelschiefer mit untergeordneter Einschaltung eines dunkelgrünen, plattigen Sandsteins; die Schiefer führen eine Nannoflora mit *Coccolithus danicus* BROTZ., *Heliolithes riedeli* BRAM. & SULL. und *Fasciculithus involutus* B. & S., wodurch unteres bis oberes Paleozän belegt ist. 2. Unterer Sandsteinkomplex mit Mächtigkeit bis 1000 m. 3. Mittlerer Coccolithenschiefer graue, grüne bis braunrote Mergelschiefer mit schmalen harten Sandsteinbänkchen; die Nannoflora mit *Discoaster multiradiatus* BRAM. & RIED., *Marthasterites contortus* (STRAD.) und *M. tribrachiatus* (B. & R.) weist auf oberstes Paleozän und Untereozän hin. 4. Oberer Sandsteinkomplex. 5. Obere Coccolithenschiefer mit Sandsteinlagen mit *Discoaster lodoenis* B. & R., *D. sublodoensis* B. & S., *D. deflandrei* B. & R. etc. reicht demnach gerade noch bis in das Mitteleozän, Lutet, empor.

Durch diese detaillierte Gliederung ist auch das besonders von I. KÜPPER (1961, S. 246), R. GRILL (1968, S. 27 f.) u. a. ventilierte Problem der Zuordnung des erbohrten Paläogens der Mistelbacher Scholle in der im Wiener Becken begrabenen Fortsetzung der Greifensteiner Decke in einem anderen Sinne als einst gelöst: Sowohl die liegende „Glaukonitsandsteinserie" als auch der hangende „Steinbergflysch" entsprechen den Greifensteiner Schichten, welch letztere mit ihrem Oberen Coccolithenschiefer/Sandsteinlagenpaket mit dem schieferreichen Steinbergflysch korrespondieren.

Zur Einstufung der Greifensteiner Schichten wurden außer der oben erwähnten Nannoflora und weiterem Nannoplankton (F. BRIX, 1961, S. 95, 97; R. GRILL, 1968, S. 24; H. STRADNER, 1969) ebenso Foraminiferen herangezogen. Seit F. v. HAUER (1857, S. 285, 287 f.) sind von Greifenstein Nummuliten bekannt; von C. PAUL (1899, S. 169 ff.), G. GÖTZINGER & H. BECKER (1932, S. 357 ff.), G. GÖTZINGER (1951, S. 231), I. KÜPPER (1961, S. 248 ff.) und A. PAPP (1962 a, S. 286) wurden aus den Greifensteiner Schichten *Nummulites atacicus* LEYM., *N. deserti* HARPE, *N. ficheuri* PREVER, *N. fraasi* HARPE, *N. globulus* LEYM., *N. pernotus* SCHAUB, *N. planulatus* LAM., *N. praecursor* HARPE, *N. subplanulatus* (HANTK. & MAD.), *Discocyclina* aff. *douvillei* (SCHLUMB.), *D. seunesi* DOUV. *Asterocyclina taramellii* (SCHLUMB.) etc. bestimmt. Kleinforaminiferenfaunen, teils reich an Sandschalern, teils aber auch leitende Arten des Paläogens planktonischer Gattungen wie *Globorotalia* und *Globigerina* führend, wurden von R. GRILL (1953, S. 69 ff.; 1962, S. 12), I. KÜPPER (1961, S. 256 ff.), W GRÜN et al. (1964, Taf. 2 partim), H. HEKEL (1968, S. 322 ff.), F. BRIX (1969, S. 464 f.) u. a. mitgeteilt.

An Lebensspuren ist der Greifensteiner Sandstein reich (G. GÖTZINGER, 1951): besonders die *Scolicia*-Schneckenfährte *(Palaeobullia/Subphyllochorda)* erscheint oft massenhaft (G. GÖTZINGER et al., 1934) – wenn auch nicht leitend, wie früher gedacht (G. GÖTZINGER et al., 1954, S. 59), da sie auch aus dem kretazischen Muntigler Flysch beschrieben worden ist. Bezüglich Großfossilien ist nur über Reste von *Pinna, Perna* und *Serpula*-Röhren berichtet worden, während durch Pflanzenreste bzw. Abdrücke die Gattungen *Cedroxylon, Caulopteris* (?) und Marrattiaceen (eusporangiate Baumfarne) nachgewiesen wurden (vgl. W BERGER, 1950, S. 21; 1966, S. 236).

Über die technische Verwertung des Greifensteiner Sandsteins als Baustein bei der Donauregulierung im vorigen Jahrhundert, darüber hinaus aber auch über die Verwendung der verschiedenen übrigen Typen des „Wiener Sandsteines" im Laufe von fünf Jahrtausenden berichtete sachkundig A. KIESLINGER (1938).

b) Die Gablitzer Schichten (G. GÖTZINGER & H. BECKER, 1932, S. 354) repräsentieren, wie erwähnt, die alttertiäre Fazies des Kahlenberger Troges, bei K. FRIEDL (1921, S. 29) im Wienerwald kurz als „Glauconiteozän" bezeichnet. Die Serie setzt sich aus kieseligen, glaukonitischen, grüngrauen Sandsteinen und Mergelschiefern zusammen, in die dickbankige Sandsteine vom Typus des Greifensteiner Sandsteins eingeschaltet sind, so daß man darin auch eine Varietät der Greifensteiner Schichten erblicken könnte. Das Schwermineralspektrum mit der Dominanz des Zirkon deckt sich mit jenem der Greifensteiner (und Laaber) Schichten (G. WOLETZ, 1950, S. 186 f., H. WIESENEDER, 1967, S. 236).

Seit R. JAEGER (1914) und G. GÖTZINGER (et al.), 1932, S. 371; 1951, S. 234, ist in den Gablitzer Schichten durch Nummuliten, besonders *Nummulites laevigatus* (BRUG.), Untereozän nachgewiesen, Paleozän wird darin wohl aber auch enthalten sein.

c) Die Laaber Schichten (G. GÖTZINGER, 1928, Vh. GBA., S. 52) stellen die mindestens 1000 m mächtige alttertiäre Ablagerung im Bereich der Laaber Decke dar, bestehend aus bunten Schiefern und meist kieseligen Sandsteinen. Jüngere Synonyme hierzu sind die Namen Michaelerbergschichten und grobklastische Schottenhofschichten F. BRIX (1970, S. 76, 110 f.). Diese Serie konnte von S. PREY (1965 b, S. 113) in die (tieferen) Hoisschichten des (höheren) Paleozän bis Untereozän und in die (höheren) Agsbachschichten des Unter- bis Obereozän (S. PREY, 1979, S. 212) gegliedert werden. Erstere stellen mit fein- bis grobkörnigen kieseligen Sandsteinbänken bei Zurücktreten der Tonschiefer einen sandsteinreichen Komplex, letztere unter starkem Zurücktreten der kieseligen Sandsteinbänke und Dominanz von harten dunklen Tonschiefern und untergeordnet Mergeln den schieferreichen Komplex der Laaber Schichten dar. Eine eingehende sedimentologische Beschreibung dieser Serie im Flysch E der Traisen wurde von P GOTTSCHLING (1966, S. 57 ff.), H. FOBER (1972, S. 30 ff.), H. KRAULIZ (1976, S. 110 ff.) und W RINGHOFER (1976: Monographie der Laaber Schichten) gegeben.

Das Schwermineralspektrum ähnelt nach G. WOLETZ (1950, S. 186 f.) und den letztgenannten Untersuchungen mit dem Zirkonmaximum den übrigen alttertiären Serien des Wienerwaldflysches und hebt sich von den durch Granat-Vormacht gekennzeichneten Kreidegliedern klar ab. Die Schüttungsrichtung kommt in den gegen Süden oder Südwesten gerichteten Strömungsmustern der ja einem proximalen Ablagerungsbereich angehörigen Hoisschichten zum Ausdruck, so daß die Materiallieferung noch immer von der schon in der Oberkreide wirksamen Kaumberger Schwelle erfolgen mußte. In den einem medialen bis distalen Ablagerungsbereich angehörigen Agsbachschichten hingegen kommt die laterale Einschüttung nicht klar zum Ausdruck, in Längsrichtung gegen Westen orientierte Strömungsmarken dominieren (W RINGHOFER, 1976, S. 42, 95 ff.).

Seit dem Jahre 1869 sind durch C. GRIESBACH (1869 b, S. 292) Nummuliten aus dem Laaber Sandstein bei Laab bekannt. In der Folge haben besonders R. JAEGER (1914, S. 148 f.) und G. GÖTZINGER (et al.) 1932, S. 370; 1951, S. 234; 1954, S. 62, die Kenntnis der Großforaminiferenfauna dieser Schichten mit *Nummulites laevigatus* (BRUG.), *N. oosteri* HARPE, *N. partschi* HARPE, *N.* cf. *vasca* J. & L., *Assilina, Orthophragmina, Operculina* etc. vermehrt. Über die artliche Zusammensetzung der ausschließlich aus Sandschalern bestehenden Kleinforaminiferenfauna mit reichlich *Psammosiphonella, Trochamminoides, Recurvoides, Dendrophyra* etc. berichtete H. FOBER (1972, S. 32 ff.). Im Nannoplankton mit *Coccolithus crassus* BR. & SULL., *Marthasterites bramlettei* BR. & SULL., *M. tribrachiatus* (BR. & RIED.), *Discoaster deflandrei* BR. & RIED., *D. lodoensis* BR. & RIED. etc. wird Paleozän bis Mitteleozän belegt (F. BRIX, 1961, S. 96; P GOTTSCHLING, 1966, S. 65 ff.; H. FOBER, 1972, S. 33 ff., H. KRAULIZ, 1976, S. 111; W RINGHOFER, 1976, Tab. A). Jüngst konnte schließlich auch noch ein Anteil von Obereozän in den Laaber Schichten von Wolfsgraben im Wienerwald durch eine Nannoflora erfaßt werden (S. PREY, 1979, S. 212).

c) Faziesgliederung im Wienerwald

Mit der Verbreiterung der Flyschzone im Übergang zu den Karpaten setzt im Wienerwald neben der Aufspaltung in Decken auch eine fazielle Aufgliederung in Teilzonen ein, die am anschaulichsten von S. PREY (1980) herausgearbeitet worden ist. Wir wollen hier die wesentlichsten Gesichtspunkte dieser Faziesdifferenzen herausstellen und in ihrer ursprünglichen Anordnung von Norden gegen Süden – nach der Auffassung von PREY – besprechen.

1. Die Greifensteiner Fazies ist typisch für die Greifensteiner Decke und ihre Fortsetzung, der Hauptflyschzone im Westen. Sie umfaßt in der Oberkreide die Zementmergelserie, Oberste Bunte Schiefer, das späte Einsetzen der Mürbsandsteinserie in Form der Altlengbacher Schichten des Maastricht und dann die alttertiären Greifensteiner Schichten mit den bezeichnenden Grobsandsteintypen.

2. Die Kaumberger Faziesregion schloß jenseits einer Schwelle (P FAUPL, 1975, Abb. 4) im Süden an. Die eigenständige Note in der Oberkreide ergibt sich durch die ausschließliche Erhaltung distaler Turbidite in Form der sandarmen Kaumberger Schichten. Auch die nach einer Schichtlücke im Paleozän aufsetzenden Laaber Schichten zeigen in ihrer Gliederung einen eigenen Charakter.

3. Die Kahlenberger Fazies ist nach S. PREY (1980) in der Kahlenberger Decke, im Sieveringer Zug und dem Satzbergzug bis in den Lainzer Tiergarten vertreten, wodurch nach der Abwicklung dieser Decke die Kahlenberger Entwicklung entgegen früheren Auffassungen südlich der Kaumberg/Laaber Zone zu liegen käme. Die Serie ist gekennzeichnet durch eine Mittelkreide, die in den Bartbergschichten neben dunklen Gaultschiefern und Quarziten als deren Vertretung auch rote Schiefer des Alb umfaßt, die nur im Osten mit bedeutenderem Reiselsberger Sandstein in Verbindung stehen. Über den Oberen Bunten Schiefern liegt der zwischen Tieferen und Höheren Kahlenberger Schichten auftretende Umschlag von feiner- in gröberklastische Serien bereits im Campan, nicht erst nachher, wie in der Greifensteiner Fazies. Höhere Glieder wie Sieveringer und Altlengbacher Schichten sind in dieser Einheit nur im Osten, bei Klosterneuburg, erhalten.

Das Überraschende an dieser Gliederung ist die Einschaltung der Kaumberger Fazies zwischen den beiden übrigen, einander wesentlich ähnlicheren Fazieströgen, was sich durch die Untersuchungen von S. PREY ergibt.

d) Tektonik und regionaler Bau

Die Flyschzone zwischen Salzburg und dem Wiener Raum ist allenthalben vom kristallinen Sockel abgeschert und als Decke bzw. im Osten als Deckensystem gegen Norden weit über die Molasse überschoben (vgl. Abb. 59). Als Abscherungsniveau dient meist das Neokom oder Alb, nur in der Kahlenberger Decke des Wienerwaldes und in der Ybbsitzer Klippenzone scheinen ältere Glieder bis zur Obertrias auf. Über die Innenstruktur der Flyschzone sind schon bei Besprechung der Helvetikumsaufbrüche

Angaben gemacht worden (Abb. 161), da diese Aufbrüche fast stets zugleich den Kern einer Flyschantiklinale markieren, wenn auch nicht immer konkordante Lagerung an den tektonischen Grenzen gegeben ist. Im großen gesehen beherrscht mehrweniger steiler nordvergenter Faltenbau diesen Abschnitt der Flyschzone. Nur im Wienerwald tritt zum Faltenbau noch Deckenbau hinzu. Besprechen wir die Struktur der Flyschzone von Westen gegen Osten fortschreitend.

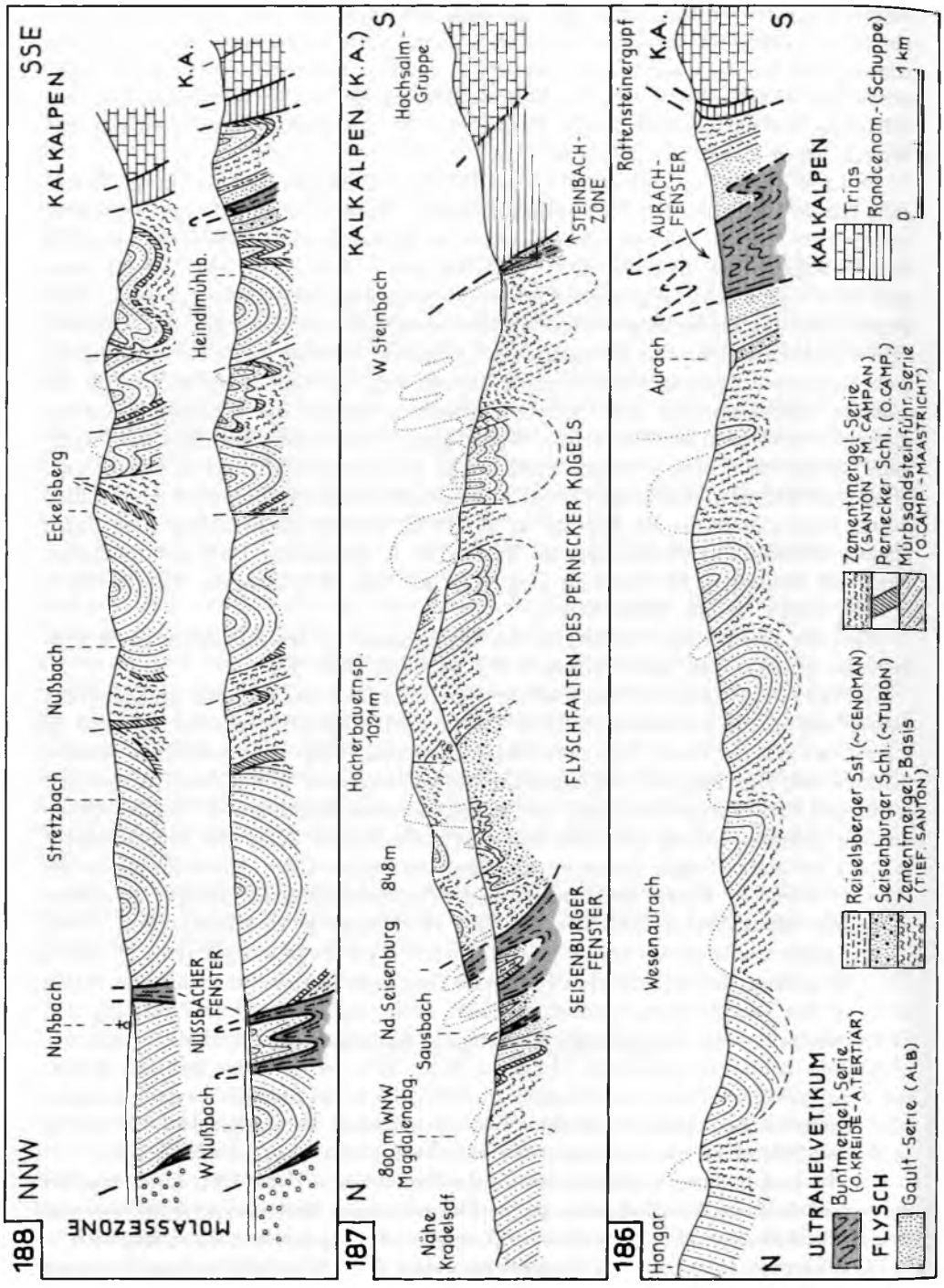
Im Land Salzburg (Salzachtal bis westlich der Zellerseefurche) erreicht die Flyschzone fast 20 km Breite. Die Helvetikumsaufbrüche NE der Stadt Salzburg (Lengfelden, Heuberg etc.) sind S. 338 beschrieben worden. Im großen gesehen zeigt dieser Abschnitt nach F. ABERER & E. BRAUMÜLLER (1958, S. 34) und S. PREY (1980, Abb. 298 ff.) einen steil nordvergent isoklinal gefalteten bis geschuppten Bau. Die Hauptmasse dieser Zone besteht hier aus Kahlenberger Schichten (Zementmergel) und Altlengbacher Schichten (Mürbsandsteinkreide). Das lithologisch gut erfaßbare Neokom und Gault erlauben es, eine Schuppengliederung vorzunehmen: Zutiefst liegt SE vom Niedertrumer See die schmale Laßbergschuppe mit Unterkreidegliedern, darüber die mächtige Tannbergschuppe, vorwiegend aus Oberkreide. Weiter gegen Süden sind weite Teile der Flyschzone um den Wallersee, in dessen Bereich eine Zone der Kahlenberger Schichten zwischen den Kreidesandsteinzügen (wohl Altlengbacher Schichten) nördlich und südlich davon hindurchstreicht (M. RICHTER et al., 1940, Taf. 16), oberflächlich stark durch Quartär verhüllt. Die Verfaltungen im Westen (Kt. G. GÖTZINGER, 1955) und im Südbereich am Haunsberg bei Salzburg zeigt Abb. 162 (vgl. R. OSBERGER, 1952, S. 799 f.; S. PREY, 1962 a, S. 288; 1980, Abb. 1).

Über die Flyschfenster im Bereich des Wolfgangsees in den Kalkalpen, die B. PLÖCHINGER entdeckt hat, wurde schon S. 177 berichtet (Abb. 92).

In Oberösterreich ist zunächst der Flysch nördlich vom Mondsee gegenüber der Darstellung von M. RICHTER et al. (1940, Taf. 16) noch nicht neu gegliedert, während der Raum westlich vom Attersee durch M. STURM (1968) eine detaillierte Analyse erfahren hat: Hier folgt auf eine nördliche Aufwölbungszone W Buchberg/Attersee mit Gault und Kahlenberger Schichten eine kräftige mittlere Antiklinale W Nußdorf/Attersee mit Ultrahelvetikum im Kern und Gault als ältestes Glied des Flyschrahmens (S. 340). Im Süden folgen Schuppen mit Gault als basales Glied. Die Hauptmasse des Flysches zwischen diesen Antiklinalen und Schuppenaufbrüchen besteht in diesem Raum aus Altlengbacher Schichten (vgl. Kt. H. HÄUSLER & H. SCHWARZBÖCK, 1970).

Im Gebiet zwischen Attersee und Traunsee hat W. JANOSCHEK (1964, S. 200 f., Taf. 1–2) gezeigt, daß im mittleren Teil dieses Flyschabschnittes eine mehrfache, mäßig tiefe, in der Vergenz wohl nordbetonte, aber auch lokal wechselnde Verfaltung von Zementmergelserie (= Kahlenberger Schichten) in Antiklinalkernen und Mürbsandsteinoberkreide in breit hinziehenden Mulden auftritt, während im Süden mit dem Auftreten des ultrahelvetischen Aurachfensters (S. 340 f.) Gault im Rahmen dieses Deckensattels aufscheint (Abb. 186). Der übrige Flysch des Raumes ist ungegliedert (O. ABEL & G. GEYER, 1922, Kt.) bzw. revisionsbedürftig (M. RICHTER et al., 1940, Taf. 16).

Östlich der Traun liegen zunächst die Profile von S. PREY (1951, Taf. 7) vor, die einen steil nordvergenten Faltenbau der hier herrschenden Kahlenberger Schichten und einzelne ultrahelvetische Schlitzfenster (Laudach, Rehkogelgraben, Gschliefgraben — S. 341 ff.) zeigen, in deren Aufwölbungsregion auch ältere Flyschglieder emporkommen


188
NNW
SSE
KALKALPEN
MOLASSEZONE
Nußbach
Stretzbach
Nußbach
Eckelsberg
K.A.
Heindlmühlb.
W Nußbach
NUSSBACHER FENSTER
187
N
S
KALKALPEN (K.A.)
Hochsalm-Gruppe
W Steinbach
Hocherbauernsp. 1021m
800 m WNW Magdalenabg.
Nd. Seisenburg 848m
Sausbach
Nähe Kradelsdf
STEINBACH-ZONE
FLYSCHFALTEN DES PERNECKER KOGELS
SEISENBURGER FENSTER
186
Rottensteinergupf
K.A.
AURACH-FENSTER
Aurach
Wesenaurach
Hangar
N
S
KALKALPEN
ULTRAHELVETIKUM
Buntmergel-Serie (O.KREIDE-A.TERTIÄR)
FLYSCH
Gault-Serie (ALB)
Reiselsberger Sst. (~CENOMAN)
Seisenburger Schi. (~TURON)
Zementmergel-Basis (TIEF. SANTON)
Zementmergel-Serie (SANTON - M. CAMPAN)
Pernecker Schi. (O.CAMP.)
Mürbsandsteinführ. Serie (O.CAMP.-MAASTRICHT)
Trias
Randcenom.-(Schuppe)
0
1 km

(Abb. 163). Analog zu den Verhältnissen im Gschliefgraben ist die Situation beim östlicher gelegenen Matzinggrabenfenster WSW Scharnstein/Almtal (S. 343, Abb. 165), wo wiederum ältere Flyschglieder entlang dieses verschuppten ultrahelvetischen Fensters hochkommen, während gegen Norden hin steil nordvergente Falten aus Flyschoberkreide herrschen (S. PREY, 1953 a, S. 340 ff., Taf. 13). In diesem Meridian hat die Bohrung Kirchham 1 (R. JANOSCHEK, 1969, S. 101) die stirnrandnahe Partie der Flyschzone durchörtert und die unterlagernde Molasse bestätigt.

Am Südrand der Zone wurde hier durch die Arbeiten von M. KIRCHMAYER (1956, 1967) das tiefe Eingreifen des Flysches im Grünauer Halbfenster schräg in die Kalkvoralpen bestätigt, das bereits R. BRINKMANN (1936, S. 436 ff., Abb. 2) erkannt hatte. Der Inhalt dieses Flyschfensters besteht nach den erwähnten Arbeiten aus Neokom-, Gault- und Cenoman-/Turongliedern, reicht also bis zu den Reiselsberger Sandsteinen empor. Eine Neuuntersuchung steht aus. Die Fortsetzung dieser Flyschfensterreihe an der bedeutenden Schwereck-Teichl-Störung leitet ja in den Kalkalpen über das Flyschfenster von Steyrling (T. GATTINGER, 1953) bis zum berühmten, ebenfalls von R. BRINKMANN (1936, S. 440 ff., Abb. 3) entdeckten Flyschfenster von Windischgarsten Zahlreiche neuere Untersuchungen (S. PREY et al., 1959, S. PREY, 1964; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968 etc.) zeigen, daß es sich hierbei um ein Schürflingsfenster aus linsenförmigen, nordvergent hochgeschuppten Flyschfetzen handelt (Abb. 108), die aus tieferem Kreideflysch (Neokom, Reiselsberger Sandstein, bunte Mergel) und Kahlenberger Schichten bestehen. Außer der Hauptscholle am Wuhrbauerkogel sind westlich (Rading, Gunst-N) und östlich davon (Windhag) weitere Flyschspäne an der Hengstlinie hier im Südteil der Kalkalpen aus der tektonischen Unterlage hochgerissen worden. Durch Mikrofauna, Lebensspuren, Flyschlithologie und Schwermineralzusammensetzung sind heute diese Flyschfenster eindeutig bewiesen, die Allochthonie der Kalkalpen bestätigend.

Der oberösterreichischen Flyschzone im Kalkalpenvorland weiter folgend erreichen wir östlich des Almflusses den Bergstock des Perneckerkogels, der die aus den beiden dominanten Oberkreidegliedern (Kahlenberger und Altlengbacher Schichten) bestehende Muldenfüllung eines steil nordvergent gefalteten Flyschabschnittes umfaßt, bei dem im Norden bei Seisenburg und im Süden bei Steinbach/Ziehberg ultrahelvetische Aufbrüche mit begleitendem Gaultflysch hochkommen (S. PREY, 1950, S. 153 ff., Taf. 9–10; 1974 b, Abb. 11) – Abb. 187 Am Westrand der Berggruppe hat die Tiefbohrung Steinfelden 1 die gesamte Flyschzone durchfahren (R. JANOSCHEK, 1969, S. 101, Abb. 4).

Im östlich anschließenden Flysch E Kirchdorf/Krems bis hinüber zum Steyrtal hat H. MAURER (1972, S. 145, Taf. 1) einen in NE-Richtung streichenden isoklinalen Falten- und Schuppenbau mit einigen Ultrahelvetikumsaufbrüchen (S. 344) nachgewiesen

Abb. 186: Profil durch die Flyschzone und das Ultrahelvetikum im Bereich des Aurachtales westlich vom Traunsee; nach W. JANOSCHEK (1964, Taf. 2).

Abb. 187: Profil durch die Flyschzone und das Ultrahelvetikum von Steinbach am Ziehberg/Seisenburg; nach S. PREY (1974 b, Abb. 11). Erl. vgl. Abb. 186.

Abb. 188: Profil durch die Flyschzone und das Ultrahelvetikum östlich vom Kremstal in O.Ö.; nach H. MAURER (1972, Taf. 2). Erl. vgl. Abb. 186.

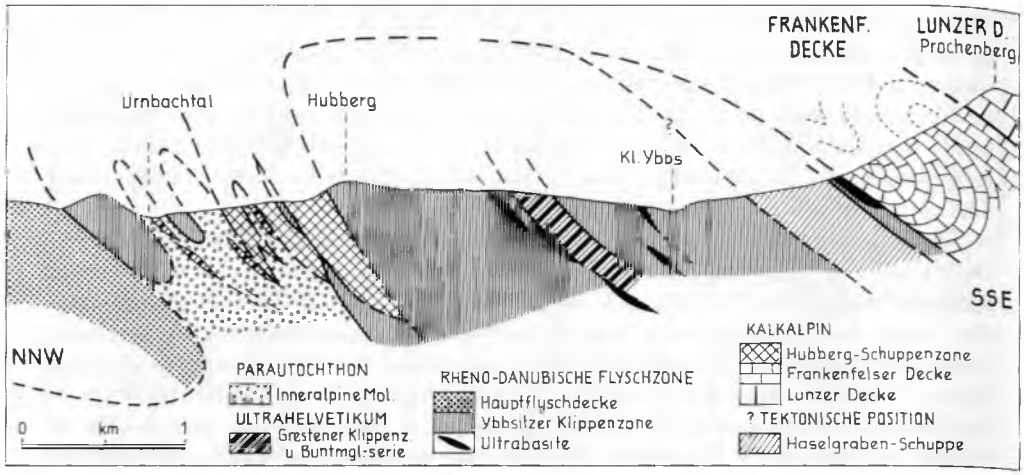


Abb. 189: Profil durch den Ybbsitzer Klippenraum im Meridian des Hubberges; nach W. SCHNABEL (1979, Abb. 12).

(Abb. 188): Im Norden herrschen Altlengbacher Schichten, im Mittelstreifen drängt eine Antiklinale aus Kahlenberger Schichten empor, im Süden stellt sich intensiver Schuppenbau ein und erscheinen, wie üblich, an den Ultrahelvetikumsaufbrüchen Flysch-Neokom, -Gault und Reiselsberger Sandstein. Die Tiefbohrung Aschach 1 hat in diesem Abschnitt wiederum die Unterlagerung des hier rund 1 km mächtigen Flysches und des schmächtigen Ultrahelvetikums durch Molasse bewiesen (R. JANOSCHEK, 1969, S. 101, Abb. 4, 5).

Der Abschnitt zwischen Steyr-, Enns- und Ybbsfluß ist auf den Karten von O. ABEL & A. TILL (1913) und G. GEYER (1911 b: Weyr) in groben Zügen gegliedert: Auf eine schmale Zone des Gaultquarzites S Seitenstetten folgt die Hauptmasse der Flyschoberkreide, die nur im Gebiet N Kürnberg (Tiefbohrung ÖMV), bei Dambach/Enns und am Glasenberg vor den Weyerer Bögen noch alttertiäre Längsmulden aus Greifensteiner Sandstein eingesenkt enthält.

Im niederösterreichischen Abschnitt gelang im Raum östlich von Waidhofen bei Ybbsitz und Gresten W SCHNABEL (1970 bis 1979) in mühevollem Studium die Auflösung der sehr komplizierten Flyschzone und der darin steckenden randalpinen Elemente. Folgende Einheiten liegen hier zwischen der breiten, in weite Falten gelegten Hauptflyschzone im Norden und dem Kalkalpenrand im Süden primär tektonisch übereinander, später noch weiter miteinander verschuppt (Abb. 189). 1. Zutiefst die Molasse, die z. B. im Urlbachfenster N Ybbsitz emporkommt. 2. Die ultrahelvetische Grestener Klippenzone mit ihren spezifischen mesozoischen Klippengesteinen und deren primärer Buntmergelhülle, die aber vielfach tektonisch so vollständig abgequetscht ist, daß die höhere Flyschdecke dann als Scheinhülle unter perfektem Hüllentausch unmittelbar auflagert. 3. Das Flyschdeckensystem, das hier eine homologe Gliederung wie im Wienerwald aufweist: a) Die (der Greifensteiner Decke entsprechende) vorausgeeilte Hauptflyschdecke im Norden und die (der Kahlenberger

Decke im St. Veiter Klippenraum entsprechende) am Südrand vor den Kalkalpen liegengebliebene, von W. SCHNABEL (1979, S. 29) als „Ybbsitzer Klippenzone" bezeichnete, ursprünglich südlicher beheimatete Flyscheinheit. In dieser Ybbsitzer Klippeneinheit scheinen nach SCHNABEL analog zur St. Veiter Zone ältermesozoische Sockelreste als Klippen (ohne Buntmergelhülle) unmittelbar unter einem zugehörigen Flysch zu liegen, der dem Reiselsberger Sandstein mit seinem charakteristischen hohen Chromitgehalt entspricht. Auch die Verbindung dieser Ybbsitzer Klippeneinheit mit (hier 20) ultrabasischen Gesteinsvorkommen ist jener der 100 km weiter östlich gelegenen St. Veiter Zone mit ihren Pikriten des Hörndlwaldes homolog.

Etwas weiter östlich stellen sich bei Gresten ähnliche Verhältnisse in der südrandnahen Aufbruchszone innerhalb des Flysches ein: Zutiefst die Molasse im Fenster von Rogatsboden (S. PREY, 1957, Taf. 28) – Abb. 221, darüber Grestener Klippenzone, darüber die Hauptflyschdecke – hier unter Fehlen der Ybbsitzer Klippeneinheit, die aber nach W. SCHNABEL den Inhalt des südlich davon in den Kalkalpen auftretenden Brettlfensters bildet. Bei Gresten sind Reste der im Norden flach gefalteten Hauptflyschdecke mit ihren Altlengbacher Schichten im Kern (S. PREY, l. c.) auch noch südlich der Aufbruchszone hart am Kalkalpenrand vorhanden.

Das weite Zurückreichen des Flysches unter die Kalkalpen wird gerade in diesem Raum ja durch die altberühmte Tiefbohrung Urmannsau 1 bei Gaming belegt (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967, S. 348), wo Flysch in 1990 m bis in 2097 m Tiefe unter den Kalkalpen auftritt – Tab. 9. Dieses Zurückreichen des Flysches unter die Kalkalpen wird auch durch etliche Fenster und Halbfenster obertags belegt: Ybbsitzer Fensterkanal, Brettlfenster (A. RUTTNER, 1960), Erlafhalbfenster bei Scheibbs, Gressingfenster (vgl. A. TOLLMANN, 1976 b, Taf. 5).

Andererseits treten innerhalb dieses Abschnittes der Flyschzone sowie bei Rogatsboden, 17 km weiter östlich, weitere Molasse- und Buntmergel-Schürflingsfenster auf, nämlich bei Texing und Glosbach (R. SCHWINGENSCHLÖGEL, 1981, S. 64), jeweils in ihrer Struktur durch Tiefbohrungen der ÖMV geprüft (F. BRIX, K. GÖTZINGER et al., 1963, S. 250; 1964, S. 63 f., 70, 72).

Von der Traisen an gegen Osten verbreitert sich die Flyschzone im Bereich des Wienerwaldes bis an die Donau (Abb. 190). Die von Westen herankommende Flyschdecke streicht als zusammenhängende Einheit nun in der Nordzone des Wienerwaldes als Greifensteiner Decke an und über die Donau und bildet auch noch die Flyschausläufer im Bisambergzug und im Höhenzug westlich des Korneuburger Beckens sowie in der Steinbergscholle im Untergrund des Wiener Beckens jenseits der Donau.

Im Süden aber tauchen im Wienerwald neue Flyschdecken unter den Kalkalpen hervor: Ab Hainfeld/Gölsen die Laaber Decke, ihr vorgelagert im Norden die komplex gebaute Hauptklippenzone (Schöpflklippenzone) und schließlich ab dem Raum südlich von Preßbaum die Kahlenberger Decke Gegenüber den klassischen tektonischen Arbeiten von K. FRIEDL (1921; 1930) und G. GÖTZINGER (bis 1944), aber auch gegenüber der geologischen Spezialkarte des Wienerwaldes von G. GÖTZINGER et al. (1952) hat sich durch die Untersuchungen von S. PREY, besonders ab 1972, so Grundsätzliches in der Vorstellung des Deckenbaues des Flyschwienerwaldes geändert, daß wir für eine erste Orientierung über die neue Auffassung zunächst auf Abb. 191 verweisen wollen: Die Hauptänderung in der Vorstellung betrifft die primäre Einreihung der Kahlen-

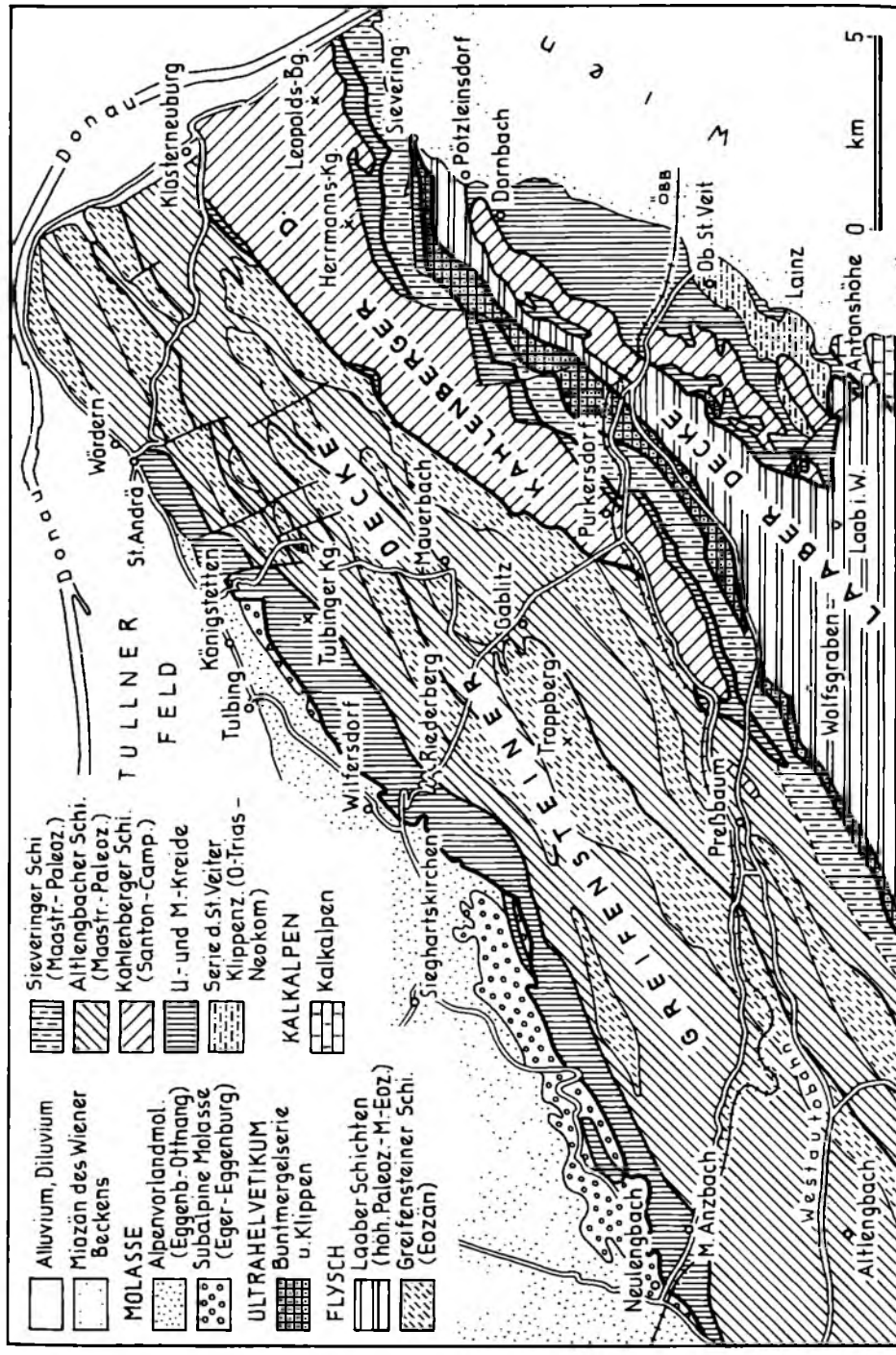


Abb. 190: Tektonische Skizze des Flysch-Wienerwaldes; nach S. PREY (1974, Taf. 1).

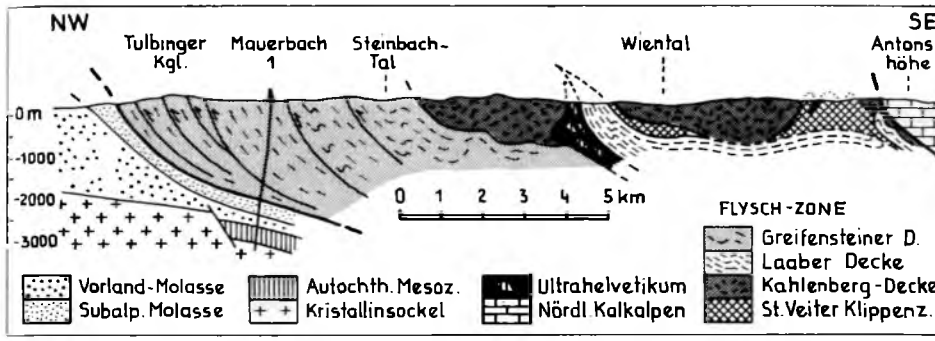


Abb. 191: Schematisches Profil durch die Flyschzone des Ostteiles des Wienerwaldes im Sinne der Deutung von S. PREY mit der Kahlenberger Decke im Hangenden der Laaber Decke; nach S. PREY in W. JANOSCHEK et al. (1980, Abb. 11).

berger Decke südlich und nicht nördlich der Laaber Decke. Dadurch wird allerdings die der Greifensteiner Decke in der Kreide nahe verwandte Kahlenberger Decke von dieser durch die faziell stark eigenständige Laaber Decke mit ihrer Kaumberger Rotpelitfazies getrennt. Man kann zur Erklärung dieses krassen Faziesgegensatzes auch nicht einfach die Kaumberger Schichten als distalen, die Kreide der Kahlenberger Decke als proximalen Teil eines Flyschtroges ansehen, da ja nach P. FAUPL (1975 b, S. 536) der Detritus der Kaumberger Schichten von Norden her geschüttet worden ist, so daß dann die proximalere Kahlenberger Kreide nördlich und nicht südlich davon beheimatet sein würde.

Wir wollen aber im folgenden trotz dieses Fazieswiderspruches die jüngste Darstellung von S. PREY (1979, 1983) referieren, die das Auftreten von Resten der Kahlenberger Decke südlich der Hauptklippenzone im St. Veiter Gebiet zu erklären versucht. Die endgültige Entscheidung zwischen den unterschiedlichen Auffassungen über die Einreihung der Kahlenberger Decke wird wohl im Sinne von S. PREY ausfallen.

Zusammenfassend ergibt sich nach S. PREY folgendes Bild von der Tektonik des Flyschwienerwaldes (Abb. 192). Als tiefste und nördlichste Decke taucht die Greifensteiner Decke gegen Süden unmittelbar unter die Laaber Decke ab. Die dritthöchste Einheit stellt die Kahlenberger Decke dar, die deshalb als südlichst beheimatet betrachtet wird, da sie mit dem Satzbergzug und der Serie mit Reiselsberger und Kahlenberger Schichten im Lainzer Tiergarten noch weit in (über) den Raum der Laaber Decke zurückreicht (S. PREY, 1973, Abb. 1) und weil sie mit Mittelkreide-„Deckschollen" aus roten Tonschiefern bei Hochrotherd und Wolfsgraben dem Alttertiär der Laaber Decke aufzuliegen scheint (S. PREY, 1983, Abb. 1). Die Beweise, daß es sich hier und im Lainzer Tiergarten tatsächlich um Deckschollen und Halbklippen über der Laaber Decke handelt — die dann in einem schmalen Halbfenster bis Pötzleinsdorf nördlich davon emporkäme —, stehen noch aus. Die Hauptklippenzone schließlich stellt auf jeden Fall eine intensive Mischungszone aus emportauchendem Schlitzfensterinhalt des Ultrahelvetikums mit Buntmergelserie und Grestener Klippen, aus roten Mittelkreide-Tonschiefern der Kahlenberger Decke, aus mitgeschleppten Klippen des Lainzer Tiergartens und aus bunten Kaumberger Schiefern von der Stirne der Laaber Decke dar. Diese tektonisch hoch komplexe Zone ist demnach zur allgemeinen Zufriedenheit geklärt

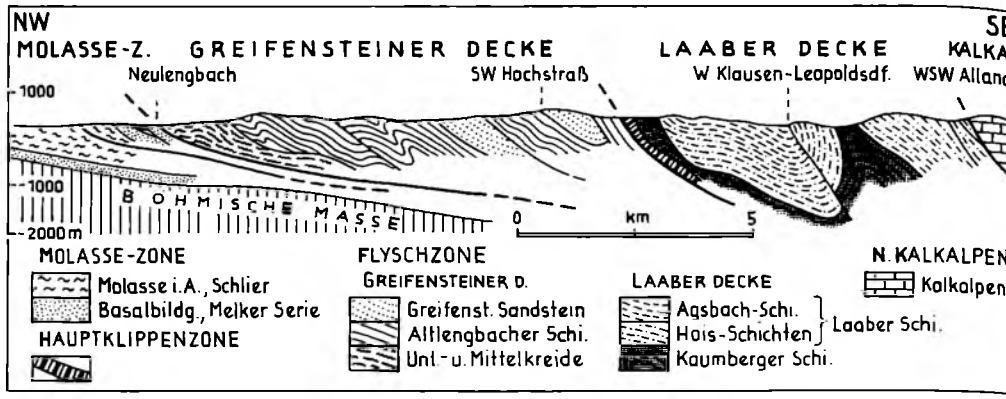


Abb. 192: Profil durch die Flyschzone im Westabschnitt des Wienerwaldes; nach S. Prey (1974 a, Taf. 1).

(S. Prey, 1979, S. 211 ff.). Die St. Veiter Tiergartenklippen aus älterem Mesozoikum werden von uns ebenso wie von F. Brix und S. Prey als stratigraphisch dem umgebenden Kreideflysch primär zugehörige Reste seines Sockels aufgefaßt – wobei dieser Kreideflysch samt St. Veiter Klippen von S. Prey als Basis der Kahlenberger Decke und nicht der Laaber Decke gewertet wird.

Beginnen wir die Besprechung der Haupteinheiten im Norden.

An der Basis der Greifensteiner Decke ist in der Gesamtlänge des Wienerwaldes ein aus unterer bis mittlerer Kreide bestehender Streifen tektonisch vom Hauptkörper abgeschuppt. Diese typische Stirnschuppe, die man als Tulbinger Schuppenzone bezeichnen könnte, streicht unter basaler Verschuppung mit der Molasse von Westen über Neulengbach, den Riederberg, den Tulbinger Kogel und die Dopplerhütte nach St. Andrä/Wördern. Die sandigen neokomen Aptychenschichten sind oft intensiv verfaltet, wie H. Bertle (1970 b, Abb. 2 f.) am Beispiel des Steinbruches Dopplerhütte gezeigt hat – Abb. 183. Die Stratigraphie dieser Nordrandschuppe ist besonders im Abschnitt westlich vom Tulbinger Kogel (W. Grün et al., 1972, S. 107 ff.) und im Raum des Hagenbachtales von verschiedenen Autoren eingehend studiert worden (S. 382).

Der im Süden folgende Hauptkörper der Greifensteiner Decke ist in eine Reihe von teilweise lang anhaltenden, im Osten aber schräg zum Außenrand verlaufenden Schuppen gegliedert, in denen sich hauptsächlich Altlengbacher Schichten und Greifensteiner Sandstein wiederholen. Der westlichste Abschnitt dieser Decke E der Traisen ist durch H. Krauliz (1976) zwischen Wilhelmsburg und Traisen in drei Hauptschuppen gegliedert worden. Als dritte, südlichste Einheit dieser Decke ist die früher allgemein als Westfortsetzung der Kahlenberger Decke bezeichnete Zone zu werten, da ja nach Auffassung von S. Prey die Kahlenberger Decke im Gebiet des Wienerwaldsees gegen Westen endet.

Die östlich der Traisen noch in der Nordschuppe gelegene Tiefbohrung Perschenegg 1 S von Pyhra bei St. Pölten hat unter der neokomen Basis der hier 1363 m mächtigen Nordschuppe noch einen 260 m mächtigen Span von campanem Flysch durchörtert, bevor darunter Buntmergelserie, Molasse und Kristallin erreicht wurden (F. Brix

& K. GÖTZINGER, 1964, S. 63, 71). Die wesentlich weiter im Osten ebenfalls in der nördlichsten Hauptschuppe der Greifensteiner Decke abgeteufte Bohrung Mauerbach 1 a, 4,5 km SSE Königstetten, hat hier sogar noch drei Nebenschuppen außer der Hauptschuppe durchbohrt (F. BRIX, 1970, S. 145), wobei auch hier die Allochthonie des Flysches durch darunter angetroffene Molasse und autochthones Mesozoikum des kristallinen Sockels belegt wurde, ebenso wie in der Bohrung Höflein 1. Die in drei Hauptzügen auftretenden Greifensteiner Schichten sind nach den Erfahrungen in den Bohrungen nicht nur als Muldenfüllungen eines nordvergenten Faltenbaues zu werten, sondern offenbar unter Durchscherung im Südflügel tiefgreifend im Kreideflysch eingeschuppt (Abb. 192). Im Gebiet zwischen Königstetten und St. Andrä ist diese Einheit an einer Schar von querstreichenden Blattverschiebungen jeweils im Ostflügel nordwärts versetzt (vgl. G. GÖTZINGER et al., 1954, S. 76).

Die Kahlenberger Decke entwickelt sich nach der Auffassung von P. BECK-MANNAGETTA (1964, Kt.), S. PREY (1974, Kt.) u. a. entgegen der früher herrschenden Auffassung (K. FRIEDL, 1921, Kt.: „Wienerwald-Decke"; G. GÖTZINGER et al., 1954, S. 70 f., R. GRILL, 1962, Abb. 1; S. PREY, 1964, S. 1982, Abb. 1) erst vom Wienerwaldsee gegen Osten hin, zwischen Klosterneuburg und Leopoldsberg die Donau erreichend. Auf Grund ihrer lückenhaften Umrahmung durch Unter- bis Mittelkreide ist sie entlang des Wientales westlich von Purkersdorf muldenförmig der Greifensteiner Decke eingelagert.

Der tektonisch relativ selbständige Zug von Sievringer Schichten zwischen Sievring in Wien und dem Engelkreuz W Wolfsgraben, der sich zwischen dem Hauptkörper der Kahlenberger Decke und der Hauptklippenzone hinzieht, wird von S. PREY seit 1972 (besonders 1979, S. 226) als komplizierter Gleitschollenstapel betrachtet. Er soll sich aus der vorausgeglittenen mittelkretazischen Tonschieferserie der Stirne der Kahlenberger Decke einerseits, aus einem durch Divertikulation nachgeglittenen Jungschichtenanteil vom Rücken dieser Decke andererseits zusammensetzen.

Im nördlichen Hauptkörper der Kahlenberger Decke ist die intensive Verfaltung besonders im steilen Anschnitt am Leopoldsberg in der Wiener Pforte des Donaudurchbruches gut sichtbar. Diese fächerförmige Faltenstruktur am Leopoldsbergosthang ist vielfach beachtet worden (vgl. F. X. SCHAFFER, 1927 a, Abb. 69), später durch L. WE-

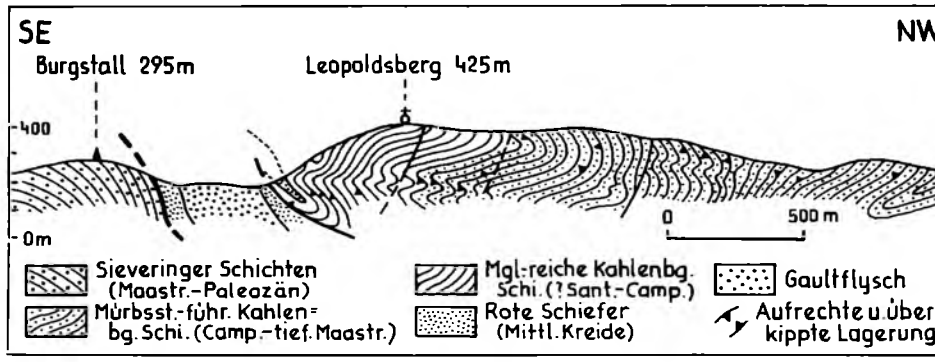


Abb. 193: Die Deutung des Leopoldsberges als nordvergente überkippte Mulde; nach S. PREY (1974 a, Abb. 5).

BER (1973, S. 64) als Pilzfaltenantiklinale und von S. PREY (1974, S. 50, Abb. 5; 1979, S. 222) als überkippte Synklinale gedeutet – Abb. 193.

Als südliche Fortsetzung der Kahlenberger Decke jenseits der Hauptklippenzone des Wienerwaldes wertet S. PREY, wie erwähnt, den sogenannten Satzbergzug, der von Dornbach im NE über Hütteldorf in die Klippenregion St. Veit/Lainzer Tiergarten im SW hinzieht. Wir haben erwähnt, daß heute wohl mit Recht die Klippen dieser letztgenannten Region als primärer Bestandteil des Flysches der Kahlenberger Decke gelten. Ob diese Teileinheit des Satzbergzuges, die zum Teil aus Reiselsberger Sandstein und Kahlenberger Schichten aufgebaut wird, tatsächlich im SW des Lainzer Tiergartens über dem Alttertiär der Laaber Decke aushebt oder aber doch abtaucht, muß für eine endgültige Einordnung der Kahlenberger Decke noch abgesichert werden. Wäre sie tatsächlich das höchste und südlichste Element im Flyschwienerwald, sollte man ja auch noch am Südrand der Laaber Decke unter der Kalkalpenfront zumindest Späne dieser Decke auffinden. Auf die von S. PREY als Deckschollen der Kahlenberger Decke gedeuteten mittelkretazischen roten Schiefer von Hochrotherd und Wolfsgraben wurde bereits S. 403 aufmerksam gemacht.

Auf der soeben erschienenen geologischen Karte Wien-Umgebung (1 : 200.000) von W. FUCHS & R. GRILL (1984) sind nun tatsächlich am äußersten Südrand der Flyschzone genau im Meridianstreifen der Kahlenberger Decke die zuvor hier erhofften Späne erfaßt und verzeichnet: Die Klippen (vom Typus St. Veit samt Pikriten) samt Klippenhülle im Raum Sulz und Antonshöhe bei Mauer. Die genannten Autoren verbinden diese Klippen zwar nicht mit der Kahlenberger Decke, sondern bezeichnen sie als Mittelpennin, aber der Schluß, daß es sich hier um wurzelnahe Reste der Klippenbasis der Kahlenberger Decke handelt, liegt auf der Hand. Dies spricht sehr für das neue, oben dargelegte Konzept von S. PREY.

Die Laaber Decke schließlich nimmt die Zone südlich der ultrahelvetischen Hauptklippenzone des Wienerwaldes ein. Gegen Westen konnte ihre Fortsetzung von H. KRAULIZ (1976) über die bisher bekannte Erstreckung bis Bernreith bei Rohrbach/Gölsen (P. GOTTSCHLING, 1966, Taf. 1) hinaus noch südlich von St. Veit/Gölsen bis Marktl bei Traisen verfolgt werden. Am Nordrand der Decke ließ sich weithin eine basal abgeschuppte Zone aus Kaumberger Schichten im Süden der Hauptklippenzone erfassen (S. PREY, 1965 b, S. 113; 1968 b, S. 161), die früher zur Hauptklippenzone selbst zugeschlagen worden war. (Auch sind heute wiederum die Flyschgesteine, die F. BRIX, 1970, S. 139 ff., in die von ihm erweiterte und als „Schottenhofzone" bezeichnete Hauptklippenzone einbezogen hatte, ausgegliedert und der Begriff Schottenhofzone aufgegeben.) Die vom Nordrand der Laaber Decke erwähnten oberkretazischen Kaumberger Schichten erscheinen dann nochmals in der großen südrandnahen Kaumberger Antiklinale im Inneren der Laaber Decke zwischen Kaumberg und Klausenleopoldsdorf.

Über die Fortsetzung der Flyschzone NE der Donau informieren besonders die Arbeiten von F. LANGER (1939), R. GRILL (1953, 1962, 1968), R. GRILL & J. KAPOUNEK (1964), H. HEKEL (1968) etc. sowie die geologischen Karten Blatt Gänserndorf (R. GRILL, 1954), Stockerau (R. GRILL, 1957) und Wien-Umgebung (W. FUCHS & R. GRILL, 1984). Bezüglich der deckentektonischen Zuordnung muß gegenüber den erwähnten Arbeiten allerdings berücksichtigt werden, daß heute die Nordgrenze der Kahlenberger Decke südlich von Klosterneuburg über die Donau

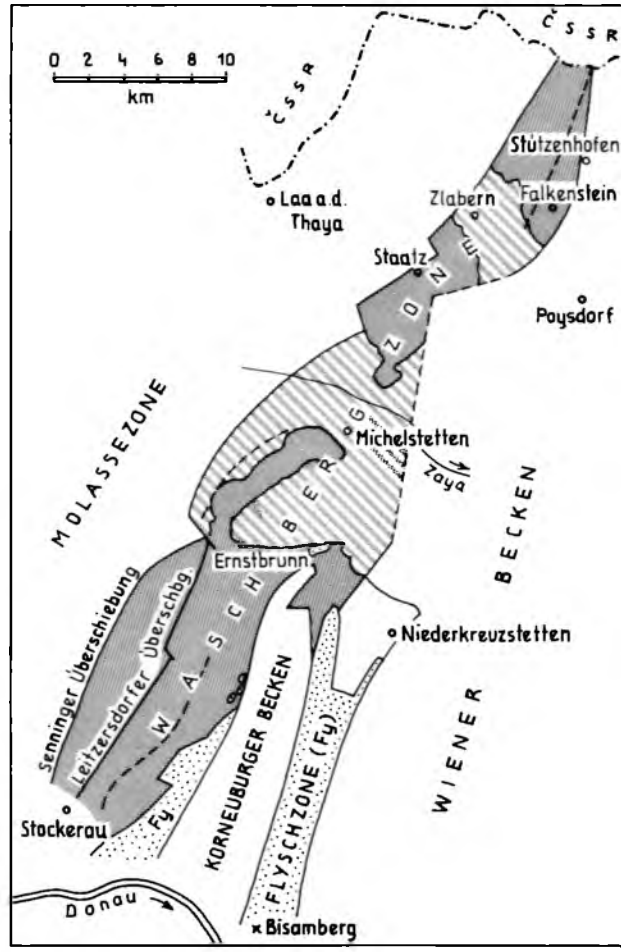


Abb. 194: Skizze des Flysches nördlich der Donau und der Waschberg-Ernstbrunner Klippenzone nach R. GRILL (1964, Taf. 1) und P. SEIFERT (1982, Abb. 1).

zielt, so daß demnach der gesamte Flysch jenseits der Donau im Bisambergzug – abgesehen von dessen südlichstem Abschnitt – und im Schliefbergzug beiderseits des Korneuburger Beckens der Greifensteiner Decke zufällt. Obertags sind Flysch deckenschollen über der der Molasse zugehörigen Waschbergzone bis in die Breite von Ernstbrunn anzutreffen, auch Fenster von Michelstettener Schichten des Chatt-Aquitan der Waschbergzone erscheinen innerhalb des Flysches SE Großrußbach (H. HEKEL, 1968, Taf. 1). Am Aufbau des Flysches nördlich der Donau ist SE Oberrohrbach noch die Unterkreide der Tulbinger Schuppe beteiligt (R. GRILL, 1962, S. 8, Taf. 1), im übrigen die Kreide-Alttertiär-Serie bis zu den Greifensteiner Schichten – Abb. 194.

Der Hauptteil der Flyschzone jenseits der Donau ist aber durch das mächtige Neogen des Wiener Beckens verdeckt. Einen graphischen Überblick über die Fortsetzung

der Flyschzone im Sockel des Wiener Beckens geben J. KAPOUNEK et al. (1963, Abb. 4), G. WESSELY (1975, Abb. 1, 1983, Taf. 1–2) und A. KRÖLL (1980, Beil. 3), wobei sich zeigt, daß die Hauptmasse des Paläogenflysches im Norden mit Nordgrenze S Poysdorf, S Schrattenberg hinzieht, während der Südteil aus vorwiegend kretazischen Schichten bestehend, bis zu einer Linie, die im Ostteil Wiens, Bockfließ, Matzen, Eichhorn gegen ENE zieht – Abb. 113. Dabei wurde die Flyschzone in den Tiefbohrungen im Untergrund des nördlichen Wiener Beckens stellenweise mit scheinbarer Mächtigkeit von über 4000 m angetroffen, so z. B. in der Bohrung Linenberg 2 W Zistersdorf, wo der Deckenstapel der Flyscheinheiten nach 4174 m noch nicht durchbohrt war.

5. Literatur

O. ABEL, 1926, 1935; O. ABEL & G. GEYER, 1918, 1922; O. ABEL & A. TILL, 1913; F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1958; F. ABERER et al., 1964; F. ALLEMANN, 1953, 1957; F. ALLEMANN et al., 1951; D. ANDRUSOV, 1968; F. BACHMAYER, 1973; P. BECK-M., 1955; W. BERGER, 1950, 1953, 1966; H. BERTLE, 1970 b; F. BETTENSTAEDT, 1958; K. BIRKENMAJER, 1961, 1962; A. BITTNER et al., 1907; R. BLASER, 1952; M. BLUMENTHAL, 1936 a; A. BOUÉ, 1830 a; A. BOUMA, 1962; R. BRINKMANN, 1936; F. BRIX, 1961, 1969, 1970, 1972; F. BRIX & K. GÖTZINGER (et al.) 1963, 1964; F. BRIX, A. KRÖLL et al., 1977; A. BUTT, 1981; I. CICHA et al., 1968; H. P. CORNELIUS, 1922, 1924, 1925, 1926/27; K. CZURDA et al., 1979; V. DIETRICH, 1976; S. DZULYNSKI et al., 1959; P. EGGERT, 1977; P. Eggert et al., 1976; P. FAUPL, 1975 b, 1976, 1980; P. FAUPL et al., 1970; H. FOBER, 1972; K. FRIEDL, 1921, 1930; TH. FUCHS, 1893, 1895; W FUCHS & R. GRILL, 1984; E. FUGGER, 1900, 1904; E. FUGGER & C. KASTNER, 1885; T. GATTINGER, 1953; G. GEYER, 1911 b; P. GOTTSCHLING, 1966; G. GÖTZINGER, 1931, 1933, 1944, 1945, 1951, 1954, 1955; G. GÖTZINGER & H. BECKER, 1932, 1934; G. GÖTZINGER & CH. EXNER, 1953; G. GÖTZINGER, R. GRILL et al., 1952, 1954; C. GRIESBACH, 1869 b; R. GRILL, 1953, 1954, 1957, 1961, 1962 a, b, 1968; R. GRILL & J. KAPOUNEK, 1964; W. GRÜN, 1968, 1969; W. GRÜN, G. KITTLER et al., 1972; W. GRÜN, G. NIEDERMAYR et al., 1961; C. GÜMBEL, 1856; F. HAHN, 1913 b; F. v. HAUER, 1850, 1857, 1858; H. HÄUSLER, 1976; H. HÄUSLER & H. SCHWARZBÖCK, 1970; H. HEKEL, 1968; R. HESSE, 1965, 1973 a, b, 1974, 1975 a, b, 1976; H. HOFER & G. TICHY, 1983; K. HSÜ, 1970; V. JACOBSHAGEN & O. OTTE, 1968; I. JACOBSOHN, 1916; R. JAEGER, 1914; R. JANOSCHEK, 1969; R. JANOSCHEK et al., 1956; H. KALLIES, 1961; CH. KEFERSTEIN, 1828; J. KERN, 1977; A. KIESLINGER, 1938; M. KIRCHMAYER, 1956, 1957; L. KOBER, 1955; F. KRASSER, 1895; H. KRAULIZ, 1976; E. KRAUS, 1927, 1929, 1932 a, b, c, 1941, 1942, 1944, 1962, 1965; A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967; A. KRÖLL et al., 1981; M. KSIAZKIEWICZ, 1957, 1970; B. KUBART, 1911; P. H. KUENEN et al., 1950; H. KÜPPER, 1962 a, 1968; P. LANGE, 1956; F. LANGER, 1939; G. LAUER, 1970; K. LEUCHS, 1947; H. MAURER, 1972; E. v. MOJSISOVICS, 1890; A. v. MORLOT, 1848; R. MURCHISON, 1848; E. MUTTI et al., 1972, 1975; G. NIEDERMAYR, 1966 a; W. NORMARK, 1970; R. NOTH, 1951; R. NOTH & G. WOLETZ, 1954; J. NOWAK, 1911; R. OBERHAUSER, 1952, 1953, 1979; R. O. et al., 1979; R. OSBERGER, 1952; O. OTTE, 1972; A. PAPP, 1956, 1962 a, b; C. PAUL, 1896, 1899; W. PETRASCHECK, 1906; G. PETTER & F. v. HAUER, 1853; F. PETTIJOHN & P. POT-

TER, 1964; U. PFLAUMANN, 1967; M. PLICKA, 1970; B. PLÖCHINGER, 1964 d, 1972, 1973; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, 1974; P. POTTER & F. PETTIJOHN, 1963; S. PREY, 1950, 1951, 1952 a, c, 1953 a, b, 1957, 1958, 1960, 1962 a, b, 1964 a, b, c, 1965 a, b, c, 1968 a, b, c, 1969, 1971 a, b, 1972, 1973, 1974, 1975 a, b, 1977, 1979, 1980, 1983; S. PREY, A. RUTTNER et al., 1959; U. v. RAD, 1962, 1968, 1972; W. RESCH, 1976; D. RICHTER, 1955, 1956 a, b, 1957 a, b, 1963; M. RICHTER, 1922, 1923, 1925, 1929, 1950, 1957, 1958, 1963, 1966, 1969, 1970 a, b, 1972; M. RICHTER & G. MÜLLER-D., 1940; F. v. RICHTHOFEN, 1862; W. RINGHOFER, 1976; Z. ROTH, 1967; F. X. SCHAFFER, 1927; W. SCHNABEL, 1970, 1971 1972, 1979; W. SCHWARZACHER, 1943; R. SCHWINGENSCHLÖGEL, 1981; A. SEILACHER, 1955, 1958, 1962, 1974; O. SEITZ, 1970; S. SIMPSON, 1970; G. STEINMANN, 1906; H. STRADNER, 1969; D. STUR, 1894; M. STURM, 1968; A. TAUBER, 1949; J. TERCIER, 1936; E. THENIUS, 1974, 1983; G. TICHY, 1980; A. TOLLMANN, 1963 a, 1970 d, 1976 b, 1981 a; A. TORNQUIST, 1908; F. TOULA, 1893; F. TRAUTH, 1923, 1930, 1950; V UHLIG, 1909; N. VÁVRA & W. VYCUDILIK, 1976; H. VETTERS, 1925, 1928, 1929, 1938; R. VOGELTANZ, 1971; G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981; L. WEBER, 1974; E. WEPFER, 1909; G. WESSELY, 1975, 1983; H. WIESENEDER, 1962 a, b, 1967; G. WOLETZ, 1950, 1962, 1963, 1967; N. ZADORLAKY-ST., 1960; W. ZEIL, 1960.

J. DER UNTERGRUND DER MOLASSEZONE SAMT DER WASCHBERGZONE

1. Überblick und historische Einführung

Der Untergrund der Molassezone ist erst durch die zahlreichen Tiefbohrungen der Erdölfirmen im österreichischen und bayrischen Anteil in jüngster Zeit bekannt geworden, nachdem im Frühsommer 1948 im süddeutschen Alpenvorland die Suche nach Erdöl und Erdgas eingesetzt und sich ab den fünfziger Jahren nach Österreich fortgesetzt hatte. Heute verfügen wir über ein Netz von Bohrungen, die den Molasseuntergrund angefahren haben, bzw. in den Sockel aus Böhmischem Kristallin vorgedrungen sind, und haben zusätzliche Informationen durch geophysikalische Anschlußuntersuchungen an solche Bohrungen, so daß sich ein klares Bild über die Entwicklung und die Beschaffenheit des Molasseuntergrundes ergeben hat, während noch in SCHAFFERS Geologie von Österreich (1951) der Bau des Alpenvorlandsockels weitgehend unbekannt gewesen war.

Zusammenfassende Darstellungen des Molasseuntergrundes im Bereich der Ostalpen und des angrenzenden Schweizer Molasseabschnittes haben – von Westen nach Osten fortschreitend – vor allem folgende Autoren gegeben: R. TRÜMPY (1959, 1962), P. DORN (1958), P SCHMIDT-THOMÉ (1962, 1963), A. TOLLMANN (1963 c), G. EINSELE & R. SCHÖNENBERG (1964), K. LEMKE (1970, 1973, 1974, 1977, 1981), D. HERM (1979), R. GRILL & L. WALDMANN (1950), H. WIESENEDER et al. (1976), F. BRIX et al. (1977), M. ELIÁŠ (1977), K. KOLLMANN (1977), K. KOLLMANN & O. MALZER (1980), A. KRÖLL (1980), F. BACHMAYER (1980, Beil. 6–7), G. WESSELY et al. (1981), H. J. UNGER & J. SCHWARZMEIER (1982), H. POLESNY (1983) und G. WESSELY (1983).

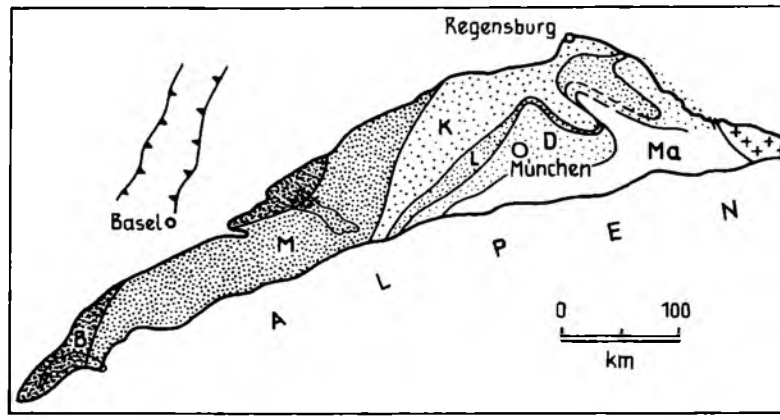


Abb. 195: Die ostwärts fortschreitende mesozoische Transgression im Molasseuntergrund; nach K. Lemcke (1974, Abb. 3). B: im Buntsandstein, M: im Muschelkalk, K: im Keuper, L: im Lias, D: im Dogger, Ma: im Malm, +: restliches Festland im Malm.

Innerhalb des Molasseuntergrundes können wir in Österreich drei Abschnitte unterscheiden: a) die Region westlich des Ennsflusses mit einer gegen Südosten fortschreitenden Transgression von Mesozoikum in germanischer Fazies, b) den Abschnitt zwischen Enns- und Tullnfluß mit Kristallin der Böhmischen Masse, c) den Staatzer Faziestrog mit mächtigem Mesozoikum in randalpiner Fazies im Bereich des Untergrundes des Außeralpinen Wiener Beckens, also des Molasseanteiles im Raum Tulln–Weinviertel (Abb. 195). Hierzu folgen einige nähere Erläuterungen.

a) Der Westen des Molasseuntergrundes vom Vorarlberger Anteil östlich des Bodensees bis etwa zur Ostgrenze Oberösterreichs an der Enns wird von nur geringen

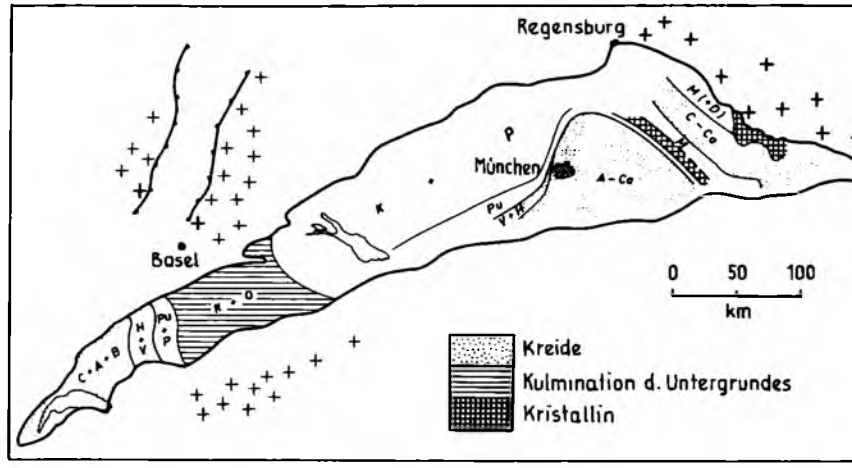


Abb. 196: Der Untergrund des Westteiles der Molassezone; nach K. Lemcke (1973, Beil. 1, Fig. 9). D = Dogger, M = Malm, O = Oxford, K = Kimmeridge, P = Portland, Pu = Purbeck, V = Valendis, H = Hauterive, B = Barréme, A = Apt und Alb, C = Cenoman, Ca = Campan.

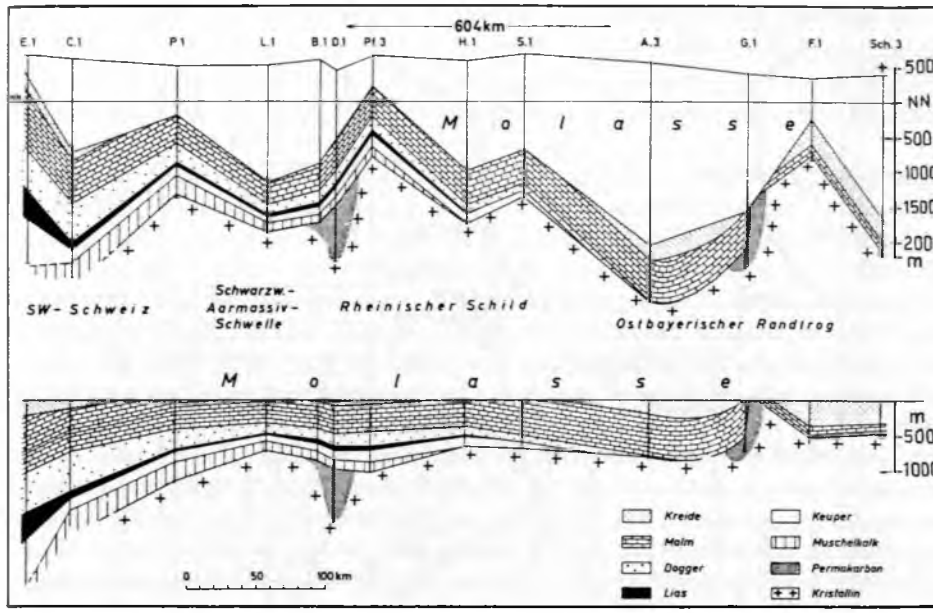


Abb. 197: Der Untergrund des Westteiles der Molassezone zwischen Schweiz und Ostbayern im Längsschnitt, die Transgression immer jüngerer mesozoischer Schichten gegen Osten verdeutlichend; nach K. Lemcke (1973, Abb. 2).

Resten von Permokarbon, aber einer kontinuierlichen mesozoischen Serie, die vom Buntsandstein und der übrigen, nur mäßig mächtigen Trias über bedeutenden Jura bis in die Oberkreide reicht, eingenommen. Die Serie ist bis an und unter den Nordrand des alpinen Deckenlandes in außeralpiner, germanischer Fazies entwickelt – abgesehen von einem schmalen Streifen helvetischen Malms, der quer unter dem Bodenseeraum bis südlich von München verläuft (K. Lemcke, 1973, Beil. 1, Fig. 7; 1977, Abb. 8; 1981, S. 2). Das Durchreichen des autochthonen Mesozoikums und der Molasse unter allen alpinen Randeinheiten bis unter die Kalkalpen wird nach dem NW-SE verlaufenden Vibroseisprofil der ÖMV-AG über die Kanisfluh belegt (S. 301). Die auf Abb. 195 dargestellten Grenzen der einzelnen Stufen des Mesozoikums dieses Raumes zeigen das allmähliche Vorrücken der Meeresbedeckung von Westen bzw. Nordwesten gegen Osten hin über die Vindelizische Schwelle. In der Kreide erfolgte dann eine erste generelle Umstellung (Abb. 196). Im Zusammenhang mit der gegen Osten hin fortschreitenden Transgression ergibt sich auch ostwärtiges Ausdünnen dieses Mesozoikums im Längsschnitt durch den bayrisch-westösterreichischen Molasseuntergrund (Abb. 197).

Bereits in der Kreidezeit lag der westliche süddeutsche Molasseuntergrund im Anschluß an die Ostschweizer Verhältnisse bis zum Lech trocken und stellt ein verkarstetes Malmkalk-Festland dar. Nur Ostbayern und der anschließende österreichische Anteil bis Oberösterreich war vom Unterkreidemeer überflutet: Die nördliche „Braunauer Senke" setzte in das „Ried-Schwanenstädter Becken" in Österreich fort und war durch das Landshuter Hoch vom südlicher gelegenen „Wasserburger Trog" getrennt

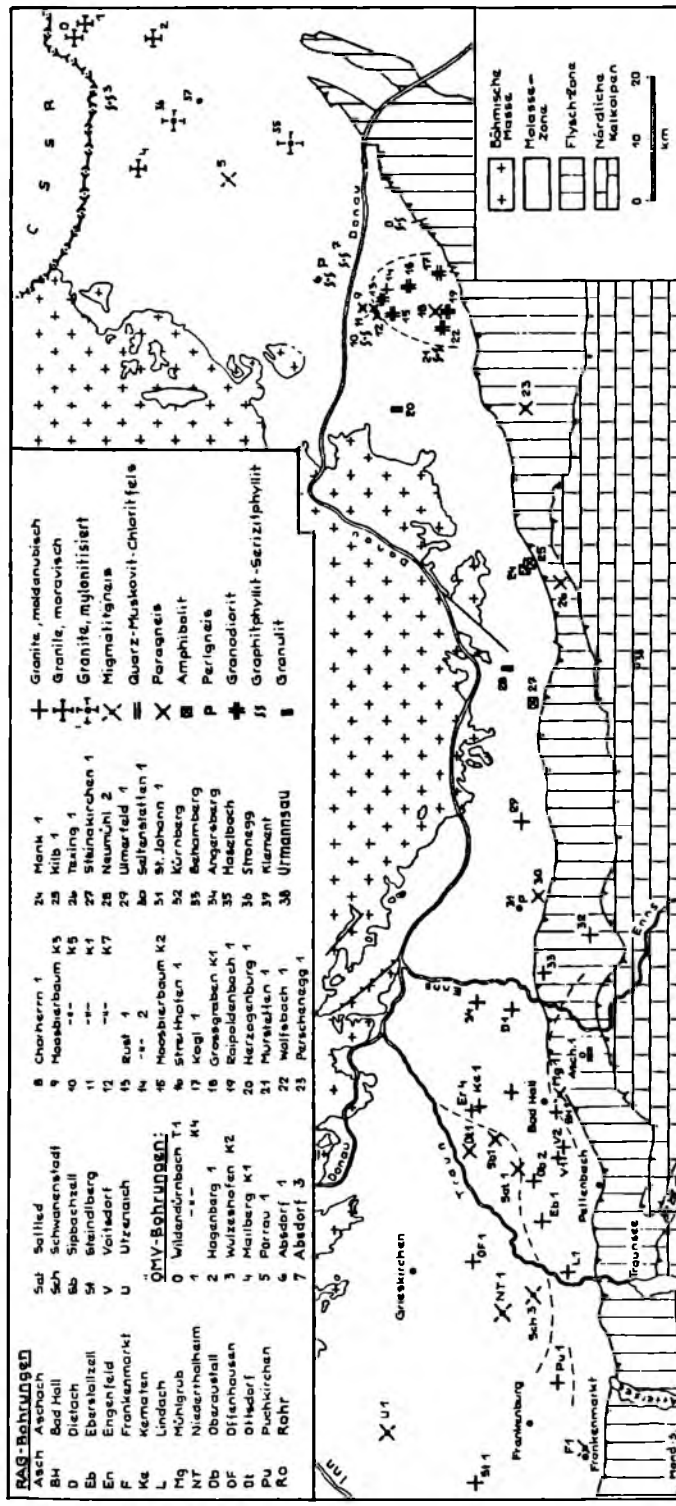


Abb. 198: Die Serien des Böhmischen Kristallins im Molasseuntergrund auf Grund der Bohrungen; nach H. Wiesenedер et al. (1976, Abb. 5).

(Abb. 201). Dieser südliche Trog war intensiv den Einflüssen aus dem im Süden anschließenden, übrigens wesentlich seichteren Nordhelvetikum unterworfen, so daß die im Südtrog herrschenden Schichtglieder vom Brisisandstein des Oberapt bis über den Seewerkalk des Cenoman hinaus bereits nordhelvetisches Gepräge zeigen (D. HERM, 1979, S. 89 f.).

b) In der Region zwischen der Enns und der Tulln ist in zahlreichen Bohrungen die direkte Auflage des Tertiärs auf dem Kristallin der Böhmischen Masse belegt (R. GRILL & L. WALDMANN, 1950; F. BRIX & K. GÖTZINGER, 1964, Tab. 4; H. WIESENEDER et al., 1976; vgl. S. 659) – Abb. 198. Dabei lassen sich in dem stellenweise bis 80 m tief verwitterten, kaolinisierten und durch Hämatitausfällungen rot verfärbten Kristallin im Abschnitt zwischen Inn und Enns der Typus des Schlögener, Schärdinger und Flasergranites des Mühlviertels und Sauwaldes und weitere Glieder des westlichen Moldanubikums wie Granodiorit, Migmatit und Biotitgneis unterscheiden. Die Granite im Ostteil dieser Region der Bohrungen Engenfeld 4, Kematen 1 und Rohr 1 im Kremsflußbereich liegen im Chemismus zwischen dem Granodiorit von Freistadt und dem Mauthausener Granit. Das katazonale Kristallin der Gföhler Decke des Moldanubikums mit Sillimanitgneisen in den Bohrungen Texing 1 und Urmannsau 1 im Raum von Scheibbs und Gaming ist – bereits von alpinen Decken des Flysches und der Kalkalpen begraben – angefahren worden. Gegen Osten hin reicht das Moldanubikum beträchtlich weit im Molasseuntergrund, da auch noch in der Bohrung Moosbierbaum K 3 SW Tulln Sillimanitgneis vom Typus des Gföhler Gneises auftritt. Das hier in mehreren Bohrungen (Streithofen 1, Wolfsbach 1, Kogl 1) erbohrte Granodioritmassiv gleicht chemisch und petrologisch jenem des Freistädter Granodiorites.

Das Moravikum mit seinen geringer metamorphen Serien wurde im Weinviertel durch Chloritschiefer in der Bohrung Porrau 1 E Hollabrunn nachgewiesen. Ferner wurde der moravische Maissauer Granit in den Bohrungen Haselbach 1 NE Stockerau, Stronegg 1 im Vorland der Leiser Berge und in Staatz 3 SW Falkenstein angefahren – die letztgenannten Vorkommen moravischer Gesteine liegen allerdings bereits unter mesozoischer Bedeckung des Staatzer Troges, werden aber zur Orientierung über die tieferen Untergrundverhältnisse hier mit angeführt – vgl. S. 329.

c) Das randalpine Mesozoikum im Untergrund des „Außeralpinen Wiener Beckens", also des Molasseanteils im Osten der Böhmischen Masse beiderseits der Donau, mit seiner ganz eigenartigen faziellen Entwicklung, die als Staatzer Fazies (A. TOLLMANN, 1972 a, S. 180) bezeichnet worden ist, umfaßt über Resten von Jungpaläozoikum eine Serie, die vom Grestener Lias bis über die Kreide in das Paleozän emporreicht (Abb. 199). Diese durch die Arbeiten der ÖMV-AG bekannt gewordene Serie (F. BRIX & K. GÖTZINGER, 1974, S. 65 ff.; J. KAPOUNEK et al., 1967; F. BRIX et al., 1977; A. KRÖLL, 1980; G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981, Abb. 1) ist über einem altalpidisch wiederbelebten, spätvariszischen Bruchsystem abgelagert worden. Es ist das System der im Perm angelegten, tiefgreifenden NNE-Störungen der Böhmischen Masse – kongenetisch und parallel zur Diendorfer Störung –, das durch die Zerrtektonik, die mit Beginn der Öffnung des Atlantiks im Jura gewirkt hat, im Außeralpinen Wiener Becken so kräftig geöffnet worden ist, daß auch basische Vulkanite in dieses embryonale Riftsystem eingedrungen sind. Die Mächtigkeit der Trogfüllung überschreitet 2500 m. Die Serie setzt im oberen Lias genau zeitgleich mit der Atlantiköffnung mit dem Aufdringen des Porrauer

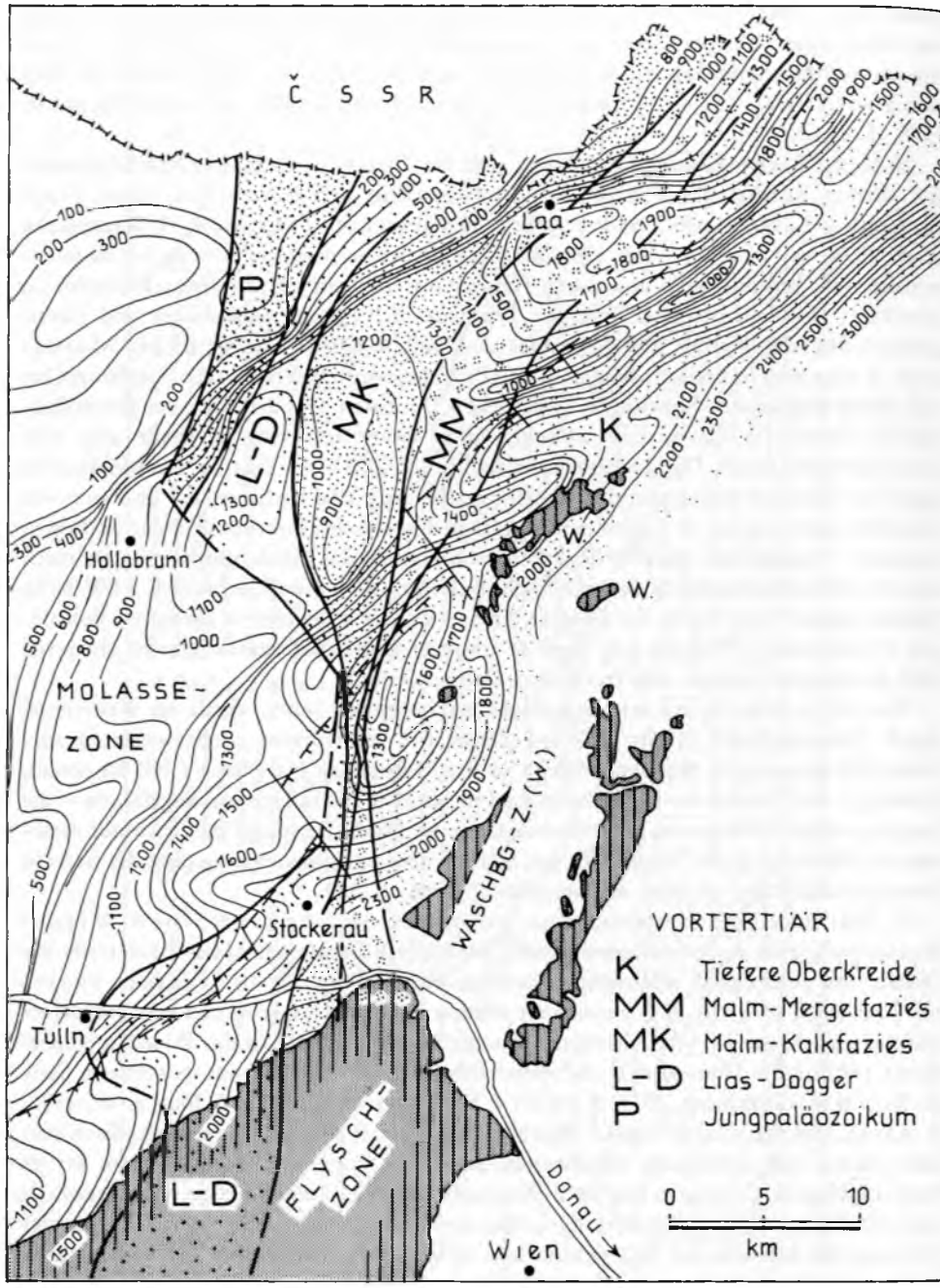


Abb. 199: Der Staatzer Trog mit seiner mesozoischen Füllung im Untergrund der Molassezone des Außeralpinen Wiener Beckens; nach A. Kröll (1980 a, Taf. 8).

Diabaskomplexes des Oberlias-Unterdogger ein und empfängt dann im unteren und mittleren Jura eine mächtige schieferige Abfolge. In den tiefen Teilen führt dieser Schichtstoß sieben Horizonte von Metadiabasen (H. WIESENEDER, 1965). Trotz ihrer heutigen Position am Alpenrand müßte diese Faziesentwicklung nach ihrem Serienaufbau als eugeosynklinal bezeichnet werden. Wie die synsedimentäre Zerrungstektonik der Teilschollen mit verschiedener Mächtigkeit der Sedimente im Jura anzeigt (F. BRIX et al., 1977, Abb. 6), hat in diesem Grabentrog zur Zeit des unteren und mittleren Jura kräftige Ausweitungstendenz geherrscht, während der Malm bereits transgressiv über dem zur Ruhe kommenden gestörten Unterbau auflagert.

Der Staatzer Trog zieht kräftig schräg zum alpinen Streichen gegen SSW unter den Flyschwienerwald, wo er in der Bohrung Mauerbach 1 a SSE Königstetten (J. KAPOUNEK et al., 1967, S. 84 f., Tab. 1) und in der Bohrung Höflein 1 (sogar mit Erdgasführung im Juraarenit in 2731 m Tiefe) noch erfaßt worden ist. Dieser Trog stößt wohl tief unter den randalpinen Decken im Süden schließlich auf den quer dazu verlaufenden helvetischen Trog der Alpen, aus dem ja die Grestener Einflüsse kommen. Die Bohrung Berndorf 1 allerdings, die im Triestingtal weit im Süden der Kalkalpen auf die erwartete Fortsetzung des Staatzer Troges angesetzt worden ist, hat aber schon ein Hochgebiet östlich dieser Mulde vorgefunden, so daß dort Molasse des Egerien unmittelbar auf Biotitgneis der Böhmischen Masse auflagert (G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981, S. 146).

Die in der Subalpinen Molasse aus der Tiefe durch den Anschub der alpinen Decken hochgepreßten Untergrundspäne aus ebendieser Staatzer Fazieszone liegen heute nördlich der Donau in Form der „Äußeren Klippenzone", auch als Waschberg-, Ernstbrunner, Staatzer, Falkensteiner, Pavlover, Steinitzer (Zdánice), Dyje-Klippenzone bezeichnet, vor, die in eine Unzahl von größeren oder kleineren Durchspießungsklippen karpatischen Typus zerrissen und durch die tertiäre Molassehülle emporgeschleppt worden ist. Der Malm in Riffkalkentwicklung gibt mit einzelnen aufragenden Durchspießungsklippen dieser Zone ihren morphologischen Charakter. Die Stellung dieser Einheit als aufgeschürfter Molasseuntergrund ist durch R. GRILL (1958, S. 53; 1962 a, S. 14; 1968, S. 9) nach Erfassung der St. Pöltener Störung südlich der Donau und der Äquivalenz der subalpinen aufgeschleppten Molasseanteile beiderseits des Donaudurchbruches bei Wien erkannt worden.

In dieser durch ihre eigenartigen Faunen altberühmten Waschberg-Ernstbrunner Klippenzone ist der außeralpine boreale Einfluß seit den Arbeiten von O. ABEL (1897, S. 359; 1898, S. 376), H. VETTERS (1905, S. 257) etc. durch das Auftreten von *Aucella pallasi plicata* LAHUS, *Perisphinctes* cf. *nikitini* MICH., *P.* aff. *sosia?* VISCHN. usf. im Malm belegt. In der Mikrofauna der Oberkreide erscheinen böhmische Arten (R. NOTH, 1951, S. 14; R. GRILL, 1953, S. 77, etc.). In zahlreichen Stufen aber dominieren doch klar die alpinen Faunenelemente einschließlich der Ammoniten, so daß eine zusammenfassende bio- und lithofazielle Bewertung der Zone (A. TOLLMANN, 1963 c, S. 49) den randalpinen, aber stark eigenständigen, von Helvetikum (P SEIFERT & H. STRADNER, 1978, S. 130) und Vorland in wechselndem Maß beeinflußten Charakter dieser Zone herausgestrichen hat. Die Fortsetzung dieser Zone in Südmähren ist jüngst unter der Bezeichnung Dyje-Scholle von M. ELIÁŠ (1977) beschrieben worden.

2. Schichtfolge

a) Vorarlberg

Nach den Erfahrungen in den angrenzenden süddeutschen Bohrungen (vgl. K. LEMCKE, 1973, 1977, 1981), wird man im Untergrund der Vorarlberger Molasse mit einer Serie zu rechnen haben, die mit dem Muschelkalk und seinen detritischen transgressiven Basisbildungen direkt dem Kristallin des Vindelizischen Landes auflagert – unter Ausfall des Buntsandsteines, der, vom französischen Zentralmassiv geschüttet, nur bis NW des Bodensees reicht. Der als Speichergestein für Kohlenwasserstoff dienende Trigonodusdolomit des obersten Muschelkalkes erreicht von NW her allerdings offenbar nicht mehr Vorarlberger Gebiet, ebenso reichen wohl nicht die sandigen Speicherhorizonte im Keuper und Lias herüber, welche Formationen aber in germanischer, schwäbischer Ausbildung ebenso wie der Dogger in der Tiefe zu erwarten sind. Erst der Malm erreicht in diesem Abschnitt wohl eine bedeutende Mächtigkeit, vielleicht im Ausmaß von mehreren hundert Metern, obgleich die Oberkante erosiv geformt ist, da bei Fehlen von Kreide direkt das Tertiär der Molassefüllung als Hangendes zu erwarten ist. Im Malm wurde im nördlichen Nachbargebiet, auf schwäbischem Boden nördlich vom Bodensee, der allmähliche Übergang von der schwäbisch-fränkischen Fazies mit ihrer reichen Verschwammung, der Häufigkeit von Mergellagen im Kalk, dem geringen Bitumengehalt, einer typischen Fauna mit spezifischen Ataxioceraten etc. zu der helvetischen Entwicklung erbohrt, die in den Tiefbohrungen Markdorf 1, Tettnang 1 und Opfenbach 1 und 2 nahe NE vom Bodensee bereits mit calpionellenführendem Malm aus Schiltschichten, Überschiltschichten, Unterem und Oberem Quintnerkalk und Zementsteinschichten vorliegt (vgl. A. TOLLMANN, 1963 c, S. 45 f.; K. LEMCKE, 1981, Abb. 3). Der Übergang von außeralpiner in alpine Fazies vollzog sich demnach hier im Malm ganz allmählich und ohne jede trennende Schwelle.

b) Salzburg und Oberösterreich

Den Anschluß der Untergrundverhältnisse des Molassebeckens von Salzburg und Oberösterreich gegen Westen, nach Oberbayern hin, vermittelt die jüngst erschienene Studie von H. J. UNGER et al. (1982), in welcher die Hauptstrukturen, vom Landshuter Hoch im SW über den Braunauer Trog in der Mitte zum Aidenbach-Griesbacher Hoch im Norden jenseits des Inn, zur Darstellung gelangt sind.

Im österreichischen Anteil östlich vom Inn haben K. KOLLMANN (1977, S. 38 ff., et al. 1980) und L. WAGNER (1980), aufbauend auf den grundlegenden Untersuchungen von F. ABERER (1958), E. BRAUMÜLLER (1959, 1961), R. JANOSCHEK (1959–1969) und I. KÜPPER (1964) im Rahmen der Arbeiten der Rohöl-AG, eine moderne Darstellung der stratigraphischen Gliederung des oberösterreichischen Molasseuntergrundes gegeben (Tab. 22). Mancherorts, besonders im Bereich der Ostfortsetzung der Landshut-Neuöttinger Schwelle („Zentrale Schwellenzone" auf Abb. 201), sind über dem kristallinen Sockel Sandsteine, Arkosen, Konglomerate und Tonschiefer erhalten, die nach Pflanzenresten

Tabelle 22: Molasseuntergrund

Angabe von Maximalmächtigkeiten

		Molasse-Untergrund und Basalteil in Salzburg und Ob.-Österreich (K. KOLLMANN 1980, S. 184)		Staatzer Faziestrog im Untergrund vom Außeralpinen Wiener Becken und Ernstbrunner Klippenzone (A. KRÖLL, 1980 u. a.)		
U. OLIGOZÄN			Marines Oligozän		NP 21	Lagunäre Serie
EOZÄN	PRIABON	120 m	Lithothamnienkalk, Mgl. Sandsteine Limnische Serie		Niederhollabrunner Kalk	
					Reingruberserie	
	LUTET				Haidhofschichten	
	YPRES				Waschbergschichten	
PALEOZÄN	THANET				Bruderndorfer Schichten:	Zaya-Schichten
	DAN					Danien
SENON	MAASTRICHT				Mucronatenschichten	
	CAMPAN	1000 m	Sandstein			
	CONIAC–SANTON		Globotruncanen-Mergel	400 m	Klementer Schichten	
TURON	M.-O.TURON		Glauconit. Sandstein			
CENOMAN U. KREIDE			Cenoman-Quarzsandstein		LÜCKE	
MALM		400 m	Kalke und Dolomite	100 m	Ernstbrunner K. (O. Tithon)	
				700 m	Altenmarkter Schi.: W (karbonat. Riffkomplex)	2000 m Klentnitzer Schichten: E (Mergelfazies)
			Glauconitsandstein			
DOGGER		40 m	Winetshamer Oolithkalk Sandst., Kgl., Tone m. Kohle	1700 m	Sandig-toniger Komplex	
LIAS					Grestener Schi. mit Kohle, Porrauer Diabas	
TRIAS		230 m	Perwanger terrestr. Permotrias			
PERM KARBON				800 m	O. Karbon – U. Perm (lokal): Tonschf., Grauwacke, Kohle. Eruptiva	
SOCKEL		Kristallin der Böhmischen Masse				

als Oberkarbon, Westfal (F. ABERER, 1958, S. 29), nach Sporengehalt aber als Dogger-Malm (W. KLAUS in K. KOLLMANN et al., 1980, S. 183) eingestuft worden sind. Von der Trias ist nur germanischer Keuper in Form von bunten Tonen und Sandsteinen in der Bohrung Perwang 1 nördlich der Mattseen angetroffen worden. Im Lias und Dogger herrscht allgemeiner Schichtausfall – abgesehen von den Bohrungen Winetsham 1, 2 SE Taufkirchen bei Schärding am Nordrand der Molassezone, die Dogger ab unterem Callovien in Form von basalem Sandstein und auflagerndem oolithischem Kalk mit Crinoiden und einer Fauna mit *Aequipecten fibrosus* SOW., *Entolium demissum* PHILL., *Plagiostoma duplicatum* DESH. etc. (F. KLINGNER, 1929, S. 535) nachgewiesen haben. Der weitverbreitete, bis 300 m mächtige Malm zeigt fränkische Fazies ohne jeglichen alpinen Einfluß und besteht, etwa im Beispiel der Bohrung Puchkirchen 1 NW Vöcklabruck (F. ABERER, 1958, S. 30), aus einem basalen glaukonitischen Sandstein des Malm α, einem massigen graubraunen Kalk des Malm α, einem dolomitischen porösen Kalk des Malm β–δ und schließlich einem gelbgrauen oolithischen Kalk des Malm ε–ζ.

Am weitesten verbreitet aber ist die nun nach neuerlicher Schichtlücke folgende klastische Oberkreide in bayrischer Vorlandausbildung (vgl. H. TILLMANN, 1964,

S. 152 ff., Tab. 9) mit einer durchlaufend marinen, bis 1000 m mächtigen Serie vom Cenoman bis Untercampan. Der Hauptteil dieser Kreide ist mergelig entwickelt, Sande sind besonders an der Transgressionsbasis des Cenoman und in glaukonitreicher Entwicklung im Unterturon anzutreffen. Ganz im Westen und Osten kommen noch Sande des Santon und Untercampan (?) dazu. Eine mikropaläontologisch unterbaute Gliederung dieser Oberkreide haben I. KÜPPER (1964) und G. WESSELY et al. (1981) vorgenommen: Während der bis 65 m mächtige basale Regensburger Grünsandstein des Cenoman noch mikrofossilleer ist, ist die Serie ab mergeligem Unterturon mit *Rotalipora montsalvensis* MORNOD, *R. turonica* BROTZEN, *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) etc. über Coniac-Santon mit *Neoflabellina gibbera gibbera* (WEDEK.), *N. suturalis suturalis* (CUSH.), *N. suturalis rostrata* (WEDEK.), *Globotruncana concavata* BROTZEN, *G. asymetrica* SIGAL etc. bis in das Obercampan mit *Neoflabellina rugosa leptodisca* (WEDEK.), *Bolivinoides draco miliaris* (HILT. & KOCH), *Globotruncana calcarata* CUSHMAN etc. gut belegt.

Diese Oberkreide stellt östlich der zentralen Schwellenzone das größte geschlossene zusammenhängende Kreidevorkommen Österreichs dar und ist durch eine vortertiäre bruchtektonische Großschollenkippung von Osten nach Westen in das Haller Becken, das Ried-Schwanenstädter und das Braunauer Becken gegliedert, an das sich westlich der zentralen Schwellenzone das sich nach Bayern ausdehnende Salzach- (oder Wasserburger) Becken anschließt.

Über die Situation am Ostrand dieser großen Oberkreideplatte im Molasseuntergrund bei Linz und Steyr haben jüngst G. WESSELY et al. (1981) eingehend berichtet: Am Ostrand des Haller Beckens lagert die Kreide in einer Mächtigkeit bis rund 600 m direkt dem Böhmischen Kristallin auf. In diese marine Schelffazies dringen wiederholt von der Böhmischen Masse, von NE her, fluviogene Grobsandschüttungen aus Flußdeltas vor.

Tieferes marines Alttertiär ist im Untergrund der Molassetrogfüllung hier nicht vorhanden. Die Molasse setzt nach einer Zeit der tektonischen Zerlegung des Sockels und kräftiger Erosion mit dem Obereozän als tiefstem Glied der zusammenhängenden tertiären Beckenfüllung auf.

c) Westniederösterreich

Zwischen Enns und Tulln fehlt Mesozoikum im Sockel der Molassezone. Die Böhmische Masse lag hier während dieser Ära der Abtragung ausgesetzt frei, erst weit im Süden, begraben unter den alpinen Decken, erfolgte ab dem Lias die allmähliche Ausweitung des Helvetikums gegen Norden. Eine direkte Verbindung zwischen dem oberösterreichischen Molassesockelmesozoikum und jenem des Staatzer Troges im Osten, bei späterer Abtragung des Zwischenstückes, ist auf Grund der krassen litho- und biofaziellen Gegensätze unwahrscheinlich. Der SSW-NNE streichende Staatzer Grabentrog stellt hingegen, wie erwähnt, ein schräg zum alpinen Streichen angelegtes, ab Lias aufreißendes Grabensystem dar, in das das Meer vom Helvetikum aus dem Süden her eingedrungen ist.

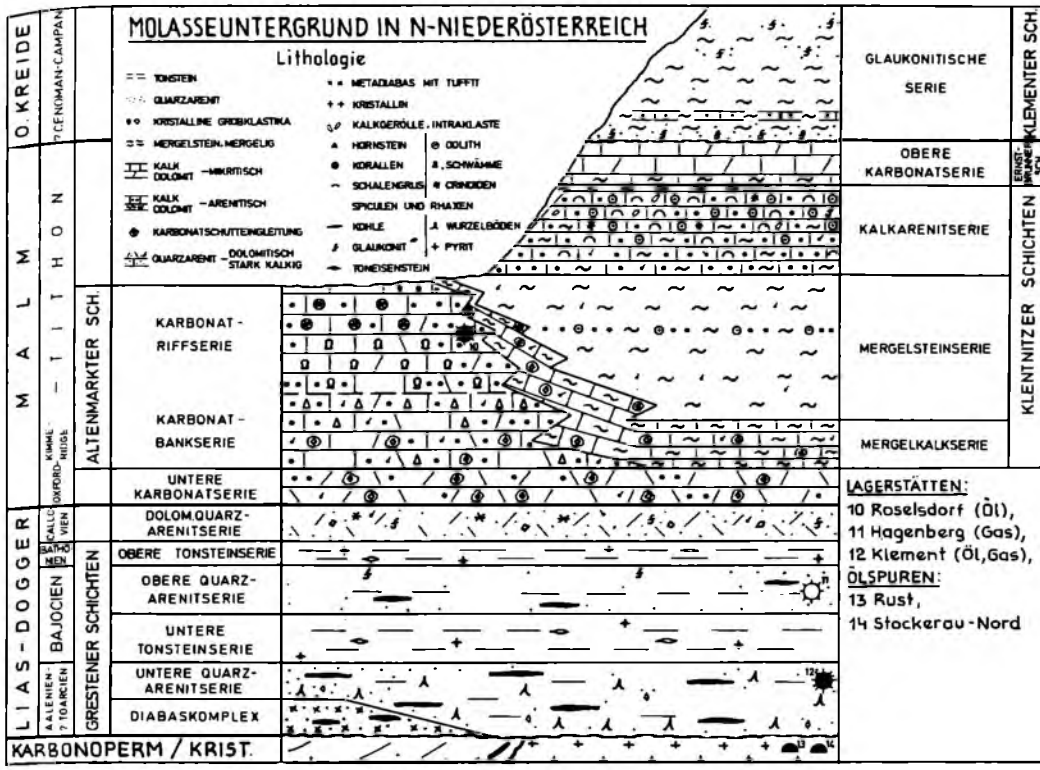


Abb. 200: Die Schichtfolge im Staatzer Trog; nach G. Wessely in F. Brix et al. (1957, Abb. 2).

d) Außeralpines Wiener Becken und Waschbergzone

Auf Grund der zuvor zitierten Arbeiten über den Staatzer Faziestrog sowie der obertags bekannten Verhältnisse in der Waschberg-Ernstbrunner Klippenzone umfaßt die Schichtfolge zunächst in dem im Jura rasch absinkenden Grabensystem folgende Glieder, wie zuletzt durch G. Wessely in F. Brix et al. (1977) und A. Kröll (1980) zusammengefaßt – Abb. 200 und Tab. 22. Jungpaläozoikum ist in der begrabenen Fortsetzung der Boskowitzer Furche erhalten: Die Bohrung Mailberg K 1 zeigt im Liegendteil violettrote Tonschiefer und Grauwacken, die Serie wird gegen Hangend grobklastischer. Pflanzenreste von *Eucalamites* und *Cordaites* sowie Sporen weisen auf ein (Oberkarbon- bis) Rotliegend-Alter hin. Die SW davon erbohrte, wohl auch jungpaläozoische, aber nicht durch Sporen altersmäßig gesicherte Tonstein/Grauwackenserie fällt durch das Auftreten von Lagen von Quarzporphyrit, Metadiabas, Eruptivbrekzien und Tuffen auf. Auch Anthrazitlagen wurden erbohrt (A. Kröll, 1980, S. 207). Gut eingestuft ist die zusammen wohl 800 m mächtige jungpaläozoische Schichtfolge der Bohrungen

Hollabrunn 1 und Altenmarkt 1, die aus einer flyschartigen Wechselfolge von Quarzsandsteinen und Tonsteinen besteht und im tieferen Teil eine wahrscheinlich noch oberkarbone Sporenflora, im Oberteil eine Flora des Rotliegend mit *Illinites unicus* KOSANKE, *Vittatina costabilis* WILSON, *Potoniesporites, Pityosporites* etc. enthält. Sogar ein Hinaufreichen in das Oberperm durch Auftreten von *Lueckisporites microgranulatus* KLAUS und *Falcisporites zapfei* (POT. & KLAUS) LESCHIK ist anzunehmen.

Der nächste Sedimentationszyklus mit einem bis 3000 m mächtigen Mesozoikum setzt mit dem Porrauer Diabaskomplex im Zeitraum oberer Lias/tieferer Dogger ein, wo Metadiabaslagen, -tuffe und gröbere Pyroklastika mit Grestener Sandstein und kohligen Tonen wechsellagern (H. WIESENEDER, 1965, S. 160 ff.; H. WIESENEDER et al., 1976, S. 513). Auf Grund des Mangels einer wesentlichen Natronzufuhr, die uns berechtigen würde, solche basischen Ergußgesteine als (die für die Geosynklinale typischen) Spilite zu bezeichnen, bleibt WIESENEDER bei der Bezeichnung Metadiabas. Trotzdem ist festzuhalten, daß wir hier – trotz der Lage am böhmischen Schelfrand – mit dem Aufreißen eines Riftsystems im Jura geosynklinale Verhältnisse vor uns haben.

Die mit diesem Komplex verzahnte „Untere Quarzarenitserie" (Abb. 200) wurde nach den kohlenführenden Sandsteintypen in Bohrkernen vom Verfasser (1963 c, S. 48) den Grestener Schichten zugeordnet. Diese Serie dürfte nach ihrer Pollen-/Sporenflora (F. BRIX et al., 1977, S. 17) höherliassisches bis vielleicht tiefstes Doggeralter aufweisen. In Bohrungen wurden darin in rund 4000 m Tiefe bis zu 15 m mächtige Steinkohlenlagen angetroffen (A. KRÖLL, 1980, S. 207). Die Fortsetzung der Grestener Schichten wird auf der mährischen Seite als Bořetice-Schichten (tiefer) und Diváky-Schichten p. p. (höher) bezeichnet (M. ELIÁŠ, 1977, S. 7 f.).

Die über dieser Unteren Quarzarenitserie (Grestener Schichten) folgende mächtige Abfolge aus Tonsteinen mit Sandsteinlagen des Dogger sollte man nicht mehr mit dem für eine spezifische Liasausbildung vorgegebenen Namen Grestener Schichten bezeichnen. Wenn man schon diese Abfolge mit einem randalpinen Schichtglied vergleichen will, bieten sich Parallelen zu den Waidhofener Schichten an, worunter man sandige Tonschiefer bis Tonschiefer des Dogger mit *Zoophycus* und *Bositra buchi* (ROEMER), beide hier nachgewiesen, versteht. Dieser Komplex besteht zutiefst aus der Unteren Tonsteinserie, in der durch die Ammoniten *Sonninia* sp., *Sphaeroceras brongniarti* (SOW.) und *Leptosphinctes* sp. Bajocien nachgewiesen ist. Aus der hangend folgenden, oft vertonten Oberen Quarzarenitserie stammt *Nannolytoceras tripartitus* (RASP.) von der Grenze Bajoc-Bathon. Die pyritreiche, *zoophycus*führende Obere Tonsteinserie schließlich reicht vom tieferen Bathonien, an der Basis mit *Oxyceras yeovilensis* (ROLLER), *Oecotraustes decipiens* (GROSS.), *Oe. nivernensis* (GROSS.), *Calliphylloceras disputabile* (ZITTEL) etc. in das oberste Bathonien bis Callovien mit *Choffatia* empor. Die Grestener Schichten und dieser Dogger erreichen hier zusammen eine Mächtigkeit von maximal 800 m. Darüber folgen 50–260 m dolomitische Quarzsandsteine des Callovien (?). In der Bohrung Stockerau-Ost 1 wurden 1700 m dieses sandigen tieferen Juras durchörtert.

An der Basis des Malm (Unteroxford) erscheint, faziell noch undifferenziert, eine etliche Zehnermeter bis 100 m mächtige, vorwiegend dolomitische, feinarenitische bis grobbioklastische Serie mit reichlich umgelagerten Riffbildnern, als Untere Karbonatserie bezeichnet. Über dieser setzt innerhalb des Oxford eine Fazies differenzierung ein, die bis in das durch den Belemnit *Duvalia strangulata* (OPPEL)

belegte Tithon anhält: Die Riff- und Bankkalke der Karbonatplattform, hier als Altenmarkter Schichten bezeichnet, liegen im NW, die mergelreiche Seichtbeckenfazies (Klentnitzer Schichten) ist SE davon, jenseits der Linie von Wildendürnbach im Norden über Stronegg bis Roseldorf NNE Stockerau im Süden, erfaßt worden.

Diese Altenmarkter Schichten mit einem Alter vom höheren Oxford bis in das höhere Tithon umfassen in der Bohrung Altenmarkt i. Th. 1 im 296 m mächtigen tieferen Abschnitt eine detritische Bankkalkserie mit Riffschuttdetritus, zum Teil leicht dolomitisiert und Hornsteinlagen führend, im 363 m mächtigen höheren Abschnitt eine Riffserie mit Schwamm- und Algenkalken im unteren, Korallenkalken im oberen Teil.

Die Altenmarkter Schichten erreichen in den Bohrungen maximal 700 m Mächtigkeit. Auf der mährischen Seite entsprechen den Altenmarkter Schichten (und der dazugestellten Unteren karbonatischen Serie) des tieferen Malm die Hrušovany-, Novosedly- und Vranovice-Kalke und -Dolomite (M. Eliáš, 1977).

Die Klentnitzer Schichten (O. Abel, 1899, S. 377; K. Jüttner, 1933, S. 15) gliedern sich als eine mergelreiche Faziesvertretung der Malmkalke auf Grund der Tiefbohrungsergebnisse (a) in eine basale, bis 400 m mächtige Mergelkalkserie vom Oxford mit *Cardioceras* und *Lissoceras* bis ins unterste Tithon mit *Hybonoticeras hybonotum* (Oppel) etc., hierauf (b) in eine damit wiederum faziell verzahnte Mergelsteinserie, die vom Kimmeridge bis in das Untertithon mit *Usseliceras* cf. *tagmersheimense* Zeiss, *Sublithacoceras* sp., *Franconites* sp. etc. emporreicht; es schließt schließlich (c) noch eine Kalkarenitserie des mittleren Tithon an. Die mergelige Malmfazies erreicht im Raum um Falkenstein rund 2000 m Mächtigkeit (A. Kröll, 1980, S. 207). In der südmährischen Fortsetzung der Äußeren Klippenzone werden die dort bis 1300 m mächtigen und in das Callovien bis Untertithon gestellten Klentnitzer Mergel als Mikulov-Mergel (= Nikolsburger Mergel) bezeichnet (M. Eliáš, 1977).

Reiche Fossilfunde sind naturgemäß aus den Obertageaufschlüssen der Klentnitzer Schichten in der Waschberg-Ernstbrunner Klippenzone bekannt. So wurde von Niederfellabrunn NE Stockerau von H. Vetters (1905) eine Fauna mit *Pseudovirgatites scruposus* (Oppel) als häufigste Ammonitenart beschrieben, wurde von F. Bachmayer (1963) die Aptychenfauna dargestellt und vom Kreuzberg bei Stützenhofen NE Falkenstein die Fauna mit Brachiopoden wie *Septaliphoria pinguis* (Roemer), Echinodermen wie *Apiocrinus mespiliformis* Schloth., *Pentacrinus cingulatus* Mstr., *Hemicidaris crenularis* (Lam.) etc. geschildert (vgl. R. Grill, 1968, S. 31). Über die Fauna in der Fortsetzung der Klentnitzer Schichten in den Pollauer Bergen in Mähren berichteten zusammenfassend I. Cicha et al. (1964, S. 448).

Die Foraminiferenfauna der Klentnitzer Schichten hat E. Hanzlíková (1965) vom mährischen Abschnitt der Äußeren Klippenzone beschrieben, über den österreichichen Abschnitt stammen Anmerkungen hierzu von A. Papp & K. Turnovsky (1964, S. 99). Außerdem aber hat sich erwiesen (F. Brix et al., 1977, S. 19), daß die von R. Noth (1951, S. 6 ff.) in die Unterkreide eingestufte reiche Mikrofauna der Bohrung Korneuburg 2 (R. Grill, 1962, S. 15 f.) ebenfalls den malmischen Klentnitzer Schichten zuzuorden ist, Unterkreide fehlt in der Klippenzone.

In das Obertithon schließlich ist der Ernstbrunner Kalk zu stellen, der mit einer Mächtigkeit von über 100 m in den Bohrungen im Hangenden der Klentnitzer Mergelfazies angetroffen worden ist. Auch obertage sind die verschiedenen Teilbereiche

der Karbonatplattform aufgeschlossen: Das fossilreiche Korallenriff von Ernstbrunn ist seit AMI BOUÉ studiert und beschrieben und zuletzt durch F. BACHMAYER langfristig unter Beobachtung genommen worden: Über 150 Molluskenarten wurden angetroffen, darunter die Charakterformen *Purpurea subnodosa* (ROEMER), *Nerinea hoheneggeri* PETERS, *Diceras bubalinum* PETERS, *D. arietinum* LAM.; Ammoniten sind seltener: *Virgatosphinctes transitorius* (OPP.), *Calliphylloceras kochi* (OPP.), *Haploceras eliminatum* (OPP.) etc., beachtlich ist ferner die Zahl der gut erhaltenen Krebspanzer: *Galatheites tuberosus* REMEŠ, *Prosopon verrucosum* REUSS etc. Am Aufbau des Riffes sind hauptsächlich Spongien, Hydrozoen, Korallen, Bryozoen und Kalkalgen beteiligt, Echinodermen sind auch als häufige Bewohner anzutreffen (F. BACHMAYER, 1958 a, 1964; R. GRILL, 1968, S. 32). Erläuterungen zur Fauna des Ernstbrunner Kalkes des mährischen Anteiles der Klippenzone brachten I. CICHA et al. (1964, S. 449). Der Ernstbrunner Kalk birgt neben dem zuvor erwähnten Riffkalktypus von Ernstbrunn außerdem die Ablagerungen der Riffkalke des Obertithon im Steinbruch Dörfles 1 in den Leiser Bergen sowie nach R. GRILL (l. c.) auch das geschichtete Lagunensediment im Steinbruch Klafterbrunn bei Klement nordwestlich von Ernstbrunn.

Die Riffschuttkalkfazies der Ernstbrunner Kalke wird auf mährischer Seite als Pasohlóvky- und Kobylí-Kalk bezeichnet, ein Übergangsglied gegen die liegenden Klentnitzer Mergel, das bereits Mergellagen im detritischen Tithonkalk eingeschaltet enthält, als Kurdějov-Kalk angesprochen (M. ELIÁŠ, 1977).

Die Kreideserie wurde obertage in einzelnen Spänen innerhalb der Ernstbrunner Klippenzone erfaßt, seltener in den Bohrungen. Da sich die bisher vermutete Unterkreide der Bohrung Korneuburg 2 als Bestandteil der malmischen Klentnitzer Schichten erwiesen hat (s. o.), sind die Klementer Schichten (M. GLAESSNER, 1931, S. 4) das nächstjüngere, bereits der Oberkreide angehörige Glied, das vielfach direkt dem Ernstbrunner Kalk auflagert (I. CICHA et al., 1964, S. 449). An der Typlokalität Klement am Außenrand des Buschbergzuges führt dieses glaukonitsandig-mergelige Schichtglied eine Fauna des Mittelturon bis Coniac, die an Mikrofossilien die Ammoniten *Baculites, Scaphites, Paratexanites* cf. *serratomarginatus* (REDTENB.), ferner *Inoceramus latus* MANT., *I. inconstans* WOODS, *I. inconstans rotundatus* FIEGE, *I. monstrum* HEINZ, *Echinoconus subrotundus* (MANT.) etc. und an Foraminiferen *Ataxophragmium variabile globulare* MARSSON, *Pernerina depressa* (PERNER) etc., aber auch Globotruncanen führt (M. GLAESSNER, 1931, S. 5; R. GRILL, 1968, S. 33 ff., H. KOLLMANN et al., 1978, S. 416). Gleichen Altershinweis gibt die Nannoflora mit *Arkhangelskiella obliqua* STR., *Kamptnerius punctatus* STR., *Lithastrinus grilli* STR., *Micula staurophora* (VEKSH.) etc. (H. STRADNER, 1964, S. 138; und in H. KOLLMANN et al., 1978, S. 419 ff.). Über weitere Vorkommen der Klementer Schichten in der Ernstbrunner Klippenzone in Österreich und Mähren haben R. GRILL (1953, S. 76 ff., 1962, S. 16 ff.), I. CICHA et al. (1964, S. 449 f.), J. KAPOUNEK et al. (1967, S. 80), F. BRIX et al. (1977, S. 21) referiert. Danach umfassen die durch glaukonitreiche Sande besonders gekennzeichneten Klementer Schichten Turon und – nach Auftreten von *Neoflabellina suturalis* (CUSHMAN) und *N. praerugosa* HILTERM. etc. – auch noch unterstes Senon, Emscher bzw. Coniac/Santon. Unter dem jüngeren Synonym „Ameiser Komplex" haben R. FUCHS & G. WESSELY, 1978, S. 427 ff. (in H. KOLLMANN et al., 1978) die Klementer Schichten aus Bohrungen des Molasseuntergrundes der Waschbergzone samt ihrer Mikrofauna beschrieben.

Als Mucronatenschichten sind die von E. Suess (1852, Jb. GRA., H. 4, S. 129) entdeckten, besonders an *Belemnitella mucronata* d'Orb. reichen, mergeligen Ablagerungen der Klippenzone bezeichnet worden. Die überreichen Foraminiferenfaunen – besonders im Gebiet NW und NE Michelstetten an der NE-Flanke der Leiser Berge – haben einen über das Campan bis in das obere Maastricht emporreichenden Umfang bewiesen. Campan ist durch eine Mikrofauna mit *Globotruncana elevata* (Brotz.), *G. arca* (Cush.), *G. fornicata* (Plummer), *G. calcarata* (Cush.), *Neoflabellina rugosa leptodisa* (Wedek.) etc. belegt, Maastricht durch *Bolivinoides draco draco* (Marsson), *Bolivina incrassata gigantea* Wicher, *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *G. mayaroensis* Bolli, *G. contusa* (Cush.), *Neoflabellina reticulata* (Rss.), *Pseudotextularia varians* Rzehak etc. etc. Der Maastrichtanteil ist auch durch eine reiche Nannoflora mit *Arkhangelskiella cymbiformis* Veksh. eingestuft – M. Glaessner (1931, S. 6 f.), R. Grill (1953, S. 78; 1962, S. 18; 1968, S. 35 ff.), I. Cicha et al. (1964, S. 450), J. Kapounek (1967, S. 82), S. Al-Shaibani (1971) und H. Priewalder (1973).

In der Mikrofauna dieser Campan-Maastricht-Serie scheint unter den stratigraphisch wertvollen Neoflabellinen wie *N. rugosa leptodisca* (Wedek.) und *N. numismalis* (Wedek.) auch die typisch alpine Art *N. hanzlikovae* Kristan-Tollm. & Tollmann auf.

Die Mucronatenschichten wurden untertage in der Bohrung Poysdorf 2 in mehreren Hundert Metern Mächtigkeit angetroffen („Poysdorfer Komplex", R. Fuchs & G. Wessely, in: H. Kollmann et al., 1978, S. 430 f.).

Die Schichtfolge des Alttertiärs wird durch die 1930 (S. 10) bzw. 1960 a (S. 49) von O. Kühn als Bruderndorfer Schichten (Bruderndorf NE Stockerau) bezeichneten mergeligen Sandsteine und Lithothamnienkalke des unteren Paleozän, Danien, in der Klippenzone eingeleitet. Die Zusammenstellung der reichen Makrofauna bei O. Kühn (1960 b, S. 163 ff.) und R. Grill (1962, S. 19; 1968, S. 38 ff.) verweist besonders auf den Reichtum an Seeigeln wie *Brissopneustes vindobonensis* Kühn, *Hemiaster garumnicus* Lamb., *Coraster villanovae austriacus* Kühn, *Echinocorys sulcatus* d'Orb etc. sowie das Auftreten des Nautiliden *Hercoglossa danica* (Schloth.). Aus der durch ihre Mikrofauna berühmten Lokalität SE Haidhof westlich von Ernstbrunn wurden 70 Foraminiferenarten von M. Schmid (1962) beschrieben, darunter auch Zonenleitfossilien des Planktons wie *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *G. triloculinoides* Plummer und *G. trinidadensis* (Bolli), ferner 19 Ostracodenarten und das Nannoplankton, das ebenfalls auf unteres Paleozän hinweist.

Jüngst ist durch Entdeckung des Oberpaleozän in der Waschbergzone der Begriff Bruderndorfer Schichten auf den gesamten Umfang des Paleozän dieser Einheit erweitert worden (P. Seifert & H. Stradner, 1978, S. 136 f.). Dieser oberpaleozäne Anteil, der von diesen Autoren besonders aus der Umgebung von Michelstetten 10 km WNW Mistelbach beschrieben worden ist, wird von ihnen als Zayaeinheit bezeichnet. Diese Schichtgruppe besteht aus teils sandigen und glaukonitführenden (Ton-)Mergeln und bryozoenreichen Kalken. Die Karbonatmikrofazies dieses Thanet von Michelstetten hat H. Lobitzer (1978), das Nannoplankton der Nannoplanktonzonen NP 7–NP 9 H. Stradner (1978), die Foraminiferenfauna der *Globorotalia pseudomenardii*-Zone P 4 M. Schmid (in: P. Seifert et al., 1978) und die Bryozoen N. Vavra (1978, Revision 1979) beschrieben.

Das Eozän der Waschberg-Ernstbrunner Klippenzone ist seit längerem obertage

ebenso wie die vorigen Schichtglieder nur aus einzelnen, tektonisch isolierten Vorkommen bekannt. Es gliedert sich in die untereozänen Waschbergschichten, in die mitteleozänen Haidhofschichten und in die obereozäne Reingruberserie, über die kurz referiert wird. Eine eingehende moderne Untersuchung des Eozäns der Waschbergzone ist jüngst durch P. SEIFERT (1980, 1982) geliefert worden.

Die untereozänen Waschbergschichten beinhalten die Kalke vom Waschberg, Michelberg und Praunsberg NE Stockerau. Die gelblichbraunen, gebankten, vielfach sandigen und von Mergellagen durchzogenen Nummulitenkalke haben insofern seit A. KÖNIG (1896, S. 467 ff.) und V. KOHN (1911, S. 125 ff.) besondere Beachtung gefunden, als sie Einschaltungen von reichlich groben Konglomeratbänken mit vorwiegend kristallinen Geröllen aus rotem und grünem Granit, Granophyr und Gneis aufweisen, die die Zusammensetzung des benachbarten, heute tief im SE zurückgebliebenen einstigen schuttliefernden kristallinen Sockels als Heimatgebiet dieser Ablagerungen erkennen lassen. (Riesenblöcke dieses Kristallins und sogar von Flyschsandstein stellen sich schließlich in den überlagernden Auspitzer Mergeln ein, siehe S. 460 f.)

In der Makrofauna des Waschbergkalkes (V. KOHN 1911, S. 126; R. GRILL, 1962, S. 20) sind besonders die Schneckenarten *Velates schmideliana* CHEMN., *V.* cf. *circumvallata* BAYAN, *Patella rigaulti* DESH. von stratigraphischem Wert. Die Einstufung ins obere Untereozän (Cuis) wurde von A. PAPP (1962 a, S. 282) durch *Nummulites partschi* HARPE vollzogen. Heute sind die zahlreichen alten Steinbrüche des Waschbergzuges weitgehend verfallen und kaum mehr zugänglich.

P. SEIFERT (1982, Tab. 1, S. 141, S. 145 ff.) konnte im Untereozän der Waschbergzone, das die Nannoplanktonzonen NP 10–13 von E. MARTINI (1971) enthält, folgende Niveaus nachweisen: NP 10 Graue Mergel vom Haidhof, NP 11 nicht erfaßt, NP 12 Tonmergel der Ostschuppe im Waschberggebiet, NP 13 Riff- und Riffschuttkalk von Haselbach (W) und Waschberg und Michelberg (E).

Das Mitteleozän wird durch die Haidhofschichten (M. GLAESSNER, 1937, S. 4) repräsentiert. Die glaukonitischen bis mergeligen Sandsteine W und S vom Haidhof bei Ernstbrunn sind auf Grund ihrer Großforaminiferenfauna mit *Nummulites distans* DESH. und *Assilina spira* DE ROISSY in das untere Mitteleozän zu stellen (R. GRILL, 1968, S. 42). Über ihre Makrofauna wurde von F. BACHMAYER (1958 b) berichtet.

Nun hat P. SEIFERT (1982, S. 141, 149 ff.) in diesem Mitteleozän alle drei bekannten Nannoplanktonzonen, NP 14–16, belegt, und zwar einerseits in Tonmergelfazies, andererseits Zone 15–16 auch in kalkiger Entwicklung.

Das Obereozän der Reingruberserie, am besten erschlossen NE Bruderndorf im Waschbergzug, wurde von K. GOHRBANDT (1962) neu gegliedert: a) in einen glaukonitischen Sandhorizont im Liegenden mit einer von R. SIEBER (1953 a) bestimmten Makrofauna, einer von A. PAPP (1958) bearbeiteten Großforaminiferenfauna mit *Nummulites ramondiformis* HARPE, *N. chavannesi* HARPE, *N. bouillei* HARPE, sowie der von K. GOHRBANDT (1962) analysierten Kleinforaminiferenfauna mit *Globigerina linaperta* FINL., *G. yeguaensis* WEINZ. & APPL., *Globigerinoides index* FINL., *Globigerinella micra* COLE, *Turborotalia centralis* CUSH. & BERM., *Chiloguembelina victoriana* BECKM. etc., was insgesamt für eine Einstufung in das jüngere Ledien spricht; b) in den darüberfolgenden Discocyclinenkalk und c) in den Hauptsandstein im Hangenden. Die gesamte Reingruberserie gehört nach P. SEIFERT dem mittleren Obereozän, NP-Zone 19, an.

An weiteren Schichtgliedern des Obereozäns erwähnt R. GRILL (1962, S. 23 f.; 1968, S. 43) aus dem Waschbergzug den Hollingsteinkalk SE Niederhollabrunn samt den zugehörigen *Mytilus levesquei*-Kalken (= Niederhollabrunner Kalk, Pfaffenholzkalk) und aus mehreren Abschnitten am Außenrand der Klippenzone bunte Tone und Mergel mit Einschaltungen von Menilitopalschiefern, Diatomiten, aber auch Kohlenschmitzen und Gipslagen. Trotz dieser eigenartigen Zusammensetzung sind in den angeführten Arbeiten von R. GRILL reiche Foraminiferenfaunen und Nannofloren des Obereozän angegeben.

Die zuletzt erwähnten Kalke sowie die Bunte Serie gehören einer obersteozänen bis basaloligozänen, lagunären Charakter annehmenden Serie an, die P. SEIFERT (l. c.) in die NP-Zone 19—21 einstufen konnte. Damit erfolgte im Unterstoligozän (NP 21) die Verlandung dieses Gebietes, das erst wiederum im Oberoligozän, Egerien, in den Bereich mariner Sedimentation einbezogen worden war.

3. Tektonik

Die Tektonik des Vorarlberger Molasseuntergrundes ist noch reichlich unbekannt, scheint aber nach den Vibroseisprofilen der ÖMV-AG unbedeutend zu sein. Das autochthone Mesozoikum, das nach diesen Untersuchungen verblüffend weit unter Molasse und alpinen Decken gegen Süden zurückreicht (bis unter die Kalkalpenstirn verfolgt!), weist eine flache, ruhige Lagerung auf (vgl. S. 301).

Die prätertiäre Tektonik im oberösterreichischen Molasseuntergrund ist vorwiegend durch NNW-SSE streichende Brüche bedeutender, bis 900 m messender Sprunghöhe gekennzeichnet (K. KOLLMANN, 1977, S. 41). Dadurch wird der Untergrund in ein System entsprechend streichender, streifenförmig gekippter Großschollen zerlegt (E. BRAUMÜLLER, 1961, Taf. 1; R. JANOSCHEK, 1961, Abb. 4; 1969, Abb. 4). Aus dem Vergleich mit der regionalen bruchtektonischen Zerlegung ist diese Orientierung zweifellos durch eine Wiederbelebung des alten Bruchnetzes der Böhmischen Masse, parallel zur Donau- und Pfahlstörung, zustandegekommen, wie vom Verfasser bereits 1970 a, S. 60 ff., dargelegt worden ist. Diese bruchtektonische Formungsphase kann zwischen dem noch einbezogenen Campan und dem transgressiven Obereozän eingeengt werden und mag mit dem Herannahen der alpinen Decken in der illyrischen Phase zusammenhängen, was eine Zerlegung des angrenzenden Vorlandsockels an den vorgegebenen Bruchlinien bewirkt haben mag. Auch das oligozäne Bruchnetz des Molasseuntergrundes dieses Raumes zeigt noch überwiegend WNW-ESE bis W-E orientierte Störungen (K. KOLLMANN & O. MALZER, 1980, Abb. 93).

Die Hauptstruktur im oberösterreichischen Molasseuntergrund stellt das Hinüberstreichen des ESE-ziehenden Landshut-Neuöttinger Horstes über Inn und Salzach in die Region südlich vom Kobernaußer Wald und weiter in Richtung Attersee unter die Flyschzone dar. In dieser Hochzone kommt Kristallin, Karbon oder zumindest Malm an das vortertiäre Relief heran, südlich davon ist das Wasserburger Becken, nördlich das Braunauer-Schwanenstadt-Bad Haller Becken mit Oberkreideserien erfüllt (F. BACHMAYER, 1980, Beil. 6). Die erwähnten Schichtglieder bildeten nach der altpaläo-

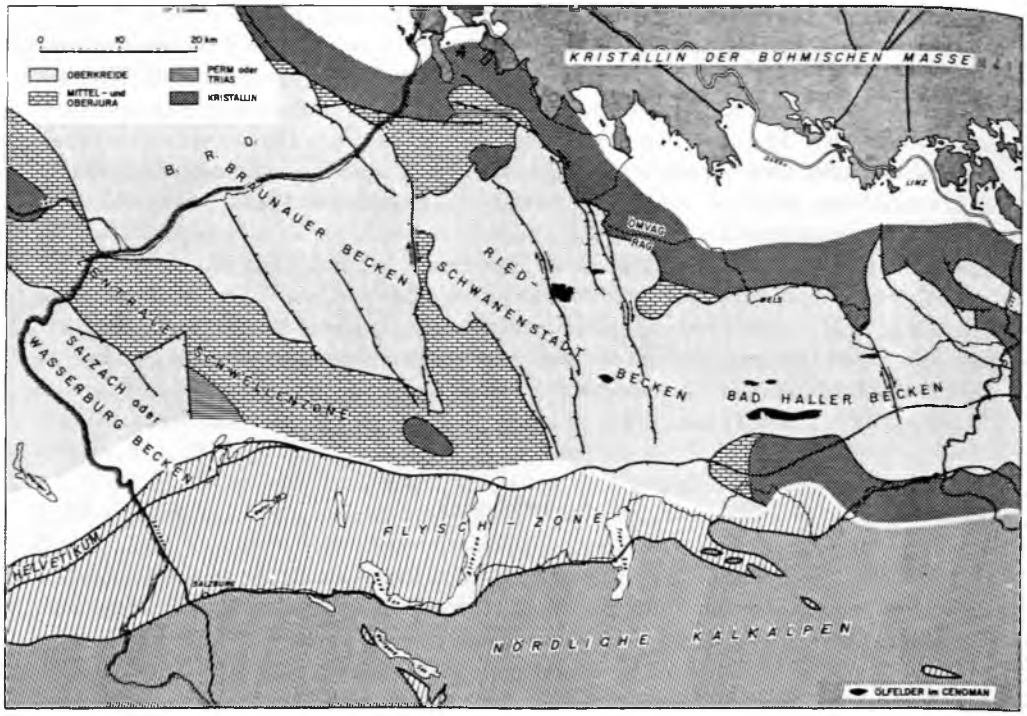


Abb. 201: Abgedeckte Karte des Molasseuntergrundes zwischen Inn und Enns; nach F. Weber et al., aus L. Wagner (1980, Abb. 1).

genen Abtragungszeit die Flachreliefs, auf denen die tertiäre Molasse ab dem Obereozän transgredierte (Abb. 201).

Im Untergrund der niederösterreichischen Molassezone südlich der Donau läßt sich eine vortertiäre Tektonik entlang der wohl auch damals in Funktion tretenden WNW-ESE und NNE-SSW bis NE-SW ziehenden Brüche der Böhmischen Masse mangels mesozoischer Bedeckung nicht von der im Tertiär weiter anhaltenden Ausgestaltung dieser Schollentektonik (F. Brix et al., 1977, Abb. 1) trennen.

Die vortertiäre Tektonik im Bereich des Staatzer Faziestroges im Untergrund des Außeralpinen Wiener Beckens läßt folgendes phasenweises Geschehen ablesen. Im Anschluß an das Rotliegende bildet sich der von der Boskowitzer Furche gegen Süden streichende jungpaläozoische Graben, der im Westen den spätvariszisch angelegten Lineamenten am Ostrand der Böhmischen Masse folgt. Nach langer Ruhepause beginnt mit dem Oberlias durch Krustendehnung eine staffelförmige kräftige Zerlegung entlang der altangelegten NNE-Richtungen in eine Vielzahl von antithetisch absitzenden Schollen, die während des Hauptteils des Jura in Bewegung geblieben sind, wie die ungleiche Mächtigkeitsverteilung der auflagernden Sedimente zeigt. Erst zu Ende des Malm kam diese Aufreißungstendenz der Kruste in diesem Vorläufersystem des Außeralpinen Wiener Beckens zur Ruhe. Die Richtung der sich bildenden Depressionszone war von Hollabrunn gegen Falkenstein gerichtet (J. Kapounek et al., 1967, Taf. 3) –

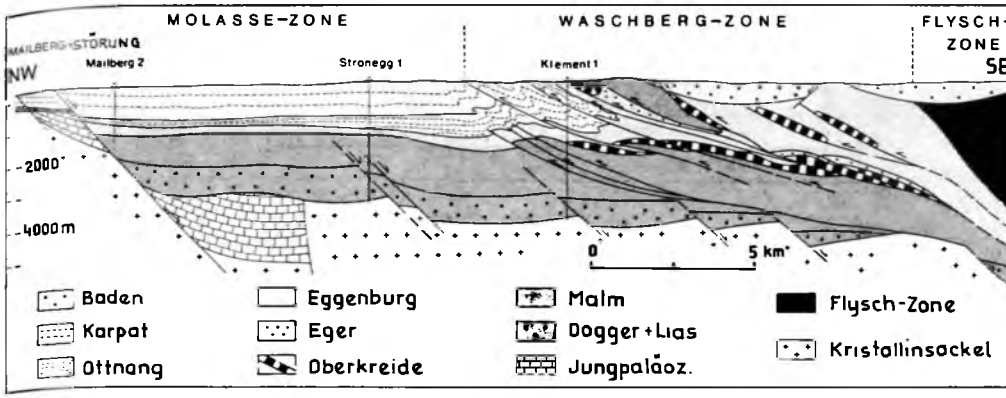


Abb. 202: Profil, das den autochthonen Molasseuntergrund nördlich der Donau und seine Aufschuppung in Form der Waschbergzone zeigt; nach F. Brix et al. (1977) in W. Janoschek et al. (1980, Abb. 7).

Abb. 199. Erst in der Oberkreide lassen sich wiederum Abkippungen an einer gegen Osten gewanderten subparallelen Linie erfassen.

Über die Tektonik der Ernstbrunner Klippenzone wird als Bestandteil der subalpinen aufgefalteten Molasse im Zusammenhang mit der Molassezone berichtet (S. 473 f.). Das enorm weite Zurückreichen des autochthonen Mesozoikums im Molasseuntergrund noch tief unter die alpinen Decken ist gerade auch in diesem Abschnitt vom Außeralpinen bis weit unter das Inneralpine Wiener Becken durch Seismik und Bohrungen nachgewiesen (Abb. 202, 203).

4. Lagerstätten von Kohlenwasserstoffen

a) Oberösterreich (K. Kollmann, 1977, S. 41; K. K. & O. Malzer, 1980, S. 194; H. Polesny, 1983): Im höheren Jura ist erst kürzlich ein Ölfund in Sanden des Dogger bis Malm in Mayersdorf NE Vorchdorf, O-Ö., geglückt; im Felde Voitsdorf bildet der Malmbasissandstein gemeinsam mit auflagerndem Cenomansandstein ein einheitliches Ölreservoir. Häufig aber bietet der Malm einen Speicher fossilen Karstwassers. Im Cenoman wurden Ölfelder bei Trattnach 12 km NW Schwanenstadt, bei Wirnzberg und bei Voitsdorf erschlossen. Santon und Campan bilden nur dort, wo sie bei stark versandeter Ausbildung mit dem Obereozän in direkten Kontakt treten, gemeinsame Speicherkörper, in denen die Gasfelder Teufelsgraben, Wirnzberg, Dietach etc. N Steyr liegen.

b) Niederösterreich (F. Brix et al., 1977, S. 31 ff.; A. Kröll, 1980, S. 209 ff.): Die Öl- und Gasführung des vortertiären Untergrundes ist gegenüber jener im Wiener Becken bescheiden. Erst in jüngster Zeit konnten einige Kohlenwasserstoffvorkommen erschlossen werden. Die kohlenführenden Grestener Sandsteine in der Bohrung Hagenberg 1 SW Staatz haben eine wirtschaftlich allerdings nicht nutzbare Gasführung gezeigt. Bei der Bohrung Klement 1 SW der vorgenannten Lokalität traf man in der dem Kristallin unmittelbar auflagernden Grestener Liassandsteinserie unterhalb von 3942 m Tiefe auf eine bemerkenswerte Öl- und Gaslagerstätte, deren Muttergestein im

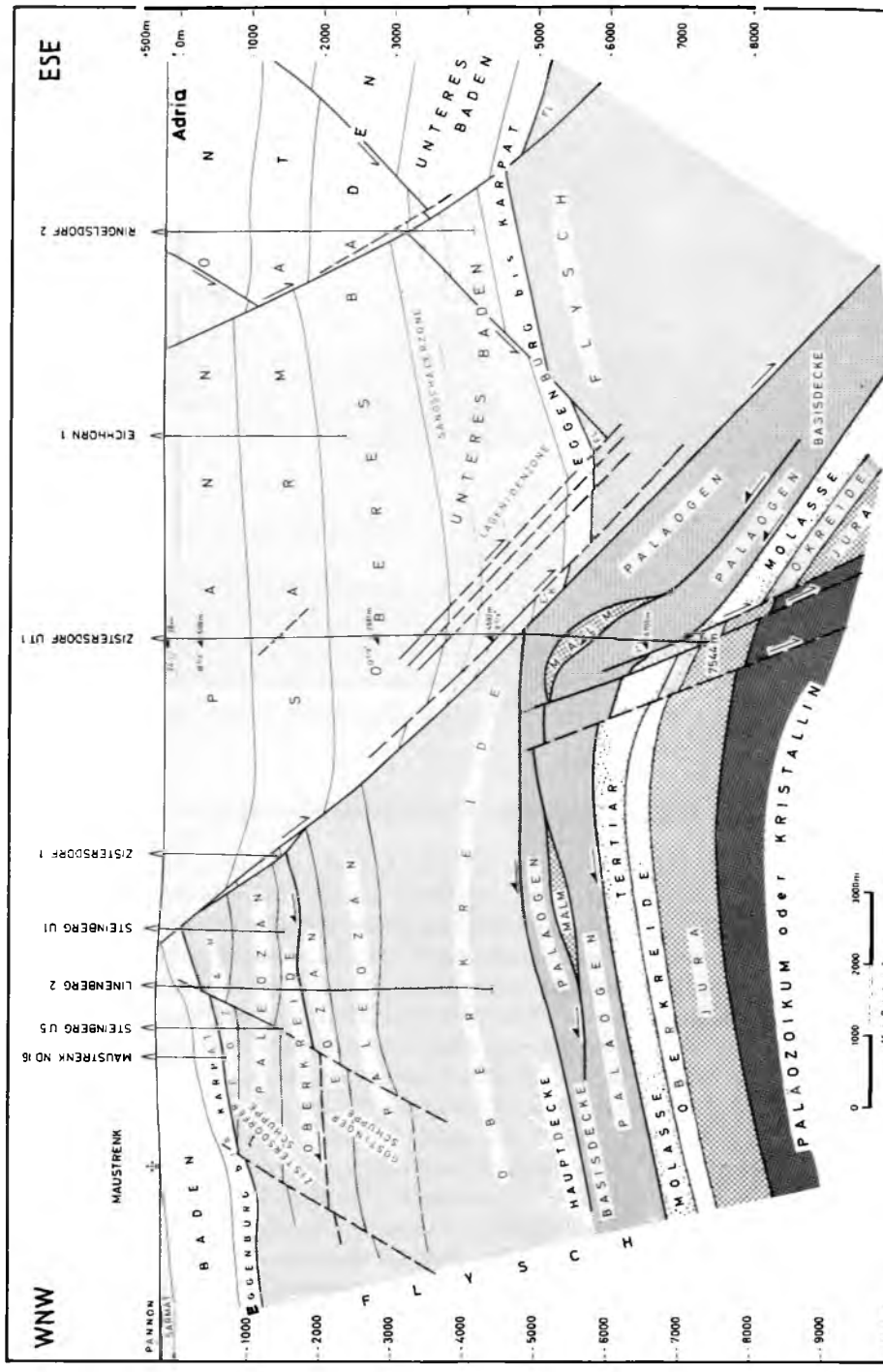


Abb. 203: Querprofil durch die Struktur Zistersdorf im Nördlichen Wiener Becken. Die Bohrungen Zistersdorf ÜT haben noch das autochthone Mesozoikum unter dem Jungtertiär des Wiener Beckens und dem überschobenen Flysch angetroffen; nach A. KRÖLL (1980 a, Abb. 81).

Lias selbst zu suchen ist. Schließlich ist auch im Malm eine Gas- und Öllagerstätte durch die Bohrung Roseldorf N Stockerau erschlossen worden: In 1580 m Tiefe liegt in einem an der Molassebasis durch Tonmergel des Eggenburgien abgedichteten „begrabenen Berg" eine 28 m mächtige Zone von Ölführung mit einer 50 m mächtigen Gaskappe im porösen, teilweise dolomitisierten Malmkalk. Die Kohlenwasserstoffe scheinen aus der Beckenfazies des über 2500 m mächtigen Staatzer Troges eingewandert zu sein.

Schließlich ist hier auch noch des tief unter den alpinen Decken begrabenen Teiles des Molasseuntergrundes zu gedenken, der gerade jetzt in Niederösterreich durch Tiefbohrungen erschlossen wird und in mehreren Abschnitten bereits Erdgasführung gezeigt hat. So haben die Bohrungen im Bereich von Höflein unter der Greifensteiner Decke der Flyschzone, unter der verschiedentlich ausgequetschten Molasse und unter mergeligem Malm des Untergrundes, in der Quarzarenitserie des autochthonen Dogger Erdgas in wirtschaftlich nutzbarer Menge angetroffen. Bereits in der Bohrung Höflein 1 (Endtiefe 3297 m) ist in diesem Sandstein im Jahre 1982 ein Gasvorkommen mit einer Mächtigkeit von 120 m erschlossen worden. Auch ist dieses autochthone Mesozoikum im Untergrund des Inneralpinen Wiener Beckens unter Tertiär und Flyschdecken als drittes Stockwerk gasführend angefahren worden, z. B. im Raum Zistersdorf ÜT 1 (Abb. 203) — vgl. Abb. 203. Die Bohrung Zistersdorf ÜT 2A war übrigens im Februar 1984 mit 8553 m die tiefste Bohrung Österreichs.

5. Literatur

O. Abel, 1897, 1899; F. Aberer, 1958; S. Al-Shaibani, 1971; F. Bachmayer, 1947, 1958 a, b, 1963, 1964; E. Braumüller, 1959, 1961; F. Brix & K. Götzinger, 1964; F. Brix et al., 1977, 1980; I. Cicha et al., 1964, 1965; P. Dorn, 1958; G. Einsele & G. Schönenberg, 1964; M. Eliáš, 1977; W. Fuchs, 1980; M. Glaessner, 1931, 1937; K. Gohrbandt, 1962; R. Grill, 1953, 1957, 1962 a, 1968; R. Grill & J. Kapounek, 1964; R. Grill & L. Waldmann, 1950; E. Hanzlíková, 1965; D. Herm, 1979; R. Janoschek, 1959, 1961, 1969; R. Janoschek & K. Götzinger, 1969; K. Jüttner, 1933, 1940; J. Kapounek et al., 1967; F. Klingner, 1929; V Kohn, 1911; H. Kollmann et al., 1978; K. Kollmann, 1977; K. K. et al., 1980; A. König, 1896; A. Kröll, 1980; O. Kühn, 1930, 1960 a, b; I. Küpper, 1964; K. Lemcke, 1970, 1973, 1974, 1977, 1981; H. Lobitzer, 1978; R. Noth, 1951; A. Papp, 1958, 1962 a; H. Polesny, 1983; H. Priewalder, 1973; P Schmidt-Thomé, 1962, 1963; P. Seifert, 1980, 1982; P. Seifert, H. Stradner et al., 1978; R. Sieber, 1953; H. Stradner, 1964, 1978; E. Suess, 1852; H. Tillmann, 1964; A. Tollmann, 1963 c, 1970 a, 1972 a, 1975 a; R. Trümpy, 1959, 1962; H. J. Unger & J. Schwarzmeier, 1982; A. Vávra, 1978, 1979; H. Vetters, 1905; G. Wessely et al., 1981; H. Wieseneder, 1965; H. Wieseneder et al., 1976.

K. DIE MOLASSEZONE

1. Überblick

Die Molassezone der Alpen zieht als ein wechselnd breiter Streifen von Niederungen, erfüllt mit tertiären und quartären Sedimenten, am Außenrand der Alpen von der Mittelmeerküste über die Rhône-Niederung, das Schweizer, Bayrische und Österreichische Alpenvorland zum Vorland der Karpaten dahin. Die geologische Position dieser Restgeosynklinalbildung zwischen Alpen und Vorland ist besonders durch L. KOBER präzisiert worden: Die Restvortiefe der Molasse nimmt die detritischen Serien, den Schutt der werdenden Alpen auf, untergeordnet auch jenen aus dem Vorland, in unserem Fall der Böhmischen Masse im Norden. Nicht interne Kordilleren wie im Falle der Flyschbildung haben das Material geliefert, sondern der Außenrandtrog zieht den Schutt des gegen Norden vorrückenden und später sich heraushebenden Kettengebirges an. Schließlich durchziehen das trockengefallene Molassebecken Rhône und Donau als typische Vortiefenströme. Die Breite des 300 km langen österreichischen Anteiles an der Molassezone schwankt zwischen 50 und 5 km – Abb. 204.

Wie die Deckenlehre in ihrer kühnen Schau erkannt und durchgekämpft hat, taucht diese Molassefüllung der Vortiefe tief unter den Körper der Ostalpen gegen Süden hinein, ist durch den Deckenstapel der Alpen weithin überfahren, wie heute durch Geophysik (allen voran E. VEIT seit 1953, 1963) und Tiefbohrungen erwiesen. Die Mächtigkeit der Molasse nimmt von dem seichten Transgressionssaum auf der Böhmischen Masse im Norden gegen Süden hin konstant zu, besonders regelmäßig im bayrischen Abschnitt, wo die Tertiärbasis unter dem Nordrand der Alpendecken bereits auf über 4000 m unter NN abgesunken ist (K. LEMCKE, 1973, Abb. 7; 1981; 1984, Abb. 10). Auch im oberösterreichischen Abschnitt nimmt die Mächtigkeit nach Süden zu, aber durch vielfältige bruchtektonische Störungen nicht so gleichförmig. Hier liegt sie unter der Flyschstirn bei 3000 m (F. ABERER, 1962, Abb. 2, S. 269). Südlich vom Sporn der Böhmischen Masse in Niederösterreich hingegen werden am Südrand des hier nur sehr schmalen freiliegenden Teiles der Molasse am Flyschrand erst kaum 1000 m Mächtigkeit erreicht (F. BRIX et al., 1977, Abb. 1). Aber auch hier liegt die Molassebasis in der Bohrung Urmannsau im Kalkalpenuntergrund weiter im Süden ebenfalls über 3000 m tief (A. KRÖLL et al., 1967, S. 349). Nur im Molasseabschnitt im „Außeralpinen Wiener Bekken" nördlich der Donau nimmt die Mächtigkeit der Molassefüllung an der Mailberger Abbruchzone (R. GRILL, 1958, S. 45; F. BRIX et al., 1977, Abb. 1) zum Graben des Außeralpinen Wiener Beckens schlagartig zu.

Die Bildung der Molassevortiefe setzte – von innen nach außen vorgreifend – im Hauptabschnitt Österreichs im Obereozän ein. Sie löste in ihrer Vortiefenfunktion den genau mit dem Obereozän erlöschenden helvetischen alpinen Randsaum ab. Die Subduktion während der illyrisch-pyrenäischen Phasengruppe brachte mit dem relativen Vorschub der Kalkalpen auf Flysch und der Flyschzone auf Helvetikum diese Umstellung mit sich. Die Molassephase der Alpen begann, deren Individualität bereits Tektoniker wie L. KOBER u. a. herausgearbeitet hatten. Auch in diesem Stadium rollt noch typisch alpines Geschehen ab: die Art der Sedimentation samt Gleitschollenbildung, das

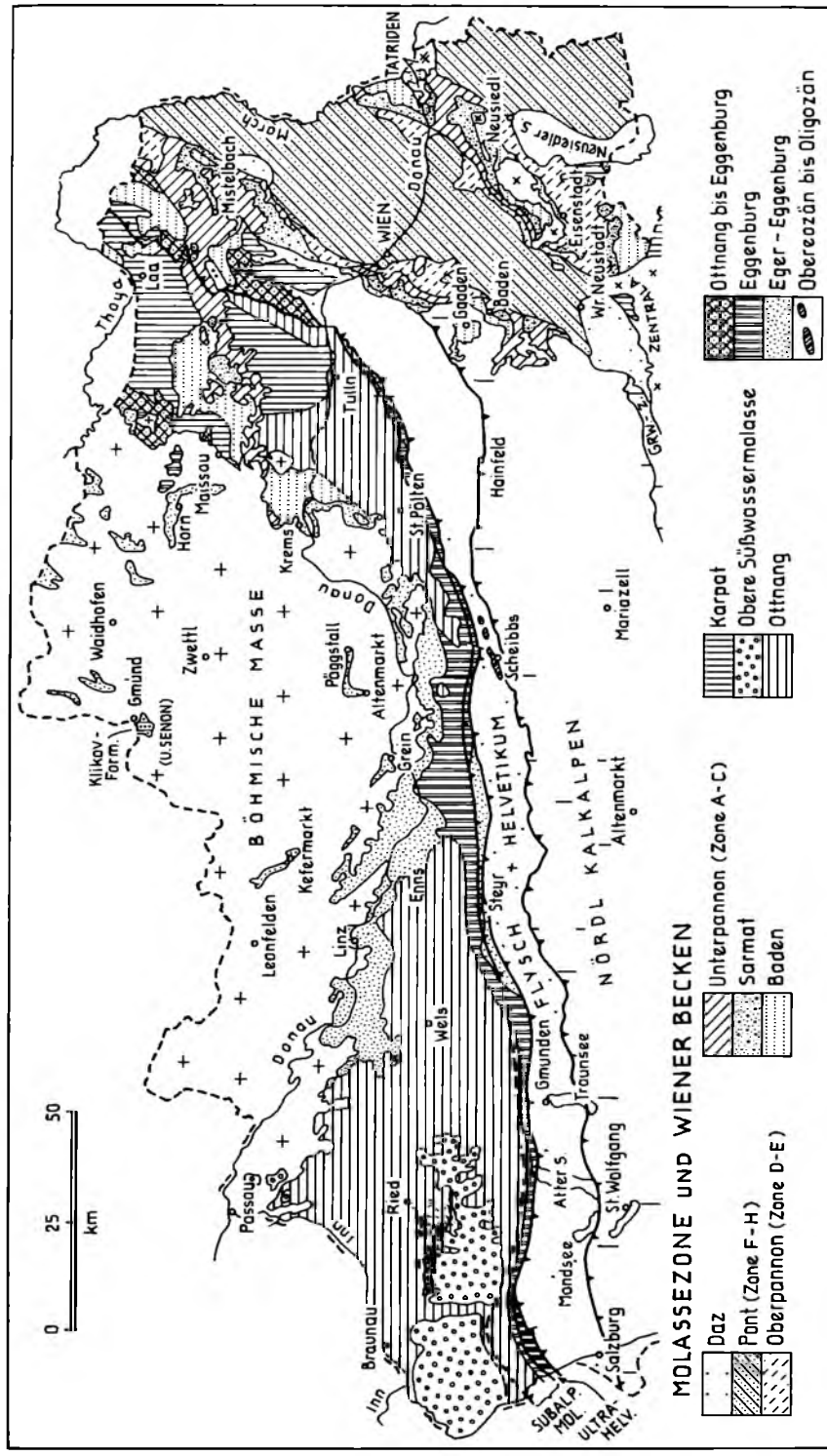


Abb. 204: Übersichtsskizze der Molassezone in Ostösterreich; nach S. Prey (1958, Abb. 2), W. Fuchs (1980 a, Abb. 30) und W. Fuchs & R. Grill (1984).

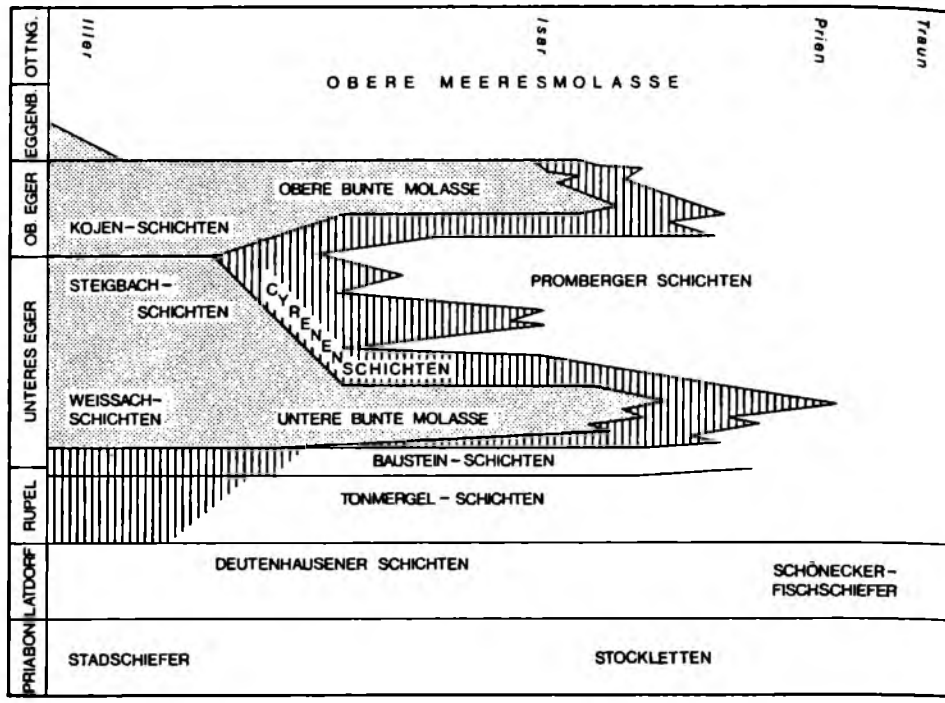


Abb. 205: Die Fazies in der Abfolge der Subalpinen Molasse im Westen der Ostalpen; nach A. Witt in H. Hagn et al. (1981, Abb. 15).

Anhalten der Subduktion und damit die Einbeziehung des Südteiles der Molassezone in den Alpenbau.

Während sich im vorarlbergischen und bayrischen Abschnitt ein zweimaliger Wechsel von marinen Ablagerungen und Süßwasserbildungen in der Zeit des Oligozäns und Miozäns vollzogen hat (Untere und Obere Meeres- und Süßwassermolasse), liegt in der österreichischen Molassezone östlich vom Inn vom Obereozän bis zum Burdigal (Ottnang) eine durchlaufende marine Ausbildung vor, von Süßwasserschichten des höheren Miozäns gefolgt, und läßt sich im Molasseanteil nördlich der Donau, im Außeralpinen Wiener Becken, durch das Hineinreichen von marinem Baden, Sarmat und Pannon in analoger Ausbildung wie im Inneralpinen Wiener Becken bereits der Einfluß aus Osten stark verspüren.

Die Ablagerungen der österreichischen Molassezone sind in der überwiegenden Masse Flachseebildungen, wenn auch im unteren und mittleren Oligozän größere Wassertiefen anzunehmen sind (K. Kollmann, 1977, S. 42 f.; K. Lemcke, 1983, S. 31). Die Sedimentation beginnt im Obereozän mit Seichtwasserablagerungen wie Sandstein und Lithothamnienkalk, sie umfaßt mit den Fischschiefern des Lattorf tiefere, zum Teil aber noch neritische Sedimente, erlangt mit den hellen Mergelkalken des Rupel mit pelagischem Charakter größere Wassertiefen, um mit dem ab dem Rupel einsetzenden Schlier – diesem nun lange Zeit hindurch abgesetzten feinsandig-siltig-mergeligen Hauptglied der uferfernen Molasse – wiederum Flachwassercharakter zu erreichen. Von Süden her

wurden Grobklastika aus den Alpen geschüttet, Schotter und Sand waren die Hauptfracht dieser Flußdeltas; vereinzelt ist die Beteiligung von Schlammströmen und Gleitschollen, gelegentlich sogar von Turbiditen zu registrieren. Der Typus der „Molasse" ist etwa im Gegensatz zum „Flysch" als zeitlich nicht gebundene Lithofaziesbildung von zahlreichen Sedimentologen klar herausgearbeitet worden, für den österreichischen Abschnitt besonders durch H. WIESENEDER (1962 b).

Deutlich sind im Molassestadium der westlichen Ostalpen zwei Großzyklen zu unterscheiden (K. LEMCKE, 1984): 1. Obereozän bis Aquitan (Ober-Eger), 2. Burdigal (Eggenburg) bis Pannon. Im ersten Zyklus individualisiert sich zunächst im Priabon der Molassetrog. Die Eintiefung weit im Süden der heutigen Molassezone zeigt im Unteroligozän mit den flyschoiden Deutenhausener Schichten noch orogenen Einfluß, der Materialtransport in östlicher Richtung läßt bereits den Beginn der Heraushebung der Westalpen verspüren, von wo im höheren Oligozän die mächtigen Schüttungen der Bausteinschichten, z. B. in Vorarlberg, stammen. Der Umschlag von der Unteren Meeres- zur Unteren Süßwassermolasse im basalen Chatt spiegelt die weltweit nachgewiesene Regression – die bedeutendste seit dem Kambrium – in dieser Phase wider: Im Westen gewaltige limnofluviatile Materiallieferung aus West- und Ostalpen, im Osten Turbiditbildung in dem noch tiefen Meer des Chatt (U. Puchkirchener Serie). Eine weitere Regression tritt im Zusammenhang mit der savischen Phase an der Grenze Oligo-/Miozän auf.

Der zweite Großzyklus setzt wiederum mit einer Meerestransgression im Eggenburg ein (Obere Meeresmolasse). Sie stößt besonders im Ottnang weit gegen Norden vor. Das Hebungszentrum liegt nun in den Ostalpen, in den Tauern. Beim Meeresrückgang zu Ende des Ottnang weicht die See gegen Westen bis in die Schweiz zurück, so daß in der folgenden Zeit der Oberen Süßwassermolasse, zunächst im Badenien, die Flüsse der Nordabdachung der Ostalpen – wie Salzach und Enns – das Alpenvorland entgegen der nachmaligen Donau nach Westen, zum Rhônetal hin, entwässern (K. LEMCKE, 1984, Abb. 9).

Erst nach der Molassezeit bildet sich mit der nun rascheren Heraushebung der Westalpen und der Umkehrung des Gefälles der Längsachse das heutige Donausystem heraus (K. LEMCKE, 1983, S. 32).

Eine Klärung hat jüngst auch das Problem des Erstauftretens von blaugrüner Hornblende (Barroisit) in der Molassezone ab dem Chatt (Unter-Eger, 28 Mio. J.) gefunden, die ja ursprünglich von F. KARL (1959, S. 127, 187) aus dem Tauernfenster abgeleitet worden war: Durch das heute radiometrisch datierte Wirken der Tauernkristallisation mit Temperaturen von 300° auch noch nach 20 Millionen Jahren ist diese Auffassung zunächst widerlegt worden. Nun konnten G. FRASL & J. HERBST (1983, S. 63) auf der anderen Seite zeigen, daß derartige blaugrüne Hornblenden auch altalpidisch im Altkristallin der Niederen Tauern entstanden waren, so daß die Lieferung solcher Schwerminerale ab dem Chatt in der Molassezone durchaus vom mittelostalpinen Altkristallin abgeleitet werden kann.

Zur Einordnung der Molassebildungen der Alpen in die Gesamtentwicklung der Paratethys sind noch einige Bemerkungen vonnöten. F. RÖGL & F. STEININGER haben 1983 einen zusammenfassenden Bericht über das Schicksal der Tethys im Neogen geliefert (Abb. 206): Der Nachfahre der Tethys ist im Tertiär in Südeuropa das Medi

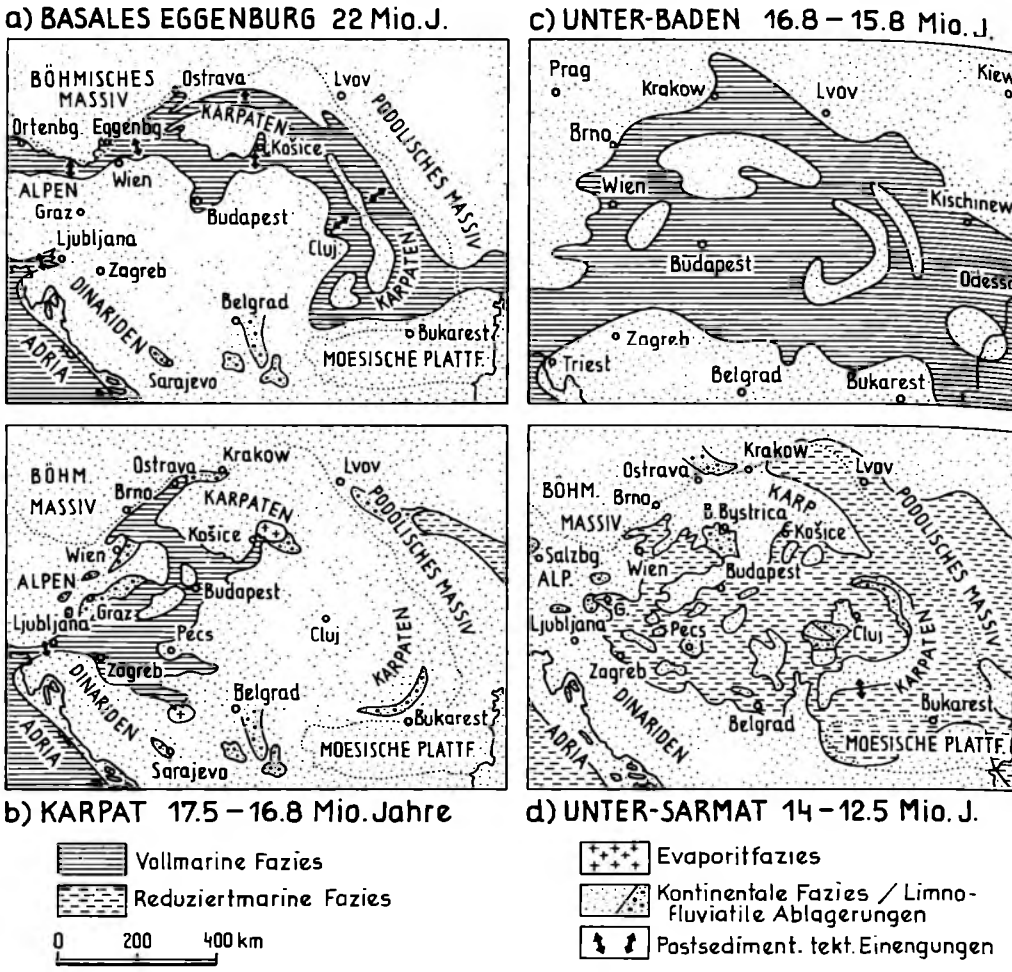


Abb. 206: Phasen der Paratethys im Molassestadium – nach F. RÖGL & F. STEININGER (1983, Taf. 4, 7, 8, 11).

terranmeer, das mit wechselnden Verbindungen über den Mittleren Osten zum Indopazifik bis zum Ende des Mittelmiozäns bestand, dann aber gegen Osten hin endgültig abgeschnitten wurde. Im Vorland der alpinen Faltenketten aber hatte sich im Neogen die Paratethys (LASCAREV, 1924) vom Mediterranmeer abgetrennt, die im Untermiozän eine kurze Verbindung über die westalpine Vorlandsmolasse zum westlichen Mediterranmeer hatte. Bis Mittelmiozän bestand ferner eine Querverbindung der beiden langgestreckten Teilmeeresräume über Jugoslawien nach Norditalien. Hinzu kam in der Zeit des Mittelmiozän die Verbindung der Ostparatethys über den Mesopotamischen Trog zum Indopazifik. Erst ab Obermiozän wurde die Verbindung über die Dardanellen zur Ägäis hergestellt (vgl. F. RÖGL & F. STEININGER, 1983, S. 138, Taf. 3–14).

In der Studie der genannten Autoren werden ferner die Trans- und Regressio-

nen der Paratethys mit den heute bekannten weltweiten Meeresspiegelschwankungen verglichen: Globale Regressionen, die auch die Paratethys fühlbar betrafen, stellten sich an der Wende Chatt/Aquitan, im Sarmat und im Oberpont ein – letztere als im Mediterran durch den Abschluß des Rifbogens die Meeresverbindung zum Atlantik unterbrochen worden war und es zur Austrocknung, zur Salinitätskrise, im Mittelmeer kam. Lokale Transgressionen erfolgten in der Paratethys zu Ende des Eggenburg und im Karpat.

Als wichtigste Leitereignisse überregionaler Art, die in der Paratethys zur Korrelation dienlich sind, können im Sinn der genannten Autoren (S. 140) herausgestellt werden:

1. Großforaminiferenhorizont im Chatt,
2. Großmolluskenhorizont im basalen Eggenburg,
3. Proboscidier-Erstauftreten in Eurasien an Obergrenze des Eggenburg,
4. Weltweiter Praeorbulinenhorizont an der Basis des Baden,
5. Hipparion-Erstauftreten in Eurasien und Afrika im basalen Pannon.

In tektonischer Hinsicht kann man durchgehend die vorwiegend ungestörte oder wenig tektonisch beeinflußte Vorlandmolasse im äußeren Hauptteil dieser Zone von der tektonisch abgeschuppten und gefalteten Subalpinen Molasse („Faltenmolasse"), die als schmälerer Streifen den Überschiebungsrand der alpinen Decken begleitet, unterscheiden. Vielfach läßt sich in der Vorlandmolasse noch ein nördlicher, größerer Anteil einer „Ungestörten Molasse" von einem südlichen, gelegentlich auch durch Aufschuppung abgetrennten Streifen einer „Gestörten Molasse" mit schwacher Faltung unterscheiden. Schließlich kommt ganz im Süden ein in seiner gesamten Breite noch unbekannter Anteil an „Überschobener Molasse" hinzu, der unter den alpinen Decken begraben ist und nur in Schürflingsfenstern oder durch Bohrungen bekannt geworden ist.

Diese schon früh in großen Zügen bekannte Großgliederung hat sich bei den neuen Untersuchungen von Bayern angefangen (P. Schmidt-Thomé, 1962, S. 241, Abb. 4; W. Stephan, 1964, S. 179 f., Abb. 29; L. Kraus, 1969, S. 446; K. Lemcke, 1977, S. 54, Abb. 7) über den bereits heute klassischen Raum Bad Hall (E. Braumüller, 1959) bis nach Niederösterreich (R. Grill, 1958, Kt.) bestätigt, wo sich die Waschberg-Ernstbrunner Klippenzone ja im Sinne von R. Grill als ein mächtigeres aufgeschupptes Stück des Molasseuntergrundes samt junger Bedeckung deuten läßt. Diese tektonische Beanspruchung, Verfaltung und Aufschuppung der Subalpinen Molasse ist als ein natürlicher Akt im Zuge der Überfahrung des Südrandes durch die alpinen Decken zu verstehen. Der Versuch der Einführung einer größeren Zahl von generalisierenden Begriffen über die oben gegebene Gliederung hinaus – wie Ältere Innere Molasse (Glarner Flysch usf.), Jüngere Innere Molasse (Teil der gefalteten Molasse), Innere Zentrale Molasse (Waschbergvorzone usf.), Gestörte Äußere Molasse (St. Pöltener Vorzone usf.) etc. – durch W. Fuchs (1976, S. 9 f., 1980, S. 144 f.) scheitert am Mangel einer durchgreifenden regionalen Verfolgbarkeit einer derartigen nomenklatorisch verwirrenden Einteilung.

Seit der Entdeckung von Erdöl und Erdgasvorkommen in der Molassezone nach dem Zweiten Weltkrieg wurde die Erforschung dieser Region wie kaum einer anderen Zone in den Alpen vorangetrieben. Im österreichischen Anteil wurden Erdöl und Gas in der tertiären Beckenfüllung vor allem im Obereozän angefahren; Gasfunde in der Puchkirchener und Haller Serie (Oberoligozän – Untermiozän) kamen hinzu. In

der niederösterreichischen Molassezone sind Erdöl- und Erdgaslagerstätten auf den Abschnitt Stockerau–Laa/Thaya beschränkt, wo zwei Ölfelder im Eggenburgien und mehrere Gasfelder im Eger, Eggenburg und Ottnang erst in jüngster Zeit erschlossen werden konnten.

2. Erforschungsgeschichte

Der Begriff Molasse für zerreibbare, weiche, wenig verfestigte Sandsteine ist romanischen Ursprungs, findet sich bereits zu Beginn des 14. Jahrhunderts in den Archiven des Kanton Wallis (W. ZACHER, 1969, S. 1) und leitet sich entweder von „weich" (frz.. „molasse") oder aber von „zermahlen" („molare") ab – A. HEIM (1919, S. 39). Von H. DE SAUSSURE (1779, S. 39) wird der Begriff im wissenschaftlichen Schrifttum eingeführt, 1822 erscheint von A. BOUÉ das Werk „Mémoire géologique sur l'Allemagne", das sich als erstes näher mit der österreichischen Molassezone befaßt. 1825 veröffentlicht B. STUDER in der Schweiz eine erste Monographie der Molasse. Im vorigen Jahrhundert aber wird der Begriff Molasse noch vorwiegend in lithologischem oder stratigraphisch-faziellem Sinne gebraucht und erhält erst durch die Alpentektoniker seit M. BERTAND (1887) seine spezielle Bedeutung für die junge Alpenrandzone mit den letzten Vortiefensedimenten, schließlich für derartige Tröge am Außensaum von Kettengebirgen, auch voralpidischer Prägung, überhaupt.

Die österreichische Molassezone wird schon vor der Mitte des vorigen Jahrhunderts auf etlichen frühen geologischen Karten Österreichs erfaßt (P. PARTSCH, 1843 a, b; W. HAIDINGER, 1845; A. MORLOT, 1847); in dem ersten Jahrzehnt seit der Gründung der Geologischen Reichsanstalt in Wien im Jahre 1849 wird umfangreiches Material auch über die Molassezone gesammelt, das dann in die Generalkarte der österreichischen Monarchie von W. HAIDINGER (1859) einfließt. Ein eingehender historischer Bericht über die Forschungen in der österreichischen Molassezone aus der Frühzeit der Untersuchungen liegt von F. RUMPF-WEISS (1948) vor; W. FREH (1969) berichtete über die Erforschungsgeschichte der oberösterreichischen Molasse, H. HAGN (1967, S. 249 ff.) schilderte die Erforschung des bayrischen Alttertiärs in der Molassezone.

Für die Klärung der Stratigraphie der Molasse war im vorigen Jahrhundert vor allem die von E. SUESS 1866 begründete lokale Tertiärgliederung entscheidend: Wie auch A. v. ZITTEL (1899, S. 708) in seiner historischen Rückschau betont, ist sie in allen Punkten durch die späteren Untersuchungen im ausgehenden vorigen Jahrhundert bestätigt worden. Auf TH. FUCHS (1873) geht die Aufstellung der beiden Mediterranstufen im Bereich des Wiener Beckens zurück. Noch im vorigen Jahrhundert beginnt der Streit um die Alterszuordnung des Schliers, in dem erst H. COMMENDA (1900, S. 156 ff.) eine über mehrere Stufen laufende Fazies erkannt hat.

Ab 1900 setzt eine Neuaufnahme der Molasse im Rahmen der Erstellung der Spezialkarte 1 75.000 ein. E. FUGGER beginnt damals mit der Kartierung der Molasse für Blatt Salzburg, O. ABEL 1900 für Blatt Tulln, St. Pölten und Ybbs, 1903 für Blatt Enns–Steyr, 1905 für Blatt Wels und Kirchdorf, 1914 für Blatt Gmunden. G. GÖTZINGER und H. VETTERS führen in den zwanziger und dreißiger Jahren die Aufnahmen der Molasse für die Blätter Mattighofen, Tittmonig, Salzburg, Ried und nochmals Tulln, St. Pölten

und Ybbs durch. Während nur ein Teil dieser Blätter nach der Neuaufnahme erschienen ist, wurden die Ergebnisse wenigstens in großen Zügen auf der geologischen Karte von Österreich von H. VETTERS 1933 berücksichtigt. Die Aufnahme der Blätter über den Ostteil der Molassezone nördlich der Donau geht ja erst auf R. GRILL zurück: Korneuburg–Stockerau (1957, Kt., 1962 a, Erl.), nordöstliches Weinviertel (1961 Kt., 1968 Erl.). In dieser Zeit hat im Westen F. ABERER (1958, Taf.) eine moderne Kartendarstellung der westlichen oberösterreichischen Molasse gegeben. P. BAUMGARTNER & G. TICHY (1981) verfaßten die geologische Karte vom südwestlichen Innviertel und des nördlichen Flachgaus, H. HÄUSLER & H. SCHWARZBÖCK (1970) jene vom Abschnitt zwischen Vöckla und Alm.

Für die Gliederung des jungtertiären Anteiles der Molassezone war in den früheren Stadien der Erforschung das eingehende Studium der Makrofauna von entscheidender Bedeutung – namentlich im Gebiet von Eggenburg, dessen Fauna zugleich mit jener des Inneralpinen Wiener Beckens in den klassischen Standardwerken über die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien durch M. HÖRNES (1856, 1870) und R. HOERNES & M. AUINGER (1879) ihre Beschreibung fand. Nach einer zeitlichen Zäsur setzte diese Reihe von Monographien F. X. SCHAFFER mit der Beschreibung der Fauna des Miozäns von Eggenburg fort: 1910 a, 1912 a, 1925. Später folgten Spezialstudien einzelner Gruppen oder Faunen einzelner Schichten dieser Region (oft gemeinsam mit jenen des Inneralpinen Wiener Beckens). Zur Kennzeichnung dieser Forschungsepoche vor und nach dem Zweiten Weltkrieg seien wenigstens einige Arbeiten aus dieser Zeit angeführt: F. KAUTSKY: Pectiniden (1928), Taxodonta etc. (1932), Veneriden etc. (1936), Erycinen (1939); R. SIEBER: Cancellariidae (1936), Potamididae etc. (1937 a), Fasciolariidae (1937 b), Carditidae etc. (1956), Turritellidae etc. (1958 b) usf.; F. BACHMAYER & A. PAPP: Lebensspuren (1951); E. BEER-BISTRICKY: Buccinidae etc. (1958); H. DORECK-SIEVERTS: Crinoiden (1961); O. KÜHN: Korallen (1965 a, b) usf. R. SIEBER (1955, 1958 a, 1959 b) ist die Revision der Systematik und Nomenklatur der Mollusken des Wiener Beckens zu verdanken. Faunenbeschreibungen aus der Molassezone, nach Horizonten oder Schichtgruppen gegliedert, trifft man aus dieser Zeit z. B. vom Schlier [nach der klassischen Arbeit von R. HOERNES (1875)] bei R. SIEBER (1953 a), O. HÖLZL (1960), aus dem Retzer Sand bei A. BERNHAUSER (1955), O. KÜHN (1955), dem Felser Sand bei F. STEININGER (1963 a, b), den Grunder Schichten bei R. SIEBER (1949) etc. Es ist hier nicht möglich, auf die zahlreichen weiteren Spezialstudien dieser Art hinzuweisen, oder die Einzelheiten der Bearbeitung der Wirbeltierreste aus der Molassezone durch O. ABEL, F. BACHMAYER, K. EHRENBERG, O. SICKENBERG, F. SPILLMANN, F. STEININGER, E. THENIUS, F. TOULA, H. ZAPFE etc. anzuführen. Auch Pflanzenreste gelangten aus verschiedenen Ablagerungen vom Schlier von Ottnang (E. HOFMANN, 1933, S. 169 f.) bis zur Hausruck-Kohlenserie (E. HOFMANN, 1927; 1939, S. 154 f.; W. KLAUS, 1952; 1977 b) zur Bearbeitung.

Frühe Bestrebungen, durch chemische und physikalische Hilfsmittel zur stratigraphischen Gliederung der Molassezone beizutragen, stammen von F. BRIX (1960).

Einen besonderen Auftrieb hat die Erforschung der Molassezone naturgemäß mit der systematischen Suche nach Erdöl und Erdgas mit all den Methoden der modernen Geophysik und Geologie erfahren. Das erste Erdgasvorkommen wurde zwar schon 1891 bei einer Brunnenbohrung in Wels entdeckt, das erste Erdöl 1906 in Leoprechting bei Taufkirchen erbohrt (R. JANOSCHEK, 1961, S. 161 f., K. KOLLMANN & O. MALZER, 1980,

S. 179), aber die Entdeckung wirtschaftlich interessanter Vorkommen und damit auch der umfangreiche Einsatz zur Erforschung der Molassezone unter diesem Gesichtspunkt ließ noch lange auf sich warten. Die Untersuchungen der Eurogasco im Jahre 1931–1934, aber auch eine intensivere Aufschlußtätigkeit während des Zweiten Weltkrieges blieben in der Molasse deshalb in erdölgeologischer Hinsicht erfolglos, da das Hauptaugenmerk auf den nördlichen, seichten Teil des Molassebeckens – dem geschlossene Strukturen und das Eozän als Erdölträger an der Basis fehlen – gerichtet war. Erst die seit 1948 im süddeutschen Alpenvorland in großem Umfang einsetzende und sich in den fünfziger Jahren auch auf Oberösterreich ausdehnende intensive Exploration führte bei der ersten Tiefbohrung der Rohöl-AG in Puchkirchen 1 nördlich vom Attersee zur Entdeckung des Ölvorkommens im obereozänen Sandstein, aus dem ab 1956 die erste Förderung von Öl in der österreichischen Molasse stammt.

Die Erdölsuche in der oberösterreichischen Molassezone war deshalb schwieriger als im Wiener Becken, da die auf die savische Phase an der Grenze Alt-/Jungtertiär zurückgehende Faltung es unmöglich macht, aus dem einfachen schüsselförmigen Bau der Oberfläche Rückschlüsse auf die erdölgeologisch wichtigen andersartigen Strukturen des Untergrundes zu ziehen. Daher kam der hier mit dem Jahr 1950 einsetzenden gezielten seismischen Untersuchung des Tiefbaues durch die RAG besondere Bedeutung zu, die sich auch in den Erfolgen bei der Erdöl- und Gassuche in diesem komplizierten selbständigen tieferen Stockwerk widerspiegelte. Nach der ersten, sofort erfolgreichen Tiefbohrung Puchkirchen 1 wurde im Jahre 1959 mit der Bohrung Ried 1 das erste Ölfeld in der österreichischen Molassezone erschlossen.

Der Schwerpunkt der Untersuchungstätigkeit in der Molassezone lag in neuerer Zeit demnach auf dem erdölgeologischen Sektor, der aber auch für die Grundlagenforschung ungemein befruchtend war und zu einer erstaunlich detaillierten Kenntnis der Molasse und ihres Untergrundes geführt hat. Bis 1. Jänner 1979 waren allein in der westlichen Molassezone 12.867 km lange Strecken seismisch vermessen worden. Bis 1983 sind von den Ölgesellschaften RAG und ÖMV-AG in der oberösterreichischen Molassezone rund 500 Bohrungen abgeteuft worden, wodurch bisher in diesem Raum 36 Öl- und 37 Gasfelder erschlossen sind (H. Polesny, 1983, S. 91). Die Exploration ist weiterhin erfolgreich: 1983 wurden weitere drei Bohrungen der RAG fündig (Eggerding 1 im Innviertel: Öl, Krailberg 1 bei Schwanenstadt: Gas, Sierning 1 auf der Flyschstirn westlich der Enns angesetzt: Gas).

Die intensiven Untersuchungen, die sich an die ersten Erfolge der RAG in Oberösterreich und später der ÖMV-AG in der niederösterreichischen Molasse anschlossen, stimulierten die Forschung auf den verschiedensten Gebieten: Vor allem wurde die seit R. Grill (1935) und V. Petters (1936) in der oberösterreichischen Molasse begonnene und vom Verfasser (1957) im Außeralpinen Wiener Becken bei Eggenburg fortgesetzte mikropaläontologische Untersuchungsmethode forciert eingesetzt (A. Papp, 1958, 1960, 1961, A. P. et al., 1978; I. Küpper, 1966; F. Rögl, 1969 a, b, 1970, 1975; R. Fuchs et al., 1980), ebenso das Nannoplankton berücksichtigt (H. Stradner, 1964 etc.).

Es schloß sich im Vergleich mit den östlich angrenzenden Räumen der Paratethys eine schrittweise fast die gesamte Skala des Jungtertiärs dieses Raumes ergreifende Revision der Stufengliederung an, nachdem sich gezeigt hatte, daß die hier

verwendeten stratigraphischen Bezeichnungen in ihrem Umfang nicht mit jenen der namengebenden Stratotypen übereinstimmten. Die Umgruppierung begann mit der Einführung des Karpatien durch I. CICHA et al. 1967 und zog in den Jahren bis 1975 die übrigen Stufen nach – vgl. I. CICHA (et al.) 1967, 1968, 1970, 1971; J. KAPOUNEK et al., 1960, 1965; A. PAPP (et al.) 1968, 1973, 1974, 1975, 1978, 1979; F. STEININGER (et al.) 1973, 1976, 1977, 1978, 1979 etc.

Eine umfassende Dokumentation dieser modernen stratigraphischen und paläontologischen Ergebnisse aus dem auch die Molassezone einbeziehenden Raum der Paratethys liegt in den bereits erschienenen Bänden Egerien (T. BÁLDI & J. SENEŠ, 1975), Eggenburgien (F. STEININGER & J. SENEŠ, 1971), Ottnangien (A. PAPP et al., 1973), Karpatien (I. CICHA et al., 1967), Badenien (A. PAPP et al., 1978) und Sarmatien (A. PAPP et al., 1974) des von der Slowakischen Akademie der Wissenschaften herausgegebenen Reihenwerkes „Chronostratigraphie und Neostratotypen im Miozän der zentralen Paratethys" vor, eine Fülle von modernen paläontologischen und stratigraphischen Beiträgen über diesen Raum enthaltend.

Zusammenfassende Arbeiten über größere Teilregionen der Molassezone jüngsten Datums, basierend auf dem reichen Datenmaterial der Erdölfirmen, stammen für den Westteil von K. KOLLMANN (1977), K. KOLLMANN & O. MALZER (1980), L. WAGNER (1980), O. MALZER (1981), B. GRUBER (1983), für den Ostteil von A. KRÖLL (1980) und H. POLESNY (1983).

Schließlich müssen auch noch der Entwicklung der Vorstellungen von der Tektonik der Molasse einige Worte gewidmet werden. Bis zum Einzug der Deckenlehre um die Jahrhundertwende, ja bis zu den Arbeiten von O. ABEL (1908: Kt. Enns; 1910: Kt. Kirchdorf mit Erl.) herrschte die Auffassung, die Molasse sei eine symmetrische Muldenfüllung mit Transgressionskontakt im Norden und Süden. Die Deckenlehre verhalf der Erkenntnis vom unsymmetrischen Bau dieser Zone zum Durchbruch, in der man nun die weithin von den alpinen Decken überschobene Vortiefe im Sinne von L. KOBER sah. Wie lange allerdings die autochthonistische Vorstellung nachwirkte, zeigt die Tatsache, daß noch bis nach dem Zweiten Weltkrieg ein guter Teil der deutschen Geologen ein steiles Hinabsetzen der Grenzfläche der bayrischen Molasse gegenüber den angrenzenden alpinen Einheiten annahm und an keine weite Überschiebung glaubte.

Hier haben ja die Forschungsergebnisse, die von den Erdölfirmen erzielt worden sind, eine glänzende Bestätigung der Auffassung im Sinne der Deckenlehre erbracht: Schon in der Bohrung Urmannsau sind unter den Kalkalpen außer der autochthonen Molasse noch ältere Molassespäne mit der ultrahelvetischen Buntmergelserie verschuppt angetroffen worden, die besonders weit aus dem Süden vom Untergrund heraufgeholt worden sind. Es hat daher den alpinen Tektoniker schon fast nicht mehr überrascht, daß auch noch in der Bohrung Berndorf 1 tief unter den niederösterreichischen Kalkalpen noch Molasse des Egerien, 34 km hinter der Flyschfront und 15 km hinter der Kalkalpenstirn, erbohrt worden ist (G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981, Abb. 5; A. TOLLMANN, 1981, Tab. 1) – vgl. Abb. 59.

Und den Bohrungen noch vorauseilend, hat eine in rascher Entwicklung befindliche Geophysik die in der Tiefe überschobene Molasse ebenfalls immer weiter und immer klarer unter die alpinen Decken zurückverfolgen können. Der Durchbruch gelang G. ANGENHEISTER et al. (1975, Abb. 13) durch Erfassung der großräumigen, weiten Über-

schiebung auch am deutschen Molassesüdrand – Abb. 309. Die jüngsten sensationellen Ergebnisse aber hat die Vibroseismik der ÖMV-AG erzielt, die nicht nur im Osten, sondern auch in Salzburg, Tirol und Vorarlberg die Molasse immer weiter unter das alpine, auch kalkalpine Deckenland zurücktrassieren konnte (S. 115, 301).

3. Stratigraphie

a) Vorarlberg

Überblick: Die Vorarlberger Molasse bietet einen kleinen Ausschnitt aus den gegenüber dem ostösterreichischen Molassetrog deutlich unterschiedenen Molasseablagerungen des schweizerisch-bayrischen Alpenvorlandes. Die Schichtfolge, die hier mit dem Lattorf einsetzt, birgt zunächst bis zum Rupel vorwiegend marine Ablagerungen („Untere Meeresmolasse"), sodann im Chatt und tieferen Aquitan Süßwasserbildungen („Untere Süßwassermolasse"), gefolgt von einem zweiten (vorwiegend) marinen Zyklus im Eggenburgien bis Karpatien (entspricht dem Burdigal der europäisch/mediterranen Gliederung), hier als „Obere Meeresmolasse" bezeichnet. Die Serie schließt mit den Bildungen der „Oberen Süßwassermolasse" ab, die dem mittleren Miozän (Badenien) entspricht. Diese Schwankungen sind das Abbild des Wechselspieles zwischen rascher Zuschüttung der alpinen Restvortiefe durch gegen Norden und Nordosten gerichtete Schüttungen von alpinen Abtragungsmassen, die z. B. zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse erst östlich der Isar das Vortiefenmeer erreicht haben und rascheren Absenkungsphasen, während deren sich eine zusammenhängende Meeresbedeckung im Alpenvorland ausbreiten konnte. Hinzu kommt die Auswirkung der weltweiten eustatischen Meeresschwankungen. Die Schüttung der Oberen Süßwassermolasse war vorwiegend gegen Westen, in Alpenrandnähe gegen NW gerichtet – vgl. Abb. 207 H. FÜCHTBAUER (1958, 1964, 1967) hat diese Schüttungsrichtungen und die Herkunft des Materials auf Grund eingehender Sedimentanalysen, besonders nach der Schwermineralzusammensetzung, weitgehend abgeklärt.

Die älteren Anteile der Schichtfolge sind in den alpenrandnahen subalpinen gefalteten und geschuppten Molasseanteilen aufgeschlossen. In Vorarlberg sind es drei bzw. vier aufgefaltete, durch Mulden getrennte Einheiten, die mit ihrer Serie bis in das Lattorf herabreichen. Das morphologisch markante Material hier in Alpenrandnähe sind die „Nagelfluhbänke" (Konglomeratlagen), die die Schottermassen der von Süden her in die Molassesee mündenden oligo-miozänen Deltas der Alpenflüsse enthalten, die vom Lattorf bis in das Badenien ihre zunächst vorwiegend kalkalpinen, später ab dem Aquitan vorwiegend aus Flyschgeröllen bestehende Fracht hier abgelagert haben (Abb. 208).

Das Hauptdelta dieser Region stellte der Hochgratfächer dar, der sich östlich der Bregenzer Ach und Rotach bis zur Iller dehnte. Ein untergeordneter Schotterkegel liegt im Pfänderfächer vor, der westlich davon bis zum Rheintal reicht, dessen Selbständigkeit freilich angezweifelt wird. S. SCHIEMENZ (1955, S. 398 ff.; 1960, S. 20 ff., 74 ff.) hat in eingehenden Analysen diese subalpinen Molassefächer zwischen Bodensee

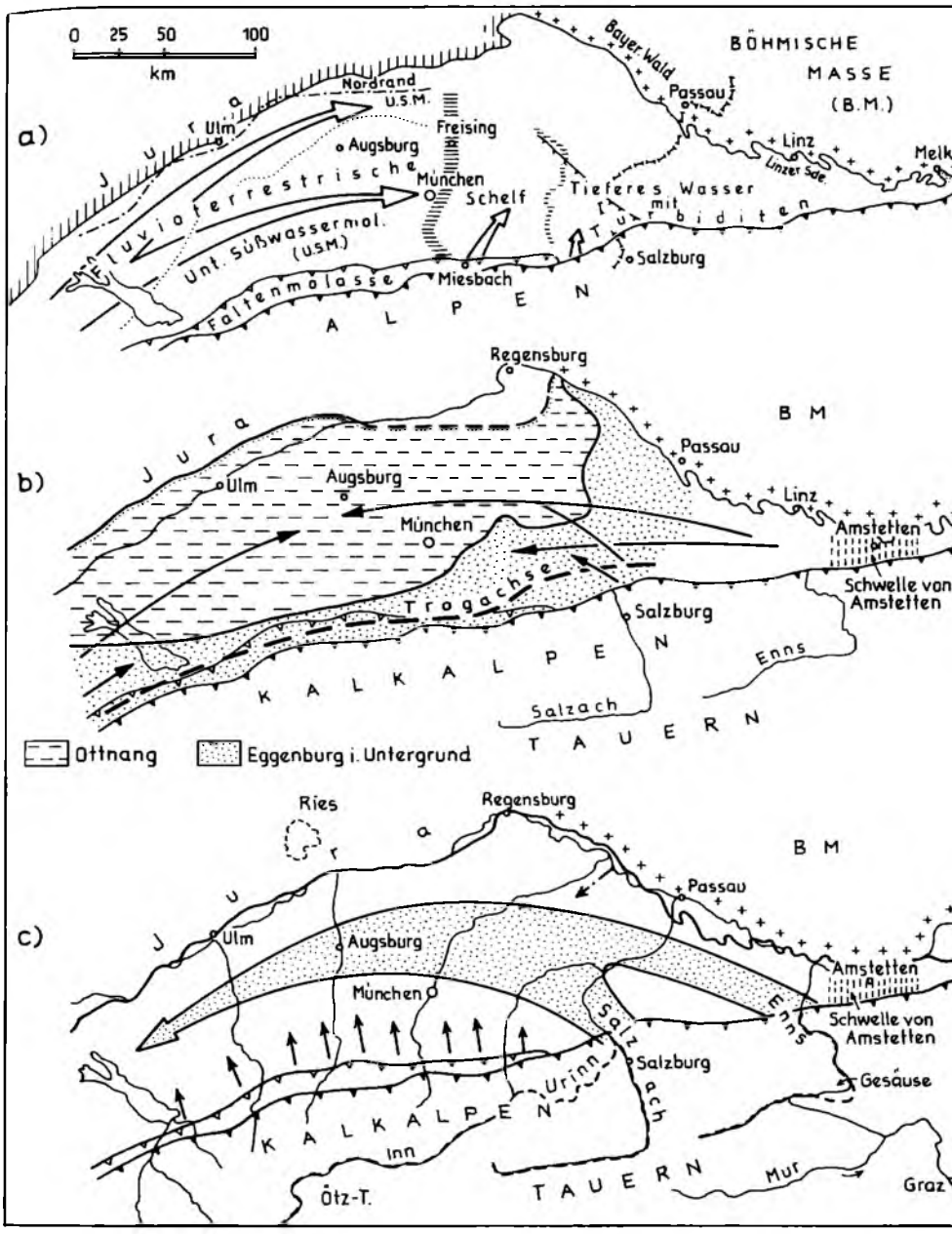
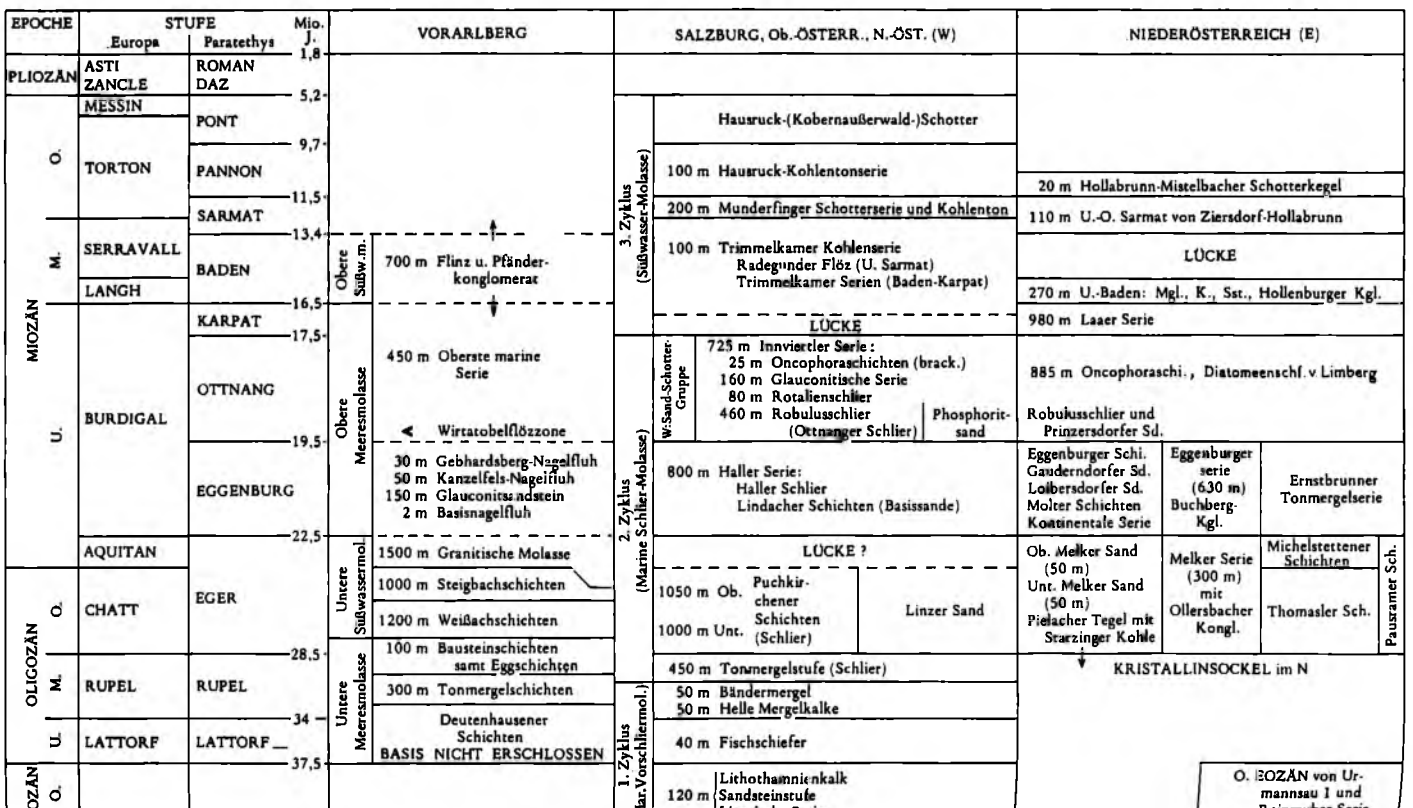


Abb. 207: Stadien der Molassevortiefe der Ostalpen; nach K. Lemcke (1984, Abb. 2, 5, 9). a – Meeresrückzug zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse ab der Basis des Oberoligozäns (Chatt) gegen Osten bis zum Meridian von München; b – Transgression der Oberen Meeresmolasse mit Verbreitung von Eggenburg und Ottnang; c – Die zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse (hier zur Zeit des höheren Baden) gegen Westen orientierte Schüttung.

Tabelle 23: Die Schichtfolge der Molassezone Österreichs

Nach F. Steininger et al., 1976; M. Richter, 1969; O. Malzer, 1981; K. Kollmann, 1977, et al., 1980 etc.

Maximale Mächtigkeiten angegeben



und Isar erforscht. Gegen die Ränder der Fächer hin nehmen die Nagelfluhbänke rasch an Zahl ab und keilen schließlich ganz aus, durch sandige und schließlich tonig-mergelige Ablagerungen seitlich und besonders gegen Norden hin vertreten.

Neue Exkursionsführer durch das Gebiet der Vorarlberger Molasse und der angrenzenden randalpinen Einheiten stammen nach dem Borntraeger-Führer (M. RICHTER, 1969) zunächst vom Oberrheinischen Geologenverein 1979 (R. OBERHAUSER et al., W. RESCH et al., K. CZURDA et al., 1979 a, b), dann vom 26. Int. Geologenkongreß (Abh. Geol. B.-A., 34, 1980), von der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft (H. BÜRGISSER et al., 1981) und von P. JUNG (1982).

Im einzelnen seien folgende Eigenheiten der Schichtglieder des noch in den Vorarlberger Raum reichenden Molasseanteils mitgeteilt (Tab. 23) – vor allem auf Grund der Arbeiten von ARN. HEIM et al. (1928, S. 6 ff.), F. MUHEIM (1934, S. 183 ff.), TH. VOLLMAYR (1954), O. GANSS et al. (1955, S. 407 ff.), B. PLÖCHINGER (1958, S. 293 ff.), H. FÜCHTBAUER (1958, S. 929 ff., 1964, S. 178 ff.), S. SCHIEMENZ (1960, S. 20 ff.), G. HÜGEL (1962), W. RESCH (1963; 1976), J. SCHUDER (1963, S. 8 ff.), W. STEPHAN (1964, S. 184 ff.), M. RICHTER (1969, S. 2 ff.), K. CZURDA (1977), F. STEININGER et al. (1982), P. HERRMANN & K. SCHWERD (1983, S. 6 ff.), K. CZURDA & G. GINTHER (1983).

Die Deutenhausener Schichten des Lattorf bis tieferen Rupel sind am Südrand der Molasse östlich vom Rheintal entlang der Grenze gegen das Helvetikum als ältestes Glied der Molasseserie (Untere Meeresmolasse) aufgeschlossen, besonders etwa entlang der Bödelestraße (W. RESCH, 1976 a, S. A 124). Diese Schichten wurden in einem brackischen bis marinen Milieu abgelagert. Bei rascher Ablagerung in einem WSW-ENE gerichteten, kräftig sinkenden Trog zeigen sie nach dem Sand-Ton-Rhythmus, den Schichtflächenmarken und dem Auftreten von Turbiditen noch flyschoiden Charakter. Die Zusammensetzung des Materials unter kräftiger Beteiligung von kalkalpinem Detritus, auch solchem von Helvetikum und Flysch, sowie der zeitweise brackische Sedimentcharakter, unterscheiden diese Serie aber von echtem Flysch (J. SCHUDER, 1963, S. 9 f.). Im Schwermineralspektrum dominieren Granat und Apatit. Eine bezeichnende Lithothamnienschuttkalklage tritt nahe der Basis auf. Eine Gliederung in die tieferen, flyschoiden Mühlbachschichten und die hangenden, lithologisch bunteren Grundeggschichten wurde von W. RESCH (1963, S. 128) vorgenommen. Bereits in den Mühlbachschichten setzt eine grobe Konglomeratschüttung der oben erwähnten Schotterfächer aus den Alpen mit „Riesenkonglomeraten" mit bis fast 2 m Durchmesser zeigenden Flyschgeröllen ein. Die Mikrofauna der Deutenhausener Schichten enthält hauptsächlich Globigerinen, an Nannofossilien wurden unter anderem *Braarudosphaera bigelowi, Lanternithus minutus, Dictyococcites biscetus, Coccolithus pelagicus* etc. bestimmt (W. RESCH, 1976, A 124). Die Mächtigkeit ist durch tektonischen Basalzuschnitt hier nicht zu ermitteln, im Bödelestraßenprofil überschreitet sie 60 m.

Die folgenden, hier etwa bis 300 m mächtigen marinen Tonmergelschichten mit Kalkarenit- und Feinkonglomeratlagen sowie reichlich Sandsteinbänken im tieferen Anteil, sind nach ihrer Fauna in das Rupel zu stellen. Dieser sandsteindurchsetzte Anteil zeigt nach Sedimentrhythmus, Lebensspuren, subaquatischen Rutschfalten u. a. flyschoiden Charakter. Die Mikrofauna weist unter den Ostracoden die Leitform *Cytheridea ventricosa* GÖRLICH, unter den Foraminiferen *Truncorotalia, Globigerina* etc. auf (F. MUHEIM, 1934, S. 189; B. PLÖCHINGER, 1958 b, S. 294; K. SCHWERD, 1978, S. 8).

Abb. 208: Das steilstehende oligozäne Eggsche Konglomerat am Südrand der Vorarlberger Molassezone bei Egg.

Die hangend auflagernden, hier bis etwa 100 m mächtigen Bausteinschichten des Rupel(-Chatt) sind noch eine küstennahe Bildung der Unteren Meeresmolasse, bestehend aus sandigen Mergeln oder, als Faziesvertretung, dem Eggschen Konglomerat (Arn. Heim et al., 1928, S. 22: Eggschichten) mit seiner Masse an schwarzen Dolomitgeröllen, aber auch vielfach fossilreichen Eozänkomponenten – siehe Abb. 208 – im tieferen Teil sowie groben blaugrauen Kalksandsteinen im hangenden Abschnitt. Die Konglomerate sind in zahlreichen Werksteinbrüchen abgebaut worden. Die von K. Schwerd (1978) gründlich analysierte Serie der Bausteinschichten bzw. der Eggschichten ist lagenweise erfüllt von den Schalen der Muschel *Polymesoda convexa* (Brongt.) [synonym: *Cyrena semistriata* Desh.] – zur Gesamtfauna vgl. Arn. Heim et al. (1928, S. 22), F. Muheim (1934, S. 206), E. Baumberger (1937, S. 377 samt Lit.), F. Resch (1976 a, S. A 123) und K. Schwerd (1978, S. 11 ff.).

Abb. 209: Die saiger aufgerichteten chattischen Weißachschichten der Unteren Süßwassermolasse NW vom Bödele-Sattel am Südrand der Vorarlberger Molassezone.

Nun setzt die Untere Süßwassermolasse mit den kräftig rotgefärbten Weißachschichten des unteren Chatt ein (Abb. 209). Konglomeratreichtum, Sandsteine mit Kohlenschmitzen und rote Mergel sind am Aufbau dieser hier etwa bis 1200 m mächtigen Serie beteiligt. F. MUHEIM (1934, S. 206 ff.) und B. PLÖCHINGER (1958, S. 295 ff.) haben eine eingehende Beschreibung dieses Gliedes, besonders aus dem Profil der Bregenzer Ach, geliefert. An Fossilien enthalten diese limnisch-fluvio-terrestrischen Ablagerungen Wirbeltierreste (F. STEININGER et al., 1982, S. 81: Wirtatobel), Fischzähnchen, Land- und Süßwasserschnecken, Rhizosolenien und Characeen wie *Tectochara meriani meriani* (UNGER) MÄDLER, *T.* aff. *ulmensis* (STRAUB) MÄDLER, *Chara* aff. *molassica* (STRAUB), MÄDLER etc. Umfangreiche Land- und Süßwasserschneckenfaunen aus den Weißach- und Steigbachschichten wurden von H. ZÖBELEIN (1955) aus der östlichen Fortsetzung im bayrischen Allgäu beschrieben.

Die dem oberen Chatt angehörigen Steigbachschichten stellen sich mit Mächtigkeiten bis zu 1000 m in Form von grauen und roten, lithologisch ähnlichen Serien in der östlichen Vorarlberger Molasse als weiteres Glied der Unteren Süßwassermolasse ein (F. MUHEIM, 1934, S. 236 ff. etc.).

In größerer Mächtigkeit (1600 m) setzt darüber als oberstes Glied dieser Süßwasserbildung die „Granitische Molasse" des Aquitan, benannt nach dem granitischen Aussehen zufolge des Reichtums an Feldspat und Glimmer im Detritus. Die aus einförmigen hellen Sandsteinen bestehende Serie führt wiederum eine Characeenflora mit *Tectochara meriani meriani* (UNGER) MÄDLER. Die kräftige Konglomeratentwicklung, die sich als Faziesvertretung des Aquitan im Hochgratfächer am Molassesüdrand einstellt, wird den Kojenschichten zugeordnet. Die Schwermineralführung dieser aquitanen Serien ähnelt mit ihrem Reichtum an Granat, ferner Staurolith, Turmalin, Apatit und Zirkon noch ganz jener des Oligozäns, während erst mit der nun folgenden Oberen Meeresmolasse – von einzelnen Vorläufern abgesehen (H. FÜCHTBAUER, 1964, S. 178) – sich Epidot stark in den Vordergrund schiebt (G. WOLETZ in B. PLÖCHINGER, 1958, S. 321).

Diese Serie der Unteren Süßwassermolasse wurde in der Tiefbohrung Dornbirn 1 (W HUF, 1963) in einer tektonisch angereicherten Mächtigkeit von 2584 m angefahren, die Bohrung konnte aber nicht auf die darunter erhofften Bausteinschichten niedergebracht werden (vgl. S. 467).

Die Obere Meeresmolasse, „Burdigal und Helvet" alter Nomenklatur – also Eggenburgien bis Karpatien – umfassend, ist im Südteil des Pfänder-Hirschberg-Zuges NE Bregenz (vgl. K. CZURDA et al., 1983) im aufgerichteten Südrand der Vorlandmasse erhalten, während sie in der gefalteten Molasse fehlt. Die Schichtfolge umfaßt hier vom Liegenden weg die Basisnagelfluh (1–2 m), die Glaukonitsandsteinserie (150 m) – im Stadtbereich von Bregenz aufgeschlossen –, die eine markante Steilstufe bildende Kanzelfelsnagelfluh (50 m) und schließlich, 30 m mächtig, die Gebhardsbergnagelfluh (Abb. 210). Der marine Charakter kommt durch die Foraminiferen- und Ostracodenfauna zum Ausdruck (B. PLÖCHINGER, 1958, S. 316); die Austernbänke mit *Gryphaea (Crassostrea) gingensis* (SCHLOTH.), *G. (C.) gryphoides* LINNÉ, *G. (C.) gryphoides crassissima* (LAM.) zeigen bewegtes Seichtwasser an (K. CZURDA, 1977). Eine charakteristische Molluskenfauna des höheren Eggenburgien/Ottnangien mit *Chlamys scabrella* (LAM.), *Arca* cf. *fichteli* (DESH.), *Diloma amedei* (BRONGN.) etc. wurde von R. SIEBER (1959, S. A 123) von Hirschbergau und von F. STEININGER et al. (1982, S. 78 f.) vom Kesselgraben gemeldet. Die Foraminiferen *Elphidium felsense* PAPP und *E. flexuosum matzenense* PAPP aus dem Wirtatobel weisen ebenfalls auf Eggenburg/Ottnang.

Über der Gebhardsbergnagelfluh wurde zufolge einer kurzfristigen Regression eine Süßwasserserie mit einer bis 80 cm mächtigen Flözzone mit 3–4 einst auch abgebauten Pechkohlenflözen abgesetzt, die im Wirtatobel E Bregenz in dem berühmten miozänen Molasseprofil bestens studiert sind (zuletzt B. PLÖCHINGER, 1958, S. 313 ff.). Süßwasser- und Landschnecken, wie *Planorbis, Helix, Clausilia, Gyraulus* etc., kennzeichnen diese Regressionsbildung.

In dem darüber folgenden obersten marinen Abschnitt der Oberen Meeresmolasse (St. Galler Schichten nach P. HERRMANN et al., 1983, S. 7), der Ottnang und Karpat umfaßt und aus einer rund 450 m mächtigen Serie aus grauen und bunten Mergelsanden, Sandsteinen und Konglomeraten besteht, ist im basalen Teil eine Mikrofauna

Abb. 210: Die Nagelfluh des Badenien aus der Oberen Süßwassermolasse am Gebhardsberg SE Bregenz.

mit *Elphidium ortenburgense* (EGGER), *E.* aff. *flexuosum* (ORB.), *Disorbis squamula* (RSS.) etc. vorhanden. Das Ottnang ist in der Makrofauna des Wirtatobels durch gemeinsames Auftreten von *Pecten hornensis* DÉP. & ROMAN, *Euthriofusus burdigalensis* (BAST.) und *Cardita jouanneti* BAST., *Turritella spirata* BROCCHI etc. belegt (R. SIEBER, 1959, S. A 122). Arten wie *Pecten helvetiensis* und *P. hermansenni* DUNKER gestatten den Vergleich mit dem „Helvet" des Typusprofiles von Imihubel bei Bern.

Die Obere Süßwassermolasse darüber, die als jüngste, dem Karpatien bis Badenien angehörige Bildung der Vorarlberger Molasse die Hauptmasse des Pfänder und sein nördliches Vorland mit einer Mächtigkeit von etwa 700 m einnimmt (P HERRMANN & K. SCHWERD, 1982, Kt.), besteht teils aus grünlichgrauen sandigen Mergeln, die dem sogenannten „Flinz" Bayerns entsprechen (Silvanaschichten), teils Kalk-

sandsteinen und Konglomeratbänken, wie z. B. dem Konglomeratzug am Pfändergipfel (K. Czurda, 1977). Die Alterseinstufung dieser Oberen Süßwassermolasse ist noch etwas unsicher. P. Herrmann & K. Schwerd (1983, S. 9) berichten über die bisher bekannten Süßwassermollusken und spärlichen Wirbeltierreste und vermuten ein Alter vom (oberen Ottnang-)Karpat bis mindestens Mittelbaden. Frühere Autoren haben auch noch sarnatische bis pontische Anteile für möglich gehalten.

b) Salzburg und Oberösterreich

In Ostbayern reichte zur Zeit der Unteren Süßwassermolasse die Meeresbedeckung von Osten her bis an die Isar, so daß ab dort und in der östlich anschließenden österreichischen Molasse vom Alttertiär herauf bis in das Ottnang oder noch höher empor (Außeralpines Wiener Becken) eine durchlaufende marine Serie abgesetzt wurde. Zugleich begann im ostbayrisch-oberösterreichischen Abschnitt durch die frühe Absenkungstendenz der Braunauer Mulde und der angrenzenden Region die Ingression des Molassemeeres von Süden her früher: Im Obereozän drang hier die Transgression vom Helvetikumsmeer her gegen Norden vor, Seichtwassersedimente hinterlassend. Die Hauptmasse der oligo-miozänen Serie hingegen wird aus dem lithologisch einförmigen Schlier aufgebaut, in den in Alpenrandnähe Konglomeratlagen eingeschaltet sind.

In klimatischer Hinsicht (F. Steininger et al., 1979, S. 1155 ff.) setzt das Eger auf Grund der Häufigkeit von arktotertiären Faunenelementen – anknüpfend an das Mitteloligozän – noch etwas kühler ein, die Temperatur nimmt allmählich zu; im frühen Eggenburg wird ein Klimaoptimum erreicht: Die borealen Faunenelemente des Eger sind verschwunden zugunsten einer subtropischen bis tropischen Fauna mit Anklang an die indopazifische Fauna. Eine Klimarekurrenz im Ottnang schafft wiederum ähnliche Verhältnisse wie im frühen Eger. Die spätere Klimageschichte läßt sich besser an den Faunen und Floren des Wiener Beckens ablesen (S. 493).

Die Schichtfolge des oberösterreichischen Molasseabschnittes und der angrenzenden Gebiete in Salzburg und im westlichen Niederösterreich bis über Amstetten gegen Osten hin ist heute durch zahllose Tiefbohrungen der RAG und ÖMV-AG im einzelnen bekannt. Die letzten umfassenden Darstellungen hierüber liegen in den Arbeiten von K. Kollmann (1977, S. 41 ff.), F. Brix et al. (1977, S. 22 ff.), K. Kollmann & O. Malzer (1980, S. 179 ff.) und P. Baumgartner & G. Tichy (1983, Abb. 2) vor.

Nach R. Janoschek (1964, S. 333; 1969, S. 95 f.) lassen sich drei Sedimentationszyklen trennen: 1. Der von Seicht- auf Tiefwasserablagerungen umstellende erste Zyklus mit Schichten des Obereozäns, den Fischschiefern des Lattorf und der Mergelkalk- und Bändermergelserie des Rupel. 2. Der marine Schlierzyklus von der Tonmergelstufe des Rupel bis zum oberen Ottnang. 3. Der limnisch-fluviatile Zyklus nach Lücke vom Badenien bis Pannon. Unter Berücksichtigung aller bisherigen Erkenntnisse (in neuerer Zeit: F. Aberer & E. Braumüller, 1949; F. Aberer, 1958, 1960, 1962; E. Braumüller, 1959, 1961; R. Janoschek, 1959, 1960, 1961, 1964, 1969; R. Janoschek & K. Götzinger, 1969; K. Kollmann, 1966, 1977; W. Fuchs, 1968; F. Steininger, 1969; H. Kurzweil, 1973; V. Jenisch, 1976; P. Hochuli, 1978; K. Kollmann & O. Malzer, 1980; L. Wagner, 1980; O. Malzer, 1981; B. Gruber, 1983) ergibt sich daraus folgendes Bild (Abb. 211, Tab. 23).

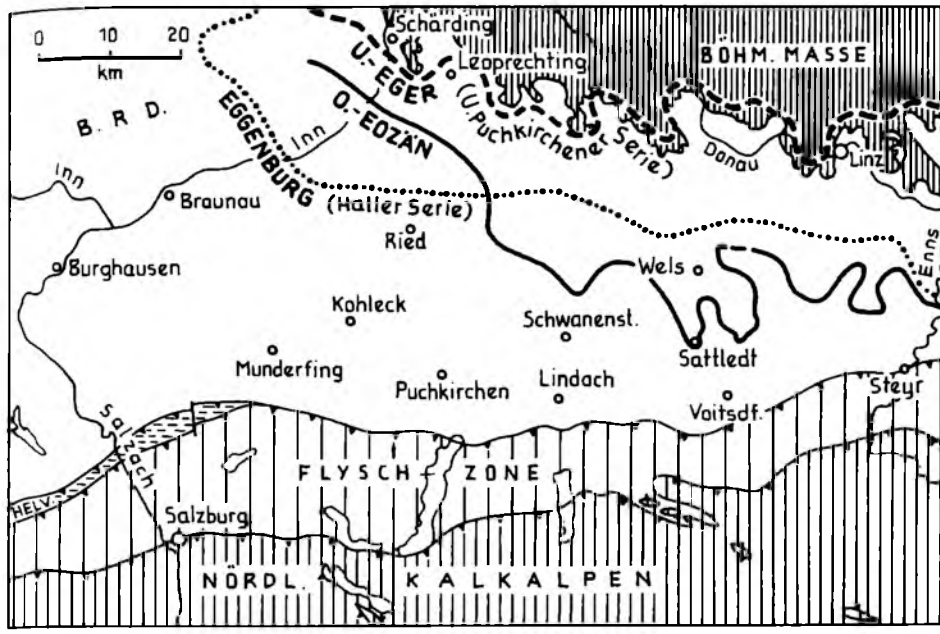


Abb. 211: Paläogeographische Verbreitung der Molasseserien östlich vom Inn; nach K. KOLLMANN und O. MALZER (aus K. KOLLMANN, 1977, Abb. 7, 11, 17). Auskeilungslinien am Molassenordrand von Obereozän, Untereger und Eggenburg.

Über einem stark abgetragenen und tiefgründig verwitterten Relief transgrediert gegen Norden ausgreifend das bis 100 m mächtige Obereozän (L. WAGNER, 1980): Nach der einleitenden Limnischen Serie mit fossilleeren bunten Tonen, einzelnen Sandlagen und dünnen Kohlenflözen folgt die Sandsteinstufe mit marinen Tonmergeln, Sandsteinen und einer reichen Molluskenfauna. Das Schwermineralspektrum dieser heute im Süden bis auf 3000 m abgesenkten Serien weist auf eine Schüttung aus dem Kristallin der Böhmischen Masse hin. In der Mikrofauna sind Großforaminiferen, wie *Nummulites variolarius* LAM. und *N. fabianii* (PREVER), hervorzuheben (A. PAPP, 1958, S. 255 ff.), die Makrofauna des Litorals führt *Ostrea, Gryphaea, Pecten,* Seeigel etc. Diese Sandsteine sind die wichtigsten Ölträger der oberösterreichischen Molasse und liefern seit der Erschließung des ersten Feldes mit den Bohrungen um Ried aus zahlreichen Feldern Erdöl.

Durch ein rasches Absinken des werdenden Molassebeckens im SW herrschte dort im Obereozän bereits neritische marine Fazies, während im NE noch eine brackische bis lagunäre Sedimentation ablief (paläogeographische Karte bei L. WAGNER, 1980, Abb. 1–4; F. BACHMAYER, 1980, Beil. 7).

Während demnach die Sandsteinfazies im Nordteil bis zum Ende des Eozäns anhält, wird weiter im Süden das Obereozän durch eine Lithothamnienkalkserie abgeschlossen. Auch diese ist altersmäßig durch *Nummulites variolarius* LAM. eingestuft (K. KOLLMANN, 1966, S. 177). Gegen Osten hin endet dieses Schichtglied unweit östlich der Enns.

Das Lattorf ist durch die Fischschiefer vertreten, einem dunkelbraunen, feinschichtigen Tonmergel mit reichlich Fischresten. Die Mächtigkeiten dieses Schichtgliedes, das ebenso wie das Obereozän nur aus Bohrungen bekannt ist, beträgt wenige Meter bis 40 m. Im Südteil der Molasse enthält der Fischschiefer als Sediment eines etwas tieferen Wassers reichlich planktonische Foraminiferen. Die Pollenflora beschrieb P. Hochuli (1978, S. 24). Die Materialanlieferung erfolgte auf Grund der Schwerminerale nach H. Kurzweil (1973, S. 212) noch vorwiegend vom Kristallin der Böhmischen Masse.

Im Rupel tritt folgende Sequenz auf: Zunächst Heller Mergelkalk, ein marin-pelagisches Sediment größerer Wassertiefe, vorwiegend aus Coccolithen (H. Kurzweil, 1973, Abb. 1) bestehend; sodann der durch seine Mikrofauna ebenfalls als Bildung eines tieferen Meeres gekennzeichnete feinlaminierte Bändermergel, schließlich als Hangendstes die Tonmergelstufe, mit welcher der für die Molassezone typische, nun im Beckeninneren bis in das Ottnang anhaltende, insgesamt bis 3000 m mächtige Schlier einsetzt. Unter „Schlier" versteht man einen gut geschichteten Tonmergel mit Feinsand- und Glimmerlagen. Die Mikrofauna mit *Cancris turgidus* Cush. & Todd, *Uvigerina hantkeni* Cushm. etc. führt 71 Arten von Foraminiferen (K. Kollmann, 1966, S. 181; F. Brix et al., 1977, S. 24). Über die Pollenflora berichtete P. Hochuli (1978, S. 25). Ab der Tonmergelstufe beginnt sich auch der später herrschende Trend zur Lieferung des Hauptmaterials aus dem alpinen Gebiet durch Auftreten von Staurolith und Chloritoid abzuzeichnen, zu denen später im Chatt noch grüne Hornblende und Epidot kommen (H. Kurzweil, 1973, S. 204). Diese Entwicklung des Rupel ist gegen Osten hin bis in den Raum von Seitenstetten verfolgbar.

Mit dem Eger (Chatt – unteres Aquitan) setzt eine fazielle Differenzierung zwischen Norden und Süden ein: Am kristallinen Rand in Norden lagern die Linzer Sande, die Mitte des Molassebeckens erfüllt der Schlier der Puchkirchener Serie, im Süden bauen alpine Flüsse Gerölldeltas in das Meer vor. Die Linzer Sande reichen nach Bohrungsergebnissen (Puchberg 1, Scharten 1, Leoprechting) einerseits an der Basis des Chatt unter dem Schlier noch gegen Süden (E. Braumüller, 1961, S. 515), andererseits aus der Linzer Gegend in die Gallneukirchener Bucht nach Norden (R. Grill, 1937, S. 44 f.; M. Heinrich, 1982). Sie verzahnen sich stratigraphisch mit dem Schlier der Puchkirchener Serie. Weiter im Osten entsprechen ihnen die ebenfalls unmittelbar dem Kristallin der Böhmischen Masse auflagernden Melker Sande faziell und altersmäßig. Die reichen Faunen des Linzer Sandes haben seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts ihre Bearbeitung erfahren. Altberühmt sind die Wirbeltierreste daraus, über deren Zusammensetzung zuletzt E. Thenius (1960), F. Spillmann (1969) und G. Rabeder (1975) zusammenfassend unter Angabe der älteren Literatur berichtet haben: Reste von Walen, wie *Agriocetus austriacus* Abel, *Patriocetus ehrlichi* (Van Beneden) etc., Seekühe, wie *Halitherium pergense* Toula, *H. christoli* Fitz., *H. abeli* Spillm., oder Nashörner, wie *Diceratherium kuntneri* Spillm. etc., erscheinen besonders erwähnenswert. Die übrige reiche Makrofauna, über die bereits seit F. E. Suess (1891) bis R. Grill (1937, S. 44) und R. Sieber (1953 a, S. 372) berichtet worden ist, wird zuletzt zusammenfassend von F. Steininger (1969, S. 41 ff.), F. Rögl & F. Steininger (1970, S. 47 ff.), I. Küpper & F. Steininger (1975) und W. Fuchs et al. (1980) einschließlich Literaturübersicht behandelt. Die letztgenannten Arbeiten beinhalten außerdem Übersichten über die Mikrofauna, in der

besonders die Großforaminiferen *Miogypsina complanata* SCHLUMB. und *M. formosensis* YABE & HANZAWA für das untere Eger, Chatt, bezeichnend sind.

Aus der angrenzenden bayrischen Molasse hat O. HÖLZL in einer Reihe von Arbeiten die Molluskenfaunen des Oligo- und älteren Miozäns eingehend behandelt, von denen hier stellvertretend die Publikationen von 1957, 1958, 1960 und 1962 Erwähnung finden sollen.

Die Puchkirchener Schichten des Eger werden nach ihrer Fauna als fazielle Vertretung der Linzer Sande in Schlierausbildung wohl zur Gänze dem Chatt angehören, da zufolge der diskordanten Auflagerung des Haller Schlieres des Eggenburg ein Aquitananteil in der Puchkirchener Serie zu fehlen scheint. Diese auch obertage anstehende, besonders aber aus Bohrungen analysierte Schichtgruppe wird in eine bis 1000 m mächtige Untere Serie aus braungrauen feinstsandigen Schiefermergeln mit dicken Sandsteinlagen und in eine bis 1050 m dicke Obere Serie von Schiefermergeln mit Kalkarenitlagen gegliedert (K. KOLLMANN, 1977, S. 43; F. BRIX et al., 1977, S. 24; O. MALZER, 1981). Die erwähnten Sand- und Konglomeratlagen stellen bis insgesamt 1600 m mächtige überlagernde Detritusfächer von alpinen Flüssen dar, keilen demnach gegen Norden hin in der dort anschließenden Pelitentwicklung aus und liefern übrigens das wichtigste Erdgasspeichergestein der oberösterreichischen Molasse, aus dem 75% der dortigen Erdgasproduktion stammen (O. MALZER, 1981; K. KOLLMANN et al., 1980, Abb. 91).

An Fossilien hat dieser chattische Schlier verkieselte Holzreste von *Cinnamomophyllum, Quercus* etc., eine reiche subtropische und temperierte Koniferen- und Laubholzflora mit *Cunninghamia miocenica* ETTINGSH., *Laurophyllum pseudoprinceps* WEYLAND & KILPPER, *Platanus neptuni* (ETTINGSH.) BUZEK et al., *Castanopsis toscana* (BANDUL.) KRÄUSEL & WEYL., *Myrica lignitum* (UNGER) SAPORTA, *Buxus egeriana* KVACEK et al., Makrofaunen mit Schwämmen, Mollusken und Vertebraten, Pollen, Nannoplankton, Kleinforaminiferen wie *Bathysiphon taurinense* SACCO, *Cyclammina gracilis* GRZYB., *Uvigerina hantkeni* CUSH., *U. steyri praetypica* PAPP, *U. steyri steyri* PAPP, *Almaena osnabrugensis* (ROEMER) etc. sowie die Großforaminifere *Miogypsina complanata* SCHLUMB. geliefert – R. GRILL (1937, S. 50), R. SIEBER (1953 a, S. 372), I. KÜPPER (1966). F. STEININGER (1969, S. 45 f.), I. KÜPPER & F. STEININGER (1975, S. 209 ff.), A. PAPP (1975 a, S. 282 ff.; 1975 b, S. 293), G. RABEDER (1975), R. BRZOBOHATÝ et al. (1975), F. RÖGL (1975, S. 115), E. KNOBLOCH (1977, S. 418), P. HOCHULI (1978, S. 31 f.), J. KOVAR (1982).

Die Haller Serie des Eggenburg (analog Unterburdigal) überlagert diskordant und nach Schichtlücke die tektonisch durch die Bewegungen während der savischen Phase beanspruchten Puchkirchener Schichten. Über einem basalen glaukonitischen Sandstein bis Kies wird die Hauptmasse der Schichten wiederum durch einförmige, graue, feinstsandige Tonmergelsteine („Haller Schlier" nach Bad Hall) aufgebaut, in welchen zum Teil öl- und gasimprägnierte Sandkörper eingeschaltet sind (K. KOLLMANN, 1977, Abb. 17 ff.). Mit der Ablagerung des Haller Schliers war eine kräftige Umgestaltung des Molassebeckens erfolgt: Während die Mächtigkeiten der älteren Serien regelmäßig gegen Süden zunahmen, lag nun die Achse des Beckens etwa 20 km nördlich vom heutigen Molassesüdrand, parallel den Alpen hinziehend. Hierdurch ergab sich ein Auskeilen der Haller Schichten gegen Norden und gegen Süden hin, so daß der heutige Alpenrand etwa dem damaligen Südrand des Molassebeckens entsprach (E. BRAUMÜLLER,

1961, S. 516). In Niederösterreich allerdings ist das weiter gegen Süden reichende Eggenburgien noch in die alpine Tektonik einbezogen (A. Papp et al., 1971, S. 58).

Die Makrofauna des Eggenburg im Raum der Mattseen enthält bezeichnende Arten wie *Tympanotonus margaritaceus* Brocc., *Trivia burdigalensis* d'Orb., *Turritella terebralis* Lam., *Dendrophyllia irregularis* Blainv. etc. (F. Aberer et al., 1949, S. 132; R. Sieber, 1953 a, S. 376; F. Aberer, 1958, S. 45). Auf Lebensspuren aus diesem Schlier hat F. Bachmayer (1951) hingewiesen. Die Foraminiferenfauna ist gekennzeichnet durch *Bathysiphon filiformis* Sars, *Robulus ornatus* (d'Orb.), *R. cultratus* (Montf.), *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), *Uvigerina posthantkeni* Papp (F. Aberer, 1958, S. 45; W Fuchs, 1968, S. 49), ferner durch die Großforaminifere *Miogypsina intermedia* Drooger aus dem Unteren Haller Schlier von Steyr (A. Papp, 1960, S. 222 ff.). Über die *Globigerina*-Leitformen berichtet F. Rögl (1975, S. 116).

Die dem Ottangien angehörende, konkordant folgende Innviertler Serie beschließt den marinen Zyklus in Oberösterreich. Im Westabschnitt und in Salzburg wurde sie auf Grund ihrer Grobfazies als Sand Schotter-Gruppe bezeichnet, zu der auch F. Traubs Wachtbergschotter gehören (F. Aberer et al., 1949, S. 133; W. Del-Negro 1953, S. 37; F. Aberer, 1958, S. 47). Ihre Fauna haben zunächst F. Aberer (1958, S. 46) und O. Kühn (1965 b, S. 283 f.) mitgeteilt, später F. Rögl et al. (1973, S. 148 ff.) aus dem Gebiet von Rainbach bei Schärding eingehend erörtert: Sie ist reich an Foraminiferen, Korallen, Mollusken und Fischresten.

Weiter im Osten hat in Oberösterreich F. Aberer (1958, S. 49) die Innviertler Serie in folgende Glieder, von liegend gegen hangend, unterteilt: a) Robulusschlier (unten: Vöcklaschlier, Mitte: Atzbacher Sande im Süden bzw. Enzenkirchener Sande im Norden; oben: Ottnanger Schlier), b) Rotalienschlier (Rieder Schichten), c) Glaukonitische Serie (unten: Mehrnbacher Sande, Mitte: Braunauer Schlier, oben: Treubacher Sande), d) Oncophoraschichten. Sämtliche Glieder sind marin entwickelt, nur die Oncophoraschichten zeigen brackischen Charakter.

Die Fauna aus dieser Schlierfazies der Innviertler Serie, namentlich aus dem Robulusschlier bzw. Ottnanger Schlier, ist in neuerer Zeit besonders durch H. Bürgl 1949, S. 126 ff.), R. Sieber (1955 b, 1956 b), F. Aberer (1958, S. 50 ff.), O. Hözl (1960, Tab.), W. Fuchs (1968, S. 52) und F. Steininger (1969, S. 45 f.) analysiert worden. Anmerkungen zur Flora stammen von E. Hofmann (1933, S. 169 ff.). Nun wurde im Band 3 („Ottnangien") des Werkes „Chronostratigraphie und Neostratotypen" von F. Rögl et al. (1973, S. 144 ff.) eine modern bearbeitete Gesamtzusammenstellung der Makrofauna, Mikrofauna und der Silicoflagellaten des Ottanger Schliers vorgelegt und im gleichen Werk die paläontologische Beschreibung der Silicoflagellaten (A. Bachmann, S. 275 ff.), der Foraminiferen (F. Rögl et al., S. 297 ff.), der Anthozoen (F. Steininger, S. 356 ff.), der Mollusken (F. Steininger, S. 380–615) und der Fischfauna (R. Brzobohatý et al., S. 652 ff.) monographisch durchgeführt. Hinzu kommt die Pollenstudie von P. Hochuli (1978, S. 39). Die namengebende, massenhaft auftretende Foraminiferenart des Robulusschliers ist *Robulus inornatus* (d'Orb.), Charakterformen der Makrofauna sind Scaphopoden wie *Dentalium bouéi intermedium* Hoernes, *Entalia tetragona karreri* Hoernes, Bivalven wie *Leda subfragilis* Hoernes, *Amussium corneum denudatum* Rss., *Yoldia longa* Bell., Nautiliden wie *Aturi aturi* (Bast.) und Seeigeln wie *Brissopsis ottnangensis* Hoernes.

Als altersgleiche Bildung mit dem Ottnanger-(Robulus-)Schlier ließ sich durch

F. RÖGL (1969 b, S. 229) der Phosphoritsand von Plesching bei Linz fixieren, und zwar auf Grund der gleichen charakteristischen Foraminiferenfauna mit *Globigerina ciperoensis ottnangensis* RÖGL, *Gl. bollii lentiana* RÖGL etc. Zuvor waren ja diese Phosphoritsande, mit denen sich J. SCHADLER seit 1932 wiederholt befaßt hatte (1947), zu tief eingestuft worden. Die reiche Fauna ist außer bei F. RÖGL (1969 b) vor allem durch F. STEININGER (1969, S. 48 ff.) beschrieben worden. Die durch E. HOFMANN (1944) aus den Phosphoritknollen der Prambachkirchener Phosphoritsande bestimmten Pflanzenreste sind allerdings nach SCHADLER als umgelagert aus den Schiefertonen des Eger aufzufassen.

Die Arten der Gattung *Rzehakia* [ehem. *Oncophora*] aus den brackischen Oncophoraschichten des Hausruckviertels hat A. PAPP (1955) beschrieben (vgl. auch F. ABERER, 1958, S. 64 ff.).

Nach dem Verlanden des Molassemeeres mit den brackischen Oncophoraschichten des oberen Ottnang (O.-Burdigal) setzt nach einer Sedimentationsunterbrechung, eventuell ab dem höheren Karpat, sicher jedoch mindestens ab dem basalen Baden, die Süßwassermolasse der Trimmelkamer-, später der Hausruckserie ein. Nach K. CZURDA (1978, S. 146 f.) handelt es sich bei diesen Bildungen um limnisch-fluvioterrestrische Ablagerungen in Deltaseen, gleich dem rezenten Mississippidelta, unter warmem, feuchtem, subtropischem Klima. Dabei werden von ihm die in verschiedenen Niveaus des Badenien bis Pannon gebildeten Kohlenflöze zum guten Teil nicht auf autochthone Sumpfwälder, sondern auf Treibholzanhäufungen, eingeschwemmt durch die Alpenflüsse, zurückgeführt. Die siltigen und tonigen Zwischenmittel enthalten im miozänen Anteil vielfach vulkanische Aschen, die im älteren Abschnitt vom Kaiserstuhl- (event. auch vom Gleichenberger) Vulkanismus, später vom Hegau-Vulkanbezirk abgeleitet werden.

Die Obere Süßwassermolasse s. l. (H. GRAUL, 1937, S. 183 ff.) umfaßt in der oberösterreichischen Molassezone einen 70 km langen Streifen aus einer Kohlentonserie im Liegenden und dem Hausruck-(Kobernaußerwald)Schotter im Hangenden, der von der bayrischen Grenze über den Kobernaußerwald zum Hausruck reicht. Altersmäßig sind darin Äquivalente des Baden, Sarmat, Pannon und Pont nachgewiesen. Diese Süßwasserschichten liegen auf einem hügeligen Relief des Schlieruntergrundes, welcher nach der bis ins Ottnang reichenden Bildung des Schliers im Karpatien herausgehoben wurde, trockenfiel und der Erosion unterlag. Den besten Überblick über diese obermiozäne Serie haben F. ABERER (1958) und K. CZURDA (1978) geliefert, wichtige paläobotanische Beiträge zum Thema aus neuerer Zeit stammen von E. HOFMANN (1929, 1939) und W KLAUS (1952, 1977), solche über die Molluskenfauna von A. PAPP und N. ZÖBELEIN (in: F. ABERER, 1958), weitere über Vertebraten von E. THENIUS (1951, 1952), F. STEININGER (1965) und V. JENISCH & G. TICHY (1977). Die Geologie der Kohlenlagerstätten des Hausruck hat W. POHL (1968) bearbeitet. Demnach läßt sich folgende Gliederung der Oberen Süßwassermolasse in Oberösterreich durchführen (F. ABERER, 1958, S. 70 ff.):

1. Die Kohlentonserie reicht altersmäßig vom Baden bis in das Pont. 1 a) Die ältesten Anteile finden sich im Trimmelkamer Kohlenrevier mit einer Serie vom O. Karpat (?), Baden und Sarmat. Dort ist von liegend gegen hangend folgende Schichtserie bekannt geworden: a) Basisserie aus 10–15 m mächtigen Sanden und bunten Tonen,

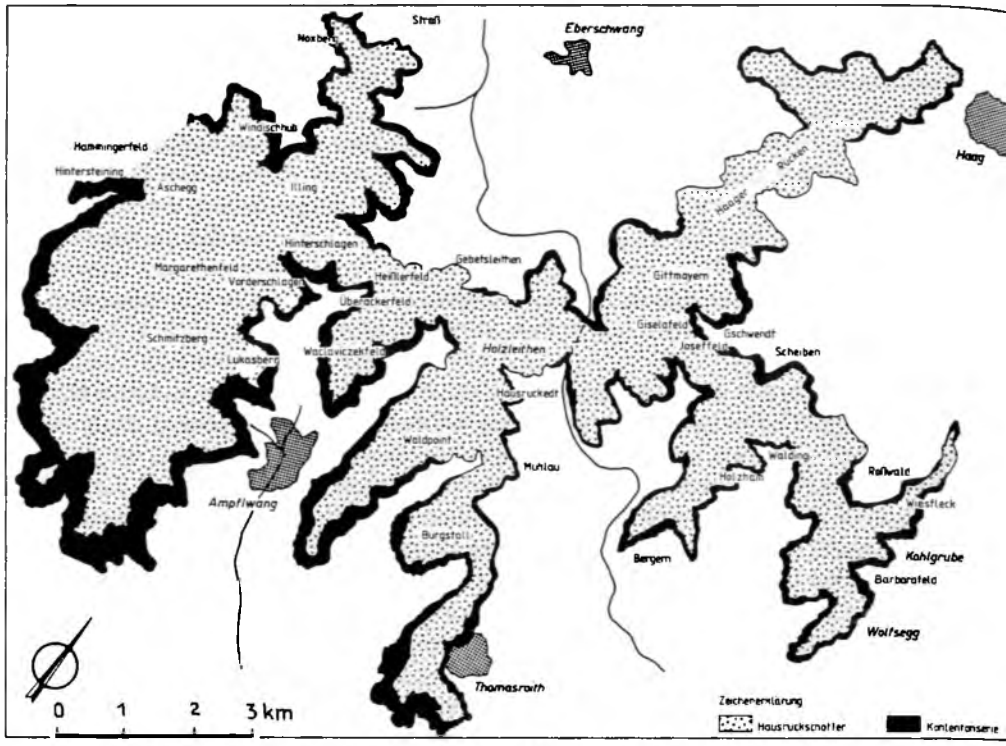


Abb. 212: Die Kohlentonserie des Hausruck in O.Ö. und seine Braunkohlenreviere; nach W. Pohl (1968).

b) Graue Serie mit der Trimmelkamer Flözgruppe, c) 30—40 m Grüne Serie mit kreidigen Konkretionen und einer Landschneckenfauna des Badenien mit *Ena filocinctus* (Rss.), *E. matheyi* (Maill.), *Tropidomphalus robustus* (Rss.), *Cepaea bohemica* (Boettg.) etc., d) das Radegunder Flöz des (Unter-)Sarmat, e) Grüne Serie mit Schotterlagen des Sarmat.

1 b) Die Kohlentonserie im Hausruckrevier (Abb. 212) pannonischen Alters zeigt folgende Gliederung: a) Basisbildungen aus tonigen Sanden oder Flußschottern bzw. Quarzitkonglomeraten; durch Reste von *Gomphotherium longirostre* (Kaup) etc. (E. Thenius, 1950; 1952, S. 142; F. Steininger, 1965) sind sie als Pannon bestimmt. b) Hausruck-Kohlentone mit der unteren Flözgruppe aus zwei Flözen mit Mächtigkeiten von 5—9 m (Abbaue von Wolfsegg, Thomasroith, Göbelsberg) und der oberen Flözgruppe, in der das Hauptflöz maximal 2 m erreicht (Abbaue Thomasroith, Ampflwang). Aus Schotterlagen des Zwischenmittels dieser beiden Flözgruppen stammen Säugetierreste von *Hipparion gracile* (Kaup.), *Anchitherium aurelianense* (Cuv.) etc., die ebenfalls auf ein pannonisches Alter dieser Serie hinweisen. c) Es folgen darüber die Hangendschichten aus Tonen und einem dünnen kohlenflözführenden Sand-Schotter-Komplex.

Mit der Flora der Hausruck-Kohlentonserie hat sich W. Klaus mehrfach, zuletzt 1977, S. 107 ff., beschäftigt und eine umfangreiche Pollenflora aus dem Heisslerstollen des westlichen Hausruck bekanntgemacht. Hierbei hat Klaus auf einen wohlerhaltenen

Zapfen von *Pinus spinosa* HERBST aus dem Hangenden des Mittelflözes ebendieses Stollens besonders aufmerksam gemacht, da hiermit ein bekanntes Florenelement von Westsibirien bis Mitteleuropa nachgewiesen ist. E. KNOBLOCH (1977, S. 424) hebt aus seiner Florenliste von den Halden von Ampfelwang und Hinterschlagen (nördlich davon) die Dominanz von *Glyptostrobus europaeus* (BRONGN.) UNGER in dieser Kohlenbegleit-Assoziation besonders hervor.

2. Die pontischen Hausruck-(Kobernaußerwald-)Schotter liegen als eine teilweise zu Konglomeraten verkittete Schotterplatte mit deutlichem Geländeknick über 660–680 m Seehöhe der Kohlentonserie auf (Abb. 212) und bilden sämtliche höheren Erhebungen im Hausruck. Die stark kreuzgeschichteten grauen Schotter mit vorwiegend Quarz- und Kristallinkomponenten wurden im Pont von Flüssen vorwiegend aus zentralalpiner Region herangefrachtet. Funde von Säugetierresten in der Schottergrube von Haag am Hausruck, die nach E. THENIUS (1952, S. 142) von *Doracatherium naui* (KAUP.), *Hipparion gracile* (KAUP.), *Dicerorhinus* cf. *schleiermacheri* (KAUP.), *Gomphotherium grandincisivus* (SCHL.), *G. longirostre/arvernense* (CR. & JOB.) stammen, sprechen für pontisches Alter der Hausruck-Deckschotter.

Über Reste von tertiären limnisch-fluviatilen Ablagerungen nahe oder entfernt vom Molassenordrand in Mühlviertel hat W. FUCHS (1968 b, S. 53 ff., 1977, S. 232 f.) berichtet: Altersmäßig aber noch offen ist hier die Einstufung des eventuell chattischen (?) Käfermarkter und Freistädter Tertiärs (S. 677), während die Schottervorkommen nördlich der Taufkirchener Molassebucht im Raum von Münzkirchen im Sauwald teils mit Oberbaden/Tiefsarmat (Pitzenbergschotter mit Zahn von *Gomphotherium angustidens* (CUV.) bzw. vielleicht mit Obersarmat (Steinbergschotter) zu datieren sind.

c) Niederösterreich

Der Westabschnitt der niederösterreichischen Molassezone südlich der Donau von der Enns bis in den Raum von Amstetten bzw. Melk umfaßt, wie die Tiefbohrungen Steyr 1, Hainbuch 1 NE davon, Behamberg SE davon, Seitenstetten 1, Ulmerfeld 1 etc. zeigen, noch eine Schichtfolge, die jener von Oberösterreich entspricht, so daß die gleichen Bezeichnungen für die Schichtglieder wie im Westen angewendet werden.

Jener östliche Abschnitt der Molassezone, der sich in Niederösterreich vom Kristallinsporn des Dunkelsteiner Waldes bei St. Pölten angefangen über die Donau in das Weinviertel hinüberzieht, zeigt in zahlreichen Einzelheiten eine individuelle Entwicklung, so daß seit langem dieser Teil als „Außeralpines Wiener Becken" eine gesonderte Betrachtung erfahren hat: Die oligozänen Schichtglieder fehlen an der Basis, so daß die Molassefüllung mit den den Puchkirchener Schichten entsprechenden Melker Schichten des Egerien oder weiter im NE auch noch mit der nächstjüngeren Schichtgruppe, der Eggenburger Serie, dem Böhmischen Kristallin unmittelbar auflagert (Abb. 213). Der spätere Einsatz der Sedimentation wird andererseits durch das längere Aushalten der Ablagerungen im Hangenden ausgeglichen, da hier nördlich der Donau die Molassefüllung nicht mit den Oncophoraschichten des Ottnang endet, sondern durch das Vorgreifen der See aus dem Inneralpinen Wiener Becken über die Klippenzone hinweg auch im Bereich dieses Abschnittes der Molassezone abschnittsweise

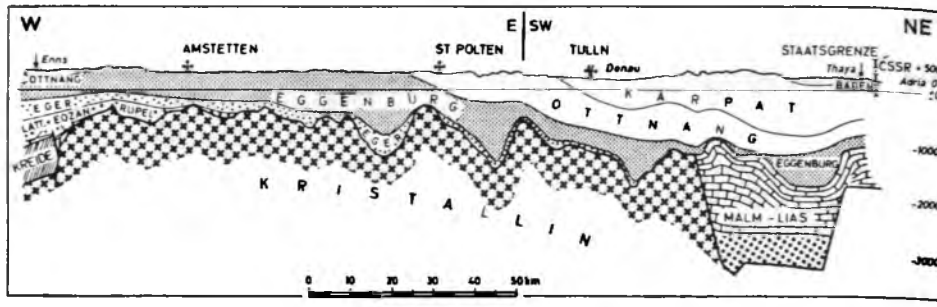


Abb. 213: Überhöhtes Längsprofil durch die Molassezone zwischen Enns und Thaya; nach A. Kröll et al. (1980, Abb. 98).

bis in das Unterpannon anhält (Tab. 23). Naturgemäß stellen sich wiederum zwischen dem Außenrand mit seinen Seichtwasserablagerungen im Raum von Eggenburg und dem hochgeschuppten inneren Saum in der gut individualisierten Waschbergzone mit mergeliger Schichtausbildung merkbare Unterschiede ein. Betrachten wir im folgenden diese durch zahllose Bohrungen der ÖMV-AG (F. Brix & K. Götzinger, 1964; J. Kapounek et al., 1965; F. Brix et al., 1977; A. Kröll, 1980 etc.) bekanntgewordene Schichtfolge im einzelnen — Abb. 214.

a) Obereozän als ältestes Glied der Molassezone ist von Westen her nach Unterbrechung nur bis zur Bohrung Urmannsau 1 im Kalkvoralpengebiet bei Gaming in Form von nummulitenführenden Lithothamnienkalken allochthoner Molassespäne eines tief im Süden unter den Kalkalpen verborgenen beginnenden Molassetroges verfolgbar, fehlt aber im Sockel des Außeralpinen Wiener Beckens gegen Süden hin. Aus dieser Zeit mag hier im Untergrund des Tullner Feldes das W Tulln erbohrte, dem Kristallin auflagernde fluviatile, 300 m mächtige, stark verwitterte Moosbierbaumer Konglomerat aus Kristallingeröllen stammen (F. Brix & K. Götzinger, 1964, S. 60; F. Brix et al., 1977, S. 24).

Erst in der Waschbergzone stellt sich wieder Eozän einschließlich Obereozän ein (S. 424 f.).

b) Oligozän U Aquitan Am Südostrand des Kristallins der Böhmischen Masse, aber auch in der Trogtiefe von der Bohrung Seitenstetten 1 gegen Osten hin setzt die Molassefüllung mit den Melker Schichten des (Rupel-)Egerien ein, die hier die Puchkirchener Serie bzw. die Linzer Sande vertreten. Nach dem Studium der Aufschlüsse in dieser Serie um Melk (F. Ellison, 1942; W Fuchs, 1964) und am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes (R. Grill, 1958 und früher; W. Fuchs, 1972, 1977) lassen sich die Melker Schichten wie folgt gliedern:

1. Die Basis der Serie bildet lokal der Pielacher Tegel, ein dunkelblaugrauer sandiger Ton, der in den basalen Teilen vielerorts Glanzkohlenflöze führt, die z. B. bei Statzendorf N St. Pölten und Starzing bei Neulengbach (H. Vetters, 1923) abgebaut worden sind (S. 479). Sporen und Pollen belegen das oligozäne Alter. Aus dem marinen Anteil der Tone in Mauer E Melk stammen eine Bivalvenfauna mit *Ostrea fimbrioides* Rolle, *Corbula carinata* Duj. etc. und eine ärmliche brachyhaline Mikrofauna mit *Nonion granosum* (Orb.), *Rotalia beccarii* (L.) und *Hapolocytheridea dacica* (Hejjas).

Während bisher auch die Pielacher Tegel in das obere Oligozän (Chatt) = tiefere Eger

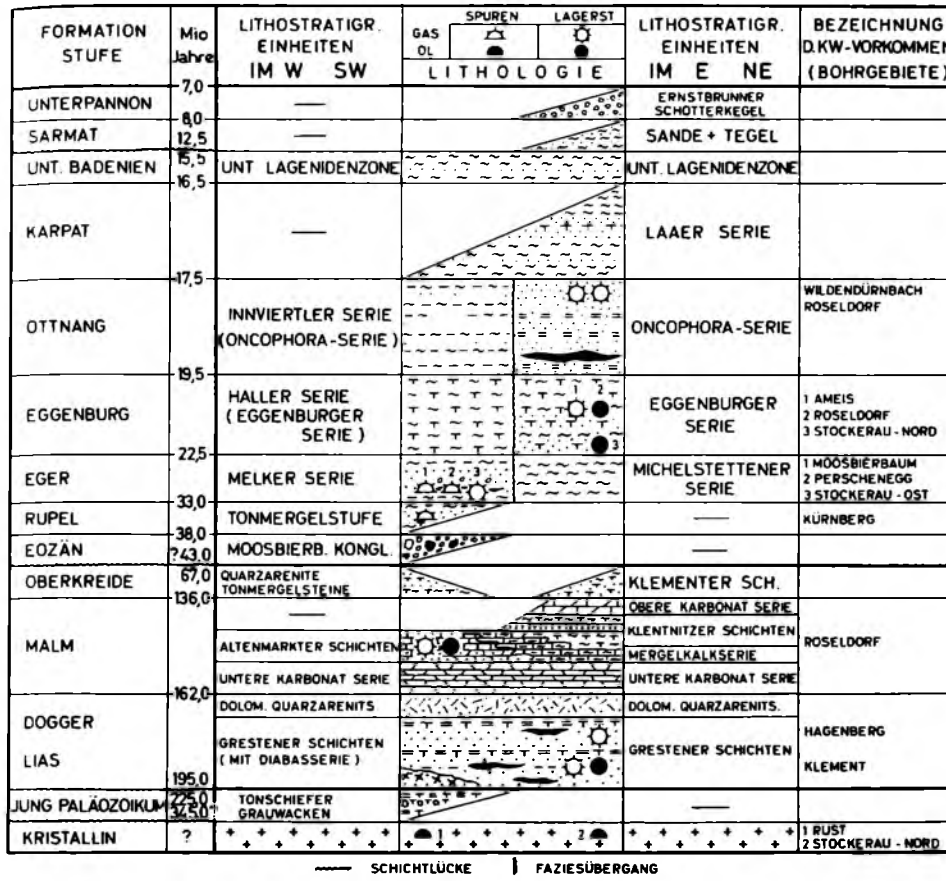


Abb. 214: Schichtfolge und Kohlenwasserstoff-Vorkommen in der niederösterreichischen Molassezone; nach A. Kröll (1980, Tab. 12).

eingestuft worden sind, läßt R. Rötzel (1983, S. 175) die Ablagerung von limnisch-terrestrischen Anteilen des Pielacher Tegels im Abschnitt zwischen Krems und Karlstetten palynologisch, angeblich nach P. Hochuli, schon im obersten Unteroligozän (Oberlattorf) und unteren Rupel ansetzen und mit marinen Anteilen in das höhere Rupel emporreichen (l. c., Abb. 57).

2. Es folgen darüber (oder schon als fazielle Vertretung) die Unteren Melker Sande, weiße bis gelbe ungeschichtete Quarzsande, die auf Grund der Molluskenfauna, eines Zahnes des Anthracotheriiden *Elomeryx borbonicus* (Gervais) und Fischresten als Chatt eingestuft sind (E. Thenius, 1960, S. 85; R. Brzobohatý et al., 1975, S. 462 ff.).

3. Die Oberen Melker Sande, gelbbraune, grobe Quarzsande mit Kieslagen und Tonlagen im Hangenden, sind durch die Wirbeltierfauna von Obritzberg N St. Pölten mit *Squalodon* cf. *bellunensis* Dal Piaz (Zahnwal) und *Diplocynodon styriacus* (Hofm.) – Crocodylia – und Selachierresten (E. Thenius, 1960, S. 84) als Aquitan einzustufen.

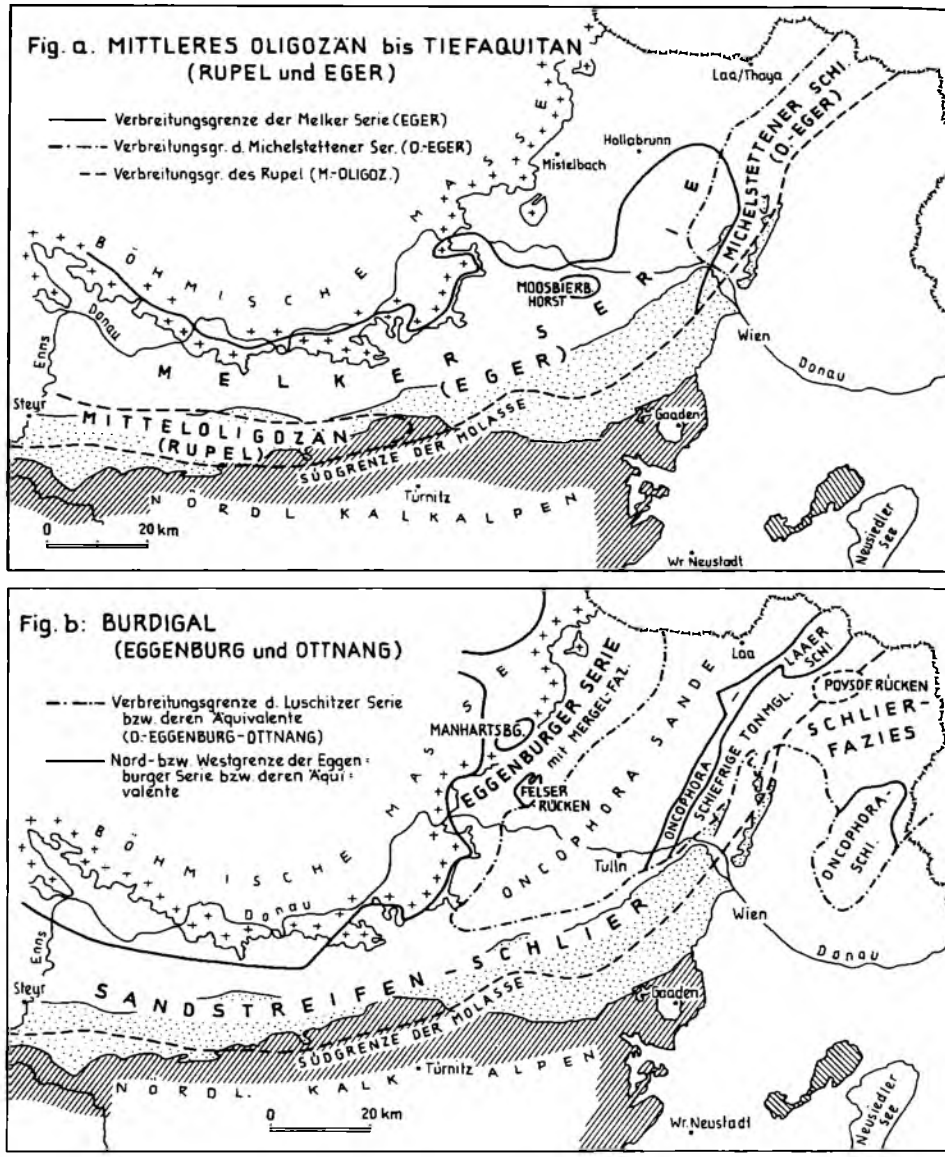
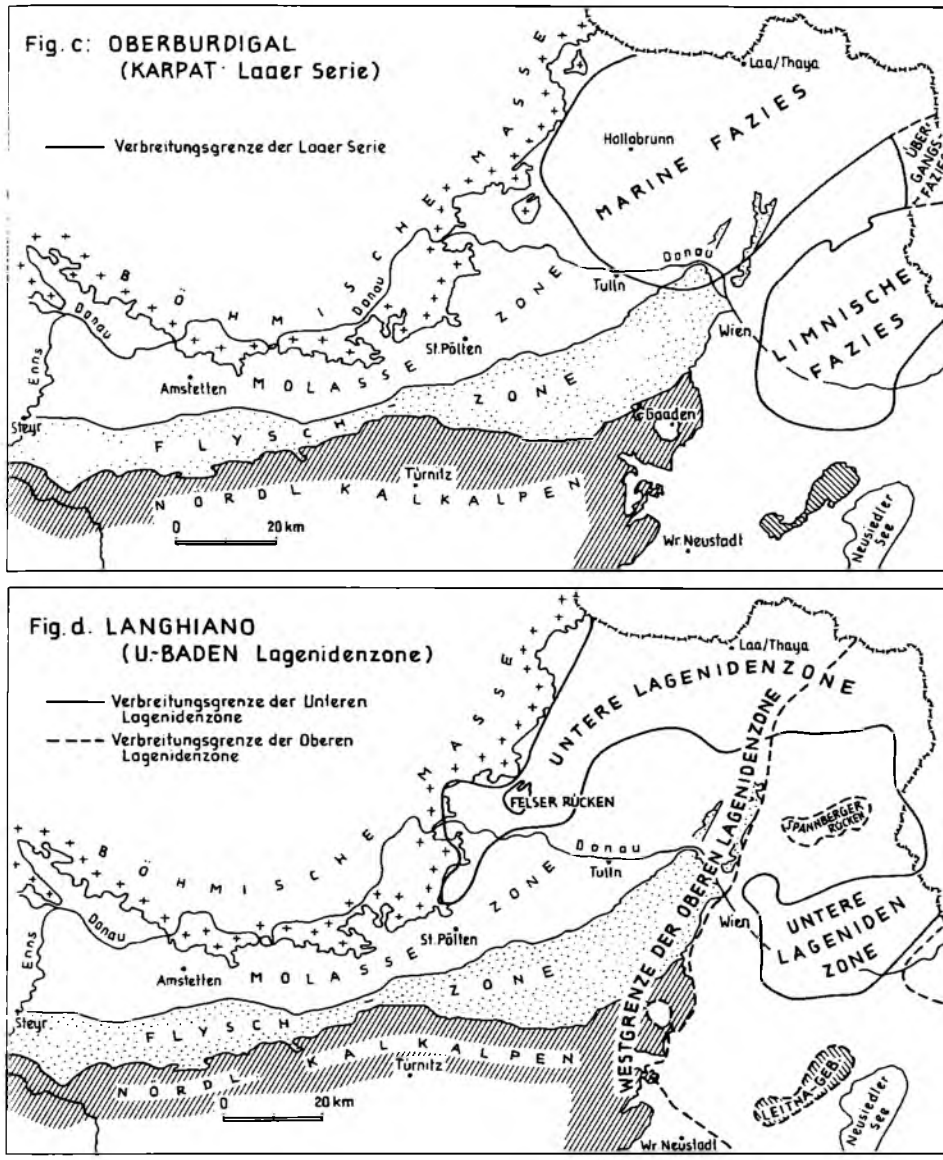


Abb. 215: Die Verbreitung der verschiedenen Serien der niederösterreichischen Molassezone; nach J. KAPOUNEK et al. (1965, Beil. 2–5).

Die reiche Molluskenfauna aus dem Melker Sand von Eggendorf 7 km ESE Krems und von Melk wurde, durch F. STEININGER bestimmt, bei R. ROETZEL (1983, S. 141, 164) mitgeteilt, der die Melker Sande bereits im höheren Rupel ansetzen läßt.

Das Egerien wurde in Form der Melker Schichten in diesem Raum auch in der überschobenen Molasse in den Bohrungen Urmannsau 1, Texing 1, Perschenegg 1, in Bohrun-



gen des Tullner Feldes sowie nördlich der Donau über Stockerau W 1, N 1, Niederrußbach 1 und Porrau 1 bis Dürnleis 1 verfolgt (F. Brix et al., 1977, S. 25; R. Fuchs et al., 1980, Abb. 1).

Die Melker Serie tritt ferner mit all ihren Gliedern in der aufgeschuppten Subalpinen Molasse vor dem Rand des Wienerwaldflysches auf, hier häufig mit Flysch verschuppt, und im Raum N Neulengbach nach den älteren Studien von G. Götzinger neuerdings von E. Wanderer (1969) sedimentologisch untersucht. Lagen von Ollersbacher Konglomerat sind hier den Melker Sanden eingeschaltet.

W. Fuchs (1977) subsummiert unter den Begriffen Pielacher Tegel und (Älterer) Melker Sand weitherzig verschiedene Ablagerungen entlang des Randsaumes der Böhmischen Masse (vgl. S. 677 ff.), so Tone im Liegenden der Linzer Sande von Unterrudling bei Eferding, das Kefermarkter und Freistädter Tertiär, die Serie im oberen Weiten- und Yspertal zwischen Pöggstall und Altenmarkt, die „Fossilleere Serie" im Liegendteil des Horner Beckens und sogar die Molter Schichten, Liegendtegel und einen Teil der Liegendsande des Eggenburgien, die Kohlenserie von Langau im nördlichen Waldviertel, letztere als Ottnang oder Eggenburg eingestuft (S. 462, 479, 677). Damit aber werden sehr verschiedene Glieder zusammengezogen. Während etwa die Tone von Unterrudling als Egerien belegt sind, hat P. Hochuli (1978, S. 38) mit Hilfe von Pollen die Abfolge von der Fossilleeren Serie im Horner Becken aufwärts, besonders aber der Liegendtegel und Liegendsande als Eggenburg bestätigt, während die Pollenflora von Langau nach diesem Autor eher für Ottnang spricht. Eine von E. Knobloch (1977, 1981) aus der Fossilarmen Serie des Horner Beckens beschriebene Flora mit *Sequoia abietina* (Brongn.) Knobl., *Taxodium dubium* (Sternbg.) Heer, *Populus hornensis* n. sp. Knobl. soll nach Knobloch aber auf Eger hindeuten (besonders allerdings auf Grund der stratigraphisch noch nicht genügend getesteten neuen Art).

Die der Randfazies der Melker Serie entsprechende Beckenentwicklung ist am Innenrand der Molassezone in der Waschbergzone nördlich der Donau in Form der Thomasler und Michelstettener Schichten hochgeschuppt. Die tonmergeligen, wenig sandigen Thomasler Schichten (A. Papp et al., 1978, S. 65) entsprechen der Puchkirchener Serie aus Oberösterreich, die Michelstettener Schichten stellen den jüngsten Anteil des Egerien dar. Die Thomasler Schichten (Synonym zu Ob. Pausramer Schichten) führen eine Mikrofauna des Chatt mit *Globigerina ciperoensis* Bolli, *Globorotalia opima nana* Bolli, *Uvigerina steyri steyri* Papp etc. Die namengebende Bohrung Thomasl 1 liegt E Ernstbrunn in der Waschbergzone. Die ebenfalls vollmarinen hellgrauen kalkmergeligen Michelstettener Schichten (Synonym zu Boudekschichten) stehen zwischen Leitzersdorf im Süden und Staatz im Norden vielfach obertage an oder sind erbohrt worden (R. Grill, 1953, S. 81 ff., 1962, S. 24 ff., 1968, S. 45 ff.; H. Hekel, 1968, S. 312; F. Brix et al., 1977, S. 27; R. Fuchs et al., 1980, Abb. 1). Ihre reiche Foraminiferenfauna weist mit *Globigerina globularis* Roemer, *G. unicava* Bolli, *Uvigerina farinosa* Hantk., *U. gallowayi* Cush., *Bulimina palmerae* Parker & Bram., *Clavulinoides szaboi* (Hantk.) etc. (A. Papp, 1961) auf ein O. Chatt-Aquitan-Alter hin.

c) Eggenburgien (entspricht dem tieferen Burdigal): Von Amstetten an gegen Osten (Bohrung Ulmerfeld 1) wird die Haller Serie durch den sich durch zunehmenden Sandlagengehalt im Schlier auszeichnenden „Sandstreifenschlier" der Eggenburger Serie seitlich abgelöst. Die klassische Lokalität dieser Serie liegt am Westrand des Außeralpinen Wiener Beckens, wo die fossilreichen Seichtwassersedimente über dem Kristallinrelief des Waldviertels transgredieren (1). In der mittleren Trogzone der Molasse wurde nördlich der Donau eine Serie aus marinen Sandsteinen, Tonmergeln und Tonsteinen mit zeitweiligem terrigenem Einschlag und mit Pflanzenresten, in Mächtigkeiten von 17 m bis zu 633 m (Bohrung Laa 1) erbohrt (2). Am Innenrand des Beckens ist in der Waschbergzone die Ernstbrunner Tonmergelserie hochgeschuppt, eine Serie, die früher von R. Grill (1953, S. 83; 1962, S. 26; 1968, S. 46) als Auspitzer Mergel bezeichnet worden ist (3). Wo das Eggenburgien der Innenrandzone der Molasse hochgeschuppt

worden ist, zeigt sich gelegentlich das Auftreten von Grobsanden (Altmannser Grobsand der Waschbergzone, R. Grill, 1968, S. 49), vor allem aber häufig die Einschaltung von Konglomeratzügen (Buchbergkonglomerat bei Neulengbach, reich an Flyschgeröllen) oder sogar Blockschichten mit Riesenblockschutt (Blockschichten von Königstetten südlich der Donau, Blockschichten des Waschberges, von Wultendorf und von Voitlsbrunn bei Nikolsburg – F. Brix et al., 1977, S. 24, 27). Die seit Ami Boué (1830, S. 76) bekannten und wiederholt bestaunten Waschbergblockschichten weisen mit ihren Biotitgraniten, Amphiboliten, Aplitgneisen, Paragneisen, Glimmerschiefern und Marmoren sowie Flyschsandsteinen auf die Zusammensetzung der einstigen kristallinen Kordillere und angrenzenden Flyschzone als Liefergebiet am Innenrand der Molassezone hin (H. Holzer & K. Küpper, 1953, S. 147 f., R. Grill, 1953, S. 85; 1962, S. 26; 1968, S. 49).

Der Schwermineralgehalt der Eggenburger Schichtgruppe mit einem Spektrum von Granat, Epidot, Chloritoid, Staurolith, Rutil und Turmalin unterscheidet sich nur durch das zusätzliche Auftreten von Staurolith und Turmalin von den sonst ähnlichen Spektren der Oncophoraschichten des Ottnang und der Laaer Serie des Karpat (R. Miró, 1971, S. 205). Im einzelnen sei zur Ausbildung des Eggenburgien das folgende vermerkt.

Die fossilreichen marinen Seichtwasserablagerungen des Sublitorals im Raum von Eggenburg sind seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts in stratigraphischer und paläontologischer Hinsicht eingehend untersucht worden, die Ergebnisse wurden in zahlreichen Arbeiten und Monographien festgelegt (M. Hörnes, 1856, 1870; E. Suess, 1866; Th. Fuchs, 1900 a, b; O. Abel, 1904, 1908; F. X. Schaffer, 1910 a, b, 1912 a, b, 1913 a, b, 1925; A. Tollmann, 1957 a; F. Steininger, 1971, 1977; F. Steininger & J. Seneš,

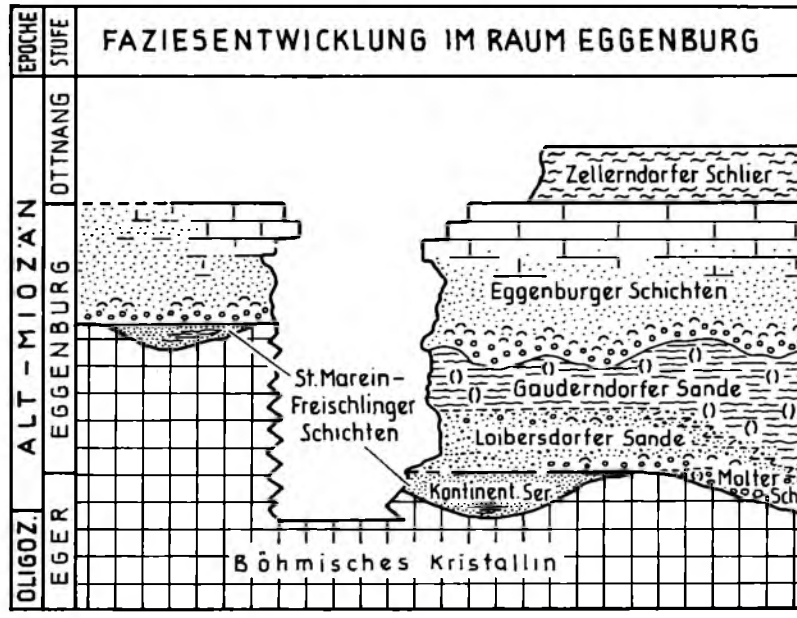


Abb. 216: Die Gliederung der Eggenburger Serie im Raum von Eggenburg, N.Ö.; nach F. Steininger (1983, Abb. 1).

1971; L. WITTIBSCHLAGER, 1983 etc. – vgl. auch Lit. S. 437). Im Raum von Eggenburg und Gauderndorf und, davon isoliert, auch im Horner Becken westlich davon, umfaßt das Eggenburgien im Idealfall folgende Abfolge (Abb. 216):

a) Gelegentlich eine bunte kontinentale Serie (St. Marein-Freischlinger Schichten) aus Sand, Schotter und Tonen mit einer Pollenflora, die als Lattorf oder Eger oder tiefstes Eggenburg angesehen wird (F. STEININGER, 1983, Abb. 1). Die mächtigen kontinentalen Sande der tieferen Füllung des Horner Beckens sind nicht fossilbelegt (Eggenburg nach P. HOCHULI, 1978, S. 38).

b) Molter Schichten (besonders im Horner Becken): dunkle Tonmergel und Sande mit einer brackischen Pirenellenfazies, im oberen Teil auch mit Süßwassereinfluß (Lignit). An typischen Mollusken sei *Pirenella plicata* div. ssp., *Mesohalina margaritacea nondorfensis* (SACCO) und *Turritella terebralis subgradata* SACCO angeführt. Als ungefähres Äquivalent bei Eggenburg ist der „Liegendtegel" mit seiner reichen Mikrofauna (A. TOLLMANN, 1957 a; F. STEININGER, 1971, S. 123 f., P. HOCHULI, 1978, S. 38) aufzufassen.

c) Loibersdorfer Sande (Liegendsand): Fein- bis Grobsande mit reicher mariner Molluskenfauna wie *Glycymeris fichteli* (DESH.), *Mytilus haidingeri* HÖRN., *Protoma cathedralis paucicincta* (SACCO) etc. und Wirbeltierresten von Seekühen wie *Metaxytherium krahuletzi* DEP., Walen wie *Schizodelphis sulcatus* GERV., Huftieren wie *Brachyodus onoideus* (GERV.), Krokodilen und Schildkröten.

d) Gauderndorfer Schichten Feinsande im Raum Eggenburg mit typischer grabender zartschaliger Bivalvenfauna, zum Teil doppelklappig in Lebensstellung erhalten, mit *Tellina planata* LINNÉ, *Pharus legumen* (LINNÉ), *Solen marginatus* PULT., *Panopea menardi* DESH., *Pholadomya alpina rostrata* SCHAFFER etc.

e) Eggenburger Schichten: Lithothamnienkalk(-sandstein) mit charakteristischer Pectinidenfauna mit *Pecten hornensis* DEP. & ROMAN, *P. pseudobeudanti* DEP. & ROMAN, *Chlamys holgeri* GEINITZ etc.

Als leitende Mikrofaunenelemente für das Eggenburgien sind unter den Foraminiferen *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN et al.), *Uvigerina posthantkeni* PAPP, *U. parviformis* PAPP, unter den Ostracoden *Schuleridea rhombus* (EGGER), *Cytheridea eggenburgensis* KOLLM. und *Cyamocytheridea reversa* (EGGER) hervorzuheben (A. TOLLMANN, 1957 a; I. CICHA et al. und K. KOLLMANN, in: F. STEININGER et al., 1971).

Die Äquivalente dieser Randfazies der Eggenburger Serie haben je nach fazieller Lokalausbildung in den einzelnen Abschnitten des Ostrandes der Böhmischen Masse Lokalnamen erhalten: So entsprechen den Loibersdorfer Sanden des Eggenburgien im Süden die makrofossilreichen Felser Sande bei Fels am Wagram (F. STEININGER, 1971, 1983), bzw. die im Westen benachbarten Wiedendorfer Sande. Als Äquivalente der Gauderndorfer Schichten können die Scutellensande der Horner Bucht bei Dreieichen gelten, als Vertretung des Eggenburger bzw. Zogelsdorfer Lithothamnienkalkes treten weiter im Norden die Retzer Sande auf, deren Makrofauna zuletzt von O. BERNHAUSER (1955) und O. KÜHN (1955) beschrieben worden ist.

H. ZAPFE (1953, 1956) und H. OBRITZHAUSER (1954) haben dargelegt, daß die sandig-schottrig-tonige Serie mit den beiden einst abgebauten Braunkohlenflözen von je 3 m bzw. 1,6 m in Langau bei Geras im Waldviertel als eine brackische bis ausgesüßte Ästuarbildung des Eggenburgien anzusehen sei: Funde von Sirenenrippen (*Metaxytherium krahuletzi* DEP.), von *Mastodon* (nach E. THENIUS, 1974, S. 44, etwas jünger!) und

Haifischzähnen an der Basis des Hauptflözes ergeben dieses Alter, eine 0,6 m darunter im sandigen Ton liegende Lumachellenlage mit *Pirenella* sp. und *Polymesoda* aff. *brongniart* (BAST.) wurde mit den Molter Schichten parallelisiert. Nach E. THENIUS (1974, S. 44) allerdings wird diese Serie nach den Mastodonresten, nach P. HOCHULI (1978, S. 41) auf Grund der Pollenflora etwas jünger sein — etwa Ottnang.

Ein geringmächtiger Rest von grob- bis feinkörnigen Sanden als Basistransgression des Eggenburgien ist, wie erwähnt, am Südrand des Weinviertels in Fels am Wagram erhalten und durch seine reiche hochmarine Molluskenfauna mit 96 Arten und einer umfangreichen Begleitfauna berühmt geworden. Die Molluskenfauna mit *Chlamys gigas plana* SCHAFFER, *Cardium grande* HOELZL, *Patella pseudofissurella* SCHAFFER, *Turritella vermicularis lineolatocincta* SACCO etc., Foraminiferen wie *Elphidium ortenburgense* (EGGER), *E. felsense* PAPP etc. und Ostracoden wie *Schuleridea rhombus* (EGGER), *Cyamocytheridea reversa* (EGGER), *Cytheretta jurinei ovata* EGGER etc. sprechen für eine Einstufung der Felser Sande an die Basis der Eggenburger Serie (F. STEININGER, 1963 a, b).

d) Das Ottnangien ist im Raum SE des Dunkelsteiner Waldes zunächst noch durch Robulusschlier („Ottnangienschlier") mit *Robulus inornatus* (ORB.), zwischengeschaltete Prinzendorfer Sande sowie Blockschichten vertreten (W. FUCHS, 1972, S. 214 ff.). Dieser Ottnangienschlier ist auch durch das Außeralpine Wiener Becken nördlich der Donau über Zellerndorf und Retz bis Mähren verfolgbar; im Gebiet von Limberg-Maissau tritt im Hangendteil dieses Schlieres ein zum Teil opalisierter Diatomeenschiefer-Horizont auf, der aus Diatomeen und Silicoflagellaten aufgebaut wird (H. STRADNER, 1971, A. BACHMANN, 1973) und außer einer reichen Fisch-und einer Vogelfauna des Ottnang (F. BACHMAYER, 1974, 1980 b cum lit.) auch Pflanzenreste geliefert hat.

Von St. Pölten an gegen NE überlagern die brackischen Oncophoraschichten (= Rzehakiaschichten) — vgl. R. GRILL (1958, S. 47 f.), die aus Quarzsand(steinen) mit dünnen Ton(mergel)zwischenlagen sowie Lignitschmitzen bestehen. In den Bohrungen um Moosbierbaum erreichen sie 770 m Mächtigkeit. Am Südrand des Tullner Beckens haben diese Schichten eine Fauna mit *Rzehakia gümbeli* (HÖRNES), *R. socialis* (RZEH.), *Congeria subamygdaloides* (RZEH.) und *Limnopagetia moravica* (RZEH.) geliefert. Nördlich der Donau, wo eine Zunahme des marinen Einflusses in der Mikrofauna erkennbar ist, wurden sie bis 884 m mächtig, während in der Waschbergzone diese sandig-tonige Serie nur gelegentlich vorhanden ist (Ameis 1), meist aber an Diskordanzflächen fehlt (F. BRIX et al., 1977, S. 26 ff.). Auch die Oncophoraschichten können wie das Eggenburgien Konglomerate (Eichbergkonglomerat) mit reichlich Flyschgeröllen enthalten.

e) Das Karpatien liegt im Außeralpinen Wiener Becken und in der Waschbergzone in Form der Laaer Serie vor, einer erst im Raum Tulln gegen Nordosten hin einsetzenden Schichtgruppe, die in der Bohrung Stronegg 1 im Vorland der Leiser Berge 982 m, bei Wildendürnbach NE Laa/Thaya 700—750 m Mächtigkeit erreicht. Die Serie setzt oft mit Basiskonglomerat ein, die Hauptmasse besteht aus marinen graugrünen Tonmergeln mit dünnen Sandsteinlagen (F. BRIX et al., 1977, S. 26 ff.). Maximale Mächtigkeiten der Laaer Serie liegen bei 2000 m. Aus der Typlokalität von Laa/Thaya haben W. BERGER (1969) eine Flora, F. RÖGL (1969 a) eine Foraminiferenfauna mit 101 Arten beschrieben, mit den charakteristischen Formen *Uvigerina parkeri breviformis* PAPP & TURN., *U. bononiensis primiformis* PAPP & TURN., *U. graciliformis* PAPP & TURN., *Globigerinoides bisphericus* TODD etc.

Eine Monographie über Stratigraphie und Fauna der Karpatischen Serie liegt von I. CICHA et al. (1967) vor. Die Verbreitung dieser Serie in Österreich wird bei R. GRILL & J. KAPOUNEK (1964, Taf. 1) und J. KAPOUNEK et al. (1965, Beil. 4) dargestellt. Durch die Kartierung von R. WEINHANDL (1957) konnten auf mikropaläontologischer Basis die durch ihre Makrofauna im Weinviertel berühmten Grunder Schichten s. l. in einen älteren, der Laaer Serie angehörigen Anteil mit den oben erwähnten Foraminiferen (Lokalitäten von Laa/Thaya, Platt, Stronegg, Teiritzberg bei Stetten, Karnabrunn, Großrußbach, Niederkreuzstetten etc.) und einen dem Badenien zuordenbaren Anteil mit *Orbulina suturalis* BRÖNNIM. und *Uvigerina macrocarinata* PAPP & TURN. (Typlokalität Grund, ferner Guntersdorf, Immendorf, Großnondorf, Mailberg etc.) aufgegliedert werden (R. GRILL, 1960, S. 127). Die Fauna der Grunder Schichten fand ja außer in den klassischen Monographien über die Mollusken des Wiener Beckens später besonders in Arbeiten von F. KAUTSKY und R. SIEBER Beachtung.

f) Daß auch das Badenien mit der Unteren Lagenidenzone im Außeralpinen Wiener Becken weit verbreitet ist, hat die eben erwähnte mikropaläontologisch unterbaute Kartierung erwiesen. Nur auf diesen Anteil wird heute der Name Grunder Schichten, nach der fossilreichen Lokalität Grund, 8 km NNW Hollabrunn, eingeschränkt. Es hat sich gezeigt, daß das Badenien vom Inneralpinen Wiener Becken aus über das Weinviertel westlich der Waschbergzone, über Ziersdorf bis Ravelsbach und mit einem südlichen Ausläufer über Langenlois, Krems, Göttweig bis Hollenburg und in die Wachau vorgegriffen hat. Die aus graugrünen Tonmergeln, Sanden und Sandsteinen, Kiesen, Konglomeraten und Leithakalk bestehenden Ablagerungen erreichen in Bohrungen Mächtigkeiten bis zu rund 270 m. Die außerordentlich reiche Makrofauna der Sandfazies von Guntersdorf und Immendorf im Bezirk Hollabrunn mit *Turritella terebralis gradata* MEN., *Potamides papaveraceus* (BAST.), *Terebralia lignitarum* (EICHW.), *Arca grundensis* MAY. etc. wurde von R. SIEBER (1949) bearbeitet, der auch die Fauna des noch gleichaltrigen, hangend folgenden Leithakalkes vom Buchberg bei Mailberg analysierte (1952).

Durch R. GRILL (1957) wurde das Hollenburger Konglomerat am Ostrand des Dunkelsteiner Waldes, eines mit Tegel verzahnten Schotterkegels eines Traisenvorläufers, in das Untere Baden (und zwar Obere Lagenidenzone) eingestuft: Neben Wirbeltierresten war für die Einstufung eine marine Foraminiferenfauna mit *Robulus calcar* (LINNÉ), *R. cultratus* (MONTF.), *R. inornatus* (ORB.) etc. maßgebend (W. FUCHS, 1972, S. 220); W FUCHS & R. GRILL, 1984 a).

In der Waschbergzone lagert das Badenien diskordant dem Schuppenbau der älteren Molasseschichtglieder auf, so daß sich die tektonische Hauptformung hier zwischen dem Karpat und Baden vollzog.

g) Auch Sarmat wurde im Außeralpinen Wiener Becken erfaßt, ist aber in geringem Umfang erhalten geblieben. Es ist bei Langenlois belegt (A. PAPP, 1962 c) und hat im Raum Ziersdorf–Hollabrunn eine umfangreiche Fauna geliefert (A. PAPP, 1950; R. MILLES & A. PAPP, 1957, S. 132 ff.; H. SCHÜTT, 1967), die auf eine Vertretung von Untersarmat mit *Elphidium aculeatum* (D'ORB.), *E. flexuosum grilli* PAPP etc. und des Obersarmat mit *Nonion granosum* (D'ORB.) hinweist. In den Bohrungen dieser Region erreicht das Sarmat 110 m Mächtigkeit.

h) Dem Unterpannon schließlich gehört der Schotterstrang einer Urdonau an, der bei der Mündung in das Wiener Becken aufgeschüttet worden ist und vom Gebiet N

Krems über den Raum S Hollabrunn und Ernstbrunn bis Mistelbach ausstrahlt. Die Mächtigkeit dieser Hollabrunn-Mistelbacher Schotter beträgt in der Bohrung Stronegg 1 etwa 20 m (F. Brix et al., 1977, S. 27). Sedimentologische Einzelheiten über diesen Sand-Schotter-Komplex aus alpinem Material, vorwiegend allerdings aus Quarz und Quarzit bestehenden Restschottern, haben K. Gyurits & H. Kurzweil (1976) sowie K. Brunnacker et al. (1979) mitgeteilt. Das Alter ist durch Säugetierreste, namentlich von *Hipparion primigenium* Kaup, *Chalicotherium goldfussi* Kaup, *Gomphotherium longirostre* (Kaup), *Dinotherium gigantum* Kaup etc. belegt (R. Milles & A. Papp, 1957, S. 134; E. Thenius, 1974, S. 50 f.; 1982, S. 693). Auch sind die tonig-mergeligen basalen Serien dieses Unterpannon durch Congerien und Ostracoden belegt – Abb. 237.

Aus einem limnischen Abschnitt des pannonischen Flußdeltasystems des Hollabrunn-Mistelbacher Schotterkegels stammt die Flora mit *Nymphea*-Resten der Schwimmblattzone, reichlich Früchten von *Trapa heeri* Fritsch und mit *Typha latissima* A. Braun aus dem Röhrichtmilieu, die J. Kovar (1979) von Rohrbach SE Ziersdorf beschrieben hat.

4. Tektonik

a) Vorarlberg

Vorarlberg hat in der Umgebung von Bregenz Anteil an der Vorlandmolasse, im Raum NE Dornbirn, im Weißach- und unteren Bolgenachgebiet Anteil an der sich gegen Osten rasch verbreiternden gefalteten Subalpinen Molasse (Abb. 218).

Die Vorlandmolasse richtet sich von der flachen Lagerung an der Landesgrenze im Norden gegen Süden hin unter dem Anschub der subalpinen Molasse mehr und

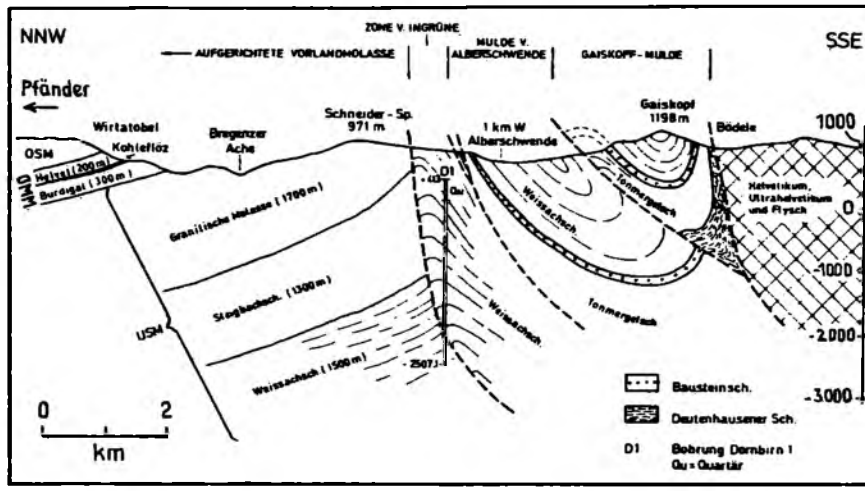


Abb. 217: Profil durch die westliche Vorarlberger Molasse; die Lage der Bohrung Dornbirn 1 ist hineinprojiziert; nach W. Resch et al. (1979, Abb. 4).

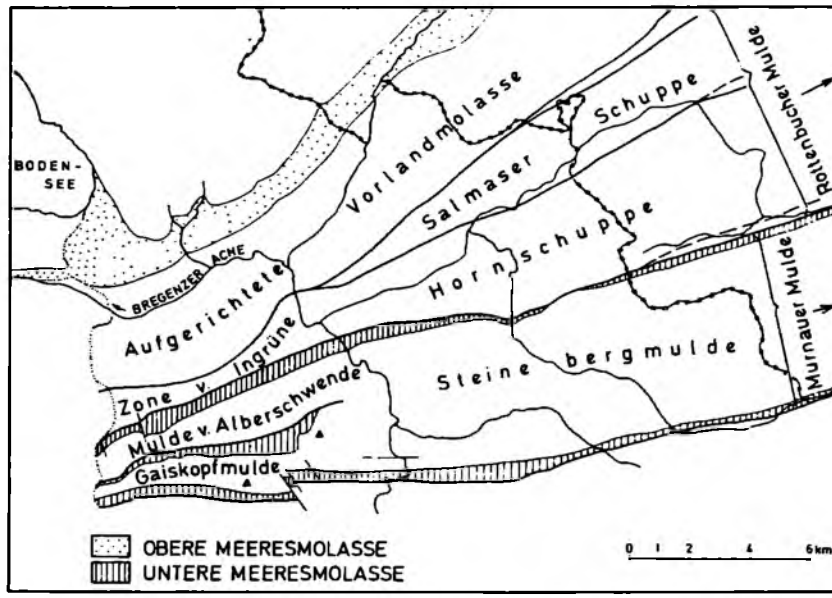


Abb. 218: Tektonische Skizze der Vorarlberger Molasse; aus W. Resch et al. (1979, Abb. 3).

mehr auf, hebt zunächst im Bereich des Pfänder mit 5°–15°, weiter im Süden immer steiler bis schließlich 50° nach Süden aus. Dadurch kommen unter der Oberen Süßwassermolasse im Norden immer ältere Glieder bis zur „Granitischen Molasse" des Unteraquitan im Süden zutage, die schließlich an einer Linie von Bildstein am Rheintal bis Sulzberg und weiter gegen NE steil nordvergent von der Front der Faltenmolasse abgeschnitten werden (Abb. 217).

Mit der Subalpinen Molasse beginnt, wenn man dies mit P. Schmidt-Thomé so ausdrücken möchte, der eigentliche Alpenrand, da die intensive Falten- und Schuppenstruktur dieser Molassesüdzone jenseits der klaren durchgehenden Aufschiebungslinie zur Vorlandmolasse typisch alpinen Baustil zeigt. Folgende drei durch Karten- und Profiltafeln ausgestattete Standardarbeiten informieren über den Bau der subalpinen Molasse dieses Raumes, hier durch kurze Anmerkungen aus neuerer Zeit ergänzt: Arn. Heim et al. (1928: Westteil), F. Muheim (1934: Ostteil), O. Ganss & P. Schmidt-Thomé (1955: östlich anschließender Raum). Die Faltenmolasse Vorarlbergs verbreitert sich rasch gegen Osten hin, da entlang ihrer NE-verlaufenden Nordrandaufschiebung immer neue tektonische Elemente zutage treten (Abb. 218): Zunächst erscheint als nördlichstes Element die aus dem Allgäu herüberstreichende Hauchenbergmulde, südlich anschließend die Fortsetzung der Salmaser Mulde, beide Elemente – die noch vor Erreichen der Bregenzer Ach gegen Westen auskeilen – sind hier durch tektonischen Zuschnitt des Südrandes bis zu Schuppen mit einer gegen Süden aufsteigenden Schichtfolge umgestaltet. Als drittes Element folgt in westlicher Fortsetzung der Hornmulde die bis zum Rheintal durchreichende Zone von Ingrüne, ebenfalls mit südwärts aufsteigender Schichtfolge, die von den Weißachschichten bis zu den Kojenschichten

reicht. Das mächtigste südliche Element, die Steinebergmulde, zeigt eine stärkere interne Untergliederung: westlich der Bregenzer Ach umfaßt sie die Synklinalzone von Alberschwende im Norden, auf die entlang der Haselstaudenüberschiebung das südlich folgende Teilelement, die Maltachmulde, aufgeschoben ist (W. Resch, 1963, S. 129 f.). In diesem Abschnitt grenzt die gefaltete Molasse mit ihren jeweils ältesten Schichtgliedern an das im Süden überschobene Helvetikum, da der Muldensüdrand jeweils bis zur überkippten Lagerung aufgebürstet wird, so daß hier zuletzt noch Deutenhausener Schichten entlang der helvetischen Überschiebungslinie erfaßt worden sind (W. Resch, 1976 a, A 123 ff.). Die einst von Arn. Heim et al. (1928, S. 35) am Südrand bei Egg angenommene Fallenberg-Zwischenantiklinale entfällt nach W. Resch.

Folgt man der Parallelisierung zwischen diesen Elementen und den subalpinen Faltenelementen in Südbayern, die z. B. F. Muheim (1934, Abb. 18), P. Schmidt-Thomé (1962; 1963, Fig. 6), M. Richter (1969, S. 51) etc., non E. Kraus (1962) vorgenommen haben, so ergibt sich etwa folgende Verbindung: Hauchenbergmulde—Peissenbergmulde, Salmaser und Hornmulde—Rottenbucher Mulde, Steinebergmulde—Murnauer Mulde.

Den Nordrand der gefalteten Molasse hat die Tiefbohrung Dornbirn 1 (W. Huf, 1963) in Vorarlberg erschlossen: Unter der mächtigen quartären Rheintalfüllung traf sie in 336,5 m Tiefe die Untere Süßwassermolasse an, in deren Tonmergeln und Sandsteinen sie bis zur Endteufe von 2920,6 m verblieb. Durch diese Bohrung wurde hier übrigens eine erhöhte geothermische Tiefenstufe mit 1° C Temperaturzunahme pro etwa 20 m ermittelt.

Bruchtektonische Störungen durchsetzen mit NW-SE-Richtung die Faltenmolasse gerade im Abschnitt zwischen dem Hochgrat-Pfänder-Fächer, so daß es nahe läge, sie mit der Schwächung dieses Abschnittes zwischen den festen Konglomeratmassen in Zusammenhang zu bringen: W. Resch (1963, S. 130) hebt die scharfen Querstörungen bei Brittenberg hervor.

Betrachten wir noch den zeitlichen Ablauf der tektonischen Vorgänge. Durch die entsprechende Schichtlücke ist die Überschiebung des Flysches auf das Helvetikum etwa in den Zeitraum des mittleren bis höheren Obereozäns zu verlegen; die Faltenmolasse wird zufolge des Fehlens von miozänen Schichtgliedern in ihrem Südteil bereits an der Wende Oligozän—Miozän zur Zeit der savischen Phase, durch welche ja auch die Augensteinlandschaft zerstört worden ist, in die alpine Faltung einbezogen (A. Tollmann, 1966 a, S. 115 ff.; M. Richter, 1969, S. 5; W. Fuchs, 1976, S. 6). Weitere Nachschübe bis innerhalb des Jungmiozäns sorgen schließlich für eine Inkorporation der obersten marinen Serie des Burdigal (einschließlich des ehemaligen „Helvet") in den Faltenbau der Nordrandfalten (Hauchenbergmulde). Die Auffaltung des Südrandes der Vorlandmolasse nach Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse des Baden weist noch auf ein Andauern von Bewegungsphasen bis in das Jungmiozän hin (vgl. Profile bei O. Ganss & P. Schmidt-Thomé, 1955, Taf. 1).

b) Salzburg und Oberösterreich

Insbesonders durch die Arbeiten der Rohöl-AG ist die Struktur der Molassezone im Land Salzburg und Oberösterreich heute weitgehend abgeklärt. Kartierung, Geophysik und Tiefbohrungen haben das folgende Bild ergeben. Die tektonische Prägung der Zone erfolgte in folgenden Phasen: 1. Eine nachuntercampane, vorobereozäne beträchtliche Bruchtektonik mit Vorherrschen der alten böhmischen NW SE-Richtung hat den kristallinen Sockel und seine paläo-mesozoische Bedeckung erfaßt. Sprunghöhen bis zu 900 m wurden registriert. 2. Mit dem Vorrücken des alpinen Deckenstapels und dem Niederdrücken des nördlichen Vorlandes zur Zeit der pyrenäischen Phase des Eozäns und noch der savischen Phase zu Ende des Oligozäns stellen sich vorwiegend W-E gerichtete Zerrungsbrüche ein, welche Formung im wesentlichen bis zur Grenze Oligozän–Miozän anhält. 3. Zur Zeit des Paroxysmus der savischen Phasen im oberen Oligozän werden im Zusammenhang mit der Heranfrachtung der alpinen Decken Späne und Schollen aus dem Untergrund des Südteils der Molasse aufgeschleppt, die als Eingleitschollen im alpenrandnahen Molasseteil mehrfach erbohrt worden sind. 4. Nach Enden des marinen Sedimentationszyklus kommt es in der Zeit des höheren Miozäns zu einer letzten Einengung, bei der der Südrand der Vorlandmolasse aufgebürstet und steilgestellt wird (R. Janoschek, 1959, S. 852 ff.; 1960, S. 152; 1961, S. 167; 1969, S. 97; A. Tollmann, 1966 a, S. 116). Im einzelnen ist zu diesem Geschehen folgendes zu vermerken:

1. Die alte, wohl schon an spätvariszischen Brüchen vorgezeichnete Zerlegung des böhmischen Vorlandes an NW-SE bis WNW-ESE streichenden Störungen hat besonders nach Ablagerung der Kreide kräftig wiederaufgelebt und zu Beginn des Tertiärs schmale, entsprechend orientierte Tertiärbecken von kristallinen Rücken geschieden. Die beiden großen Hochzonen im Untergrund, und zwar die aus Bayern nach Geretsberg und zu den Mattseen herüberstreichende Landshut-Neuöttinger Schwelle und die Hochzone Mühlleiten–Puchkirchen (vgl. E. Baumüller 1961, Taf. 1, F. Brix & O. Schultz, 1980, Beil. 6) stellen solche, an NW bis NNW streichenden Brüchen herausgehobene Horste dar (Abb. 201). Die untergeordneten Strukturen dieser Bruchzerlegung zeigt die Mächtigkeitskarte von Oberkreide (samt Obereozän) von R. Janoschek (1969, Abb. 3). Daß diese Richtung übrigens in wenigen Fällen auch noch bis mindestens in das Jungtertiär im Bereich der südlichen Böhmischen Masse aktiv geblieben ist, zeigt etwa der NW-SE verlaufende südliche Bruchrand des Gallneukirchner Beckens (R. Grill, 1937, Taf. 1).

2. Die Umstellung auf die alpine W E-Richtung, die sich hier am herabgedrückten Vorlandrand in vorwiegend antithetischen, aber auch synthetischen Zerrbruchstrukturen im alttertiären Molasseanteil äußert, ist trotz des Einspruchs von K. Kollmann (1977, S. 47) sicherlich durch die Heranfrachtung des alpinen Deckenstapels bedingt. Bereits in Zusammenhang mit der älteren tertiären Hauptphase, der pyrenäischen Phase zu Ende des Eozäns, tritt diese Zerlegung an W-E-Brüchen auf, wie trefflich die Strukturkarten von R. Janoschek (1969, Abb. 4) bzw. R. Janoschek & K. Götzinger (1969, Abb. 2) sowie K. Kollmann et al. (1980, Abb. 93) zeigen. Zugleich lassen diese Karten die Bindung der Haupterdölfelder an antithetische Brüche dieses

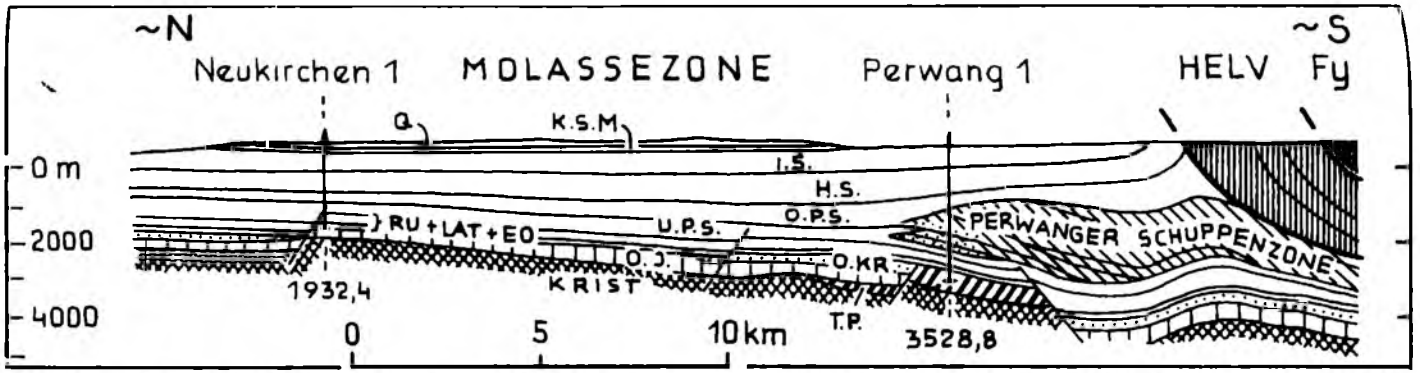


Abb. 219: Profil durch die Molassezone bei Perwang (O.Ö.-Salzbg.); nach F. Aberer & V. Jenisch (aus R. Janoschek, 1961, Abb. 5). Legende s. Abb. 220.

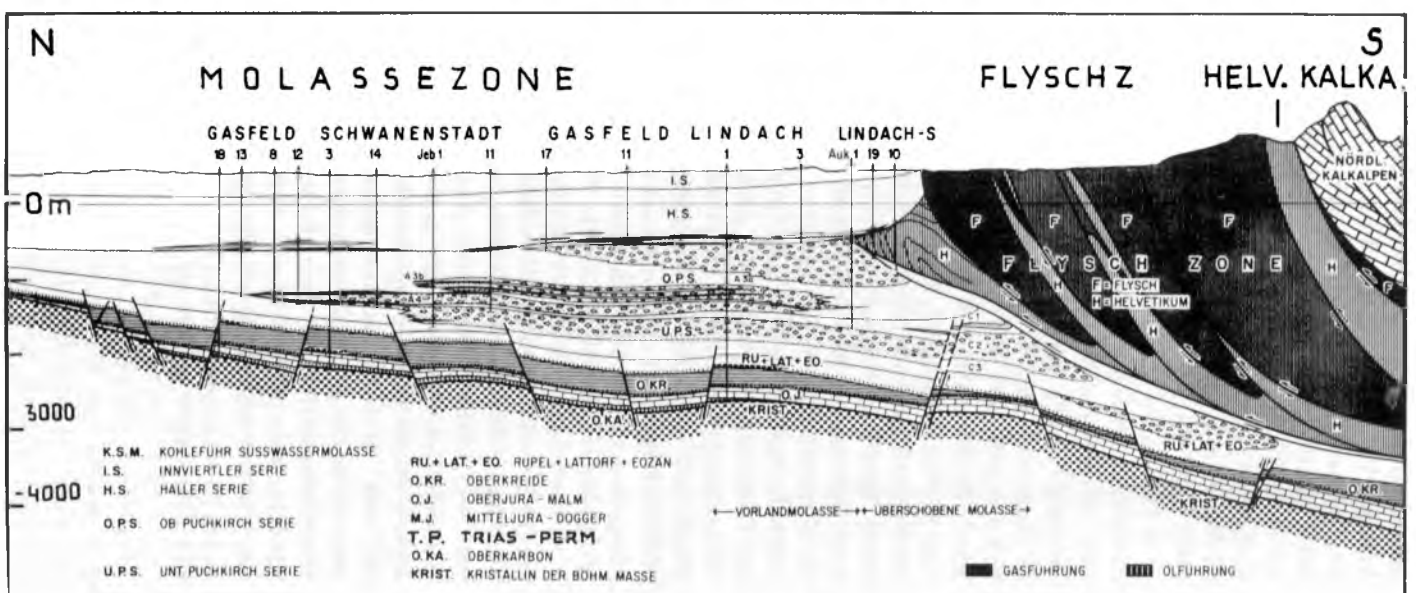


Abb. 220: Profil durch die Molassezone bei Lindach (O.Ö.); aus K. Kollmann (1977, Abb. 4).

Systems erkennen. Markante Verwürfe dieser Bruchschar sind etwa der Neukirchen-Aspacher Verwurf, der Rieder Bruch, der Steindlbergbruch, die Bruchzone von Kohleck etc. Die maximalen Sprunghöhen für die Oberkante des Eozäns betragen 300 m. In zahlreichen Arbeiten wird über den tektonischen Bau von hierher gehörigen ölgeologisch wichtigen Einzelstrukturen berichtet, so z. B. über Ried (K. KOLLMANN, 1966), Puchkirchen (R. JANOSCHEK, 1961, S. 170; K. KOLLMANN & O. MALZER, 1980, S. 196), Voitsdorf (F. ABERER et al., 1964, S. 244; R. JANOSCHEK, 1969, S. 98; R. JANOSCHEK & K. GÖTZINGER, 1969, S. 167) etc.

3. Die großen Molasseschollen Eingleitungen zur Zeit des zweiten alttertiären Hauptbewegungsstoßes, nämlich der savischen Phase gegen Ende des Oligozäns, sind in mehreren Bohrungen erfaßt und bestaunt worden (Abb. 219): Zuerst in der Bohrung Perwang nördlich der Mattseen mit der sich fünffach wiederholenden Serie (R. JANOSCHEK, 1959, S. 855; 1961, S. 168; F. ABERER, 1962, S. 277; V. JENISCH, 1976, Taf. 2; K. KOLLMANN, 1977, S. 47), ferner im Voitsdorfer Feld und südlich davon (Bohrung Bergern 1, R. JANOSCHEK & K. GÖTZINGER, 1969, S. 166) oder in der Bad Haller Schuppenzone (K. KOLLMANN, 1977, S. 47, Abb. 16). Alle diese Eingleitungen von in sich mehrfach geschuppten älteren Molasseserien mit oder ohne Beteiligung von Spänen der mesozoischen Unterlage erfolgen während der Ablagerung der chattischen Puchkirchener Serie, besonders in deren oberem Abschnitt. Die Gleitschollen, die auch Faltenstrukturen aufweisen können, werden durch den jüngsten Anteil der Puchkirchener Serie und durch die Haller Serie sedimentär überlagert. Die Platznahme dieser Schollen, die durch die Transversalbewegungen des nachrückenden Alpenkörpers im Südteil der Molasse hochgeschleppt und aufgeschuppt worden sind, hat sich im Sinne aller Bearbeiter durch Eingleitung vollzogen, die Negierung dieser Vorstellung durch W. FUCHS (1976, S. 5) berücksichtigt nicht die Einsedimentation dieser isolierten Großschollen während der Ablagerung der Puchkirchener Serie und das im mediterranen Gebiet gerade in den Molassezonen generell verbreitete Phänomen des Gleitschollenbaues.

4. Die Südrandauffaltung der Molasse vor dem noch im Jungtertiär nachdrängenden Helvetikum ist in vielen Abschnitten erfaßt: Während in manchen Regionen – wie etwa im Oichtental N Salzburg (F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1949, S. 141, Abb. 2) oder bei Lindach (K. KOLLMANN et al., 1980, Beil. 5) – sich eine steile Aufpressung des Südrandes einstellt (Abb. 220), kam es in anderen Gebieten zur Ausbildung einer subalpinen Falten- und Schuppenstruktur – wie etwa im Bad Haller Raum (E. BRAUMÜLLER, 1959, Taf. 1–3). Das Untermiozän, u. zw. das Burdigal der Haller und Innviertler Serie, ist hier in die Auffaltung jeweils einbezogen, aber nicht mehr erwähnenswert vom Helvetikum oder Flysch überfahren worden (R. JANOSCHEK, 1969, S. 99). Da in dieser Randzone kein jüngeres Miozän vorhanden ist, kann eine genaue zeitliche Einengung dieser Südrandauffaltung, bei der in Vorarlberg auch die Obere Süßwassermolasse des Badenien einbezogen ist und in Bayern nach K. LEMCKE (1973, S. 36) auch noch Sarmat und Pont erfaßt worden ist, hier nicht vorgenommen werden.

c) Niederösterreich

Die Struktur der niederösterreichischen Molassezone konnte in neuerer Zeit besonders dank der intensiven Arbeiten der ÖMV-AG in allen wesentlichen Zügen geklärt werden. Umfangreiche geophysikalische Untersuchungen (F. BRIX et al., 1963, S. 256 ff.; A. KRÖLL, 1964 etc.) und ein noch in Entwicklung befindliches Tiefbohrprogramm haben die Strukturen des Molasseuntergrundes, das Relief der Molassebasis (F. BRIX et al., 1963, Fig. 1; A. KRÖLL, 1964, Abb. 5; J. KAPOUNEK et al., 1965, Kt. 1; F. BRIX et al., 1977, Abb. 1; 1980, Beil. 8) und die Tektonik der Molassefüllung weitgehend entschleiert. Bohrungen in der Flyschzone und in den Kalkalpen haben das weite Zurückreichen der Molassezone unter die alpinen Decken, wie es die Anhänger der Deckenlehre seit je vertreten hatten, bewiesen (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967; G. WACHTEL & F. WESSELY, 1981, A. TOLLMANN, 1981 a). In Standardprofilen fand der Aufbau dieses Abschnittes der Molassezone anschaulich Ausdruck. Die wichtigsten hievon seien von Westen gegen Osten fortschreitend vorweg zur raschen Orientierung genannt: Haag–Steyr (J. KAPOUNEK et al., 1965, Prof. 4), Wieselburg–Scheibbs (F. BRIX et al., 1963, Fig. 7; 1964, Abb. 2; A. KRÖLL et al., 1967, Taf. 1), St. Leonhard–Texing (F. BRIX et al., 1963, Abb. 8; 1964, Abb. 3), St. Pölten–St. Veit/Gölsen (J. KAPOUNEK et al., 1965, Prof. 3), Absdorf–Neulengbach (F. BRIX et al., 1963, Abb. 9; 1964, Abb. 4), Moosbierbaum–Neulengbach und Moosbierbaum–Kogl (G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981, Abb. 7), Korneuburg (J. KAPOUNEK et al., 1965, Prof. 2), Roseldorf–Korneuburg (F. BRIX et al., 1977, Abb. 6 b; 1980, Abb. 99), Roggendorf–Porrau (F. BRIX et al., 1963, Abb. 11; 1964, Abb. 6), Mailberg–Klement (F. BRIX et al., 1977, Abb. 6 a; 1980, Abb. 90), Laa–Staatz–Ameis (F. BRIX et al., 1963, Abb. 12; 1964, Abb. 7), Wildendürnbach (R. GRILL et al., 1964, Taf. 2; J. KAPOUNEK et al., 1965, Prof. 1).

Der Abschnitt zwischen Enns und St. Pölten ist durch die extreme Überschiebung der hierdurch nur schmal zutage tretenden Molassezone durch alpine Decken im Bereich des gegen Südosten als Hochgebiet vorstoßenden Spornes der Böhmischen Masse gekennzeichnet. Im obertage zugänglichen Teil senkt sich die Molassebasis hier kaum auf 1000 m Tiefe im Süden ab. Die Serien transgredieren erst mit dem chattischen Melker Sand über dem Kristallin, tieferes Oligozän schwenkt vom Westen her (Bohrung Seitenstetten 1) gegen Süden zurück und ist erst in den durch Bohrungen überprüften Schürflings-Fenstern von Texing und Rogatsboden (S. PREY, 1957) anzutreffen (Abb. 221–222), Obereozän erscheint gar erst in den im Helvetikum eingeschuppten Schürflingen der Bohrung Urmannsau 1 bei Gaming unter den Kalkalpen, muß also hier sehr weit im Süden beheimatet sein. Die Molassebasis liegt in dieser Bohrung in 3015 m Tiefe. Über weitere Molassefenster im Flysch von Ybbsitz und Waidhofen etc. wird S. 401, Abb. 189, berichtet.

In diesem Abschnitt südlich der Donau dominieren als älteres, wiederauflebendes bruchtektonisches Element der Böhmischen Masse die NE-SW-ziehenden Störungslinien vom Typus der Diendorfer Störung, welche S Amstetten, bei Blindenmarkt, Neumühl und in Form der Diendorfer Störung selbst jeweils eine kräftige, auch die Basis der Molasse betreffende Versetzung bewirkt haben (F. BRIX & O. SCHULTZ, 1980, Beil. 8). Ihre bis in die jüngste Zeit anhaltende Aktivität zeigt die sich vielfach bis

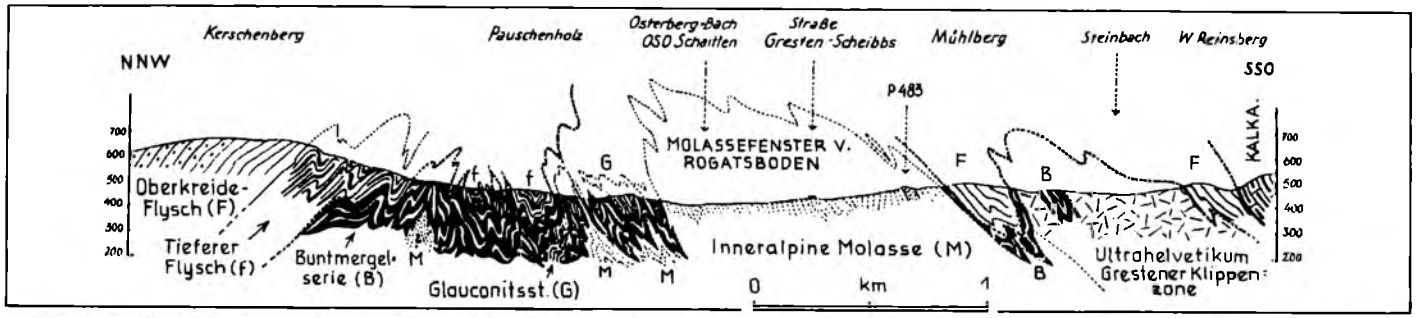


Abb. 221: Profil durch das in der Flyschzone gelegene Molassefenster von Rogatsboden 8 km W Scheibbs, N.Ö.; nach S. PREY (1957, Taf. 28).

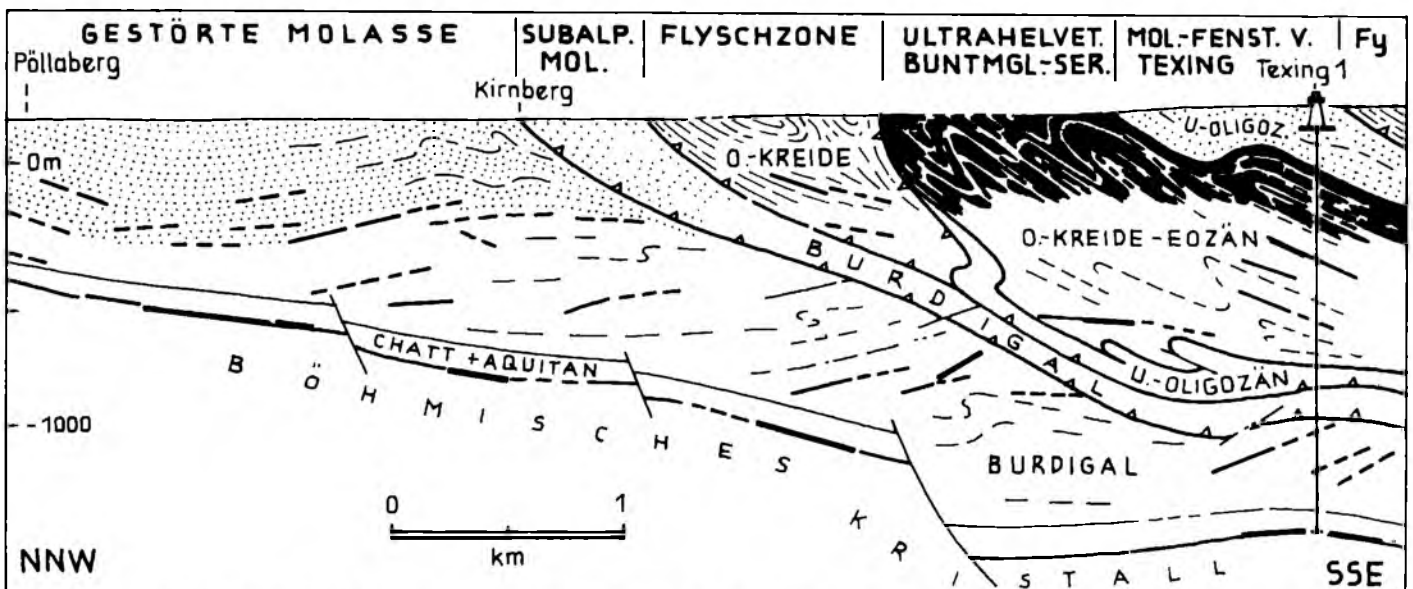


Abb. 222: Profil durch das in der Flyschzone gelegene Molassefenster von Texing 12 km ENE Scheibbs, N.Ö.; die Bohrung Texing 1 ist von Osten hereinprojiziert; nach F. BRIX et al. (1963, Abb. 8).

in die kalkalpinen Decken durchpausende Auswirkung, die am Satellitenbild erfaßt werden kann (A. TOLLMANN, 1977 a, S. 19 und Taf. 1).

In diesem Teilstück der Molasse begleitet ein 1—3 km schmaler Streifen aus verfalteter und verschuppter Subalpiner Molasse den Überschiebungsrand der alpinen Decken, der sich von Steyr über Seitenstetten, S Steinakirchen, Oberndorf, Kirnberg, Kilb gegen Osten verfolgen läßt und auch noch mit mannigfaltig gestörter Struktur der älteren Schichtglieder (bis einschließlich der Melker Sande) und Flyschspänen den Außenrand der Flyschzone bis zum Wienerwald beiderseits von Neulengbach begleitet (G. GÖTZINGER & H. VETTERS, 1923; K. HAYR, 1949; E. WANDERER, 1969; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1974, Beil. 1; W. FUCHS & R. GRILL, 1984 b).

Die Molassezone des sogenannten „Außeralpinen Wiener Beckens" greift nördlich der Donau mit westlichen Randbuchten abschnittsweise auf den Rand der Böhmischen Masse über, so z. B. mit dem Horner Becken, dem E. HERNDLER (1979) eine Monographie gewidmet hat. Er konnte zeigen, daß dieses im rechten Winkel abgeknickt angeordnete Becken zwischen Horn und dem Raum E Gars/Kamp ein tektonisch eingesenktes Becken ist, mit einer fossilleeren limnisch-fluviatilen Basalserie (Egerien nach W. FUCHS, 1977, S. 235; Eggenburgien nach den übrigen Autoren) und einer brackisch bis schließlich marinen Hangendserie, die der Eggenburger Serie angehört und von den Molter Schichten über die Loibersdorfer Schichten bis zum Lithothamnienkalk reicht. Die größte erbohrte Sedimentmächtigkeit liegt in der Bohrung Mörtersdorf vor, wobei in rund 176 m das Kristallin des Untergrundes (als Blockwerk) angetroffen worden ist.

Im Außeralpinen Wiener Becken selbst erstreckt sich am westlichen Außenrand zunächst eine bis 100 m oder lokal wenige hundert Meter seicht bedeckte Plattform in 10—15 km Breite, die sogenannte Sitzendorfer Scholle (E. VEIT, 1953, S. 162). Ihr Ostrand wird durch die aus zwei Teilbrüchen bestehende Mailberger Abbruchzone (E. VEIT, l. c., R. GRILL, 1958, S. 45, Taf. 1) gebildet, die von Laa/Thaya über Mailberg, Hollabrunn in Richtung Zwentendorf und Moosbierbaum verläuft, und an der die östlich angrenzende Tiefscholle, die Hollabrunn—Laaer Scholle, auf über 1000 m, im Norden bis fast 2000 m abgesunken ist. Ein zweiter, östlicher, weniger akzentuierter Abfall gegen Osten hin verläuft von Absdorf im Süden über Viendorf und Füllersdorf gegen NE weiter im Untergrund der Front der Waschbergzone.

Nahe dem Innenrand des Außeralpinen Wiener Beckens lassen sich zwei Hauptstrukturelemente weithin verfolgen: Zunächst weiter beckenwärts die von R. GRILL (1958, S. 51) auskartierte St. Pöltener Störung als Grenze der ungestörten Vorlandmolasse zur gestörten Molasse. Sie verläuft von Markersdorf über St. Pölten, S Kapelln, Murstetten, Streithofen, zur Donau E Tulln fort und kann in der Störung am Außenrand der Vorzone der Waschbergzone NW Stockerau auch noch jenseits der Donau erfaßt werden. An ihr ist die unterburdigalische Eggenburger Serie des Südens gegen das Ottnangien aufgeschoben. Der etwa 9 km breite Streifen aus „gestörter Molasse" ist leicht verfaltet — vgl. Kt. W. FUCHS & R. GRILL (1984 b).

Der Subalpinen Faltenmolasse südlich der Donau entspricht im Norden des Flusses die Waschbergklippenzone, die einen überraschend weit und flach überschobenen, intern intensiv in Schuppen und Späne gegliederten Anteil der Molasse samt ihrem mesozoischen Untergrund darstellt, der vom Waschbergzug über die Leiser Berge bei Ernstbrunn, über Staatz und Falkenstein in Richtung Nikolsburg und Pollauer Berge jen-

seits der mährischen Grenze weiterzieht. Zu den modernen, zunächst aus der Kartierung erflossenen Analysen dieser Zone durch R. GRILL (1953, 1962, 1968 und entsprechende Karten) kommt heute die Kenntnis der tieferen Struktur durch zahlreiche Bohrungen der ÖMV-AG (vgl. F. BRIX et al., 1977, Abb. 1; 1980, Beil. 9): Über der im Untergrund der Waschberg–Ernstbrunner Zone sehr rasch ausdünnenden autochthonen Molasse folgt hier ein extrem zerrissenes Paket von Schubbrettern und Schuppen, häufig durch Fetzen von Jungmesozoikum (Malm, Oberkreide) und älterem Paläogen eingeleitet, das untergeordnet aus Thomasler und Michelstettener Schichten (Eger), vorwiegend aus Eggenburger Serie (Eggenburgien) und Oncophoraschichten (Ottnang), lokal noch aus Laaer Serie (Karpat) besteht. Oft lassen sich mehr als ein halbes Dutzend solcher schmalen, übereinander getürmten Schuppen, aufgebaut aus einigen wenigen der genannten Schichtglieder, feststellen. Das Badenien transgrediert über diesem Schuppenbau ebenso wie über der Überschiebung der Flyschzone über diesem Schuppenpaket der „Äußeren Klippenzone", wodurch das Alter der tektonischen Hauptformung hier als jungsteirisch, der Grenze zwischen Karpatien und Badenien angehörig, festgelegt werden kann. Zur Illustration des Baustiles der Waschbergzone mögen Abb. 223 und Abb. 224 dienen.

5. Lagerstätten

Die heute im Brennpunkt des Interesses stehenden wirtschaftlichen Schätze der Molassezone liegen in ihrer Erdöl und Erdgasführung. Wohl sind Anzeichen von Kohlenwasserstoffen seit langem auch aus der Molasse bekannt, wohl wurde bei Wasserbohrungen schon im Jahre 1891 das Gaslager von Wels und im Jahre 1906 die Schweröllagerstätte von Leoprechting bei Taufkirchen entdeckt und waren seit längerem Gasspuren von der Jodwasserbohrung Bad Hall usf. bekannt. Alle Aufschlußarbeiten vor 1945 zum Zweck der Entdeckung größerer Lagerstätten blieben aber deshalb erfolglos, weil sie sich auf den nördlichen bis mittleren, seichten Teil des Molassebeckens beschränkten. Erst der Einsatz der Geophysik durch die Rohöl-AG ab 1951 im tieferen, südlichen Beckenteil erbrachte die Kenntnis der Struktur des tektonisch selbständig geformten tieferen Stockwerkes unter der Transgressionsfläche des Jungtertiärs. Auf dieser Basis gelang bereits durch die erste Tiefbohrung der RAG, die Bohrung Puchkirchen 1 im Jahre 1956, der erste wirtschaftlich bedeutsame Erdölfund in der westlichen Molassezone. In zeitlicher Reihenfolge gesehen folgte die Entdeckung der Ölfelder Steindlberg (1958), Ried (1959), Kohleck (1960), Schwanenstadt (1961); die bedeutendsten Ölfelder wurden 1962 (Voitsdorf), 1967 (Eberstallzell) und 1971 (Sattledt) entdeckt. Aus neuerer Zeit seien die Funde der Ölfelder Kemating und Redlham (1979), Heitzing (1980) und Hörgersteig (1981) erwähnt.

Ab 1960 wurde die ÖMV-AG mit der Endeckung des Gasfeldes Wildendürnbach in der Molasse des Außeralpinen Wiener Beckens im Ostabschnitt der Molassezone fündig. Die oberösterreichische Gasproduktion setzte 1965 in Schwanenstadt und Lindach ein, 1969 wurde das Gasfeld Puchkirchen, 1971 Atzbach, 1975/76 Friedburg, 1980 Lindach und Heitzing und 1981 Haag 1 erschlossen.

Überspringen wir die weiteren Entdeckungsetappen, so geben heute die zusammenfassenden Arbeiten von K. KOLLMANN (1977), K. K. et al. (1980), F. BRIX et al. (1977;

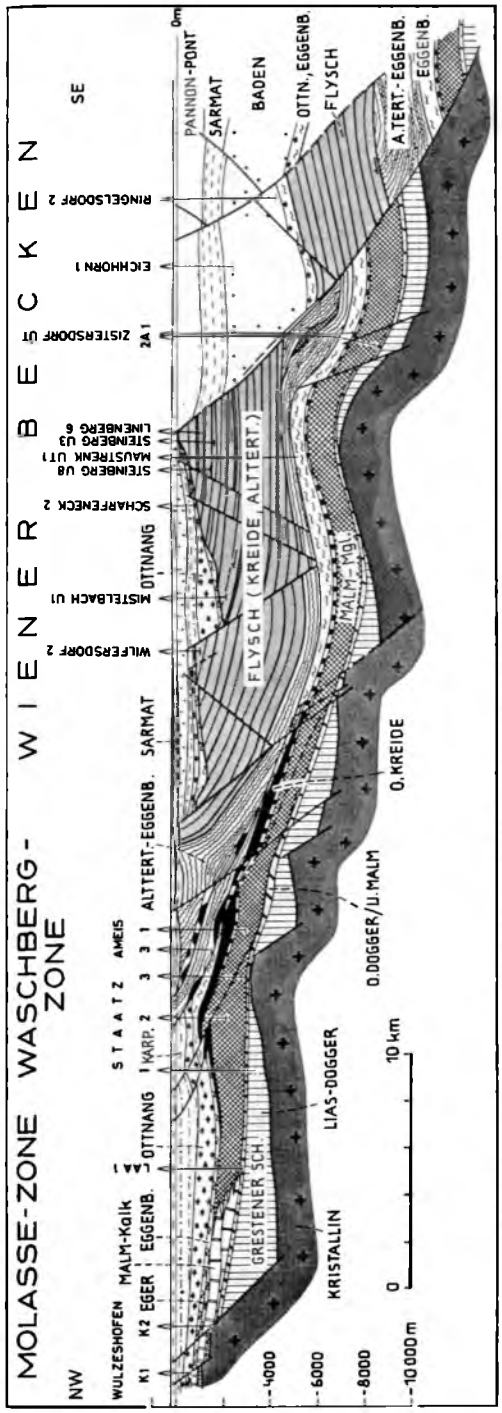


Abb. 223: Profil durch die Molasse- und Waschbergzone bei Staatz (W Poysdorf); nach G. Wessely (1984).

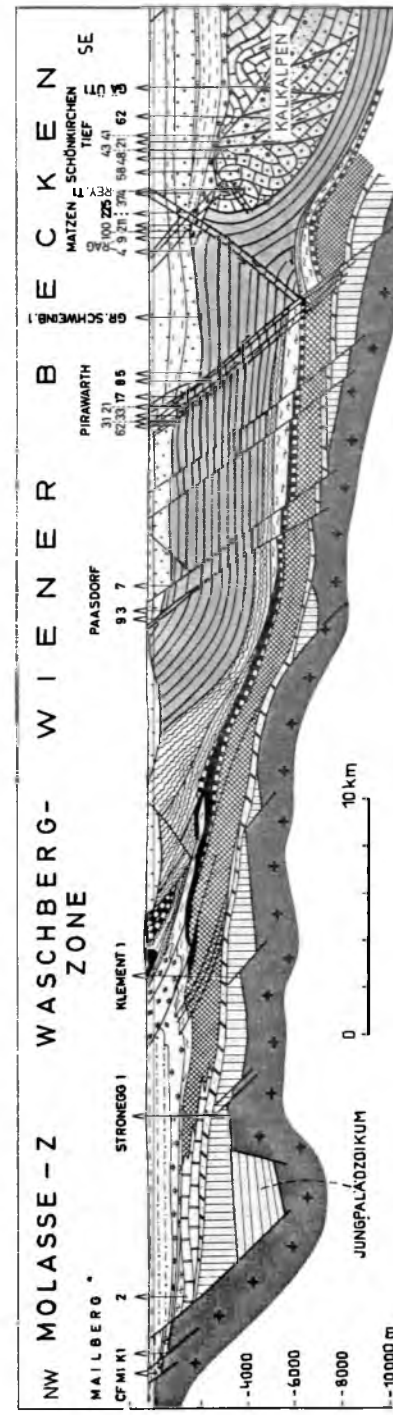


Abb. 224: Profil durch die Molasse- und Waschbergzone bei Klement (N Ernstbrunn); aus G. Wessely (1984).

Abb. 225: Erdöl- und Erdgasfelder in der Molassezone von Oberösterreich; nach K. KOLLMANN (1977, Abb. 2).

1980, Beil. 12) und H. POLESNY (1983) Überblick über den derzeitigen Stand der Öl- und Gasexploration in der österreichischen Molassezone.

Die Öl- und Gasführung verteilt sich im oberösterreichischen Abschnitt folgendermaßen (Abb. 225): Im Vortertiär sind schwache Ölspuren gelegentlich im Oberkarbon möglich (Lindach 1), der Malm birgt einerseits selbständige Lagerstätten (Mayersdorf), ist besonders aber dort ölführend, wo er über das Cenoman mit dem Obereozän in Verbindung steht (Voitsdorf). Im Cenoman wurde das Ölfeld Trattnach entdeckt. Senone Sande können wiederum gemeinsame Speicher mit dem Eozän bilden (Gasfelder Teufelsgraben, Wirnzberg und Dietach westlich der Enns). Die bedeutendsten Speicherserien der österreichischen Molassezone liefert – genau wie in Ostbayern (L. KRAUS, 1969, S. 448; K. LEMCKE, 1977, S. 52) – das Obereozän, und zwar namentlich dessen Basissandstein. Ebenso wie in Bayern sind die besten Fallen die von antithetischen Brüchen begrenzten Monoklinalen, an welche die Hauptmasse der Öllagerstätten gebunden ist, etwa Voitsdorf, Kohleck, Puchkirchen, Oberaustall, Eberstallzell-West, Kematen und Maria Schmolln; ebensolche Fallen haben die Gaslagerstätten des Obereozäns Teufelsgraben, Wirnzberg, Thann, Dietach und Rohr gehalten. Mit von Bedeutung ist das Auskeilen („Pinch out") des Obereozäns gegen Norden als Ölfalle (Sattledt). Bei den oligozänen und miozänen Lagerstätten in Oberösterreich herrscht hingegen der kombinierte stratigraphisch-strukturelle Typus vor: In der oberoligozänen Unteren Puchkirchener Serie liegen die Gasfelder Friedburg, Hocheck-Süd, Munderfing und Pfaffstätt im Bereich des Hausruck, in der Oberen Puchkirchener Serie sind Schwanen-

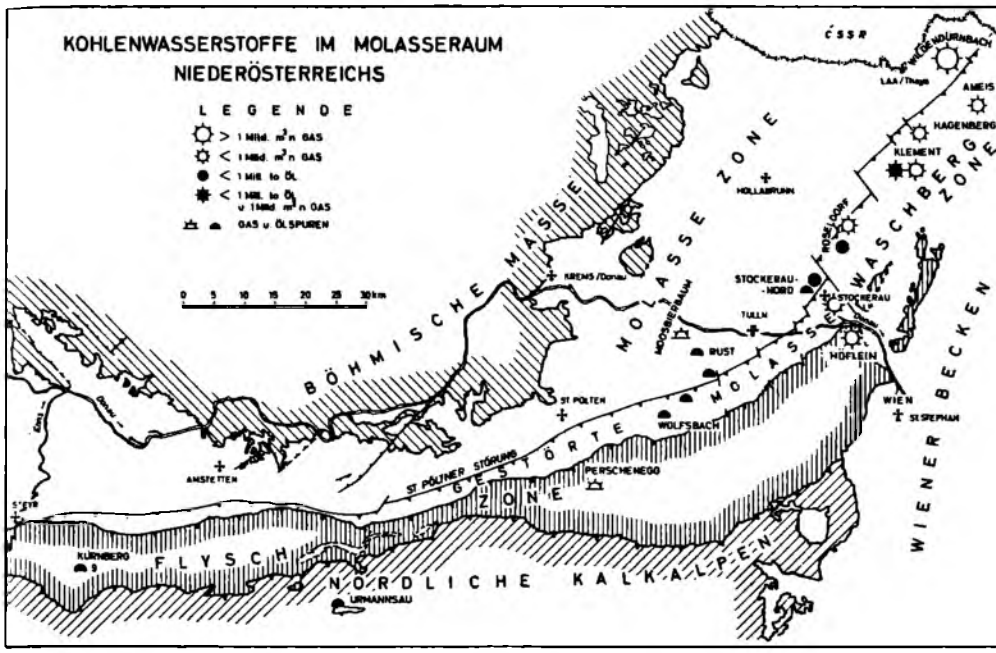


Abb. 226: Erdöl- und Erdgasfelder in der Molassezone von Niederösterreich; nach F. Brix et al. (1977, Abb. 7), ergänzt nach A. Kröll (1980, Beil. 1).

stadt, Atzbach und Friedburg die bedeutendsten Gasfelder. In der altmiozänen, aquitanen Haller Serie schließlich liegen die Gasfelder Lindach, Puchkirchen, Atzbach, Munderfing, Oberminathal, Offenhausen und Eberstallzell-Gas (weitere Einzelheiten bei F. Brix & O. Schultz, 1980, Beil. 12).

Zur Charakterisierung der Öl- und Gasförderung in Oberösterreich sei vermerkt, daß die Produktionsspitze in der Ölförderung Oberösterreichs im Jahre 1970 mit fast 356.000 t erreicht worden ist, wobei Voitsberg das größte Feld der Molassezone und zugleich das drittgrößte Ölfeld Österreichs, nach Matzen und Schönkirchen im Wiener Becken, darstellt. Insgesamt wurden bis zum 1. Jänner 1983 allein in der oberösterreichischen Molassezone von RAG und ÖMV-AG zusammen 6,027.000 t Erdöl (RAG: 5,488.349 t, ÖMV 538.651 t) und 7,6902 Mia. Nm^3 Erdgas gefördert. Für die Ölproduktion sind die Felder im Obereozän maßgebend, das Erdgas stammt, wie erwähnt, im wesentlichen aus dem Oberoligozän und Untermiozän.

In der niederösterreichischen Molassezone und der zugehörigen Waschbergzone sind die Funde von Kohlenwasserstoffen spärlicher (Abb. 226). Über die Ölführung des mesozoischen Untergrundes dieses Raumes wurde S. 427 ff. und Abb. 214 berichtet. Im Eggenburgien ist sowohl die Ölimprägnation (Stockerau N 1) als auch die Gasführung (Ameis, Roseldorf) unbedeutend. Wirtschaftlich interessant sind bisher nur die Gaslagerstätten in den Oncophoraschichten (Ottnangien) im Feld Wildendürnbach und Roseldorf mit ihren komplizierten tektonischen Strukturen (Abb. 227). Das Feld Wildendürnbach produzierte seit 1961 insgesamt über 1,16 Mia. m^3 Erdgas.

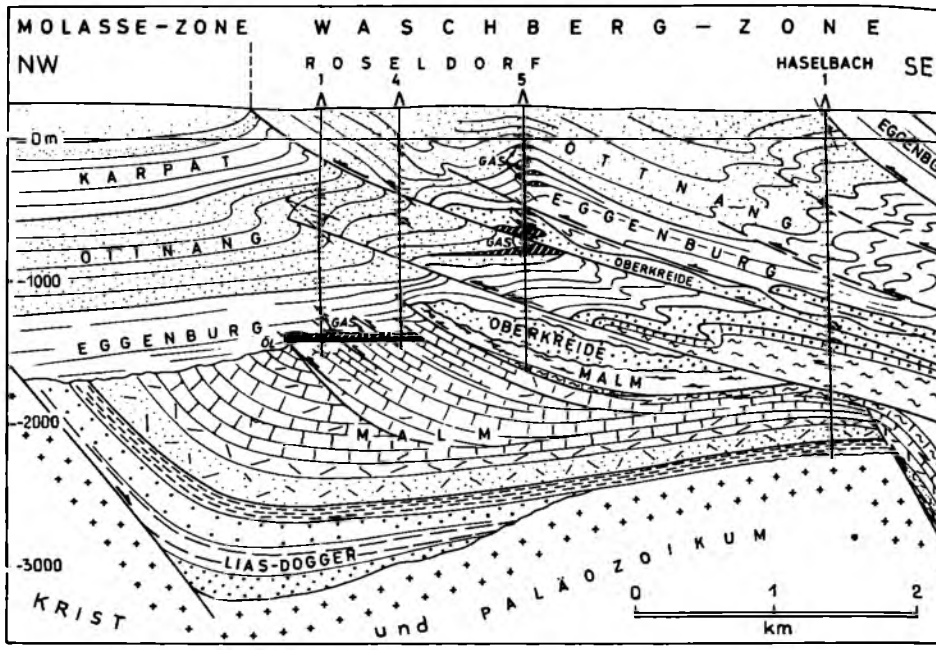


Abb. 227: Profil durch das Öl- und Gasfeld Roseldorf in der Waschbergzone 10 km NNE Stockerau; nach A. Kröll (in F. Brix et al., 1977, Abb. 8).

Außer den Kohlenwasserstoffen kommt – und dies seit langem – den Braunkohlenvorkommen in der Molassezone ein nicht unbeträchtliches wirtschaftliches Interesse zu. Die wichtigsten und seit längstem (1756: Kohlenbergbau Wildshut) abgebauten Kohlenvorkommen liegen im westlichen Inn-Salzach-Kreis, Kobernaußer Wald und Hausruck. Überblicken wir aber auch die übrigen Vorkommen, von Westen gegen Osten fortschreitend.

In Vorarlberg wurden die unbedeutenden Pechkohlenflöze des Wirtatobels beschürft, die stratigraphisch dem Grenzbereich Eggenburgien/Ottnangien angehören (A. Heim et al., 1928, S. 8; W. E. Petrascheck, 1929, S. 208 f., B. Plöchinger, 1958 a, S. 313 ff.; K. Czurda, 1978, Tab. 2; L. Weber et al., 1983, S. 161 ff.).

Dem erwähnten westlichen Inn Salzach Kreis bis zum Hausruck gehören die Reviere von Wildshut, Trimmelkam, Ostermiething, St. Radegund entlang der Salzach, jene im Kobernaußer Wald (Munderfing etc.) und Hausruck (Wolfsegg, Thomasroith, Ampflwang etc.) an. Die stratigraphische Einordnung der kohlenführenden Schichten dieser Region wurde S. 453 ff. vorgenommen: von der zutiefst liegenden Trimmelkamer Flözgruppe (Mattbraunkohle) des Badenien im Westen über die Radegunder und Munderfinger Flöze des Sarmat bis zur Hausruckkohlenserie des Pannon (vgl. auch H. Zapfe, 1956, S. 73). Genaue Beschreibungen der Position, Mächtigkeit und Beschaffenheit der bis zu 9 m (untere Flözgruppe im Hausruck) mächtigen Kohlenflöze gaben in neuerer Zeit G. Götzinger (1925), W. Petrascheck (1929, S. 292 ff.), W. Pohl (1968), K. Czurda (1978) und L. Weber et al. (1983, S. 183 ff.) – Abb. 228. Die Kohlenbildung

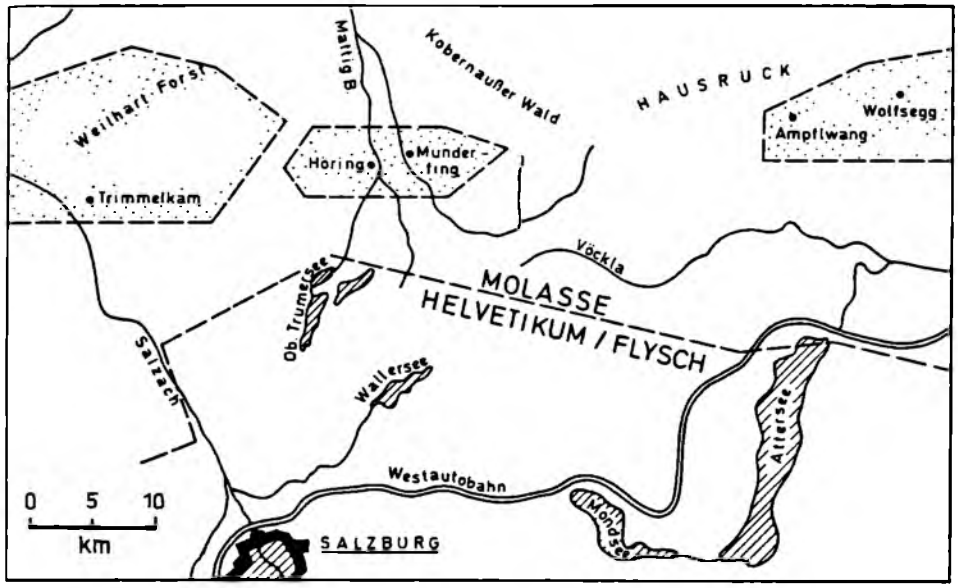


Abb. 228: Die Kohlenreviere der oberösterreichischen Molassezone nach K. Czurda (1978, Abb. 1): Trimmelkamer Flözgruppe = Baden, Höring-Munderfinger Flöz = Sarmat, Kohlenrevier Hausruck = Pannon.

in diesem limnisch-fluvioterrestrischen Sedimentationsmilieu mit warmfeuchtem subtropischem Klima wird von K. Czurda (1978, S. 146) nicht nur auf in situ inkohlte Mischwälder zurückgeführt, sondern in Anlehnung an die oberbayrische Molassekohlentheorie von M. Müller (1975) zum Teil auch durch Treibholzanhäufungen aus Anschwemmungen der Alpenflüsse erklärt. K. Vohryzka (1966) wies auf den relativ hohen Urangehalt der Trimmelkamer Kohlenflöze hin. Die Braunkohlenförderung im Wolfsegg-Traunthaler Revier, dem zweitgrößten Braunkohlenrevier Österreichs, betrug 1982 595.000 t (1975 570.000 t), der Bergbau Trimmelkam im Salzachbraunkohlenrevier förderte 1975 390.000 t und erreichte im Jahre 1980 mit 640.000 t ein Maximum.

In der niederösterreichischen Molasse tritt Glanzkohle in den basisnahen chattischen Melker Sanden auf, und zwar einerseits am Nordrand der Molassezone gegen den Dunkelsteiner Wald bei Statzendorf-Oberwölbing und Thallern NNW St. Pölten, andererseits in gleicher stratigraphischer Position im Liegenden der Melker Sande, hochgeschuppt in der Subalpinen Molasse am Innenrand der Zone in Starzing-Hagenau bei Neulengbach (H. Vetters, 1923; W. E. Petrascheck, 1929, S. 280 ff.; H. Zapfe, 1956, S. 72; W. Fuchs, 1972, S. 208 f., L. Weber & A. Weiss, 1983, S. 209–232) – vgl. S. 456.

Schließlich ist noch das von der zusammenhängenden Molasse getrennt gehaltene Kohlenbecken von Langau bei Geras im Waldviertel zu erwähnen, wo Weichbraunkohle eines altersmäßig etwa dem Eggenburg bis Ottnang angehörigen 3 m mächtigen Flözes aus 10 m Tiefe im Tagbau gewonnen worden ist (W. E. Petrascheck, 1929, S. 285 f., H. Zapfe, 1953, S. 12 ff., 1956, S. 72; D. Sommer et al., 1983; O. Thiele, 1983, S. 86;

L. Weber et al., 1983, S. 232 ff.) – vgl. S. 460, 677. Nach Abbau von insgesamt 2,9 Mio. t ist das bis dato abgebaute Vorkommen erschöpft. Eine Neuprospektion des Lagerstättenbereiches Langau–Riegersburg ergab im anschließenden Raum aber noch Vorräte von etwa 3,3 Mio. t Kohle (D. Sommer et al., 1983, S. 117).

Sehen wir von Öl-, Gas- und Kohlenlagerstätten ab, so birgt die Molasse noch umfangreiche Lagerstätten weiterer Nichterze, wie wirtschaftlich vielgenutzte Stein-, Sand- und Tonvorkommen. Stellvertretend sei hier nur auf je eines dieser angezogenen Materialien hingewiesen: So wurde etwa die bis in die Vorgeschichte zurückreichende vielfältige Verwendung des „Eggenburger Steines", eines dem Eggenburgien angehörenden Lithothamnienkalk(-sandsteines) der Eggenburger Schichten, von A. Kieslinger (1935) durch die Jahrhunderte zurückverfolgt. Es wird die erstaunlich vielfältige Verwendung des Linzer Sandes und Sandsteines als Baustein, Bausand, zur Mühlsteingewinnung, zum Kaolinausschlämmen etc. vom gleichen Autor (1969, S. 116) geschildert – wobei diesen Vorkommen in Niederösterreich die in zahlreichen großen Sandgruben aufgeschlossenen Melker Sande (Abbau in NÖ. 1982: 448.479 t) in jeder Hinsicht entsprechen. Schließlich sei noch der von F. Kirnbauer (1971) gegebenen Übersicht über die keramisch nutzbaren Tonvorkommen des Alpenvorlandes gedacht, mit historischem Rückblick bis in das 15. Jahrhundert – vgl. S. 678.

Aus Gründen einer möglichen geothermischen Nutzung schließlich könnte der Umstand von Interesse sein, daß im Raum von Geinberg S Obernberg/Inn ein erhöhter Wärmefluß festgestellt wurde, so daß dort in 1000 m Tiefe bereits ein Temperaturanstieg von 63° zu verzeichnen ist, wie die Isothermenkarte der Molassezone von Oberösterreich zeigt (B. Kunz, 1978, Abb. 8).

6. Literatur

O. Abel, 1898, 1904, 1907, 1913; O. Abel & A. Till, 1913; F. Aberer, 1958, 1960, 1962; F. Aberer & E. Braumüller, 1949; F. Aberer et al., 1964; D. Andrusov, 1961; G. Angenheister et al., 1975; A. Bachmann, 1970, 1971 a, 1973; F. Bachmayer, 1974, 1980 a, b; F. B. & A. Papp, 1951; T. Baldi & J. Seneš, 1975; E. Baumberger, 1937; P. Baumgartner & G. Tichy, 1981; E. Beer-Bistricky, 1958; W. Berger, 1969; W. Berggren, 1971; A. Bernhauser, 1955; A. Bittner et al., 1907; A. Boué, 1822; E. Braumüller, 1959, 1961; E. Braumüller & K. Gohrbandt, 1976; F. Brix, 1960, 1970; F. Brix & K. Götzinger, 1964; F. Brix et al., 1963, 1977; K. Brunnacker et al., 1979; R. Brzobohatý et al., 1975; U. Büchi & S. Schlanke, 1977; H. Bürgisser et al., 1981; H. Bürgl, 1949; P. Cramer, 1964; I. Cicha, 1970; I. Cicha, H. Hagn et al., 1971, I. Cicha & J. Seneš, 1968; I. Cicha, J. Seneš et al., 1967; H. Commenda, 1900; K. Czurda, 1977, 1978; K. Czurda et al., 1979 a, b, 1983; M. Eliáš, 1977; F. Ellison, 1942; G. Frasl & J. Herbst, 1983; W. Freh, 1969; R. Fuchs et al., 1980; Th. Fuchs, 1900 a, b; W. Fuchs, 1964, 1968, 1972, 1976, 1977, 1980 a; W. Fuchs & R. Grill, 1984 a, b; H. Füchtbauer, 1958, 1964, 1967; O. Ganss, 1955; M. Glaessner, 1931, 1937; G. Götzinger, 1925, 1928, 1955; G. Götzinger, R. Grill et al., 1954; G. Götzinger & H. Vetters, 1923; H. Graul, 1937; R. Grill, 1937, 1941, 1953, 1957 a, b, 1958, 1960, 1961, 1962 a, 1968; R. Grill & J. Kapounek, 1964; R. Grill &

H. Küpper, 1954; B. Gruber, 1983; K. Gyurits & H. Kurzweil, 1976; H. Hagn, 1967, 1981; K. Hayr, 1949; W. Haidinger, 1845; H. Häusler & H. Schwarzböck, 1970; Arn. Heim et al., 1928; M. Heinrich, 1982; H. Hekel, 1968; P. Herrmann & K. Schwerd, 1983; E. Herndler, 1979; P. Hochuli, 1978; E. Hofmann, 1929, 1933, 1944; H. Holzer & K. Küpper, 1953; O. Hölzl, 1957, 1958, 1960, 1962; M. Hörnes, 1856, 1870; R. Hoernes, 1875; R. Hoernes & M. Auinger, 1879; W. Huf, 1963, G. Hügel, 1862; R. Janoschek, 1959, 1960, 1961, 1964, 1969; R. Janoschek & K. Götzinger, 1969; W. Janoschek, 1980; V. Jenisch, 1976; V. Jenisch & G. Tichy, 1977; P. Jung, 1982; J. Kapounek, A. Kröll et al., 1965; J. Kapounek, A. Papp et al., 1960; F. Kautsky, 1928, 1932, 1936, 1939; A. Kieslinger, 1935, 1969; F. Kirnbauer, 1971; W. Klaus, 1952, 1977 b; E. Knobloch, 1977, 1981; K. Kollmann, 1966, 1977; K. Kollmann & O. Malzer, 1980; J. Kovar, 1979, 1982; E. Kraus, 1962; L. Kraus, 1969; A. Kröll, 1964, 1980 a; A. Kröll & G. Wessely, 1967; O. Kühn, 1955, 1965 a, b, 1966; B. Kunz, 1978; I. Küpper, 1966; I. Küpper & F. Steininger, 1975; H. Kurzweil, 1973; K. Lemcke, 1970, 1973, 1974, 1977, 1981, 1983, 1984; O. Malzer, 1981; E. Martini, 1971; R. Milles & A. Papp, 1957; R. Miró, 1971; A. Morlot, 1847; F. Muheim, 1934; M. Müller, 1975; R. Oberhauser et al., 1979; H. Obritzhauser, 1954; A. Papp, 1950, 1955 a, 1960, 1961, 1962 c, 1968, 1975 a, b, c; A. Papp & I. Cicha, 1973; A. Papp, A. Kröll et al., 1978; A. Papp, F. Marinescu et al., 1974; A. Papp, F. Rögl et al., 1970, 1973; A. Papp, J. Seneš et al., 1971; A. Papp & F. Steininger, 1973; A. Papp & K. Turnovsky, 1964; P. Partsch, 1843 a, b; W. Petrascheck, 1926/29; V. Petter, 1936; B. Plöchinger, 1958 b; W. Pohl, 1968; H. Polesny, 1983; S. Prey, 1957, 1958; G. Rabeder, 1975, 1978; W. Resch, 1963, 1976; W. Resch et al., 1979; R. Richter, 1950, 1969; F. Rögl, 1969 a, b, 1975; F. Rögl, O. Schultz et al., 1973; F. Rögl & F. Steininger, 1970; R. Rötzel, 1983; F. Rumpf-Weiss, 1948; H. de Saussure, 1779; J. Schadler, 1947; F. X. Schaffer, 1910 a, b, 1912 a, b, 1913 a, b, 1925; F. X. Schaffer & R. Grill, 1951; S. Schiemenz, 1955, 1960; M. Schmid, 1962; P. Schmidt-Thomé, 1962, 1963; W. Schnabel, 1979; J. Schuder, 1963; H. Schütt, 1967; K. Schwerd, 1978; J. Seneš, 1961, 1976; R. Sieber, 1936, 1937 a, b, 1949, 1952, 1953 a, b, 1955 a, b, 1956 a, b, 1958 a, b, c, 1959 a, b; H. Sievers-D., 1961; F. Spillmann, 1969; F. Steininger, 1963 a, b, 1965, 1969, 1971, 1976, 1977, 1983; F. Steininger, W. Resch et al., 1982; F. Steininger, F. Rögl et al., 1976; F. Steininger, J. Seneš et al., 1971; D. Sommer et al., 1983; W. Stephan, 1964; H. Stradner, 1964, 1971; H. Stradner & R. Fuchs, 1978, 1980; B. Studer, 1825; E. Suess, 1866; F. E. Suess, 1891; J. Tercier, 1936; E. Thenius, 1950, 1951, 1952, 1960, 1974, 1982, 1983; A. Tollmann, 1957 a, 1966 a, 1970 a, 1977 a, F. Traub, 1953; K. Turnovsky, 1976; H. J. Unger & J. Schwarzmeyer, 1982; N. Vavra, 1978, 1979; E. Veit, 1953, 1963; H. Vetters, 1923; K. Vohryzka, 1966; Th. Vollmayr, 1954; L. Wagner, 1980; E. Wanderer, 1969; L. Weber & A. Weiss, 1983; R. Weinhandl, 1957; H. Wieseneder, 1960, 1962 b; L. Wittibschlager, 1983; W. Zacher, 1971; H. Zapfe, 1953, 1956; A. v. Zittel, 1899; H. Zöbelein, 1955.

L. DIE INNERALPINEN MOLASSEBECKEN

1. Überblick

Mit klarer kausaler Bedingtheit erfolgt im Tertiär, namentlich im Neogen, die Bildung von inneren Becken im Alpenkörper nach Prinzipien, die sich teils in zeitlicher Folge ablösen, teils überschneiden, teils bis in die Gegenwart hinein wirksam bleiben. Außer den großen Neogenbecken am Alpenostrand ist eine Anzahl kleinerer tertiärerfüllter intramontaner Becken an Längs- und Querstörungen im Alpenkörper erhalten – namentlich im breiten Ostteil, nicht hingegen in den westlichen Zentralalpen, die unter dem im Jungtertiär herandringenden südalpinen Block als Ganzes weiterhin eine intensive Pressung und Heraushebung erfahren haben. Überblicken wir in zeitlicher Reihenfolge die Genese der inneralpinen Tertiärbecken (Abb. 229).

1. Die Beckenfüllung zu Beginn des Alttertiärs wollen wir von dem Begriff der Molassebecken ausnehmen, da sie räumlich und zeitlich direkt an die Gestaltung der Gosaubecken anknüpfen, in denen die Sedimentation verschieden hoch im Paleozän und Eozän emporreicht (vgl. S. 96), am weitesten (Obereozän) im Becken von Reichenhall.

2. Ein an die Vorlandmolasse anknüpfender Molassestreifen ist im Bereich des Unterinntales erhalten: Von den obereozänen limnischen und marinen Oberaudorfer Schichten im NW-Teil des Beckens abgesehen, nimmt Oligozän, unmittelbar auf kalkalpinem Mesozoikum transgredierend, die Hauptmasse der Unterinntalmolasse zwischen dem Raum Rattenberg im WSW und Reit im Winkl im ENE ein. Dieses Oligozän gliedert sich in die tieferen, vorwiegend marinen Häringer Schichten und in die höheren Angerbergschichten mit verarmter Fauna (vgl. S. 613 f.).

3. Aus der Zeit der fluviatilen Bildung der Augenstein-Schotterdecke über großen Teilen der Nordabdachung der Alpen – abgesehen von der marinen Unterinntalbucht – im höheren Oligozän und älteren Jungtertiär blieb nur wenig erhalten. Beispiele liefern die Tertiärreste des Ennstales (vgl. S. 608 ff.).

4. Mit der Verlangsamung der Drift der Vorlandkontinente im Jungtertiär und dem damit verbundenen Erlahmen der Subduktion kam im Neogen stark die auf dem Isostasieprinzip beruhende vertikale Heraushebung des Gebirgskörpers zufolge der übertief eingepreßten Gebirgswurzel aus leichterem Krustenmaterial zur Geltung. Diese Heraushebung erfolgte naturgemäß nicht völlig gleichmäßig: In der durch nun entstehende Längsbrüche ausgezeichneten Längsdepressionszone der östlichen Zentralalpen entlang der Mur- und Mürz-Längstäler kam es durch lokales Zurückbleiben der Hebung zur Bildung inneralpiner limnisch-fluviatiler Becken mit mächtigen, zum Teil kohleführenden Füllungen aus der Zeit des Karpatien. Eine Serie von Teilstücken dieser Beckenzone von Tamsweg über den Raum Oberwölz, Fohnsdorf, Seckau, Trofaiach bis zum Mürztal ist in einer Art Doppeltalung erhalten geblieben.

5. Das Hauptereignis in der kratogenen Formung der Ostalpen, die zur Bildung inneralpiner Molassebecken führte, bildete aber zweifellos das Aufreißen des Inneralpinen Wiener Beckens in Form eines gewaltigen Grabenbruches, das mit Ottnang

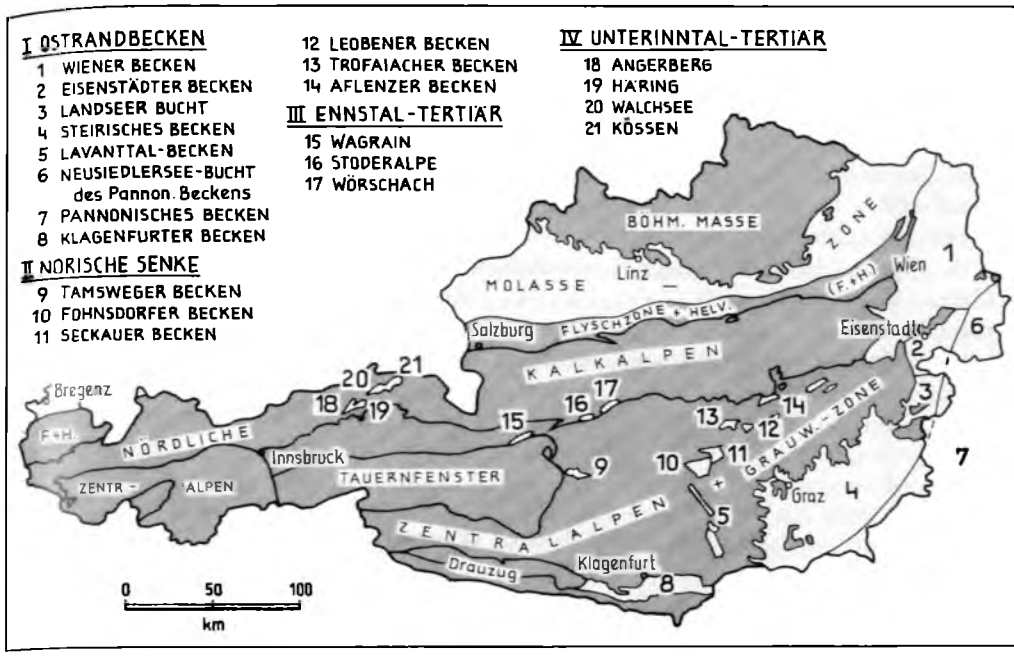


Abb. 229: Die inneralpinen Molassebecken Österreichs.

und Karpat ansetzte und ab Badenien die heutige Orientierung gewann. Es konnte vom Verfasser seit 1970 a (S. 63 f.) gezeigt werden, daß das Wiener Becken ein Rift-in-Rift-System gleich dem ostafrikanischen Graben oder Rheingraben darstellt, das durch Auseinanderdriften der Eurasischen Platte in W-E-Richtung entsteht. Die SSW-NNE-Erstreckung geht, wie jüngst vom Verfasser herausgearbeitet (1978 b, S. 323 ff.), auf die alten derartig orientierten Großbruchlinien des Untergrundes aus Böhmischer Masse zurück (vgl. S. 285). Die Versetzungsbeträge an diesem Becken, das eine 5,5 km mächtige Neogenfüllung enthält, betrugen bis 7 km in vertikaler Richtung.

6. Als Parallelerscheinung hiezu hat die Bildung der übrigen Ostrandbecken, vom Eisenstädter Becken bis zum Grazer Becken, gesehen zu werden, die gleichermaßen in der Zeit zwischen Badenien und Pannonien entstanden, aber durch Fehlen der hier im Untergrund alpidisch ausgeheilten alten Brüche, nicht so scharf SSW-NNE an Brüchen abgegrenzt absackten, sondern nur in ihrer Großanlage ähnlich orientiert sind.

Ganz anders hingegen gestaltete sich die Entwicklungsgeschichte der heute oberflächlich damit zusammengeschweißten Kleinen Ungarischen Tiefebene, an der Österreich noch einen kleinen Anteil hat, die jenseits des Rückens Ruster Höhenzug—Südburgenländisch-Oststeirische Schwelle ansetzt und in der die Absenkung nach ganz geringem Vorspiel im Badenien und Sarmatien erst mit dem Pannon, dann aber dafür besonders intensiv einsetzte. Die Genese dieser letztgenannten Ostrandbeckengruppe steht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Ausdünnen der Kruste in den Alpen gegen Ungarn hin, das nach den seismischen Untersuchungen des Alpenlängsprofils ab dem Raum Judenburg gegen Osten hin einsetzt und durch Abnahme der

Dicke auf rund 25 km in Ungarn dieses in der Gegenwart noch anhaltende Absinken des Alpenostrandes bewirkt.

7 Wohl im Zusammenhang mit dieser Krustenausdünnung steht die bis in die jüngste Zeit auch seismisch überprüfbare Akzentuierung der Krümmung des Karpatenbogens, die sich bei uns am Ansatz des Überganges in das karpatische Streichen in den Zentralalpen wohl in dem Aufreißen des Lavanttal-Pölser Schersystems geäußert hat, an dem ebenfalls eine Serie jungtertiärer Becken entlang des Lavanttales entstanden ist.

8. Als eine besonders junge innere Vortiefenbildung gegenüber der außeralpinen Molasse im großen ist die Nordkarawanken Vortiefe in der Region des Rosental/Jauntales zu werten, wo sich vor der bis in die Gegenwart kräftig nordbewegten Karawankenkette Sarmat und Pannon sowie mächtige pleistozäne Schotterkörper angesammelt haben und noch in jüngster Zeit von den Karawanken her überschoben und überglitten worden sind.

2. Das Inneralpine Wiener Becken

a) Position und Überblick

Das Inneralpine Wiener Becken stellt einen SSW-NNE-orientierten Grabenbruch dar, dessen Flanken in der Mitte am weitesten auseinandergezogen sind. Er erstreckt sich mit einer Länge von 200 km von Napajedl in Mähren im NNE bis Gloggnitz am Ostfuß des Semmerings im SSW Das langgestreckte, maximal 55 km breite Becken, das in seinem Zentralteil in Österreich eine 5,5 km mächtige Neogenfüllung enthält, verläuft schräg zu den alpinen Einheiten, die durch zahllose Tiefbohrungen im Untergrund geortet sind: Flyschzone, Kalkalpen, Grauwackenzone und Semmeringsystem wurden im Sockel erbohrt und ihre schräg durchlaufenden Grenzen fixiert (A. Kröll & G. Wessely, 1973, Abb. 1; A. Kröll, 1980, Beil. 3; G. Wessely, 1983, Taf. 2) – vgl. S. 214 und Abb. 113.

Während die älteren neogenen Ablagerungen des Eggenburg, Ottnang und Karpat sich im Beckenanteil nördlich der Donau konzentrieren, griff ab dem Badenien das Meer in das sich nun weit gegen SSW öffnende Becken südlich der Donau vor, so daß ab damals seine heutige Gestalt zum Durchbruch kam. Die Anlage geht, wie zuvor erwähnt, auf eine Krustenzerrung quer zu den jungvariszischen SSW-NNE-verlaufenden Bruchlinien der Böhmischen Masse des tieferen Untergrundes des Beckens zurück, was auch heute noch durch die an Erdbeben ablesbare Dilatation zum Ausdruck kommt. Die Anordnung der Bruchlinien zeigt keine regelmäßige und ungestört durchlaufende glatte bruchtektonische Begrenzung der Neogenfüllung des Beckens, sondern Staffelbrüche, auslaufende und versetzt wieder ansetzende Bruchsysteme bilden die Beckenränder, auch entlang der sogenannten „Thermenlinie“ im Westen. Im Westteil des Beckens blieb eine breite, nur wenige hundert Meter abgesenkte, rampenförmige Staffel stehen, bevor entlang vom Steinbergbruch (N) und Leopoldsdorfer Bruch (S) der Hauptabbruch in die Beckentiefe mit mehreren Kilometer mächtigen jungen Sedimenten erfolgte. Die

für Zerrungsgräben typische Rift-in Rift-Struktur kommt in der höher gelegenen Zentralscholle E Aderklaa und die sie beiderseits begleitenden Übertiefs der Kagraner Senke im Westen und der Lasseer Senke im Osten zum Ausdruck.

Das Wiener Becken liefert ein ausgezeichnetes Beispiel für ein kleines Sedimentationsbecken mit reicher Ölführung, wie vielfach hervorgehoben (R. JANOSCHEK, 1955; H. WIESENEDER, 1959; M. DLABAČ, 1962 etc.).

Eine Übersicht über den Hauptabschnitt des Wiener Beckens gewinnt man durch die geologische Karte von Wien und Umgebung im Maßstab 1 : 200.000, die zugleich alle wesentlichen Details beinhaltet (W. FUCHS & R. GRILL, 1984 b).

b) Erforschungsgeschichte und Zusammenfassung

Das Wiener Becken stellt klassischen Boden für die Entwicklung der Vorstellungen über die Stratigraphie des Neogens dar. Seine reiche Makro und Mikrofauna lieferte das Material für berühmte und grundlegende paläontologische Monographien. Die Vielfalt der geologischen Erscheinungen im Bereich des Wiener Beckens und seines Rahmens war maßgebend für die große Zahl von geologischen Einzelstudien über diesen Raum, der später natürlich, seit der Entdeckung der reichen Erdölführung dieses Beckens, durch die Unzahl von erdölgeologischen und geophysikalischen Erkundungen und Bohrungen eine besonders intensive geologische Bearbeitung erfuhr. Es ist in diesem Zusammenhang unmöglich, auch nur eine etwas eingehendere Erforschungsgeschichte dieses interessanten Objektes vorzulegen, es sollen aber doch wenigstens die Hauptschritte der Entschleierung der Geologie und Paläontologie des Wiener Beckens skizziert werden. Zusammenfassungen über Daten zur Geschichte der Erforschung des Wiener Raumes finden sich beispielsweise bei E. SUESS 1862, S. 6 ff.), TH. FUCHS (1877, S. 700 ff.), F. X. SCHAFFER (1906, Tl. II, S. 4–29), L. KOBER (1926, S. 2 f.), R. JANOSCHEK (1951, S. 529 ff.), F. BRIX (1970, S. 30 f.) u. a.

Die Geologie des Wiener Beckens fand – nach ersten, noch skizzenhaften, aber bereits grundlegenden Notizen in der „Oryctographie" von A. STÜTZ (1806) – ihre erste, von einem Profil (Abb. 230) begleitete zusammenhängende Darstellung durch den Franzosen C. PREVOST (1820), der während seiner Tätigkeit als Leiter einer Spinnerei in Hirtenberg 1816–1818 wertvolle Beobachtungen gesammelt hatte. Die erste umfangreichere Zusammenfassung zum Thema stammt von J. v. JACQUIN und P PARTSCH (1831), die unter dem Titel „Die Artesischen Brunnen in und um Wien" erschien. Nach zahlreichen inhaltsreichen Arbeiten von A. BOUÉ (1822–1842) über diesen Raum stellt die erste „Geognostische Karte des Beckens von Wien" durch P. PARTSCH (1843 a) samt Erläuterungen (1844) einen wesentlichen Fortschritt dar. 1849 folgt J. CŽJŽEKS „Geognostische Karte der Umgebungen Wiens", 1860 jene von D. STUR, 1873 die Karte von Th. FUCHS mit eingehenden Erläuterungen – Abb. 230. H. KÜPPER (1950) gab auf Taf. 8 eine historische Entwicklung der Profildarstellungen des Wiener Beckens.

Mit dem Werk von Eduard SUESS „Der Boden der Stadt Wien" (1862) beginnt die Reihe der monographischen Darstellungen des engeren oder weiteren Stadtgebietes. SUESS legt darin einen der Schwerpunkte (Kapitel 4) auf die Hydrogeologie der Stadt und des Donaugebietes, deren genaue Kenntnis zugleich die Voraussetzung für die von SUESS

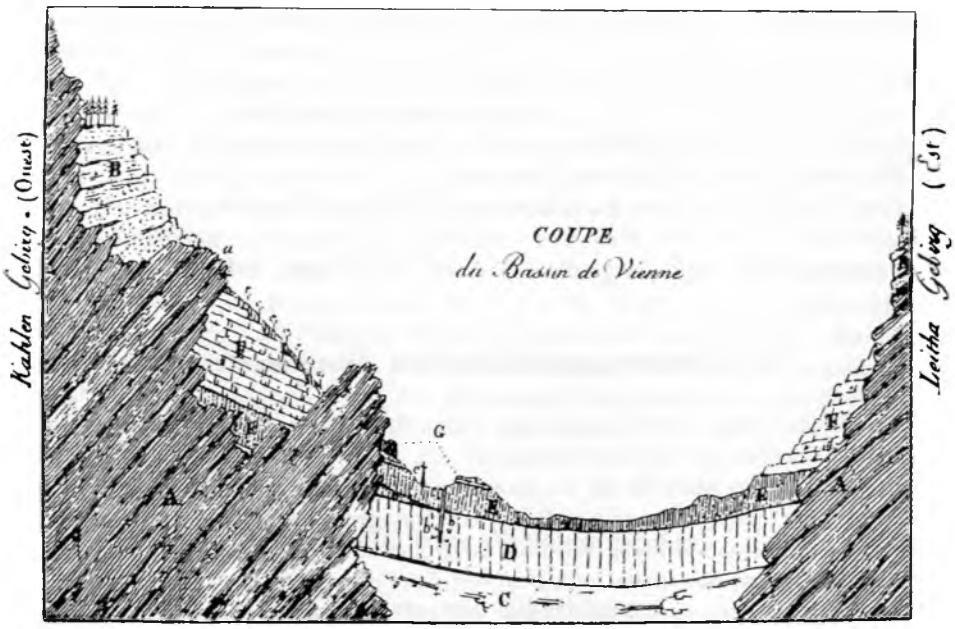


Abb. 230 a: Historisches Profil durch das Wiener Becken von C. Prevost (1820, Abb. 2): Unterschieden werden Nagelflue (B), Lignitserie (C), blaugraue Tone (D), glimmerreiche Mergel (E), fossilreicher Kalksandstein (F), Süßwasserkalk (G).

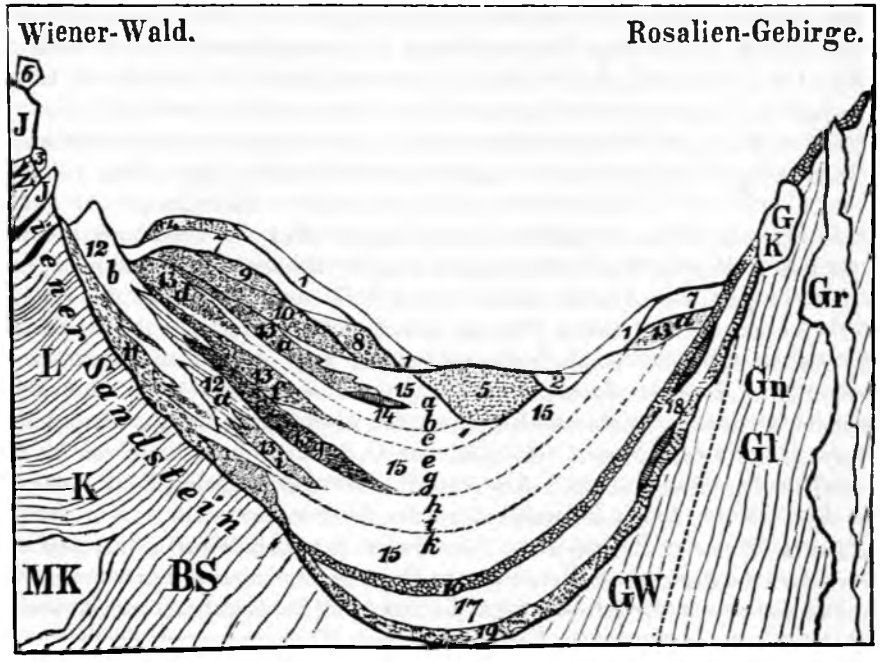


Abb. 230 b: Historisches Profil durch das Wiener Becken von J. Czjžek (1849, Taf. 1): 1–3 Alluviale Serien, 4–8 Diluviale Ablagerungen, 9–19 Tertiär, hierbei Ausscheidungen von Süßwasserkalken über Schichten mit Melanopsis, mit Cerithien, bis zu den Schichten von Gainfarn.

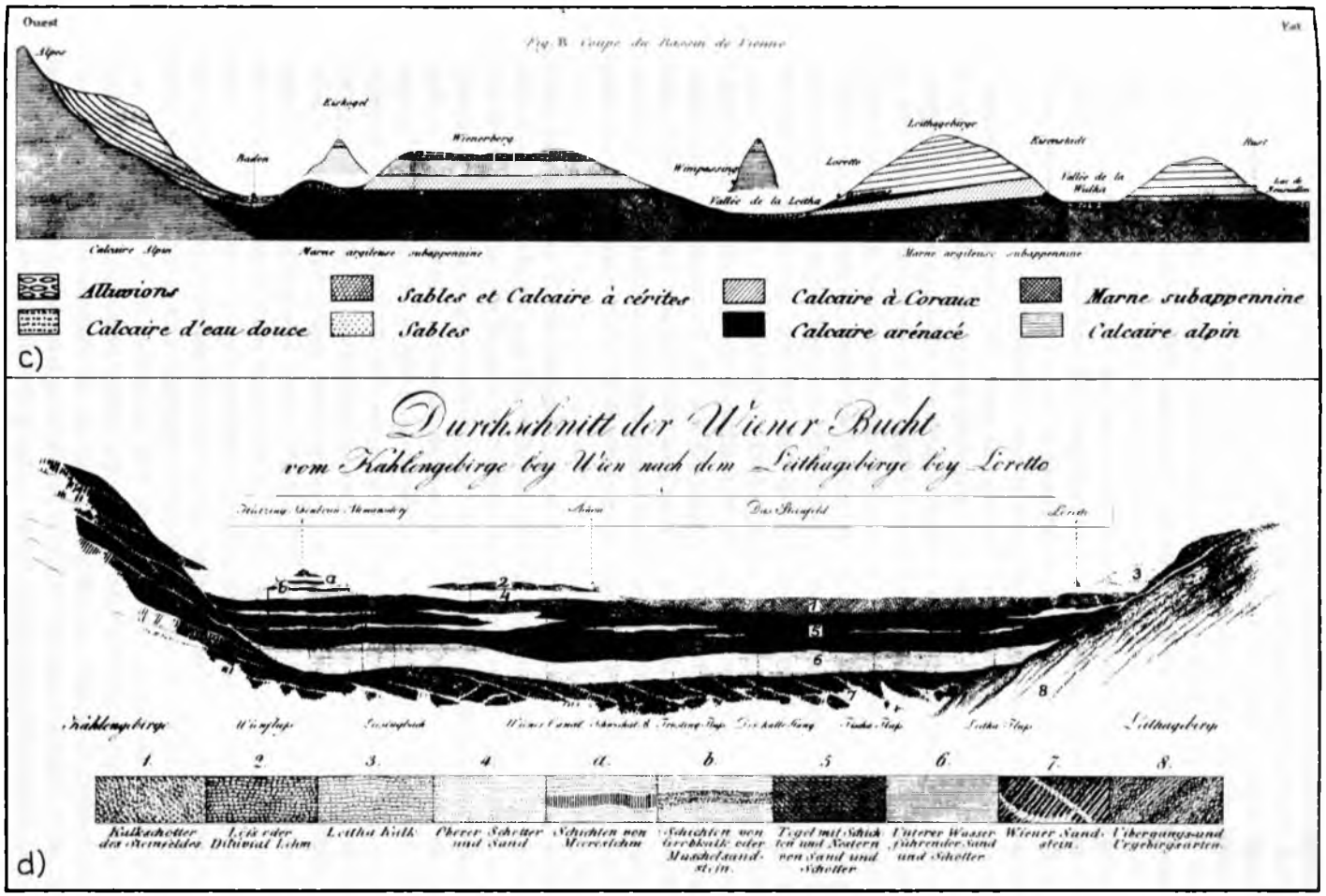


Abb. 230 c–d: Historische Profile durch das Wiener Becken. c) Profil von Ami Boué (1830 c, Taf. 1), auf dem die marinen, brackischen und Süßwasser-Schichten unterschieden werden. d) Schnitt von P. Partsch (1831, Taf. 1), bei dem als Beckenuntergrund noch in der ganzen Breite Flysch eingetragen ist.

in der Folge mit Erfolg und gegen vielfachen Widerstand und Unverstand durchgesetzte 1. Wiener Hochquellenleitung und der Donauregulierung bildeten. Unter den folgenden Einzelarbeiten über die Geologie des Raumes von Wien seien hervorgehoben: R. HOERNES, 1903; F. X. SCHAFFER, 1904/1906, 1907, 1808, 1927 a; H. VETTERS, 1910; O. ABEL et al., 1924; L. KOBER, 1926, 1947; A. BOBIES & L. KÖLBL, 1928; F. E. SUESS, 1930; R. JANOSCHEK, 1951, 1955, 1958; R. GRILL & H. KÜPPER, 1954; H. KÜPPER, 1968; F. BRIX, 1970; M. SCHOPPER, 1979 und W. FUCHS, 1980. Unter den Geomorphologen haben sich vornehmlich H. HASSINGER in seinen klassischen Studien von 1905 über das Wiener Becken und seine Randgebirge und später nochmals 1918 und 1946 sowie F. X. SCHAFFER 1906, J. BÜDEL 1933, A. WINKLER-HERMADEN und J. FINK in einer Reihe von Studien mit der jungen Entwicklungsgeschichte dieses Raumes befaßt.

Die einschlägigen Arbeiten der Erdölgeologen der neuesten Zeit finden im Abschnitt „Tektonik" ihre Erwähnung – hat doch gerade die Aufschlußtätigkeit der Erdölindustrie (bisher rund 3500 Tiefbohrungen und unzählige Flachbohrungen im Wiener Becken abgeteuft) einen enormen Zuwachs der Erkenntnisse bewirkt. Die tiefsten Bohrungen im Wiener Becken wurden im Raum Zistersdorf abgeteuft, wo im Jahre 1980 noch in 7544 m Tiefe ein Erdgaslager angefahren worden ist und die ÖMV-AG nun mit der Bohrung Zistersdorf-Übertief 2 A bis 8553 m vorgedrungen ist. Insgesamt hat übrigens die Erdölindustrie in ganz Österreich von 1917 bis einschließlich 1984 7 Millionen Bohrmeter abgeteuft (mündl. Mitt. F. BRIX)!

Die Geschichte der Erschließung des Wiener Beckens durch die Erdölindustrie ist durch H. WIESENEDER (1959 b) und A. KRÖLL (1980, S. 147 ff.) zusammenfassend behandelt worden. Eine monographische Darstellung der Tätigkeit der ÖMV-AG, dieser wichtigsten österreichischen Mineralölgesellschaft, hat H. RAMBOUSEK (1977) gegeben – zurückgreifend auf die geschichtliche Entwicklung der Erdölindustrie bis in das vorige Jahrhundert – vgl. S. 523.

Früher noch als der geologische Bau und Schichtinhalt des Wiener Beckens hat der Fossilreichtum das Interesse der Naturforscher auf sich gezogen. Bereits im Jahre 1729 hat F. BRÜCKMANN aus Wolfenbüttel erste Abbildungen der tertiären Fossilien des weiteren Wiener Raumes geliefert. Die Zahl der Publikationen setzte seit den zwanziger Jahren des vorigen Jahrhunderts in einer bis in die Gegenwart nicht abreißenden Reihe ein. M. HÖRNES (1856, 1870) sowie R. HOERNES & M. AUINGER (1879) lieferten die monumentalen Monographien über die Mollusken des Wiener Beckens, zu denen später zahlreiche Spezialarbeiten über diese Faunengruppe kamen: So etwa von F. KAUTSKY (1928–1939), R. SIEBER (1936–1958) und weiteren S. 437 und S. 501 genannten Autoren über Faunen des Badenien oder A. PAPP (ab 1953) über sarmatische und pannonische Faunenelemente. Im vielbändigen Lieferungswerk über die Chronostratigraphie und Neostratotypen des Miozäns der Zentralen Paratethys, von dem seit 1967 bisher sechs Bände (Egerien – Sarmatien) erschienen sind, werden Fauna und Schichtfolge auch des Wiener Beckens nochmals zusammenfassend eingehend und modern zur Darstellung gebracht (Bände Badenien und Sarmatien von A. PAPP et al., 1978, 1974).

Auch in allgemeinverständlicher Art ist die reiche Fauna und Flora des Wiener Beckens wiederholt dargestellt worden, zuletzt von E. THENIUS (1983, S. 71 ff.).

Um einen Eindruck von der Fülle des Fossilmaterials zu geben, das aus den Ziegeleien und Sandgruben etwa des Badenien zutage gefördert worden ist, sei der Bericht

von D. Stur (1870 b, S. 304) zitiert, der ausführte, daß bereits M. Hörnes „es so eingerichtet hatte, daß dem nach Muscheln und Schnecken lüsternden Besucher der Ziegeleien (‚Schneckenleut') die Arbeiter ihre im Verlauf von 1–2 Jahren fleißig aufgesammelten Vorräte an Petrefacten freundlich entgegenbringen und zu sehr billigem Kauf anbieten. Dieser Einrichtung hatte ich es zu verdanken, daß ich im Verlauf von nicht mehr als einen halben Tages über 44.000 Individuen von Mollusken aus dem Tegel der genannten Ziegeleien um nicht mehr als 40 fl. ö. W. einheimsen konnte."

Bereits im Jahre 1863 hatte E. Suess eine Sukzession von drei verschiedenen Säugetierfaunen im Wiener Becken unterschieden, die Miozän, Altpliozän und Jungpleistozän charakterisierten – eine Gliederung, die sich später durchaus bestätigte. Trotz der zahlreichen im Wiener Becken auftretenden Wirbeltierreste aber (Fundstellen bei E. Thenius, 1960, Tab. 1, und F. Bachmayer & M. Cornelius-F., 1960, Abb. 2 – vgl. Abb. 234) waren vor dem Zweiten Weltkrieg nur wenige derartige Faunenbearbeitungen durchgeführt worden, so über jungtertiäre Säuger etwa von M. Vacek (1877· Mastodonten, 1900: Pikermifauna), O. Abel (1904: Sirenen des Badenien, 1922: Lebensbilder), O. Sickenberg (1929: Obermiozän), K. Ehrenberg (1938: Miozäne Primaten), ferner war der Katalog von J. Pia & O. Sickenberg (1934) erstellt worden, während über altpleistozäne Vertebraten besonders seit der Entdeckung der Hundsheimer Spaltenfüllung durch F. Toula (1902) und die Arbeiten von G. Schlesinger (1913, 1919) wichtige Daten bekannt geworden sind. Erst die vieljährigen gezielten Untersuchungen von E. Thenius und H. Zapfe in der Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg ab 1948 haben hier Wandel geschaffen und ein klares Bild über die Säugerfaunengeschichte des Wiener Beckens entstehen lassen, die sich von der Waldfauna des Eggenburgien und den folgenden Stufen über die Savannenfauna des höheren Baden und Sarmat zur Waldfauna des Pannon entwickelt hat (E. Thenius, 1955, 1960, 1983 und in A. Papp & E. Thenius, 1954) – vgl. S. 493. H. Zapfe hat sich hauptsächlich mit der Wirbeltierfauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March und mit Primatenfunden aus dem Wiener Becken befaßt (1950–1960). In jüngster Zeit nahmen G. Daxner (seit 1965) und G. Rabeder (seit 1972) Vertebratenuntersuchungen im Wiener Becken auf.

Nach einer ersten, schon in das ausgehende 18. Jahrhundert fallenden Beschreibung von Foraminiferen aus dem Wiener Becken durch Fichtel (Lebenszeit 1732–1795) & Moll (1760–1838) lieferte der Pariser Forscher A. d'Orbigny im Jahre 1846 die Standardarbeit über die von F. v. Hauer durchgeführte Foraminiferenaufsammlung aus noch heute zum Teil zugänglichen Lokalitäten des Wiener Beckens wie Nußdorf und Baden. Es folgen weitere Foraminiferenarbeiten von J. Czjzek (1848), A. E. Reuss (1850 a) und besonders von F. Karrer aus marinen (1861, 1864, 1867, 1877) und brackischen (1863) Schichten. Bereits in diesem frühen Stadium der mikropaläontologischen Forschung führt A. E. Reuss (1850 b) eine umfangreiche Bestandsaufnahme der Ostracoden des Wiener Beckens durch. Erst mit der Intensivierung der erdölgeologischen Untersuchungen im Wiener Becken zur Zeit des Zweiten Weltkrieges setzt die mikropaläontologische Forschung hier mit den Arbeiten von R. Grill (1941, 1943) erneut ein, durch welchen Autor die mikropaläontologische Zonengliederung in der Beckenfazies auf Grund der Bohrkernfolgen etabliert wird. Die erste kartierungsmäßige Anwendung dieser mikropaläontologischen Zonierung gelingt in der Randfazies des Nachbarbeckens (A. Tollmann, 1953/55). Mit A. Papp setzt ab 1953 die Analyse der stratigraphisch wertvollen Entwick-

lungsreihen von Foraminiferen im Wiener Becken ein, in der Folge auch auf der mährischen Seite des Wiener Beckens von I. CICHA, I. ZAPLETALOVA u. a. mit Erfolg betrieben. Spezielleren Gruppen von Mikrofossilien widmeten in neuerer Zeit zahlreiche Forscher von A. BACHMANN (ab 1963), C. BOBIES (1956, 1957, 1958) und E. WEINFURTER (ab 1950) bis N. VÁVRA (ab 1974) ihr Augenmerk, so auch dem Nannoplankton (zuletzt R. FUCHS & H. STRADNER, 1977, und H. STRADNER & R. FUCHS, 1978, 1980) – weitere Mikrofaunenbearbeitung der Neuzeit siehe S. 504 f. und S. 509.

Auch reiche Floren lieferte das Neogen des Wiener Beckens, die seit C. v. ETTINGSHAUSEN (1850 a), F. UNGER (1852) und D. STUR (1867) – vgl. Zusammenstellung bei F. X. SCHAFFER, 1906, II. Teil, S. 11 ff.) – bis W. BERGER (1950 ff.) und W KLAUS (1977) ihre Darstellung fanden.

Gleichzeitig mit der Analyse des Fauneninhaltes des Neogens im Wiener Becken erfolgte schrittweise die stratigraphische Gliederung des Schichtinhaltes. In der ersten Phase wurde zunächst, nach der Mitte des vorigen Jahrhunderts, eine Gliederung der Sedimente in die I. Mediterranstufe (TH. FUCHS, 1873, S. 12), mit den Ablagerungen von Eggenburg, Molt und Horn, und in die II. Mediterranstufe (TH. FUCHS, 1873, S. 12) mit dem Badener Tegel etc., Sarmat (E. SUESS, 1866, S. 232) und Pont (LE PLAY, 1842) vorgenommen und weiter ausgebaut. E. SUESS und sein getreuer Schüler TH. FUCHS waren in erster Linie maßgebend für den Ausbau der Stratigraphie in dieser zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts, in welcher auch im Wiener Stadtgebiet mit der Erweiterung der Stadt und Schleifung der Basteien Großbauten für Aufschlüsse sorgten. Durch F. X. SCHAFFER (1927 b) wurde die im Mediterranraum übliche Stufengliederung des Miozäns mit wenig Glück auf die Region des Inner- und Außeralpinen Wiener Beckens übertragen, der Begriff „Mediterranstufen" gestrichen und die Gliederung in Burdigal, Helvet, Torton, Sarmat und Pannon vorgenommen, welche sich bis vor zwei Dezennien erhalten hat.

Mit dem Beginn der weltweiten Korrelierung der Tertiärstufen mit Hilfe der Planktonzonen, einer besseren Erfassung der Säugetierfaunen und ersten absoluten Altersdatierungen, stellte sich etwa ab 1960 heraus, daß die europäische Stufengliederung im Wiener Becken unrichtig angewendet worden war, da die als Basis dienenden Makrofaunen gegenüber den planktonischen Mikroorganismen eine weit geringere stratigraphische Aussagekraft aufweisen, was zu manchen Irrtümern Anlaß gegeben hatte. Der Ausweg aus dieser Diskrepanz wurde durch die Aufstellung altersmäßig neutraler lokaler Serienbegriffe in der westlichen Paratethys gefunden: T. BUDAY & I. CICHA hatten 1956 mit der Aufstellung der Luschitzer Serie für den Schlier des bisherigen „tieferen Helvet" in der ČSSR den Anfang gemacht, I. CICHA & J. TEJKAL setzten 1959, S. 144, mit der Einführung der Karpatischen Serie anstelle des bisherigen „Oberhelvet" fort. J. KAPOUNEK et al. folgten ihnen bereits 1960 in Österreich auf diesem Weg. Bei dieser Neugliederung ging man über die Erfassung der lokalen Serien noch einen Schritt weiter und stellte auch noch eine vom europäischen Mittelmeer unabhängige eigene Stufengliederung für die Paratethys auf. Diese Stufen sind meist durch basale Transgressionen, Diskordanzen, hangende Regressionen und bestimmte innere Sedimentationszyklen weithin in der Paratethys abgrenzbar und korrelierbar und haben daher sehr wohl ihre Eigenberechtigung neben der gültigen europäischen Gliederung. Heute ist übrigens die Parallelisierung dieser Stufenreihen in Paratethys und Mediterran dank

der Auswertung von Planktonforaminiferen, Nannofossilien, Wirbeltierfaunen, Pollenanalyse und auch absoluten Altersdaten weitgehend gelungen. Die Paratethys-Stufenreihe lautet: Eger (BÁLDI & SENEŠ, 1968: Chatt bis Aquitan), Eggenburg (STEININGER & SENEŠ, 1968: Tiefburdigal), Ottnang (PAPP & RÖGL, 1968: höheres Burdigal), Karpat (CICHA & TEJKAL, 1959: oberstes Burdigal), Baden (PAPP & CICHA, 1968: Langhian und tieferes Seravall), Sarmat (SUESS, 1866: höheres Seravall und tiefstes Torton des Mediterrangebietes), Pannon (tieferes Torton) und Pont (höheres Torton und Messinian). Die in Parenthese angeführte Parallelisierung der Lokalgliederung mit der (dem Mediterrangebiet entlehnten) europäischen Stufengliederung betrieben jüngst eine große Zahl von Forschern verschiedener Länder, die Ergebnisse wurden besonders durch F. STEININGER et al. (ab 1976), J. SENEŠ (1976), A. PAPP & F. STEININGER (1979), F. RÖGL & F. STEININGER (1983) u. a. zusammengefaßt.

c) Stratigraphie und Fazies

α) Gestaltung des Ablagerungsraumes

Das Meer des Eggenburg (analog Tiefburdigal) griff von der Molassezone her quer über den Nordteil des nachmaligen Wiener Beckens in den ungarischen Raum vor. Eine ähnliche Meereskonfiguration blieb während des Ottnang (und frühen Karpat) erhalten, so daß der Vorläufer des Wiener Beckens zu dieser Zeit auf den Raum nördlich der Donau beschränkt war. Erst mit dem späteren Karpat, besonders aber mit dem einsetzenden Baden zeichnete sich die dem heutigen Becken ähnliche Gestalt mit einer SSW-NNE-Achse ab, und das Meer erfaßte damit den Teil südlich der Donau (Abb. 206).

Das in diesem Raum vordringende Meer fand ein kräftig akzentuiertes Relief vor, das, abgesunken, plombiert erhalten ist. Wenn wir die späteren Bruchverstellungen ausklammern und nach Bohrungen und geophysikalischer Forschung dieses Relief etwa in der wenig gestörten Mistelbacher Scholle nördlich der Donau zwischen Schrattenberger Bruch und Steinbergbruch betrachten, so lassen sich Rücken und Täler in NE-Richtung mit einer Reliefenergie von 520 m und einer Hangneigung von 20°–30°, maximal 45° feststellen (R. JANOSCHEK, 1951, S. 538 ff.). Es ist hier Gelegenheit, das unter dem Schlier des Ottnang begrabene Relief aus der Zeit des Aquitan/Burdigal zu erfassen, was zeigt, daß nach der schwach kuppigen Augensteinlandschaft des ausgehenden Alttertiärs in dieser Zeit bereits eine dem heutigen Kalkalpenrelief analoge bzw. sogar darüber hinausgehende, akzentuierte Landschaft vorlag.

Die Verbreitung der Ablagerungen des Wiener Beckens zeigt im großen folgendes Dispositiv (A. PAPP et al., 1970, S. 13): Die ältesten Schichtanteile, die auf das nördliche Wiener Becken beschränkt sind, sowie Regressionsniveaus jüngerer Serien sind nur aus Bohrungen aus dem Beckeninneren bekannt: Eggenburger Schichten sind nur im Sinne von D. ANDRUSOV als Verbindungsstück des damaligen Meeresarmes vom Außeralpinen Wiener Becken in das Waagtal/Karpaten sporadisch in Bohrungen angetroffen worden, die Luschitzer Serie (Schlier des Ottnang) setzt im Nordteil des Beckens in der Tiefe flächenmäßig ein und endet mit Oncophoraschichten, sämtliche nur aus Bohrungen im nördlichen Wiener Becken bekannt. Das folgende Karpat ist mit der Laaer Serie nördlich des Spannberger Rückens (zwischen Gänserndorf und Zistersdorf

ENE-streichender begrabener Flyschrücken) marin, südlich davon nur limnisch entwikkelt (Aderklaaer Schlier). Diese Laaer Serie kann im Wiener Becken als ältestes Glied an der Oberfläche nur in der Kreuzstettener Bucht nördlich vom Bisambergzug angetroffen werden, sonst nur im benachbarten kleinen Korneuburger Becken. Das transgressiv aufsetzende Baden kommt mit seinem tiefsten Teil, der Unteren Lagenidenzone, nur im Weinviertel an die Oberfläche (z. B. Ziegelei Frättingsdorf WSW Poysdorf). Südlich der Donau sind Ablagerungen dieser Zone in Bohrungen bis Enzersdorf a. d. Fischa nachgewiesen. Mit der Oberen Lagenidenzone stellen sich Ablagerungen des tieferen Baden auch an den Rändern des Beckens südlich der Donau obertage ein, so etwa in der klassischen Lokalität der Soosser Ziegelei mit dem Badener Tegel. Ab der Sandschalerzone des Baden ist die heutige Form des Beckens ausgeprägt. Baden und weiter beckenwärts Sarmat säumen mit gewisser Regelmäßigkeit den Rand des südlichen Wiener Beckens. Das Pannon und Pont nehmen – soweit nicht von eiszeitlichen Schottern überdeckt – den weiten mittleren Teil der Ebene an der Oberfläche ein, so daß hier der in vielen älteren Profilen schematisch gezeichnete zwiebelschalenartige Schichtenbau trotz aller Bruchtektonik einigermaßen den gegebenen Verhältnissen entspricht.

Einen ausgezeichneten Überblick über einen Großteil des Wiener Beckens gibt die mustergültige geologische Karte 1 : 200.000 von W. Fuchs & R. Grill (1984 b).

Während in der Beckenfazies in den Bohrungen die (Ton-)Mergel gegenüber den Einschaltungen aus Sand-, Konglomerat- und Leithakalklagen dominieren, ist die Randfazies des Wiener Beckens durch das Auftreten von Konglomeraten, Sandsteinen oder Sanden und Leithakalken in allen Formationen gekennzeichnet. „Gewachsene" Leithakalke treten in dieser Randfazies nur im Badenien auf, mit der Abnahme des Salzgehaltes in den jüngeren Horizonten zeigen sarmatische und pannonische Leithakalke stets nur detritische Natur. Die Bildungstiefe des vornehmlich durch marine Rotalgen, Lithothamnien aus der Familie der Corallinaceen, aufgebauten Leithakalkes war sehr gering, wie auch seine Bewegtwasserfauna anzeigt. Aber auch in der Beckenfazies war bei Bildung des Badener Tegels wohl keine weit über 100–200 m hinausreichende Tiefe der See erreicht worden. Nach R. Janoschek (1955, S. 81 f.) besteht die Beckenfüllung zu 30 % aus Sand(stein), zu 60 % aus Peliten, zu nur 10 % aus den restlichen Faziestypen. Hauptgemengteil aller klastischen Sedimente ist Quarz, auch in der Feinfraktion. Über den Schwermineralgehalt dieser Sandsteine wird S. 508 und 513 sowie auf Abb. 235 referiert.

Die gesamte Mächtigkeit der neogenen Schichtfolge erreicht in der Hauptmuldentiefe des Wiener Beckens in Österreich an die 5500 m. Die bisher tiefste Bohrung, die durch das Neogen des Beckens in den Untergrund vordrang, hat – wie erwähnt – 8553 m erreicht.

Die Ablagerungen aus der Zeit des tieferen Baden waren noch auf Grund ihrer Fauna unter vollmarinen Bedingungen abgesetzt worden. Vereinzelte Korallenriffe aus dieser Zeit (Rauchstallbrunngraben bei Baden; Leithagebirge) künden noch von einem tropischen Charakter des Meeres. Bereits innerhalb des Baden spiegelt sich ein leichter Rückgang der Salinität in der Fauna wider. Mit der Abschnürung der Paratethys im Sarmat beginnt die Aussüßung: Der Salzgehalt sinkt im Sarmat von 2 % auf 1,5 %, erreicht im tiefen Pannon 1,2 %, im Pont zunächst nur noch 0,5 %, schließlich herrschten Süßwasserverhältnisse. Hierdurch bedingte einschneidende Faunenumgestaltungen kennzeichnen diesen jüngeren Entwicklungsabschnitt des Wiener Beckens, so daß die

paläontologische Korrelierung der Serien der Paratethys in dieser Zeit nicht so sehr durch Entwicklungsreihen, als durch Aussüßungsreihen bestimmt wird. Die Faunenschnitte an der Untergrenze von Sarmat und von Pannon waren auch deshalb seit alters so deutlich zu fassen, da Regressionsphasen zusätzlich die Zäsur betonen.

Im folgenden wird eine etwas eingehendere Schilderung der Stratigraphie des Wiener Beckens vorgenommen, weil hierdurch einerseits die stratigraphische Gliederung der neogenen Ostrandbecken der Alpen weitgehend vorweggenommen wird, andererseits diese Tertiärgliederung, weit über die lokalen Verhältnisse hinaus, für die zentrale Paratethys von grundlegender Bedeutung ist.

β) Klima

Im Anschluß an die Klimabedingungen des älteren Miozäns mit seinem subtropischen bis tropischen Klimaoptimum im frühen Eggenburg (s. S. 448) und einer Rekurrenz im Späteggenburg bis Ottnang zeigen sich im Karpat in der *Hyotherium*-Säugerfauna afrikanische Einwanderer. Im frühen Baden wird auf Grund der immergrünen Vegetation, der *Conohyus*-Säugerfauna etc. wiederum ein subtropisches bis fast tropisches Klima erreicht (F. STEININGER et al., 1979, S. 1159). Subtropisches Klima mit Korallenriffen und indopazifischen Faunenelementen hält im höheren Baden weiter an. Auf die Diskussion über die nicht kritiklos gebliebene Umstellung zu einer Savannenfauna und -flora im unteren Sarmat wird auf S. 505 und 509 f. eingegangen. Auf eine Trockenphase im Unterpannon auf Grund der Landschneckenfauna (J. LUEGER, 1978) und dem Nachweis vom Savannennashorn *Diceros pachygnathus* (WAGNER) (vgl. E. THENIUS, 1982, S. 695) folgte im mittleren und oberen Pannon (Zone B-E) ein warmgemäßigtes Klima mit frostfreien Wintern, wie das Auftreten von *Glyptostrobus* anzeigt (S. 513). E. THENIUS (1982) vergleicht es mit dem heutigen Klima in China zwischen dem 27 und 30. Breitengrad. J. LUEGER (1982, S. 135 ff.) gibt nach dem Auftreten von *Pinus* aff. *halepensis* MILLER und einer spezifischen Landschneckenfauna im Pannon D noch immer relativ trockenes, mediterranes Klima an. W KLAUS (1977 a) hat diese fossile Aleppokieferart auch noch aus dem Pannon E bekannt gemacht. Die alte Auffassung vom tropischen Klima im Pannon ist aber heute überwunden. Im älteren Pont (Zone F von PAPP) wurde schließlich durch Zunahme der Feuchtigkeit ein warmgemäßigtes atlantisches Klima erreicht (vgl. S. 514).

γ) Eggenburg

Die Äquivalente der Eggenburger Serie sind im Nordteil des österreichischen Anteils des Wiener Beckens nur als Erosionsreste von marinen bunten Tonmergeln im Untergrund der Mistelbacher Scholle in wenigen Bohrungen angetroffen worden, so etwa in der Bohrung Großkrut 5 ESE Poysdorf, Reinthal 1 und Mühlberg 13. Im mährischen Anteil des Wiener Beckens ist hingegen die Eggenburger Serie bis 300 m mächtig, besteht aus Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln und kommt auch in Tagesaufschlüssen empor (A. PAPP, J. SENEŠ et al., 1971, S. 63 ff.). Die vollmarine Foraminiferenfauna der Bohrung Großkrut 5 (964–1008 m Tiefe) zeigt neben noch persistierenden oligozänen Arten wie *Almaena osnabrugensis* (ROEM.) bezeichnende Arten der Eggenburger Schichtgruppe wie *Uvigerina parviformis* PAPP.

Tabelle 24: Die Schichtfolge des Inneralpinen Wiener Beckens

Nach A. Papp & F. Steininger, 1979, und F. Rögl & F. Steininger, 1984

EPOCHE	STUFE EUROPA	STUFE ZENTRALE PARATETHYS	Mio. J.	SERIENGLIEDERUNG		FOSSIL-FUNDPUNKTE	
PLEIST.	etc. CALABRIAN		1,8	Donauterrassenschotter, Löß		Spaltenfüllung von Hundsheim etc.	
PLIOZ.	ASTI	ROMAN	3,7	Fluviatile Schotter		Vertebr.fauna v. Alt-Lichtenwart	
	ZANCLE	DAC	5,4			Vertebr. v. Deutsch-Altenburg 9	
	MESSIN		5,7	Trockenlegung ↑			
	6,8	PONT		Zone GH: Gelbe Serie, Rohrbacher Kgl. Süßwasserkalk, Blaue Serie		Eichkogel b. Mödling, Velm, Stammersdorf Zillingdorf, Neufeld, Götzendorf	Hipparion-Fauna
			8,7	Zone F Lignitische Serie (Cong. neumayri)			
O.	TORTON	PANNON		1000 m Pannon: Zone E: Subglobosa-Zone (Cong. subg.) Zone D Partschi-Zone (Cong. partschi) Zone C: Hoernesi-Zone (Cong. hoernesi) Zone B: Impressa-Zone (Mel. impressa) Zone A Zwischensand (Replidacna-Arten)		Brunn-Vösendorf, Leopoldsdorf Inzersdorf; Meidling Leobersdorf; Gaiselberg b. Zist. Hautzendorf Nur in Bohrungen	
	11,8		11,6				
M.	SERAVALL	SARMAT	O.	2000 m Sarmat: Verarmungszone Mactra-Schichten Obere Ervilienschi.	Nonion granosum-Z.	Nur in Bohrungen Ulrichskirchen Nexing, Atzgersdorf	Listriodon-Fauna
			M.	Untere Ervilienschi.	Elph. hauerinum-Z.	Wien-Hernals	
			U.	Mohrensternienschi.	Elph. reginum-Z.	Wien-Türkenschanze	
			14,0				
MIOZÄN		BADEN	O.	1500 m Baden: Rotalienzone Buliminenzone Sandschalerzone Obere Lagenidenzone Untere Lagenidenzone	1500 m marine Mergel, Sande, Kongl., Badener Tegel (Leithakalk)	Haupts. in Bohrungen. Lindabrunn Pötzleinsdorf, Neudorf/March Gainfarn, Grinzing, Enzesfeld Baden, Vöslau, Sooß Frättingsdorf. Neudorf-Spalte?	Cerviden-Fauna
			M.				
	15,8		U.				
	LANGHIAN		16,8				
		KARPAT		1000–1500 m: N: Laaer Serie (1000 m) mariner Schlier: Uvig. bononiensis	S: Limnisch: Aderklaaer Kgl. (400 m) Aderklaaer Schi. (800 m) Gänserndorfer Schi. (300 m)	Niederkreuzstätten und Korneuburger Becken	
			17,5				
U.	BURDIGAL	OTTNANG		N: marin: Luschitzer Serie: Fossilarmer Schlier Cibicides-Elphidium-Schlier	S: brachyhalin: 600 m Oncophora-Schi. (= Bockfließer Schi.)	Nur aus Bohrungen bekannt	
			19				
		EGGENBURG		Bathysiphon-Cyclam.-Schl. / Schlier-Basisschutt	Orther Kongl.		
			22,3	Tonmergel von Großkrut			

In den höheren Teil des Eggenburg sind lokal (z. B. Herrenbaumgarten) noch die basalen Teile des nächsthöheren Zyklus, nämlich der aus Bohrungen bekannte Schlierbasisschutt der Schliermergelserie (Luschitzer Serie) zu stellen, der in der Hauptsache aber bereits dem Ottnang angehört, im mährischen Teil des Beckens am Winterberg bei Skalica durch Makrofossilien belegt. Ebenfalls noch in das obere Eggenburg stellten J. Kapounek & A. Papp (1969, S. 116) das in der Bohrung Orth 1 knapp nördlich der Donau unterhalb von 3405 m angetroffene Orther Konglomerat,

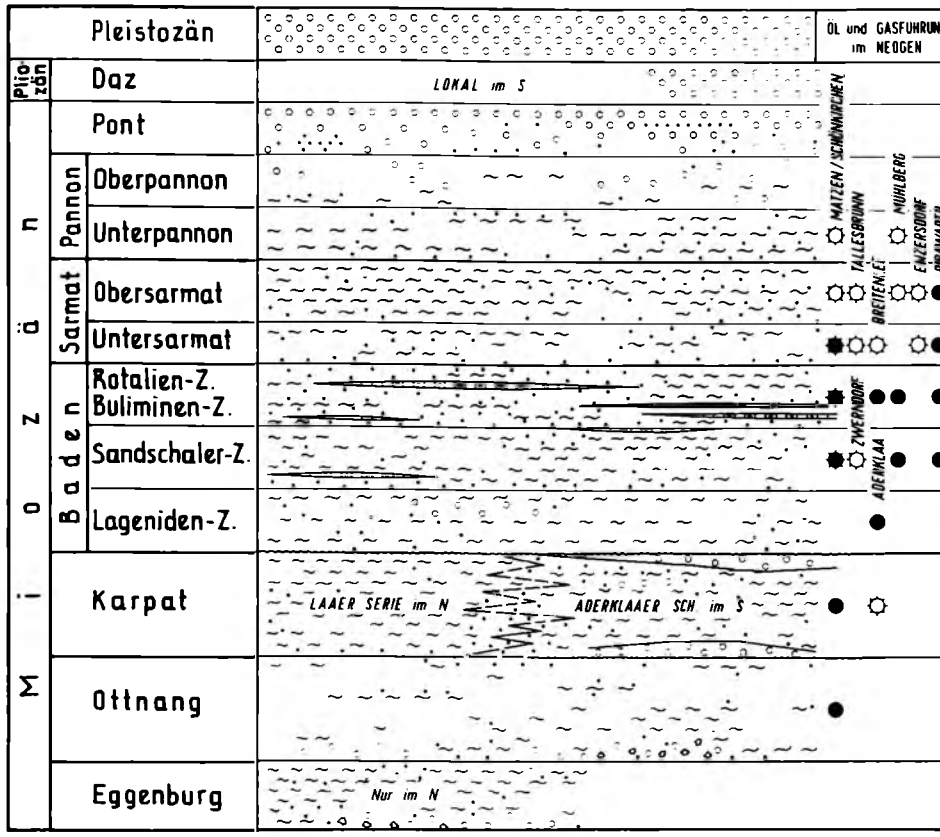


Abb. 231: Stratigraphie und Fazies des Wiener Beckens sowie seine Kohlenwasserstoff-Führung im Neogen; nach A. Kröll (1980, Abb. 76); maximale Mächtigkeit über 5800 m.

ein dort 125 m mächtiges, dunkles, polymiktes Konglomerat mit Quarz, Hornstein, unterostalpinem Quarzit, Glimmerschiefer und Kalk als Komponenten. Das Konglomerat ist durch eine Mikrofauna mit *Uvigerina parviformis* Papp in Basisnähe eingestuft.

δ) Ottnang

Diese Formation, die früher als Unterhelvet betrachtet worden ist, aber nach heutiger Kenntnis in das Burdigal gestellt wird, enthält den Hauptteil der sogenannten „Schlierfazies" im Basalteil der Füllung des nördlichen Abschnittes des Wiener Beckens, und wird auch als Luschitzer Serie (T. Buday & I. Cicha, 1956) bezeichnet. Das brakkische Äquivalent dieser Serie des Ottnang im mittleren Abschnitt des Wiener Beckens südlich jenseits des Spannberger Rückens stellen die Bockfließer Schichten dar. Diese setzen sich aus Tonmergeln, Sanden und Schotterfächern mit Geröllen aus Flyschzone und Kalkalpen zusammen.

Die Luschitzer Serie umfaßt von der transgressiv lagernden Basis weg einen Aus-

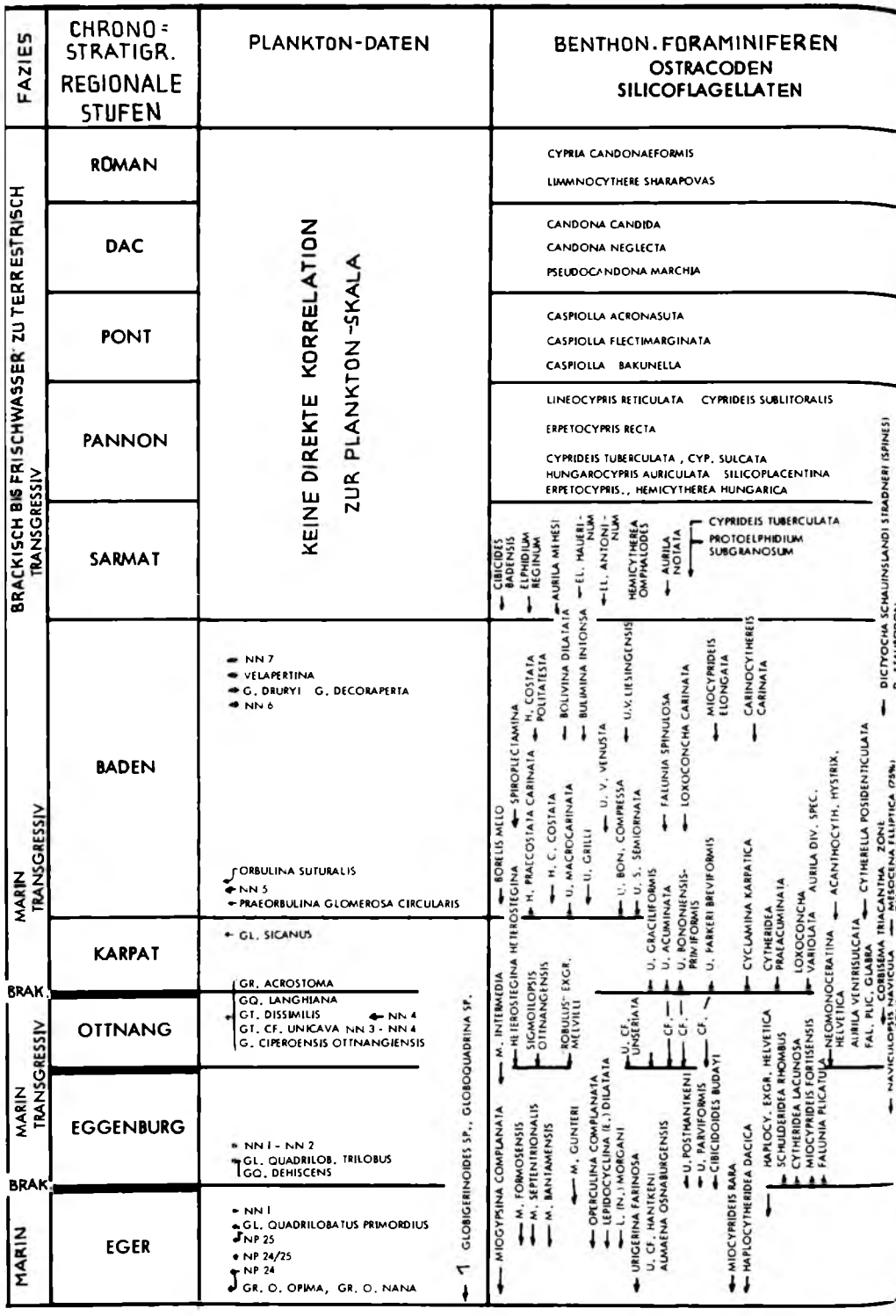
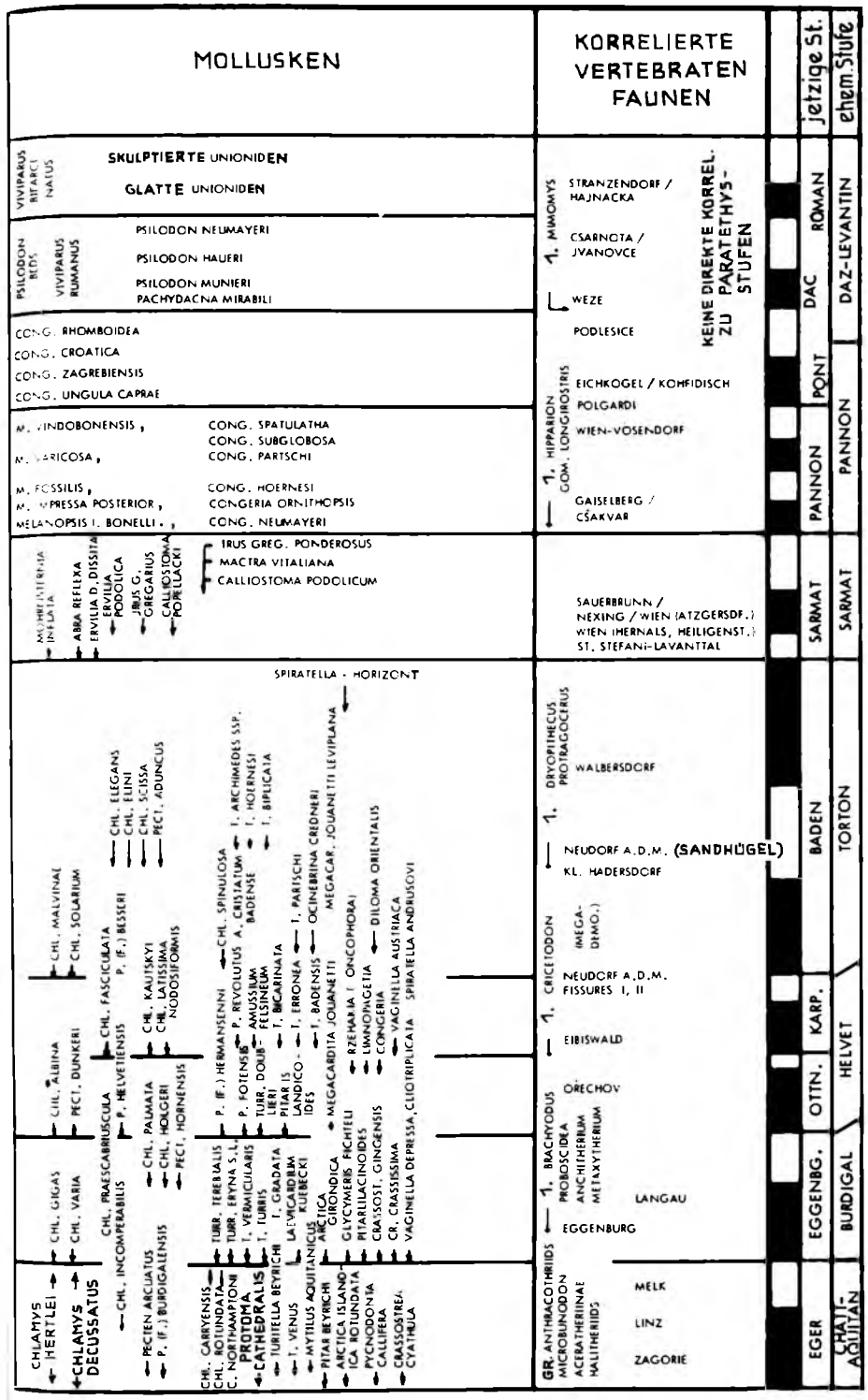


Abb. 232: Biostratigraphie der zentralen Paratethys im Neogen und obersten Oligozän n.



STEININGER (1976, S. 254 f.).

süßungszyklus mit den folgenden Gliedern (J. KAPOUNEK et al., 1960, S. 222; 1965, S. 113; A. PAPP & I. CICHA, 1973, S. 60 ff.; I. CICHA, F. RÖGL et al., 1973, S. 300):

1. Der basal auftretende Schlierbasisschutt mit reichlich Flyschkomponenten ist ein deutlicher Hinweis für die Transgression dieser Serie über älterem Untergrund. Diese Transgression erfolgt nicht zeitgleich: Im marinen Teil des Beckens fällt sie nach der erwähnten Fauna des Winterberges in Mähren noch in das oberste Eggenburg, in Österreich hat die Makrofauna der Bohrungen Maustrenk (vgl. auch R. SIEBER, 1953 d) mit *Protoma cathedralis* (BRONG.), *Eutriofusus burdigalensis* (DEFR.), *Turritella eryna* D'ORB., *T bicarinata* EICHW. etc. eine Einstufung in das basale Ottnang ergeben. Die Transgression des Schlierbasisschuttes erreicht die höher gelegenen Abschnitte später, so etwa den Westteil der Mistelbacher Hochscholle.

2. Der hangend folgende Bathysiphon Cyclammina Schlier zeigt mit seiner Foraminiferenfauna, die neben den genannten Elementen Marginulinen, Planulinen etc. führt, weiterhin vollmarinen Charakter eines etwas tieferen Meeres an.

3. Der auflagernde Cibicides-Elphidium Schlier weist auf Seichtwasserbedingungen. Er führt *Elphidium praefichtelianum* PAPP, *E. flexuosum subtypicum* PAPP, *E. crispum* (L.), *Cibicides, Robulus, Textularia* etc.

4. Die hangendsten Glieder, die brachyhalinen, vielfach sandigen Oncophoraschichten (Bockfließer Schichten) und limnischen Fischschiefer, zeigen die regressive Aussüßungsphase an. *Rzehakia* [ehem.: *Oncophora*] *partschi* (MAYER) bzw. *R. gümbeli* (GÜMBEL) ist von den Bohrungen Raggendorf bei Matzen bekannt geworden. Die Mikrofauna dieser Schichten mit *Cytheridea, Rotalia, Elphidium* etc. zeigt brackisches Gepräge, im Hangenden fällt ein Characeenhorizont auf (A. PAPP et al., 1974, S. 195).

ε) Karpat

Das Karpat (ehemaliges „Oberhelvet" des Wiener Beckens, altersmäßig heute als oberes Burdigal fixiert) wird im Inner- und Außeralpinen Wiener Becken vor allem durch die Laaer Serie charakterisiert. Die Hauptmächtigkeit des Karpat liegt mit 2000 m im mährischen Teil des Wiener Beckens, von dem es mit bis 1000 m Mächtigkeit in den österreichischen Anteil herüberreicht, nördlich des begrabenen Spannberger Flyschrükkens (der bei Gr. Schweinbart mit ENE-Verlauf in der Tiefe hinzieht) noch marin (Tonmergel und Sande der Laaer Serie mit der Typlokalität Laa/Thaya in der Molassezone), südlich davon limnisch entwickelt als sandige Süßwasserschichten: bis 300 m mächtige Gänserndorfer und bis 800 m Aderklaaer Schichten mit Congerien, limnischen Ostracoden, Characeen etc., im Hangenden durch das bis 400 m mächtige fluviatile Aderklaaer Konglomerat (J. KAPOUNEK & A. PAPP, 1969, S. 116), das dem Rothneusiedler Konglomerat (R. JANOSCHEK, 1951) südlich der Donau entspricht, abgeschlossen. In der letztgenannten Arbeit sowie bei H. WIESENEDER & S. SCHARBERT (1970) wird auf das Auftreten von Andesit und Latit-Tuffit im Karpatien der Bohrung Orth/Donau hingewiesen.

An der Basis der marinen Laaer Serie im Nordteil des Beckens erfolgt eine marine Fauneningression. Sie wird durch eine Makrofauna, reich an mediterranen Elementen, mit *Chlamys fasciculata* (MILLET), *Ch. kautskyi* MEZN. etc. und eine Foraminiferenfauna mit *Uvigerina graciliformis* PAPP & TURN., *U. bononiensis primiformis* PAPP & TURN., später *Globigerinoides bisphaericus* TODD, charakterisiert.

Die im westlich benachbarten Korneuburger Becken weithin die Oberfläche einnehmenden höheren Anteile der Laaer Serie zeigen nach R. GRILL (1968, S. 59 ff.) teils einen leicht brackischen Einschlag („Korneuburger Schichten"). Hier sind auch etliche makrofossilführende Obertageaufschlüsse zugänglich (Kleinebersdorf, Teiritzberg N Korneuburg), ebenso in der angrenzenden Bucht von Niederkreuzstetten im Wiener Becken. Die Fauna von Kleinebersdorf führt *Potamides papaveraceus* (BAST.), *Terebralia bidentata* (DEFR.), *Pirenella bicincta turritogracilis* (SACCO), *T gradata* MENKE etc.

Pflanzenreste sind aus den Laaer Schichten nur von der Typlokalität im Außeralpinen Wiener Becken bekannt (W BERGER, 1969).

Lithologische Untersuchungen der Beckenfüllung durch H. WIESENEDER & I. MAURER (1958) bzw. H. WIESENEDER (1960) zeigen, daß die Hauptschüttung des Materials in der Zeit vor und einschließlich des Unteren Baden aus den Kalkalpen und dem Flysch stammt und zentralalpines Kristallin nur wenig beteiligt ist. In der Schwermineralführung ist für den tieferen Abschnitt die Assoziation mit Dominanz des Turmalins gegenüber dem Staurolith charakteristisch (Abb. 235).

ξ) Baden

Mit dem Badenien (dem ehemaligen „Torton im Wiener Becken", heute: Langhian – tieferes Seravallian) setzt sich mit kräftiger Dehnungstendenz entlang von NNE-streichenden Großstörungen die heutige Konfiguration des Wiener Beckens durch. Die beträchtliche Absenkung führt zur Ablagerung eines über 1500 m mächtigen Gesteinspaketes im Beckeninneren. In dieser Zeit der kräftigen Absenkung verschwand auch die trennende Wirkung des Spannberger Rückens im Zentralen Wiener Becken zwischen dessen Nord- und Südteil. An den Beckenrändern sind im Südabschnitt nun gute Aufschlüsse in den verschiedenen Faziesbereichen des Badenien gegeben, die durch den Fossilreichtum zusammen mit den Bohrergebnissen in der Beckentiefe die folgende Feingliederung ermöglicht haben. In jeder der angeführten Zonen können je nach Exposition faziell verschiedenartige Sedimente auftreten, in Randgebieten und Untiefen Konglomerate, Sande, Leithakalke, in der Beckentiefe Badener Tegel.

Randliche Süßwasserablagerungn in Form der Kohlenserie im Raum Berndorf, Kleinfeld, Jaulingwiese bei Leobersdorf, Grillenberg etc. sind früher dem basalen Badenien zugeordnet worden (R. JANOSCHEK, 1951 a, S. 556). Heute denkt man – ohne leitende Fossilien – doch eher an Karpatien (F. BRIX, 1981, S. 58).

Im Badenien unterscheiden wir von liegend gegen hangend folgende Zonen (R. GRILL, 1941, S. 600, Taf. 1, 1943, S. 37 ff.; R. SIEBER, 1958 c, S. 109; F. RÖGL, 1975, S. 118, Tab. 16; A. PAPP, I. CICHA et al., 1978, S. 66 ff., 263 ff. etc.):

1. Untere Lagenidenzone: Die vollmarine Foraminiferenfauna, reich an den namengebenden Lageniden (= Nodosariiden) wird durch das Auftreten von *Praeorbulina glomerosa* (BLOW) und *P. transitoria* (BLOW) charakterisiert. Unter den benthonischen Foraminiferen sind *Uvigerina macrocarinata* PAPP & TURN. und *Heterostegina praecostata* PAPP & KÜPPER bezeichnend. Die Makrofauna dieser Zone wird als „Fauna von Grund" bezeichnet und enthält (R. SIEBER, 1958, S. 109; F. STEININGER et al., 1976, S. 190, Tab. 1) *Turritella terebralis gradata* MENKE, *T badensis* SACCO, *Terebralia lignitarum* (EICHW.), *Cerithium zeuschneri ancestralis* SIEBER etc. Die Ziegelei von Frättingsdorf SE Staatz ist als Obertageaufschluß dieser Zone hervorzuheben.

2. Obere Lagenidenzone: Die Mikrofauna, die noch immer reich an Lageniden ist, wird durch *Uvigerina grilli* SCHMID, *U. pygmoides* PAPP & TURN., *Orbulina suturalis* BRÖNN., *Heterostegina costata* D'ORB., etc. gekennzeichnet. Der von R. GRILL (1941, S. 598) verwendete Begriff „Lanzendorfer Fauna" für derartige Mikrofossilgesellschaften entspricht vollkommen der altbekannten Bezeichnung „Badener Fauna" An Makrofossilien sind u. a. *Beguina* [ehem. *Cardita*] *subrudista* (FRIEDBG.) und *B. crassa crassissima* SIEBER hervorzuheben. Klassische Fossilfundpunkte dieser Zone sind Baden, Sooss, Vöslau (entsprechend Forchtenau im Burgenland).

3. Sandschalerzone: Die Mikrofauna ist reich an sandschaligen Foraminiferen. Unter den benthonischen Kalkschalern ist *Uvigerina venusta venusta* FRANZ., *U.* cf. *pygmaea* D'ORB. und *U. semiornata brunnensis* KARR. bezeichnend. Die Molluskenfauna enthält *Turritella erronea ernesti* HANDM., *T scalaria* BUCH etc. Typische Lokalitäten dieses Niveaus sind Gainfarn, Steinebrunn, Grinzing, Brunn, Perchtoldsdorf etc.

4. Buliminenzone Sie ist ausgezeichnet durch einen Reichtum an *Bulimina, Bolivina,* unter den Uvigerinen dominiert *U. venusta liesingensis* TOULA. Die Makrofauna mit *Cerithium michelottii* HÖRN., *Turritella vermicularis tricincta* SCHAFFER, *Turritella erronea* COSSM., *Trigonostoma exwestianum pötzleinsdorfense* SIEBER etc. ist besonders reich in der Sandfazies von Pötzleinsdorf (313 Arten) und Neudorf a. d. March, ferner in Kalksburg bei Wien.

5. Die Rotalienzone des obersten Badenien schließlich zeigt mit ihrem Massenauftreten von *Ammonia [„Rotalia"] beccarii* (LIN.) einen brackischen Einfluß an. Die Schichten dieser Regressionsphase sind auf den zentralen Teil des Beckens beschränkt und nur aus Bohrungen bekannt. Nur entlang der Donau NW Hainburg kommt sie bis unter die subrezenten Donauablagerungen empor (G. WESSELY, 1961, S. 291).

In fazieller Hinsicht ist diese Serie des Badenien im Wiener Becken reichhaltig gegliedert: Grobe Konglomerate stellen sich am Beckenrand (Badener Konglomerat), aber auch in Bohrungen im Beckeninneren ein (Andlersdorfer Konglomerat in der Bohrung Orth 1 in rund 2000—2210 m Tiefe, Auersthaler Konglomerat W KROBOT, 1962 — A. PAPP et al., 1974, S. 198). Sandkomplexe erscheinen wiederum in beiden Bereichen: Im Wiener Raum etwa die Pötzleinsdorfer Sande der Randfazies mit ihrer überreichen Molluskenfauna (R. SIEBER, 1953 a), andererseits z. B. der im Durchschnitt 28 m mächtige Matzener Sand des „16. Tortonhorizontes" in den Bohrungen um Matzen, der durch seine reiche Erdölimprägnation (30 % des gesamten Erdöls des Wiener Beckens) berühmt geworden ist (H. WIESENEDER, 1958; L. KÖLBL, 1966; N. KREUTZER, 1971). Ähnlich wie die Sand- und Schottermassen des Badenien von Eisenstadt wiederaufgearbeitete ältere detritische Ablagerungen darstellen, leitet sich der Matzener Sand aus umgelagerten älteren Sanden des Karpatien ab (H. WIESENEDER & I. MAURER, 1958, S. 1162). Mergel der Randfazies zeigen gelegentlich Massenvorkommen bestimmter, dem Biotop angepaßter Organismen, so etwa die Amphisteginenmergel des „Grünen Kreuz" bei Nußdorf (Wien, 19. Bezirk) — eine noch heute zugängliche Lokalität, die einen guten Teil für die ORBIGNYsche Foraminiferen- und REUSSsche Ostracoden-Beschreibung geliefert hat — oder die Bryozoenmergel im Rauchstallbrunngraben SW Baden. Der Badener Tegel (C. KEFERSTEIN, 1828, S. 425) führt als Stillwassersediment eines etwa 100—200 m tiefen Meeres eine besonders an Gastropoden wie *Pleurotoma, Fusus, Murex, Mitra, Nassa, Natica* etc. („Pleurotomentegel") reiche Fauna in Schalenerhaltung mit Dentalien

und auch Einzelkorallen (besonders Flabellum) und eine überreiche zartschalige Mikrofauna. Über die Verbreitung dieses Badener Tegels, der derzeit noch in der klassischen Lokalität der Soosser Ziegelei bei Baden aufgeschlossen ist, hat R. GRILL (1955) berichtet.

Auch die bis 50 m mächtigen Leithakalke (C. KEFERSTEIN, 1828) – Abb. 244 – umfassen als Sediment eines warmen Meeres in seichter Bewegtwasserregion nahe der Küste (Leithagebirge bei Kaisersteinbruch und Mannersdorf, Westrand des Beckens bei Baden und im nördlichen Abschnitt des Beckens bei Poysbrunn, Steinabrunn etc.) oder an inneren Untiefen des Beckens (Zistersdorfer Steinberg) reiche Faunen, die aber, von den Kalzitschalern wie Pecten, Austern, Seeigeln etc. abgesehen, nicht in Schalenerhaltung, sondern in Steinkernen und Abdrücken ihre Spuren hinterließen. Besonders das Leithagebirge, einst als Insel im Badenienmeer fernab vom Süßwassereinfluß des Westrandes gelegen, bietet auf der Nord- und Südflanke ein Eldorado an mannigfaltigen bio- und lithofaziell bedingten Variationen von Leithakalk, ganz wie etwa rezent in den Teilbuchten der Roten-Meer-Küste zu beobachten: Undeutlich gebankte Lithothamnienrasen, einst besiedelt durch *Chlamys latissima nodosiformis* (SERR.), *Spondylus crassicosta* LAM., *Megacardita jouanneti* BAST., *Venus (Periglypta) miocaenica* MICHT., *V (P.) ambigua* ROV., *Pholadomya alpina* MATH. etc. Seeigeln, vornehmlich der Gattung *Clypeaster, Scutella* und *Echinolampas* etc., wechseln mit Korallenriffkalken, in denen an stockbildenden Korallen *Tarbellastraea reussiana* (M. EDW. & HAIME), *Acanthastraea horrida* (RSS.) und *Porites incrustans* RSS. auffallen, erstere vielfach von den Cirripediern *Pyrgoma multicostatum* SEG. besiedelt und postmortal von der Bohrmuschel *Lithodomus avitensis* MAYER befallen; es gesellen sich Krabbenfeinschlammkalke hinzu, ferner Bryozoen-Brachiopoden-Sandkalke, Ostreen- Pedalion-„Riffe", hauptsächlich mit den Austern *Pycnodonta squarrosa* (SERR.), zurücktretend mit *Ostrea lamellosa* BROCC. sowie *Pedalion maxillatum soldanii* (DESH.). – A. TOLLMANN, 1955 a, S. 14 f., Tab. 5; W DULLO, 1983.

Auch detritäre Leithakalkpartien, die ja ab Sarmat den Leithakalk ausschließlich vertreten, kommen bereits hinzu. N. KREUTZER (1978, Abb. 1) gab eine Übersicht über die Verbreitung des Leithakalkes im Wiener Becken und die Lithologie der Nulliporenkalkhorizonte im Badenien des Ölfeldes Matzen im Beckeninneren, R. SIEBER (1958 d) hat eine Faunenliste mit 540 Arten aus dem sandig-mergelig-kalkigen Komplex einer der fossilreichsten Leithakalkregionen, nämlich jener von Steinabrunn bei Drasenhofen, zusammengestellt, um den Typus dieser durch einen Reichtum an Kleinmollusken bekannten Suite zu zeigen. Tuffe wurden aus der Lagenidenzone des Badenien von Linenberg bei Zistersdorf bekannt (H. WIESENEDER & E. ZIRKL, 1957).

Die außerordentlich reiche Fauna des Badenien auch nur in groben Zügen zu umreißen, fehlt hier der Platz. Es soll aber wenigstens auf die wichtigste paläontologische Literatur über Fauna und Flora des Wiener Beckens zum Zwecke der näheren Informationsmöglichkeit hingewiesen werden. In der Makrofauna dominieren Bivalven und Gastropoden (Abb. 233), über die vor allem die klassischen Monographien von M. HÖRNES (1856, 1870) und R. HOERNES & M. AUINGER (1879) unterrichten, zu denen später Untersuchungen von F. KAUTSKY (1928, 1932, 1936, 1939), R. SIEBER (1936, 1937 a, b, 1949 b, 1953 c, 1955 a, 1956 a, 1958 a, b, d, 1959 b), G. TOTH (1942), W BERGER (1953 a, 1954), A. TAUBER (1954), E. BEER-BISTRICKY (1958), C. BOBIES (1958 c), A. MARIANI & A. PAPP (1966), F. STEININGER et al. (in A. PAPP, I. CICHA et al., 1978) etc. hinzutreten. Hervorzuheben sind hierbei die drei Studien von R. SIEBER (1955 a, 1958 a,

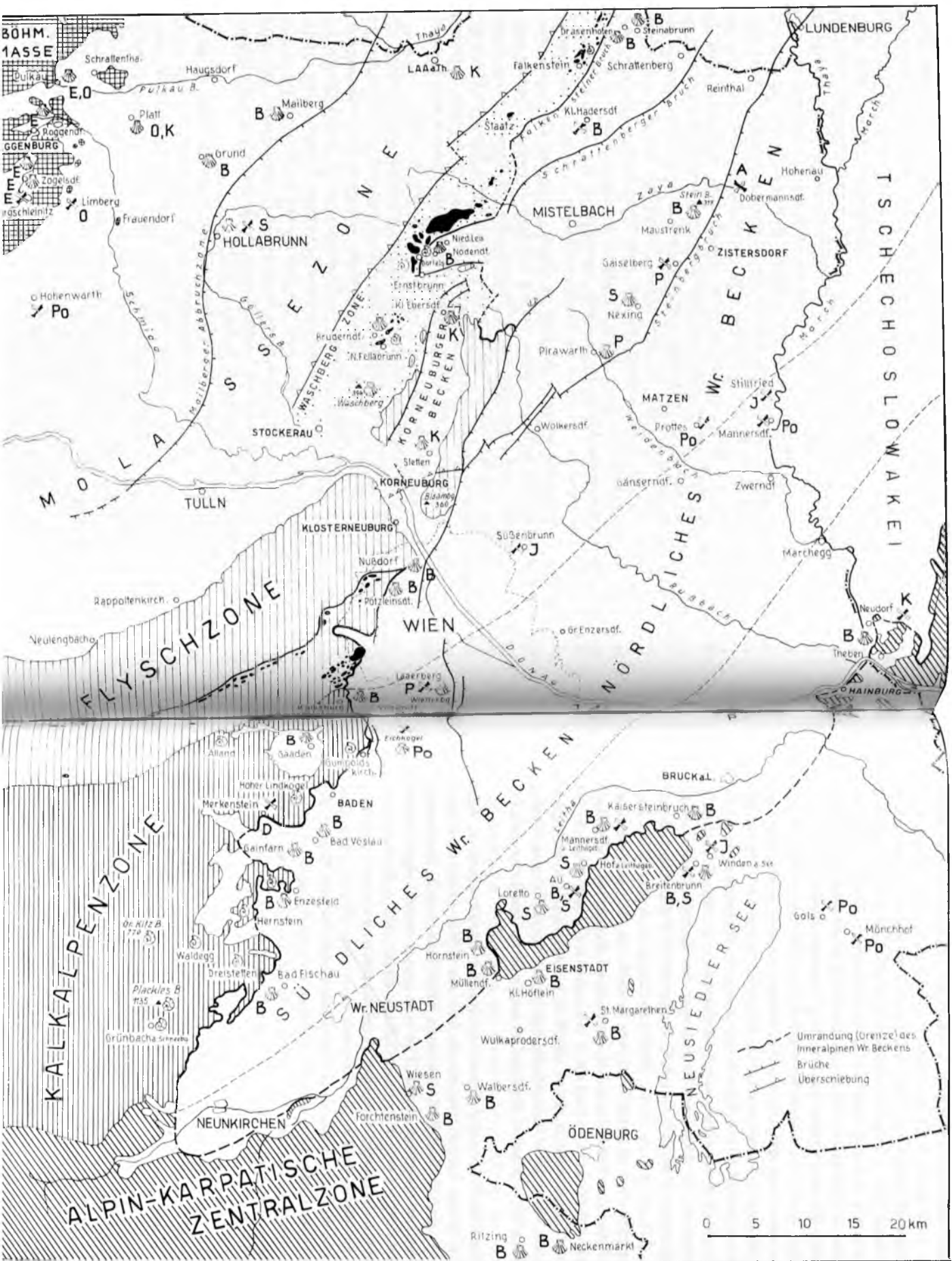


Abb. 233: Fossilfundpunkte im Neogen des Außeralpinen und Inneralpinen Wiener Beckens und im Eisenstädter Becken; nach F. BACHMAYER et al. (1960, Taf. 1).

1959 b), die eine nomenklatorisch-taxonomische Revision der in den klassischen Werken verwendeten Artnamen nach modernen Gesichtspunkten enthalten. Von fossilen Perlen aus Muscheln verschiedener Horizonte des Wiener Beckens, auch des Badenien, haben F. BACHMAYER & H. BINDER (1967) berichtet. Über die Stock- und Einzelkorallen des Badenien liegen Arbeiten von A. REUSS (1848, 1872), O. KÜHN (1963, 1967), L. MUCKENHUBER (1964) und E. KRISTAN-TOLLMANN (1966) vor. Fossile Würmer sind in der Monographie über die tertiären Würmer Österreichs von W J. SCHMIDT (1955) mitbehandelt. Lebensspuren beschreibt nach der klassischen Arbeit von O. ABEL (1935) A. PAPP (1949 a). An Crustaceen sind außer Balaniden auch Krabben nicht zu selten, mit denen sich M. GLAESSNER (1928) und F. BACHMAYER (1953, 1954, 1962 etc.) bzw. F. BACHMAYER & A. TOLLMANN (1953) beschäftigt haben. Die Ostracoden sind, abgesehen von der Pionierarbeit von A. E. REUSS (1850 b), jüngst von E. BRESTENSKÁ et al. (in: A. PAPP et al., 1978) neu bearbeitet worden. Die Bryozoen fanden nach den grundlegenden Studien von A. E. REUSS (1848) jüngst wiederum durch C. BOBIES (1930, 1956, 1958 a, b) und N. VÁVRA (1974 a, b, 1977, 1978 a, b, 1979, 1980) Beachtung. A. TAUBER (1951) und H. SCHAFFER (1962) wandten sich dem Studium von Seeigeln zu, Schlangensternreste sind von K. KÜPPER (1954) aus dem Rauchstallbrunngraben bei Baden bekannt gemacht worden. Aus Leithakalk und Mergeln wurden auch Holothurien-Sklerite durch A. PAPP & K. KÜPPER (1953) und E. KRISTAN-TOLLMANN (1964 d) beschrieben. Die wichtigsten Untersuchungen über die klassischen Mikrofossilgruppen wie Foraminiferen, Ostracoden und weitere Elemente sowie Arbeiten über das Nannoplankton sind ja bereits S. 489 referiert worden.

Von neueren Arbeiten über Haie und Knochenfische seien erwähnt: E. WEINFURTHER (1967 etc.: Otolithe in Fortführung von R. SCHUBERT 1902–1906), O. SCHULTZ (1971: Selachier; 1978: miozäne Fische), R. BRZOBOHATÝ (1978: Otolithe), R. BRZOBOHATÝ & O. SCHULTZ (1978). An meeresbewohnenden Wirbeltieren wurden Schildkröten, Robben, Wale und Seekühe (O. ABEL, 1904, 1922; O. SICKENBERG, 1928; J. PIA et al., 1937 etc.) nachgewiesen. Neuere Untersuchungen über den Gesamtcharakter der Landsäugetierfauna liegen vor allem in den Arbeiten von E. THENIUS (1951 b, 1955, 1959, 1960 b, 1983) vor: Die von E. SUESS (1863) als „1. Land-Säugetierfauna" des Wiener Bekkens ausgegliederte miozäne *„Mastodon angustidens*-Fauna" wurde in den erwähnten Arbeiten untergliedert in eine ältere, vom Eggenburgien bis in das Badenien reichende Cerviden-Waldfauna vom „Steirischen Typus" mit Tragocerinen und Dryopithecinen. Noch innerhalb des Badenien wird diese Waldfauna von einer Savannenfauna abgelöst, die im älteren Sarmat ihren Höhepunkt erreicht, aber bereits im Pannon wiederum von einer Waldfauna ersetzt wird. Charakteristische Säugerfundstellen im Badenien des Wiener Beckens sind z. B. Neudorf/March = Nova Ves in der Slowakei (Spaltenfüllung etwas älter als Sandberg-Fauna), St. Veit/Triesting, Mannersdorf/Leithageb., Poysdorf, Poysbrunn. Die Fauna von Neudorf/Spaltenfüllung, eine der reichsten des Miozäns im Wiener Becken, haben neben E. THENIUS (1952 a) und G. RABEDER (1978) u. a. vor allem H. ZAPFE (1950, 1952, 1953 b, 1960 etc.) bzw. S. SCHAUB & H. ZAPFE (1953) und H. ZAPFE & J. HÜRZELER (1957) studiert: Von besonderem Interesse sind ja die Primatenfunde in dieser Fauna, da sie auch in weltweitem Maßstab gewissen Seltenheitswert besitzen: Menschenaffenreste von *Sivapitecus darwini* (ABEL), *Pliopithecus antiquus* (BLAINV.) und *P. vindobonensis* ZAPFE & HÜRZELER wurden von Neudorf, solche von *Aus-*

triacopithecus weinfurteri EHRENBERG von Kleinhadersdorf bei Poysdorf bekannt (H. ZAPFE, 1958).

Die Neuuntersuchung der miozänen Flora des Wiener Beckens durch W BERGER (1951 a, c, 1952 a, 1954 b, etc.) erbrachte analoge ökologische und paläoklimatische Aussagen wie wir sie oben auf Grund der Säugerfauna zitierten: Im Badenien herrschten hier noch Pflanzen vom Lauraceentypus in immergrünen bis sommergrünen Laubwäldern bis Mischwäldern, ein Typus, der im Sarmat durch Savannen- und Galeriewälder abgelöst wird (vgl. aber S. 493). Die kalkbildenden, niedrig-organisierten Pflanzen, die den Leithakalk zu einem Gutteil aufbauenden Rotalgen der Corallinaceen, fanden in neuerer Zeit nur auf der slowakischen Seite durch A. SCHALEKOVÁ (1969) Beachtung.

Ein besonderer Platz kommt, wie schon zuvor erwähnt, auch den Untersuchungen über die reichen Mikrofaunen des Badenien dieser Region zu, deren Artbestand hinsichtlich der Foraminiferen und Ostracoden bereits in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts durch die S. 489 und S. 505 genannten und weitere Forscher im großen erfaßt wurde, während in der zweiten Phase dieser Studienrichtung – ausgelöst durch das reiche Material aus den Bohrungen der Erdölfirmen während und nach dem Zweiten Weltkrieg – Stratigraphie und entwicklungsgeschichtliche Fragen im Vordergrund standen. An die Pionierarbeiten von R. GRILL (1941 ff.) dieser modernen Forschungsära schlossen Publikationen von P MARKS (1951), A. PAPP & K. TURNOVSKY (1953), A. PAPP & K. KÜPPER (1954), A. PAPP (1963), A. PAPP & M. SCHMID (1971), A. TOLLMANN (1954), K. KOLLMANN (1960) etc. F. RÖGL (1975, S. 118 f. und Tab. 16) hat eine Übersicht über die stratigraphische Verbreitung der Planktonforaminiferen der zentralen Paratethys und damit auch des Wiener Beckens im Miozän gegeben: *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *P. transitoria* (BLOW) sind in der Unteren Lagenidenzone häufig, *Orbulina suturalis* BRÖNN. setzt neben zahlreichen Globigerinen wie *G. bulloides* D'ORB., *G. woodi* JENK. etc. in der Oberen Lagenidenzone neu ein, im Oberen Badenien verarmen besonders nach der Sandschalerzone die Planktonfaunen rasch.

Seit A. KAMPTNER (1948) wurden auch die Nannofloren in die Betrachtung miteinbezogen, um die sich in der Folge besonders H. STRADNER (seit 1958), A. BACHMANN et al. (1963) und R. FUCHS et al. (1977) angenommen haben.

Eine zusammenfassende moderne Darstellung wesentlicher Fossilgruppen des Badenien wurde im jüngst von A. PAPP, I. CICHA et al. (1978) herausgebrachten Band 6 („Badenien") der Paratethys-Reihe von verschiedenen Autoren vorgelegt.

η) Sarmat

Nach der überaus markanten Regression an der Wende Baden/Sarmat, auf die ja schon 1902 TH. FUCHS in spezieller Studie hingewiesen hat und deren Auswirkungen man an kräftigen Erosionsanzeichen vielfach am Beckenrand erfassen kann (A. TOLLMANN, 1955 a, S. 37), ist die radikale Umstellung in der Fauna besonders auffällig, bedingt durch das Absinken des Salzgehaltes des Meerwassers auf zunächst 2 %, dann im weiteren Verlauf bis auf 1,5 %, also durch den Ersatz von vollmarinen Verhältnissen durch brachyhaline Bedingungen (30–16,5‰ Salzgehalt im Meerwasser) und zuletzt bereits Brackwasserverhältnisse. Statt mariner Faunen mit riesiger Artenzahl stellen sich nun artenarme, dafür aber um so individuenreichere endemische, nur für die

Paratethys bezeichnende Faunen ein. Die rein marinen Elemente wie Korallen, Brachiopoden, die meisten Bryozoenarten, alle Echinodermen, die Selachier etc. sind verschwunden. In den Vordergrund schieben sich hingegen bestimmte Mollusken wie *Cerithium, Mohrensternia* und *Callistoma* unter den Schnecken und *Cardium, Ervilia, Irus* und *Mactra* unter den Bivalven. In der Mikrofauna bleibt noch eine artenarme Foraminiferenassoziation bestehen, die an der Grenze zum Pannon verschwindet, während die Ostracoden mit verschiedenen Vertretern auch noch in den ausgesüßten Lebensräumen der Folgezeit aufscheinen. Der Individuenreichtum der Mollusken ist so gewaltig, daß manche Schichten dicht von Cerithien erfüllt sind („Cerithienschichten") und bei Nexing im nördlichen Wiener Becken eine reine Bivalven-Lumachelle gewerbsmäßig als Hühner-Kalkfutter abgebaut wird.

Zunächst sei wiederum die stratigraphische Gliederung dieser in der Beckenfazies bis 2000 m mächtigen Serie von liegend gegen hangend angeführt (A. PAPP, 1939, 1950, 1954, 1956 b, 1974 a):

1. Mohrensternienschichten („Rissoenschichten") der Elphidium regi num-Zone: In der Rand- und Beckenfazies herrschen *Mohrensternia (M. inflata* ANDRZ., *M. sarmatica* FRIEDB., *M. moesiensis* JEK. etc.), es sind häufig *Abra reflexa* (EICHW.), *Cerastoderma* [ehem. *Cardium*] *janoscheki* PAPP, *Ervilia dissita dissita* (EICHW.), *Calliostoma penekei* (HILBER), *C. styriaca* (HILBER), *Hydrobia andrusowi* HILBER etc. In der Foraminiferenfauna herrscht (R. GRILL, 1941, S. 595; A. PAPP, 1963, S. 280; E. BRESTENSKÁ, 1974, S. 245) *Elphidium reginum* (D'ORB.), *E. aculeatum* (D'ORB.), *E. josephinum* (D'ORB.), *E. koberi* TOLLM., *E. flexuosum grilli* PAPP, unter den Ostracoden schieben sich *Aurila mehesi* (ZAL.) und *Cytheridea hungarica* (ZAL.) in den Vordergrund (K. KOLLMANN, 1960, S. 118; H. PLACHY, 1965; T. CERNAJSEK, 1974, S. 460; R. JIŘÍČEK, 1974, S. 434).

Bezeichnende Faunen der Rissoenschichten stammen aus folgenden Lokalitäten: Wien-Heiligenstadt Ziegelei Kreindl, Wien-Türkenschanze, Siebenhirten NNW Mistelbach (J. BODA et al., 1974, S. 170 f.), Breitensee, Pfaffstätten, Kottingbrunn bei Leobersdorf, Bruck/Leitha: Ödes Kloster. Am Rand des Leithagebirges und der Hainburger Berge findet sich im (Unter-)Sarmat eine eigenartige Biozönose in einem Bryozoen-Serpula-Kalk, der von *Cryptosula terebrata* (SINZ.) und *Hydroides pectinata* (PHIL.) erfüllt ist (C. BOBIES, 1957, S. 100; G. WESSELY, 1961, S. 321).

2. Untere Ervilienschichten der *Elphidium-hauerinum*-Zone: In den Ervilientegeln und Cerithiensanden dieses Niveaus herrschen an Makrofossilien weiterhin *Ervilia dissita dissita* (EICHW.) und zahlreiche in den Oberen Ervilienschichten weiterlaufende Elemente (s. u.). Für die Mikrofauna sind *Elphidium hauerinum* (D'ORB.), *E. antoninum* (D'ORB.), *Articulina sarmatica* KARRER bezeichnend, während Ostracoden zurücktreten.

3. Obere Ervilienschichten der unteren *Nonion-granosum* Zone: Bei den Mollusken liegt nun der Schwerpunkt bei den Arten *Irus gregarius gregarius* GOLDF., *Mactra vitaliana eichwaldi* LASK., *Calliostoma poppelacki* (PARTSCH), *Bittium fraterculum* (MAYER) – weitere bezeichnende Arten s. A. PAPP, 1950, S. 257 f. In der Mikrofauna erscheinen nun massenhaft die Foraminiferen *Nonion granosum* (D'ORB.) und *Ammonia beccarii* LINN. sowie die Ostracoden *Miocyprideis janoscheki* KOLLM., *Aurila notata* (RSS.) und *Cyamocytheridea leptostigma* (RSS.), die auch noch in den Mactraschichten der Granosum-Zone anhalten. Als bezeichnende Lokalitäten der Ervilienschichten seien hervorge-

Abb. 234: Untersarmatischer grobbankiger detritärer Leithakalk im Steinbruch Loretto am Leithagebirge/Bgld. Die schrägen Schrämspuren an den glatten Wänden weisen noch auf die alte Abbaumethode mittels schmaler, tiefer Einschnitte (Schrämen) zum Losbrechen großer Steinquader hin.

hoben: Atzgersdorf, Hauskirchen, Hautzendorf (C. BOBIES, 1957, S. 100), Hölles, Kronberg, Nexing (Typlokalität!), Wien-Hernals (J. BODA et al., 1974, S. 169), Wolfsthal bei Hainburg.

4. Mactraschichten der mittleren *Nonion-granosum*-Zone In dieser Zone erscheinen z. T massenhaft große Mactren wie *Mactra vitaliana vitaliana* (D'ORB.), hinzu treten *Irus gregarius ponderosus* (D'ORB.), *I. naviculatus* (R. HOERNES), *Calliostoma podolicum* (DUB.), *Bittium hartbergense* (HILBER) etc. Der Mikrofaunenumschlag ist schon in der Oberen Ervilienzone erfolgt, so daß hier die erwähnte Mikrofaunenzusammensetzung anhält. Nubecularien können „Mikroriffe" aufbauen. Unter den bekannten Lokalitäten dieses Niveaus seien Wolfsthal bei Hainburg und Ulrichskirchen im nördlichen Beckenteil hervorgehoben.

5. Das oberste Sarmat tritt in den Bohrungen als Verarmungszone (Bereich des 1.–4. sarmatischen Sandsteinhorizontes) hervor, in der neben *Cerastoderma politioanei* (JEKEL.), *Bittium hartbergense* (HILBER) und *Replidacna*-Arten noch Kümmerformen von *Irus, Donax, Solen, Musculus* etc. aufscheinen. Diese besonders aus Bohrungen im Gebiet des Steinbergbruches bekannte Zone ist in der Randfazies durch eine Schichtlücke ausgefallen.

Die Fazies des Sarmat zeigt einen grundsätzlich ähnlichen lithologischen Typ wie die des Badenien, nur daß der „gewachsene" Leithakalk zugunsten des detritären zufolge des Verschwindens gesteinsbildender Lithothamnien ausfällt – nur noch zwei Corallinacee-Arten hat E. KAMPTNER (1942, S. 8 ff.) aus der Randfazies des Sarmat gemeldet, die mit der aufgewachsenen Foraminifere *Nubecularia caespitosa* STEINM. schmächtige Lagen im Oolithkalksandstein bildet. Detritäre Leithakalke des Sarmat sind in Steinbrüchen bei Loretto (Abb. 234), Mannersdorf und Breitenbrunn am Leithagebirge zur Gewinnung von Bausteinen aufgeschlossen, auch vom Steinberg bei Zistersdorf aus dem nördlichen Beckenteil bekannt. Eine fast ausschließlich organogen zusammengesetzte Lumachelle ist von Nexing bekannt geworden (J. BODA et al., 1974, S. 162 ff.). Unter Atzgersdorfer Schichten versteht man seit alters einen an Cerithien-Steinkernen überreichen oolithischen Kalksandstein, der früher in großen Steinbrüchen bei Hetzendorf, Atzgersdorf und Mauer südlich von Wien als Baustein für die Stadt gebrochen worden ist. Grobe Uferbildungen des Sarmat als Aufarbeitungsprodukt entlang der Strandterrassen einerseits, Konglomerate mit Komponenten aus Flußschottern des Hinterlandes andererseits, sind am Westrand des Beckens weit verbreitet. Für Bauzwecke wurden in der Stadt Wien noch bis zu Beginn unseres Jahrhunderts in großem Stil die untersarmatischen Sande der Türkenschanze in Wien, XVIII. Bezirk, abgebaut, für Ziegeleien standen einst die untersarmatischen Tegelgruben von Heiligenstadt (Wien XIX) offen und wurde in Wien XVII der unter- bis mittelsarmatische Hernalser Tegel gewonnen.

Als Herkunftsgebiet des detritischen Materials in den Schüttungen des Sarmat gilt nach H. WIESENEDER & I. MAURER (1958, S. 1172) analog wie beim höheren Badenien kalkalpines und kristallines Material aus Moldanubikum und Zentralalpen, während Flyschdetritus zurücktritt. Im Schwermineralspektrum tritt zu den schon im Badenien vorhandenen Granat, Staurolith, Zirkon und Disthen ab Sarmat noch Epidot hinzu (Abb. 235).

Bezüglich der Fauna des Sarmat sind, abgesehen von den oben angeführten Leitformen der einzelnen Niveaus, noch einige Bemerkungen über die Entstehung der so eigenartig zusammengesetzten reichhaltigen Mollusken-Vergesellschaftungen vonnöten (R. JANOSCHEK, 1951, S. 581 f.; A. PAPP, 1974 b, S. 320 ff.): Die erste Gruppe umfaßt marine Gattungen, die nur noch als persistierende Relikte zu betrachten sind und nur sporadisch mit ein bis zwei Arten auftreten. Zu ihnen gehören unter anderen *Acmaea, Clithon, Rissoa, Turritella, Ocenebrina, Nassa, Solen, Pholas* etc. Eine zweite Gruppe umfaßt Gattungen mariner Herkunft, die sich an die Bedingungen im Sarmat anpassen konnten, zu starker Variabilität und Evolution neigen und sehr häufig und artreich vertreten sind: *Modiola, Modiolaria, Cerastoderma* [ehem. *Cardium* p. p., *Replidacna*], *Abra* [ehem. *Syndosmya*], *Irus, Ervilia, Mactra, Donax, Calliostoma, Gibbula, Moesia, Mohrensternia, Pirenella, Pithocerithium, Bittium, Dorsanum, Acteocina* etc. Wiederum untergeordnet ist die

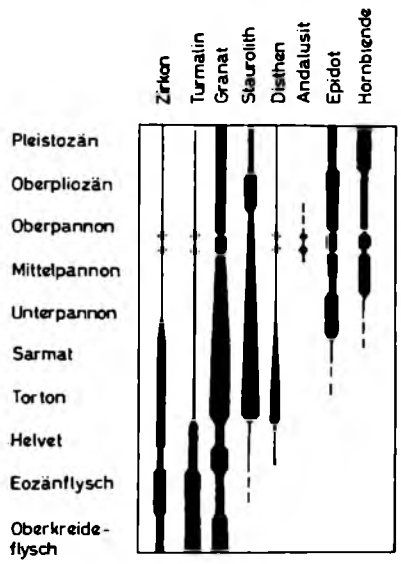


Abb. 235: Die Schwermineralverteilung in den Sedimenten des Wiener Beckens; nach H. WIESENEDER et al. (1958, Abb. 11).

Zahl der dritten Gruppe, nämlich jener Formen des Ästuars bis Süßwassers, deren Vorfahren bereits im älteren Miozän dieses Biotop bevorzugt und dann zugleich Ausgangsformen für die Besiedelung der Pannonischen See geliefert haben: *Theodoxus, Valvata, Pseudoamnicola, Hydrobia, Caspia, Melanopsis, Congeria* etc.

Über die Fossilgruppen des Sarmat vom Wiener Becken und der zentralen Paratethys liegt heute eine Reihe zusammenfassender neuer Arbeiten vor, eingeleitet durch die Mollusken-Monographie von A. PAPP, 1954, fortgesetzt durch J. ŠVAGROVSKÝ (1971: ČSSR), abgeschlossen durch den Paratethys-Band „Sarmatien" von A. PAPP et al., 1974, welcher Band paläontologische Studien über sarmatische Foraminiferen (E. BRESTENSKÁ), Nubucularien (A. PAPP), Bryozoen (V GHIURCA et al.), Mollusken (A. PAPP), Ostracoden (R. JIŘÍČEK; T CERNAJSEK), Fischotholithe (R. BRZOBOHATÝ et al.), ferner über die Nannoflora, über Diatomeen, Grünalgen (Dasycladaceen), die Makroflora und über die Palynologie des Sarmat enthält. Darüber hinaus sei noch wenigstens auf folgende neuere Untersuchungsergebnisse über sarmatische Fossilien aus dem Wiener Bekken aufmerksam gemacht: Über Nannoplanktoninvasionen im Sarmat mit *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BR.) DEFL. berichteten H. STRADNER (1960) und H. S. & R. FUCHS (1980). Mit Foraminiferen aus dem Sarmat beschäftigten sich R. GRILL (1941, 1943), A. TOLLMANN (1955 b) und A. PAPP (1963), mit Ostracoden K. KOLLMANN (1960), H. PLACHY (1965), T CERNAJSEK (1972), mit Krustaceen-Statolithen R. FUCHS (1979), mit Bryozoen C. BOBIES (1957), N. VÁVRA (1974, 1977), mit Würmern W J. SCHMIDT (1955).

Den Umschlag in der Zusammensetzung der Pflanzendecke (und verbunden damit der Landsäugerfauna) noch innerhalb des Badenien mit ihrem immer- bis sommergrünen Mischwald vom Lauraceen-/Betulaceen-Typus bereits vor dem Sarmat zu den Savannen und Galeriewäldern vom Leguminosentypus haben W BERGER (1951 b, 1952 a, 1954, 1955 c) und E. THENIUS (1955, 1959, 1960 b) herausgearbeitet: Die Cervidenfauna des Baden wird hierbei durch die *Listriodon-splendens*-Fauna vom Chiostypus abge-

löst. Die reichen Floren der sarmatischen Fundstellen in Wien-Türkenschanze und Wien-Hernals dienten hierbei als Grundlage einer Neubearbeitung durch W BERGER (1953) und W B. & F. ZABUSCH (1953): Mediterrane, ostasiatische, nordamerikanische und tropisch-afrikanische Elemente sind erfaßt worden, wobei angeblich der mediterrane Typus mit zahlreichen Kieferarten und einer Macchien-Vergesellschaftung dominiert.

Gerade aber eine Neuanalyse dieser Flora der Türkenschanze in Wien-Währing durch H.-J. GREGOR (1980, S. 345) hat keineswegs aride Klimabedingungen im unteren Sarmat bestätigt, wie noch bei F. STEININGER, F. RÖGL & E. MARTINI (1976) vertreten, sondern hat auf eine normale feuchte Vegetation hingewiesen, die ja auch aus den angrenzenden Epochen des Badenien und Obersarmat bekannt war. E. THENIUS (1983, S. 89) hat allerdings darauf aufmerksam gemacht, daß man auch im Sarmat je nach Standort verschiedene Vegetationsassoziationen unterscheiden muß: galerieartige Ufer- und Auwaldfloren, trockenwarme Gemeinschaften mit Leguminosen *(Robinia, Acacia, Mimosites)* teils regengrüne, teils immergrüne Baumsavannen, aber auch Buschsteppen, die der mediterranen Macchie vergleichbar waren.

Wirbeltierfaunen aus dem tieferen Sarmat sind wiederum vom Wiener Bereich (Türkenschanze, Heiligenstadt, Hernals) und vom Leithagebirge bekannt, aus dem höheren Abschnitt dieser Stufe von Atzgersdorf, Nexing etc. Sie umfassen u. a. *Listriodon splendens* (Riesenwildschwein), *Protagoceros chantrei* (Pseudotraginenart), *Gazella stehlini, Chalicotherium grande* (Grabtier unter den Huftieren), *Dinotherium* aff. *giganteum* und *Gomphotherium angustidens* unter den Rüsseltieren. Von besonderem stratigraphischen Interesse ist es, daß Hipparion im Sarmat des Wiener Beckens nicht auftritt, sondern mit dessen Erscheinen eine klare Abgrenzung zum Pannon gegeben ist. Unter den die See bewohnenden Wirbeltieren sind mit dem Rückgang des Salzgehaltes Haie und Rochen, viele Teleostier, Bartenwale und Sirenen verschwunden.

ϑ) Pannon

Der Begriff Pannon wird heute auf die Zonen A–E des bisherigen Pannon eingeschränkt und entspricht altersmäßig dem tieferen Torton der europäischen mediterranen Stufengliederung, gehört also noch zum Obermiozän. Dabei muß die Dreigliederung des „Pannon" im älteren Sinne durch die Abtrennung von „Pannon" F–H als Pont fallengelassen werden, so daß wir heute die Zonen A–C als Unterpannon, die Zonen D–E als Oberpannon nov. sens. (entgegen dem „Mittelpannon" im früheren Sprachgebrauch) bezeichnen müssen. Zonen F–H des bisherigen Pannon werden als Pont bezeichnet und ebenfalls noch zum Miozän gerechnet (A. PAPP & STEININGER, 1979).

Wiederum ist das bis 1000 m mächtige Pannon im Wiener Becken mehrfach deutlich gegen das Liegende abgegrenzt: Zunächst durch eine kräftige Regressionsphase zu Beginn der Zone Pannon A, das randlich fehlt, während das Pannon B transgressiv vorstößt. Ferner durch zeitlich fortschreitenden weiteren merklichen Abfall des Salzgehaltes von 1,5 % (Grenze zum Sarmat) über 1,2 % (Zone B) auf 0,5 % (Zone E) – A. PAPP, 1951 a, S. 142; 1953, S. 89 –, wobei sich dieser Brackwassercharakter in der bereits oben angedeuteten Auslese geeigneter Arten aus der brachyhalinen Fauna des Sarmat äußert. Das Prinzip Artenarmut und Individuenreichtum, das wir im Sarmat ken-

nengelernt haben, bleibt erhalten, nur verschiebt sich der Artenbestand rigoros. Schließlich ist auch durch das Erscheinen des Hipparion in der Landwirbeltierfauna eine klare Marke an der Basis des Pannon gesetzt. In der Pflanzendecke vollzieht sich der Umschlag vom Savannencharakter zu sommergrünen Laubwäldern bzw. vom subtropisch-mediterranen Klima zu Beginn des Pannon zum warmgemäßigten Klima im Pont. Dabei nahm der Einfluß der Humidität vom kontinentalen Trockenklima zu einem atlantischen feuchten Klima stark zu (J. P LUEGER, 1979 b, S. 137, 147 f.).

Die Zonengliederung des Pannon im Wiener Becken wurde durch K. FRIEDL (1937, S. 148 ff.) erstellt und mit der Bearbeitung der Molluskenfaunen durch A. PAPP (1949 b, 1951 a, 1953) weiter ausgebaut. Wir unterscheiden demnach im Pannon fünf Zonen mit den im folgenden angeführten Leitformen, bei denen sich eine bestimmte gerichtete Entwicklungstendenz in Entwicklungsreihen von Congerien, Melanopsiden und Cardien widerspiegelt.

1. Zone A: Zwischensand (bis 40 m) als Basisbildung des Pannon im Becken, Lücke in der Randfazies. Formen des Sarmat wie *Replidacna procarpatina* JEKEL., *R. plancarinata* PAPP, *Congeria moesia* JEKEL. treten neben neuen Arten wie *Limnocardium praeinflatum* PAPP auf. Letzte verkrüppelte Foraminiferen sind noch vorhanden.

2. Zone B = Impressa Zone K. FRIEDL (1937, S. 164; einschließlich dem Zwischensand): Über die Hälfte der Arten ist bereits vom älteren Miozän, besonders aus dem Sarmat bekannt. Neu sind z. B. *Melanopsis impressa posterior* PAPP, *M. handmanni* BRUS., *Theodoxus leobersdorfensis l.* JEKEL., die sehr bezeichnende *Congeria ornithopsis* BRUS. etc. Die Ostracodenfauna enthält massenhaft *Eucypris? auriculata* (REUSS) [= *Candona sieberi* MÉHES], *Hemicytheria hungarica* (MÉHES), *H. lörentheyi* (MÉHES), *Cyprideis pannonica* (MÉHES), *C. tuberculata* (MÉHES), etliche Arten von *Erpetocypris, Candona* etc. (K. KOLLMANN, 1960, S. 120). Fossilfundpunkte: Hautzendorf, Nexing.

3. Zone C = Hoernesi-Zone (Ornithopsis-Zone FRIEDL 1937, S. 159): Sie ist durch das Auftreten einer großen Zahl neuer Arten charakterisiert. Sie greift vielfach auch mit Schottern und Grobsanden über das Sarmat hinweg. Bezeichnende Elemente der Molluskenfauna sind *Congeria hoernesi* BRUS., *C. partschi leobersdorfensis* PAPP, *Melanopsis fossilis fossilis* (MARTINI), *M. bouéi bouéi* FER., *M. inermis* HANDM. etc. Die Ostracodenfauna ähnelt jener der Zone B, es kommen *Cyprideis heterostigma major* KOLLM. und *C. macrostigma ventricosa* KOLLM. hinzu. Fundpunkt: Leobersdorf.

4. Zone D = Partschi-Zone K. FRIEDL (1937, S. 156): Ähnlichkeiten zu der vorherigen Fauna bestehen, Verschiebungen von Arthäufigkeit tritt bei Melanopsiden ein, Weiterentwicklung erfolgt bei Limnocardien und Congerien: *Melanopsis vindobonensis* FUCHS herrscht nun vor, auch *M. fossilis constricta* HANDM. und *M. rugosa* HANDM. sind nicht selten, *Congeria partschi partschi* CŽJŽEK entwickelt weitere Unterarten, *Limnocardium conjungens* PARTSCH und *L. böckhi* HALAV. sind häufig. Unter den Ostracoden seien *Cyprideis heterostigma sublittoralis* POK., *C. macrostigma macrostigma* KOLLM., *C. alberti* KOLLM., *Erpetocypris abscissa* (RSS.) und besonders Arten von *Candona* und *Hemicytheria* erwähnt. Fundpunkte: Inzersdorf (K. KOLLMANN, 1960, S. 101), Wien-Hungelbrunn.

5. Zone E = Subglobosa-Zone K. FRIEDL (1937, S. 154): Bezeichnende Elemente sind *Congeria subglobosa subglobosa* PARTSCH, *C. zsigmondyi* HAL., *C. balatonica* PARTSCH, *Limnocardium carnuntinum* (M. HÖRN.), *L. schedelianum* PARTSCH, weiterhin *Melanopsis vindobonensis* FUCHS etc. Die typische Ostracodenassoziation der Zone E

umfaßt *Hemicytheria brunnensis* (Rss.), *Loxoconcha granifera* (Rss.), *Cyprideis heterostigma obesa* (Rss.), auch noch *C. heterostigma heterostigma* (Rss.). In dieser Zone liegen zahlreiche Aufschlüsse von Ziegelgruben im südlichen Wiener Becken (A. Papp, 1951 a, S. 152; K. Kollmann, 1960, S. 101): Brunn-Vösendorf, Leopoldsdorf, Guntramsdorf, Mannersdorf/Leithagebirge (Tongrube), Bruck/L., ehem. Sandgrube Eichkogel bei Mödling – Abb. 236.

Die fazielle Ausbildung des bis 1500 m mächtigen Pannon zeigt am Beckenrand vorwiegend Sande und Schotter, während der detritäre Leithakalk (Mannersdorf/Leithageb., Parndorf) bereits zurücktritt. Im nördlichen Wiener Becken sind die unterpannonischen Mistelbacher Schotter, die als Donaudeltabildung in Fortsetzung des Hollabrunner Schotterkegels (S. 465) aufzufassen sind, weit verbreitet (R. Grill, 1968, Taf. 1, K. Gyurits & H. Kurzweil, 1976; K. Brunnacker et al., 1979) – Abb. 237

Jüngst hat J. P Lueger (1979 a, S. 89 ff.) gezeigt, daß in den limnisch-fluviatilen Ablagerungen des unterpannonischen Mistelbacher Schotterkegels bei Hauskirchen, 10 km SE Poysdorf, eine Flußmolluskenfauna erhalten ist, von welcher eine Reihe von Arten bis in die Jetztzeit, also zehn Millionen Jahre, persistierte, wie etwa *Sphaeridium rivicola* (Lam.), *Pisidium amnicum* (O. Müller), *Theodoxus danubialis pannonicus* Lueger, *Fagotia acicularis* Ferussac und *Lithoglyphus naticoides* (C. Pfeiffer).

Pannonische Schotterplatten im Südteil des Beckens liegen in den Deltaschottern am Triesting- und Piestingtalausgang vor. In der „Nassen Ebene" des südlichen Wiener Bekkens nimmt weithin die Mergelfazies die Oberfläche ein, durch zahlreiche Ziegelgruben

Abb. 236: Oberpannonischer Tegel (Pannon, Zone E) in der Tongrube Mannersdorf am Leithagebirge, N.Ö.

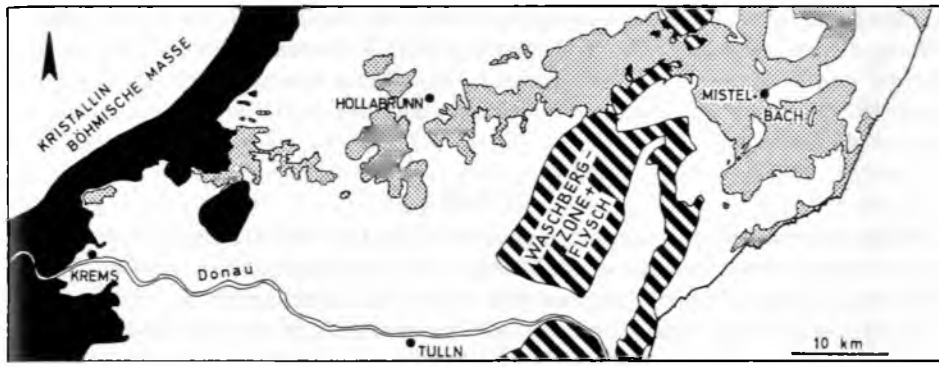


Abb. 237: Der unterpannonische Hollabrunn-Mistelbacher Schotterkegel nach K. Gyurits et al. (1976, Abb. 1).

erschlossen. Gelegentlich wurden im Pannon auch kalkfreie Tone abgelagert. In den Sanden und Peliten des Pannon tritt detritäres Karbonat zurück. Das Schwermineralspektrum der pannonischen Serie ist neben dem weiterhin vorhandenen Granat (und Staurolith) durch namhafte Anteile von Epidot, im höheren Teil auch von Hornblende, die dort vielfach zum Hauptschwermineral wird, gekennzeichnet. Diese Assoziation aus Granat, grüner Hornblende, Strahlstein und Epidot wird aus dem ostalpinen Kristallin abgeleitet (H. Wieseneder & I. Maurer, 1958, S. 1164 f.; 1972) – vgl. Abb. 235.

Die Zusammensetzung der pannonischen Fauna geht, was den Anteil an Mollusken und Ostracoden betrifft, bereits aus der obenstehenden Schilderung der Charakterformen der einzelnen Zonen hervor, als Bestimmungsliteratur neueren Datums steht die erwähnte Monographie von A. Papp (1953) zur Verfügung. Ein ausgezeichnetes Lebensbild aus dem höheren Pannon haben A. Papp & E. Thenius (1954) auf Grund des reichen Fossilmaterials von rund 250 Arten aus der der Zone E angehörigen Tegelgrube Vösendorf südlich von Wien entworfen. Da dort auch fast 100 Pflanzenarten und Reste von über 50 Vertebratenarten – ja sogar Insekten (F. Bachmayer, 1960) – geborgen werden konnten, ergibt sich ein gutes Gesamtbild dieses Ökosystems. Sommergrüne Laubwälder vom Betulaceen-Typus mit Platanen, Ahorn, Pappeln, Eichen, Buchen, Walnuß, Götterbaum, Kastanie, Liriodendron, Liquidambar, aber auch noch Zimtbäumen, weisen auf ein warmgemäßigtes Klima hin, in dem eine Vertebratenfauna mit den Leitformen *Hipparion primigenium* [= *H. gracile* Kaup], *Gomphotherium longirostre* (Kaup) und *Dinotherium giganteum* Kaup, ferner Waldantilopen wie *Miotragocerus pannoniae* (Kretz.), Wildschweine wie *Korynochoerus palaeochoerus* (Kaup), der Säbelzahntiger *Machairodus aphanistus* Kaup, Hyänen, Nashörner, Tapire etc. lebten. E. Thenius (1955, S. 22; 1960 b, S. 205; 1974) vergleicht diesen Typus der *Hipparion*-Fauna des Wiener Beckens mit der Waldfauna von Eppelsheim, nicht mit dem der Pikermi-Steppenfauna, die ab Ungarn gegen SE hin verbreitet war. Mit dem Erstauftreten von *Hipparion* wird demnach zwar der Beginn des Pannon markiert, nicht aber wie früher gleichgesetzt, der Anfang des Pliozäns bestimmt, da das Pannon und Pont heute noch in das Obermiozän zurückversetzt sind (A. Papp & F. Steininger, 1979, S. 167). Zusätzliche eingehende Florenstudien über diese und eine Reihe weiterer bekannter Pflanzenfundstellen wie Wien-

Laaerberg und Wien-St. Marx, Guntramsdorf und Inzersdorf stammen von W Berger (1950 b, 1951 b, 1952 b, 1955), E. Thenius (1960), E. Knobloch (1976: Samen und Früchte) und W Klaus (1977). Mit pannonischen Wirbeltieren hat sich außer E. Thenius (1954, 1957, 1982 etc.) in neuerer Zeit auch H. Zapfe (1948 b, 1949: Gaiselberg bei Zistersdorf) befaßt.

ι) Pont

Wie schon erwähnt, ist jüngst auch das Pont noch dem Miozän angegliedert worden. Diesem „Pont" gehört das ehemalige „Oberpannon" mit seinen Zonen F–H an, die den Oberen Congerienschichten Ungarns entsprechen (J. P Lueger, 1979 c, S. 143).

In klimatischer Hinsicht schließt das tiefere Pont noch an die im Pannon herrschenden feucht-warmgemäßigten Verhältnissen an, wie besonders die Flora anzeigt. Im höheren Pont aber kommt es im Zusammenhang mit der berühmt gewordenen Trokkenphase, in der im Messiniano ja sogar das Mediterranmeer ausgetrocknet war, zum Einwandern der Steppenelemente der Pikermi-Fauna auch in das Wiener Becken (A. Papp & F. Steininger, 1979, S. 166 cum lit.); F. Steininger & A. Papp, 1979; J. P Lueger, 1978, S. 137).

Die ausführlichste Schilderung dieses Pont im Wiener Becken liegt durch A. Papp (1951 a, S. 163–189) vor. Die Zonen werden wie folgt charakterisiert:

1. Zone F: Diese Zone ist durch die „Lignitische Serie" repräsentiert, ein Paket von Tonmergeln, Tonen und Feinsanden mit reichlicher Einschaltung von Lignitflözen und Pflanzenresten, was auf umfangreiche Verlandungserscheinungen im Wiener Becken hinweist. Die Schüttung erfolgte nach dem Schwermineralspektrum mit Zirkon, Andalusit, Sillimanit und Disthen bevorzugt aus dem Moldanubikum (H. Wiesneder et al., 1958).

Die zwei mächtigen Lignitflöze mit 9–10 m und 3–6 m Stärke, die bei Zillingdorf und Neufeld am SE-Rand des Wiener Beckens an der Ödenburger Pforte in dieser Serie der Zone F (W Petrascheck, 1926/29, S. 250 ff.) auftreten, sind in tiefen Tagbauen bis vor wenigen Jahrzehnten abgebaut worden und haben Wurzelböden und Baumstümpfe von Sumpfzypressen sowie weitere Florenelemente (E. Hofmann, 1933, S. 171) gezeigt. Diese in der Ödenburger Pforte über 125 m mächtige Zone F (A. Papp, 1951, S. 172 f., Abb. 6) wird im basalen Teil unterhalb der Flözzone durch Bänke von *Congeria neumayri* Andrus., einem Durchläufer ab dem Karpatien, markiert. Mit dem Absinken des Salzgehaltes, der schon zu Beginn des Pont 0,5 % unterschreitet, tritt in Zone F erstmalig *Viviparus* auf. Die starke Aussüßung hat eine auffällige Verarmung der Fauna zur Folge, auch betreffs der Ostracoden. Weitere Fossilfundpunkte außer der erwähnten Region der Pforte-Bohrungen und Zillingdorf waren der Lignitbergbau Sollenau, Moosbrunn bei Gramatneusiedl, Haslau/Donau etc. (A. Papp, 1951 a, S. 167 ff.), Vertebratenreste stammen von Neufeld-Zillingdorf (und Pöttsching im Bgld.).

2. Zone G–H: Dieser Abschnitt umfaßt die Blaue und Bunte Serie (Janoschek, 1942, S. 140; 1951, S. 620 f.), die im nördlichen Wiener Becken aus einer bis 350 m mächtigen blauen Folge von Sanden, Tonmergeln, Tonen und Kieslagen sowie lignitischen Horizonten und einer bis 100 m mächtigen analogen, aber bunt gefärbten und auch Süßwasser-Kalkfolgen enthaltenden Abfolge bestehen. Die Untergrenze der Buntfärbung geht auf Oxydationswirkungen zurück und darf nicht für Strukturfragen

ausgewerten werden! Im südlichen Wiener Becken nehmen Süßwasserkalklagen zu. Durch weiteres Zurücktreten des Salzgehaltes hat der Pontische See der Zonen G–H Süßwassercharakter aufgewiesen.

Den bekanntesten Fossilfundpunkt des Pannon H stellt die 15 m mächtige Süßwasserkalkkappe des Eichkogels bei Mödling dar (H. KÜPPER & C. BOBIES, 1927, S. 11). Seine Fauna aus Süßwassermollusken und Landschnecken umfaßt nach den Studien von M. SCHLOSSER (1907), W WENZ (1928), W WENZ & AE. EDLAUER (1942), A. PAPP (1951 a, 1953) und J. LUEGER (1978) vor allem Arten von *Viviparus, Valvata, Anodonta, Unio,* ferner Vertreter von *Succinea, Pupa, Helix, Bythinia, Planorbis* etc. Mikropaläontologische Untersuchungen erbrachten Characeen-Oogonien und Thallusreste (A. PAPP, 1951 b) und Landschneckeneier (J. P. LUEGER, 1979 d), ferner aus Mergeln Otolithe einer Fischfauna mit Arten von *Umbra, Esox, Perca, Gobius* (E. WEINFURTER, 1950). Über die Wirbeltierfauna dieses berühmten Fundpunktes am Eichkogel haben zuletzt G. DAXNER (1970, 1972 a, b, 1975) & G. RABEDER (1970) berichtet.

Schotter, Sande und gelbliche Kalkmergel der Zonen G–H sind im Inneren des Wiener Beckens noch in mehreren Flecken südlich der Donau (z. B. Moosbrunn, Gramatneusiedl – F. BACHMAYER, 1957 b) bekannt und in großen Gruben nördlich der Donau z. B. bei Stammersdorf, Wolkersdorf und Prottes erschlossen und haben hier Säugerfaunen geliefert.

Auch das Rohrbacher Konglomerat am SW-Rand des Wiener Beckens westlich von Neunkirchen könnte nach seiner Verzahnung mit der „Gelben Serie" nach F. BRIX in B. PLÖCHINGER (1967, S. 60) in die Zone H eingestuft werden, nachdem es zuvor nach seinem Gehalt an *Chara megarensis* PAPP, Blattabdrücken und der Musteliden-fährte, die wohl *Plesiogulo monspessulanus* zuzuschreiben ist, von H. KÜPPER et al. (1952), H. KÜPPER (1962 d, S. 14) und E. THENIUS (1967, S. 365) als Daz angesprochen worden war. F. BRIX (l. c.) vermutet, daß Blockschotter im Hangenden des Rohrbacher Konglomerates in das Daz reichen könnten, so daß der Gesamtkomplex im tieferen Teil Pont, im höheren Daz umfassen könnte (F. BRIX, 1981, S. 64).

κ) Pliozän und Pleistozän

Nachdem, wie erwähnt, das Pont nunmehr ebenfalls noch dem Miozän angegliedert worden ist, verbleiben für den Zeitraum des Pliozäns, also Daz und Roman, nur sehr wenige Ablagerungen im Bereich des Wiener Beckens, im wesentlichen durch fluviatile Schotter repräsentiert.

Aus dem obersten Pliozän stammt eine jüngst von E. THENIUS (1978) beschriebene Säugerfauna mit *Dicerorhinus megarhinus* (CHRISTOL), *Mammut borsoni* (HAYS) etc. von fluviatilen Schottern aus Alt-Lichtenwarth ESE Poysdorf.

Die Umgestaltung der Vertebratenfauna an der Plio-Pleistozän-Grenze, die zwischen das Roman bzw. Piacenzian/Astian einerseits und das Villafranchian/Calabrian andererseits zu legen ist, vollzieht sich nach A. PAPP & E. THENIUS (1949, S. 772) durch die Einwanderungswelle mit *Elephas planifrons* und *Mammuthus meridionalis, Allohippus stenonis, Leptobos etruscus, Canis arnensis* etc., wobei aber noch manche Tertiärrelikte wie *Anancus arvernensis, Mammut borsoni, Dicerorhinus megarhinus, Tapirus arvernensis* etc. eine Zeit lang im älteren Pleistozän daneben existierten.

Zur genauen Kenntnis der pliozänen und eiszeitlichen Säugetierfaunen und der übrigen Lebewelt im Wiener Becken haben Funde aus Spalten- und Höhlenfüllungen, aus Flußterrassenschottern und dem Löß beigetragen. Sie bilden zugleich Grundlage für eine nähere stratigraphische Gliederung dieser jüngsten Sedimente. Wesentlich für deren genaue Einstufung waren besonders die Arbeiten über die Spaltenfüllungen von Hundsheim und vom Pfaffenkogel bei Deutsch-Altenburg (z. B. H. ZAPFE, 1948 a; E. THENIUS, 1952 b-1983; G. RABEDER seit 1972; K. MAIS & G. RABEDER, 1977 a, b, etc.). Auf gleicher Basis konnten auch die pleistozänen Donauterrassen bei Wien besser datiert werden (E. THENIUS, 1954, 1956, 1962 etc.), mit der Reihe Laaerberg-, Wienerberg-, Arsenal-, Theresianum-, Stadt- und Prater-Terrasse von der höchsten, ältesten zur tiefstgelegenen jüngsten. Ein anschauliches Lebensbild über die jüngste Entwicklung im Wiener Becken hat zuletzt E. THENIUS 1983 erstellt.

d) Der Bau des Wiener Beckens

Wie eingangs erwähnt, stellt das Inneralpine Wiener Becken ein schräg zu den alpinen Zonen verlaufendes tiefes Einbruchsbecken, genauer gesagt, einen in der Mitte am meisten auseinandergezerrten Grabenbruch dar. Die Grenzen werden grundsätzlich durch Brüche gebildet. Wo aber ab dem Badenien das Meer flach über diese Bruchränder hinausgegriffen hat, liegen z. T noch lappenförmige Buchten von geringmächtigen neogenen Sedimenten dem Randgebirge auf, so etwa im Raum Nikolsburg-Drasenhofen im Norden, im Gaadener Becken NW Baden, in der Gainfarner und Enzesfelder Bucht am SW-Rand und in der Ödenburger und Brucker Pforte am SE-Rand des Beckens.

Der Rahmen wird im NW von Gesteinen der Flyschzone und Ernstbrunner Klippenzone gebildet, südlich der Donau im Westen vom Flysch-Wienerwald, den Kalkalpen sowie der Grauwackenzone geformt, im Osten im Leithagebirge durch die unterostalpine Einheit und in den Hainburger Bergen und den Kleinen Karpaten durch die Tatriden und auflagernden karpatischen Einheiten aufgebaut. Das schräge Durchziehen der alpin-karpatischen Großeinheiten im Untergrund der neogenen Beckenfüllung ist auf Abb. 113 dargestellt.

Die Absenkung der Beckensohle erreicht mit rund 5500 m bei Schwechat die größten Beträge in Österreich. Genaue Strukturkarten vom Relief des Beckenuntergrundes bzw. der Neogenbasis liegen vor (R. JANOSCHEK, 1955, Taf. 2; 1958, Abb. 3, S. 1139; J. KAPOUNEK et al., 1963, Abb. 4; 1965, Kt. bei S. 110; M. DLABAČ et al., 1971, Abb. 3, S. 121; A. KRÖLL et al., 1973, Abb. 1, 1980, Beil. 3; G. WESSELY, 1983, Taf. 2) — Abb. 113.

Dieses Wiener Becken ist durch die mannigfaltigen erdölgeologischen Forschungen einschließlich der geophysikalischen Arbeiten und Bohrungen heute samt seinem Untergrund außerordentlich genau bekannt. Folgende neue geologische Spezialkarten decken Teile des österreichischen Anteiles des Wiener Beckens und geben Auskunft über die Verbreitung der Sedimente und Strukturen obertage: Blatt Nordöstliches Weinviertel (R. GRILL, 1961; Erläut. 1968), Blatt Gänserndorf (R. GRILL, 1954, Erläut. 1968), Blatt Wien-Umgebung (G. GÖTZINGER et al., 1952; Erläut. 1954), Karte der Stadt Wien (F. BRIX, 1970, Kt. 1; W JANOSCHEK, 1970); der Zentralteil südlich der Donau ist seit D. STUR (1894) nicht neu aufgenommen worden, von den Hainburger Bergen liegt die

Karte von G. WESSELY (1961) vor, Teile des südlichsten Beckenabschnittes sind auf den Karten von Wiener Neustadt (F. KOSSMAT, 1916; F. BRIX & B. PLÖCHINGER, 1982) und der Hohen Wand (B. PLÖCHINGER, 1964 a, Erläut. 1967) enthalten. Die Randzone entlang des Leithagebirges, auf der alten Karte von R. TELEGD (1903) nur zum kleinen Teil enthalten, ist auf den Dissertationskarten von A. TOLLMANN, 1955 a (Müllendorf—Hornstein), F. SOHS, 1964 (Hornstein—Sommerein) und P HERRMANN, 1974 (Kaisersteinbruch—Bruck/L.) erfaßt. Die neue geologische Karte Wien und Umgebung von W FUCHS & R. GRILL (1984 b) gibt im Maßstab 1 : 200.000 einen exzellenten Überblick über einen großen Teil des Wiener Beckens.

Der rund 5—7 km tiefe Einbruch des Wiener Beckens ging an gewaltigen, über lange Zeit hin aktiven NNE-orientierten, in Teilabschnitten viele Dutzende Kilometer langen Brüchen vor sich, die zweifellos die gesamte Kruste durchschlagen (H. STOWASSER, 1966, S. 188). Dieses Grabenbruchphänomen ist vom Verfasser (1970 a, S. 63 f., 1978 b, S. 323 ff.) als Folgeerscheinung der Krustenzerrung im Zuge einer longitudinalen Plattenzerdriftung Eurasiens gewertet worden, zufolge der typischen Rift-in-Riftstruktur, die jener der ostafrikanischen Gräben entspricht (vgl. S. 671). Geophysikalisch ist allerdings die im Zusammenhang mit der Krustenzerrung zu erwartende Mantelaufwölbung unter dem Wiener Becken noch nicht nachgewiesen worden. Vielleicht deutet sich ein solcher Einfluß in der schwachen Magnetanomalie an, die von der großen Auspitz-Lundenburger Anomalie gegen Süden hin bis Zistersdorf verfolgbar ist (H. BÜRGL & B. KUNZ, 1954; F. WEBER, 1980, S. 140). Die Anlage eines derartigen grabenförmigen Einbruchsbeckens erfolgte erst knapp nach Beginn des Badenien (ab dem Einsetzen der Oberen Lagenidenzone), da die zuvor abgelagerten Sedimente in dem sich langsam eindellenden Nordabschnitt des Beckens noch in keiner Weise an diese nachmaligen Strukturen gebunden sind. Dieses Auseinanderdriften der Grabenbruchränder aber vollzog sich zweifellos an wiederbelebten NNE-ziehenden Großstörungen der Böhmischen Masse im Untergrund dieses Raumes, wie bereits zu Recht V ŠPIČKA (1967 a, S. 177) aus ihrer Anordnung geschlossen hat, was der Verfasser jüngst durch weitere Argumente nach Studium des Durchpausens gerade dieser großen variszischen Strukturen an anderen Stellen im Alpenkörper aus dem Satellitenbild weiter erhärten konnte (1978 b, S. 323).

Die Absetzbewegungen an den Hauptbrüchen hielten lange Zeit während der Sedimentation an. Die Tendenz zur tektonischen Ausfüllung des durch die Dehnung entstandenen Zerrgrabens wird durch ein treppenförmiges Nachsetzen der Randstaffeln gegen die Tiefe hin deutlich. Schließlich blieb mit der weiteren Verlagerung des Dehnungsvorganges gegen die sich weitenden Ränder hin eine mittlere Hochzone im Beckenzentrum als zentrale Scholle stehen. Waren manche Randbrüche von Anfang an über lange Strecken des Neogen oder sogar bis in die Gegenwart in Bewegung, so traten mit Ausgestaltung des Grabensystems im Inneren manche Brüche erst später in Funktion, wie am Beispiel des pontischen Matzener Bruchsystems von N. KREUTZER (1971, S. 47) analysiert.

Sehr junge kräftige Bewegungen haben schließlich noch im mittleren Pleistozän zur 150 m tiefen grabenbruchartigen Einsenkung der eiszeitlichen Schotter im Mitterndorfer Trog zwischen Wiener Neustadt und Mitterndorf im Gebiet der Fischa geführt (Entdeckung: J. STINY, 1932, S. 83; H. KÜPPER, 1955 a, S. 78; 1955 b, Abb. 2; 1962 a, Abb. 2; 1962 b, S. 163) — vgl. S. 529 und Abb. 242 —, der sich jenseits der Donau in der

Abb. 238: Tektonische Skizze des gesamten Wiener Beckens; nach G. Wessely (1984).

Lasseer Senke fortsetzt (J. STINY, 1932, S. 80; T GATTINGER & H. KÜPPER, 1964, S. 210, Abb. 2). Diese jüngsten Bewegungen haben sich ja auch in einem erstaunlichen Umfang an einer Reihe von Brüchen parallel zu jenen von Lassee im Marchfeld bei Siebenbrunn, Markgrafneusiedl und Deutsch-Wagram durch M. SCHUCH (1977, Taf. 1) geophysikalisch nachweisen lassen, da an all den angegebenen Linien der pleistozäne Kieskörper an seiner Unterkante noch in die Bruchabsetzungen einbezogen ist. A. KIESLINGER (1955, S. 179) machte schließlich auf die gegenwärtig anhaltende „Metatektonik" beim Öffnen der sich 1–2 mm/Jahr ausdehnenden Klüfte im Leithakalk des Steinbruches von Loretto am Leithagebirge aufmerksam.

Es soll darauf hingewiesen werden, daß diese bruchtektonische Gestaltung, die mit dem Mitterndorfer Graben wiederum auf eine weitere Dilatation des Wiener Beckens hinweist, nun aus der alten Richtung SSW–NNE in die Richtung SW–NE umgestellt ist.

In zahlreichen Arbeiten sind Übersichten über den tektonischen Bau des Wiener Beckens gegeben worden: Karten: R. JANOSCHEK, 1955, Taf. 1, R. J. & K. GÖTZINGER, 1969, Abb. 5; K. FRIEDL, 1957 a, Abb. 48; 1957 b, Kt., H. WIESENEDER, 1959, Abb. 1, M. DLABAČ, 1962, Abb. 1, K. FRIEDL et al., 1964, Taf. 1; R. GRILL et al., 1964, Taf. 1, R. GRILL, 1968, Taf. 1, A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 1; A. KRÖLL et al., 1972, Abb. 1, 1980, Beil. 1, F. BACHMAYER, 1980, Beil. 1–2; G. WESSELY, 1983, Taf. 2; G. W et al., 1984. Profile R. JANOSCHEK, 1951 a, Taf. 2: Drösing; 1955, Taf. 3: Steinberg und Schwadorf; K. FRIEDL, 1957, Abb. 57· Kagraner Senke, Abb. 62: Oberlaa; R. GRILL et al., 1964, Taf. 2: Steinberg; J. KAPOUNEK et al., 1965, Prof. 1: Eichhorn, Prof. 2: Breitenlee; R. JANOSCHEK et al., 1969, Abb. 6: Matzen-Zwerndorf; W FUCHS, 1980 b, Abb. 131: Zistersdorf und Aderklaa; A. KRÖLL 1980 c, Beil. 4: Matzen; G. WESSELY, 1983, Taf. 3: Profilserie; G. W et al., 1984: Profilserie.

Folgende Hauptstrukturen kennzeichnen den Schollenbau des Wiener Beckens (Abb. 238). Im Nordteil des Beckens wird durch den mäßig tief absetzenden Schrattenberger Bruch die Mistelbacher Scholle parallel dem Westrand des Beckens um einige hundert, maximal aber um 1600 m tiefer geschaltet. Es folgt am Ostrand dieser Scholle der altberühmte Hauptabbruch des Nördlichen Wiener Beckens, der Steinbergbruch, mit seiner exorbitanten Sprunghöhe von drei Kilometern. Die Tiefscholle östlich davon gliedert sich von Westen gegen Osten in die oberflächennahe sogar antiklinal gebaute Zistersdorfer Hochzone über dem schräg liegenden Steinbergbruch, die untergeordnete Göstinger Muldenzone, den Sporn von Eichhorn und die Drösinger Mulde mit einem Tiefgang von mehr als 5400 m. Gegen Osten folgt nach der Schwellenzone von Šaštin noch eine allerdings wesentlich seichtere Muldenzone, bevor das östliche Randbruchsystem erreicht wird. Als quergliederndes Element tritt im Nordteil des Beckens im Raum von Matzen der Spannberger Flyschrücken auf (Abb. 239).

Als selbständiges, dem Wiener Becken im Westen vorgelagertes, in der Längsrichtung gleichorientiertes kleines Einbruchsbecken stellt sich, vom Waschberg- und Bisambergzug als Rahmen begleitet, zwischen Kleinebersdorf im Norden und Korneuburg im Süden das Korneuburger Becken nördlich der Donau ein. Es hat auf der Karte der Umgebung von Korneuburg samt zugehörigen Erläuterungen von R. GRILL (1957 a, 1962 a) und der Karte 1 : 200.000 von W FUCHS & R. GRILL (1984 b) seine letzte zusam-

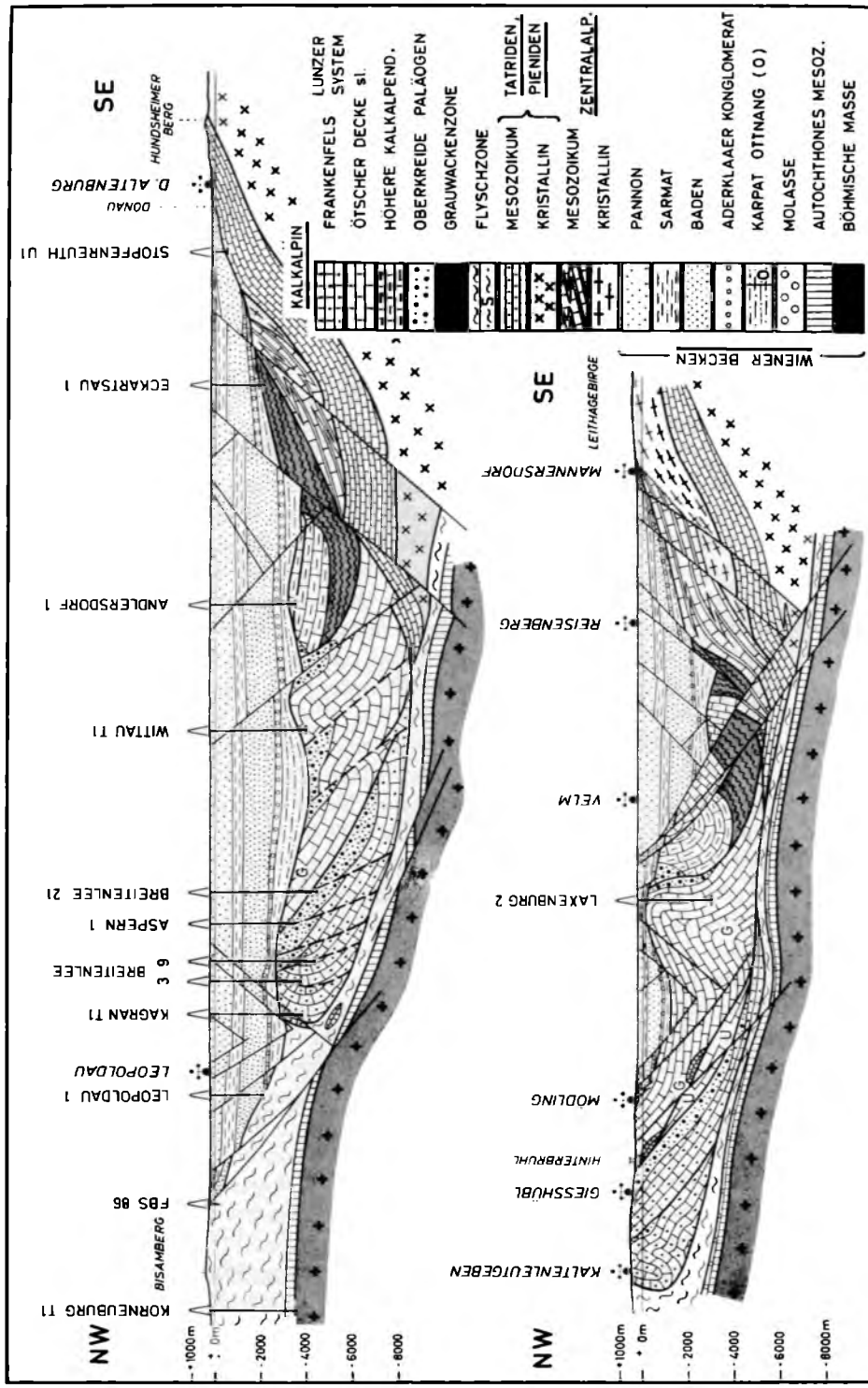


Abb. 239: Profile durch das Wiener Becken und seinen Untergrund; nach G. Wessely (1983, *Taf. 3*).

menfassende Darstellung erfahren. Die Oberfläche des Beckens ist zur Gänze von Mergeln, Tonen und Sanden des vielfach fossilbelegten Karpat eingenommen. Die Beckentiefe ist im Westteil des Einbruchsbeckens durch die Bohrung Korneuburg 1 mit 450 m ermittelt worden, in welcher Tiefe der Flyschuntergrund angefahren worden ist (R. GRILL, 1962 a, S. 32, 46, Taf. 1–2). Im Süden ist das Becken durch den Donaubruch zugestutzt (H. STOWASSER, 1958, S. 395 f.).

Die Gliederung des Wiener Beckens südlich der Donau (Abb. 238) ähnelt im Prinzip jener des Nordteiles. Wiederum läßt sich eine weniger tief abgesenkte Randscholle, hier die Mödlinger Scholle, erkennen, die in ihrer Position genau der Mistelbacher Scholle des Nordens entspricht und im Westen durch das komplexe Bruchsystem der Westlichen Thermenlinie, im Osten aber (jenseits der auf über −200 m hochkommenden Strukturen von Oberlaa und Laxenburg) am gewaltigen Leopoldsdorfer Verwurf mit seiner vier Kilometer großen Sprunghöhe begrenzt wird. Die Tiefscholle gliedert sich hier in die über dem Abbruch gelegene Lanzendorfer Hochzone im Westen, dann die Schwechater Mulde mit fast −5500 m, so daß die als Hochzone wirksame Platte von Enzersdorf-Fischamend mit nur −2139 m Neogenbasislage, die nördlich der Donau im Andlersdorfer Sporn fortsetzt, die oben erwähnte, höher geschaltete zentrale Scholle der Tiefscholle bildet. Nach der dann wiederum unter −4000 m absinkenden östlichen Muldenzone der Marchfeld-Senke folgt das System der Östlichen Thermenlinie gegen das Leithagebirge hin (vgl. S. 522).

Das Becken südlich der Donau wird durch die Mitterndorfer Schwelle mäßig quergegliedert, die bei Ebreichsdorf mit rund −1650 m Neogenbasis die großen Tiefen des südlichen Wiener Beckens gegen Süden hin beendet; jenseits, NE Wiener Neustadt, werden nur noch 2500 m Beckentiefe überschritten. Der südlichste Ausläufer, das Wiener Neustädter Teilbecken, zeigt hingegen mit zunehmender Verschmälerung gegen Süden nur mehr den Bau eines einfachen, bei Wiener Neustadt selbst wenig über 2000 m tiefen, gegen SW aushebenden Troges.

Auf die Fülle der interessanten und in Fragen der Erdölführung wichtigen Detailstrukturen, wie sie zuletzt etwa besonders aus dem Raum Matzen und Schönkirchen in der Literatur behandelt worden sind (A. KRÖLL et al., 1972, S. 155; 1973, S. 409; 1980, S. 170), kann hier nicht eingegangen werden. Doch muß zumindest dem Hauptbruch des Wiener Beckens, im Süden dem Leopoldsdorfer Verwurf (H. KÜPPER, 1968, Taf. 2), im Norden aber dem durch die Reihe der ältesten Erdölfelder sehr früh erschlossenen Steinbergbruch (K. FRIEDL, 1937, S. 125 ff., Taf. 2–4; 1955, S. 59 ff., Abb. 51–53; R. GRILL, 1951, S. 13; R. JANOSCHEK, 1951 a, S. 655 ff., Abb. 5–8; 1955, S. 78 f., Abb. 1–3; H. STOWASSER, 1958, S. 396; 1966, S. 188 ff.; A. KRÖLL, 1980, Abb. 81 usf.) Aufmerksamkeit gezollt werden. Der von Lundenburg in Mähren bis Eibesbrunn E vom Bisambergzug verfolgbare Steinbergbruch (Abb. 203, 238) fällt oberflächennahe 50°, in der Tiefe 70° steil gegen Osten ein, er wird im Westen von einer untergeordneten Parallelstruktur begleitet. Die Sprunghöhe überschreitet für das tiefere Badenien bei Zistersdorf 3 km, in den jüngeren Schichten wird sie geringer, was die synsedimentäre Anlage des Bruches belegt. Die abgesetzte Tiefscholle zeigt kräftige randliche Schleppung, so daß diese Partien der Sandhorizonte verschiedener Stufen als Ölfallen wirksam geworden sind und sich eine Reihe von – heute schon stark ausgebeuteten – Erdölfeldern entlang des Bruches hinzieht. Staffelbrüche begleiten den Hauptbruch gegen die Tiefschollen hin.

Bezogen auf die Oberkante des Flysches beträgt die Sprunghöhe des Steinbergbruches im Raum Zistersdorf sogar rund 5 ½ km. Dort erreicht auch die Neogenfüllung des österreichischen Anteiles des Wiener Beckens E Zistersdorf bzw. SW Hohenau mit fast 6000 m Mächtigkeit ihren höchsten Betrag (F. BRIX & R. FUCHS, 1984, S. 4 f.).

Das in zahlreiche, sich ablösende Einzelstörungen gegliederte System der Westlichen Thermenlinie ist bereits S. 521 kurz vorgestellt worden – vgl. auch S. 527 Vom Wiener Raum an gegen Süden sind folgende Teilstücke dieses Bruchsystems bekannt: Die südlichen Ausläufer des Steinbergbruches treffen im engeren Wiener Stadtgebiet auf die Nordausläufer des Leopoldsdorfer Verwurfes und auf Randstörungen, so daß eine starke Schollentektonik entsteht. Die Hauptbruchlinie in Wien-NW, den Nußdorfer- bzw. Heiligenstädter Bruch, hat H. PLACHY (1981, S. 236) gegen Süden hin noch unter dem Neubau des Allg. Krankenhauses im 9. Wiener Bezirk durchverfolgt. PLACHY belegt an Hand mehrerer Beispiele die Andauer der Bruchtektonik an vielen Linien im Stadtgebiet bis in die jüngste Zeit, da vielerorts auf Grund von Bohrungen die pleistozänen Ablagerungen noch vertikal versetzt sind und sich die Bruchlinien z. T noch in der Morphologie des Stadtreliefs bemerkbar machen. An dem vom Bisambergbruch sich gegen SSW fortsetzenden Nußdorfer Bruch stößt Unterpannon gegen Sarmat ab (H. KÜPPER, 1950, S. 52, Taf. 7; J. FINK, et al., 1958, Taf. 11). Das im Raum Nußdorf ansetzende Bündel tiefgreifender Brüche zieht mit SSE-Verlauf mit 3–5 parallelen Ästen im Boden der Stadt Wien durch, in erster Linie den 2., 3. und 11. Wiener Gemeindebezirk durchquerend (Augarten, Landstraße, Rennweg, Arsenal, Laaerberg), über Unterlaa gegen Süden verlaufend: Es entwickelt sich das System des Leopoldsdorfer Verwurfs, das hier im Norden der Stadt abzweigt und beckenwärts einschwenkt (F. BRIX, 1970, Kt. 1, Abb. 12). Vom Westrandsystem der Thermenlinie aber sind als weitere Teilstücke der Flötzersteigbruch N Hietzing, der Sarmat gegen Flysch versetzt (H. KÜPPER, 1950, S. 53), der Perchtoldsdorfer Bruch (B. PLÖCHINGER, 1958 a), bei Mödling der Altmannsdorfer- und Eichkogelbruch mit seiner Verdoppelung bekannt (H. KÜPPER, 1950, S. 53, Taf. 6, 7). Bei Baden setzt, gegen Westen versetzt, ein ganzes Bündel von Randbrüchen neu gegen Süden hin an, vielfach gestaffelt vor der Mandlingbucht hinlaufend (F. BRIX & B. PLÖCHINGER, Kt. 1982; G. WESSELY, 1983, Taf. 2). Seinerzeit war hier nur der Badener Bruch mit seinen Thermen bei Baden und Bad Vöslau bekannt gewesen. Auch im Randgebiet zum Emmerbergzug vor der Hohen Wand sind bei B. PLÖCHINGER (1964 a; 1967, S. 104 f.: F. BRIX) bzw. F. BRIX et al. (1982) im Bereich der Therme Bad Fischau neben dem Fischauer Bruch noch fünf weitere Störungen erfaßt worden, an die sich dann noch die zwei Staffelbrüche zur Mitterndorfer Senke anschließen (W PROHASKA, 1983, Beil. 3).

Das Gegenstück zu dieser Bruchzone am Ostrand des Beckens stellt die Östliche Thermenlinie gegen das Leithagebirge mit den Thermen von Leithaprodersdorf mit 22,8° C (H. KÜPPER, 1977), Mannersdorf mit 25° C und Deutsch-Altenburg mit 28° C (L. BURGERSTEIN, 1882; H. KÜPPER, 1961; G. WESSELY, 1983) dar. Hier kommt der Bruchrand des Beckens weniger markant zum Ausdruck: Obertage wurde von A. SIEHL (1957, Taf. 18) ein Bruch bei Hornstein vermutet. F. SOHS (1964, Taf. 1) hat die geradlinige Störung zwischen Hof und Mannersdorf als Hauptbruch erfaßt, die E Kaisersteinbruch ihr Pendant aufweist, wo Mittelpannon gegen Badenien abstößt (P HERRMANN, 1974, S. 180).

e) Lagerstätten

Das Wiener Becken stellt ein im Weltmaßstab wohl kleines, aber für seine mäßige Größe außerordentlich erdölreiches neogenes Einbruchsbecken dar. Dem Erdöl und Erdgas gilt demnach in wirtschaftlicher Hinsicht das Hauptinteresse, daneben treten die übrigen Vorkommen nutzbarer Naturschätze – abgesehen von Baustoffen – an Wert zurück.

Die erste Bohrung, die nach den seit Mai 1925 zuerst für die Vacuum Oil Company laufenden Kartierungen von K. FRIEDL, dem Entdecker des Erdöls im Wiener Bekken, im Steinbergbruchgebiet fündig geworden war, war – nach dem nur geringen Erfolg der Bohrung Windisch-Baumgarten 1 vom 30. August 1930 – zunächst am 9. November 1932 die Bohrung Gösting 1, die aus dem unter dem Pannon angefahrenen Flyschuntergrund in mäßigen Grenzen gefördert hatte. Dann folgte die Bohrung Gösting 2, die ab 22. August 1934 planmäßig aus dem reicher ölführenden Sarmat östlich des Steinbergbruches produzierte. Sie ist damit zugleich zur Erschließungsbohrung des ältesten Ölfeldes im österreichischen Anteil des Wiener Beckens, des Zistersdorfer Ölfeldes, geworden (K. FRIEDL, 1937, S. 47). Zuvor war man ja schon im Sarmat von Egbell (Gbely, 1913) und Göding (Hodonin, 1921) im marinen Anteil des Beckens jenseits der Grenzen Österreichs fündig geworden (H. RAMBOUSEK, 1977, S. 20). Die weiteren Etappen in der Erschließung von Erdöl und Erdgas wurden am anschaulichsten von H. WIESENEDER (1958 b), A. KRÖLL (1980, S. 147 ff.) und A. BRUSATTI (1980, S. 139 ff.) dargestellt.

Der Hauptteil des in Österreich geförderten Erdöls und Erdgases stammt aus dem Wiener Becken; der überwiegende Teil davon wiederum noch immer aus der neogenen Beckenfüllung, da der Anteil des seit 1959 erschlossenen kalkalpinen Beckenuntergrundes doch erst 22 % ausmacht. Sämtliche Formationen des Neogen vom Ottnang bis Sarmat sind ölführend: Karpat an den Flanken des Steinbergdomes und im Bereich der Struktur Matzen und Aderklaa, Baden und Sarmat an den Schleppstrukturen des Steinbergbruches und in den letztgenannten Strukturen, Pannon ist nur in sehr untergeordnetem Maß ölführend (R. JANOSCHEK, 1955, S. 79; A. KRÖLL, 1980, S. 166 ff.). Die Ölvorkommen konzentrieren sich in der westlichen Hälfte des nördlichen Wiener Beckens, die Gasvorkommen in der östlichen Hälfte (Zwerndorf; Malacky in der Slowakei) und greifen mit der Struktur Enzersdorf-Schwadorf auch noch südlich der Donau über, wo kein Öl mehr auftritt (H. WIESENEDER, 1959, Abb. 1; M. DLABAČ, 1962, Abb. 1, A. KRÖLL, 1980, Beil. 1, H. WIESENEDER & F. BRIX, 1981, Abb. 1) – Abb. 240.

Das wichtigste Ölvorkommen ist jenes von Matzen, aus welchem Feld 49 % der österreichischen Ölproduktion stammen. Ein mächtiger, ölimprägnierter Sandkörper des Unteren Badenien bildet die Basis dieses bedeutendsten, antiklinal aufgebauten Ölfeldes Mitteleuropas. Die Reihe der ältesten erschlossenen Ölfelder ist an den abgesenkten Flügel des Steinbergbruches, also den Westrand der Tiefscholle, geknüpft: Hier tritt eine in ihrer Genese lang diskutierte Antiklinale (Feld Mühlberg, Gaiselberg) oder Halbantiklinale (Feld Gösting, RAG-, Van Sickel-Domung) auf, teils ist die Ölführung an die am Bruch abgedichteten Schleppstrukturen gebunden. Einen weiteren Strukturtypus stellen durch Brüche begrenzte Hochschollen dar, wie etwa das aus dem Unteren Badenien produzierende Ölfeld Aderklaa oder das ebenfalls dem Badenien angehörige Gasfeld Zwerndorf/March. H. WIESENEDER & I. MAURER (1958, Taf. 1) haben

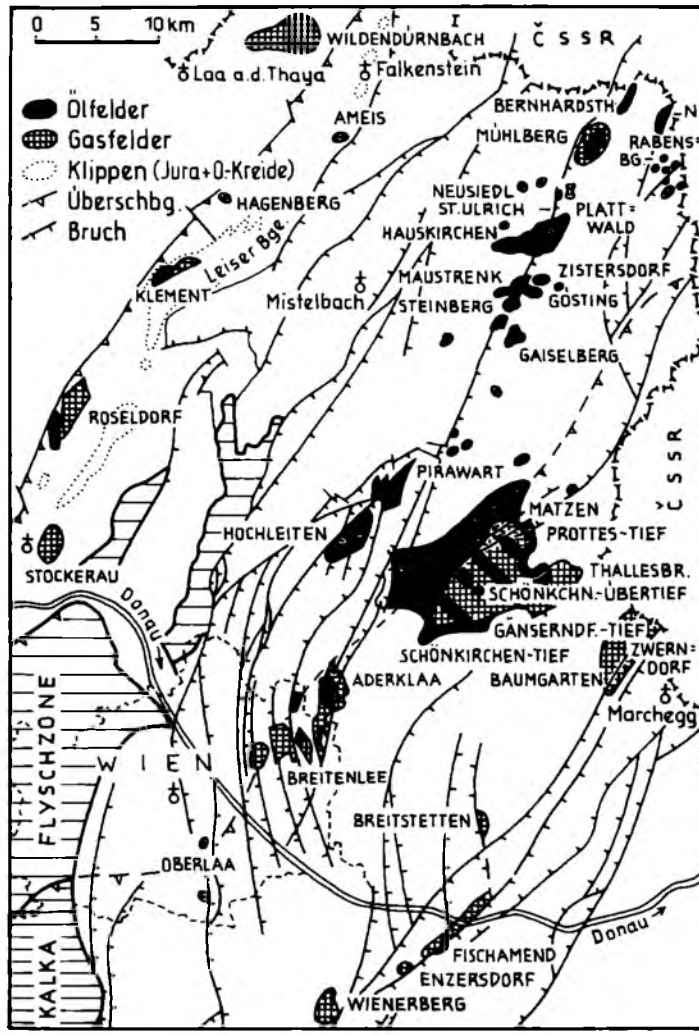


Abb. 240: Öl- und Gasfelder im Wiener Becken bzw. in N.Ö.; nach A. Kröll (1980, Taf. 1).

in einer Säulenprofilserie durch das Wiener Becken die wichtigen öl- und gasführenden Horizonte in den einzelnen Tertiärstufen graphisch dargestellt.

In letzter Zeit hat sich die Ölsuche mehr auf den kalkalpinen Untergrund des Beckens konzentriert, wo seit 1959 Erdgas (Aderklaa, Zwerndorf und Baumgarten) und seit 1962 Erdöl unter dem Südteil des Matzener Feldes (Schönkirchen) erschlossen worden sind — H. Wieseneder (1959), A. Kröll (1980, S. 171 ff.). Die Kohlenwasserstoffe sammeln sich im porösen Hauptdolomit bevorzugt dort, wo er diskordant von der mergeligen Gosau gegen oben hin abgedichtet ist — erfaßt unter der begrabenen Gosau, der Fortsetzung der Gießhübler Mulde, erhofft auch unter der südlicher folgenden Gosau

der Glinzendorfer Mulde, östlich von Wien – als Fortsetzung der Grünbacher Gosaumulde im Beckenuntergrund (Abb. 113) –, auf welche Struktur jüngst die Bohrungen Wittau ÜT 1 und Markgrafneusiedl angesetzt worden sind.

Als drittes kohlenwasserstofführendes Stockwerk unter dem Tertiär und unter den begrabenen alpinen Decken im Untergrund des Wiener Beckens wird in neuerer Zeit das darunter vorhandene autochthone und aufgeschuppte Mesozoikum der unterlagernden Böhmischen Masse ins Auge gefaßt, das z. B. in den bis 8,5 km tiefen Bohrungen Zistersdorf Übertief angetroffen worden ist (Abb. 203). Hier wurde unter dem Tertiär des Wiener Beckens zunächst die Flyschdecke, dann die Steinitzer Decke mit Paläogen, schließlich die Molasse durchörtert und zuletzt der autochthone Malm dieses drittiefsten Stockwerkes mit Kohlenwasserstofführung angefahren. Auch in den Bohrungen Maustrenk und Aderklaa Ultratief erhofft man dieses dritte Stockwerk anzutreffen.

Die chemische Zusammensetzung des Erdöls im Wiener Becken wird offenbar durch die BARTON'sche Tiefenregel beherrscht, d. h. mit zunehmender Tiefe tritt abnehmende Dichte des Öles ein: Aus tieferen Horizonten stammt leichtes paraffinöses Öl, aus höheren schwereres, aus den höchsten Niveaus ein asphaltöses Öl. H. WIESENEDER (1973, S. 162 ff.) hat gezeigt, daß hierdurch auch hier nicht, wie früher gedacht, verschieden weite Migrationswege oder die verschiedene Entfernung zur Oberfläche maßgebend sind, sondern daß es sich hierbei um eine Altersregel handelt: Das offenbar schwere naphthenreiche Protopetroleum am Anfang der Entwicklung wird mit zunehmendem geologischem Alter paraffinbasischer. Zahlreiche Arbeiten liegen heute über geochemische Fragen des Wiener Beckens wie Erdölchemismus, Zusammensetzung der Tiefenwasser etc. vor (z. B.: L. KÖLBL, 1958 ff., K. KREJCI-GRAF et al., 1966; H. BUCHTA et al., 1963; H. WIESENEDER, 1964, 1973, 1980; A. KRÖLL et al., 1972; G. SCHRÖCKENFUCHS, 1975; A. KRÖLL, 1980 etc.). Aus der Zusammensetzung der Öle lassen sich gewisse Gruppen herausschälen, was wiederum Hinweise auf deren Genese gibt. H. WIESENEDER (1964, S. 485) beantwortet diese schwierige Frage wie folgt. Eine erste Gruppe umfaßt die Neogenlagerstätten am Steinbergbruch, das produktive Badenien von Matzen und das Öl im Karpat und Flysch von Zistersdorf: Als Muttergestein werden die mächtigen pelitischen Gesteine des tieferen Baden in den umgebenden Muldenzonen angesehen, aus denen das Öl in die Hochstrukturen eingewandert ist. Die zweite Gruppe umfaßt das Öl im ausgesüßten Matzener Karpat, im Tiefbaden von Aderklaa und die bedeutenden Vorkommen im kalkalpinen Untergrund. Hier wird als Lieferant das Mesozoikum des Untergrundes selbst herangezogen. Als dritte Gruppe schließlich wird das Erdgas des Unterpannon im Feld Mühlberg und des Unterpannon und Sarmat des Feldes Matzen zusammengefaßt, das aus dem Sarmat und Pannon bezogen werden kann. Ist auch mit dieser Deutung vielleicht nicht das letzte Wort gesprochen, so hat die vergleichende Untersuchung des extrahierbaren organischen Materials der Sedimente hier sicher weitergeholfen.

Die Erdölförderung Österreichs (A. BRUSATTI, 1980; W JANOSCHEK, 1980, S. 229; R. ORASCH, 1983), die an der 5. Stelle der Erdölproduzenten Europas steht, erreichte im Jahre 1955 mit rund 3,5 Mio. t ihre Spitze, lag mit einem Zwischenmaximum im Jahre 1973 bei 2,5 Mio. t und sank in den letzten Jahren regelmäßig weiter ab, so daß sie 1984 bei 1,2 Mio. t lag. Dies bedeutet, daß die Eigenproduktion jetzt nur noch 15 %

des Bedarfes unseres Landes deckt, während noch 1950 der gesamte Erdölbedarf durch die inländische Erzeugung gedeckt werden konnte.

Die gesamte Erdölförderung Österreichs bis zum Jahresende 1984 betrug über 92 Mio. t, wovon der weitaus größte Teil aus dem Wiener Becken stammt. Zum Vergleich: Die Welterdölförderung brachte 1983 rund 2,8 Mia. t, die Gesamtförderung der Welt bis 1983 64,5 Mia. t, die Welterdölreserven liegen bei 100 Mia. t.

In Österreich beträgt der gesamte, bis 1980 erfaßte Ölinhalt 305 Mio. t; da aber derzeit mit einem Endausbeutefaktor von 33 % gerechnet werden kann (man hofft bis zum Jahr 2000 auf eine Entölung bis fast 40 %), wird mit Rücksicht auf die sicheren und wahrscheinlichen Reserven des Landes von knapp 20 Mio. t die Endausbeute Österreichs an Erdöl wenig über 100 Mio. t ausmachen (A. KAUFMANN et al., 1980, S. 174).

Die Naturgasproduktion (= „Erdgas" und das im Erdöl gelöste und nach der Förderung frei werdende „Erdölgas") Österreichs erreichte im Jahre 1978 mit 2,53 Mia. m^3 den bisherigen Jahresrekord und betrug 1984 1,245.397 m^3 (davon 985.361 m^3 Erdgas).

In reinen Erdgaslagerstätten wurden in Österreich 71 Mia. m^3 Inhalt nachgewiesen, davon bisher 33 Mia. m^3 gefördert; Erdölbegleitgas, im Öl gelöst oder in Form von Gaskappen, wurde mit 34 Mia. m^3 erfaßt, wovon bisher rund 14,4 Mia. m^3 produziert wurden (A. KAUFMANN et al., 1980, S. 174). 82 % des Naturgases Österreichs stammen aus dem Wiener Becken.

Der Import von Gas stieg von rund 1 Mia. m^3 im Jahre 1970 auf rund 3 Mia. m^3 in den achtziger Jahren. Die Zwischenspeicherung des Gases erfolgt in vier großen natürlichen Gasspeichern, und zwar dem 3.–4. Unterpannonhorizont in Matzen, dem 5. Sarmathorizont in Tallesbrunn, den 5. Sarmat- und Badenhorizont in Schönkirchen und im Eozän in Thann in O.-Ö. Der Speicherungsumschlag betrug 1979 0,68 Mia. m^3/Jahr.

Unvergleichlich unbedeutender sind neben dem Erdöl und Erdgas die übrigen Bergbauschätze des Wiener Beckens. So ist etwa der seit der zweiten Hälfte des 19. Jh. bei Zillingdorf-Neufeld und Sollenau betriebene Lignitabbau (W E. PETRASCHECK, 1926/29, S. 250 ff.) im Pont (Zone F) seit 1955 eingestellt. Eine Neuprospektion aber hat ergeben, daß die Fortsetzung der Lignitflöze in dem durch Staffelbrüche zerstückelten Untergrund ein Areal von rund 15 km^2 einnimmt und in der Tiefscholle in 120–300 m Tiefe liegt (D. SOMMER et al., 1983, S. 118; L. WEBER et al., 1983, S. 247 ff.). Lignit ist im Wiener Becken ferner im Unterpannon von Göding und Gaya im mährischen Teil abgebaut worden (W E. PETRASCHECK, l. c., S. 260 ff.).

Braunkohle kommt in der brackischen Randfazies des Karpat oder Unterbaden von Neusiedl, Grillenberg und Jauling bei Berndorf an der Triesting am Beckenwestrand vor und ebenso in dem bereits dem Beckenuntergrund angehörigen Karpat von Hart bei Gloggnitz (W PETRASCHECK, 1926, S. 248 ff.; R. JANOSCHEK, 1951 a, S. 548, 556; H. ZAPFE, 1956, S. 73; O. THIELE, 1983, S. 86; L. WEBER & A. WEISS, 1983, S. 251 ff.).

Andere, wirtschaftlich wichtige Bergprodukte des Wiener Beckens sind natürlich die in großem Umfang gerade beim Bau und der Erweiterung der Stadt Wien verwendeten natürlichen Bausteine, wie gewachsener und detritärer Leithakalk, sarmatischer Atzgersdorfer Stein, verfestigte Konglomerate etc., ferner Bausand, der etwa noch bis zu Beginn unseres Jahrhunderts im Stadtbereich aus den großen Sandgruben der Türkenschanze in Wien XVIII etc. gewonnen worden ist oder der für die Ziegelbrennerei ver-

wendete Tegel, vom Badener Tegel bis zu dem Tegel des Pannon, von dessen umfangreichem Abbau noch heute die Ziegelteiche in der „Nassen Ebene" südlich von Wien künden. Pannonischer Tegel und Leithakalk dienen in Mannersdorf am Leithagebirge als Grundlage der florierenden Zementindustrie. A. KIESLINGER hat sich wie kein anderer liebevoll mit der Herkunft und Kulturgeschichte des Natursteines im Raum von Wien, den „Steinen von St. Stephan" (1949), den „Steinen der Wiener Ringstraße" (1972) und zahllosen anderen einschlägigen Fragen befaßt (Lit. in A. KIESLINGER, 1964 b, S. 222 f., 1972, S. 601 ff.). A. KIESLINGER (1932, S. 191 ff.; 1951, S. 70, 95, 100) und A. SCHMÖLZER (1933) haben die Steinbrüche am Leithagebirgsrand geschildert.

Schließlich sind auch noch die Thermen, die sich hauptsächlich am West- und Ostrand des südlichen Wiener Beckens anreihen, als wirtschaftlich interessante Bodenschätze erwähnenswert.

Die klassische „Westliche Thermenlinie" am Westrand des Beckens, die von Winzendorf über Brunn/S., Fischau, Leobersdorf, Vöslau, Baden („Aquae" der Römer), Mödling und Döbling führt und seit E. SUESS in großen Zügen erfaßt ist, findet jenseits der Donau trotz der als eigene „Nördliche Thermenlinie" von J. KNETT (1901, S. 247) bezeichneten Randzone mit der Schwefelquelle Poysdorf und dem Schwefelbad Voitlsbrunn SE Nikolsburg in Mähren keine richtige Fortsetzung. Wir wissen heute, daß auch die klassische Wiener Thermenlinie (Westliche Thermenlinie) keine Bruchlinie, sondern ein ganzes Bündel sich ablösender Einzelstörungen umfaßt (vgl. S. 522). Eine „Innere Thermenlinie" des Beckens knüpft an das Hauptabbruchsystem zur Tiefscholle. So wie im Bereich des Hauptabbruches des südlichen Beckenteiles, dem Leopoldsdorfer System, die Therme Oberlaa erbohrt worden ist, so sind an den Hauptabbruch im Nordteil, das Steinbergbruchsystem, der Pirawarther Säuerling und die Schwefeltherme St. Ulrich-Hauskirchen gebunden.

Die Thermen und Mineralquellen der „Östlichen Thermenlinie" (S. 522) Neudorf-Sauerbrunn, Leithaprodersdorf, Mannersdorf/L., Deutsch-Altenburg – letztere schon im römischen Carnuntum genutzt – finden ihre Fortsetzung am Westabbruch der Kleinen Karpaten.

Am meisten hat sich in neuerer Zeit mit Fragen der Thermen im Wiener Becken H. KÜPPER befaßt (1968, S. 95 ff.; 1977 a, S. 112 ff.), ohne eine befriedigende Erklärung des Mechanismus geben zu können. Es mag bezeichnend für die bis vor kurzem ungeklärte Situation sein, daß sogar für das klassische Gebiet von Baden nach J. STINY's Idee (1953) bis jüngst nur die von dem ungarischen Geologen M. VENDEL (1963) nach einem Kurzbesuch dieser Therme aufgestellte ad-hoc-Theorie existierte – die der Wahrheit noch am nächsten kam.

Bohrungen im Bereich der W-Thermenlinie brachten kräftige Überraschungen. So etwa die Bohrung Sollenau 1, die in 2470 m Tiefe unter dem Tertiär in den Kalkalpen wenig mineralisiertes kühles Wasser von 32° C statt 68° C (wie zu erwarten) angetroffen hat (F. RONNER, 1980, S. 578). Oder die Bohrung Berndorf 1, bei der in 4750 m Tiefe erst eine Wassertemperatur von ca. 49° C (statt 156°) gemessen worden war und die an der Untergrenze der Kalkalpen in 5640 m Tiefe noch immer erst 70° C erbrachte. Ebenso wie in Sollenau 1 weisen die niedrigen Temperaturen des durchströmenden Süßwassers auf eine kräftige Abkühlung des Gesteins durch laufenden Durchfluß hin (A. KRÖLL et al., 1981, S. 146; G. WACHTEL & G. WESSELY, 1981, Abb. 5: Bohrprofil Berndorf 1).

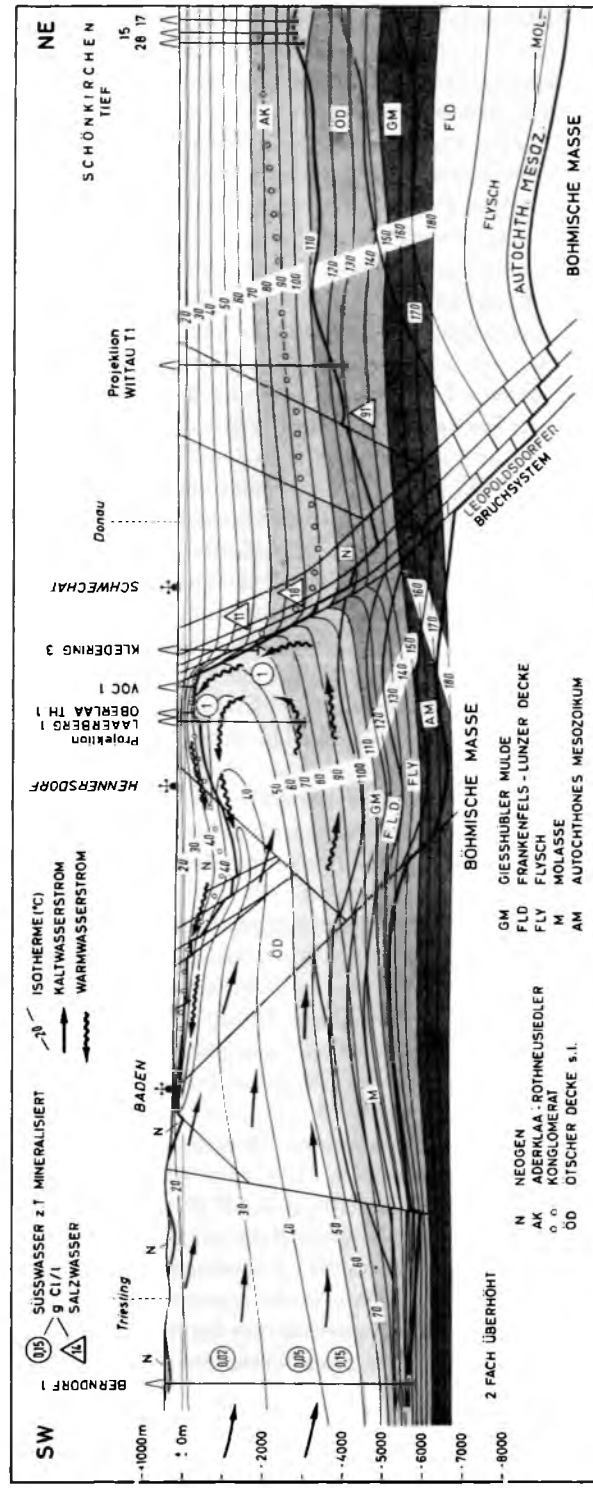


Abb. 241: Das hydrodynamische Regime an der westlichen Thermenlinie im Wiener Becken; nach G. Wessely (1983, Taf. 8).

Aus den nun durch die Tiefbohrungen bekannten Daten des Beckens und Untergrundes in bezug auf Porosität, Dichte der Gesteine, Temperatur- und Druckverhältnisse und chemische Zusammensetzung der Wässer hat jetzt endlich G. WESSELY (1983, S. 45 ff., S. 62, Taf. 8) das hydrogeologische Regime an der Thermenlinie einschließlich der Badener Therme befriedigend klären können: Ein viel größerer Raum, als ursprünglich gedacht, ist am Zustandekommen dieser Thermalwasservorkommen beteiligt. Weite Bereiche der Kalkalpen im Hinterland als Einzugsgebiet und die gesamte Hochscholle westlich des 4000 m tiefen Leopoldsdorfer Bruchs spielen hier zusammen: G. WESSELY unterscheidet ein hydrostatisches System mit salinem Regime und stabilen Temperaturen in der Tiefe des zentralen Wiener Beckens von dem für die Thermenlinien maßgebenden hydrodynamischen System am West-(und Ost-)Rand des Beckens: Die Kalkalpenteile unter der Thermenlinie werden in großer Tiefe von kalten, beckenwärts strömenden Wässern durchflossen, besonders die mächtigen und klüftigen Dolomite der Göllerdecke. Diese Wässer werden hierbei erwärmt und mineralisiert, steigen dadurch an dem für sie wegsamen Bruchsystem des Leopoldsdorfer Verwurfes hoch und fließen in porösen neogenen Gesteinen (Konglomerate, Leithakalke etc.) zum Bruchsystem des Beckenrandes zurück, wo sie endgültig hochkommen. Diese Theorie wird besonders durch die Messungen des aufgestiegenen Heißwassers entlang des Leopoldsdorfer Verwurfes bestätigt, das etwa in der Bohrung Laxenburg 2 in 230–290 m Tiefe eine Temperatur von 50–54° C aufweist oder in Oberlaa Th 1 in 352–419 m Tiefe neben kräftigem Schwefelgehalt 53° C besitzt. Abb. 241 zeigt dieses geothermale dynamische System nach G. WESSELY.

Im Hinblick auf die praktische Nutzung der heißen Wässer liegt nicht nur im Wiener Becken, sondern ganz allgemein ein weites, wirtschaftlich bedeutendes Forschungsfeld in Österreich fast brach (vgl. F. RONNER, 1974, S. 126 ff.; 1980, S. 578; K. LACHMAYER, 1980, S. 254 f., A. TOLLMANN, 1980, S. B39).

Unter oberflächennahen Grundwasserreserven nimmt im südlichen Wiener Becken die Mitterndorfer Senke eine besondere Stellung ein (Abb. 242). Sie stellt einen an Brüchen nachaltpleistozän bis 150 m tief eingesenkten jüngerquartären Sand-Schotter-Trog dar, der mit SW-NE-Richtung vom Raum Neunkirchen über Wiener Neustadt, Ebreichsdorf, Mitterndorf, Wienerberg und weiter in Richtung Fischamend zieht. Bereits E. SUESS hatte das enorme Volumen des hochwertigen Wassers dieses Troges, das fast jenem des Traunsees entsprechen soll (H. KÜPPER, 1955, S. 78), ursprünglich anstelle der kalkhochalpinen Karstwässer für die Trinkwasserversorgung Wiens nutzen wollen – was erst in neuester Zeit durch die soeben in Probebetrieb stehenden Brunnen der Gemeinde Wien bei Moosbrunn in Form der 3. Wiener Wasserleitung wieder aufgegriffen worden ist (nachdem allerdings dieser wertvolle Grundwassertrog gerade an seiner Wurzel durch chlorierte Kohlenwasserstoffe bereits vergiftet ist). Die Fließgeschwindigkeit des Grundwassers im Trog mag nach den bisherigen Messungen etwa an die 6 m/Tag bzw. rund 2 km/Jahr betragen. Trotz des bedeutenden Wasservolumens dieser Senke kann allerdings auf Dauer nur der sich beständig erneuernde Durchsatz, der etwa zwischen 5 und 10 m^3/sec. liegt, genutzt werden.

Zur näheren Kenntnis des Mitterndorfer Grundwassertroges mit seiner Länge von 40 km, Breite von 2,8 km und Tiefe von 50–150 m haben nach dessen erster exakter Erfassung durch J. STINY (1932, S. 83 f.) in neuerer Zeit besonders H. KÜPPER (1954,

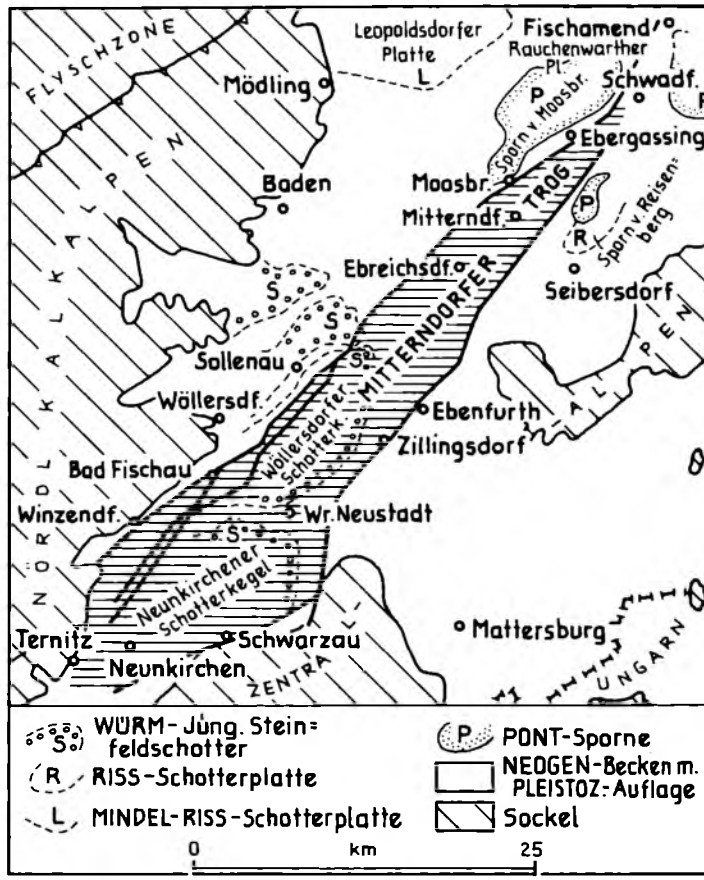


Abb. 242: Die Mitterndorfer Senke im südlichen Wiener Becken als Hauptgrundwassertrog; nach Kt. Hydr. Zentralamt (1953), H. Küpper (1955 b, Abb. 2; 1962, Abb. 2) und W. Prohaska (1983, Beil. 3).

S. 174 ff., 1955 a, S. 78 ff.; 1955 b, S. 128 f., 1962 d, S. 14; 1977, S. 111), G. Davis et al. (1968), J. Reitinger et al. (1973), F. Boroviczeny & F. Brix (1981) und W Prohaska (1983) beigetragen. Eine Grundwasserkarte des südlichen Wiener Beckens 1 : 50.000 von der Geologischen Bundesanstalt et al. (1953) hält die topographische Ausdehnung der Senke fest. Einzelheiten zur Struktur des nordwestlichen Randbruchsystems der Mitterndorfer Senke (Sollenau-Moosbrunner Linie) hat W Prohaska (1983, S. 75, Beil. 9) mitgeteilt: Das Bruchsystem mit bis 140 m Sprunghöhe trennt zwei verschiedene hydrogeologische Regime: Im NW außerhalb des Troges liegt der Grundwasserspiegel bei 0—5 m, im SW-Teil der Mitterndorfer Senke sinkt er auf über 70 m tief ab.

Als gut studiertes Gegenstück zum Grundwasserverhalten im südlichen Wiener Bekken verdient die exakte Studie des hydrogeologischen Regimes des Marchfeldes nördlich der Donau von M. Schuch (1977) hervorgehoben zu werden.

f) Literatur

O. Abel, 1897, 1904, 1922, 1924; A. Bachmann et al., 1963; F. Bachmayer, 1953, 1954, 1957 a, b, 1960, 1961, 1962, 1980; F. Bachmayer et al., 1953, 1960, 1967; E. Beer-Bistricky, 1958; W Berger, 1950 b, 1951 a, b, c, 1952 a, b, 1953 a, b, 1954 a, b, 1955, 1957, 1969; W Berger & F. Zabusch, 1953; H. Binder, 1977; C. Bobies, 1930, 1956, 1957, 1958 a, b, c; C. Bobies & L. Kölbl, 1928; J. Boda et al., 1974; F. Boroviczeny & F. Brix, 1981; A. Boué, 1830; E. Brestenská, 1974; E. B. et al., 1978; F. Brix, 1967, 1970, 1980, 1981; F. Brix & R. Fuchs, 1984; F. Brix & B. Plöchinger, 1982; F. Brix & O. Schultz, 1980; F. Brückmann, 1729; A. Brusatti, 1980; R. Brzobohatý, 1978; R. B. et al., 1978; H. Buchta et al., 1963; T Buday & I. Cicha, 1956; J. Büdel, 1933; H. Bürgl & B. Kunz, 1954; L. Burgerstein, 1882; T Cernajsek, 1972, 1974; I. Cicha et al., 1967; I. Cicha & J. Tejkal, 1959; I. Cicha & I. Zapletalová, 1960, 1963 a, b; J. Czjžek, 1848, 1849; G. Davis, T Gattinger et al., 1968; G. Daxner, 1970, 1972 a, b, 1975; M. Dlabač, 1962; M. Dlabač & M. Mořkovská, 1971; K. Ehrenberg, 1938; C. v. Ettingshausen, 1851 a; J. Fink et al., 1958; K. Friedl, 1937, 1957 a, b, 1960; K. Friedl & L. Kölbl, 1964; R. Fuchs, 1979; R. Fuchs & H. Stradner, 1977; Th. Fuchs, 1873, 1877, 1902; W Fuchs, 1980 b; W Fuchs & R. Grill, 1984 b; S. Gartner, 1977; T. Gattinger & H. Küpper, 1964; M. Glaessner, 1928; G. Götzinger et al., 1952, 1954; H.-J. Gregor, 1980; R. Grill, 1941, 1943, 1951, 1954, 1955, 1957 a, 1960, 1961, 1962 a, 1968; R. Grill & J. Kapounek, 1964; R. Grill & H. Küpper, 1954; R. Grill et al., 1968; K. Gyurits & H. Kurzweil, 1976; H. Hassinger, 1905 a, 1918; P Herrmann, 1974; M. Hörnes, 1856, 1870; R. Hoernes, 1875, 1903; R. Hoernes & M. Auinger, 1879; E. Hofmann, 1933; J. v. Jacquin et al., 1831; R. Janoschek, 1942, 1951 a, 1955, 1958, 1964; R. Janoschek & K. Götzinger, 1969; W Janoschek, 1970, 1980; R. Jiříček, 1974; E. Kamptner, 1942, 1948; J. Kapounek et al., 1960, 1965, 1969; F. Karrer, 1861, 1863, 1864, 1867, 1877; A. Kaufmann & K. Schönberger, 1980; F. Kautsky, 1928, 1932, 1936, 1939; Ch. Keferstein, 1828; A. Kieslinger, 1932, 1949, 1951, 1955, 1964, 1972; W Klaus, 1977; J. Knett, 1901; E. Knobloch, 1976; L. Kober, 1926, 1947; L. Kölbl, 1958 a, b, 1966; K. Kollmann, 1960; F. Kossmat, 1916; K. Krejci-Graf, 1969; K. Krejci-Graf et al., 1966; N. Kreutzer, 1971, 1974, 1978; E. Kristan-Tollmann, 1964, 1966; A. Kröll, 1980 b, c; A. Kröll, K. Schimunek et al., 1981, A. Kröll & H. Wieseneder, 1972; O. Kühn, 1963, 1967; H. Küpper, 1950, 1954, 1955 a, b, 1961, 1962 d, 1968, 1977 a, b, 1981; H. Küpper & C. Bobies, 1927; H. Küpper et al., 1952; K. Küpper, 1954; K. Lachmayer, 1980; I. Langer, 1939; J. Lueger, 1978, 1979 a, b, c, d, 1982; A. Mariani & A. Papp, 1966; L. Mackowski et al., 1980; K. Mais & G. Rabeder, 1977 a, b; P Marks, 1951, L. Muckenhuber, 1964; R. Orasch, 1983; A. d'Orbigny, 1846; A. Papp, 1939, 1949 a, b, 1950, 1951 a, b, 1953, 1954, 1956, 1958, 1963, 1974 a, b, 1975 c; A. Papp & I. Cicha, 1973; A. Papp & I. Cicha et al., 1978; A. Papp, W Krobot et al., 1974; A. Papp & K. Küpper, 1954; A. Papp, F. Marinescu et al., 1974; A. Papp, F. Rögl et al., 1970, 1973; A. Papp & M. Schmid, 1971, A. Papp, J. Seneš et al., 1971, A. Papp & F. Steininger, 1973, 1979; A. Papp & E. Thenius, 1954; A. Papp & K. Turnovsky, 1953; P Partsch, 1831, 1843 a, 1844; W Petrascheck, 1926/29, 1940; J. Pia & E. Bäuml, 1937; J. Pia & O. Sickenberg, 1934; H. Plachy, 1965, 1981; Le Play, 1842; B. Plöchinger 1958 a, 1964 a, 1967; C. Prevost, 1820; W Prohaska, 1983; G. Rabeder, 1970, 1972, 1973, 1976, 1978, 1981; G. Rabeder & G. Daxner-H., 1970; H. Rambousek, 1977; J. Reitinger et

al., 1973; A. E. Reuss, 1848, 1850 a, b, 1872; F. Rögl, 1975; F. Rögl & F. Steininger, 1983; F. Ronner, 1974, 1980; F. X. Schaffer, 1906, 1907, 1908, 1927 a, b, 1942; H. Schaffer, 1962; A. Schaleková, 1969; S. Schaub & H. Zapfe, 1953; G. Schlesinger, 1913, 1919; M. Schlosser, 1907; W J. Schmidt, 1955; A. Schmölzer, 1933; M. Schopper, 1979; G. Schröckenfuchs, 1975; R. Schubert, 1906; M. Schuch, 1977; O. Schultz, 1971, 1978; J. Seneš, 1976; O. Sickenberg, 1928 b, 1929; R. Sieber, 1936, 1937 a, b, 1949, 1953 c, d, 1955 a, 1956 a, 1958 a, b, c, d, 1959 b; A. Siehl, 1957; F. Sohs, 1964; D. Sommer et al., 1983; V Špička, 1967 a, 1968; F. Steininger et al., 1975, 1976, 1978, 1979 a, b; J. Stiny,. 1932, 1953; H. Stowasser, 1958, 1966; H. Stradner, 1958, 1960; H. Stradner & R. Fuchs, 1978, 1980; D. Stur, 1860, 1870 b, 1894; A. Stütz, 1807; E. Suess, 1862, 1863, 1866; F. E. Suess, 1930; J. Švagrovský, 1971; A. Tauber, 1951, 1954; R. v. Telegd, 1903; E. Thenius, 1948, 1950, 1951 b, 1952 a, b, 1954, 1955, 1956, 1959, 1960 b, 1962, 1967, 1974, 1978, 1982, 1983, O. Thiele, 1983; A. Tollmann, 1954, 1955 a, b, 1970 a, 1978 b, 1980 d; G. Toth, 1942; F. Toula, 1902; K. Turnovsky, 1963; M. Vacek, 1877, 1901; N. Vávra, 1974 a, b, 1977, 1978 a, b, 1979, 1980; M. Vendel, 1963; H. Vetters, 1910; G. Wachtel & G. Wessely, 1981; L. Weber & A. Weiss, 1983; E. Weinfurter, 1950, 1967; W Wenz, 1928; W Wenz & Ae. Edlauer, 1942; G. Wessely, 1961, 1975, 1983; G. W et al., 1984; H. Wieseneder, 1958 a, b, 1959 a, b, 1960, 1964, 1973, 1980; H. Wieseneder & I. Maurer, 1958; H. Wieseneder & S. Scharbert, 1970; H. Wieseneder & E. J. Zirkl, 1957; A. Winkler-H., 1928 b; H. Zapfe, 1948 a, b, 1949, 1950, 1952, 1953 b, 1954, 1955, 1956, 1960; H. Zapfe & J. Hürzeler, 1957

3. Das Eisenstädter Becken

a) Die regionale Stellung

Die Reihe der gegen Süden an das Wiener Becken anschließenden Alpenostrandbecken wird eröffnet durch das Eisenstädter Becken (= Ödenburger Becken) zwischen Leithagebirge, Rosalia und Brennberg, fortgesetzt durch die Landseer Bucht (= Oberpullendorfer Becken) zwischen Brennberg und Geschriebenstein und schließlich durch das weite Steirische Becken (= Grazer Becken) mit seinen Teilbuchten. Alle genannten Becken haben eine grundsätzlich ähnlich alte Entwicklungsgeschichte wie das Wiener Becken mit Schwerpunkt der Subsidenz im Baden bis Pannon, sie haben weitgehend ähnliche Schichtfolgen, so daß hier im Grundsätzlichen, was Zonengliederung und Leitfossilien betrifft, auf die ausführliche Darstellung im Abschnitt „Wiener Becken" verwiesen werden kann und nur die individuellen Besonderheiten ihre Besprechung finden.

Einen durchaus andersartigen Charakter hingegen zeigt das Pannonische Becken in der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Kleines Alföld), an der Österreich mit dem Land östlich der Brucker Pforte und des Ruster Höhenzuges, also der Neusiedlerseebucht, sowie mit einem verschwindenden Teil jenseits östlich der Südburgenländischen Schwelle bei Güssing Anteil hat. Hier setzt die Hauptsubsidenz erst ab dem Pannon ein, im übrigen Miozän war diese Region eine gegen Westen entwässernde Hochzone oder war nur sehr unbedeutend von der See überspült.

b) Überblick

Das Eisenstädter Becken wird im Norden durch das Leithagebirge, im Osten durch den Ruster Höhenzug, im Süden durch den Brennberg-Brentenriegel-Zug, im Westen durch das Rosaliengebirge und die Horststruktur der Wr. Neustädter-Ödenburger Pforte im Neogen, die durch die Pfortebohrungen erfaßt worden ist, begrenzt. Es stellt demnach ein kleines, fast dreieckiges, von Brüchen umgrenztes Becken mit einem – nach der Tiefenlage des begrabenen Grundgebirges in der Wr. Neustädter Pforte in 1415 m (Bohrung Zillingthal 1) zu schließen – nicht unbedeutendem Tiefgang dar. Die Schichtfolge umfaßt eine Serie vom wahrscheinlich dem Karpat angehörigen Blockschotter im Süden über Baden, Sarmat, Pannon zum Pont. Vom Pleistozän blieben vielfach außer den Schotterfluren auch Reste von Ostracoden-Süßwassertonen in verschiedener Höhenlage erhalten – Abb. 243.

Abb. 243: Tektonische Skizze des Eisenstädter Beckens.

Stand der Bearbeitung: Unter den frühen beschriebenen Darstellungen stellen jene des vielgereisten A. Boué (z. B. 1831 a, S. 20 ff.) erste Kurzzusammenfassungen über den Stand des Wissens dieser Zeit dar. Aus der Zeit der Zugehörigkeit zu Ungarn stammt die einzige offizielle geologische Spezialkarte über den nördlichen und zentralen Teil des Beckens, das Blatt Kismarton (= Eisenstadt) von R. v. Telegd (1903). 1938 folgte über das gleiche Gebiet die Karte und Studie von J. Kapounek, 1943 bzw. 1951 eine zusammenfassende Überschau auch über dieses Becken von A. Winkler-Hermaden. In der Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg hat das gesamte Becken eine Neuaufnahme in Teilstücken erfahren, bei der die mikropaläontologische Aufgliederung auch der Randsedimente durchgeführt wurde, anknüpfend an die vom Verfasser (1955 a) erstmalig kartierungsmäßig in der Randfazies hier mit Erfolg angewendeten, von R. Grill (1941, 1943) in Beckenfazies des Wiener Beckens auf Grund des Bohrmaterials aufgestellten mikrofaunistischen Zonierung. Die grundlegenden Arbeiten mit geologischen Karten über die Teilabschnitte des Beckens, im Sinne des Uhrzeigers angeordnet, lauten: H. Salzer (1941): Pfortebohrungen, A. Siehl (1957): Hornstein, A. Tollmann (1955 a): Hornstein-Eisenstadt, H. Schmid (1968): Eisenstadt-Breitenbrunn, P Herrmann (1974): Winden-Neusiedl, W Fuchs (1965): Ruster Zug, M. Vendel (1973): Sopron, H. Küpper (1957 a, b): Ödenburg-Mattersburg, G. Zsutty (1963): Schattendorf-Wiesen, M. Chahida (1970): Wiesen-Zillingtal und J. Lueger (1978, 1980): Foelik.

Schließlich aber ist auf der soeben erschienenen geologischen Karte von Wien und Umgebung 1 200.000 von W. Fuchs & R. Grill (1984 b) noch das gesamte Eisenstädter Becken enthalten.

c) Schichtfolge

α) Ottnang und Karpat Die ältesten neogenen Serien des Beckens limnischer und fluviatiler Herkunft, die noch vor der Ingression des marinen Unteren Badenien herangefrachtet worden sind, treten zunächst mit lokal stark wechselnder, mehrere hundert Meter messender Mächtigkeit am Südrand des Beckens zwischen dem Brentenriegel bei Sieggraben und dem Brennberg SW Sopron (Ödenburg) auf (R. Janoschek, 1932, S. 42 ff.; H. Küpper, 1957 a, Kt., M. Vendel, 1973, S. 11, Kt.). Diese Serie wird von A. Winkler-H. (1951, S. 454) und den genannten Autoren vom Liegenden weg wie folgt gegliedert: 1. Über dem Kristallin lagert basal die kohlenflözführende Brennberger Süßwasserserie aus Kohlenschiefern, Tonen und Sanden mit Pflanzenresten, Unioschalen und Bythiniadeckeln, von Vendel in das Ottnang gestellt. 2. Ein von Westen kommendes Wildbach- und lokales Flußsystem (nicht der nichtexistente „Norische Fluß" F. X. Schaffers, 1909 – vgl. S. 590) mit bedeutender Transportkraft setzte darüber im Karpat zunächst die aus kristallinem Material, auch Blockschutt, bestehenden Unteren Auwaldschotter ab (entsprechend der Zöberner Brekzie der Buckligen Welt und den Mönichkirchener Blockschottern des Wechsels). 3. Es folgen hangend die an kalkalpinem Material reichen und außer Kristallin auch Gesteine der Grauwackenzone führenden, weniger groben, mindestens 300 m mächtigen Oberen Auwaldschotter (des „Rosalienflusses" A. Winkler, 1928 b, S. 167), den Krumbacher Schichten der Buckligen Welt parallelisierbar. Im Oberteil wurden *Congeria böckhi, Melanopsis,*

Neritina, Unio etc. gefunden. 4. Die auflagernden Hochriegelschichten zeigen feines Korn und bestehen aus Sanden und Tonmergeln mit einer Ligniteinschaltung. 5. Der folgende Brennberger Blockstrom entspricht mit seinem von den bisherigen Bildungen abweichenden Aufbau den Sinnersdorfer Konglomeraten weiter im SW: Er setzt sich aus großen Blöcken von kristallinen Schiefern in sandig-limnischer-tegeliger Grundmasse zusammen, so daß man darin einen Schlammstrom aus Murschutt erblikken kann. Kalkalpine Gerölle fehlen darin wiederum. Profile durch diese Schichtfolge gaben R. JANOSCHEK (1932, Abb. 1, S. 43) und H. KÜPPER (1957 b, Taf. 8). Die Kohle der Brennberger Basalserie wurde seit 1759 abgebaut.

Einen eigenständigen Charakter hingegen zeigt der ebenfalls noch in das oberste Karpat bis basalste Baden (Untere Lagenidenzone) zu stellende Ruster Schotter, der im Ruster Höhenzug zwischen Mörbischer Kristallin im Süden und dem Ort Schützen im Norden hinzieht und dessen feinkörnigere, umgelagerte Äquivalente sich noch im Leithagebirge in den Eisenstädter Sanden und Schottern des Burgstall, die zur Stotzinger Bucht auf der Nordseite des Leithagebirges hinüber verfolgbar sind, fortsetzen – J. KAPOUNEK (1938, S. 53 ff.), A. TOLLMANN (1955 a, S. 16 ff.), W FUCHS (1965, S. 11 ff.), M. VENDEL (1973, S. 13). Die gut gerundeten Schotter aus unterostalpinem Kristallin mit reichlich Grobgneis zeigen eine klare Korngrößenabnahme von Blockhabitus im Süden zu Feinkies bis Sand im Norden und sind daher vom Verfasser als ein durch den „Ruster Fluß" von Süden her über das nachmalige Leithagebirge hinweg in das Meer des zentralen Wiener Beckens geschüttetes Material angesehen worden, das übrigens am Rand des Leithagebirges im Unteren Badenien (Obere Lagenidenzone) marin aufgearbeitet worden war.

β) Badenien: Erst in der Oberen Lagenidenzone dringt das Meer in das Eisenstädter Becken ein (J. KAPOUNEK et al., 1965, Beil. 5). Das Leithagebirge stellt während des Badenien zeitweise (anfangs und zu Ende) eine Insel, dazwischen in der Hauptzeit eine flach überflutete Untiefe dar, über der sich – von dem oben erwähnten, im Unterbaden aufgearbeiteten Burgstallschotter und den Terebratelsanden von Eisenstadt (H. HABERLEHNER, 1938) abgesehen – vorwiegend gewachsene Leithakalke mit über 50 m Mächtigkeit bildeten. Sie sind in großen Steinbrüchen bei Müllendorf und Großhöflein aufgeschlossen. Reiche Makro- und Mikrofaunen ermöglichten ihre Zonengliederung entsprechend jener der Beckenfazies (G. REIDL, 1937, 1941; A. TAUBER, 1954; A. TOLLMANN, 1955 a, Tab. 2, 5; M. SCHMID, 1968, 2 Tab.), daneben wurde vom Verfasser die reiche biofazielle Teilgliederung der speziellen Environments geschildert. Ein Korallenriff (O. KÜHN, 1963), postmortal von *Lithodomus avitensis* M.-E. zerbohrt (W KÜHNELT, 1931), ist N Müllendorf noch zugänglich. Dank der Landferne entwickelte sich eine noch reichere Fauna als im Wiener Becken, so daß auch seltene Elemente wie Holothurien-, Alcyonariensklerite u. dgl. (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1964, 1966) und interessante Bryozoen- (C. BOBIES, 1958 b, c; N. VÁVRA, 1977, etc.), Brachiopoden- (F. DREGER, 1889) und Crustaceenfaunen (F. BACHMAYER, 1953 etc.) beschrieben werden konnten. Der Faziesgliederung und der Diagenese des Leithakalkes wurde jüngst von W.-CH. DULLO (1983) eine eingehende Studie gewidmet.

Für den Ruster Höhenzug ist die detritäre Ausbildung des Leithakalkes, der hier im oberen Mittelbadenien 110 m Mächtigkeit erreicht, die bezeichnendste Fazies. Er wird seit alters in den großen Steinbrüchen von St. Margarethen und Oslip

Tabelle 25: Die Ostrandbecken der Alpen (ohne Wiener Becken)

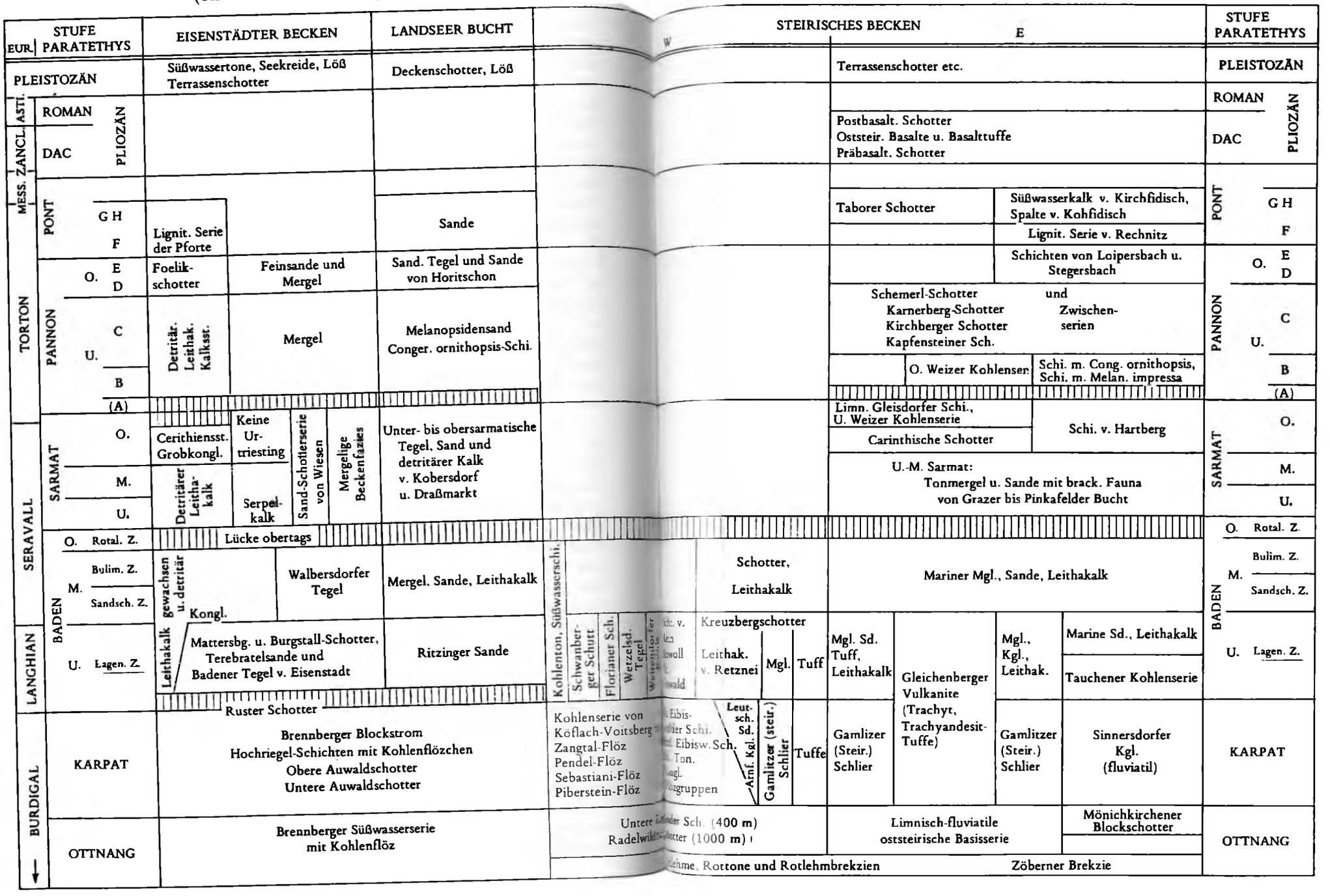
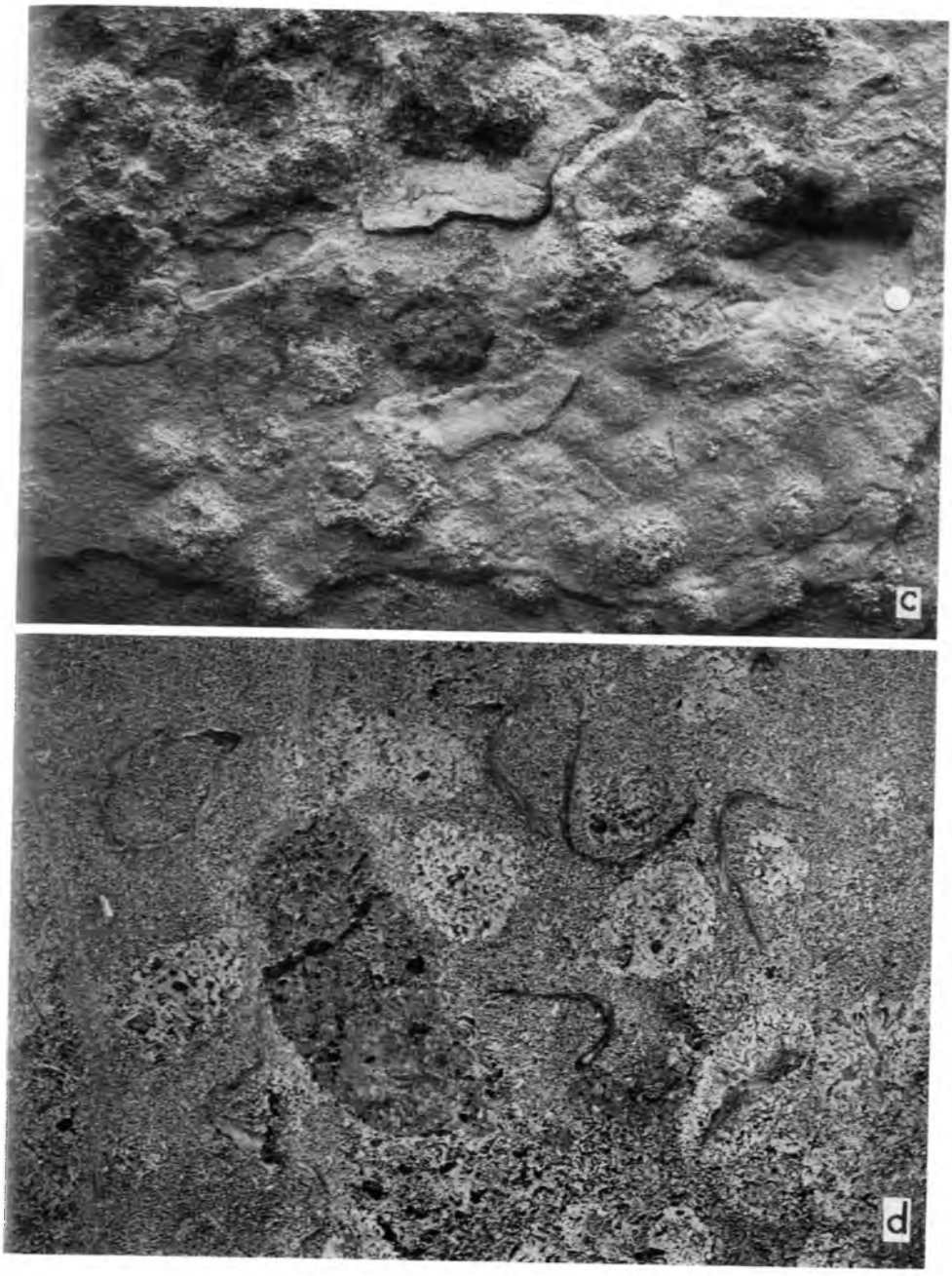


Abb. 244: Leithakalk des Badenien im Eisenstädter Becken. a) „Gewachsener" Leithakalk im Stein bruch Fenk bei Groß-Höflein. b) Detritärer Leithakalk in dem seit der Römerzeit betriebener Steinbruch St. Margarethen, der die alte Pfeiler-Abbaumethode durch Schrämen zeigt. c–d) Litho thamnienknödel im detritären Leithakalk von St. Margarethen in Aufsicht und Anschnitt.


c
d

als Werkstein gebrochen (Abb. 244). Studien über seine Stratigraphie, Fauna (seit F. Brückmann, 1729, S. 5, Abb. 8–13; bis F. Bachmayer, 1980 c) und technische Verwertbarkeit liegen vor (H. Küpper, 1957 b, Taf.9–10; revidiert durch W Fuchs, 1965, S. 167; A. Udin, 1964; A. Kieslinger, 1932, S. 206 ff.; 1955, S. 180; 1972, S. 61 ff. etc.). Bei Kroisbach NE Sopron weist ein Horizont von Bentonit im Leithakalk auf Liparittuff.

Am Süd- und Südwestsaum des Beckens wird das Badenien, das hier über 1200 m mächtig ist, zunächst durch die marinen Mattersburger Basisschotter eingeleitet. Der tiefere, etwa 500 m mächtige Anteil dieser Formation wird beherrscht durch Sande und Schotter in Wechsellagerung mit braunen Ton(mergeln) der Oberen Lagenidenzone, der höhere besteht aus dunkelgrauen Tonmergeln (H. Küpper, 1957, S. 30). Die altberühmte reiche unterbadenische Makrofauna aus dem Forchtenauer Sand von Mattersburg und Forchtenau wurde von R. Sieber (1956) neu studiert, der von letztgenannter Lokalität 314 Mollusken-, 2 Brachiopoden- und 8 Korallenarten anführte sowie 56 Foraminiferenarten aus dem begleitenden Tegel nannte.

Die Mergelfazies des Badenien ist mit Einschaltung von Diatomitlagen in diesem Abschnitt am besten in den Ziegelgruben von Walbersdorf bei Mattersburg erschlossen (H. Küpper, 1957 b, S. 30, Taf. 3), deren reiche Fauna seit Th. Fuchs (1884, S. 374) durch zahlreiche Arbeiten der klassischen Zeit und über H. Hochstetter (1934) bis zu den Untersuchungen über Silicoflagellaten (A. Bachmann, 1971 b), kalkiges Nannoplankton (C. Müller, 1974) und Fischotolithen (F. Bachmayer & E. Weinfurter, 1965) studiert worden ist. In der feinstratigraphischen Untersuchung von F. Rögl & C. Müller (1976) schließlich wird die exakte Einstufung des von der Sandschaler- zur Buliminazone reichenden Walbersdorfer Tegels, der diskordant von Untersarmat überlagert wird, an Hand der Planktonkorrelierung vorgenommen.

Badener Tegel, also die Mergelentwicklung der (hier Oberen) Lagenidenzone, tritt bei Großhöflein und in Eisenstadt/Sportplatz auf, wo diese Beckenfazies eine überaus zarte und reiche Mikrofauna enthält (A. Tollmann, 1955 a, Tab. 2).

γ) Sarmat: Allenthalben setzt in der Randentwicklung des Beckens das Untersarmat diskordant nach einer die Rotalienzone des obersten Badenien betreffenden Schichtlücke ein. Die Hauptverbreitung des Sarmat liegt im Südteil des Beckens zwischen Sauerbrunn, N Mattersburg bis N Sopron, wo ähnlich wie im Badenien die klastische Entwicklung, nun durch Sande und Schotter vertreten, dominiert. Wegen der reichen Fossilführung ist dieser Abschnitt, besonders durch die Neubearbeitung der Molluskenfauna von Wiesen W Mattersburg durch A. Papp (1939, 1954, 1958 c), klassisches Gebiet der sarmatischen Stufe. Unter-, Mittel- und Obersarmat konnten hier ebenso wie östlich davon im Hangenden des Walbersdorfer Badenien gegen den Marzer Kogel hin komplett nachgewiesen werden. Der Sarmatsaum am Nordrand des Beckens ist gering, besteht bei Müllendorf z. T auch aus detritärem Leithakalk. In der gesamten Tendenz ist eine Transgression im Untersarmat, eine kräftige Hebung des Rahmens und damit eine Regression im Mittelsarmat und eher wiederum eine Transgression im höheren Obersarmat festzustellen. Die Herkunft der fluviatilen Schotter des basalen Obersarmat im Südteil des Beckens, die A. Winkler-H. (1928 b, S. 76) auf Grund der Beteiligung kalkalpinen Materials und von „Flysch“ von einer „Urtriesting“ abgeleitet hatte, ist von W. Fuchs (1965, S. 173 ff.) geklärt worden: Die Schotter stellen einfach von Süden her

geschüttete, sekundär umgelagerte Obere Auwaldschotter dar – ein Durchtransport von Triestingschotter durch das Sarmatmeer in Wiener und Eisenstädter Becken wäre nicht möglich gewesen.

Wieder gibt es über die Fauna/Flora des Sarmat im Eisenstädter Becken eine Reihe neuer Untersuchungen, vom Nannoplankton an (H. STRADNER & R. FUCHS, 1980, S. 254 f.) über die Foraminiferen (A. PAPP, 1955 b; A. TOLLMANN, 1955 b etc.) und die Mollusken (A. PAPP, 1939 etc.) bis zu den Wirbeltieren (F. STEININGER & E. THENIUS, 1965), ohne daß hier auf weitere Arbeiten eingegangen werden kann.

δ) Pannon: Die weite Ebene der Niederung des zentralen Beckenteiles ist durch pannonische Sedimente eingenommen, soweit nicht durch Pleistozän verhüllt. Nach dem besonders kräftigen Rückgang des Seespiegels im Pannon A, das eine Schichtlücke darstellt, ist im höheren Unterpannon wiederum eine Transgression zu verzeichnen: Sedimente der Zone B sind am Leithagebirge in 210 m Höhe, jene der Zone C in 300 m erhalten. Nach dem Oberpannon (Zone D) hält der Hochstand an. In der Randfazies spielen nun detritäre Leithakalke (Leithagebirge) nur noch eine geringe Rolle. Pannonische Sande reichen von Süden her weit ins Innere des Beckens (H. KÜPPER, 1957 b, S. 33). Die eigenartige Masse der mittel- bis oberpannonischen (Zone C–E) fossilreichen Foelikschotter SW Gr. Höflein (A. TOLLMANN, 1955 a, S. 49 ff.; J. LUEGER, 1978 b, 1980) wird aus dem Leithagebirge selbst – und zwar durch Umlagerung von Burgstallschottern – abgeleitet.

Die reiche Makro- und Mikrofauna (Ostracoden, Characeen) des Pannon dieses Raumes werden in umfangreichen Listen in den S. 534 erwähnten Neuuntersuchungen angeführt.

ε) Pont: Im Bereich der Wr. Neustädter Pforte reicht vom Raum Zillingdorf-Neufeld das Pont – hier mit seinen altberühmten, schon bei J. CŽJŽEK (1851, S. 47 ff., Farbkarte) beschriebenen Lignitbergbauen in der lignitischen Serie, Zone F (S. 526) – in den Westteil des Eisenstädter Beckens herüber, wie auch die Pfortebohrungen (H. SALZER, 1941; A. PAPP, 1951 a, S. 173) bewiesen haben. Das übrige Eisenstädter Becken aber bleibt im Sinne von W FUCHS (1965, S. 180) aber wohl schon frei von Wasserbedeckung, die erst wiederum in der Kleinen Ungarischen Tiefebene ihre bei Podersdorf in über 350 m Mächtigkeit erbohrten pontischen Ablagerungen hinterließ.

ζ) Pleistozän: Bemerkenswert ist schließlich, daß in der Wulka-Niederung NE Wulkaprodersdorf, im Ostteil des Beckens S St. Margarethen, aber auch noch ein kräftiges Stück am Leithagebirgssockel empor bis zur Kirche von Gr. Höflein (A. TOLLMANN, 1955 a, S. 54; W FUCHS, 1965, S. 181) eiszeitliche Süßwasser-Seetone mit einer spezifischen Ostracodenfauna mit *Ilyocypris gibba* (RAMDOHR), *Cytherissa lacustris* (SARS) etc. auftreten (K. KOLLMANN, 1960 a, S. 125), so daß hier offenbar ein großer eiszeitlicher, westverlagerter „Vorläufer" des Neusiedlersees weite Teile des Eisenstädter Beckens erfüllte – wesentlich größer noch als das eiszeitliche Senkungsfeld, das H. RIEDL (1963, Abb. 1) entlang der Wulka verzeichnet hat.

Über restliches Quartär, Bodenarten und Morphologie geben J. FINK in H. KÜPPER (1957 b, Taf. 7), H. FRANZ (1957), G. ROTH-FUCHS (1926) und H. RIEDL (1963) Auskunft.

d) Tektonik

Die bedeutende Mächtigkeit der Sedimente, die Kleinheit des Beckens und das Emporreichen der ältesten marinen Bildungen des Badenien bis auf die Höhe des Leithagebirges lassen auf eine tiefe Einsenkung des Beckeninhaltes entlang von Randbruchsystemen schließen. Diese konnten auch bei den Neukartierungen in verschiedenem Umfang erfaßt werden (Abb. 243). Am Rand zum Leithagebirge läuft eine SW-NE ziehende Bruchschar von Höflein nach Eisenstadt und oberhalb von St. Georgen (A. Tollmann 1955 a, S. 61 f., Kt., H. Küpper et al., 1955, Abb. 1; H. Schmid, 1968, S. 51, Beil. 2–3). Bei Eisenstadt läßt sich dieses hier aus fünf hintereinander gestaffelten Brüchen bestehende System als antithetische Bruchtreppe erfassen, da beim Aufkippen der höheren Scholle jeweils Kristallinstreifen zwischen dem Tertiär herausgeholt worden sind. Am Rande zum Ruster Bergzug hat W Fuchs (1965, S. 185 f., Taf. 1) vier subparallel hintereinander geschaltete Brüche mit jeweils beckenwärts gerichtetem Einfallen und staffelförmiger Absenkung der Streifenschollen auskartiert.

Die Bruchbegrenzung des Süd- und Südwestrandes ist weniger genau erfaßt. Aus Sopron berichtet M. Vendel (1973, S. 22) über Brüche mit einigen hundert Metern Vertikalversatz, wenn Pannon an Badener Tegel abstößt. Treppenbrüche sind im Brennberger Braunkohlenrevier beobachtet worden. H. Küpper (1957 a, Kt., b, Taf. 12) und M. Chahida (1970, Taf. 1) zeichnen den Ostrand des Rosaliengebirges (bis nach Sieggraben) durchgehend als Bruchgrenze, weiter im Inneren aber bei Mattersburg und Marz ein ungestörtes beckenwärts gerichtetes, ziemlich flaches Einfallen der Schichten (l. c., Taf. 2). Der Randbruch an der Rosalia gibt bei Sauerbrunn Ursache für den Austritt der Heilquelle (H. Küpper, 1962 c, Taf. 3).

Die Pfortebohrungen schließlich haben in der Eisenstädter Pforte eine Horststruktur in der Verbindungslinie zwischen Leithagebirge und Rosaliengebirge im Raum Zillingtal-Pötsching erbracht. Die zentrale, SW-ziehende Hochscholle ist maximal 2 km breit und wird im NW von drei jeweils etwa 100 m tief abgesenkten Staffeln, im SE von einer derartigen gesenkten Staffel begleitet. Das östliche Bruchsystem dieser Struktur war auch obertage am Ostrand des Foelik SW Gr. Höflein bei der Kartierung des Verfassers (1955 a, Kt.) zu erfassen.

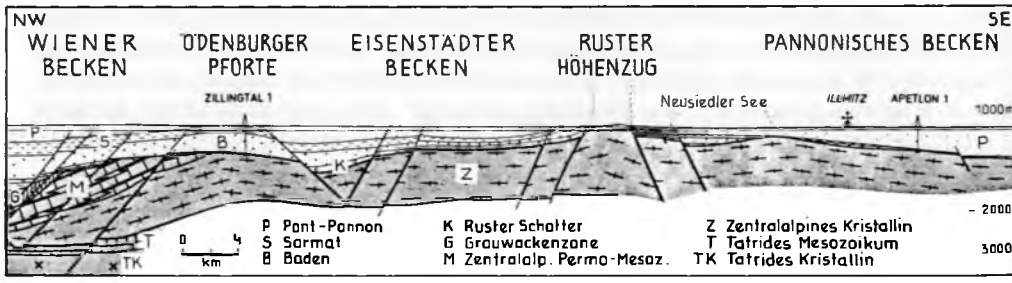


Abb. 245: Profil durch das Eisenstädter Becken und die Neusiedlersee-Bucht des Pannonischen Beckens; nach G. Wessely (1984).

Daß die tektonischen Bewegungen des Beckens an seinen Rändern bis in die jüngste Zeit anhalten, zeigt zunächst die Einbeziehung des Pont in der „Pforte" in die Bruchtektonik, des Pannon entlang des Leithagebirgs-Staffelbruchsystems (Kl. Höflein), dann die weitspannige zusätzliche Aufwölbung des Leithagebirges um mindestens 200 m mit noch offenen Kluftscharen parallel der Längsachse (A. TOLLMANN, 1955 a, S. 60). Noch bis nach dem Jungpleistozän hielt die Bewegung an Randbrüchen der eiszeitlichen Süßwasser-Seetone S St. Margarethen an (W FUCHS, 1965, S. 188). Weiters konnte A. KIESLINGER (1955, S. 180) durch sich noch gegenwärtig öffnende breite Klüfte in den St. Margarethener Steinbrüchen und analog im Leithagebirge ein „metatektonisches" Abwandern der Flanken in das sich demnach noch immer absenkende Widerlager, nämlich die Beckenfüllung, belegen. Und schließlich hat der Verfasser selbst bei den zur Zeit des Autobahnbaues prächtigen Aufschlußverhältnissen in den pannonischen Foelikschottern SW Gr. Höflein ein Durchsetzen der parallel zu den Pfortebrüchen verlaufenden Störungen aus dem Pannon in die auflagernden pleistozänen Schotter, Lehme und Lösse, die noch mitversetzt wurden, beobachtet.

e) Nutzbare Rohstoffe

Die Kohlenvorkommen von Brennberg-Ritzing finden bei Besprechung der Landseer Bucht S. 557 Erwähnung. Seit Jahrhunderten bilden die Leithakalkvorkommen des Leithagebirges und Ruster Höhenzuges wichtigste Bezugsquellen für Natursteine zum Ausbau der Stadt Wien. Je nach Verfestigungsgrad weisen diese Gesteine ganz verschiedene Eignung auf, von sehr harten, blaugrauen „gewachsenen" Algenkalken, die für Gebäudesockel und Stufen verwendet worden sind, bis zu den detritären Leithakalken von St. Margarethen (Badenien) oder von Breitenbrunn (Sarmat), die sich in bergfeuchtem Zustand „schneiden" lassen und Grundlage für Kunstwerke wie die Kanzel von St. Stephan eines Meister Pilgram bilden (A. KIESLINGER, 1949, S. 268; 1972, S. 61). A. KIESLINGER (1932, S. 191 ff.; 1951, S. 91 ff., 100 ff.) und A. SCHMÖLZER (1933) gaben einen abgerundeten Überblick über die wichtigsten Steinbrüche und ihre Eigenheiten im Raum Leithagebirge-Eisenstädter Becken.

f) Literatur

A. BACHMANN, 1971 b; F. BACHMAYER, 1980 c; F. B. & A. TOLLMANN, 1953; F. B. & E. WEINFURTER, 1965; C. BOBIES, 1958 b, c; A. BOUÉ, 1831 a; F. BRÜCKMANN, 1729; M. CHAHIDA, 1970; J. CŽJŽEK, 1851; F. DREGER, 1889; W.-CH. DULLO, 1983; K. EHRENBERG, 1934; H. FRANZ, 1957; TH. FUCHS, 1884; W FUCHS, 1965; W. FUCHS & R. GRILL, 1984 b; H. HABERLEHNER, 1938; P HERRMANN, 1974; H. HOCHSTETTER, 1934; R. JANOSCHEK, 1932; J. KAPOUNEK, 1938; J. KAPOUNEK, A. KRÖLL et al., 1965; A. KIESLINGER, 1932, 1949, 1951, 1955, 1972; K. KOLLMANN 1960 A; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1964 d, 1966; O. KÜHN, 1963; W KÜHNELT, 1931; F. KÜMEL s. u. H. KÜPPER [Hrsg.] 1957 a, b; H. KÜPPER, 1957 a, b, 1962 c; H. KÜPPER, W PRODINGER et al., 1955; H. KURZWEIL, 1970; J. LUEGER, 1978 a, b,

1980; C. MÜLLER, 1974; A. PAPP, 1939, 1951 a, 1954, 1955 b, 1958 c; W PETRASCHECK, 1926/29, 1940; G. REIDL, 1937, 1941; H. RIEDL, 1963; F. RÖGL & C. MÜLLER, 1976; G. ROTH-FUCHS, 1926; H. SALZER, 1941; F. X. SCHAFFER, 1942; H. SCHMID, 1968; A. SCHMÖLZER, 1933; R. SIEBER, 1956 c; A. SIEHL, 1957; F. STEININGER & E. THENIUS, 1965; A. TAUBER, 1954; R. v. TELEGD, 1903; A. TOLLMANN, 1955 a, b; A. UDIN, 1964; N. VÁVRA, 1977; M. VENDEL, 1928, 1930, 1933, 1973; G. WESSELY et al., 1984; A. WINKLER-HERMADEN, 1928 b, 1951 a, 1955, 1957; H. ZAPFE, 1956; G. ZSUTTY, 1963.

4. Die Neusiedlersee-Bucht des Pannonischen Beckens

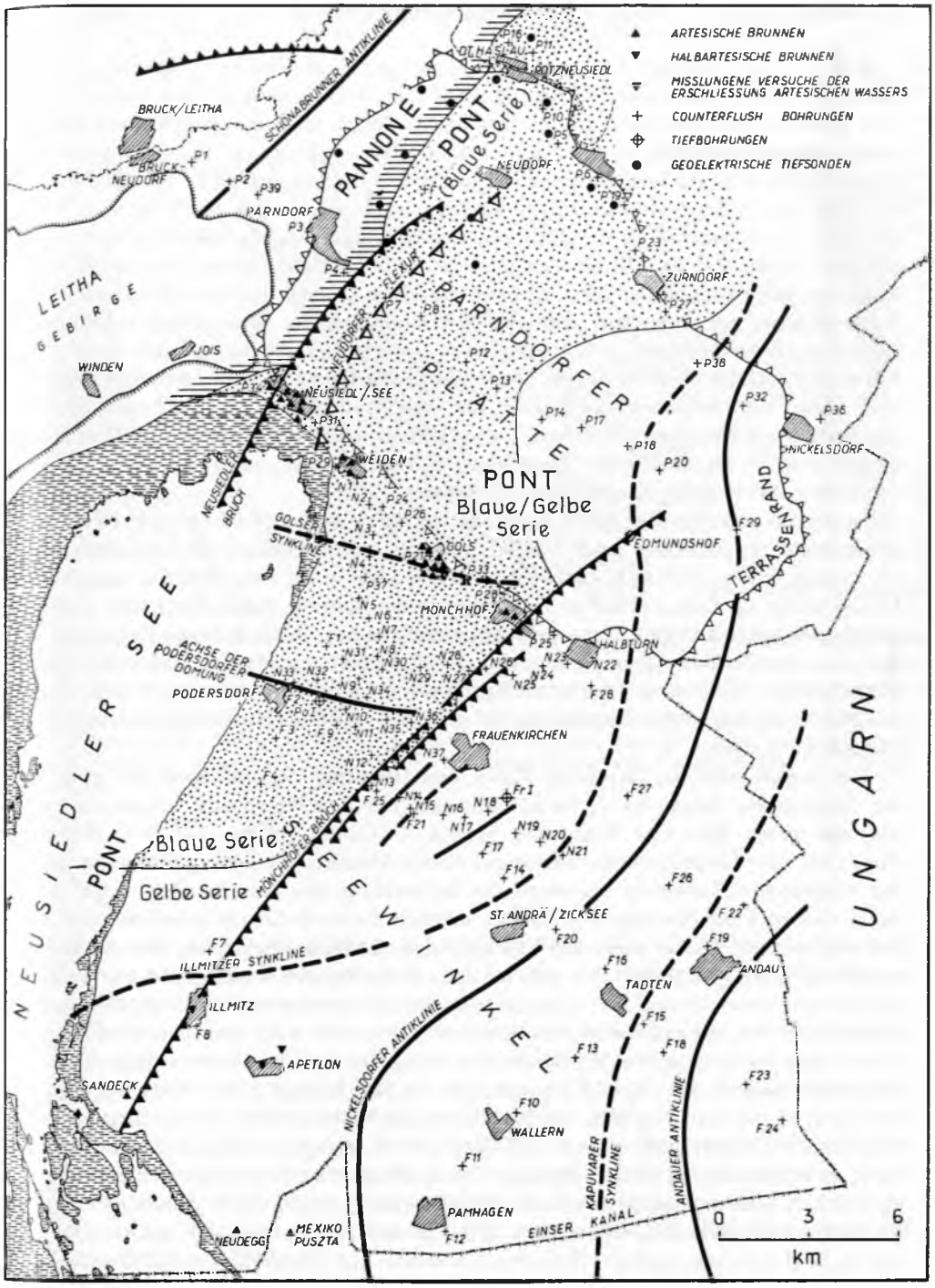
a) Überblick, Stand der Erforschung

Als Neusiedlersee-Bucht soll hier der auf österreichischem Boden gelegene Ausläufer der Kleinen Ungarischen Tiefebene – des Kis Alföld – genannt werden, der im Westen durch die Hainburger Berge, die Brucker Pforte, das östliche Leithagebirge und den Ruster Höhenzug begrenzt wird und somit den Heidboden, die Parndorfer Platte, den Raum Podersdorf, den Seewinkel und den Neusiedler See umfaßt. Die Tiefbohrungen Frauenkirchen und Podersdorf, die unter sehr mächtigem Pont und Oberpannon nur sehr geringmächtiges Unterpannon, Sarmat und Baden antrafen, oder auch unter dem Pannon direkt das Kristallin anfuhren, haben schlagartig die eigenständige Situation der Neusiedlersee-Bucht gegenüber den übrigen Alpenostrandbecken erkennen lassen und auch die geologische Zugehörigkeit zur Kleinen Ungarischen Tiefebene des Pannonischen Beckens klargestellt. Deren Entstehungsgeschichte setzt hauptsächlich erst mit der rapiden Abwärtsbewegung ab dem Pannon ein, während diese Region vorher entgegen den österreichischen Alpenrandbecken nur randlich und geringfügig überspültes Hochgebiet war. Eine analoge Entwicklung hat ja auch die Kartierung von G. WESSELY (1961, S. 331, Taf. 20) aufgezeigt, der nachwies, daß in den Hainburger Bergen in der Brucker Pforte Baden und Sarmat gegen Osten hin vollkommen auskeilen und Pannon dem Grundgebirge auflagert – Abb. 246.

Stand der Kenntnisse: Die Neusiedlersee-Bucht und ihr Rahmen findet in folgenden modernen, mit geologischen Karten ausgestatteten Arbeiten ihre Darstellung: Rahmenstück der Hainburger Berge G. WESSELY 1961, Rahmenstück des östlichen Leithagebirges P HERRMANN 1973, H. SCHMID 1968, Ruster Rahmen W FUCHS 1965, Ödenburger Rand H. KÜPPER 1957, M. VENDEL 1973, Zentrales Tiefland A. TAUBER 1959 a–d. Durch die Bohrungen der ÖMV-AG ist die Mächtigkeit und Ausbildung der Sedimente näher erfaßt worden (Abb. 245).

Einen Gesamtüberblick über die Geologie der Neusiedlersee-Bucht gibt die soeben erschienene Karte von W. FUCHS & R. GRILL (1984 b) im Maßstab 1 : 200.000.

Abb. 246: Serien und Tektonik auf der Parndorfer Platte und im Seewinkel; nach A. TAUBER (1959 a, Taf. 1).


ARTESISCHE BRUNNEN
HALBARTESISCHE BRUNNEN
MISSLUNGENE VERSUCHE DER ERSCHLIESSUNG ARTESISCHEN WASSERS
COUNTERFLUSH BOHRUNGEN
TIEFBOHRUNGEN
GEOELEKTRISCHE TIEFSONDEN
BRUCK/LEITHA
SCHÖNABRUNNER ANTIKLINE
PANNONE
PONT (Blaue Serie)
OLHASZAU
PÖTZNEUSIEDL
NEUDORF
PARNDORF
LEITHA GEBIRGE
WINDEN
JOIS
NEUSIEDL/SEE
WEIDEN
ZURNDORF
PARNDORFER PLATTE
PONT Blaue/Gelbe Serie
NICKELSDORF
EDMUNDSHOF
TERRASSENRAND
MÖNCHHOF
HALBTURN
GOLSER SYNKLINE
ACHSE DER PODERSDORFER DOMUNG
PODERSDORF
FRAUENKIRCHEN
NEUSIEDLER SEE
PONT Blaue Serie
Gelbe Serie
MÖNCHHOFER BRUCH
ILLMITZER SYNKLINE
ILLMITZ
APETLON
SANDECK
NEUDEGG
MEXIKO PUSZTA
ST. ANDRÄ/ZICKSEE
TADTEN
ANDAU
NICKELSDORFER ANTIKLINIE
WALLERN
PAMHAGEN
KAPUVARER SYNKLINE
ANDAUER ANTIKLINIE
EINSER KANAL
UNGARN
0 3 6
km

b) Schichtfolge

Baden und Sarmat (Lit. s. o.): Im Rahmen der Neusiedler Bucht kommt gleichsam durch Reliefumkehr das Badenien in Randfazies des Wiener und Eisenstädter Beckens heute an die Oberfläche. In den Hainburger Bergen sind nur im NW noch Reste eines mittleren Badenien in Form von Leithakalken erhalten, am Spitzer Berg vom Baden ebenso wie vom Sarmat nur noch Spuren. Das Pannon greift hier und im Ostteil der Hainburger Berge weithin direkt auf das Grundgebirge vor (G. WESSELY, 1961, Taf. 20). Das Rahmenstück des östlichen Leithagebirges umfaßt mächtige und ausgedehnte Leithakalke des Mittelbaden, gebildet nach der Haupttransgression mit ihrem Konglomerathorizont an der Basis der Sandschalerzone, ferner detritäre Leithakalke der Bolivinenzone, vor allem aber dann die Kalksandsteine des Sarmat (Breitenbrunner Stein). Im Ruster Höhenzug schließlich umrahmen etwa 100 m mächtige fluviatile Ruster Schotter des obersten Karpat die Neusiedlersee-Bucht im Raum zwischen Oggau und Rust, von detritärem Leithakalk des Mittelbaden (St. Margarethener Stein) abschnittsweise überlagert (W. FUCHS, 1965; H. SCHMID, 1968; P HERRMANN, 1973). Das Sarmat wird in der Randfazies durch einen Schotterhorizont, in landferneren Serien zumindest durch einen Sandhorizont eingeleitet.

Im östlich angrenzenden Raum liegen im Untergrund der Ebene der Neusiedlersee-Bucht Badenien und Sarmat bereits primär weitgehend reduziert vor (A. TAUBER, 1959 a, S. 19 f.; R. JANOSCHEK, 1964, S. 346): In der über einer Aufragung des Untergrundes aus Granit (377,5 m Tiefe) angesetzten Bohrung Podersdorf 1 fehlt Baden und Sarmat unter dem Pont-Pannon-Komplex vollkommen, in der Bohrung Podersdorf 2 traf man unter 1432 m Pont-Pannon nur 127 m Sarmat und 43,5 m Baden bis zum Grundgebirge, in der östlich gelegenen Bohrung Frauenkirchen 1 waren es im Liegenden des 1448 m mächtigen Pont-Pannon nur 117 m Sarmat und 38 m Baden vor Erreichen des kristallinen Sockels.

Die Region unter der Parndorfer Platte, dem Neusiedler See und Seewinkel wird in der Hauptmasse ebenso durch Beckensedimente des Pont-Pannon eingenommen, wie eine große Zahl von Bohrungen beweist (F. TAUBER, 1959 a, Taf. 1–7; 1959 d, Abb. 1–3). Die Tendenz der Reduktion des älteren Miozäns, die hier im Einflußbereich der Ungarischen Tiefebene zugunsten der Entwicklung des Pont herrscht, zeigt sich darin, daß auch der Hauptteil des Pannon, nämlich Zonen A–D, nur in Reliefvertiefungen sedimentiert wurde, aber über Hochgebieten ebenfalls noch fehlt, wie die Bohrung Podersdorf gezeigt hat. Erst mit der Zone E des Pannon verschwindet der Archipelcharakter dieses Raumes der Neusiedler Bucht, die Inseln versinken unter der transgredierenden See, die sogar wiederum detritären Leithakalk in der Randzone produziert.

Mit dem Pont aber setzt die rapide Absenkung des Gebietes in einem gegen Osten steigenden Ausmaß ein. Die Grenze obertage zwischen Pannon E im Westen gegen das Pont liegt an der Linie Neusiedl/See-Dt. Haslau und Prellenkirchen. Das limnische Pont zeigt nach A. TAUBER (1959 a, S. 20) auf Grund der Bohrungen die Lignitische Serie der Zone F, bestehend aus einer vielfachen Wechselfolge von Tonmergeln und Sanden, zahlreichen Einschaltungen von Kohlenflözchen und – im höheren Abschnitt – von Kieshorizonten (Abb. 247). In der Zone G, der „Blauen Serie", treten die Lignite zurück. Die Zone H mit ihren „gelben" Sedimenten weist auf gute Durchlüftung und Oxydation

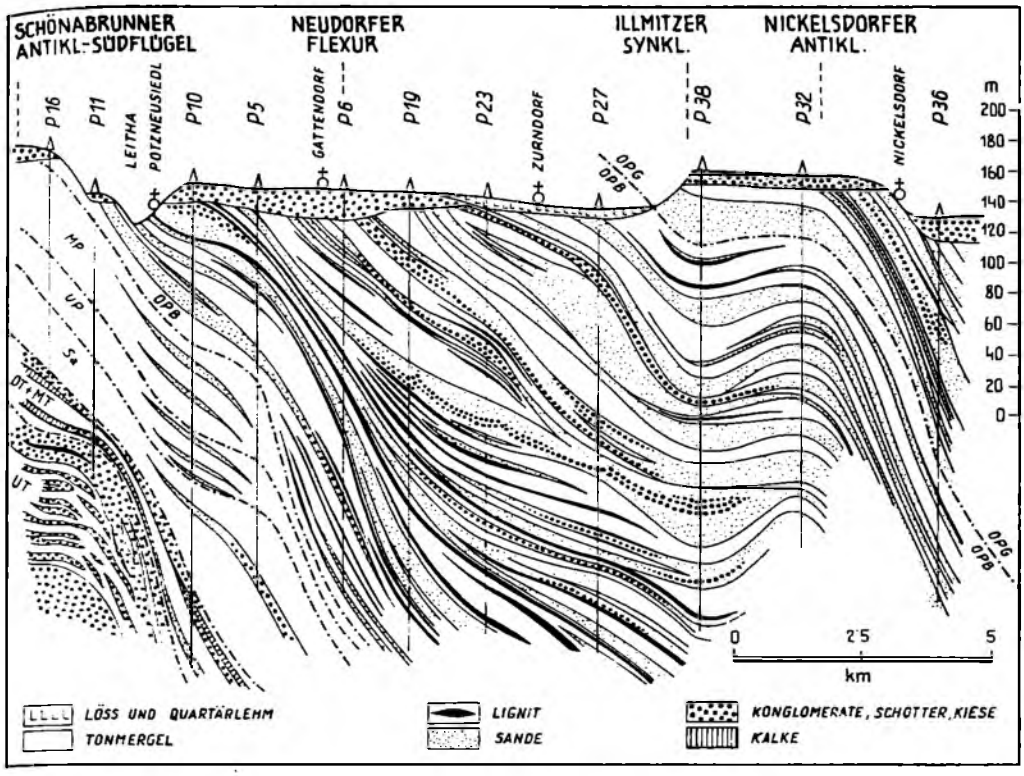


Abb. 247: Querprofil durch den Sockel der nachpontisch gefalteten Parndorfer Platte, nach A. Tauber (1959 a, Taf. 2). OPG – Pont, Zone H; OPB – Pont, Zone F–G; MP – Pannon, Zone E; UP – Pannon, Zone A–D; Sa – Sarmat; OT – Ober-Baden; MT – Mittel-Baden; UT – Unter-Baden.

bereits während der Ablagerung hin. Mit dieser Serie endet wie im Wiener Becken die zusammenhängende Wasserbedeckung des Raumes, das höhere Pliozän stellt eine Zeit der Abtragung über trockengefallenem Boden dar.

Pleistozäne Tegel mit einer reichen Süßwasser-Ostracodenfauna hat P Herrmann (1971, S. 221) zwischen Winden/See und Jois angetroffen. Fauna und Ablagerungen entsprechen jenen von Großhöflein im Eisenstädter Becken (vgl. S. 541) und künden von einem eiszeitlichen Hochstand des Neusiedler Sees.

Die eiszeitliche Donauterrassenabfolge im Raum südlich der Hainburger Berge läßt sich nach H. Franz (1977, S. 56) gut mit jener des Wiener Beckens parallelisieren. Der Sockel dieser nordburgenländischen Terrassen liegt jeweils um rund 20 m tiefer als bei Wien. Es entsprechen von oben nach unten, von älter gegen jünger, folgende Terrassen einander:

Laaerbergterrasse	(Sockel 240 m)	–
Wienerbergterrasse	(Sockel 210 m)	Raubwaldniveau bei Edelstal (Sockel 190–200 m)
Arsenalterrasse	(Sockel 190 m)	Petronell-Prellenkirchener Niveau (Sockel 160 m)
Seyringer Terrasse	(Sockel 175 m)	–
Gänserndorfer Terr.	(Sockel 160–165 m)	Gattendorfniveau (Sockel 140 m)
Praterterrasse	(Sockel 130 m)	Kittseeterrasse.

c) Tektonik

1. Randbrüche (Abb. 248): Die rahmenden Schollen der Neusiedlersee-Bucht sind an Brüchen, die seit dem Badenien vielfach bis in jüngste Zeit (späte Jungeiszeit) in Funktion waren, zu Horsten herausgehoben. Im Ostteil des Leithagebirges hat P Herrmann (1974, S. 180) die Längsstörung entlang der Joiser Kristallinscholle und dahinter gestaffelt zwei weitere Parallelstörungen N Winden beschrieben. Am westlich anschließenden Gebirgssüdrand erfaßte H. Schmid (1968, S. 51, 54, Beil. 1) den großen SW-NE-streichenden Längsbruch im Raum Donnerskirchen-Purbach. Der Ostrand des Ruster Zuges wird gegen die Tiefebene des Beckens hin auf Grund von geoelektrischen Messungen zwischen Mörbisch und Rust durch den Mörbischer Bruch mit einer Sprunghöhe von mindestens 800 m abgesetzt, an dem Pont im Osten gegenüber Karpat im Westen versetzt ist. Nach der schräg liegenden Querstörung von Rust setzt der Oggauer Randbruch die Ostbegrenzung des Horstes gegen Norden fort. Gegen Osten hin sind in der Ebene noch zwei weitere Brüche parallel dem Leithagebirgsrand erfaßt worden (A. Tauber, 1959 c): Der Neusiedler Bruch zieht von Neudorf bei Parndorf über Neusiedl in den See, hier etwa 200 m Sprunghöhe aufweisend (Abb. 246). Pannon Zone E der NW-Scholle stößt hier gegen Pont im SE ab. Die Neudorfer Flexur begleitet den Bruch 2 km weiter im Osten. In 10 km Entfernung folgt der Mönchhofer Bruch mit etwa 100 m Sprunghöhe, der in NE-SW-Richtung von Mönchhof nach Illmitz verläuft. Die Brüche standen auf Grund der Mächtigkeitsunterschiede der Schichten in den Schollen und auf Grund der unversetzten Überdeckung des Systems durch die günzeiszeitlichen Schotter der Parndorfer Platte in der Zeit vom Pannon E bis nach dem Pont in Funktion.

2. Relief des Kristallinsockels Durch gravimetrische Messungen (Taf. 9 bei A. Tauber, 1959 c) und einige Tiefbohrungen ist man heute über das erstaunlich kräftige Relief des Untergrundes der neogenen Sedimente der Neusiedler Bucht unterrichtet: Eine verschüttete Tiefzone liegt unter der nördlichen Neusiedler-See-Wanne (A. Bernhauser, 1977, S. 52) und bei Weiden, das auffällige Hoch von Podersdorf wurde erbohrt, eine untergeordnete begrabene Kuppel ist südlich von Nickelsdorf zu erwarten, während sich östlich davon ein rapider Abfall des kristallinen Sockels gegen Osten andeutet, welcher Sockel ja im Gebiet des Raabgrabens in Ungarn unter dem Unterlauf der Leitha NW Györ bis über 4500 m abgesunken ist (I. Csalagovits et al., 1967). Das Relief der Neogenbasis zeigt im Raum der Tiefbohrungen von Podersdorf und Frauenkir-

chen trotz Subtraktion des Mönchshofer Verwurfes noch immer 1150 m Höhenunterschied auf 7 km Entfernung!

Die flachwellige Faltung der Pontischen Serie östlich des Neusiedler Sees, wo sich von Westen gegen Osten NNE-streichend hintereinander zwei Mulden und Antiklinalzüge feststellen ließen, will TAUBER (1959) durch ein Nachsacken des Sedimentes konform dem begrabenen Relief erklären (Abb. 247).

d) Jungentwicklung

Da durch die intensiven Forschungen aus neuerer Zeit sich heute eine Lösung der so lang umrätselten Frage der Entstehung des eigenartigen Steppensees und der heutigen Landschaft abzeichnet, sei gestattet, hier noch kurz auf diese jüngste Entwicklungsetappe des Neusiedler Raumes einzugehen. F. SAUERZOPF (1959 b) und W FUCHS (1965, S. 182 f.) haben ja die bisherigen Deutungen referiert, die von der alten Theorie des Restes der Pannonischen See über die LOCZY'sche Deflationstheorie der Ausblasung der Wanne durch Winde, über die HASSINGER'sche Theorie der Erosion der Seewanne durch eine Donauschlinge zu weiteren, komplexeren Theorien reichen.

Nach A. TAUBER (1959 b–d) kam das heutige Bild wie folgt zustande (Abb. 248). Die hoch gelegene Parndorfer Schotterplatte stellt den Rest einer günzeiszeitlichen, über die Brucker Pforte von der Donau her kommenden flächenhaften Zuschotterung dar, die früher noch weit in das Gebiet des nachmaligen Neusiedler Sees gereicht hat, da an ihrem Südrand noch Seelöß mit Sumpfschneckenfauna auflagert. Dadurch wird angezeigt, daß südlich davon noch kein Seebecken, sondern höher gelegenes Land vorhanden war. Der heutige SW-Rand der Parndorfer Platte ist nicht tektonisch, sondern erosiv angelegt, wie viele Bohrungen zeigen.

Am Fuß der Parndorfer Platte liegen weithin über das Seewinkelgebiet die 10–15 m mächtigen Seewinkelschotter, die heute eindeutig als jungpleistozäne Donauschotter, seitlich um die Parndorfer Hochflur herumgeschüttet, erkannt sind. Ihre Mächtigkeit nimmt gegen (S)E hin deutlich zu, die Absenkungstendenz des Raumes in dieser Zeit kündend. Nun haben aber zahlreiche Bohrungen im Neusiedler See gezeigt, daß unter dem Seeschlamm keine Seewinkelschotter, sondern sofort pannonische bzw. pontische Feinsande lagern. Dies beweist, daß über das Seeareal entgegen HASSINGERS Annahme keine Donauschlinge führte, da sonst die Aufschotterung auch hier vorhanden wäre. Es muß vielmehr dieses Gebiet damals höher gelegen und einer gegen Osten gerichteten Denudation ausgesetzt gewesen sein (A. BERNHAUSER, 1977, S. 49). Erst nachdem sich die Donau aus dem benachbarten Seewinkel-Aufschotterungsareal zurückgezogen hatte – bedingt durch eine kräftige Absenkung der Region von Ungarisch-Altenburg/Wieselburg (Mosonmagyaróvár), wo sich 220 m mächtige Eiszeitschotter angesammelt haben –, kann dann das Seebecken durch eine bis in die postglaziale Zeit reichende tektonische Absenkung entstanden sein. Das Bestehen eines Sees wird hier erst durch die blauen Unteren Seetonmergel nachgewiesen, die durch den Mangel an organischem Material ihre späteiszeitliche Bildung dokumentieren. Der See mag in der Zeit vor 20 000 bis 10 000 Jahren entstanden sein. Es folgt in allen Seebohrungen dann ein ganz schmaler, maximal 5 cm dicker Zwischensand, der wahr-

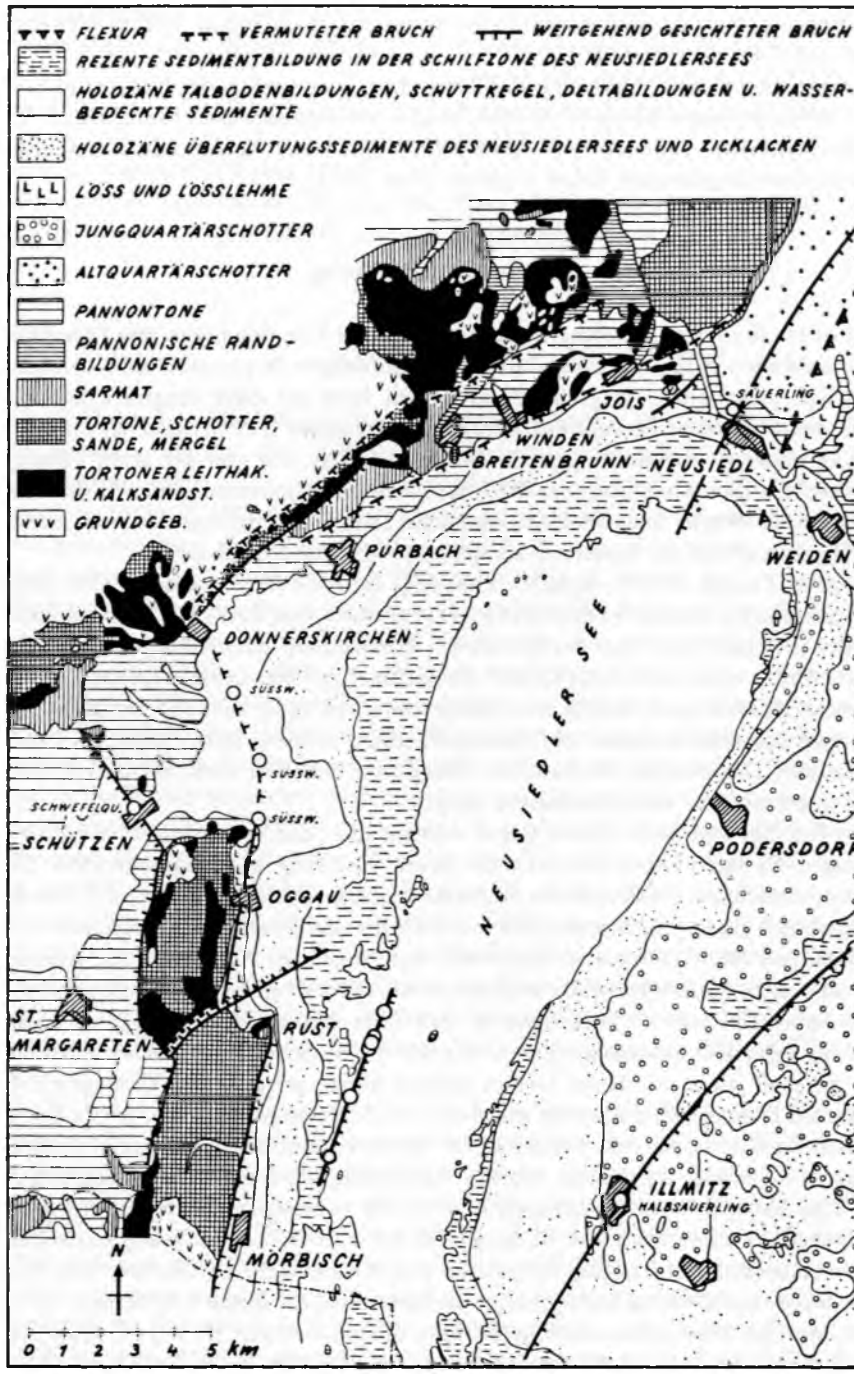


Abb. 248: Tektonische Skizze des Rahmens des Neusiedler Sees; nach A. Tauber (1959 a, Taf. 8).

scheinlich die Ablösung des Sees durch ein langsam strömendes Wasser im Postglazial kündet und der selbst vom holozänen, dunklen, an organischer Substanz reichen, 10 cm bis 1 m mächtigen Oberen Seeschlamm überlagert wird. Aus der Verbreitung des Seetonmergels im Seewinkel kann man eine zeitweise bedeutende Ausbreitung des Sees gegen Osten hin erschließen, der einen gegenüber heute um 5 m höheren Maximalstand erreicht hatte. Dadurch wird der am heutigen östlichen Seeufer von Weiden über Podersdorf bis zum Sandeck hinziehende natürliche, bis 5 m hohe „Seedamm" besser als eine bei Hochstand entstehende Nehrung als Strandwall zu deuten sein (A. TAUBER, 1959 b, c; F. SAUERZOPF, 1959 b). Vgl. ferner H. LÖFFLER (1979, S. 33 ff.).

Der Salzgehalt des Sees stammt nicht aus der pannonischen Zeit, da er nicht aus Kochsalzverbindungen, sondern aus Soda und Glaubersalz besteht. A. TAUBER (1959 c, S. 29; 1959 d, S. 18) konnte zeigen, daß ein kräftiger Grundwasserstrom (aus dem Leitha- und Donaugebiet östlich der Parndorfer Platte herum), aus dem NE kommend, offenbar durch Aufnahme sulfatischer Zersetzungsprodukte aus den pyritreichen pontischen Schichtköpfen des Untergrundes, eine hohe Mineralisation, besonders Sulfatkonzentration, zum See bringt. Für diese Auffassung, der sich auch A. BERNHAUSER (1962, S. 154) angeschlossen hat, spricht unter anderem auch der Umstand, daß sich der Zicksee von St. Andrä nach Ablassen aus dem Grundwasserstrom mit gleich hohem Salzgehalt regeneriert. H. FRANZ & G. HUSZ (1961, S. 74) vermuteten, daß die Salzanreicherung im Untergrund des grundwasserführenden Schotterkörpers bereits rißeiszeitliches bis letztinterglaziales Alter hat – unter anderem auch deshalb, da schon in einem interglazialen Horizont reichlich Pollen der salzanreichernden Pflanze *Salicornia* vorhanden ist.

Anhangweise sei bei Besprechung des Zusammenhanges des Sees mit dem Grundwasserstrom auf die eigenartigen langjährigen Schwankungen in der Wasserführung des Sees, die wiederholt bis zur vollkommenen Austrocknung (z. B. 1865–1870) führten, kurz eingegangen: F. SAUERZOPF (1959 a, 1962 cum lit.), der sich zuletzt ausführlich mit dieser schon vieldiskutierten Frage beschäftigt hat, referiert über die Haupttiefstände von 32–35 Jahren und über kleinere Schwankungen von 10–11 Jahren, die schon früher mit der 35jährigen BRÜCKNER'schen Klimaperiode und dem 11/19jährigen KÖPPEN'schen Sonnenfleckenzyklus in Verbindung gebracht worden waren. Klare zeitliche Zusammenhänge in den Spiegelschwankungen ergeben sich mit jenen des Balaton. Die Parallelität der Schwankungen des Grundwassers im ganzen Alföld legt nahe, daß diese Schwankungen wohl nur durch großräumige klimatische Erscheinungen im pannonisch-karpatischen Raum bedingt sein können.

e) Mineralquellen

Die große Zahl von Bohrungen in der Neusiedlersee-Bucht nach Öl und Wasser hat zwar gezeigt, daß weder Öl, noch abbauwürdige Kohle in diesen neogenen Serien zu erwarten ist, sie lieferte aber den Hinweis auf die Existenz der Mineralwasserlagerstätte „Neusiedler See" von eminenter Bedeutung. Die Entdeckung der mineralisierten Wässer ist der 1955 niedergebrachten Süßwasserbohrung Mörbisch zu verdanken, die eine rapide Erschließung der reichhaltigen Mineralwassertypen am Westrand des Sees nach sich zog. Auf Grund dieser Untersuchungen sind die folgenden Fakten bekannt

geworden (A. TAUBER, 1959 c, 1965; V FRITSCH & A. TAUBER, 1959; H. SCHMID, 1968 b, 1970).

Die Mineralwasservorkommen in der Provinz am Westrand des Neusiedler Sees stammen zunächst aus zwei getrennten Stockwerken. Das obere, bis 150 m tief reichende Stockwerk liefert hochkonzentrierte Natriumsulfat- und Magnesiumsulfatwässer. Bitterwässer wurden in der Bohrung Oggau—Purbach erschrotet. Es wurden Salzgehalte von über 37 g/l angetroffen. Im oberen Horizont des tieferen Stockwerkes wurden fluorreiche Kochsalzwässer vorgefunden. Die Bohrungen Mörbisch 1 und Rust 1 erbrachten Natriumchlorid-Sulfatwässer, Mörbisch 2 Natriumchlorid-Hydrokarbonatwässer.

Eine Besonderheit von europäischem Rang stellen die Kaliwässer von Rust dar (H. SCHMID, 1968 b). Durch die Kombination von tektonischen Störungsflächen und einem bereits angewitterten 100 m mächtigen Kistallinschotterkörper, dem Ruster Schotter des Oberkarpat, können kohlensäurebeladene Wässer Kalium aus den Feldspäten und dem Muskovit der großen inneren Oberfläche des Kristallinmaterials in bedeutendem Umfang aufnehmen.

In der weiteren Region der Neusiedler Bucht zeigt sich vielfach eine deutliche Bindung der Mineralquellen an die tektonischen Linien (A. TAUBER, 1959 c). Als auffälligstes Beispiel sei der Säuerling in Neusiedl an der Neusiedler Verwerfung und der Halbsäuerling von Illmitz am Mönchhofer Bruch erwähnt.

Schießlich ist im Zusammenhang mit der Suche nach geothermisch gewinnbarer Energie auf den kräftig erhöhten Wärmefluß im Seewinkel aufmerksam zu machen. Dieses geothermische Hoffnungsgebiet verdankt seine Entstehung seiner Position als Teil der pannonischen Region mit ihrer kräftigen Ausdünnung der Kruste und dem Hochsteigen des wärmebringenden Erdmantels.

f) Literatur

A. BERNHAUSER, 1962, 1977; M. BLOHM, 1974; K. EHRENBERG, 1932; H. FRANZ, 1977; H. FRANZ & G. HUSZ, 1961; V FRITSCH & A. TAUBER, 1959; W FUCHS, 1965; W. FUCHS & R. GRILL, 1984 b; P HERRMANN, 1971, 1974; R. JANOSCHEK, 1964; H. KÜPPER, 1957 a, b; H. LÖFFLER, 1979; H. RIEDL, 1964; F. SAUERZOPF, 1956, 1959 a, b, 1962; F. SAUERZOPF & A. TAUBER, 1959; H. SCHMID, 1968 a, b, 1970; A. TAUBER, 1959 a—d, 1965; M. VENDEL, 1930, 1973; G. WESSELY, 1961.

5. Die Landseer Bucht

a) Überblick

Die von E. SUESS (1885, S. 177 f.) für das Oberpullendorfer Becken gegebene, ältere Bezeichnung „Landseer Bucht" ist gegenüber der erstgenannten durchaus zu bevorzugen: Zunächst zufolge des die ganze Niederung umfassenden beherrschenden Ausblickes von Landsee (verballhornt: „Landesehre"), dann aber, da sich dieses Tiefland mehr als eine Bucht des pannonischen Raumes als ein gegen Osten klar abgegrenztes Becken darbietet.

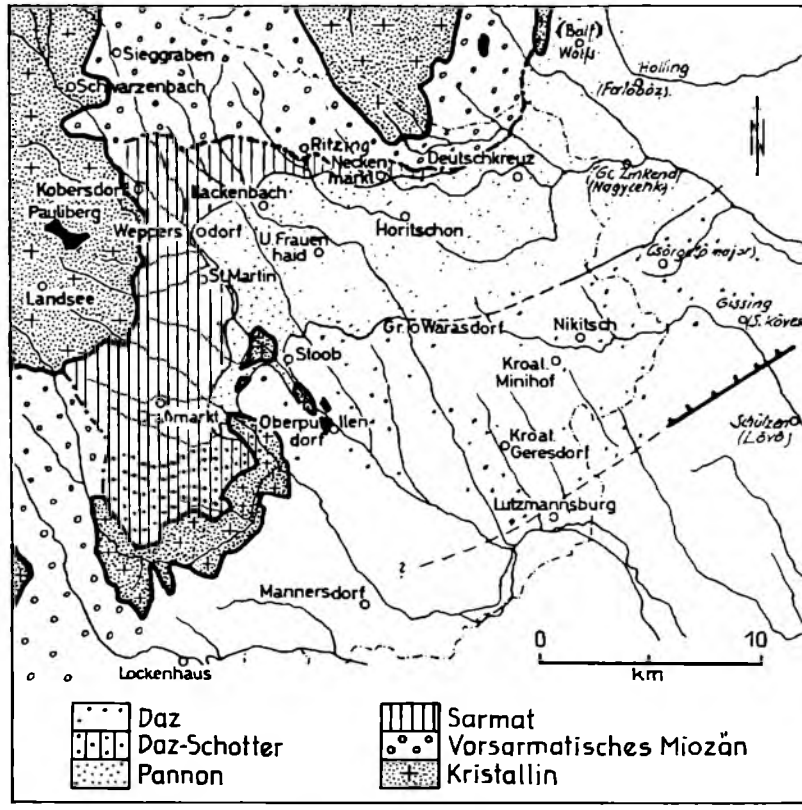


Abb. 249: Geologische Skizze der Landseer Bucht (Oberpullendorfer Becken); nach A. WINKLER-HERMADEN (1962, Abb. 1).

Diese Bucht wird im Norden durch den Höhenzug Brennberg bei Sopron—Hochriegel—Brentenriegel—Sieggrabener Sattel gegenüber dem Eisenstädter Becken begrenzt, im Westen durch das kristalline Grundgebirge der Buckligen Welt umrahmt, im Süden durch den Günser Sporn, den Geschriebensteinzug, vom Steirischen Becken abgeriegelt (Abb. 249).

Es ist eine eigenartige Entwicklungsgeschichte, die zur Bildung dieser Bucht geführt hat, die Züge der Alpenostrandsenken und des Pannonischen Beckens verbindet: Im älteren Miozän aus alpinen Randsenken im Zuge der Ostrandbeckenabsenkung angelegt, empfing diese Randtiefe im Karpat den Schutt des aufsteigenden Ostsporns, wurde vom Meer des Badenien von Norden her im Raum Ritzing nur randlich bespült und konnte sich im Sarmat, das den heutigen Rand im Draßmarkter Teilbecken säumt und dem Kristallin vielfach direkt auflagert, in südlicher Richtung ausweiten. Schon in diesem Abschnitt des Miozäns erkennt man an den kristallinen Aufragungen „mitten" im Becken bei Stoob und Oberpullendorf, die nur seicht von Sarmat und dann sogleich von Pannon überlagert werden, die Zugehörigkeit des Beckenostteils zum pannonischen

Großraum mit seiner erst in jüngster Zeit ansetzenden Abwärtsbewegung. Demgemäß nimmt das Pannon auch gegen Osten rasch an Mächtigkeit und Bedeutung zu, der Bekkenuntergrund liegt an der ungarischen Grenze E Nikitsch und Lutzmannsburg in 1000 m Tiefe (I. CSALAGOVITS, 1967). Die kräftige Abwärtsbewegung, die Kippung der Landseer Bucht gegen Osten, also diese „pannonische Großraumtendenz" hält bis in die jüngste Zeit an, wie das Auslaufen und Herabbiegen der Terrassen und Riedelflächen gegen SE hin so eindringlich kündet (A. TOLLMANN, 1957 b, S. 85), wie die gegenwärtige Senkung des Raumes an der Landesgrenze um 3 mm/Jahr anzeigt (JU. MESCHERIKOV, 1972) und wie A. WINKLER-HERMADEN (1962, S. 187) so treffend zum Ausdruck bringt: „Die Landseer Bucht ist eine Einkerbung am O-Saum der Zentralalpen, an welcher unmittelbar der ‚pannonische Raum' in einer Ausbuchtung zur jungen morphologischen Aufwölbung der Alpen in Beziehung tritt."

Ältermiozäne Sedimente am Nord- und SW-Saum, Sarmat im Westen und weiträumig Pannon, Pont und Daz im Osten, erfüllen die Oberfläche des Beckens. Der pliozäne Vulkanismus des Pauliberges SW Kobersdorf und des Oberpullendorfer Basaltstocks gemahnen an den Durchzug des Steirischen Vulkanbogens und die junge Entwicklungsgeschichte des Raumes.

b) Erforschungsgeschichte

Die Erforschungsgeschichte der Landseer Bucht hat bereits A. WINKLER-HERMADEN (1962, S. 145 ff.) in aller Ausführlichkeit geschildert, so daß hier ein gedrängter Überblick genügt. Die geologischen Untersuchungen setzten in dieser Ecke des damals zu Ungarn gehörigen Landes erst spät ein. Noch 1870 hatte H. WOLF bei dem ersten Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Neogens im Nordteil des Beckens Schiffbruch erlitten, während bereits K. HOFFMANN (1877) die Klarstellung der Abfolge der Brennberger, Ritzinger und sarmatischen Serie gelang. Dreißig Jahre blieb das Gebiet in der Folge von Geologen unbesucht, bis im Jahre 1913 A. WINKLER-HERMADEN auch bereits in diesem Teil des Ostsporns – noch als Student – seine Untersuchung mit der Erforschung des Basaltstockes vom Pauliberg aufnahm, die er zeitlebens unter großräumiger Verknüpfung der Fakten im pannonischen Grenzgebiet der Alpen fortführte und mit den synthetischen Arbeiten von 1951 a, 1955, 1957 und 1962 abschloß.

Die wichtigsten Fortschritte in der Erforschung des Beckens wurden vor dem Zweiten Weltkrieg durch M. VENDEL (1928 ff.) und R. JANOSCHEK (1932) im Norden und durch F. KÜMEL (1935, 1936) im Westen erzielt, während die erste morphologische Analyse durch R. MAYER (1929) vor dem Vorliegen zureichender geologischer Fakten zu früh erschien und danebenging. Nach dem Zweiten Weltkrieg wurde das abgerundete Kartierungswerk von F. KÜMEL und Mitarbeitern durch H. KÜPPER in Form der den Nordteil des Beckens erfassenden geologischen Karte von Mattersburg-Deutschkreutz samt Erläuterungen herausbrachte, schließlich von M. MOSTAFAVI (1978) der ansprechendste Teil mit reicher Schichtfolge am Beckennordrand mit mikropaläontologischer Methodik neu kartiert, während der eintönige SE-Teil mit seinen monotonen fossilleeren Jungserien nur wenig Neues bieten kann (A. TOLLMANN, 1957; P HERRMANN, 1980).

Der Nordteil des Beckens ist noch auf der eben erschienenen geologischen Karte Wien und Umgebung im Maßstab 1 200.000 von W. FUCHS & R. GRILL (1984 b) enthalten.

c) Schichtfolge

Die zum oberen Ottnang gerechnete kohlenführende Brennberger Süßwasserserie, die im Norden die neogene Schichtfolge über dem Kristallin einleitet, und die komplexe limnofluviatile Serie des Karpat aus dem vorwiegend groben Abtragungsschutt des Nordostsporns vom Auwaldschotter bis zum Brennberger Blockschotter wurden bereits im Rahmen des Eisenstädter Beckens besprochen (S. 534). Karpat erscheint dann wiederum im SW des Beckens entlang des Kristallinrandes, wo es bei Weingraben W Draßmarkt in Tonlagen eine von W Berger (1952–1953) beschriebene Flora von überwiegend wärmeliebenden subtropischen Gewächsen wie *Myrica lignitum* (Ung.) Sap., *Libocedrus salicornioides* (Ung.) Heer., *„Cinnamomum" scheuchzeri* (Heer) Frentz. etc. enthält, die aber auch Elemente eines kühleren Klimas aus dem westlich angrenzenden Bergland wie *Ulmus bicornis* Unger aufweist. Eine Aufsammlung von über 3000 fossilen Insekten in vorzüglicher Erhaltung aus den Süßwasserschichten von Weingraben bearbeitet derzeit F. Bachmayer (Vorbericht 1961).

Dem Badenien gehören die durch ihre überreiche Makrofauna berühmten Ritzinger Sande NW von Neckenmarkt an. Der fossilreiche Anteil ist im Ostabschnitt des Sandstreifens im Angergraben und Grösinggraben aufgeschlossen, von wo R. Janoschek (1932, S. 73 ff.) u. a. 251 Molluskenarten und Korallen angeführt hat. Neuaufsammlungen wurden von M. Mostafavi (1978) beschrieben. Mikropaläontologisch ist im Ritzinger Badenien die Obere Lagenidenzone und das bereits leithakalkhältige mittlere Baden bis einschließlich der Buliminenzone zu erfassen (M. Mostafavi, 1978, S. 114 ff.).

Im Nordrandstreifen des Sarmat östlich Kobersdorf ist die *Elphidium-reginum*-Zone als Kalksandstein oder Mergel entwickelt, die *E.-hauerinum*-Zone ist in der Tegelfazies in Kobersdorf erbohrt (H. Schmid, 1972; 1977, S. 79 ff.). Im Obersarmat, der *Nonion-granosum*-Zone, stellen sich im Nordrandstreifen Schotter, Sande und Tonmergel ein. Makro- und Mikrofaunen werden bei den zuvor genannten Autoren angeführt. Der den Westrand des Beckens begleitende Sarmatstreifen, der das seichte Draßmarkter Teilbekken erfüllt, besteht schon durchwegs aus Feinsedimenten, sandigem Tegel und hellen Sanden, so daß die Abgrenzung gegen das lithologisch ähnliche Pannon schwierig wird. Das Sarmat in Draßmarkt liegt bereits ohne marine Zwischenschaltung dem gelegentlich erschlossenen Kristallinsockel auf. Reste von Sarmat reichen hier sehr hoch am Westrahmen empor, so der Untersarmatkalk am Pauliberg in etwa 500 m Höhe. Die Fossilführung des Draßmarkter Sarmat wird bei F. Kümel (1936, S. 222 ff.) erwähnt, die Abgrenzung gegen Osten östlich von Stoob bei A. Winkler-Hermaden (1962, S. 167) diskutiert.

Entgegen der älteren Literatur bestehen im Norden des Beckens im Raum Lackenbach keine Übergangsschichten zwischen Sarmat und Pannon, sondern die älteren Fossilien sind umgelagert, die Fauna der basalen Abschnitte des Pannon belegt Zone B–C, besonders durch Melanopsiden und Ostracoden (R. Janoschek, 1932, S. 103; M. Mostafavi, 1978, Tab. 4). Die höheren Anteile des Pannon sind sehr monoton und meist fossilleer. Nur in der Neckenmarkter Ziegelei fand sich im sandigen Tegel des Pannon noch *Limnocardium secans* Fuchs und *L. apertum* Mstr. (R. Janoschek, 1932, S. 103). Dem Pont gehören wohl die beckenwärts weit verbreiteten sandigen Serien an, nach A. Winkler-H. (1962, S. 171 und Abb. 1, 5) östlich von Stoob bis über die ungarische Grenze hinüber noch von Schottern und Kiesen des Daz überlagert.

Die Basalte der Landseer Bucht sind entgegen älteren Auffassungen von F. KÜMEL (1936, S. 218) und H. KÜPPER (1957, S. 36) nicht miozänen Alters, gehören auch nicht dem Pannon an, sondern entsprechen in ihrem Auftreten unter dazischen Schottern und über einem klimatisch und nicht durch Frittung bedingten Rotlehmhorizont aus dem Pont (ehem. „Oberpannon") nach A. WINKLER-H. (1962, S. 177, 188) wohl sehr zu Recht den Basalten des Oststeirischen Vulkankranzes. Drei individuelle Ausbruchszentren entlang einer NW-SE orientierten Spalte sind festzustellen: Der bereits dem Kristallinrahmen aufsitzende Pauliberg SW Kobersdorf stellt eine aus einzelnen Quellkuppen zusammengesetzte Form dar, der Oberpullendorfer Vulkan besteht aus zwei Basaltdecken, der Stoober Vulkan läßt einen eigenen Ausbruchsherd erkennen (F. KÜMEL, 1935, S. 185 f., 1936; 1952, S. 58). Die petrographische Untersuchung der Basalte (E. ZIRKL, 1953; E. PISO, 1970) hat beim Pauliberg eine Differentiationsreihe vom Alkaliolivinbasalt über Trachybasalt zum Trachyt hin erkennen lassen. Sonnenbrennertypen entstehen durch fleckenhafte Anreicherung von Analcim.

Die nachdazische morphologische Entwicklungsgeschichte der Landschaft wird bei A. WINKLER-HERMADEN (1955, 1962) und J. FINK (1957, 1961, 1965) geschildert.

d) Tektonik

Mangels erdölgeologischer Untersuchungen mit ihren modernen Methoden der Tiefensondierung ist über den inneren Bau des Beckens wenig bekannt. Die Entwicklungsgeschichte wurde eingangs erwähnt: Zunächst im Karpat die kräftige Absenkung der unmittelbaren Alpenrandzone, dann die Herauswölbung der Brennbergserie im Norden – die entgegen R. JANOSCHEK (1932, S. 116) doch im Sinne von W PETRASCHECK (1926/29, S. 181) auf Grund der Hochschaltung gegenüber den südlich begleitenden, allmählich abgesenkten jüngeren Serien eine flach aufgewölbte, gesattelte Antiklinale darstellen wird (Brennberger Antiklinale), da die für eine Horststruktur geforderten bedeutenden W-E-Brüche im (Norden und) Süden auch nach der Neukartierung durch M. MOSTAFAVI (1978, S. 125 f.) nicht vorhanden sind. Dieser Autor berichtete vielmehr nur von lokalen, verschieden verlaufenden Störungen, aber auch von Aufwölbungszonen.

Später schließt sich eine bis in die Gegenwart anhaltende Abkippung des Beckens gegen Südosten an.

Der Westrand des Beckens wird in seinem Nordteil von dem von A. WINKLER-H. (1928 b, S. 167) entdeckten Sieggrabener Bruch, an dem das Tertiär vom Kristallin im Westen abstößt, gebildet. Diese Westrandstörung bestätigen später R. JANOSCHEK (1932, S. 112 ff.) und H. KÜPPER (1957, S. 27, 63; Kt.). Letzterer führt dann den Hauptbruch von Kobersdorf den Stoober Bach entlang beckeneinwärts in Richtung SSE über Oberpullendorf, zum Ostrand des Günser Spornes verlaufend. Die Sprunghöhe bei Kobersdorf wird mit 50–100 m geschätzt (H. SCHMID, 1977, S. 73).

Im Süden wird in Fortsetzung des Nordrandes vom Günser Sporn eine Heraushebung des Südflügels auf Grund der Hochschaltung von Pannon im Lutschburger Weingebirge südlich der Rabnitz vom Verfasser vermutet (1957 b, S. 86), die A. WINKLER-H. (1962, S. 186, Abb. 1) als Fortsetzung der Dislokation im unteren Rabnitztal sieht.

e) Nutzbare Rohstoffe

Das wichtigste Bergbauprodukt der Beckens stellte lange Zeit die schon 1750 vom deutschen Forscher RIEDER entdeckte Kohle im Brennberger Gebiet am Beckennordrahmen dar, über deren Lagerung und Bedeutung bereits W PETRASCHECK (1926/29, S. 181 ff.), M. VENDEL (1930, S. 6 ff.), R. JANOSCHEK (1932, S. 43), H. ZAPFE (1956, S. 76), A. RUTTNER in H. KÜPPER (1957, S. 54 ff.) und L. WEBER & A. WEISS (1983, S. 156 f.) berichtet haben. Das wirtschaftlich interessante Glanzkohlenflöz liegt in den basalen, unmittelbar dem Kristallin auflagernden Brennberger Süßwasserschichten und ist von vielen Schächten aufgeschlossen worden (Abb. 1 bei R. JANOSCHEK, 1932; Taf. 8 bei H. KÜPPER, 1957). Der Hauptteil des 4 km langen Kohlenfeldes liegt auf ungarischer Seite. Das erwähnte Grundflöz erreicht unter Einbeziehung von Tonerzlagen bis 16 m Mächtigkeit. Der Bergbau auf ungarischer Seite wurde bis nach dem Zweiten Weltkrieg betrieben. Unbauwürdige Glanzkohlenflözchen werden vielfach aus den Hochriegelschichten des Karpatien, die über dem Auwaldschotter liegen, gemeldet (H. KÜPPER et al., 1957, S. 56), ferner von der Basis der Ritzinger Sande (E. KNOBLOCH, 1977, S. 419).

Die weite Verbreitung von kohlenführendem Karpat in kleinen Mulden über dem Semmeringsystem der Buckligen Welt beschreibt W PETRASCHECK (1926/29, S. 180) — Flora bei E. HOFMANN (1933, S. 152 ff.). Diese Braunkohle des Reviers Pitten wurde seinerzeit im Liegendflöz bei Schauerleiten und Leiding SE Pitten abgebaut (S. 607).

Töpferton, der beiderseits des Stoober Baches bei Stoob im Pannon (und vielleicht auch im obersten Sarmat) auftritt, liefert seit alters im Dorf Stoob die Grundlage des hier einst sehr intensiv betriebenen Hafnerhandwerkes (F. KÜMEL, 1939), das Tongeschirr und Kacheln liefert.

Säuerlinge liegen im Gebiet der Westrandstörung bei Kobersdorf und WNW davon, am SE-Rand des Brennbergstockes (Rudolfsquelle NW Deutschkreutz) sowie an der vermuteten Nordrandstörung des Günser Sporns in Mannersdorf a. d. Rabnitz — H. KÜPPER (1957, S. 54, Abb. 3), I. WIESBÖCK (1966), H. SCHMID (1972, 1977).

f) Literatur

F. BACHMAYER, 1961; W BERGER, 1952—53; I. CSALAGOVITS et al., 1967; J. FINK, 1957, 1961, 1965; W FUCHS & R. GRILL, 1984 b; P HERRMANN, 1980; K. HOFFMANN, 1877; E. HOFMANN, 1933; R. JANOSCHEK, 1932; E. KNOBLOCH, 1977; F. KÜMEL, 1935, 1936, 1939, 1952; H. KÜPPER, 1957 a, b; H. KURZWEIL, 1970; R. MAYER, 1929; J. MESCHERIKOV, 1972; M. MOSTAFAVI, 1973, 1978; W PETRASCHECK, 1926/29, 1955; E. PISO, 1970; H. SCHMID, 1972; K. SCHOKLITSCH, 1962; E. SUESS, 1885; A. TOLLMANN, 1957 b; M. VENDEL, 1928, 1930, 1933, 1973; L. WEBER & A. WEISS, 1983; I. WIESBÖCK, 1966; A. WINKLER-HERMADEN, 1928 b, 1951 a, 1955, 1957, 1962; H. WOLF, 1870; H. ZAPFE, 1956; E. ZIRKL, 1953.

6. Das Steirische Becken

a) Überblick

Position Das Steirische Becken (Grazer Becken) setzt die Reihe der Ostrandbekken der Alpen gegen Süden hin fort. Gegenüber dem Pannonischen Becken, als dessen steirische Randbucht man es in morphologischer Hinsicht betrachten könnte, ist wiederum die ältere Entwicklungsgeschichte und Hauptabsenkung im Karpat bis Sarmat im Gegensatz zur jungen, besonders erst mit dem Pannon einsetzenden Subsidenz des Pannonischen Beckens bezeichnend (K. KOLLMANN, 1965, S. 608 ff.). Obgleich daher die Schichtfolge in vielem mit jener des Wiener Beckens vergleichbar ist, ging die Entwicklung und tektonische Gestaltung dieses Beckens andere Wege: Kein aufreißender Grabenbruch mit scharfen und tiefen Störungsbündeln an den Grenzen ist Ursache für die Absenkung des Beckens gewesen, sondern die im Untergrund gegen Osten hin hier bereits deutlich ausdünnende Kruste des Alpenkörpers über dem Mantel bewirkt das Nachsenken des pannonischen Feldes und seiner Randbuchten, altersmäßig – wie die Vulkangürtel von außen nach innen, zum Zentrum, wandernd: Deshalb hier keine großen Randbruchstörungen, sondern ein flexurartiges Nachsenken der Kruste gegen die zentralen Beckenteile hin. Den Brüchen kommt eine untergeordnete Rolle zu.

Grenzen: Das Becken wird im Nordosten durch Geschriebenstein, Bucklige Welt und Wechsel begrenzt, im Norden durch den Masenbergstock und das paläozoische Grazer Bergland, im Westen durch den Koralpenzug, im Südwesten durch den Poßruck, im Südosten schließlich durch die oberflächlich unansehnliche, SW-NE-ziehende Südburgenländische Schwelle (Bd. 1, S. 457), die an der Oberfläche nur durch einige Inselberge in der Kette Klöcher Vulkangebiet, Stadelberg bei St. Anna am Aigen, Güssinger Paläozoikumsaufragungen, Schieferinsel von Kohfidisch und Eisenberggruppe markiert wird, geophysikalisch aber sehr wohl durchgehend als Untergrundaufragung geortet ist.

Gliederung (Abb. 250): Innerhalb dieser Grenzen ergibt sich durch untergeordnete interne Schwellen folgende Untergliederung: Zunächst wird durch die von Graz in südlicher Richtung verlaufende Sausal- oder Mittelsteirische Schwelle das seichtere, kleinere, etwa 800 m tiefe Weststeirische Becken vom größeren, bis über 3000 m tiefen Oststeirischen Becken getrennt. Eine weitere Untergliederung dieses östlichen Hauptbeckens durch K. KOLLMANN (1965, S. 496 ff., Taf. 1) erfolgt durch zwei NNW-SSE verlaufende Schwellen, so daß man im Oststeirischen Becken von Westen nach Osten folgende Teilelemente unterscheiden kann: Das über 2500 m tiefe Gnaser Becken von der Grazer Bucht im Norden bis zur Bohrung Mureck im Süden; die Auersbacher Schwelle, die vom Gleisdorfer kristallinen Untergrund über den Feldbacher Kristallinsporn nach Gleichenberg führt; das über 3000 m tiefe Fehringer Becken, die Söchauer Schwelle, die durch den begrabenen Übersbacher Paläozoikumslappen gebildet wird; das Fürstenfelder Becken, ebenfalls unter 3000 m absinkend, das an der Oberfläche im Norden mit der Pöllauer Bucht W Hartberg zwischen Rabenwald und Masenberg eingreift und mit der Friedberg-Pinkafelder Bucht in das Wechselgebiet vorstößt.

Untergrund und Beckenfüllung: Eine grobe Vorstellung vom Untergrund

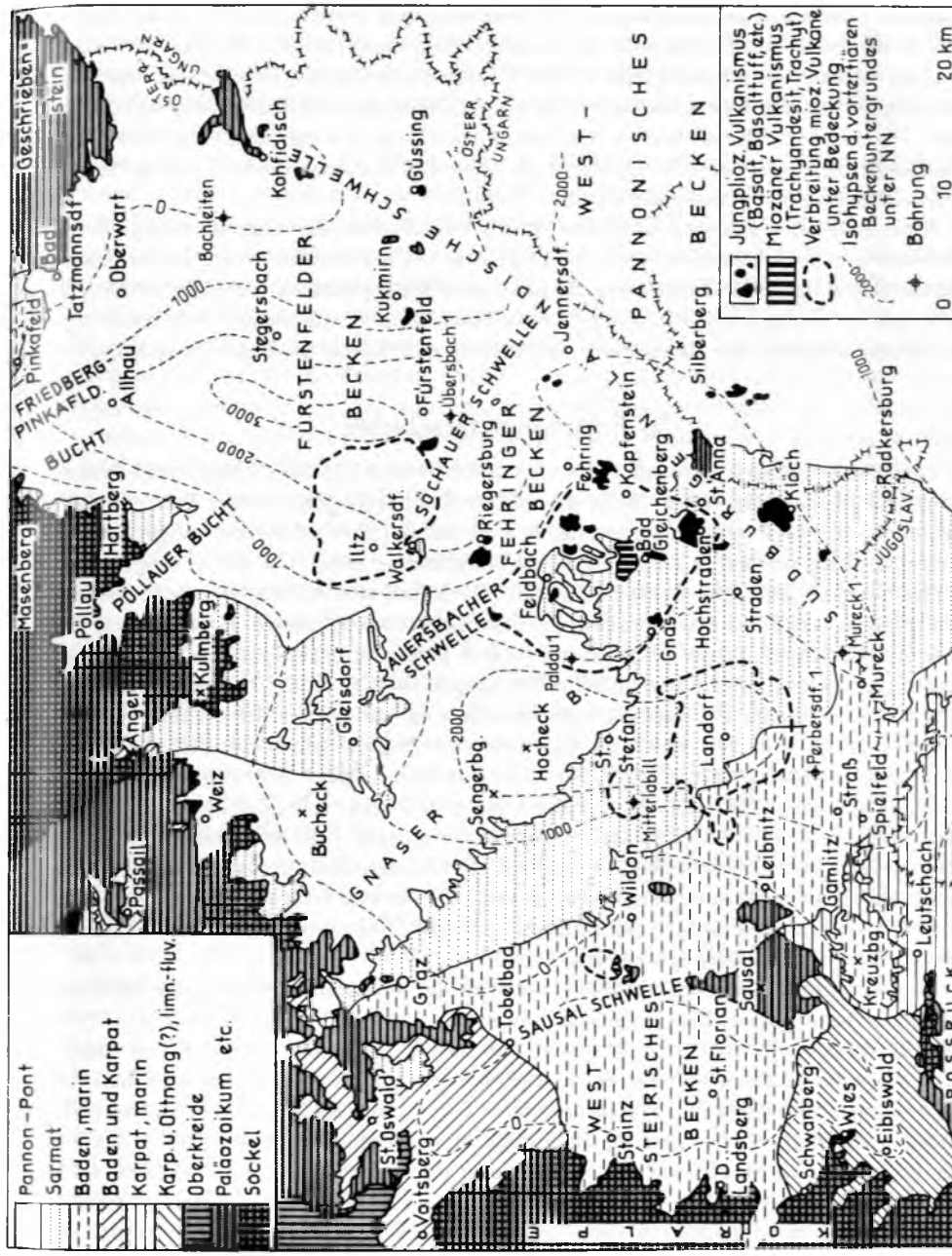


Abb. 250: Abgedeckte Kartenskizze des Steirischen Beckens; nach K. Ollmann (1960 b, Beil. 1; 1980, Abb. 101).

zufolge der wenigen, das gesamte Neogen durchörternden Bohrungen gibt Abb. 139 in Band 1, S. 459. Wir sehen, daß im Bereich der Sausal- und Söchauer Schwelle sowie entlang der Südburgenländischen Schwelle oberostalpines Paläozoikum herrscht, daß in den westlichsten Randteilen und im nordöstlichen Hauptteil das Neogen auf mittelostalpinem Untergrund transgrediert. Das Weststeirische Becken ist von mächtigen limnischen, kohlenführenden, klastischen Serien erfüllt, marines Miozän fehlt fast vollkommen. Die aus dem Wiener Becken bekannte Entwicklung aus marinem und brackischem Miozän erfüllt mit über 2000 m Mächtigkeit das Oststeirische Becken, gefolgt von bis 600 m mächtigem Pannon und Pont – Tab. 25.

Eine besondere Note verleiht dem Steirischen Becken der vom innerkarpatischen Vulkanbogen noch hereinreichende Vulkanismus, der im Miozän die großen, in den Schichtfolgen der Tiefe begrabenen Andesit- und Trachytmassen von Gleichenberg lieferte und im Jungpliozän basaltische Lavadecken, Schichtvulkane und Schlotfüllungen im Raum zwischen der Riegersburg im Norden und Klöch im Süden entstehen ließ.

b) Erforschungsgeschichte

Erste kurze Bemerkungen über Gesteine und Minerale des Steirischen Tertiärbeckens gehen auf M. J. Anker (1809–1810), dem Entdecker des Gleichenberger Trachytmassivs zurück, welch letzterem besonders auch L. v. Buch (1819, 1821) sein Augenmerk im Zusammenhang mit seiner Theorie der Erhebungskratere zollte. Die älteste eingehendere Studie über das Steirische Becken aber stellt die Arbeit von A. Sedgwick & R. Murchison (1831) dar, in der die Kohlenserie, die Fossilsuiten aus Eibiswald, Ehrenhausen, Wildon, der Gleichenberger Vulkanismus etc. ihre Darstellung in Text und Abbildungen finden, mit geologischer Karte und Profilen ausgestattet. A. Boué (1831 a) versuchte zur gleichen Zeit bereits die großräumige Korrelierung mit dem italienischen Tertiär.

Ab der Mitte des vorigen Jahrhunderts setzt die Welle der exakteren Detailforschung mit einer Reihe von paläobotanischen Arbeiten von F. Unger (1847, 1852, 1854, 1858 etc.) ein, der die Flora von Sotzka, von Gleichenberg, aus dem Leithakalk, dem Süßwasserkalk etc. eingehend beschreibt. Sehr bald nach dem Beginn von Unger's vorbildlichen Studien greift C. Ettingshausen seitens der Geologischen Reichsanstalt in diese Forschungsrichtung seit 1851 ein und setzt seine Untersuchungen fast bis zum Ende des vorigen Jahrhunderts auch an Pflanzenresten aus dem steirischen Tertiär fort (vgl. Monographien 1888, 1893).

In den Jahren 1846–1862 wurde die Kenntnis der Tertiärablagerungen der Steiermark durch die Kommissäre des Geognostisch-montanistischen Vereines in Graz A. v. Morlot, K. Andrae, F. Rolle und Th. v. Zollikofer gefördert, obgleich zu Beginn (A. v. Morlot, 1850, S. 347) die Schwierigkeiten noch bedeutend waren und man etwa die gestörten Leithakalke für Eozän hielt oder Tuffe durch Metamorphose aus normalen Sedimenten ableitete. Die parallel dazu ausgeführte Aufgliederung der Faunen im Wiener Becken durch M. Hörnes (1856, 1870) und der Schichtfolge durch E. Suess (1862, 1866), die stratigraphischen Arbeiten von F. Rolle (ab 1857) und die paläobotanische Untersuchung von D. Stur (ab 1867) im steirischen Tertiär befruchteten einander aufs beste (Lit.: D. Stur, 1871, S. XXII ff.). Mit dem im Auftrag des Geognost.-montanist. Vereines für Steiermark erstellten Standardwerk „Geologie der Steiermark" von

D. STUR, 1871, ist ein Meilenstein in der Erforschung der Steiermark und des Steirischen Beckens gesetzt.

In den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts setzt die umfassende Lebensarbeit von V HILBER im steirischen Tertiär ein, einerseits durch Bearbeitungen von Fossilmaterial ab 1877, andererseits durch die Darlegung einer Flut von wertvollen Beobachtungen über Schichtausbildung, Lagerung, Diskordanzen und auch über Auftreten von vulkanischen Gesteinen.

In unserem Jahrhundert kommt A. WINKLER v. HERMADEN über viele Jahrzehnte eine beherrschende Rolle in der Erforschung der Geologie und der geomorphologischen Entwicklungsgeschichte des Steirischen Beckens und darüber hinaus in der Erforschung der jungen Entwicklung des östlichen Mitteleuropas zu. Wie eine Säule ragen seine Arbeiten, mit den Monographien von 1913 noch in der Monarchie einsetzend, bis in die Zweite Republik hinein, durch das „Kräftespiel" von 1957 gekrönt. Eine lange Reihe von Untersuchungen gilt auch in unserem Jahrhundert (Erforschungsgeschichte der älteren Epoche bei A. WINKLER, 1913 a, S. 410 ff., dargestellt) dem Oststeirischen Vulkanismus, der in dieser Ära zunächst namentlich von H. LEITMEIER, A. WINKLER, A. SIGMUND, F. MACHATSCHKI, K. SCHOKLITSCH, F. ANGEL, später von A. HAUSER, H. HÖLLER und vor allem H. HERITSCH unter verschiedensten Aspekten analysiert worden ist. Erst in unserem Jahrhundert schließlich setzt – nach den älteren Studien von K. PETERS, R. HOERNES, A. HOFMANN etc. – die Beschäftigung mit den Vertebratenresten wieder ein (F. BACH, V HILBER, H. HÜBL, F. SAUERZOPF etc.), wobei vor allem den umfangreichen Bearbeitungen der Neufunde in einer Serie von Publikationen von Frau M. MOTTL (1939 bis zur monographischen Zusammenfassung von 1970) und der systematisch und breit durchgeführten Neubearbeitung durch E. THENIUS (1949–1956) der hohe heutige Stand der Kenntnisse auf diesem Sektor zuzuschreiben ist.

Mit dem Beginn der Suche nach Erdöl im Steirischen Becken erfuhr die stratigraphische, paläontologische und tektonische Erforschung des Steirischen Beckens besonderen Impuls und wurde durch den Einsatz neuer Methoden der Geophysik und schließlich etlichen Tiefbohrungen die Kenntnis über diese Region entscheidend erweitert. Fixpunkte dieser Etappe sind die Tiefbohrung Mureck 1 durch die Wintershall-AG (1942), die Bohrungen im Bereich der Südburgenländischen Schwelle durch die SMV (1945–1948), die Tiefbohrung Perbersdorf 1 durch die Fa. Van Sickle (1953), dann der Einsatz der Rohöl-AG ab 1951 mit den Tiefbohrungen Übersbach 1, Mitterlabill 1, Walkersdorf 1, Palfau 1 und schließlich das Engagement der ÖMV-AG, die jüngst mit den Bohrungen Ludersdorf 1, 2 und Wollsdorf 1 Erdgas im Leithakalk des mittleren Badenien angetroffen hat.

Ebenso bedeutend wie diese Bohrungen aber war die umfangreiche geophysikalische Erforschung des Raumes, vor allem aber die ausgreifende Neukartierung großer Areale unter Anwendung moderner mikropaläontologischer Methoden durch K. KOLLMANN, dem wir ein abschließendes monographisches Bild über das Jungtertiär im Steirischen Becken (1965) verdanken.

An zusammenfassenden Darstellungen über das Steirische Becken aus den letzten Dezennien seien hervorgehoben: A. WINKLER, 1939, 1951 a, 1957; R. JANOSCHEK, 1957, 1964; K. KOLLMANN, 1960 b, 1965; H. FLÜGEL & H. HERITSCH, 1968; H. FLÜGEL, 1972, 1975, S. 105 ff.; und bezüglich der Kohlenbecken L. WEBER & A. WEISS 1983.

Kartenmäßig ist auf offiziellen Blättern nur ein Teil des Gebietes enthalten, so der SW-Rand auf Blatt Oberdrauburg (A. WINKLER, 1929), der SE-Rand auf Blatt Gleichenberg (A. WINKLER, 1926) und Blatt Bad Radkersburg (G. SUETTE et al., 1982; W GRÄF, 1983), der Nordrand auf den Karten des Grazer und Weizer Berglandes (H. FLÜGEL, 1961, H. F. & V MAURIN, 1958) und der Karte des mittleren Murtales von F. EBNER (1983), der NE-Rand auf Blatt Oberwart (P HERRMANN & A. PAHR, 1982). Die zentralen Teile des Steirischen Beckens sind auf der Karte Taf. 2 bei K. KOLLMANN (1965) dargestellt. Einige geologische Übersichtskarten kleineren Maßstabes geben raschen Überblick (K. KOLLMANN, 1965; Taf. 1, K. METZ, 1968; H. FLÜGEL & H. HERITSCH, 1968, Kt.).

c) Schichtfolge

α) Ottnang

Das Ottnang ist durchwegs nur limnisch-fluviatil entwickelt. Im Weststeirischen Bekken gehören ihm zunächst die über 1000 m mächtigen Radl Wildbachschotter an, benannt nach dem westlich vom Poßruck an der jugoslawischen Grenze S Eibiswald gelegenen Radlberg, an dem diese groben, gegen Osten hin bald auskeilenden Neogenbasisbildungen mauerartig bis zu 1049 m Seehöhe am Ostrand der Zentralalpen aufragen. A. WINKLER (1929, S. 479 ff.) hat diese noch 1903 von V HILBER als glaziale Bildungen gedeuteten groben Wildbachablagerungen mit bis über 100 m³ großen Blöcken eingehend geschildert. Sie werden gelegentlich noch durch rote, dem Kristallin als Verwitterungsprodukte auflagernde Tone und Lehme unterlagert, mit deren Genese sich F. THIEDIG (1970) ausführlich befaßt hat.

Von den auflagernden, weiterhin limnisch-fluviatil gebildeten Eibiswalder Schichten, die eine Gesamtmächtigkeit von 2500 m umfassen, gehört nur der untere, bis 400 m mächtige Abschnitt noch dem Ottnangien an. Sie sind ebenso wie die Radelschotter fossilleer und wurden nur nach ihrer Position im Liegenden des fossilbelegten höheren Anteiles dieses Komplexes, der schon dem Karpat angehört, eingestuft. Die Unteren Eibiswalder Schichten werden aus Sanden und kristallinen Schottern unter Einschaltung von Murschuttschüben im basisnahen Anteil aufgebaut.

K. NEBERT (1983) hat eine Gliederung der Eibiswalder Schichten zwischen Sulm und Saggau in vier Zyklen durchgeführt. Jeder Zyklus setzt mit fluviatilen Sedimenten ein und steigt zu limnischen Ablagerungen auf, wobei die Korngröße entsprechend von grob zu fein abwandelt.

Im Oststeirischen Becken entsprechen diesen Serien nach K. KOLLMANN (1965, S. 501 ff., Taf. 3) auf Grund der Tiefbohrungen eine mächtige basale Rotlehmserie und eine 650 m mächtige limnisch-fluviatile Serie aus Tonmergeln, Sanden und Konglomeraten. Am Nordostrand des Beckens scheint die mit Rotlehmen verbundene Zöberner Brekzie am Rand der Pinkafelder Bucht hierher zu gehören.

Die Serien des Ottnang sind noch frei von Vulkaniten oder Tuffen.

β) Karpat

Im Karpat kam es in den einzelnen Teilbecken zu unterschiedlichen Ablagerungen, so daß die Besprechung getrennt erfolgen muß.

Im Weststeirischen Becken wird das Karpat im Westteil zur Gänze aus einer limnisch(-fluviatilen) Serie, den Mittleren und Oberen Eibiswalder (S) bzw. Köflacher Schichten und dem Konglomerat von Stiwoll (N) aufgebaut, während sich im SE des Beckens, gegen die Sausalschwelle hin, im höheren Karpat anstelle der Oberen Eibiswalder Schichten die Deltabildung des bis 300 m mächtigen Arnfelser Konglomerates und darüber am Gamlitzbach die bis 150 m mächtigen, bereits marinen Leutschacher Sande aufbauen, welche beiden letztgenannten Glieder sich im Osten (NE Leutschach) mit dem vollmarinen Steirischen Schlier des Karpatien, dem Gamlitzer Schlier, verzahnen.

Im einzelnen sei hierzu vermerkt: Die etwa 400 m mächtigen Mittleren Eibiswalder Schichten sind eine feinkörnige, sandig-tonige, limnische Bildung, in die die wirtschaftlich wichtigen Eibiswalder (liegend) und Wieser (hangend) Flözgruppe eingeschaltet sind, und die außerdem zahlreiche Tuffhorizonte des mit dem Karpat einsetzenden intermediären Vulkanismus aufweisen (H. Flügel & V Maurin, 1959; F. Ebner, 1981). Eine reiche Vertebratenfauna aus dem Eibiswalder Flöz des Tagbaues bei Schloß Eibiswald, seit 1835 zutage gefördert, von K. Peters (1868–69) z. T beschrieben und zuletzt von E. Thenius (1949, 1950) und M. Mottl (1961) neu bearbeitet, enthält nach M. Mottl (1970, S. 7) *Hyotherium soemmeringi* v. Meyer (Wildschwein), *Arctamphicyon tolosanus eibiswaldensis* (Trouess.) (bärenartiges Raubtier), *Anchitherium aurelianense* (Cuv.) (Waldpferd), *Doracatherium vindobonense* H. v. M. (Zwerghirsch), *Dinotherium bavaricum* v. Meyer, *Gomphotherium angustidens tapiroides* (Cuv.) etc.

Die Oberen Eibiswalder Schichten mit 400 m Mächtigkeit analoger lithologischer Zusammensetzung enthielten eine schon von C. v. Ettingshausen (1893) beschriebene Flora, die ebenso wie die Fauna auf ein (sub)tropisches Sumpfwaldbiotop hinweist. Eine moderne Zusammenfassung über die Wirbeltierfaunen aus dem Karpatien von Wies, Köflach, Voitsberg etc. hat M. Mottl (1970, S. 8 ff.) geliefert. Über die Einschaltung vulkanischer Tuffe in den Eibiswalder Schichten berichteten H. Flügel & V Maurin (1959).

Während im Mittelabschnitt des Weststeirischen Beckens das Karpat unter jüngeren Serien verdeckt ist, erscheint es im Nordabschnitt in der Köflach-Voitsberg-Stallhofener Bucht wiederum an der Oberfläche und besteht mit einer Mächtigkeit bis rund 300 m vorwiegend aus feindetritischen, tuffführenden, limnisch-fluviatilen Ablagerungen, deren Flözführung zu umfangreicher wirtschaftlicher Nutzung Anlaß gab. Über die altberühmte Florenbeschreibung aus dieser Serie durch C. Ettingshausen (1857) etc. hinaus ist heute eine fundierte stratigraphische Korrelierung der einzelnen Kohlenflözniveaus einerseits durch die palynologische Untersuchung durch W Klaus (1954), andererseits durch eine Neubearbeitung der Geologie des Kohlenbeckens durch W Pohl (1970, 1976) möglich geworden: Die chronologische Abfolge vom Liegenden zum Hangenden lautet demnach: Piberstein-, Sebastiani-, Pendel- und Zangtaloberflöz (vgl. H. Flügel, 1975 a, S. 106; L. Becker, 1979, Kt.; 1980 a, S. 22 ff., 1980 b, S. 110).

Im Oststeirischen Becken herrschte während des Karpat in der Gamlitzer Region des Gnaser Teilbeckens bereits vollmarines Regime, wie die Bildung des einige hundert Meter mächtigen Gamlitzer Schliers („Steirischen Schliers") mit seiner reichen Fauna (V Hilber, 1877; H. Beer, 1953) zeigt. Das Fehlen der Orbulinen kündet unter anderem an, daß ihm ein höheres Alter als Badenien zukommt. In den Bohrungen Per-

bersdorf 1 und Mureck 1 traf man eine Verzahnung dieses Schliers mit Andesiten, Daziten und deren Tuffen.

Im südlichen Teil des Fürstenfelder Teilbeckens wird der Schlier in der Bohrung Übersbach 1 S Fürstenfeld im Karpat durch Mergel mit Konglomeratlagen ersetzt, die Konglomerate stammen aus dem östlich der Südburgenländischen Schwelle gelegenen pannonischen Hochgebiet, weisen also auf eine gegen Westen gerichtete Schüttung. Die Nordrandbucht von Pinkafeld-Friedberg dieses Teilbeckens wird hingegen durch den aus dem Nordwesten geschütteten und in der Buckligen Welt weit verbreiteten Sinnersdorfer Blockschotter erfüllt. Diese eigenartige Bildung von Grobschottern aus Kristallinmaterial mit riesigen Blöcken und lehmiger Grundmasse wird als Wildbachschutt aus einem kräftig reliefierten Hinterland im Semmering-Wechselsystem gedeutet. Die auflagernde kohlenführende Tauchener Serie ist wohl schon in das tiefe Badenien zu stellen (S. 574).

γ) Baden

Mit Beginn des Badenien, Untere Lagenidenzone, griff die Meeresbedeckung im Steirischen Becken weit aus, die Süßwasserablagerungen des Weststeirischen Beckens wurden, besonders durch den Vorstoß in der Florianer Bucht im mittleren Abschnitt, überflutet, es verschwanden die trennenden Schwellen im Oststeirischen Becken und das Meer transgredierte auch über den älteren limnisch-fluviatilen Ablagerungen im Nordosten, in der Pinkafelder Bucht. Zugleich setzt der intermediäre Vulkanismus mit Zentrum im Raum Gleichenberg im Unteren Badenien kräftig seine Tätigkeit fort. Mehr als im Wiener Becken kommt es in einem breiten Randgürtel bereits während des Badenien zu einer Verzahnung mit brackischen und fluviatilen Sedimenten, so besonders am Westrand, der zentralalpines Schottermaterial in die Florianer und Gamlitzer Bucht ausstrahlt (Urler Blockschotter, Kreuzbergschotter – von W Küchmeister, 1965, neu untersucht) und im Norden, nördlich von Tobelbad (limnisch-fluviatile Serie aus kohlenführenden Tonen, limnische Reiner Schichten, Sande, Eckwirt-Schotter etc. aus dem Raum Rein, Stiwoll und St. Oswald SW Gratwein, rund 12 km WNW Graz gelegen – vgl. H. Flügel, 1975 a, S. 110; F. Ebner & W Gräf, 1979, S. 155; F. Ebner, 1983, S. 118).

Die Säugetierfauna aus diesen Süßwasserablagerungen des Unteren Baden von St. Oswald mit *Amphicyon major* Bl., *Conohyus simorrensis* (Lart.), *Brachypotherium brachypus* (Lart.) und *Dinotherium levius* Jourd. weist nach M. Mottl (1969, S. 317) auf ein abgeschwächtes Sumpfwaldmilieu. M. Mottl (1970, S. 29 ff.) gibt wiederum eine Gesamtzusammenstellung der Wirbeltierfunde aus diesen Süßwasserserien des Weststeirischen Beckens, H. Flügel (1972, Tab. 1) eine tabellarische Übersicht über Säugetierfaunen des gesamten steirischen Neogens.

Wie im Wiener Becken aber hat der Faunenreichtum der marinen Serien seit alters die Aufmerksamkeit auf sich gezogen. An Untiefen wie der Mittelsteirischen Schwelle im Raum von Wildon, Leibnitz, Retznei und Ehrenhausen östlich des Sausal bildete sich über basalen marinen Konglomeraten der bis etwa 150 m mächtige Leithakalk, vorwiegend aus Lithothamnienfragmenten aufgebaut, ganz wie im Wiener Becken nur sehr untergeordnet Korallenriffstotzen enthaltend und auch eine ganz analoge Fauna mit Pecten, Austern, weiteren Bivalven, Seeigeln *(Clypeaster)*, Krabben etc. füh-

rend. Auskunft über die lithologische Ausbildung und Gliederung dieser Leithakalkmasse geben G. KOPETZKY (1957) und W.-CH. DULLO (1983), Hinweise auf die Aufschlußverhältnisse in den großen Steinbrüchen lieferten jüngst H. FLÜGEL et al. (1964, S. 368 ff.), K. KOLLMANN (1965, S. 534 ff.), H. FLÜGEL & H. HERITSCH (1968, S. 99 ff.), H. FLÜGEL (1972, S. 219 ff.). Faunenzusammenstellungen oder Faunenbeschreibungen aus dem Leithakalk haben V HILBER (1877, 1879), M. GLAESSNER (1928), A. SCHOUPPÉ (1949), H. BEER (1953) und N. VÁVRA (1979 b) vorgenommen, die Mikrofauna wurde von G. KOPETZKY (1957) analysiert. Leithakalk ist im übrigen Steirischen Becken zwar weiterhin mancherorts vertreten (K. KOLLMANN, 1965, Taf. 3), aber durchaus unbedeutend, bis hinüber zum letzten Ausläufer, dem noch zugänglichen Korallenriffstotzen in der Sandgrube Wiesfleck in der Pinkafelder Bucht. Tuffiteinschaltungen sind im Leithakalk weit verbreitet (vgl. F. EBNER, 1981, S. 48).

Westlich des Sausal vertreten die Florianer Schichten, Sand und Tegel, faziell den Leithakalk des Badenien (W KÜCHMEISTER, 1965, S. 237). Der Tegel ist reich an Makrofossilien (K. BAUER, 1900). E. WEINFURTER (1952) hat die Otolithe daraus beschrieben. Eine Variante des Florianer Tegels wurde in den äußerst makrofossilreichen Tonmergeln im Liegenden des Weitendorfer Basalts erst in jüngerer Zeit erschlossen (H. FLÜGEL et al., 1952), die bei F. EBNER & W GRÄF (1976) beschriebene Fauna dieses Tegels birgt zufolge seiner vermittelnden Stellung bereits gewisse Faunenelemente des Leithakalkes. Ähnlicher Fossilreichtum ist aus dem Wetzelsdorfer Tegel des Unterbaden bei Preding seit langem bekannt (A. HOLLER, 1900).

Die Sandfazies des Badenien ist im Steirischen Becken in den Bohrungen häufiger in höheren Horizonten anzutreffen. Obertage ist sie besonders in der Friedberg-Pinkafelder Bucht vertreten, wo sie von der nichtmarinen, wohl noch dem basalen Badenien angehörigen, tuffhältigen Tauchener Kohlenserie (K. LIEBSCHER, 1921, 1925; F. KLINGNER, 1934; K. LECHNER, 1952; O. THIELE, 1983) unterlagert wird. Das Obere Badenien, die Rotalienzone, wird in der Randfazies auch in diesem Becken durch eine Schichtlücke gekennzeichnet. In dieser Zeit fällt das Weststeirische Becken bereits endgültig trocken.

δ) Der Vulkanismus des Karpat-Unterbaden

Der kräftige miozäne und pliozäne Vulkanismus des Steirischen Beckens hat seit je besonderes Interesse erweckt. Durch die Tiefbohrungen der letzten Jahrzehnte hat sich die Vermutung bestätigt, daß die vulkanischen Gesteine des älteren, dem Karpat bis Unterbaden angehörigen Zyklus in der Tiefe unter der sedimentären Bedeckung bedeutende Areale im Oststeirischen Becken einnehmen, daß die Gleichenberger Vulkaninsel gleichsam nur die Spitze eines von mehreren begrabenen gewaltigen Schildvulkanen darstellt (Abb. 253).

A. HAUSER hat 1954 begründet, daß der gesamte „Steirische Vulkanbogen" (Abb. 251) als magmatische Provinz zu sehen ist und vom Drau-Save-Faltengebiet über das Bachergebirge, den Basalt von Kollnitz/Lavanttal und die südsteirisch-südburgenländischen Vulkane zum Plattensee reicht. Es ist aber besser, heute dieses Phänomen nur als Teilstück des gesamten innerkarpatischen Vulkankranzes zu sehen, der ja durch die noch in jüngster Zeit andauernde Subduktion des Karpatenbogens sein vulkanisches Aufschmel-

Abb. 251: Der Steirische Vulkanbogen; nach A. Hauser (1954, Abb. 1).

zungsmaterial mit gegen das Bogeninnere absteigender Tiefe bezieht und mit seinem Aufstieg an der Krustenverdünnung des Retroarc-Basin-Gebietes der Pannonischen Masse mitwirkt (M. Bleahu et al., 1973; A. Tollmann, 1978 b).

In diesem Bogen herrschen im Westen (Save, Bacher, Mureck) Andesite und Dazite der pazifischen Typen der Kalkalkalireihe, im Oststeirischen Becken in der älteren, miozänen Phase mit den Trachyandesiten und Trachyten von Gleichenberg mediterrane Typen der Kalireihe, in der jüngeren, pliozänen Phase mit den oststeirischen Basalten atlantische Typen der Natronreihe (S. 571), während im östlichen, karpatischen Raum wiederum die Kalkalkalireihe im Miozän auftritt und dort die Alkalibasalte der jüngeren Phase bis in das Quartär gefördert worden sind. Den Kalireichtum der Gesteine von Gleichenberg erklärt H. Heritsch (1967, S. 342) durch Assimilation granitischen Materials.

Die Zusammensetzung des oberen Erdmantels im Untergrund des Basalttuffelsen

Abb. 252: Der Weitendorfer Basalt des Unterbadenien W von Wildon mit säuliger Absonderung (Photo Ing. F. Dienterer).

von Kapfenstein SE Feldbach wurde durch G. Kurat et al. (1976, 1977 etc.) an Hand der ultramafischen Einschlüsse ermittelt. In diesen Xenolithen überwiegen in extremem Ausmaß Lherzolithe und Harzburgite, was auf einen, in diesem Abschnitt sehr einheitlich an Basaltkomponenten verarmten oberen Erdmantel hinweist.

Als Alter der miozänen Vulkanite war besonders auf Grund der Bohrungen Karpat bis Lagenidenzone des Unterbaden zu fixieren (K. Kollmann, 1965, S. 601 ff., Taf. 3), was jüngst noch dazu gerade an dem umstrittenen Weitendorfer Basalt und auch dem Gleichenberger Trachyandesit durch F. Steininger & G. Bagdasarjan (1977) durch Alterswerte um 16 Millionen Jahre radiometrisch bestätigt wurde.

Eine Zusammenstellung sämtlicher Tuffvorkommen im steirischen Miozän, getrennt nach ihrem Auftreten in den verschiedenen Schichtgliedern des Karpat und Unterbaden, hat F. Ebner (1981) geliefert. Er konnte dabei die Bedeutung dieser faziesbrechenden Niveaus für die stratigraphische Korrelierung der verschiedenen Faziesbereiche vom Festland bis zum Hochmarin klar herausarbeiten.

Zu den vier getrennten Arealen von miozänen Vulkaniten im Steirischen Becken ist, von West nach Ost fortschreitend, folgendes zu vermerken.

1. Weitendorf: Der relativ kleine Erguß ist im Steinbruch Weitendorf (Abb. 252) im Hangenden des äußerst fossilreichen Unterbaden aufgeschlossen (H. Flügel et al., 1952). Durch den etwas abweichenden Chemismus dieses als Shoshonit zu bezeichnenden Trachyandesites war die Altersstellung lang umstritten, sie ist heute auch durch absolute Daten geklärt (s. o.) – zusammenfassende Darstellung hierüber samt ausführlichem Literaturverzeichnis bei H. Heritsch (1963 a) und H. Flügel et al. (1964,

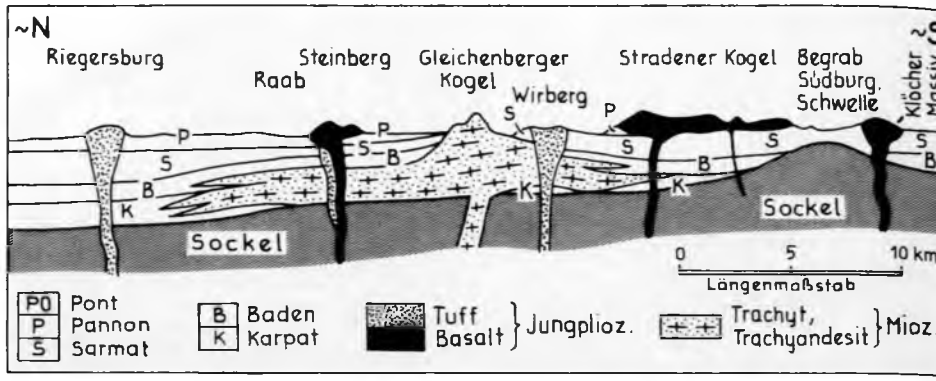


Abb. 253: Profil durch das oststeirische Vulkangebiet; nach A. WINKLER-H. (1926, Taf. 1, Prof. 1), im Sinne von K. KOLLMANN (1960 b etc.) gedeutet; stark überhöht.

S. 365 ff.). Die Ausdehnung dieses Vulkangebietes gegen Norden ist in der Bohrung Wundschuh erfaßt worden (K. KOLLMANN, 1965, S. 605 f.; H. HERITSCH, 1966).

2. Landorf: Dieses Vulkangebiet nördlich von Mureck ist trotz seiner Länge von fast 20 km zur Gänze unter den neogenen Sedimenten begraben und erst durch die Bohrungen Mitterlabill 10 km E Wildon und Mureck bekannt geworden. Andesite und Dazite dominieren, wie erwähnt, hier im westlichsten Teil des Steirischen Vulkanbogens. Die Quarzlatite in den ÖMV-Bohrungen N Mureck bei und östlich von St. Nikolai vermitteln zwischen der Bohrung Mitterlabill und dem Gleichenberger Vulkanismus (H. HERITSCH, 1979).

3. Gleichenberg: In dem seit alters studierten Vulkangebiet (Literatur H. HERITSCH, 1963 b) kam nur der Gipfel einer Staukuppe bei Gleichenberg an die Oberfläche, während die vulkanische Masse in der Tiefe 25 km² bedeckt, durch Geophysik und Bohrungen bewiesen. Der aus Trachyandesit, später aus Trachyten (A. MARCHET, 1931) aufgebaute Vulkan besteht aus glasarmen Lavaergüssen, während Explosiva zurücktreten. Die postvulkanischen Umwandlungen auf der NE-Seite äußern sich in Opalisierung, Kaolinit- und Montmorillonitbildung. Als jüngster vulkanischer Nachschub liegt im Schauflergraben auf der Ostseite des Massivs ein Quarztrachyt.

4. Kalsdorf bei Ilz NW Fürstenfeld: Das Auftreten des Latites (Trachyandesites) in der Tiefe wurde zuerst magnetometrisch vermutet, dann durch die Bohrung Walkersdorf nachgewiesen (K. KOLLMANN, 1965, S. 604).

ε) Sarmat

Wie am gesamten Alpenostrand kommt es auch hier nach der oberbadenischen Regressionsphase im Sarmat wiederum zu einem Vorstoß des nun brackischen sarmatischen Meeres. Die Zonengliederung mit Hilfe der endemischen Makro- und Mikrofauna der Paratethys entspricht jener des Wiener Beckens (Tab. 24). Tone, Tonmergel und Sande herrschen vor. Im basalen Obersarmat stellt sich in weiten Teilen der bis 30 m mächtige „Carinthische Schotterhorizont" ein, den A. WINKLER-H. (1927, S. 402) aus dem SW hergeleitet hat, während K. KOLLMANN (1960, S. 159, S. 562) ihn aus dem Unga-

rischen Mittelgebirge ableitete, was von W SKALA (1967, S. 28) durch Ermittlung der gegen ENE weisenden Schüttungsrichtung widerlegt worden ist. Im oberen Sarmat stellen sich im Steirischen Becken auch Kalkmergel und Kalke ein. Die Gesamtmächtigkeit des Sarmat überschreitet nach der Bohrung Übersbach 800 m.

Einen Überblick über die Spezialentwicklungen in den Teilbecken gab K. KOLLMANN (1965, S. 556 ff., Taf. 3). Neue Beiträge zur Sarmatgliederung in der Grazer Bucht auf Grund der Bohrungen Puntigam hat H. FLÜGEL (1975) geliefert, wobei dort unter Einbeziehung der Ziegeleiaufschlüsse alle drei Zonen des Sarmat nachgewiesen sind. H. FLÜGEL (1975 a, S. 119 ff.) gibt eine zusammenfassende Darstellung über die Sarmatausbildung, ihre Fauna und reiche Flora (aus dem kohlenführenden Sarmat bei Weiz) entlang des Südsaumes des Grazer Paläozoikums. Ein weiteres, altbekanntes, sehr fossilreiches (Ober-)Sarmatvorkommen am Nordrand des Steirischen Beckens liegt ferner, spornartig in das Becken vorspringend, bei Hartberg. Dessen Schichtfolge und Fauna wurde von V HILBER (1891, 1895), W BRANDL (1931) u. a. geschildert. Auf neue Fundorte sarmatischer Mollusken in der Friedberger Bucht hat zuletzt W BRANDL (1978) hingewiesen.

♀ Pannon

Pannon tritt im Steirischen Becken nur östlich der NW-SE verlaufenden Linie Graz–Gleichenberg–Hochstraden auf und erreicht im Oststeirischen Becken, obgleich der Hauptteil der Oberfläche (abgesehen von den Sarmatenklaven von Gleisdorf und Hartberg) verhüllt wird, nur die mäßige Mächtigkeit von über 600 m. Die Hauptabsenkung hat sich in dieser Stufe in die Pannonische Ebene nach Osten verlagert.

Nach der Schichtlücke im Pannon A stellt sich in der Zone B eine aus Tonmergeln und Sanden bestehende Serie ein, weithin durch das Auftreten von *Melanopsis impressa* KRAUSS, *Congeria ornithopsis* BRUS., durch *Congeria banatica* R. HOERNES bei Pinkafeld, durch *Congeria zsigmondyi* HALAV. in den Kalsdorfer Schichten, eingestuft. Im höheren Unterpannon, Zone C, tritt eine mehrfache Wechsellagerung von Schottern mit sandig-tonigen, vielfach kohlenführenden Zwischenlagen auf. Weithin sind in dieser Zone übereinander vom Liegenden weg Kapfensteiner-, Kirchberger-, Karnerberg- und Schemerl-Schotterniveau zu verfolgen (A. WINKLER-H., 1957, S. 132; K. NEBERT, 1952, S. 109 ff., K. KOLLMANN, 1965, S. 588, 597). Die Schüttung dieser Flußschotter erfolgte vorwiegend aus dem Nordwesten. Die sandigen Zwischenserien zeigen lebhafte Kreuzschichtung, Rippelschichtung und weitere Merkmale des Milieus fluviatiler Aufschüttungsebenen (W SKALA, 1968, S. 92). Der Schwermineralgehalt von vorwiegend Granat und Amphibol, zusätzlich Staurolith, Epidot, Zoisit, Disthen, Turmalin, Zirkon und Rutil, läßt sich aus dem nahen Altkristallin des Hinterlandes ableiten.

Dem Milieu entsprechend sind hier Wirbeltierreste die stratigraphisch wertvollsten Fossilien. Besonders aus dem Karnerbergschotterniveau zwischen Raab und dem Grazer Feld stammen zahlreiche Vertebratenreste, die eine Fauna mit *Hipparion primigenium* H. v. M., *Hyotherium palaeochoerus* (KAUP), *Doracatherium naui* (KAUP), *Aceratherium incisivum* KAUP, *Dinotherium giganteum* KAUP, *Chalicotherium* etc. erkennen ließen (H. HÜBL, 1939; M. MOTTL, 1954, 1955 a, 1966, 1970). Eine Gesamtliste der Mammalia des Tertiärs aus dem Steirischen Becken hat H. FLÜGEL (1972, Tab. 1) zusammengestellt. Die Pflanzenreste aus dem Pannon des Beckens aus einer sommergrünen Laubwaldflora sprechen für ein warm-gemäßigtes Klima.

Das Oberpannon sens. nov. mit Zone D und E ist im Fürstenfelder Teilbecken in den Schichten von Loipersdorf aus Sanden und bunten Tonen mit einem Kohlenflöz im Oberabschnitt ausgebildet. Aus den Schichten von Stegersbach im Burgenland 15 km NNE Fürstenfeld ist eine reiche Makrofauna der Zone E beschrieben worden (F. SAUERZOPF, 1950, 1952, 1953). Pannon und Pliozän in der Pöllauer Randbucht W Hartberg haben durch K. NEBERT (1952) eine Spezialstudie erfahren.

η) Pont bis Pleistozän

Ablagerungen des Pont sind nur mehr im NE-Teil des Oststeirischen Beckens erhalten geblieben. Die lignitische Serie der Zone F ist mit etwa 150–200 m maximaler Mächtigkeit durch die Einschaltung zahlreicher Lignitflöze im Gebiet des Pinkatales im Raum Oberneuberg S Oberwart, Zuberbach SW Rechnitz (Kohlenbohrungen – A. PAPP & A. RUTTNER, 1952), Eberau an der Staatsgrenze und mit noch mächtigeren Flözen von Torony, jenseits der ungarischen Grenze W Steinamanger, bekannt geworden und nun auch über die damals abgesunkene Südburgenländische Schwelle hinweg auf österreichischen Boden durchkorreliert worden (S. JASKÓ, 1975; K. NEBERT, 1979; K. SIMON, 1983). Demnach gliedert sich das Pont mit der auch wirtschaftlich interessanten Lignitserie des Raumes Torony (Ungarn), Höll, Deutschschützen, Ober- und Unterbildein folgendermaßen:

3) Sandfolge mit *Unio wetzleri* (DUNKER) und *Viviparus* mit 1–2 Lignitlagen – Oberteil der Zone G und Zone H.
2) Lignit-Folge mit *Prosodacna vutskitsi* und *Congeria balatonica* PARTSCH: 150 m mächtige Wechsellagerung von Sanden und Tonen mit 5–6, im Durchschnitt etwa 2 m starken Lignitbänken – Oberteil der Zone F bis Unterabschnitt der Zone G.
1) Ton-Sand-Folge mit *Congeria neumayri* ANDRUSOV, rund 200 m mächtig – Unterteil der Zone F.

Weitere Glieder des Pont aus der Umgebung sind wie folgt eingestuft: Die Schichten von Jennersdorf gehören der Zone G an. Die Süßwasserkalke von Kirchfidisch weisen mit ihrer reichen Fauna auf Zone H (vgl. K. NEBERT, 1979, S. 159). Die Süßwassermergel von Dürnbach bei Rechnitz enthalten eine Characeenflora mit *Chara meriani* (BRAUN) UNGER, *Ch. escheri* (BRAUN) UNGER, *Ch. longovata* PAPP etc. – A. TOLLMANN (1957 b, S. 86). Die eigenartigste pontische Süßwasserbildung stellt der in Zone H einstufbare Opalfels vom Csatherberg E Kohfidisch in der Eisenberggruppe dar, dessen Bildung und dessen verkieselter Flora mit Taxodien, Sequoien, Sumpfzypressen, Eschen und Eichen F. KÜMEL 1957 eine eingehende Studie gewidmet hat. Aus dem unteren Pont von Kohfidisch stammt ferner eine reiche Vertebratenfauna aus Höhlen- und Spaltenfüllungen des Niveaus vom Eichkogel im Wiener Becken (F. BACHMAYER & H. ZAPFE, 1969; F. B. & R. WILSON, 1970, 1978, 1980, 1983; F. B. & M. MŁYNARSKI, 1983; K. NEBERT, 1979).

Mit dem Pont schließt die zusammenhängende Schichtfolge im Ostteil des Steirischen Beckens. Nach einer intrapliozänen großwelligen Faltung und Erosion folgt nun im Daz zunächst eine erste „präbasaltische" Aufschotterung, dann bricht der explosive Oststeirische basaltische Vulkanismus sich in mehreren Dutzend Diatremen, Schloten und Spalten seinen Weg an die Oberfläche. Basaltdecken, Tuffe und Tuffite sitzen oberflächlich der Beckenfüllung auf. Die Schlote nehmen gegen die Tiefe

hin – geophysikalisch überprüft – oft an Dimension ab. Reste von dazischen „postbasaltischen" (Silberberg-)Schottern deuten eine letzte pliozäne Zuschotterungsphase an, die durch eine Erosionsepoche, die das Hochstradener Niveau im obersten Pliozän schuf, beendet wird. Dem Pleistozän verdankt die heutige Landschaft ihre Formung, die breiten Schotterterrassen, die Tiefenerosion der seitlich abgleitenden Flußtäler, liebevoll studiert und meisterlich dargestellt von A. WINKLER-HERMADEN (1939, Abb. 2; 1955, Abb. 6, 7 etc., 1957, Abb. 53 etc.).

Wir wollen uns aber noch kurz den vielfältigen Erscheinungen des in das Daz fallenden pliozänen Vulkanismus im Oststeirischen Becken zuwenden, der dem zweiten, basaltischen Zyklus des Oststeirischen Vulkankranzes angehört. Er stellt den Ausläufer des großen Alkalibasaltgürtels des Karpateninnenbogens, der bis in das Quartär tätig war, dar, wie S. 566 ausgeführt. Betreffs der überreichen Literatur über die oststeirische Basaltregion sei auf H. HERITSCH (1963 b) verwiesen, der ebenso wie H. FLÜGEL et al. (1964), H. FLÜGEL & F. HERITSCH (1968) und H. FLÜGEL (1972) das Gebiet exkursionsmäßig geschildert hat. Die atlantischen Magmentypen dieses Vulkangebietes umfassen im Pliozän Nephelinbasanite, Nephelinite, auch Basalte und Dolerite. H. HERITSCH (1967, S. 342) nimmt zur Bildung dieser Gesteine einen tief gelegenen Magmenherd mit einem alkaliolivinbasaltischen Magma an, aus dem das Magma unter geringer Differenzierung rasch aufstieg, wodurch auch der Gehalt an Bomben aus Ultrabasiten (Olivin) erklärt werden könnte. G. KURAT et al. (1976, S. 54) leiten aus dem Material von Kapfenstein einen relativ einheitlichen, an basaltischen Komponenten verarmten oberen Erdmantel im tiefen Untergrund ab.

Das ostteirische Basaltgebiet hat eine Fülle vulkanologischer Erscheinungen zu bieten: Der zentrale Ausbruchsbereich liegt im Raum Klöch und Stradnerkogel NNW Radkersburg. Klöch zeigt einen Schichtvulkan mit Randspalten und Calderaeinbruch, der Stradnerkogel eine etwa 10 km lange, bis 150 m mächtige Nephelinitdecke. In der nördlich benachbarten Region sind bei Neuhaus zahlreiche Basalt- und Tuffspalten erschlossen, bei Fehring ist ein doppeltes Maar erhalten, bei Kapfenstein ein von drei ineinandergeschachtelten Schlotfüllungen, reich an Olivinbomben, erfüllter Tufftrichter durch die Erosion freipräpariert. Von Steinberg bei Feldbach wurden die Laven von H. HERITSCH (1968) neu analysiert. In der nächstnördlicheren Eruptionszone nördlich der Raab überwiegt die Tufförderung gegenüber dem Lavenausfluß bei weitem: Tuffschlote und Trichter, teils als Felskegel freipräpariert, kommen bei der Riegersburg, bei Fürstenfeld, Kukmirn, schließlich bei Güssing und Tobay, schon im Burgenländischen, zutage (K. BISTRITSCHAN, 1950). Weiter im Nordosten gehören die bereits in der Landseer Bucht gelegenen Basaltdurchbrüche noch diesem Zyklus an (S. 556).

d) Tektonik und regionaler Bau

Die Großgliederung des Steirischen Beckens in durch begrabene Schwellen getrennte Teilbecken und die Trennung durch den Südburgenländischen Rücken gegenüber dem Pannonischen Becken wurde bereits eingangs dargelegt (S. 560, Abb. 250). Das tektonische Schicksal des Beckens während der Sedimentation läßt sich aus den Diskordanzen zwischen den Serien und an der mit der Subsidenz zusammenhängenden Mächtigkeit der

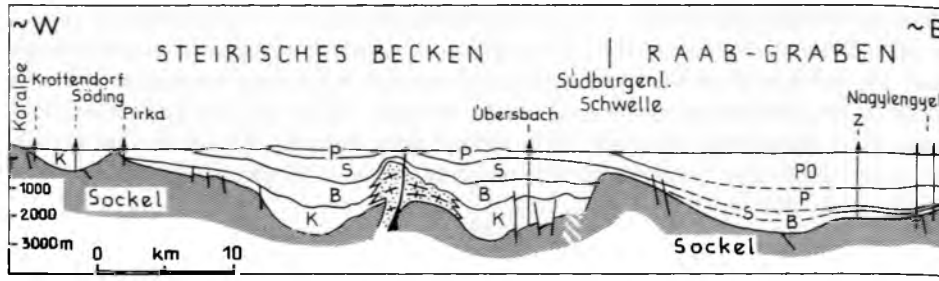


Abb. 254: Profil durch das Steirische Becken und den im SE hinter der Südburgenländischen Schwelle anschließenden Raabgraben als Teil des Pannonischen Beckens; nach K. KOLLMANN (1965, Abb. 2 A). Erläuterungen s. Abb. 253.

Beckenfüllung ablesen: In der Steirischen Phase STILLES wird die ältere Schichtfolge einschließlich des steirischen Schliers aus dem Karpat im SW-Teil des Beckens zu einem großwelligen, west-ost-streichenden Faltensystem geformt, das Badenien liegt vielfach mit klarer Diskordanz darüber. Die kräftige Absenkungstendenz während des weiteren Miozäns verlagert sich in der Folge in das Oststeirische Becken, das bis unter 3000 m absinkt. Eine zweite, wohl an der Grenze Pont/Daz innerhalb des Pliozäns gelegene Diskordanz kündet wiederum vom Umschlag der Bewegungstendenz aus der Senkungsphase zur flachwelligen Aufwölbungstektonik.

Der Bruchtektonik kommt im Steirischen Becken gegenüber den übrigen Ostrandbecken eine wesentlich geringere Bedeutung zu. Bereits am buchtenreichen Beckenrand erkennt man das Fehlen weit ausholender Randbrüche, in den Profilen durch das Becken zeichnet K. KOLLMANN (1965) auch im Inneren nur ganz geringfügige Absenker oder eine ganz ungestörte Einmuldung (Abb. 254). Bei A. WINKLER-H. (1951 b, Beil. 1) und A. TOLLMANN (1970 a, S. 61 und Taf. 1) scheinen im Steirischen Becken vor allem NNW-SSE-gerichtete, der Lavanttalstörung subparallele Verwerfungen auf, in welcher Richtung ja auch die Quergliederung des Beckens in Teilbecken erfolgt ist.

Lokale, isolierte Becken begleiten das Steirische Becken im Norden, und zwar bei Rein (Unterbadenien, tufführende Serien mit Süßwassermollusken) und Tulwitz-Passail im Bereich des Grazer Paläozoikums. Refraktionsseismische Messungen (H. MAURITSCH et al., 1977) zeigten, daß das Passailer Becken eine 250 m mächtige Tertiärfüllung erwarten läßt. Die Beckenfüllung aus Tonen und Sanden mit Ligniteinschaltungen und Tufflagen ist älter als Mittelbaden (H. FLÜGEL, 1975 a, S. 104 f.).

e) Nutzbare Rohstoffe

Derzeit vollzieht sich im Grazer Großraum einschließlich des Steirischen Beckens unter der Leitung von W GRÄF gerade pioniermäßig die systematische flächenmäßige Erfassung des Naturraumpotentials. In einer Serie von Detailkarten werden hierbei auch die oberflächennahen und die tiefen gewinnbaren Rohstofflager dargestellt — vgl. W GRÄF (1983) und F. EBNER (1983).

Kohle, Bau- und Industrierohstoffe, Mineral- und Thermalwässer, wohl aber nur in

minimalem Ausmaß Kohlenwasserstoffe, birgt das Steirische Becken. Nur die ÖMV-Bohrungen bei Ludersdorf, 6 km NW Gleisdorf, haben bisher in diesem Becken Erdgas in förderbarer Menge im 570 m tief gelegenen Leithakalk des Mittelbaden (Sandschalerzone) nachgewiesen (R. Orasch, 1983, S. 235). Der jüngste Gasfund in der Bohrung Wollsdorf 1 (Neogenmächtigkeit nur 553 m) ist auf Grund der ungünstigen Zusammensetzung des Gases nicht förderbar.

Zusammenfassende Studien über die Lignite und Braunkohlen des Steirischen Beckens haben zunächst H. Gutmann et al. (1903, S. 74 ff., Taf. 2–3), W Petrascheck (1926/29, S. 215 ff.) und H. Zapfe (1956, S. 76 ff.) geliefert.

Die eingehendste Beschreibung der Kohlenreviere im Raum des Steirischen Beckens liegen aber in der auch historisch unterbauten, breit angelegten monographischen Darstellung von L. Weber & A. Weiss (1983, S. 15–91, Abb. 5–29) vor, in der neben den

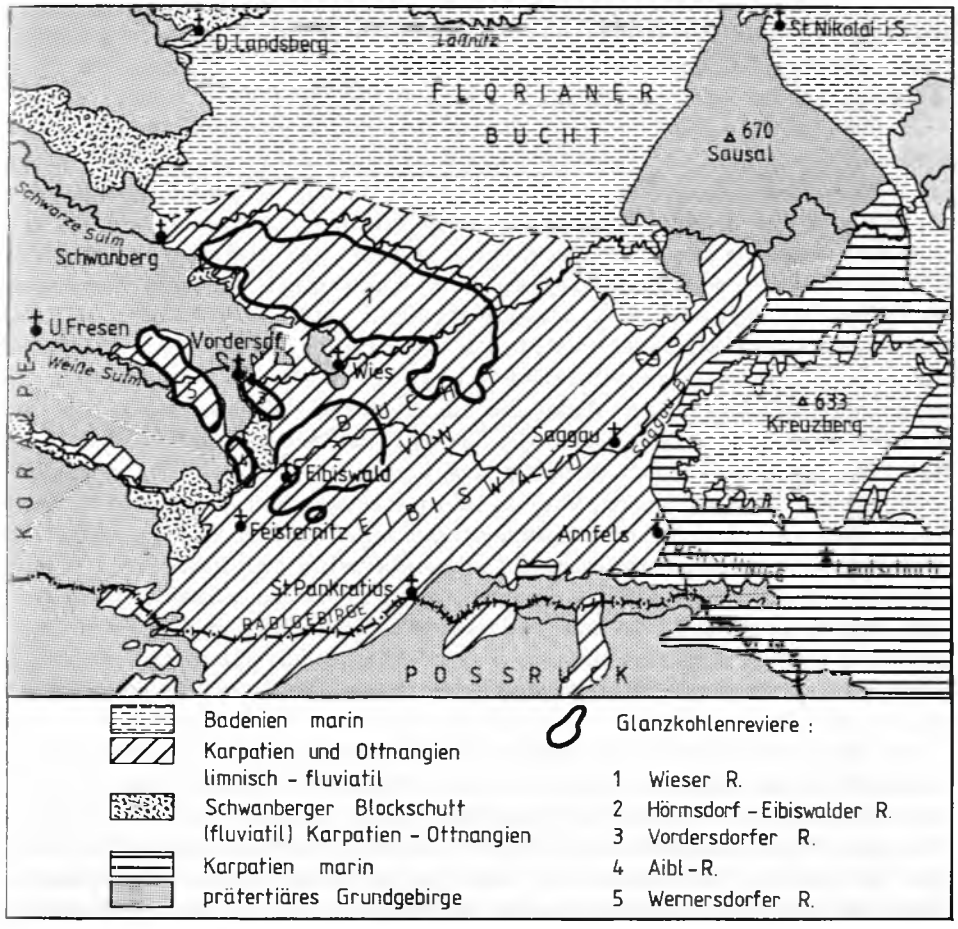


Abb. 255: Die Kohlenreviere der Eibiswalder Bucht im Westteil des Steirischen Beckens; nach L. Weber (1983, Abb. 5).

geologischen Daten auch die technischen Daten und Produktionsziffern zusammengetragen sind: Im weststeirischen Kohlenrevier werden die ehemaligen Bergbaugebiete in der Eibiswalder Bucht (E Eibiswald, N Wies, S und W Vordersdorf) als Weststeirisches Glanzkohlenrevier zusammengefaßt (Abb. 255) – vgl. auch H. FLÜGEL & V MAURIN (1959) und K. KOLLMANN (1965, S. 522). In Eibiswald kam ein dreigeteiltes, bis 2,3 m mächtiges Flöz des Karpatien zum Abbau, im Vordersdorfer Revier wurde bis 5 m Flözmächtigkeit erreicht. Der Bergbau erlosch in diesem Revier hauptsächlich während der sechziger und siebziger Jahre unseres Jahrhunderts.

Über den Nordabschnitt des weststeirischen Kohlenreviers im Köflach-Voitsberger Tertiärbecken hat W POHL (1970, 1976) eine sorgfältige moderne geologische Analyse samt petrographischem Studium der Kohle vorgelegt. Ergänzend sind die älteren Arbeiten von W PETRASCHECK (1926/29, S. 215 ff., Taf. 7) und H. HOLZER (1966, S. 48) von Interesse, ferner jene von H. FLÜGEL (1975 a, S. 106 f.) und wiederum natürlich die Zusammenfassung bei L. WEBER & A. WEISS (1983, S. 43 ff.). Im Jahre 1982 wurden in diesem weststeirischen Revier Köflach-Voitsberg im Bergbau Karlschacht 250.000 t, Zangtal 640.000 t und im Großtagbau Oberdorf 1,197.000 t Braunkohle gefördert, insgesamt demnach 2,087.000 t.

Im Oststeirischen Tertiärbecken läuft zunächst eine Reihe von ehemaligen Kohlenbergbauen nahe dem Grundgebirgsrand am Nordsaum des Beckens entlang: Die Kohlenvorkommen im Raum NE Graz zwischen Wenisbuch und Kl. Semmering liegen im Obersarmat der unteren kohlenführenden Schichten von Weiz, in dessen Umgebung noch ein oberer Kohlenhorizont (Pannon B) auftritt. Die Braunkohle im isolierten, NW von Weiz gelegenen Passailer Becken wird hingegen durch die Verbindung mit Tuffen als Karpat gewertet (L. WEBER et al., 1983, S. 81, F. EBNER, 1983, S. 116). Das bis 2,5 m mächtige Flöz in der Friedberg-Pinkafelder Ausbuchtung am Nordostrand des Steirischen Beckens wird durch seine Lage über dem Sinnersdorfer Konglomerat und zugleich an der Basis des transgressiven Badeniens altersmäßig der Tauchener Kohle im Burgenland gleichgestellt (Tauchen-Bubendorf: K. LIEBSCHER, 1921, 1925; K. LECHNER, 1952; O. THIELE, 1983).

Weiter von der Nordrandzone entfernt sind im Inneren des Oststeirischen Beckens weitere Braunkohlenvorkommen ausgebeutet worden: Jenes im Revier von Feldbach gehört dem Obersarmat an. K. KOLLMANN (1965, S. 590) stufte den Ilzer Kohlenhorizont in das Pannon C. Über die wirtschaftlich heute wiederum interessante pontische Lignitserie SW und S Rechnitz, die an Mächtigkeit in Richtung Ungarn zunimmt und in so geringer Tiefe lagert, daß man an Tagbau denkt, haben nach A. PAPP & A. RUTTNER (1952) jüngst K. NEBERT (1979), K. SIMON (1983) und O. THIELE (1983) berichtet (S. 570).

Seit alters wegen guter Bearbeitbarkeit geschätzten Baustein liefert der detritäre Leithakalk des Badenien, am bekanntesten als „Aflenzer Muschelkalk", nach den Brüchen von Aflenz bei Leibnitz bezeichnet, ferner auch der gewachsene Leithakalk von Afram und Wildon (A. KIESLINGER, 1951, S. 95 ff., 103). Für Bauzwecke wurden ferner gerne die porösen Gesteinstypen der oststeirischen Vulkanite gebrochen, besonders Basalttuffe und auch Schlackenbasalte (A. WINKLER, 1927, S. 135; A. HAUSER & H. URREGG, 1951). Hartmaterial für Beschotterung wird in z. T gewaltigen Steinbrüchen bevorzugt aus den Basaltstöcken, aber auch aus dem miozänen Trachyt gewonnen

(A. WINKLER-H., 1953, S. 170). Beim Basaltabbau stellt sich vielfach das Problem der Nephelinanreicherungen enthaltenden minderwertigen, am Tage rasch zersetzenden „Sonnenbrenner" Unter den zahllosen Großaufschlüssen seien beispielmäßig der Steinbruch Weitendorf W Wildon (Abb. 252) im Shoshonit (H. FLÜGEL et al., 1964, S. 365 f.), die Steinbrüche der Fa. Schlarbaum bei Hochstraden im Nephelinit und bei Gleichenberg im Trachyandesit (H. HERITSCH, 1963 b, S. 59 ff.) und am Steinberg bei Feldbach (A. WINKLER, 1927 a, S. 139) erwähnt. Der durch para- bis postvulkanische Autometasomatose umgewandelte Andesit von Gleichenberg wird als Traß (Opal und Alunit) bei Gossendorf zur Baustofferzeugung im Tagbau gewonnen (F. ANGEL, 1954; E. KRAJICEK, 1965): 1982 — 10.551 t.

Tonmaterial wird im Steirischen Becken nicht nur in vielen großen Ziegeleien aus verschiedenen Niveaus bis in das Weichbild der Stadt Graz ausgewertet, sondern eine ganze Reihe toniger Abkömmlinge von vulkanischen Tuffen dient z. T sehr spezifischen Verwendungszwecken. Am weitesten verbreitet sind die aus den vulkanischen Tuffen hervorgegangenen Bentonite (Übersicht: A. HAUSER & E. NEUWIRTH, 1959), die hauptsächlich aus Montmorillonit, vulkanischem Glas, unzersetzten Mineralresten und anderen Tonmineralien bestehen. Bentonit findet umfangreiche Anwendung in der Tiefbohrtechnik, Eisengießerei, für Dichtungszwecke im Erdbau und in der chemischen Industrie. Die in Abbau stehende Hauptlagerstätte von Gossendorf bei Gleichenberg wurde erst 1952 entdeckt (G. KOPETZKY, 1961; E. KRAJICEK, 1965). Den Bentonitvorkommen der Nordoststeiermark im Raum Friedberg-Hartberg haben F. EBNER & W GRÄF (1977 b) eine eingehende Studie gewidmet. Die Illittone S Fehring stammen aus einer Kraterseeablagerung aus Tuffiten und Tonen des Daz (P WIEDEN & W J. SCHMIDT, 1956, S. 286 und Abb. 1). Sie werden zur Herstellung wärmedämmender Leichtbaustoffe gefördert (1982: 205.729 t), sind ferner für Bleicherdeherstellung und als Emailzusatz von Wert. Schließlich soll noch die Grünerde von Wetzelsdorf bei Graz Erwähnung finden, bei der die Anreicherung von Glaukonit in dem sarmatischen Tegel so weit geht, daß dieses Vorkommen als einziges Österreichs in Kombination mit Teerfarbstoffen zur Herstellung von Malerfarben verwendet wird (O. BLÜMEL, 1951). Einen Überblick über die feuerfesten Tone der Steiermark gab A. HAUSER (1953).

Ohne hier im einzelnen auf die vielfältige wirtschaftliche Bedeutung postvulkanischer Erscheinungen im Oststeirisch-Südburgenländischen Vulkangebiet eingehen zu können, sei doch die heute bereits wirtschaftlich weit fortgeschrittene Nutzung der Thermen, Säuerlinge und Mineralquellen dieser Region zwischen Bad Tatzmannsdorf und Bachergebirge (Jormannsdorf, Tatzmannsdorf, O.-Schützen, Güssing, Sulz, Kalsdorf, Gleichenberg, Radkersburg, Sicheldorf, Radein, Perbersdorf, St. Peter a. O. etc.) hervorgehoben (A. HAUSER, 1954, Abb. 1, I. WIESBÖCK, 1966, Kt.).

Die geothermische energiewirtschaftliche Erschließung dieses wichtigsten österreichischen Hoffnungsgebietes ist, bei ähnlich günstigen Voraussetzungen wie in dem bereits intensiv genutzten westungarischen Gebiet, noch ganz am Anfang. Auch in Österreich liegt der Wärmefluß zufolge des Hochkommens des Mantels unter der ausgedünnten Kruste gleich wie in Ungarn hier abschnittsweise bei 2,5—2,6 HFU (gegenüber 1,5 Normalwert). Vom Seewinkel über die Oststeirische Vulkanregion (Bohrungen Waltersdorf 1, Radkersburg 1) bis in das Lavanttal stellen sich hier kräftig erhöhte, wirtschaftlich nutzbare Wärmeflußwerte ein. Der geothermische Gradient bei

der Bohrung Binderberg bei Loipersdorf S Fürstenfeld etwa beträgt 17,8 m/1° C, d. h. in 1000 m Tiefe herrscht eine Temperatur von 65° C (F. RONNER, 1974, S. 191). In der Zentralzone des Fürstenfelder und Gnaser Beckens wurde von H. ZOJER (1977, S. 400, Abb. 2) eine geothermische Tiefenstufe von 16 m/1° C ermittelt. Der erhöhte Wärmefluß ist nicht an die Vulkanbauten gebunden, sondern hängt offenbar von der regionalen Krusten/Mantel-Struktur dieser Großregion ab (A. TOLLMANN, 1980 b, S. B 37) – vgl. auch S. 566.

f) Literatur

F. ANGEL, 1954; M. ANKER, 1810; F. BACH, 1909; F. BACHMAYER & M. MŁYNARSKI, 1983; F. B. & R. WILSON, 1970, 1978, 1980, 1983; F. B. & H. ZAPFE, 1966; K. BAUER, 1900; H. BECK et al., 1929; L. BECKER, 1980 a; H. BEER, 1953; K. BISTRITSCHAN, 1950; M. BLEAHU et al., 1973; W BLÜMEL, 1951; W BRANDL, 1931, 1978; W CH. DULLO, 1983; F. EBNER, 1981, 1983; F. EBNER & W GRÄF, 1977 a, b, 1979; C. ETTINGSHAUSEN, 1857, 1893; J. FINK, 1961; H. FLÜGEL, 1960 b, 1963, 1972, 1975 a, c; H. FLÜGEL, A. HAUSER et al., 1952; H. FLÜGEL & H. HERITSCH, 1968; H. FLÜGEL, H. HERITSCH et al., 1964; H. FLÜGEL & V MAURIN, 1958, 1959; M. GLAESSNER, 1928; J. GRÄF, 1983; H. GUTMANN et al., 1963; A. HAUSER, 1953, 1954, 1959; A. HAUSER & E. NEUWIRTH, 1959; A. HAUSER & H. URREGG, 1951, H. HERITSCH, 1963 a, b, 1965, 1966, 1967, 1968, 1976, 1979; P HERRMANN & A. PAHR, 1982; G. HIESSLEITNER, 1926; V HILBER, 1877, 1879, 1891, 1895, 1903, 1913; R. HOERNES, 1877; A. HOFMANN, 1893; A. HOLLER, 1900; H. HOLZER, 1966; H. HÜBL, 1939; R. JANOSCHEK, 1957, 1964; R. JANOSCHEK & K. GÖTZINGER, 1969; S. JASKÓ, 1975; W KLAUS, 1954; F. KLINGNER, 1934; E. KNOBLOCH, 1977; K. KOLLMANN, 1960 a, b, 1965; G. KOPETZKY, 1957, 1961; E. KRAJICEK, 1965; W KÜCHMEISTER, 1965; F. KÜMEL, 1957; G. KURAT et al., 1976, 1977; H. KURZWEIL, 1970; K. LECHNER, 1952; K. LIEBSCHER, 1921, 1925; A. MARCHET, 1931; H. MAURITSCH, CH. SCHMID et al., 1977; K. METZ, 1968; A. v. MORLOT, 1850; M. MOTTL, 1954, 1955 a, 1961, 1966, 1969, 1970; K. NEBERT, 1952, 1979, 1983; R. ORASCH, 1983; A. PAPP & A. RUTTNER, 1952; K. PETERS, 1868–1869; W PETRASCHECK, 1940, 1955; W POHL, 1970, 1976; F. RONNER, 1974; W RÖSSLER, 1937; F. SAUERZOPF, 1952, 1953; K. SCHOKLITSCH, 1931, 1933; A. SCHOUPPÉ, 1949; A. SEDGWICK & R. MURCHISON, 1832; K. SIMON, 1983; W SKALA, 1967, 1968; F. STEININGER & G. BAGDASARJAN, 1977; D. STUR, 1871; G. SUETTE et al., 1982; E. THENIUS, 1949–1956, 1969; F. THIEDIG, 1970; O. THIELE, 1983; A. TOLLMANN, 1957 b, 1970 a; F. UNGER, 1841–1847, 1852, 1854, 1858; N. VÁVRA, 1979 b; L. WAAGEN, 1926; G. WALACH, 1978; L. WEBER & A. WEISS, 1983; E. WEINFURTER, 1952; P WIEDEN & W J. SCHMIDT, 1956; I. WIESBÖCK, 1966; A. WINKLER(-HERMADEN), 1913 a, b, 1926, 1927 a, 1928 a, 1929, 1933 a, b, 1939, 1951 a, b, 1953, 1955, 1957, 1958; H. ZAPFE, 1956; H. ZETNIGG, 1982; H. ZOJER, 1977

7. Das Lavanttaler Tertiärbecken

a) Überblick

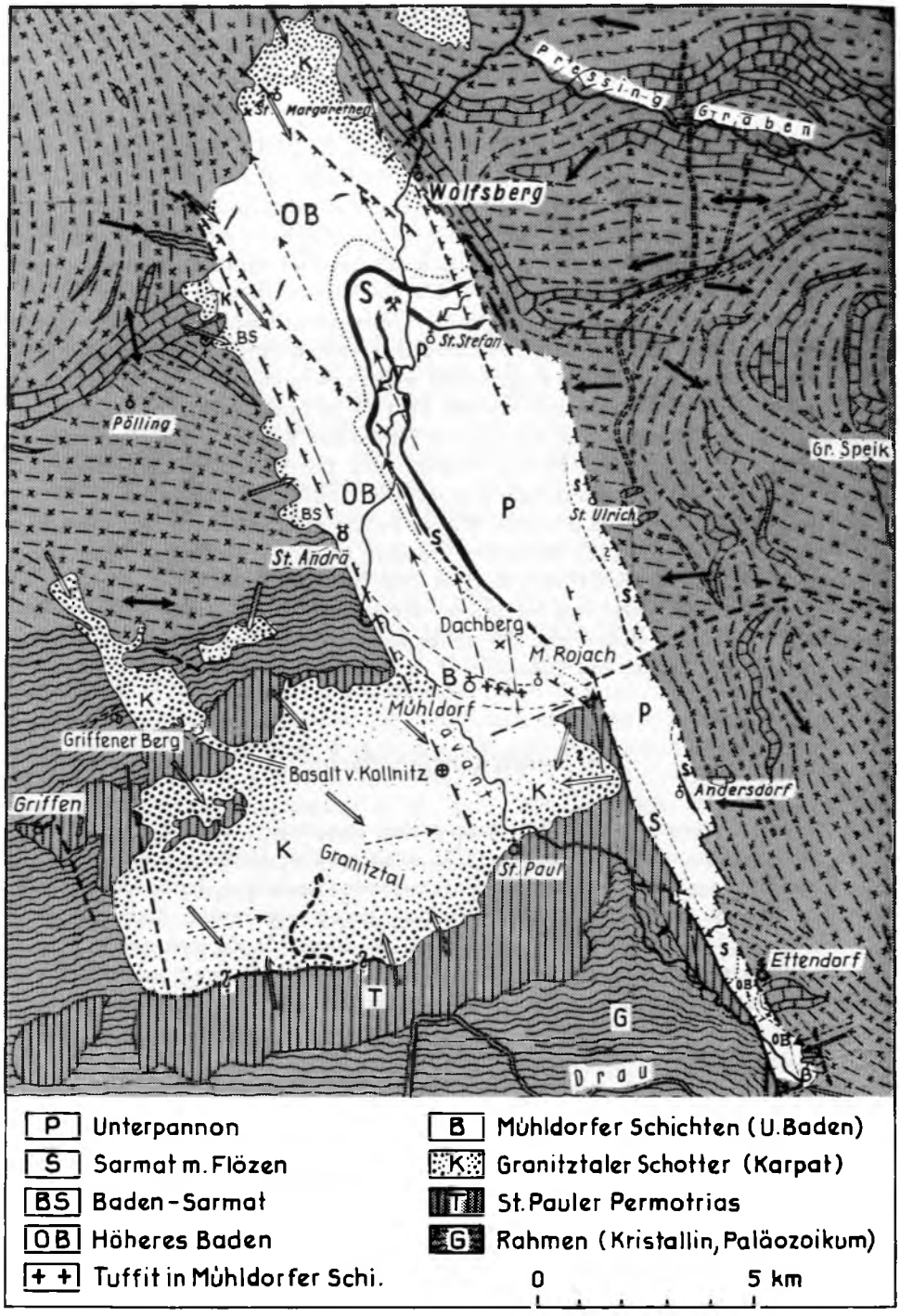
Im Tertiärbecken des unteren Lavanttales kommen die beiden großen Zyklen, jener des Karpat und jener des Baden bis Pannon noch deutlicher als etwa im Wiener Becken zum Ausdruck, wo bereits E. THENIUS (1974, S. 76) der so bedeutenden Umgestaltung an der Wende zwischen beiden Zyklen eine solche Rangordnung zumaß, daß er alle Sedimente älter als Obere Lagenidenzone zum Beckenuntergrund stellte. Hier kommt dieser Zäsur insoferne besondere Bedeutung zu, als die älteren, fluviatil herangebrachten Serien, die Granitztaler Schotter des Karpat (bis Unterbaden) eine westöstlich gerichtete Mulde erfüllten und auch mit solchermaßen orientierten Achsen im selbständigen, 12 km langen Granitztaler Becken eingemuldet wurden, während die Serie ab der marin entwickelten Oberen Lagenidenzone bis zum Pannon im heute quer dazu in Richtung NNW-SSE eingesenkten, 27 km langen Zug der Teilmulden Wolfsberger Becken, Andersdorfer Becken und Ettendorfer Becken erhalten sind. Die Ränder dieses Beckenzuges sind durch das Lavanttaler Störungssystem geformt (Abb. 256).

Gegenüber dem Steirischen und dem Wiener Becken ergeben sich trotz der Parallele im großen (marine Entwicklung im mittleren Baden, brackische im Sarmat, Aussüßung im Pannon) etliche spezifische individuellen Züge auf Grund der zeitweise stärkeren Abschnürung durch die Lage weit im Inneren der Alpen, so etwa in der vollkommenen Aussüßung im höheren Baden und der vollkommenen Abtrennung von den übrigen Ostrandbecken am Beginn des Pannon.

b) Erforschungsgeschichte

Durch die monographische Bearbeitung des Lavanttaler Tertiärbeckens durch P BECK-MANNAGETTA und Mitarbeitern (1952), noch zur Zeit des Betriebes der Kohlengruben erstellt, liegt eine moderne zusammenfassende Darstellung dieses inneralpinen Tertiärbeckens vor. Die Anfänge der Erforschung liegen weit zurück. Bereits im Jahr 1829, S. 208, wurde der Basalt von Kollnitz („Gollnitz") in der Granitztaler Mulde von CH. KEFERSTEIN erwähnt, ein Basaltstock, der ab der Mitte des vorigen Jahrhunderts wiederholt näher in Augenschein genommen worden ist (historischer Abschnitt hierüber bei A. WINKLER-H., 1953, S. 157 f.): In unserem Jahrhundert haben sich besonders F. KAHLER (1928), K. SCHOKLITSCH (1933), A. WINKLER (1953) und E. J. ZIRKL (1962) mit diesem in seiner Position aberranten, inneralpinen Basalt befaßt, in dem wir heute einen Ausläufer des innerkarpatisch-ungarisch-oststeirischen Vulkankranzes im Zusammenhang mit der hier bereits ansetzenden Krustenverdünnung des Alpen-Karpaten-Bogens erblicken.

Mit dem Jungtertiär der Beckenfüllung beginnt man sich in der Mitte des vorigen Jahrhunderts zu befassen: M. LIPOLD (1854, S. 890) unterscheidet darin vier Gebirgsarten, vom fossilreichen Mühldorfer Tegel aufwärts, während die Granitztaler Serien noch nicht erfaßt werden. Eine eingehendere stratigraphische Aufgliederung erfolgte durch


Pressing Graben
St. Margarethen
Wolfsberg
OB
S
St. Stefan
BS
Pölling
Gr. Speik
P
St. Ulrich
St. Andrä
Dachberg
M. Rojach
B
Mühldorf
Griffener Berg
Basalt v. Kollnitz
K
Griffen
Granitztal
St. Paul
Andersdorf
Ettendorf
T
G
Drau
P Unterpannon
S Sarmat m. Flözen
BS Baden-Sarmat
OB Höheres Baden
++ Tuffit in Mühldorfer Schi.
B Mühldorfer Schichten (U. Baden)
K Granitztaler Schotter (Karpat)
T St. Pauler Permotrias
G Rahmen (Kristallin, Paläozoikum)
0
5 km

die Studien von K. PENECKE (1886), H. HÖFER (1893) und J. DREGER (1907). Während aber HÖFER den Mühldorfer Schlier den Grunder Schichten gleichsetzt (Unt. Lagenidenzone), parallelisieren ihn die beiden anderen Autoren mit (der Hauptmasse vom) Badener Tegel, was seiner wahren Position in der Oberen Lagenidenzone besser entspricht. Durch W PETRASCHECK (1926/29) wurden bedeutende Fortschritte in der Gliederung der kohlenflözführenden sarmatischen Serie, durch Tiefbohrungen unterbaut, erzielt. Nach A. WINKLERS (1937, 1951 a) Entdeckung der weiten Ausdehnung der zur Beckenfüllung gehörigen grobklastischen Granitztaler Serie erstellt schließlich P BECK-MANNAGETTA (1952 a) eine Synthese von Schichtfolge und Bau des Beckens. Jüngst wurde im Zuge der Kartierung der Saualpe der Westteil dieses Beckens miterfaßt und dabei auch eine weitere Ausdehnung der marinen Sedimente belegt (G. KLEINSCHMIDT, 1973; N. WEISSENBACH, 1978).

Kartenmäßig ist der NW-Teil des Beckens auf Blatt Hüttenberg (H. BECK, 1931), der Westteil auf Blatt Saualpe (N. WEISSENBACH, 1978) und der SE-Abschnitt auf Blatt Unterdrauburg (H. BECK et al., 1929) und Wolfsberg (P BECK-MANNAGETTA, 1980) erfaßt. Eine Gesamtübersicht in zureichender Genauigkeit gibt die Karte 1 : 50.000 von diesem Becken von P BECK-MANNAGETTA (1952 a, Taf. 1).

c) Schichtfolge

Dem Karpat gehören die grobklastischen Bildungen der Unteren Granitztaler Schichten an, die die tieferen Teile der West-Ost ziehenden Mulde zwischen Griffen und St. Paul erfüllen. Sie führen Gerölle aus Phylliten, Diaphthoriten, Grödener Sandstein, nur untergeordnet Altkristallin. Die basale, aus der Saualpe von NW her kommende Blockschotterzufuhr mit Wildbachcharakter (P BECK-M., 1953) plombierte ein altes zertaltes Relief. Die Korngröße nimmt gegen Süden ab. Der Südteil des Beckens wird von Süden her vorwiegend mit Geröllen aus Grödener Sandstein beliefert. In der mittleren Zone sind die Sedimente feinkörniger, Sandsteine, Mergel und Braunkohlenlagen stellen sich ein.

Die in das Karpat eingestufte Flora von Schönweg im Westteil des Beckens mit Vertretern eines warmen Klimas wie *Engelhardia detecta* (UNGER) SAPORTA oder *Daphnogene* cf. *spectabile* (HEER) KNOBLOCH und ihren Auwaldtypen wie *Alnus julianaeformis* (STERNBG.) K. & H. ist zuletzt von E. KNOBLOCH (1977, S. 420) besprochen worden.

Dem untersten Baden gehört der mehr sandige Oberabschnitt des Granitztaler Schichtkomplexes in der Granitztaler Mulde an, ferner aber sind die groben Basisbildungen hier einzuordnen, die am Westrand im Norden in der St. Stefaner Teilmulde bis zum Blockschutt von St. Margarethen bei Wolfsberg aufscheinen. Die Schüttung erfolgte weiterhin aus Nordwesten.

Die marine Ingression setzt im Lavanttaler Becken in Übereinstimmung mit den übrigen Ostrandbecken der Ostalpen (entgegen P BECK-M. et al., 1952 a) bereits mit der Oberen Lagenidenzone ein, wie Mikrofaunen aus den Mühldorfer Schichten mit

Abb. 256: Das Lavanttaler Tertiärbecken, nach P. BECK-MANNAGETTA (1952 a, Taf. 5; 1959, Abb. 1). Pleistozäne Ablagerungen und pontische Schotter abgedeckt.

reichlich Lageniden (P Beck-M., 1959, S. 226), vor allem auch mit der Leitform *Uvigerina grilli* Schmid beweisen (M. Schmid, 1974, S. A 122). Von M. Schmid wird der gesamte Komplex der 150 m mächtigen mergeligen bis sandig-mergeligen Mühldorfer Schichten mit seiner besonders an *Turritella* reichen Makrofauna und einer überreichen Foraminiferenfauna (R. Grill in P Beck-M., 1952 a, Tab. 2, S. 30 f.) nun entgegen der bisherigen Darstellung ausschließlich in die Obere Lagenidenzone eingestuft, da Leitformen für höheres Baden (Sandschalerzone) wie *Uvigerina venusta venusta* Franz. fehlen. Die Mühldorfer Schichten würden also im Sinne von K. Penecke (1886) dem Badener Tegel entsprechen. Die Korallen (O. Kühn, 1963 b), Otolithe (E. Weinfurter, 1952 b) und Pflanzenreste (W Berger, 1955) und weitere untergeordnete Fossilgruppen aus dem Mühldorfer Schlier haben in neuerer Zeit eine spezielle Bearbeitung erfahren. Das Auftreten von Dazittufflagen im Mühldorfer Tegel ist seit F. Kahler (1938, S. 29) bekannt.

Im Südteil des nun bereits N-S orientierten Lavanttaler Beckens, nämlich im Andersdorfer Teilbecken, werden gleichzeitig brackische, cerithienreiche Sande und Mergel, reich an Lumachellen, Austern- und Mytilusbänken, abgesetzt. Beide Komplexe gemeinsam werden durch eine Cardienbank am Top begrenzt.

Im Mittelbaden tritt eine Faunenverarmung ein, die sich in der Mikrofauna durch Dominanz von *Ammonia beccarii* (Lin.) äußert, schließlich süßt die Serie im höheren Badenien vollkommen aus: Offenbar wurde das Becken durch eine Hebung im Südosten vom Meer abgeschnürt. Vom NW liefert das Kristallin Schotter und Sandmaterial, vom Süden her wird kalkiges Material aus den Südalpen geschüttet. Im mittleren Teil sind die 60 m mächtigen Dachbergschotter erhalten (Dachberg 4 km SE St. Andrä), im südlichen und nördlichen Teil gehören Süßwassermergel mit Blattabdrücken (W Berger, 1955), mit Otolithen (E. Weinfurter, 1952 a) und mit eingeschalteten Lignitflözen (Oppersdorfer Flöz S Wolfsberg) ebenso wie Sandsteine (Hattendorfer Sandstein) dem oberen Badenien an.

Das Untersarmatmeer dringt von Osten her über das noch in der Tiefe versenkte Koralpenkristallin in das Becken ein. Es hinterläßt in der gesamten Nord-Süd-Erstreckung des Beckens eine mergelig-sandige Serie mit normalbrackischem Charakter mit Rissoenfauna und Foraminiferen der *Elphidium-reginum*-Zone. Im St. Stefaner Teilbecken im Norden ist über einem basalen untersarmatischen Fossilhorizont eine ausgesüßte Serie mit drei Braunkohlenflözen im Untersarmat, das wiederum mit einer fossilreichen Serie mit Pirenellenfazies endet, eingeschaltet. Von den drei Flözen, zutiefst Totzer Flöz (maximal 1 m mächtig), darüber Liegendflöz (bis 2,2 m) und Hangendflöz (bis 3,3 m), wurden die beiden höheren Flöze durch den erst 1968 eingestellten Lavanttaler Kohlenbergbaubetrieb abgebaut. Zur Kenntnis der aus Kärnten noch sehr wenig bekannten sarmatischen Wirbeltierfauna hat M. Mottl (1957, 1964) durch die Beschreibung interessanter Wirbeltierreste aus den untersarmatischen Schiefertonen aus dem Hangenden des Hangendflözes wesentlich beigetragen: Die Fauna mit Formen der Savanne und des Waldes mit *Dorcatherium crassum* (Lart.), *Anchitherium aurelianense* (Cuv.), *Gomphotherium angustidens* (Cuv.) etc. umfaßt auch den Menschenaffen *Dryopithecus fontani carinthiacus* Mottl. Zur Flora: E. Hofmann (1929) und W Klaus (1984).

Nach einer mittelsarmatischen Lücke lagert diskordant das Obersarmat in Süßwasserfazies auf. Die tonig-sandig-mergelige Serie enthält im Kuchler Horizont wie-

derum zwei bauwürdige Kohlenflöze, die Unter- und die Oberbank (P Beck-M., 1952 a, Taf. 3).

Im Pannon werden noch 400 m mächtige kalkfreie und fossilleere Sande, Schotter und Tone mit Süßwassercharakter abgesetzt. Das Becken stand nicht mehr in direktem Zusammenhang mit der Pannonischen See, sondern wurde durch die sich heraushebenden Kristallinberge, besonders die Koralpe, abgetrennt.

Als jüngste Bildung des Tertiärs haben wir zweifellos den Basalt von Kollnitz zu betrachten, der im zentralen Teil der Granitztaler Mulde den Granitztaler Schottern aufsitzt. Nachdem es sich bei diesem Basaltvorkommen entgegen K. Schoklitsch (1933) nicht um „basaltischen Andesit", sondern im Sinne der petrographischen Bearbeitung von E. Zirkl (1962) um einen normalen Feldspatbasalt handelt, wird er sicherlich gleichzeitig mit den oststeirischen Basalten entstanden sein und demnach ein Alter Wende Pont/Daz aufweisen. Damit ist A. Winkler-H. (1953, S. 165) und A. Kieslinger (1956, S. 41) Recht zu geben, die sich nach genauer Beschreibung der Lagerungsverhältnisse des Basaltstockes gegen das von E. Hofmann & F. Kahler (1938, S. 408) angegebene helvetische Alter gestellt hatten.

d) Der Bau des Beckens

Das gesamte Becken ist aus vier Teilstücken zusammengesetzt, die folgende Eigenheiten zeigen: 1. Die WSW-ENE streichende ältere Granitztaler Mulde (Abb. 256) ist leicht asymmetrisch gebaut, der Südrand ist stärker aufgewölbt. Der Rahmen wird, abgesehen von einem Stück des Südrandes, nicht durch Störungen markiert. 2. Die sich in dem NNW-SSE-Ast aneinanderreihenden drei weiteren Teilbecken haben ihre heutige Orientierung dem großen Störungsbündel des Lavanttaler Bruchsystems (A. Kieslinger, 1928) zu verdanken, ihre Einfaltung muß erst nach dem Unterpannon, das nach seinen Sedimenten erst ein mäßig akzentuiertes Relief der angrenzenden kristallinen Rücken zuläßt, erfolgt sein (P Beck-M., 1952 a, S. 4). Die straffe NNW-SSE-Ausrichtung aber ist erst durch die junge bruchtektonische Zustutzung und Einregelung der Randzonen zustande gekommen. Gerade zufolge der Entwicklungsgeschichte dieses Tertiärs kann die Bewegung an dem Lavanttaler Bruchsystem gegenüber manch anders lautenden Aussagen als jung eingestuft werden (A. Tollmann, 1970 a, S. 65 ff.). Ja, wir haben auf Grund der noch heute anhaltenden kräftigen Erdbebentätigkeit in dieser Zone (Obdacher Beben vom 3. 10. 1936 — F. Heritsch, 1936 c; G. Gangl, 1969, Abb. 10) den Hinweis auf eine noch in der Gegenwart anhaltende weitere Ausgestaltung und Verlängerung der fiederspaltenförmigen Teiläste des Bruchsystems (R. Gutdeutsch & K. Aric, 1976, Kt.) — vgl. Bd. III.

Die Haupttiefe des NNW-SSE ziehenden Beckenabschnittes liegt im Südosten von St. Stefan, wie z. B. die Reliefkarte des Untergrundes des bis 1000 m mächtigen Tertiärs von U. Herzog & F. Kahler (1978, Abb. 1) zeigt. Von dort hebt die Muldenachse gegen NNW im St Stefaner Teilbecken aus, wie am umlaufenden Streichen der Schichtgrenzen und Kohlenflöze im Norden ersichtlich (P Beck-Mannagetta, 1952, Taf. 5). Sie hebt andererseits gegen Süden in den kleinen, stärker eingeengten Andersdorfer und Ettendorfer Teilbecken aus. Die Hauptverwerfungen entlang

der Ränder dieses NNW-SSE orientierten Teiles des Gesamtbeckens wechseln gegen Süden fortschreitend ihre Position: Im Nordteil folgt die auch als Blattverschiebung fungierende Hauptstörung dem Ostrand des hierdurch unsymmetrisch abgestutzten St. Stefaner Teilbeckens, in der stärker gepreßten Andersdorfer und Ettendorfer Teilmulde mit den saiger aufgerichteten Dachbergschottern verläuft nach P Beck-M. (l. c.) die Hauptstörung am Westrand.

e) Bodenschätze

Die Hauptausbeute galt bis vor kurzem dem zuvor erwähnten untersarmatischen Hangend- und Liegendflöz der Braunkohle des St Stefaner Bergbaugebietes, wo diese Flöze zwischen St. Stefan und Dachberg schalenförmig übereinander liegen (R. Canaval et al., 1903, S. 149 ff., W Petrascheck, 1926/29, S. 190 ff., P Beck-M., 1952 a, Taf. 2–3, F. Kahler, 1955 c, S. 87 ff.; U. Herzog & F. Kahler, 1978; L. Weber & E. Weiss, 1983, S. 259 ff.). Noch im Jahre 1966 etwa erzielte dieses drittgrößte österreichische Kohlenrevier eine Jahresförderung von 657.000 t. Im Jahre 1968 wurden die Braunkohlenbergbaue im Lavanttal (St. Stefan, Wolkersdorf i. L.) stillgelegt, nachdem die Lavanttaler Braunkohlengruben erst im Jahre 1958 zur Großanlage ausgebaut worden waren (K. Hochstetter, 1958). Auch Flöze im Oberbaden, wie etwa der Oppersdorffer Flöz bei Wolfsberg, sind wirtschaftlich nicht uninteressant und durch Bohrungen geklärt (P Beck-M., 1949 b).

Es sei erwähnt, daß auch in kleinen, hier nicht weiter erwähnten schmalen Süßwassermiozänbecken im Oberen Lavanttal zwischen Obdacher Sattel und der Bahnstation Preblau stellenweise vier Kohlenflöze in den sandigen Tegeln auftreten, durch den Braunkohlenbergbau Wiesenau SE St. Leonhard einst erschlossen (R. Canaval et al., 1903, S. 148; W Petrascheck, 1926/29, S. 157 ff.).

Unter den nutzbaren Gesteinen des Lavanttales sei der Kollnitzer Basalt erwähnt, dessen Gewinnung und Verwertung als Straßenschotter bei A. Kieslinger (1956, S. 40 ff.) ausführlich dargelegt wird oder der als Natursandstein gebrauchte Hattendorfer Sandstein (l. c., S. 104 ff.).

In der jetzigen Zeit mag das Untere Lavanttal als Hoffnungsgebiet für geothermische Energiegewinnung von Interesse sein, liegt doch der Wärmefluß bei 2,5 HFU praktisch so hoch wie in den ungarischen, geothermal rege genutzten günstigen Arealen.

Am Rande schließlich sei noch die Serie von Mineralquellen erwähnt, die sich entlang des Lavanttaler Störungssystems aneinanderreihen. Sie sind nicht durch die Beckenfüllung, gegenüber P Beck-M. (1949 a) auch nicht durch die Diaphthorese bedingt, sondern an die tiefgreifenden, auffiedernden Bruchlinien des Störungssystems geknüpft: St. Stefan, Weißenbach, Säuerling, Preblau, Kliening (während etwa die Schwefelquelle St. Leonhard nicht in diese Reihe gehört, sondern einem verfallenen Goldbergbau mit sulfidischen Erzen entspringt — F. Scheminzky & W Weis, 1959).

f) Literatur

H. Beck, 1931; H. Beck et al., 1929 Kt.; P Beck-Mannagetta, 1949 a, b, 1952 a, b, 1953, 1959, 1980; W Berger, 1955 b; R. Canaval et al., 1903; J. Dreger, 1907; G. Gangl, 1969; R. Gutdeutsch & K. Aric, 1976; F. Heritsch, 1936 c; U. Herzog & F. Kahler, 1978; K. Hochstetter, 1958; H. Höfer, 1893; E. Hofmann, 1929, 1939; E. Hofmann & F. Kahler, 1938; F. Kahler, 1928, 1938; Ch. Keferstein, 1829; A. Kieslinger, 1928, 1956; W Klaus, 1984; G. Kleinschmidt, 1973; E. Knobloch, 1977; O. Kühn, 1963 b; M. Lipold, 1854; H. Meixner, 1953; M. Mottl, 1957, 1964; K. Penecke, 1886; W Petrascheck, 1926/29; F. Scheminzky & W Weis, 1959; M. Schmid, 1974; K. Schoklitsch, 1933; F. Thiedig, 1970; A. Tollmann, 1970 a; L. Weber & E. Weiss, 1983; E. Weinfurter, 1952 a, b; N. Weissenbach, 1978; I. Wiesböck, 1966; A. Winkler-Hermaden, 1937, 1951 a, 1953; E. Zirkl, 1962.

8. Das Klagenfurter Becken

a) Überblick

Im Vorland und am Saum der Karawanken stellt sich im Bereich des Klagenfurter Beckens zwischen Villach im Westen und den bereits in Jugoslawien liegenden Vorkommen im Raum Prävali im Osten auf einer Längserstreckung von rund 100 km eine schmale Zone mit mäßig mächtigen limnisch-fluviatilen Sedimenten des Jungmiozäns (Sarmat, Pannon) und Pliozäns (Pont) ein, die vor allem durch die mancherorts beschürfte Kohlenführung Interesse gefunden haben. Die mio-pliozäne Serie wird von der Sattnitzkonglomeratplatte im Hangenden abgedeckt. Am Südrand wird die mio-pliozäne Beckenfüllung noch in die junge Tektonik der Karawanken einbezogen, die bereits während der Sedimentation Gleitschollen in Form der sogenannten „Vorlanddecken" Kahlers in diese innere alpine Vortiefe entsandten und dann zuletzt noch das Tertiär randlich tektonisch überfuhren.

b) Stand der Erforschung

Die Neogenfüllung des Klagenfurter Beckens stellt trotz vieler Publikationen aus der Zeit zwischen und nach den beiden Weltkriegen von F. Kahler (besonders 1929–1966) und A. Winkler-H. (bis 1959) noch immer die am schlechtesten bekannte Tertiärschichtfolge eines inneralpinen Beckens dar. Erst die exakten paläontologischen Untersuchungen seit 1955 (M. Mottl, 1955; W Klaus, 1956; A. Papp, 1951, 1957; H. Modell, 1957; W Berger, 1959 etc.) brachten Klarheit über Alter, Schichtfolge und Lagerung, während die sedimentologische Analyse, die eindeutige genetische Schlüsse zuläßt, ja erst in der Gegenwart mit D. v. Husen (1976, 1982, 1984) einsetzt.

Näheres Interesse für diese jungtertiären Ablagerungen gewann man erst durch die

Tabelle 26: Die Kärntner Neogenbecken

Nach der im Text erwähnten Literatur

STUFE EUROPA	STUFE PARATETHYS		LAVANTTALER BECKEN		KLAGENFURTER BECKEN
ASTI. ZANKL.	PLIOZÄN		Basalt von Kollnitz		
MESSIN.	PONT		Lücke		Penkener Kohlenschi.m. 3 Flözen
TORTON	PANNON	O.	Lücke		Bärentalkonglomerat
		U.	Kalkfreie Süßwasserablagerungen Sande, Schotter, Tone		
SERAVALL	SARMAT	O.	Süßwasserserie: Sande, Ton(-Mergel) mit Kuchler Horizont mit zwei Kohleflözen		?
		M.	Lücke		Mischschotter der Rosenbacher Schichten ?
		U.	Pirenellenfazies bis 40 m Süßwasserserie mit Kohle: 225 m Angustidens-Fauna Hangend-Flöz Liegend-Flöz Totzer-Flöz Brackische Serie	Rissoenfauna u. Elph. reginum-Mikrofauna	Liegendflözschichten der Rosenbacher Kohlenschichten
	BADEN	O.	Süßwasserschichten: Mgl. m. Oppersdorfer Flöz Hattendorfer Sst.	Dachbergschotter 400 m	
		M.	Ammonia beccarii-Fauna Cardienmergel		
LANGH.		U.	Ob. Lagenidenzone (marin): Mühldorfer Mgl., Tuff	Brack. Cerithiensd., Mgl., Kgl., Brecc.	
			Obere Granitztaler Schichten (limnisch-fluviatil)		
BURDIGAL	KARPAT		Untere Granitztaler Schichten (limn.-fluv.) mit Blockschottern, 800 m		

zwar nicht bedeutende, aber ausgedehnte Kohlenführung in verschiedenen Niveaus, mit der sich R. CANAVAL 1902 zu beschäftigen begann. Noch in den dreißiger Jahren unseres Jahrhunderts herrschten recht unzutreffende Auffassungen über die Seriengliederung und Schichtfolge: Bei F. KAHLER (1932, S. 117, 120) werden die untersarmatischen Rosenbacher Kohlenschichten als Helvet eingestuft (bei A. WINKLER-H. noch 1951 a, S. 490 ff. beibehalten), das Bärentalkonglomerat wird jünger als das Sattnitzkonglomerat erachtet, die relativ jüngeren Kohlenschichten von Penken W Keutschach werden noch 1938 (S. 29) im Verband der Grundflözschichten als Tiefstes geführt. Auch bei H. LEICHT (1965), einem Schüler von A. WINKLER-H., bleibt trotz Spezialuntersuchung die Trennung von pliozänen und quartären Konglomeraten am Beckensüdrand noch reichlich unsicher, da bei gleicher Geröllzusammensetzung die Unterscheidung nach der Festigkeit des Verbandes vorgenommen wird.

Das im folgenden entwickelte stratigraphische Schema des Neogens im Klagenfurter Becken kann daher erst ein im Aufbau befindliches Bild vermitteln.

An geologischen Karten dieser Region liegen außer der alten Karawankenkarte von F. TELLER (1895) die Karte der Umgebung von Klagenfurt 1 : 50.000 von F. KAHLER (1962 b), von Villach-Assling (N. ANDERLE, 1977) und von den Ostkarawanken 1 25.000 (F. K. BAUER, 1981) vor.

c) Schichtfolge

Marine Anteile sind bisher nicht nachgewiesen worden, wurden aber wiederholt vermutet. So erwähnt F. KAHLER (1929, S. 232; 1955 c, S. 86) ein angeblich massenhaftes Auftreten von globigerinenartigen Foraminiferen in dem feuerfesten Ton W Penken bei Keutschach und ähnlich bei Oberloibach S Bleiburg, was sehr unwahrscheinlich ist. Hinweise auf einst vielleicht am Ostrand des Beckens vorhandenes marines Baden gäbe ein entsprechendes Geröll, das A. PAPP & E. WEISS (1956, S. 33) aus Schottern vom Petzen-Nordrand beschrieben haben. Brackisches Sarmat mit einer Cardien-Lumachelle schließlich könnte nach einem Handstück im Klagenfurter Museum von Homberg bei Bleiburg stammen (A. PAPP, 1957, S. 94). All diese Angaben aber sind zu vage, um mit einiger Sicherheit eine marine Transgression von Osten her in das Klagenfurter Becken annehmen zu können.

Wo die Transgression auf dem Grundgebirge aufgeschlossen ist (F. KAHLER, 1932, S. 115; CH. EXNER, 1972, S. 99; D. v. HUSEN, 1976, S. 114; 1983, S. 64), lagert über einem

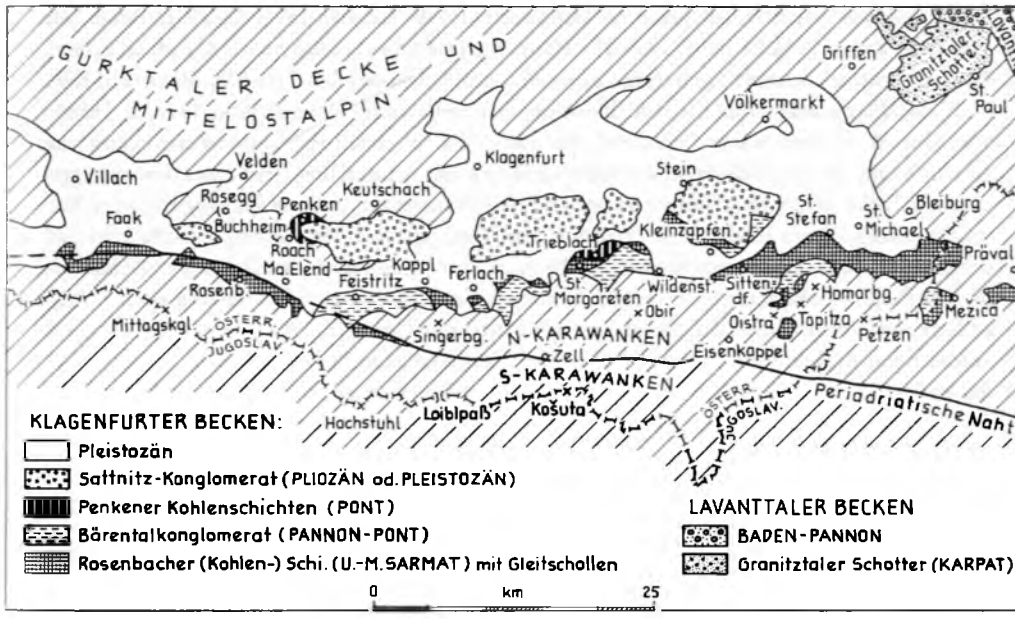


Abb. 257: Das Klagenfurter Becken mit seinem limnisch-fluviatilen Jungtertiär und Pleistozän.

rotbraunen Verwitterungshorizont die limnische, mit dem Untersarmat einsetzende Serie. Sie gliedert sich wie folgt (Abb. 257, Tab. 26).

1. Rosenbacher (Kohlen)Schichten (F. KAHLER, 1935, S. 2): Diese dem Grundgebirge auflagernden Serien bestehen in ihrem tieferen Anteil aus den „Liegendflözschichten" (a), in ihrem höheren aus den „Mischschottern" (b). a) Die Liegendflözschichten bestehen aus blaugrauen dunklen Tonen, sandigen Lagen und Kies- oder Schotterbänken, in denen Quarz dominiert, untergeordnet noch Karbonate und Kristallin hinzutreten. Die Landschaft muß auf Grund der guten Zurundung des Materials und reichlich Feinanteilen einen ausgereiften Charakter gehabt haben. H. LEICHT (1965, S. 167) hat das Material aus den Zentralalpen abgeleitet. In dieser Serie treten die „Grundkohlenflöze" auf, die überall, wo heute paläontologisch überprüft, untersarmatisches und nicht helvetisches Alter aufweisen, auch in den isolierten, hoch gelegenen Vorkommen von Lobnig und Prevernik im Inneren der Karawanken NE Eisenkappel (D. v. HUSEN, 1976, S. 114). Die Kohle ist früher vielfach abgebaut worden, so daß diese Serie mancherorts gut aufgeschlossen war.

Eine Reihe von Fossilfunden ermöglicht nun eine Datierung der Rosenbacher Kohlenschichten Die Landschneckenfauna aus den Kohlenbergbauen von Liescha SE Prävali in Jugoslawien, von Wackendorf 8 km SW Bleiburg, Oberloibach 4 km S Bleiburg und Lobnig NE Eisenkappel mit *Galactochilus silesiacus* ANDR. oder *sarmaticus* GAAL, *Brotia (Tinnyea) escheri escheri* BRONG., *Tropidomphalus (Pseudochloritis) gigas* PFEFFER etc. weist auf Sarmat (G. PFEFFER, 1929; A. PAPP, 1951, 1957), analog die Najadenfauna (H. MODELL, 1957).

Eine Pollenflora aus Rosenbach selbst, Mallenitzen und dem Woronicagraben SE vom Faaker See sowie Oberloibach mit *Sciadopytispoll. serratus, Sporites speciosus, Lygodiosporites solidus* etc. belegt höheres Untersarmat (W KLAUS, 1956, S. 253). Auch die Makroflora von Liescha bei Prävali aus sommergrünen Laubbäumen wie *Carpinus, Ulmus, Platanus* und *Acer,* aber auch *Ficus tiliaefolia,* paßt altersmäßig dazu (W BERGER, 1959).

b) Im Hangenden der Liegendflözschichten stellt sich (D. v. HUSEN, 1976, S. 114 ff.) eine im östlichen Karawankenvorland über 100 m mächtige, nun vorwiegend aus Schottern bestehende Serie ein (Abb. 258), in der an der Basis ein Horizont mit groben, schlecht gerundeten Karbonaten aus den Karawanken unter Beteiligung von Kristallin und paläozoischen Schiefern aus dem Südstamm dieses Gebirges aufscheint, in deren Hauptmasse aber ein lebhafter Wechsel von tonig-sandigen Quarz-Fernschottern mit Karbonat-Lokalschottern herrscht, von F. KAHLER (1935, S. 2) einst als „Mischschotter" bezeichnet. In dieser Zeit ging also der Gerölltransport noch aus den sich zuerst heraushebenden Südkarawanken über den Nordstamm hinweg nach Norden. Mit der anschließenden Heraushebung des Nordstammes wurde einerseits dieser Gerölltransport unterbrochen, andererseits kamen – wie D. VAN HUSEN (1976, S. 118; 1983, S. 65; 1984, S. 437 ff.) so anschaulich belegt hat – große Wettersteinkalkplatten (bis 2 km lang, bis 150 m dick) ins Rutschen und wurden als riesige Gleitschollen konkordant in die Grobsedimente eingelagert (Abb. 258, 259).

2. Mit raschem Übergang gegen hangend lagert nun das einige hundert Meter mächtige Bärentalkonglomerat (F. KAHLER, 1932, S. 117) auf, das sich durch die Zusammensetzung aus reinen Karbonatschottern von den Rosenbacher Schichten abhebt. Aus dem Bärentalkonglomerat von Trieblach NE St. Margarethen im Rosental wurde durch

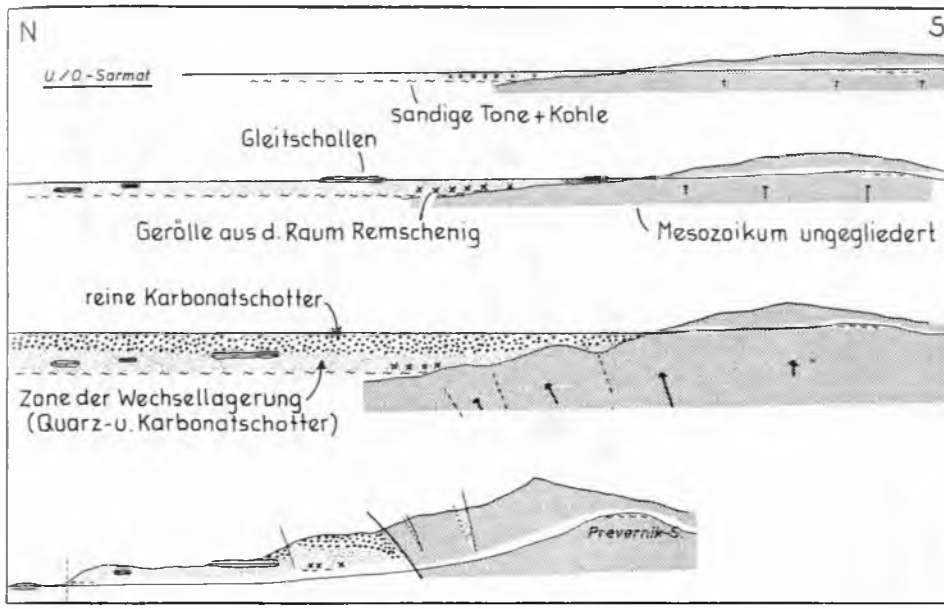


Abb. 258: Die Entwicklung der Rosenbacher/Bärentaler Schichten, nach D. VAN HUSEN (1976, Abb. 2).

W KLAUS (1956, S. 252) eine Mikrosporenassoziation festgestellt, die mit jener der pontischen Penkener Kohlenschichten (s. u.) übereinstimmt, so daß man eine Reichweite des Bärentalkonglomerates über das Pannon bis in das Pont erwarten kann.

3. Die Penkener Kohlenschichten (W KLAUS, 1956, S. 252) wären demnach eine altersmäßig dem Oberteil des Bärentalkonglomerates gleichzusetzende oder hangend anzuschließende Serie (Synonym: Basistone des Sattnitzkonglomerates, Rote Tone von Petschenitzen – N. ANDERLE & M. E. SCHMID, 1982, S. 27), die eine bis 50 m mächtige, vorwiegend feindetritische, tegelige, kohlenführende Süßwasserbildung darstellt. Sie ist im Raum von Penken und Turiawald WSW vom Keutschacher See durch Bohrungen erschlossen worden (F. KAHLER, 1929, S. 233), da man dort die 3–5 m mächtigen Kohlenflöze wirtschaftlich genutzt hatte. Die Mikrosporenflora dieses Niveaus aus Penken, Roach und Buchheim am Petelin östlich vom Faaker See ist nach W KLAUS (l. c.) noch jünger als die pannonische Flora des Lavanttales, so daß KLAUS diese Serie in das Pont (ehem. „Oberpannon") einordnet. Die Datierung der Penkener Kohlenschichten durch M. MOTTL (1955, S. 86) mit Hilfe einer Vertebratenfauna mit *Hipparion, Gomphotherium longirostre* (KAUP) – *Anancus arvernensis* (CR. & JOB.), *Zygolophodon turicensis* SCHINZ. etc. weist in die gleiche Richtung. Sogar in der von A. PAPP (1957, S. 92 f.) beschriebenen Süßwasser- und Landschneckenfauna dieser Kohlenschichten von Penken und von Kleinzapfen (20 km ESE Klagenfurt) fand sich die pontische Leitform *Tacheocampylea (Mesodontopsis) doderleini* (BRUS.).

4. Die Penkener Kohlenschichten werden durch die bis 200 m mächtige Sattnitzkonglomeratplatte abgedeckt, über deren Alter mangels Fossilien ja die Diskussion bis heute anhält: Pliozän oder Pleistozän steht zur Debatte.

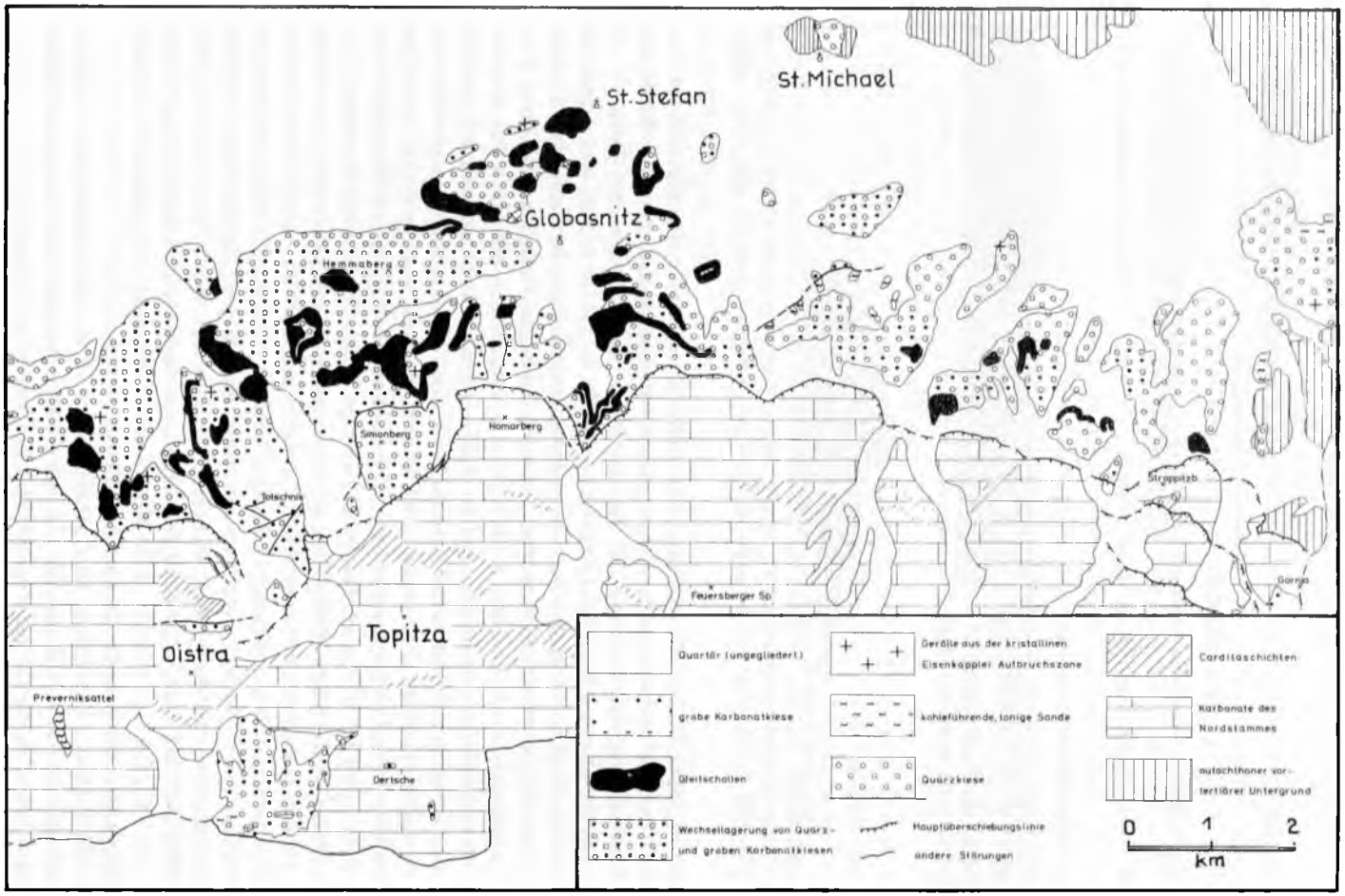


Abb. 259: Das Phänomen der Gleitschollen in den sarmatischen Rosenbacher Schichten im Karawankenvorland. Beispiel aus dem Ostabschnitt SW Bleiburg; nach D. VAN HUSEN (1984, Abb. 3).

d) Tektonik

Die spätmiozän-pliozäne Füllung des Klagenfurter Beckens, die sich von Villach im Westen bis Windischgraz (Slovenjgradec) im Osten erstreckt, liegt im Karawankenvorland flach, ruhig, sie ist nur an der Front der noch bis in die Gegenwart in Nordbewegung befindlichen Karawanken randlich überfahren, auch am Südrand bis in überkippte Lagerung aufgefaltet, wie das vielgezeigte Beispiel des Bärentalkonglomerates im Bärental südlich Feistritz i. R. lehrt (Prof. 5 bei F. KAHLER, 1935, Beil.-taf.). H. HÖFER (1908, S. 294) war ja der erste, der diese junge Überschiebungstektonik der Karawanken über dem Miozän bekannt gemacht hatte. Seither ist sie in vielen Arbeiten beschrieben worden (vgl. Serienprofil Tafel Beilage 4 bei F. KAHLER, 1953). Die Überschiebung erfaßt teils das jüngere Bärentalkonglomerat, teils die älteren Rosenbacher Schichten direkt. Deckschollen und Fenster sind aus dem jugoslawischen Teil beschrieben. Da in Band 1 dieser Darstellung auf S. 663 – 666 näher auf diese Struktur eingegangen wird, kann hier darauf verwiesen werden.

Besonders sorgfältig hat sich mit dieser Frage der jungen Karawankenüberschiebung unlängst D. VAN HUSEN (1983, S. 69 ff.; 1984, S. 443 f.) befaßt. Er hat festgestellt, daß diese Überschiebungsfläche auf das Vorlandmiozän eine überraschend geschlossene Bewegungsbahn darstellt, daß sie in nördlichen Bereichen flach, etwa 20° steil südwärts fällt, in den tiefen Taleinschnitten weiter im Süden aber bald auf steiler (40°–50°) dreht. VAN HUSEN vermutet einen Maximalbetrag der Überschiebung von 2,5 km. In gleiche Richtung weist auch die geomagnetische (W SEIBERL & P STEINHAUSER, 1980) und gravimetrische (P STEINHAUSER et al., 1980) Vermessung dieses Karawanken-Frontabschnittes, welche auf ein Zurückreichen des Jungtertiärs bis etwa unter den Hauptkamm, bis in Tiefen von rund 1000 m, schließen läßt.

Die tektonische Beanspruchung des Tertiärs ist nach D. VAN HUSEN (l. c.) nur unmittelbar an der Überschiebungsfläche beträchtlich, wo eine mehrere Dezimeter dicke Lage von zerriebenen Geröllen festgestellt werden kann. Nur in Ausnahmefällen kam es zu Überschiebungen innerhalb des Tertiärs, so zur Aufschuppung von Rosenbacher Kohlenschichten E Unterbergen (Ostkarawanken) und zu einer Überschiebung am Simonberg.

Zu erinnern ist daran, daß auch noch abgetrennt vom Vorlandtertiär im Inneren der Karawanken hochgelegene Reste der einstigen Überdeckung erhalten geblieben sind, teils ebenfalls kohlenführend und beschürft, wie etwa die Topitschnigmulde im Lobniggraben, das gefaltete und gestörte Vorkommen ab Preverniksattel NE Eisenkappel und weitere Erosionsreste im Osten. Neuere Berichte hierüber liegen seit W PETRASCHECK (1926/29, S. 199) und F. KAHLER (1929, S. 236 ff.), besonders aber durch F. K. BAUER (1971, S. 228 f.; 1981, Kt. 2), CH. EXNER (1972, S. 99 f.) und D. v. HUSEN (1976, Abb. 4) vor.

e) Lagerstätten

Mit der früher vielerorts in kleinen Bergbauen gewonnenen Braunkohle des limnischen Jungtertiärs hat man sich in der geologischen Literatur, abgesehen von den bis auf K. PETERS (1855, S. 565 ff.) zurückgehenden kürzeren Notizen, erst seit dem Beginn unseres Jahrhunderts näher beschäftigt (R. CANAVAL, 1902; R. CANAVAL et al., 1903,

S. 155 ff., W PETRASCHECK, 1926/29, S. 193 ff., F. KAHLER, 1929, S. 233; 1933; 1938 b; H. ZAPFE, 1956, S. 75 f., O. THIELE, 1983, S. 85; L. WEBER & E. WEISS, 1983, S. 268 ff.). In neuerer Zeit gab es mit der Stillegung der Reviere noch eine Diskussion um das Alter der Flöze, die, wie wir heute wissen, einerseits an der Basis der Beckenfüllung in den untersarmatischen Rosenbacher Kohlenschichten, andererseits in den pontischen Penkener Kohlenschichten auftreten. Die nun eingestellten Bergbaubetriebe konzentrieren sich im österreichischen Teil auf die Reviere der Sattnitz (Turiawald), des Jauntales und von Lobnig NE Eisenkappel, in Jugoslawien auf den Raum Prävali und Windischgraz.

Anhangsweise soll Erwähnung finden, daß die am Westrand des Klagenfurter Bekkens entspringende Therme Warmbad Villach an die in große Tiefe weisenden Bruchsysteme gebunden ist (J. STINY, 1937, S. 104 ff., F. KAHLER, 1983 b) und auch die Therme Reifnitz bei Keutschach (F. KAHLER, 1930, S. 109 f.), bereits außerhalb der Tertiärbedekkung gelegen, an einer im Satellitenbild sichtbaren Störung, der Keutschacher Störung (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1), auftritt.

f) Literatur

N. ANDERLE, 1977; N. ANDERLE & M. E. SCHMID, 1982; F. K. BAUER, 1970, 1981; P BECK-MANNAGETTA, 1955; W BERGER, 1959; R. CANAVAL, 1902; R. CANAVAL et al., 1903; CH. EXNER, 1972; K. HOEHNE, 1953; H. HÖFER, 1908; D. v. HUSEN, 1976, 1982, 1983; F. KAHLER, 1929, 1930, 1931, 1932, 1933, 1935, 1938 b, 1953, 1955 b, c, 1958, 1962 b, 1971 b; A. KIESLINGER, 1929, 1956; W KLAUS, 1956; H. LEICHT, 1965; H. MODELL, 1957; M. MOTTL, 1955 b; A. PAPP, 1951 c, 1957; A. PAPP & E. WEISS, 1956; K. PETERS, 1855; W PETRASCHECK, 1926/29; G. PFEFFER, 1929; W SEIBERL & P STEINHAUSER, 1980; P STEINHAUSER, W SEIBERL et al., 1980; J. STINY, 1937; F. TELLER, 1895; O. THIELE, 1983; A. TOLLMANN, 1977 a, c; L. WEBER & A. WEISS, 1983; A. WINKLER-HERMADEN, 1951 a, 1958 b, 1959; H. ZAPFE, 1956.

9. Die Norische Senke

a) Überblick

In der eigenartigen alten alpinen Längstalung der Mur-Mürzfurche, die K. OESTREICH (1900) als einen ursprünglich einheitlich orientierten Längstalzug in den östlichen Zentralalpen herausgearbeitet hat und in welchem als einstige hydrographische Einheit F. X. SCHAFFER (1909, S. 235) seinen „Norischen Fluß" zuunrecht nach Osten ziehen und in das „helvetische Meer" münden ließ – in dieser Längstalung, die sich vom Lungau über die Doppeltalung im Murau/Oberwölzer Raum über Fohnsdorf, Leoben, Bruck/M., Mürzzuschlag bis nach Hart bei Gloggnitz im südlichen Wiener Becken erstreckt, haben sich tektonisch in mehrweniger isolierten Becken die Reste einer einst abschnittsweise weiter ausgedehnten Bedeckung von ausschließlich limnisch fluviatilem Miozän erhalten, das altersmäßig in der

Hauptsache dem Karpat, zu geringen Teilen auch noch dem basalen Baden, angehört. Mariner Einfluß ist nirgends vorhanden. Zur Zeit der Bildung der Ablagerungen in der Norischen Senke hat, entgegen F. X. SCHAFFER, kein einheitlicher, gegen Osten gerichteter Fluß dieses Seengebiet durchzogen, sondern verschiedene Zu und Abflüsse verfrachteten jeweils lokalen Detritus.

Die Schichtfolge dieser Serien umfaßt an der Basis einen feinklastischen Zyklus aus tonig-sandigem Material, das in Basisnähe zufolge einer zunächst langsam einsetzenden Absenkung vielfach wirtschaftlich wertvolle und lange Zeit hindurch ausgebeutete Glanzkohlen-Grundflöze führt, im höheren Abschnitt eine diskordant auflagernde gröbere Schottermasse. Die Serien sind durch Pflanzen, Süßwassermollusken, vor allem aber durch Wirbeltierreste eingestuft.

Die einzelnen Becken dieser langen Kette von Miozänvorkommen sind tektonisch und meist asymmetrisch an einem tiefgreifenden Bruchsystem eingesenkt, die Anordnung der Einzelbecken ist im Westabschnitt bis Kapfenberg dem Alpenstreichen entsprechend W-E orientiert, im östlichen Teil bereits dem Karpatenschwenk entsprechend mehr nach ENE ausgerichtet. Das Störungssystem, das die z. T bedeutende Versenkung des Miozäns bewirkt hat, besteht im Westabschnitt, vom Lungau bis Kapfenberg, aus einer Vielzahl, teils sehr kräftig wirksamen, voneinander abweichenden Teilbrüchen, im Murtal kommt am Satellitenbild deutlicher als bei der Kartierung eine durchlaufende Störungslinie zum Ausdruck, an die auch die rezente kräftige Bebentätigkeit in dieser Zone gebunden ist (vgl. Bd. III).

Die Absenkung der Becken begann bereits während der Sedimentation im Karpatien, wie aus der Mächtigkeit und der Art des Schottermaterials lokalen Ursprunges ersichtlich ist. Die demnach tektonisch angelegte und weiter vertiefte „Norische Senke" wurde im Karpat laufend aufgefüllt, Flußstrecken verbanden die Teilbecken. In manchen Fällen (Leobener Becken) kann gezeigt werden, daß der angrenzende Kristallinrand das Material in die sumpferfüllte Niederung geliefert hat, so daß hier nicht mit einer weit ausgreifenden tertiären Bedeckung großer Räume der Zentralalpen zu rechnen ist. Die Tiefe der Becken und ihre Sedimentmächtigkeit liegen im allgemeinen bei etlichen hundert Metern (300 m), nur das Fohnsdorfer Becken, am Kreuzungspunkt mit der tiefgreifenden Pöls-Lavanttal-Querstörung gelegen, stellt ein gewaltiges Loch mit einer Sedimentmächtigkeit des Karpatien von etwa 3000—3500 m dar.

b) Regionale Besprechung

(Abb. 260)

α) Laußnitz-Miozän in Oberkärnten

Erst 1933 wurde durch R. STABER das kohlenführende westlichste Miozän des Norischen Zuges bekannt. Es liegt außerhalb südlich der Mur-Mürz-Furche im Oberkärntner Nockgebiet SE vom Katschberg, auf 1800 m emporgehoben. Die blaugrauen fetten Tone mit Kohlenspuren, Blockschutt und Schottermaterial dieses Miozäns sind beiderseits des Laußnitzbaches zwischen 1700, 1800 m und höher verbreitet, 5 km ENE von Rennweg gelegen. Da auch der Kohlgraben 2 km SE vom Katschberg diese tertiäre Kohlenserie

Abb. 260: Die Miozän-Becken der Norischen Senke: 1 — Laußnitz, 2 — Tamsweg, 3 — Schöder, 4 — Oberwölz, 5 — Fohnsdorf, 6 — Seckau, 7 — St. Michael, 8 — Leoben, 9 — Trofaiach, 10 — Aflenz, 11 — Kapfenberg—Parschlug, 12 — Mürztal, 13 — Waldheimat, 14 — Hart bei Gloggnitz.

führt und durch R. Schwinner (1926, S. 194) Kohlentrümmer auch aus dem nördlichen Laußnitzbach (Leisnitzgraben) ober St. Margarethen i. L. bekannt sind, kann man annehmen, daß hier eine ausgedehnte Decke dieses kohlenführenden Tertiärs auf der Verebnung in 1800—1900 m SE vom Aineck vorhanden war. Zuletzt hat Ch. Exner (1980, S. 398, Beil. 5) über die heutigen Aufschlußverhältnisse berichtet.

An der hohen Lage dieses Miozäns erkennt man die kräftige nachkarpatische Heraushebung dieses Abschnittes der Zentralalpen.

In Fortsetzung dieses westlichsten Vorkommens findet man gegen NE hin in tiefer Lage zunächst Schiefertone bei Pichlern-Thomatal (K. Oestreich, 1900, S. 171), dann, im Murtal selbst, Mergel in der Ziegelei zwischen Pischelsdorf und Flatschach (A. Aigner, 1925, S. 185). All diese Vorkommen sind seither nicht wiederum studiert worden.

β) Tamsweger Becken

1. Historisches: Seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts hat sich die geologische Literatur mit dem Tamsweger Miozän beschäftigt, am eingehendsten in dieser frühen Phase D. Stur (1855, S. 499; 1864, S. 235 f.), der bereits ein Braunkohlenflöz im Lessachtal und in der auflagernden Tonserie Pflanzenreste im Lessach- und Göriachtal beschrieben hat. In unserem Jahrhundert befaßten sich vor allem K. Oestreich (1900, S. 172: Serie), A. Aigner (1925, S. 179 ff.: Schichtfolge), R. Schwinner (1926, S. 192 ff.: Bergbaubericht), G. Geyer in W Petrascheck (1926/29, S. 160, Abb. 77: Lagerung und Bergbau), E. Hofmann (1933, S. 167 f.. Flora), Ch. Exner (1957, S. 156 f.. Flora), W Klaus (1977, S. 119 ff.. Flora) und E. Knobloch (1977, S. 421: Flora) mit den verschiedenen Aspekten dieses Tertiärbeckens. Jüngst erfolgte durch M. Heinrich (1977) eine monographische Bearbeitung der Geologie der Beckenfüllung und des Rahmens samt kartenmäßiger Darstellung 1 : 25.000. Eine Zusammenfassung über die Kohlenführung haben L. Weber & A. Weiss (1983, S. 179 ff.) geliefert. An der paläobotanischen

Bearbeitung des auch vom Verfasser neu aufgesammelten Pflanzenmaterials aus der noch zugänglichen Tonmergelgrube Lintsching ist derzeit R. ZETTER (Wien) tätig.

2. Inhalt und Struktur der Beckenfüllung: Das Tamsweger Becken erstreckt sich in west-östlicher Richtung zwischen Mariapfarr (W) und Sauerfeld (E) mit einer Länge von 12 km, beiderseits von Tamsweg. Die dem Karpat angehörige Schichtfolge umfaßt nach M. HEINRICH (1977) vom Liegenden weg die Basisbrekzie, das Grundkonglomerat mit Randbildungen, eine Wechselfolge von Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen mit Kohlenflözen und zuoberst eine Schieferton-Sandsteinserie mit Kohlenflözen und der Flora von Lintsching. Da der Geröllbestand nur mittelostalpines Altkristallin und oberostalpines Permokarbon (?), nicht aber Gesteine des Penninikums oder des Unterostalpins umfaßt, wie bereits CH. EXNER betont hat, war zur Zeit der Ablagerung dieser Serie des Karpatien, also vor etwa 17 Millionen Jahren, noch kein Tauernfenster aufgewölbt und freigelegt gewesen.

Durch die tektonische Einmuldung ist heute eine etwa 400 m mächtige Beckenfüllung erhalten geblieben. Das Becken umfaßt zunächst die westliche, Lintschinger Teilmulde, in der die aufgelassene Ziegelei Lintsching in den bis 70° steil gestellten siltigen Schiefertonen eine reiche Blattflora mit *Osmunda parschlugiana* (UNGER) ANDR., *Sequoia abietina* (BRONGN.) KNOBLOCH, *Glyptostrobus europaeus* (BRONGN.) UNGER, *Daphnogene bilinica* (UNGER) K. & H., *Castanea atavia* UNGER, *Fagus ferruginea* AIT., *Alnus kefersteini* GOEPP., *Laurus primigenia* UNG., *Cinnamomum scheuchzeri* HEER, *Eucalyptus oceanica* UNGER, *Myrica sagoriana* ETTINGSH. etc. birgt. (vgl. W KLAUS, 1977, S. 119; E. KNOBLOCH, 1977, S. 421).

Der Südrand dieser Mulde ist wohl tektonisch zugestutzt. Jenseits der Wöltinger Querschwelle schließt sich das östliche Teilbecken, das Becken von Sauerfeld an, das am Preberbach im NE tektonisch begrenzt ist und dessen Nordteil im Westen durch die Lehmgrabenstörung herausgehoben erscheint. Beide Teilbecken sind muldenförmig mit W-E-streichender Achse gebaut.

3. Die Kohle des Beckens wurde bereits vor der wissenschaftlichen Erschließung beschürft. Die Abbaue aber wurden auf Grund der wenig aushaltenden, geringmächtigen Flöze nur episodisch betrieben. Schurfschächte und -stollen bestanden E St. Andrä i. L., W und N Wölbing sowie S Sauerfeld (M. HEINRICH, 1977, S. 330 ff., L. WEBER et al., 1983, S. 179 ff.).

γ) Das Tertiär von Schöder

Das nächstöstlichere Vorkommen treffen wir im Gebiet des eigenartigen „Doppeltales" der oberen Mur (K. OESTREICH, 1900, S. 169) in der nördlichen parallelen Talung, die durch die Niederen-Tauern-Südrandstörung initiiert wird (A. THURNER, 1951, Abb. 1). Es ist das Tertiär von Schöder, östlich vom Schödersattel, 3 km SSE des Ortes gelegen (Abb. 260).

Beschreibungen dieses tertiären Reliktes wurden von A. AIGNER (1925, S. 187 f.), A. THURNER (1958 a, b, S. 35) und – in monographischer Form – von A. THURNER (1952, mit Skizze) gegeben. Die Ablagerungen bestehen aus groben, wenig verfestigten Konglomeraten mit kristallinen Komponenten und Sandsteinlagen mit geringen Kohlenflözen, die auch zeitweise, besonders nach dem Ersten Weltkrieg, ohne Erfolg beschürft worden

sind. Die sichtbare Mächtigkeit des Tertiärs beträgt maximal 130 m, eine Fortsetzung in die Tiefe von 60—80 m ist anzunehmen. Trotz Fossilmangels ist am karpatischen Alter aus Analogiegründen nicht zu zweifeln.

δ) Das Tertiär von Oberwölz

10 km ENE des vorgenannten Tertiärs zieht mit einer Längserstreckung von 7 km beiderseits des Wölzer Tales (Abb. 258) das Oberwölzer Konglomerat dahin, wiederum dem Nordast der Doppeltalung eingelagert. Das Material dieses Tertiärrestes besteht vorwiegend aus schlecht gerundeten Dolomitgeröllen, die im Schloßfels von Rotenfels 200 m Mächtigkeit erreichen. Zuletzt berichtete A. THURNER (1951 b, S. 689 f.; 1958 a, S. 35 f.) über dieses, an eine Störungszone gebundene Tertiärvorkommen und seine Aufschlüsse.

ε) Das Fohnsdorfer Becken

1. Position und Bedeutung Von kleineren Tertiärvorkommen abgesehen (Walkersbachgraben bei Unzmarkt — K. OESTREICH, 1900, S. 173; St. Oswald-Möderbrugg an der Pölslinie — K. METZ, 1967, Kt.), betreten wir in der Talweitung der Mur im Aichfeld (N) und Murboden (S) im Raum Fohnsdorf, Zeltweg, Knittelfeld ein 22,5 km langes Tertiärbecken der Norischen Senke, dem durch Dimension und Tiefgang, seinen Kohlenreichtum, seinen Pflanzenfossilgehalt und nicht zuletzt seine gute Erforschung besondere Bedeutung zukommt. Das tiefe Becken verdankt seine Entstehung wohl der Lage im Kreuzungspunkt von zwei Hauptrichtungen tiefgreifender Brüche, die eine hohe Mobilität dieser Scholle verursachen: Der nach J. STINY (1931) und K. METZ (1973, 1978 etc.) alt angelegten und wiederbelebten NNW-SSE-orientierten gewaltigen Pöls-Lavanttaler Linie am Westrand und dem ENE-Bruchsystem am Südrand des Beckens, das als Teilstück der großen Mur-Mürz-Störungszone aufzufassen ist. Der größte Tiefgang des Beckens liegt zugleich mit den ältesten Sedimenten der Füllung im Süden und erreicht hier Werte von 3000(—3500) m, also exorbitant höhere Beträge als in allen anderen Becken der Norischen Senke (Abb. 261).

2. Erforschung: Durch die seit 1670 bekannte und 1675 erstmals beschürfte, nicht unbedeutende Kohlenführung war es naheliegend, daß sich auch die Geologen bereits frühzeitig mit Schichtfolge, Position der Flöze und mit der Struktur des Beckens befaßten. So trifft man bereits im Jahre 1841, S. 46 ff., bei F. SPRUNG sehr detaillierte Mitteilungen über Schichtfolge und Lagerungsverhältnisse am Beckennordrand. Die weiteren Berichte aus der Zeit vor der Mitte des vorigen Jahrhunderts von J. KUDERNATSCH und A. MORLOT übergehend, verdient vor allem der frühe Versuch von D. STUR einer altersmäßigen Einstufung hervorgehoben zu werden, der zunächst (1864, S. 249) den congerienführenden Hangendteil des Fohnsdorfer Beckens mit den congerienführenden Süßwasserschichten des Wiener Beckens parallelisierte, aber bald darauf (1871, S. 579) revidierend eine Gleichsetzung mit den älteren kohlenführenden Süßwasserschichten des Steirischen Beckens vornahm. Die Klärung der Gesamtstruktur dieser asymmetrischen Kohlenmulde geht auf W PETRASCHECK zurück, der die Ergebnisse zahlreicher Vorarbeiten in seiner „Kohlengeologie" (1926/29) zusammengefaßt hat. Die später hinzukommenden reichen Kenntnisse von H. LACKENSCHWEIGER über dieses Kohlenbecken sind nicht veröffentlicht worden.

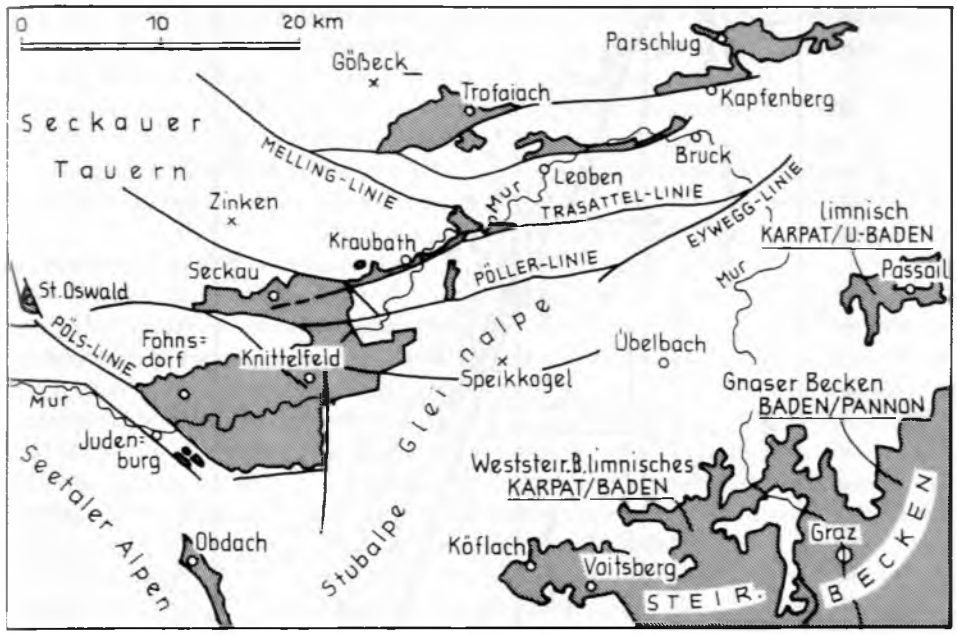


Abb. 261: Die Fohnsdorfer Kohlenmulde und ihre Nachbarbecken, nach H. Polesny (1970, Taf. 1).

In jüngster Zeit sind eine Reihe wichtiger monographischer Untersuchungen bzw. Beschreibungen durch H. Polesny (1970), E. Worsch (1972), K. Metz (1973) und L. Weber & A. Weiss (1983) über das Becken und seine Teilbereiche durchgeführt worden. Hinzu kommen geophysikalische Aufnahmen (K. Metz et al., 1978, 1980; A. Hussain & G. Walach, 1980 etc.).

Geologische Karten aus dem Bereich des Fohnsdorfer Beckens liegen von W Petrascheck (1926/29, S. 147), E. Worsch (1972, Taf. 1: Südrand), H. Polesny (1970, Taf. 2; Kt. 1:25.000) und L. P Becker (1980 a: Knittelfeld, Erl. 1979) vor.

3. Schichtfolge Nach der eingehenden Bearbeitung durch H. Polesny (1970, S. 14 ff.) umfaßt das im Fohnsdorfer Becken bis etwa 3000 m mächtige limnisch-fluviatile Miozän, das im Liegenden und besonders im Hangenden gröberdetritische, im Mittelabschnitt feinkörnigere Sedimente aufweist, von liegend gegen hangend die folgenden Schichtglieder (Abb. 262):

a) Die Basisbrekzie, die 50 m Mächtigkeit überschreiten kann.

b) Den Liegendsandstein mit Konglomeratlagen, der in der Beckenmitte wohl 500 m erreichen wird. Der Geröllbestand zeigt die lokale Herkunft. Bereits der Liegendsandstein hat im Bergbau Fohnsdorf Fossilien geliefert: Land- und Süßwassermollusken wie *Planorbis, Tropidomphalus* und *Cepaea sylvana* Klein sowie *Congeria* cf. *antecroatica* Katzer; ferner eine Säugerfauna mit *Dinotherium bavaricum* v. Meyer, *Hyotherium soemmeringi* v. Meyer, und *Dicerorhinus* cf. *germanicus* Wang, die auf Karpatien hinweist (M. Mottl, 1961).

c) Nahe der Obergrenze des Sandsteins stellt sich im östlichen Teil des Bergbaues

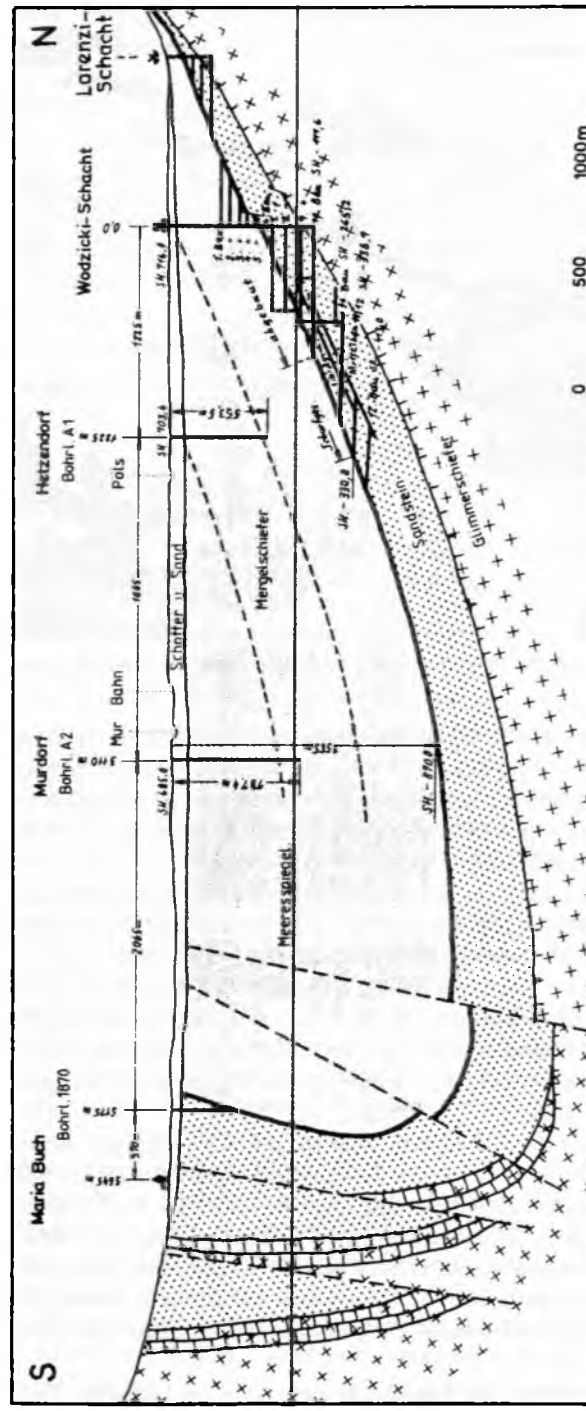


Abb. 262: Profil durch das Fohnsdorfer Becken, nach W. Petrascheck (aus L. Weber et al., 1983, Abb. 31).

eine aus Tuffen hervorgegangene Bentonitlage von 0,2–1,1 m ein („Seifenschiefer"), die gegen Westen hin in das überlagernde Kohlenflöz aufsteigt und als Zeitmarke zeigt, daß die Kohlenbildung dort etwas früher begonnen hat.

d) Es folgt als „Fohnsdorfer Horizont" das Kohlenflöz aus Glanzkohle, das im glänzenden Anteil, im Vitrit, noch Jahresringe der Holzstruktur erkennen läßt. Der Inkohlungsgrad der Glanzkohle mit 5218 Kalorien ist bedeutend, die Entgasung stark. Die Mächtigkeit des bauwürdigen Flözes verringert sich im Fohnsdorfer Revier von 8–12 m, ja 15,5 m im Westen auf 2,5 m und weniger im Osten (Kt. bei H. POLESNY, 1970). Im Knittelfelder Kohlenbergbau weist es 0,5–1,3 m Mächtigkeit auf.

e) Die über der Kohle auflagernden, sehr mächtigen Hangendschichten zeigen durch ihre schiefrige Ausbildung, daß durch rasches Absenken des Untergrundes die Moorlandschaft erneut einem See Platz machen mußte. Die Hangendschichten umfassen zunächst die bis 4 m mächtigen Brandschiefer, dann den „Fohnsdorfer Muschelkalk", d.i. die früher vielfach als Naturbaustein (A. KIESLINGER, 1953, S. 37 ff.) verwendete Congerienbank I mit *Congeria* cf. *antecroatica* KATZER. Es setzt nun die große Masse der Hangendmergel auf, die in mehreren Lagen zu Bentonit verwandelte Tuffe, vom oststeirischen Ausbruchszentrum stammend, eingeschaltet haben. Bei Sillweg ist innerhalb dieser Hangendmergel, 80 m über der Basis, eine zweite Congerienbank bekannt. Die reichen Florenreste aus diesen Hangendmergeln sind noch nicht modern bearbeitet. C. v. ETTINGSHAUSEN (1857) führte daraus eine Flora eines feuchtwarmen, subtropischen Klimas mit *Taxodium dubium* STERNB., *Glyptostrobus oeningensis* A. BRAUN, *Ficus joannis* ETT., *Olea bohemica* ETT., *Juglans latifolia* A. BRAUN etc. an. Die Flora wird von H. POLESNY (1970, S. 193) um rund zwei Dutzend weitere Arten vermehrt, wobei er Vormacht von Lauraceenblättern vom Zimtbaumtyp wie *Cinnamomum polymorphum* (A. BR.) FRENTZ., *Cinnamomophyllum scheuchzeri* (HEER) KR. & WLD. hervorhebt und die Pollenflora nach W KLAUS mit 13 Arten hinzufügt. Im Oberteil der Hangendmergel schalten sich Sandstein- und Feinschotterlagen ein.

f) Zuletzt greifen die bis 1000 m mächtigen (E. WORSCH, 1972, S. 118) Blockschotter, wie grundsätzlich in den Becken der Norischen Senke üblich, mit kräftiger Diskordanz über die feineren Sedimente des Karpat über. Der Beckeninhalt wurde vor der Transgression kräftig gefaltet. Die Blockschotter zeigen als lokale Schuttbildungen des umrahmenden Kristallins einen wechselnden Grad von Abrollung, Klassierung und Schichtung. Blöcke mit bis über 5 m Kantenlänge wurden mitgeführt. Von Interesse ist, daß mehrerenorts Tuffitlagen im Blockschotter gefunden worden sind (W PETRASCHECK, 1955, S. 237; H. POLESNY, 1970, S. 72). Da diese im höheren Badenien fehlen, der Schotterkomplex aber kraft seiner Diskordanz nach der Steirischen Phase der Karpat-/Baden-Wende abgesetzt worden ist, kommt den Blockschottern offenbar ein unterbadenisches Alter zu. Zähne von *Doracatherium* sind daraus bekannt.

In der Darstellung von H. POLESNY (1970) sind die sedimentologischen Parameter der Serien auch kartenmäßig erfaßt, so z. B. die Schwermineralverteilung in den Sandsteinen (Beil. 3), die Geröllverteilung in den Schottern (Beil. 4), die Flözmächtigkeit des Fohnsdorfer Horizontes (Beil. 6) und die paläogeographische Entwicklung (Beil. 7), sodaß ein modernes, abgerundetes Bild von Stratigraphie und Sedimentologie des Beckens vorliegt.

4. Tektonik (Abb. 262): Das Fohnsdorfer Becken zeigt muldenförmigen Bau mit einer weit gegen Süden verschobenen Längsachse, sodaß die Hauptbeckentiefe im

südlichen Teil liegt. Im Meridian von Fohnsdorf ist die Einengung durch alpine Transversalbewegung so stark gewesen, daß der Südrand zwischen Wöllmersdorf und Baiersdorf SE Judenburg überkippt ist und das Kohlenflöz hier noch südwestvergent an SE-fallenden Achsen gefaltet worden ist (K. METZ, 1973, S. 18 f.). Im Norden liegt das Miozän dem kristallinen Untergrund im allgemeinen (außer bei Knittelfeld) störungsfrei, mäßig südfallend, auf. Kleinere Querstörungen im Nordrandbereich staffeln jeweils den westlichen Flügel abwärts.

Die bedeutendste dieser schrägen Querstörungen im Norden ist der Ingering-Verwurf entlang des Ingeringtales W Knittelfeld mit über 300 m Sprunghöhe. Der Nordflügel des Beckens zeigt im Inneren – im Fohnsdorfer Kohlenrevier gut erfaßt – W-E gerichtete Längsbrüche, an denen unter Zerrung der Südteil absinkt – wohl noch aus der Zeit vor der späteren kräftigen Einengung der Mulde (H. POLESNY, 1970, S. 171; K. METZ, 1973, S. 8).

Die am stärksten gestörte Randzone des Beckens liegt im Südwesten, wo die altbekannte Pölslinie (W PETRASCHECK, 1926/29, S. 152; A. KIESLINGER, 1928; J. STINY, 1931; K. METZ, 1958, 1973, 1978; A. TOLLMANN, 1970 a, S. 65; E. WORSCH, 1972, S. 115 etc.) durchstreicht. Sie zieht mit SE-Verlauf von Pöls unter den Murschottern E des Falkenberges, bei Murdorf E Judenburg, über den in enge Bruchstaffeln zerlegten und überkippten Bereich bei Ma. Buch 4 km ESE Judenburg, bis in den zwar nicht mehr überkippten, aber in eine Reihe schmaler tektonischer Lamellen zerlegten Raum bei Eppenstein, wo sie eine NE-Störung abschneidet. Auch die östlichen Ränder des Beckens sind durch ein Störungsgitter bedingt. Im NE verbindet ein Korridor mit Tertiär über einen an Querstörungen abgesenkten Kristallinrücken zwischen Tremmelberg und Gulsen das Fohnsdorfer Becken mit dem im Nordosten angrenzenden Seckauer Tertiärbecken.

Zusammenfassend ergibt sich als zeitliche Abfolge der Genese (K. METZ, 1973, S. 23) zunächst ein synsedimentärer Absenkungsvorgang, dann, während der Ablagerung der Hangendschichten nach der Kohlenbildung, der Abriß des Beckens an einer NW-Linie gegenüber dem Westrahmen, später die kräftige Einengung der Beckenfüllung unter Bildung südwestvergenter Falten bis Schuppen. Nach magnetischen Messungen (K. METZ et al., 1978) scheint das Fohnsdorfer Becken durch eine WNW-streichende Schwellenzone in zwei Teilbecken gegliedert zu sein.

5. Bergbau: Mit dem Abbau der Glanzkohle – zuerst in Tagbauen – wurde, nach einem ersten Versuch im Jahre 1675, bereits im 18. Jahrhundert begonnen. Die Kohle tritt entlang des Nordrandes des Beckens mit einem 18°–26° steilen südlichen Einfallen von Dietersdorf im Westen über Fohnsdorf, Rattenberg bis Schönberg NW Knittelfeld auf, wobei sie, wie oben erwähnt, von W nach E an Mächtigkeit abnimmt. Bei einer Gesamtmächtigkeit des Flözes von 8–12 m im Fohnsdorfer Revier wird in erster Linie der höhere Teil, die reine Oberbank, abgebaut, während der tiefere Teil des Flözes, die Unterbank, schiefrige Einlagerungen zeigt. Der Hauptabbau der Kohle fand im Fohnsdorfer Revier bis Dietersdorf und Sillweg statt. Untergeordneter Bergbau in dieser Nordrandzone galt dem 1,3–0,5 m mächtigen Flöz in Schönberg NW Knittelfeld. Um den Gegenflügel am Südrand des Beckens zwischen Judenburg und Weißkirchen zu finden, wurden viele Anstrengungen unternommen, die Schurfschächte blieben unrentabel. Ferner ging in der kleinen, stark gefalteten nördlichen der drei Feeberger Kohlenmulden, die dem Hauptbecken im Südwesten jenseits des Liechtensteinbergzuges vorgelagert

sind, in alten Zeiten ebenfalls der Kohlenbergbau um (W PETRASCHECK, 1926/29, S. 153). Neue Daten über Auftreten und Ausbildung des Kohlenflözes faßt H. POLESNY (1970, S. 23 ff.) zusammen, der in Beilage 15 a–h Profile neuerer Kohlenbohrungen mitteilt. Unter allen Kohlenbergbauen des Beckens war der in große Tiefe, über 730 m weit unter den Meeresspiegel, vorgedrungene Bergbau Fohnsdorf am längsten in Betrieb. Im Jahre 1975 betrug die Förderung an Glanzkohle 402.200 t. Der Abbau wurde 1977 eingestellt. Die Vorräte umfassen noch 13,7 Mio. t an sicheren und wahrscheinlichen Vorkommen.

ζ) Das Seckauer Becken

1. Überblick: Das Seckauer Becken stellt eine heute tektonisch selbständige Tertiärmulde dar, die mit einer Länge von 14 km in West-Ost-Erstreckung nordöstlich des Fohnsdorfer Beckens dahinzieht und von seiner NE-Ecke einen langen, schmalen, an der verlängerten Trasattellinie eingesenkten Tertiärstreifen über Kraubath nach St. Michael entsendet (Abb. 261). Oberflächlich allerdings hängt das Seckauer Tertiärbecken mit dem Fohnsdorfer Becken durch einen Miozän-Steg über der Grundgebirgsschwelle im Raum von Kobenz N Knittelfeld zusammen, symbolisch auf die einst gemeinsame Bildungsgeschichte des Tertiärs in diesem Raum hinweisend, das auch grundsätzlich die gleiche Seriengliederung aufweist.

2. Stand der Erforschung Kraft seines Zusammenhanges mit dem Fohnsdorfer Becken wurde das Gebiet stets gleichzeitig mit dem benachbarten Hauptbecken studiert, sodaß auf die Berichte über das Fohnsdorfer Becken verwiesen werden kann (s.o. und W PETRASCHECK, 1926/29, S. 154). Eine monographische Bearbeitung der Oberflächengeologie des Seckauer Beckens ist dementsprechend auch in der Untersuchung von H. POLESNY (1970) enthalten. Außer seiner Karte (Beil. 2, 2 a) über das gesamte Gebiet sind Teilstücke auf den offiziellen Kartenblättern Leoben (J. STINY & F. CZERMAK, 1932: Ostteil) und Oberzeiring (K. METZ, 1967: Westteil) enthalten.

3. Die Sedimentfüllung des Seckauer Beckens erreicht im Westteil etwa 300 m Mächtigkeit, im Bereich des Verbindungsstückes zum Fohnsdorfer Becken wächst sie über 450 m, vielleicht bis auf 600 m an. Die dem Fohnsdorfer Becken grundsätzlich ähnliche Schichtfolge des Karpat bis Unterbaden (S. 595 ff.) zeigt gewisse Unterschiede durch eine vom Rahmen her bedingte andersartige Schuttlieferung, durch geringe Mächtigkeit im Zusammenhang mit der schwächeren Subsidenz und durch einen Ersatz des Fohnsdorfer Horizontes durch drei andere Flözniveaus. Die Schichtfolge im Seckauer Becken ist besonders durch drei Bohrungen der Alpine-Montan Ges. geklärt worden (H. POLESNY, 1970, Beil. 10, 15 f.; L. WEBER & A. WEISS, 1983, S. 110), durch welche deutlich wurde, daß die ältesten Teile der Schichtserien nur in der Beckentiefe vorhanden sind und am Nordrand bereits hangende Anteile transgredieren: Auch hier liegt der Beginn der Absenkung und die heutige Beckenachse wie im Nachbarbecken gegen Süden verschoben.

Die Serie besteht im einzelnen wiederum aus (a) Liegendsandstein, aus dem nur in Bohrungen im Süden Kohlenspuren führenden Fohnsdorfer Horizont (b), der folgenden Congerienbank (c) mit *Congeria* cf. *antecroatica* KATZER u.a. und den Hangendschichten (d) aus Ton- und Sandstein mit Kieslagen, die weit über die älteren Sedimente gegen Norden ausgreifen. Im tieferen Teil sind mehrere, im allgemeinen etwa 30 cm

(maximal angeblich 1,50 m) mächtige Glanzkohlenflöze eingeschaltet. Fossilfunde aus dem Gebiet E des Gradenbaches beim Leitold und Wieser 3 km WNW Seckau erbrachten *Congeria* cf. *antecroatica* KATZER, *C. neumayri* ANDRUS., *Physa norica* TAUSCH und *Theodoxus crenulatus* AIGNER (A. AIGNER, 1925, S. 191; H. POLESNY, 1970, S. 112 f.). Aus diesen Hangendschichten stammt auch der in einem Steinbruch 500 m NE der Seckauer Abtei aufgeschlossene „Seckauer Sandstein", über dessen Verwendung – vor allem beim Bau der romanischen Basilika Seckau – A. KIESLINGER (1953, S. 42 ff.) berichtet hat. Diese Schichtgruppe a–d gehört dem Karpat an. Die auflagernden Blockschotter des Eichberges am Südrand des Beckens sind hingegen wiederum dem Unterbaden zuzurechnen.

Eine grundsätzlich analoge Schichtfolge umfaßt auch die vom Seckauer Becken nach NE weiterlaufende schmale Tertiärsenke von Laas, die im Streifen Kraubath – St. Michael i.O. fortsetzt (H. POLESNY, 1970, S. 120 ff.). Hier stellen sich im Karpat Andesittuffite NE Grenk ein.

4. Der Bau des Beckens ist wiederum durch die Asymmetrie mit einer gegen Süden verschobenen Längsachse der Beckeneinmuldung charakterisiert. Die Einsenkung erfolgte auch hier synsedimentär bereits während des Karpat. Analog den Verhältnissen im Nachbarbecken lagern die südfallenden Schichten am Nordrand, abgesehen vom Abschnitt bei Wasserleith 6 km ENE Seckau, störungsfrei auf. Im Westen wird das Bekken durch eine meridionale Störung entlang des Vorwitzbaches 6 km W Seckau begrenzt. Im Nordosten des Beckens reicht, wie bereits W SCHMIDT (1920, S. 543) erkannt hat und wie das Satellitenbild bestätigt (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1), die Trasattellinie über die Laaser Mulde herein. Weithin schließlich bildet die geknickte Westfortsetzung der Pöllerlinie den Südrand des Beckens, südlich Seckau bis in Richtung Gaal weiterlaufend (H. POLESNY, 1970, Beil. 1, A. TOLLMANN, l.c.).

η) Der Tertiärstreifen Kraubath – St. Michael

In Fortsetzung der Tertiärvorkommen gegen Osten läuft ein beiderseits entlang des Westabschnittes der Trasattellinie eingesenkter Streifen, an die Laaser Tertiärsenke (s.o.) im Osten anknüpfend, über Kraubath und St. Stefan nach St. Michael in Oberstmk. fort (Abb. 261), zum guten Teil allerdings durch Alluvionen verdeckt. Die bei Leising SW Kraubath verschwindenden Schiefertone kommen bei St. Stefan mit SE-Fallen wiederum zutage, hier bis 1100 m hoch empor zur Gleinalpe im Süden des Ortes von Blockschottern begleitet. Das hauptsächlich im Talboden verdeckte Tertiär bei St. Michael reicht mit sandig-schiefrigen, kohlenführenden Ablagerungen NW des Ortes am Gehänge empor, dort seinerzeit auch beschürft. Die begleitenden Schotter des Karpat enthalten hier bereits reichlich kalkalpines Material, auf einen von Norden kommenden Fluß hinweisend – W PETRASCHECK 1926/29, S. 155; J. STINY & F. CZERMAK, 1932, Kt., A. WINKLER-H., 1951 a, S. 499. Refraktionsseismische Messungen haben im Westteil dieses Streifens Mächtigkeiten um 150 m ermittelt, die gegen Osten hin bis in das Gebiet von Kaisersberg auf 20 m absinken. Die lange im Untergrund vermutete Westfortsetzung der Trasattellinie konnte hierbei als ein in der Achse des Beckens in SW-Richtung verlaufender Bruch mit Absenkung des Nordflügels von 40 m (NE) bis 80 m (SW) erfaßt werden (F. WEBER, 1977).

ϑ) Die Leobener Tertiärmulde

1. Überblick. Die Leobener Kohlenmulde erstreckt sich mit einer Länge von 5 km nicht im Talgrund der Mur bei Leoben, sondern, durch einen niedrigen Riegel aus Gesteinen der Grauwackenzone getrennt, nördlich des Ortes zwischen Donawitz und Proleb beiderseits des Seegrabens. Diese Seegrabener Hauptmulde mit west-östlichem Verlauf ist einerseits durch das transgressive Hangendkonglomerat mit der nördlich davon gelegenen untergeordneten Tollinggrabenmulde verbunden und besitzt andererseits einen gegen Osten fortsetzenden Ausläufer, der unter dem Murtal-Alluvium sich über die Tertiärrelikte zwischen Niklasdorf und Utschthal in der Taltiefe mit dem Glanzkohle führenden Tertiär von Bruck/Mur (W Petrascheck, 1926/19, S. 164 f.) verbindet (Abb. 261).

Das Becken ist, ganz analog den zuvor besprochenen Kohlenbecken von Fohnsdorf und Seckau, unsymmetrisch mit gegen Süden verschobener Längsachse eingesenkt, im Süden gestört, und dort wird die Schichtfolge z. T auf verkehrt überkippt. Der Beckeninhalt weicht doch von jenem der Fohnsdorfer Mulde in manchem ab, das mächtige Kohlenflöz liegt als Grundflöz an der Basis, der Gesamtcharakter der Serie mit den Hauptablagerungen des limnisch-fluviatilen Zyklus im Karpat und einem diskordant lagernden abschließenden Konglomerat des Unterbaden ähnelt aber grundsätzlich jenem der übrigen Mulden der Norischen Senke.

2. Erforschung Durch den bedeutenden Kohlenreichtum im Grundflöz, das nachweislich seit 1606 abgebaut worden ist, andererseits eine sehr reiche und früh untersuchte Flora sowie Wirbeltierfauna hat dieses Becken seit langem die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen. Über den geologischen Aufbau und die Schichtfolge des Beckens informiert nach den älteren, dort zitierten Vorarbeiten aus Tunner's Jahrbuch seit 1841 zum ersten Mal ausführlich D. Stur (1864, S. 224 ff.), der bereits die Hauptzüge

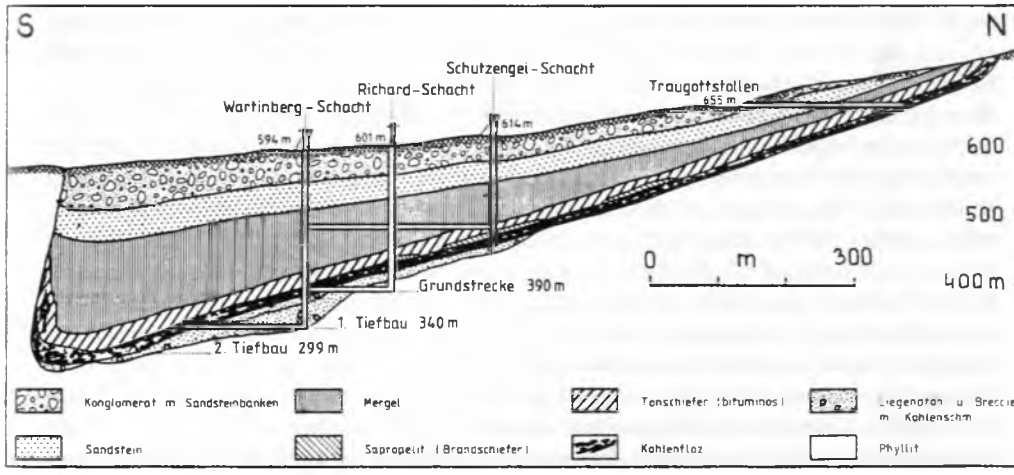


Abb. 263: Profil durch die Seegrabener Mulde bei Leoben, nach R. Pohl (1931) aus L. Weber et al. (1983, Abb. 41).

der Schichtfolge, das Auftreten der Kohle, das diskordante Vorgreifen der Hangendkonglomerate und deren petrographische Zusammensetzung mit Rückschlüssen auf das Herkunftsgebiet beschreibt. Die Kenntnis der fossilen Flora wird durch die monographischen Arbeiten von C. v. ETTINGSHAUSEN (1878 a, 1888, 1893) mit der Beschreibung von über 400 verschiedenen Pflanzenarten eröffnet, das Studium der Säugetierfauna setzt mit der Aufsammlung durch J. RACHOY (1863) ein, aus dessen Material zunächst E. SUESS *Dinotherium bavaricum* H. v. MEYER bestimmt hat.

Kurze zusammenfassende Darstellungen aus unserem Jahrhundert liegen durch W PETRASCHECK (1926/29, S. 160 ff.), H. LACKENSCHWEIGER (1937), H. FLÜGEL (1975 a, S. 102 ff.) und L. WEBER & A. WEISS (1983, S. 116 ff.) vor. Kartenmäßig ist das Becken z. B. bei W PETRASCHECK (l.c.), J. STINY et al. (1932) und H. FLÜGEL (1960) erfaßt.

3. Schichtfolge (Abb. 263): Die Größenordnung der Mächtigkeit der Serie ergibt sich aus dem Umstand, daß das Muldentiefste im Bergbau Münzenberg in 250 m Tiefe erreicht worden ist. a) Nur im tiefsten Teil des Beckens trifft man die sogenannten Liegendschichten, eine bis maximal 50 m mächtige lokale Folge von Phyllitbrekzien, Sandsteinen und Tonschiefern mit einem unbedeutenden Liegendflöz. b) Es folgt darüber weit ausgreifend das in der gesamten Mulde sehr konstant auftretende Grundflöz mit maximal 20 m Mächtigkeit, dem der Abbau galt. Die durchschnittliche Mächtigkeit dieses Flözes beträgt im zentralen Teil 12 m und nimmt nach Westen und Osten ab. Das Glanzkohlenflöz ist durch vier dünne Tonschieferlagen gegliedert, die auch Andesit- bis Dazit-Tuffe enthalten (A. MARCHET, 1934). c) Nach 2,5 m mächtigen tuffführenden „Brandschiefern" setzen (d) bis 25 m bituminöse Tonschiefer auf, die reich an einer verkieselten Flora sind (C. v. ETTINGSHAUSEN, 1888 [411 Arten!], 1893; P MENZEL, 1930; E. HOFMANN, 1933, S. 160 ff.; 1939, S. 153), in der Zweig- und Zapfenreste von *Sequoia, Taxodium, Glyptostrobus, Callitris, Thuyites* und *Pinus halepensis* sowie reichlich Blattreste enthalten waren. Die Fischfauna aus diesen Schiefern mit *Leuciscus papyraceus* AG., *L. macrurus* AG., *L.* cf. *oeningensis* AG. und *Chondrostoma* cf. *stephani* (v. MAYER) hat W WEILER (1930, S. 57 ff.) beschrieben und abgebildet (vgl.: P MENZEL et al., 1930). Der wiederholt kolportierte Fund eines Haizahnes aus dieser Schichtgruppe, auf eine nahe Verbindung mit dem Meer hinweisend, ist zu bezweifeln. e) Es folgen bis 140 m mächtige Sandsteine und Tonmergel mit Konglomeratlagen, dann das etwa 60 m starke (f) Hauptkonglomerat mit Phyllit- und kalkalpinen Geröllen, hierauf der bis 40 m mächtige blaugrüne mergelige Hangendsandstein (g). Aus ihm stammen die berühmten Wirbeltierfaunen (A. HOFMANN & A. ZDARSKY, 1906; A. ZDARSKY, 1910; K. REDLICH, 1906; F. BACH, 1909; G. SCHLESINGER, 1917; E. THENIUS, 1949—59; M. MOTTL, 1955 a, 1961, 1970; zusammenfassende Liste bei H. FLÜGEL, 1975, S. 133 f.) einer bereits durch Savannen- und Steppenelemente wie Antilopen, Hirsche, Nashörner sowie weitere Paarhufer gegenüber der älterkarpatischen Sumpfwaldfauna von Wies-Eibiswald gut abgehobenen Gemeinschaft eines kontinentalen Klimas, für die etwa *Brachypotherium brachypus* (LART.), *Aceratherium tetradactylum* (LART.), *Anchitherium aurelianense* (CUV.), *Xenochoerus leobense* (ZDARSKY), *Dorcatherium crassum* (LART.), *Dinotherium bavaricum* H. v. MEYER, *Gomphotherium angustidens tapiroides* (CUV.) etc. bezeichnend sind. h) Die Beckenfüllung schließt mit dem bereits dem Unterbaden angehörigen Hangendkonglomerat, das, frei von kalkalpinem Material, nur aus lokalem Grundgebirgsschutt besteht.

4. Tektonik Das Profil durch das Kohlenbecken (Abb. 263) zeigt die erwähnte Asymmetrie mit gegen Süden verlagerter Achse. Der Nordschenkel lagert mit 20°–60° steilem Südfallen dem Phyllit der Grauwackenzone normal auf, der Südrand wird durch den gewaltigen Seegrabenbruch (W SCHMIDT, 1920, S. 554) mit einer Anhebung des Südrahmens um 360 m abgeschnitten. Entlang dieses Bruches, dessen Fortsetzung in der Brucker Störung vermutet wird, kam es zu einer staffelförmigen Hochschleppung des Flözes an untergeordneten Parallelstörungen.

5. Kohle Der Abbau der Kohle des Grundflözes der Seegrabener Hauptmulde erfolgte durch drei Betriebe (Münzenberg, Schutzengelbau, Draschebau). Die Kohle, die in diesem Becken bis 20 m Mächtigkeit erreichte, wies in der Tollinggraben-Teilmulde 4–12 m auf. Dieses Grundflöz bestand aus Glanzkohle mit geringem Aschengehalt. Der Bergbau Seegraben war noch bis 1964 in Betrieb, dann wurde auch er nach 238jähriger ununterbrochener Betriebsdauer wegen fast vollständiger Auskohlung der Lagerstätte eingestellt (mögliche Restsubstanz 185.000 t). Seit der Inbetriebnahme wurden hier 32 Millionen t hochwertige Glanzkohle abgebaut.

ι) Das Trofaiacher Becken

Ähnlich wie im oberen Murtal im Raum östlich des Tamsweger Beckens eine bruchtektonisch angelegte Doppeltalung über den Raum Oberzeiring – Murau zieht, so stellt sich auch im Ostabschnitt der Norischen Senke streckenweise eine doppelte Folge von Tertiärbecken ein, zu deren Nordzug das Trofaiacher Becken und das Aflenzer Becken im Osten zählen.

Bau und Inhalt des oberflächlich sehr stark durch quartäre Terrassenschotter verhüllten Beckens sind nur sehr unzureichend bekannt. W PETRASCHECK (1926/29, S. 165 f.) hat das bis dahin Bekannte zusammengetragen, J. STINY et al. (1932) lieferten auf Blatt Leoben eine kartenmäßige Darstellung des Tertiärs dieses Beckens. L. WEBER & A. WEISS faßten 1983, S. 123 ff., erneut zusammen.

Die Liegendschichten des Beckens sind bei Kurzheim und Gimplach NW Trofaiach in Form grellroter Konglomerate und Schiefertone aufgeschlossen. Die Hauptverbreitung weist der höhere Mergel- und Mergelsandsteinkomplex auf. Die darin in geringen Mächtigkeiten und in ihrer Zahl und Position nicht genau fixierten Kohlenflöze sind in der nordrandnahen Zone bei Gimplach einst abgebaut worden (H. GUTMANN et al., 1903, S. 70 f.). Eine kleine, artlich bestimmte Flora von Gimplach mit *Laurus, Sapindus, Magnolia, Ficus, Myrica* etc. erwähnte E. HOFMANN (1933, S. 158 f.).

Die geradlinige Südostbegrenzung des 13,5 km langen Beckens spricht dafür, daß hier eine Bruchlinie den Beckenrand bildet. 1911 hat ja H. VETTERS die regional in Fortsetzung des Trofaiacher Beckens gegen Osten hin wirksame Trofaiachlinie entdeckt und beschrieben, deren westliche Fortsetzung allgemein in die vermutete Südrandstörung des Beckens hineingeführt wird. Über Verlauf und Wirkungsweise des Trofaiachbruchsystems (O. HOFMANN, 1955, S. 42 f.) liegen nun doch neue Beobachtungen vor, die entgegen der Auffassung des Verfassers (Bd. 1, S. 227) eine Seitenverschiebung nahelegen (J. NIEVOLL, 1983).

x) Das Aflenzer Becken

1. Position. Im Bereich des Mürztales erscheint das Tertiär der Norischen Senke sogar in drei parallelen Zügen eingeklemmt erhalten, von denen der nördliche Zug das Aflenz-Turnauer Becken, der mittlere die Tertiärreste entlang des Mürzlängstales selbst zwischen Kapfenberg-Parschlug im Westen und Spital am Semmering im Osten und der südliche Zug die Vorkommen der Waldheimat bei St. Kathrein a. Hauenstein enthält. Wir wenden uns zunächst dem WSW-ENE streichenden Aflenzer Becken zu, das mit einer Länge von 18 km an der Grenze von der Grauwackenzone zu den Kalkalpen südlich vom Hochschwabzug eingesenkt ist.

2. Erforschungsgeschichte. Über die frühesten geologischen Forschungen im Aflenzer Becken bis 1850 zurück berichtete D. Stur (1864, S. 219), der eine erste Bestandsaufnahme über den Schichtinhalt und die bis dahin bekannten pflanzlichen und tierischen Fossilreste vorlegte. Der erste Kohlenabbau im Aflenzer Becken datiert, nach dem Patent von 1819, aus dem Jahre 1836. Eine erste Flora wurde durch F. Unger im Jahre 1848 von Aflenz bekanntgemacht, ihr Bestand von Ch. Papadopoulos (1977, S. 23) erweitert. Über erste Funde von Säugetierresten berichtete H. v. Meyer (1847, S. 190). Diese Fossilangaben aus dem Göriacher Lignitbergbau wurden später von einer Reihe von Autoren ergänzt. Von A. Hofmann (1893 b) wurde die reiche Fauna monographisch bearbeitet, von E. Thenius (1949, 1950) – namentlich der Anteil an Carnivoren – revidiert.

Zusammenfassende geologische Darstellungen aus unserem Jahrhundert liegen durch W Petrascheck (1926/29, S. 170 f.), E. Spengler (1926 b), E. Spengler & J. Stiny (1926 b, S. 74 ff.), H. P Cornelius (1938, S. 122 ff.) und L. Weber & A. Weiss (1983, S. 137 ff.) vor, wobei von E. Spengler (1926) auch die kartenmäßige Darstellung des Bekkens stammt, dessen östlichster Abschnitt noch in das Kartenblatt Mürzzuschlag (H. P Cornelius, 1936) fällt.

3. Schichtfolge und Fossilinhalt. Die Gesamtmächtigkeit der Beckenfüllung beträgt mindestens 250 m. Als Basisbildungen treten (a) Grundbrekzien und Grundkonglomerate mit Mächtigkeiten von 100 m und mehr auf, deren Material je nach Position aus den Kalkalpen, der Grauwackenzone und aus zentralalpinem Mesozoikum und Kristallin stammt. Über einer schmalen Tonmergellage folgt nun (b) die Flözzone. In dieser lagert zunächst das 6 m mächtige, durch zwei dünne Schiefertonlagen untergliederte untere Lignitzflöz (Simoniflöz bei Göriach), dann, durch sandig-tonige, insgesamt 15 m mächtige Zwischenmittel getrennt, noch ein bis 6 m mächtiges mittleres Flöz (Barbaraflöz) und schließlich das bis 5 m mächtige Hangendflöz (Josefiflöz). c) Feinkörnige Hangendsandsteine und Mergel mit Süßwasserschnecken schließen gegen oben an. d) Im westlichsten abgetrennten Beckenteil S Etmißl treten grobe Schotter auf, die jedenfalls in das Hangende der Flözzone gehören, in ihrer Altersstellung aber unsicher sind.

Dem Schichtinhalt des Aflenzer Beckens käme, wie im folgenden ausgeführt, auf Grund des Badenien-Alters der bereits aus dem Liegendflöz stammenden Wirbeltierfauna eine Sonderstellung gegenüber den bisher besprochenen Becken der Norischen Senke zu, in denen nur die abdeckenden Grobschotterserien, nicht aber der Inhalt des Beckens dieser jüngeren Formation angehört.

Die reiche Flora aus dem vielerorts Blattreste führenden Schieferton stammt teils aus dem Kohlenbergbau, teils aus Obertageaufschlüssen (zuletzt 1,4 km W zu S Göriach). Sie umfaßt unter anderem (E. SPENGLER et al., 1926 b, S. 75 f.) *Taxodites oeningensis* ENDL., *Glyptostrobus europaeus* BR., *Sequoia langsdorfii* BR., *Liquidambar europaeum* A. BRAUN und *Cinnamomum polymorphum* A. BRAUN.

Zur umfangreichen Wirbeltierfauna, die aus dem untersten Flöz, dem Simoniflöz von Göriach, stammt, vermerken E. THENIUS (1949, S.753 ff.), M. MOTTL (1970, S. 108 ff.) und andere Autoren (vgl. M. MOTTL, l.c.), daß sie auf Grund ihrer Zusammensetzung und ihres Charakters eines typischen Sumpfwald-Biotops bereits dem unteren (nach MOTTL sogar dem mittleren) Badenien angehört. Aus der großen Artenzahl sei nur das interessanteste Element, ein kleinwüchsiger Anthropomorphe, der gibbonartige Affe *Pliopithecus antiquus* (BLAINV.) hervorgehoben (H. ZAPFE, 1969).

In neuester Zeit hat man das Augenmerk auch auf die durchaus nicht spärliche Mikrofossilführung dieser Süßwassersee-Ablagerungen des Aflenzer Beckens gerichtet: M. HAJÓS (1972) hat die an *Stephanodiscus*-Arten reiche Diatomeen-Flora aus einer Kieselgurlage der Schiefertonserie bei Aflenz bearbeitet, Ch. PAPADOPOULOS (1977, S. 19 ff.) auf die lagenweise reiche Süßwasser-Ostracodenfauna mit *Ilyocypris, Advenocypris, Caspiocypris, Cyprinotus* etc. aufmerksam gemacht.

4. Tektonik, Kohlenflöze Auch dieses Becken ist asymmetrisch gebaut, gegen Süden hin stärker eingetieft und am Südrand durch einen, allerdings nur streckenweise, erfaßten Bruch abgeschnitten. Über Betrieb und Exploration samt Bohrtätigkeit (1920, 1947) des Kohlenbergbaues im Aflenzer Becken geben die Arbeiten von H. GUTMANN et al. (1903, S. 72 ff.), W PETRASCHECK (1926/29, S. 170; 1937), E. SPENGLER et al. (1926, S.94 f.), Ch. PAPADOPOULOS (1977, S. 28 ff.) und L. WEBER et al. (1983, S. 137 ff.) Auskunft. Der seit 1836 bei Göriach betriebene Lignitbergbau lag in der Zeit von 1929–1945 still und wurde nach weiterem zehnjährigem Betrieb wegen ungünstiger Abbauverhältnisse endgültig heimgesagt. Jüngst wurden Prospektionsarbeiten auf Kieselgur durchgeführt (Ch. SCHMID et al., 1981).

λ) Das Tertiär von Parschlug, Kapfenberg und des Mürzlängstales

1. Position· Im unteren Mürztal stellen sich zwischen Kapfenberg und Spital am Semmering im Osten talgebundene Tertiärreste als zentraler Streifen der Norischen Depression ein. Beckenartige Weitungen treten hierbei bei Kapfenberg, Parschlug und Krieglach auf. Die Bindung des Tertiärs an diese Talfurche ist zweifellos einerseits durch eine schon zur Zeit der Sedimentation vorgegebene Senkungszone verursacht, andererseits aber sicherlich auch durch die im Talgrund verdeckt verlaufende, seismisch kräftig aktive und im Satellitenbild zu spürende Mürztalstörung mitbedingt, an der Schollenkippungen und Bewegungen vor sich gegangen sein mögen.

2. Regionale Besprechung der Teilstücke des Mürztaltertiärs (Abb. 260).

a) Das Kapfenberger Tertiär blieb zufolge der Aufspaltung der Kohlen in 13 Flöze bei Winkl NW Kapfenberg, die wirtschaftlich uninteressant sind, und durch die überwiegende Bedeckung der flözführenden Sandstein-Schieferton-Serie durch die transgredierenden Hangendschotter weitgehend unbekannt (W PETRASCHECK, 1926/29, S. 166 f.). Es ist auf der geologischen Karte Leoben (J. STINY & F. CZERMAK, 1932) zur Darstellung gelangt.

b) Größeres Interesse galt seit je der Parschluger Senke in einem Seitental nördlich von Kapfenberg, da hier wiederum ein geschlossenes, durchschnittlich 4 m mächtiges Glanzkohlenflöz vorliegt, das früher bei Parschlug untertage und im Tagbau seit Ende des 18. Jh. ausgebeutet worden ist (H. GUTMANN et al., 1903, S. 71 f.; K. GAULHOFER & J. STINY, 1912; W PETRASCHECK, 1926/29, S. 167; L. WEBER & A. WEISS, 1983, S. 127 ff.). Folgende, jedenfalls mehr als 375 m mächtige Serienabfolge wurde beschrieben: Basaler Sandstein mit Konglomeratlagen, Glanzkohlenflöz aus zwei Bänken bestehend, mächtiger Hangendton und -sandstein (A. WINKLER-H., 1951, S. 502). Die berühmte, bereits von F. UNGER (1848) bekanntgemachte Flora von Parschlug stammt aus letztgenannter Hangendschichtgruppe (D. STUR, 1864, S. 221), ist aber seit C. v. ETTINGSHAUSEN (1878 a, b) nicht neu bearbeitet worden, nur E. HOFMANN (1926) hat von dort die Pneumatophoren von *Taxodioxylon taxodioides,* das durch solche Atemwurzeln das sumpfige Milieu ertrug, beschrieben. Die Parschluger Senke ist ebenfalls im Süden durch einen Bruch begrenzt. Staffelförmige Querbrüche waren im Parschluger Kohlenbergbau mehrfach angefahren worden. Das Gebiet ist noch auf der Karte Blatt Leoben von J. STINY et al. (1932) enthalten.

c) Das in der Taltiefe bei St Marein verdeckte Tertiär wurde durch die Bohrungen Sölsnitz als unsymmetrische Mulde mit ihrem Tief nahe dem Südrand des Mürztales erfaßt (W PETRASCHECK, 1926/29, Abb. 84). Noch stärker nordvergent verformt ist die Kohlenmulde von Wartberg, bei der der Bergbau auf die hier 4–8 m, ja lokal 20 m mächtige Braunkohle im überkippten Schenkel aus Schieferton und Sandstein SE des Ortes angelegt worden ist (W PETRASCHECK, l.c., Abb. 85–86; H. P CORNELIUS, 1936, Kt., 1938, S. 109 f.; 1952, S. 13). Auch an der Kurzen Illach zwischen Krieglach und Langenwang bestand ein Bergbau auf die Braunkohlen-Grundflöze. Zur Kenntnis dieses Tertiärs von Kindberg-Wartberg trug E. HOFMANN (1933, S. 155 f.) durch die Bestimmung von 14 Laubbaumarten bei.

μ) Das Tertiär der Waldheimat

Dieses Tertiär nimmt mit unbedeutenden Vorkommen die südliche der drei dem Mürzlängstal parallel streichenden Senkungszonen ein, die jenseits südlich der Pretulalpe hinzieht. Die Hauptmulde der drei kleinen Vorkommen von kohlenführendem Tertiär liegt NE von St. Kathrein am Hauenstein bzw. NW von Ratten (J. STINY, 1922, Kt. Abb. 1, W PETRASCHECK, 1926/29, Abb. 89–90; 1937; H. P CORNELIUS, 1936, Kt., L. WEBER & A. WEISS, 1983, Abb. 50–52).

Die ersten wissenschaftlichen Meldungen über diese Kohlenmulde stammen von F. UNGER (1847) in seiner „Chloris protogaea", in der er Pflanzenreste von hier beschrieben hat. Die Erschließungsgeschichte schildert H. P CORNELIUS (1938, S. 119), der neben den obgenannten Forschern zur Kenntnis dieses Tertiärs beitrug.

Der Aufbau des Beckens von St. Kathrein ist einfach: In dem im Norden und Süden durch SSE-fallende Brüche eingesenkten Tertiär ist eine 180 m mächtige Folge aus einem geteilten Grundflöz, einer sandig-tonigen Hangendserie und einer diskordant über dieser (in der Mitte antiklinal aufgefalteten Basalgruppe) auflagernden Blockschottermasse erhalten.

E. HOFMANN (1926) hat diese Lagerstätte aus paläobotanischer Sicht betrachtet: Sie führte aus, daß die Kohle selbst aus Nadelhölzern und Farnen gebildet worden ist,

während die von ihr beschriebene Flora mit 20 Arten aus den Hangendschiefern eine andere Zusammensetzung aufweist, die Farne fehlen, es sind Blätter von *Castanea, Ficus* und *Sapindus* am häufigsten, Koniferenreste von *Pinus, Abies,* seltener *Sequoia* und *Taxodium* gesellen sich dazu.

Über die einst im Bergbau von St. Kathrein angetroffene Mächtigkeit und Qualität der Kohle berichtete zusammenfassend W PETRASCHECK (l.c.). Der Tagbau in der kleinen selbständigen Flözmulde am Kogl NNE Ratten in 1020 m Höhe war einst der höchstgelegene Braunkohlenbergbau Europas.

v) Das Braunkohlengebiet von Hart bei Gloggnitz

Im SE von Gloggnitz kommen bei Hart die östlichsten Ausläufer der kohlenführenden Süßwasserschichten des Karpat der Norischen Senke gerade noch an den Südrand des Wiener Beckens heran. Die Bildung dieser Beckenfüllung ging ja noch vor Einbruch des südlichen Wiener Beckens vor sich, so daß hier zu dieser Zeit keine Meeresingression in die Norische Senke möglich war. Diese Ingression schob sich erst in der Oberen Lagenidenzone des Badenien im nun folgenden Wiener Becken gegen Süden. Ein Braunkohlenbergbau, von dem heute nur Spuren der Kohlenhalde künden, war in der Zwischenkriegszeit hier noch in Betrieb (L. WEBER et al., 1983, S. 235 ff.).

Eine ganze Reihe kleiner, vielfach ebenfalls beschürfter kohlenhältiger Süßwasserbildungen des Karpatien schließt sich weiter im Süden, im Raum der Buckligen Welt, an, am bekanntesten vom Abschnitt Pitten–Schauerleiten (S. 557). Für Einzelheiten über diese kleinen Vorkommen aufgesplitterter Reste muß auf W PETRASCHECK (1926/29, S. 175 ff.) und L. WEBER et al. (1983, S. 238 ff.) verwiesen werden.

c) Literatur

A. AIGNER, 1925; F. BACH, 1909; H. P CORNELIUS, 1936, 1938, 1952; F. CZERMAK, 1932; C. v. ETTINGSHAUSEN, 1857, 1878 a, b, 1888, 1893; Ch. EXNER, 1957; H. FLÜGEL, 1960 b, 1975 a; K. GAULHOFER & J. STINY, 1912; M. HAJÓS, 1972; M. HEINRICH, 1978; F. HERITSCH, 1908; A. HOFMANN, 1893 b; A. HOFMANN & A. ZDARSKY, 1905; E. HOFMANN, 1926, 1927, 1933, 1939; O. HOMANN, 1955; A. HUSSAIN & G. WALACH, 1980; A. KIESLINGER, 1953; W KLAUS, 1977; E. KNOBLOCH, 1977; B. KUBART, 1924; H. LACKENSCHWEIGER, 1937; A. MARCHET, 1934; P MENZEL et al., 1930; K. METZ, 1958, 1967, 1973, 1978; K. METZ et al., 1978, 1980; H. v. MEYER, 1847; M. MOTTL, 1970; J. NIEVOLL, 1983; K. OESTREICH, 1900; CH. PAPADOPOULOS, 1977; W PETRASCHECK, 1924, 1926/29, 1937, 1955; H. POLESNY, 1970; J. RACHOY, 1863; K. REDLICH, 1898, 1906; F. X. SCHAFFER, 1909; CH. SCHMID et al., 1981; W SCHMIDT, 1920; R. SCHWINNER, 1926; E. SPENGLER, 1926 b; E. SPENGLER & J. STINY, 1926 a, b; F. SPRUNG, 1842; R. STABER, 1933; J. STINY, 1922, 1931; J. STINY & F. CZERMAK, 1932; D. STUR, 1855, 1864, 1871; E. THENIUS, 1949, 1950; A. THURNER, 1951 b, 1952, 1958 a, b; A. TOLLMANN, 1970 a, 1977 a; F. UNGER, 1847, 1848; H. VETTERS, 1911; F. WEBER, 1977; L. WEBER & A. WEISS, 1983; A. WINKLER-HERMADEN, 1951 a; E. WORSCH, 1972; H. ZAPFE, 1956, 1969; A. ZDARSKY, 1910.

10. Das Ennstal-Tertiär

a) Überblick

Entlang der Ennstalfurche, die dem gewaltigen Längsbruchsystem der Ennstalstörung folgt, sind mehrerenorts spärliche Überreste von tertiären Süßwasserablagerungen erhalten geblieben. Wir treffen diese teils talgebundenen, teils auch auf die benachbarten Höhen emporsteigenden Reste – von Westen nach Osten fortschreitend – bei Wagrein, in der Lobenau E Radstadt, auf der Stoderalpe WNW Gröbming, im Raum Stainach-Wörschach und bei Hieflau im Gesäuse. Das genaue Alter dieser Vorkommen ist trotz Pflanzenfunden und Sporenanalyse noch nicht festgelegt, Spätoligozän bis Frühmiozän kommen in Frage. Auch ist die lang diskutierte Beziehung zu den Augensteinschottern der Hochplateaus der Kalkalpen, die die meisten Forscher als direkt dem Ennstaltertiär altersmäßig und genetisch zugehörig denken, noch nicht endgültig abgeklärt. Auch diese geringen Reste des Ennstaltertiärs sind auf Grund ihrer kleinen Kohlenvorkommen teils durch Stollen untersucht worden, teils wurden darin (Stoderalpe) sogar noch in unserem Jahrhundert Kohlenbergbaue betrieben – Abb. 264.

b) Erforschungsgeschichte

Das Tertiär von Wagrein ist seit H. Prinzinger (1850, S. 604) und K. Peters (1854, S. 815) bekannt. Jenes von Lobenau bei Radstadt wurde von C. W Gümbel (1889, S. 231) entdeckt. Im Tertiär der Stoderalpe bei Gröbming wurde 1896 mit dem Kohlenbergbau begonnen (H. Gutmann et al., 1903, S. 52), zwei Jahre später wurde E. v. Mojsisovics (1898, S. 14) darauf aufmerksam. Aus dem Stainacher Abschnitt hat bereits D. Stur (1853, S. 478) Pflanzenfunde gemeldet. Das Tertiär von Hieflau wurde als jüngster derartiger Rest erst von J. Stiny 1919 entdeckt (J. Stiny, 1927, S. 38).

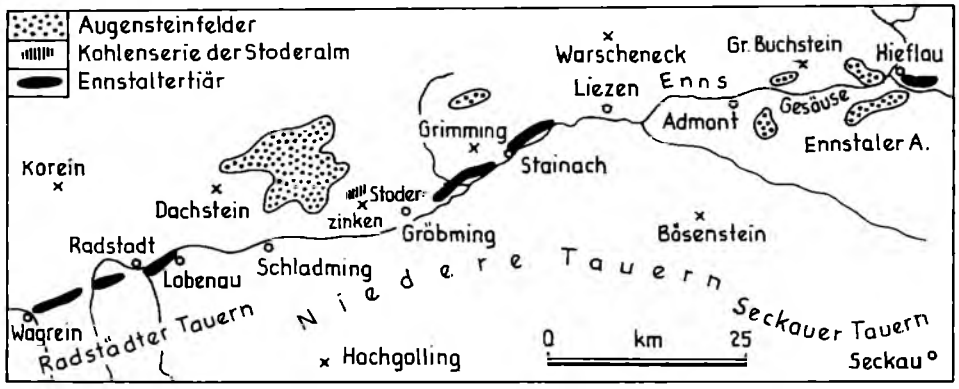


Abb. 264: Das Ennstaltertiär, nach A. Winkler-Hermaden (1950, Abb. 1).

Nur das Vorkommen der Lobenau bei Radstadt hat eine monographische Bearbeitung durch F. TRAUTH (1918) erfahren. Ansonsten sind es meist kurze Notizen, die über diese Vorkommen berichten, mit denen sich vor allem in langjähriger Tätigkeit A. WINKLER-HERMADEN (1928 c, 1929 b, 1950, 1951 a, 1957) immer wieder beschäftigt hat, hierbei in der Auffassung über das Alter dieser Reste zu immer jüngeren Daten greifend. Die letzte vergleichende Studie erfolgte durch A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN (1962).

c) Regionale Besprechung

α) Das Tertiär von Wagrein

Die letzte umfassende Darstellung von Wagrein hat F. TRAUTH (1925, S. 196 ff.) nach eigener Kartierung des Gebietes gegeben und eine Karte (Taf. 2) des Tertiärstreifens vorgelegt, der vom Norden Wagreins gegen ENE zieht und südlich vom Wagreiner Sattel über den Ausgang des Flachautales bis zum Zauchtal S Altenmarkt in einer Länge von 10 km durchstreicht. Dieses Tertiär ist durch Einklemmung an der gewaltigen Störung, die vom Salzachlängstal zum Ennslängstal zieht, erhalten, eine Störung tertiären Alters, deren Wirkung und Position bei W HEISSEL (1951 a, S. 75) und H. MOSTLER (1964, S. 188) geschildert ist und die im Satellitenbild als eine der prächtigsten Großstörungen der Ostalpen so sehr ins Auge springt (A. TOLLMANN, 1977, Taf. 1).

Die Schichtfolge ist besonders zufolge der Aufschlüsse im Kohlenstollen im Steinbachgraben NW Flachau näher bekannt: Über einem groben Konglomerat im Norden lagert unter Südfallen eine Wechselfolge von glimmerreichen Sandsteinen und Konglomeraten, über welcher ein feiner Sandstein mit über acht Flözen aus Glanzkohle als Hangendstes aufliegt.

Seit der Bestimmung von Pflanzenresten durch C. v. ETTINGSHAUSEN in H. PRINZINGER (1850, S. 604) als *Carpinus alnifolia* (GOEPP.), *Ficus tiliaefolia* A. BR., *Cupania miocenica* (ETT.) SCH. und *Cupressina* ist das tertiäre Alter bekannt, während eine nähere Zuordnung (Untermiozän, Wende zum Mittelmiozän etc.) vielfach diskutiert, aber nicht entschieden ist (vgl. F. TRAUTH, 1925, S. 191, 197; A. WINKLER, 1928, S. 183 ff., A. TOLLMANN et al., 1962, S. 338 etc.). Auch eine Neuuntersuchung der Sporen durch W KLAUS (1958, S. 299) brachte keine Entscheidung in der Altersfrage, indem dort nur „Miozän" vermutet wird.

Die im Wagreiner Tertiär durch Versuchsstollen seit 1851 (K. PETERS, 1854, S. 815) wiederholt angetroffenen schmächtigen „Flözchen" weisen nirgends bauwürdige Mächtigkeiten auf (eingehende Besprechung bei L. WEBER & A. WEISS, 1983, S. 177 f.).

β) Das Tertiär bei Radstadt

Wiederum stammt die zusammenfassende Darstellung dieses kleinen Tertiärrestes, der am besten in der Lobenauer Ziegelei und 1 km ESE Radstadt aufgeschlossen war, von F. TRAUTH (1918: Monographie; 1925, S. 194 ff.. zusammenfassende Kurzdarstellung). Neuere detailliertere Mitteilungen gehen auf A. WINKLER (1928, S. 187 f.; 1950, S. 256 ff.) und K. HIRSCHBERG (1965, S. 54 f.) zurück.

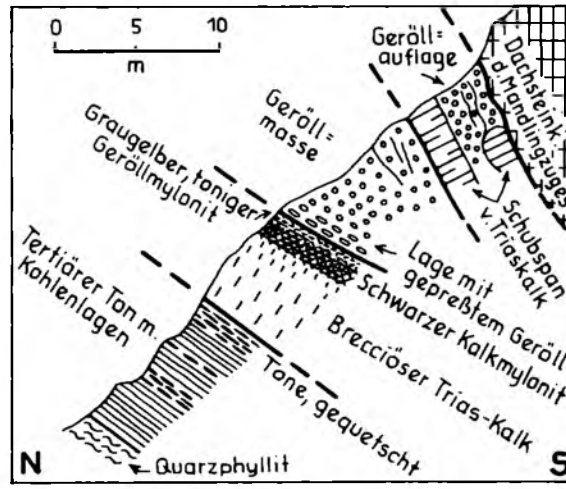


Abb. 265: Profil durch das Tertiär von Lobenau E Radstadt, nach A. WINKLER-HERMADEN (1950, Abb. 3).

Danach sind folgende Tertiärreste im Bereich der Ziegelei und des Steinbruches von Lobenau erhalten (Abb. 265). Ein 6 m mächtiger Zug aus Ton mit Kohlenschmitzen ist in tieferer tektonischer Position, eine Partie aus 6 m mächtigem Schotter mit stark gequetschten Geröllen in höherer Lage in die Mandlingtrias mäßig steil südfallend eingeschuppt. Solche Schotter, die auch noch in weiteren Vorkommen im Bereich des Mandlingspanes auftreten (A. WINKLER-H., 1950, S. 260), werden von WINKLER nun doch auch entgegen seiner 1928, S. 188, geäußerten abweichenden Meinung als altersgleich mit den tertiären Tonen gewertet. Diese Schotter haben seit C. GÜMBEL (1889) deshalb besonderes Interesse erweckt, da in ihnen fossilführende Eozängerölle vorhanden sind. Entgegen der Bearbeitung von F. TRAUTH (1918) handelt es sich hierbei nicht um Mitteleozän, sondern um Ilerd bis Cuis, also Untereozän (H. HAGN, 1967, S. 292; W JANOSCHEK, 1968, S. 154). HAGN fand darin auch Gosau-Gerölle, was ja bei einer Herkunft des übrigen Materials dieser Schotter, die besonders unterostalpine Gesteine der Radstädter Tauern aus dem Süden enthalten (A. WINKLER-H., 1950, S. 258), recht interessant ist und vielleicht auf heute völlig abgetragene zentralalpine Kreide- und Tertiärvorkommen schließen läßt. Eine moderne Untersuchung über die Schüttungsrichtung steht aus.

Altersmäßig wird das Tertiär von Radstadt nach Zusammensetzung und Position zweifellos jenem von Wagrein entsprechen.

γ) Das Tertiär der Stoderalpe

Über dieses Vorkommen liegen einerseits Berichte aus der Zeit des Kohlen-Tagbaues vor, der noch zu Beginn unseres Jahrhunderts betrieben worden ist (H. GUTMANN et al., 1903, S. 52 f.), andererseits Angaben aus geologischer Sicht durch J. STINY (1925), W PETRASCHECK (1926/29, S. 189 f.), A. WINKLER (1928, S. 197 ff.; 1950, S. 266 ff.), A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN (1963, S. 339 ff.).

Dieses in 1700 m Höhe nördlich vom Stoderzinken auf der Stoderalm 6 km WNW Gröbming tektonisch eingeklemmt erhaltene, saiger stehende Tertiär nimmt mit 700 m Länge eine west-östlich streichende Mulde ein. Bis vor kurzem war eine Wechsellagerung von grauen Tonen, Mergeln und Sandsteinen aufgeschlossen. In dieser Serie waren insgesamt 11 Kohlenflöze mit Mächtigkeiten von 0,1—1,8 m eingeschaltet.

An Fossilien sind daraus einerseits Pflanzenreste von *Laurus primigenius* Ung., *Ficus tenuinervis* Ett. und *Smilax grandifolia* Ung. (E. v. Mojsisovics, 1905, S. 52) bekannt geworden, andererseits hat W Klaus (1958, S. 299) Oberkreide-Sporen daraus bestimmt, während die Sporenproben von A. Tollmann et al. (1963, S. 340) nach W Klaus auf eine oberoligozäne bis mittelmiozäne Flora hinwiesen und die Kreidesporen demnach umgelagert sind. Auch die im Ton enthaltenen Süßwasser-Ostracoden brachten keine nähere altersmäßige Einstufung.

δ) Der Tertiärzug zwischen Gröbming und Wörschach

Als östliche Fortsetzung des hochgehobenen Tertiärs der Stoderalpe wird der Tertiärzug betrachtet, der am Mitterberg nördlich von Gröbming ansetzt und als schmaler Streifen über St. Martin a.d. Salza zum Südfuß des Grimming zieht. Versetzt treffen wir ihn östlich vom Grimming auf der Nordseite des Tressenstein und schließlich, wiederum zusammenhängend, zwischen Stainach und Wörschach nördlich der Enns an.

Im einzelnen sei über diesen Tertiärstreifen folgendes vermerkt. Der Westabschnitt in der Südvorlage des Kammspitz-Grimmingzuges fand durch H. P Cornelius (1945, S. 130) seine Darstellung. Aus der noch besser aufgeschlossenen Strecke östlich von St. Martin a. Grimming beschreibt dieser Autor die Schichtfolge aus Sandsteinen und Konglomeraten und hebt hervor, daß die Hauptmasse der Gerölle aus kristallinen Schiefern besteht und kalkalpines Material kaum vertreten ist. Der schmale, steil gestellte Tertiärstreifen führt bei St. Martin mehrere bis 50 cm mächtige Glanzkohlenflöze, die auch zeitweise beschürft worden sind (W Petrascheck, 1926/29, S. 189). H. P Cornelius (1945, S. 135) hat ferner auf Grund der Zusammensetzung aus kristallinem Material erkannt, daß das Konglomerat nördlich vom Tressenstein am Grimming, das früher als Gosau angesehen worden ist, ebenfalls diesem Tertiär anzuschließen ist.

Das Vorkommen zwischen Stainach und Wörschach (Kt. Taf. 1 bei H. Häusler, 1943) nimmt eine Vorstufe nördlich des Ennstales ein. Nach A. Winkler-H. (1950, S. 268) ist es zu einer Antiklinale mit 35° nordfallendem Flügel und saiger stehendem Südschenkel aufgepreßt. Die Serie aus Schieferton, Sandstein und einem Konglomerat mit Glanzkohlenschmitzen zeigt wiederum vor allem Geröllmaterial aus kristallinen Schiefern und fast kein kalkalpines Gestein, was auf eine Schüttung aus dem Süden hinweist (G. Geyer, 1913, S. 308; A. Winkler-H., 1928, S. 199 f., 1950, S. 268). Die schon seit D. Stur (1953, S. 478) bekannte Flora mit *Quercus drymeja* Ung., *Betula prisca* Ett., *Daphnogene polymorpha* Ett. und *Glyptostrobus oeningensis* A. Braun läßt keine nähere Einstufung im Tertiär zu.

ε) Das Tertiär von Hieflau

Erst J. Stiny hat die 5 km lange, west-östlich streichende Tertiärmulde SE Hieflau im Jahre 1919 entdeckt, O. Ampferer (1927, S. 149 ff.) eingehender beschrieben und 1933 c kartenmäßig auf Blatt Admont-Hieflau dargestellt. Das aus einer Wechselfolge von

Schiefertonen, Mergeln, Sandsteinen und Konglomeratlagen sowie schmalen Kohlenflözchen bestehende Tertiär ist hier zu einer flachen Synklinale geformt. Seine petrographische Zusammensetzung mit reichlich Material aus der Grauwackenzone in den Geröllagen gleicht den zuvor besprochenen Ennstaltertiär-Vorkommen. Dieses Tertiär ruht auf einer mit Bauxit verkrusteten alten Landoberfläche auf, in der A. WINKLER-H. (1928 c, S. 201) direkt einen Rest der Augensteinfläche sieht, da sich in der östlichen Fortsetzung dieses Vorkommens ein Übergang zu einem tertiären Augensteinfeld mit den in Karstformen der Kalkalpen eingeschwemmten Schottern vollziehen soll. Aus diesem Grund hat auch A. WINKLER-H. (1950, S. 277) die analogen Ennstaltertiär-Vorkommen der Bildung der Augensteinlandschaft mit ihrem Flußsystem altersmäßig gleichgesetzt. Folgt man diesem Gedanken und erkennt andererseits die Entstehung der Augensteinlandschaft bereits im höheren Oligozän bis tiefsten Miozän (Aquitan) auf Grund der entsprechenden Geröllführung in der Molasse (A. TOLLMANN, 1968 b, S. 234 f.) an, so käme man auf eine derartig alte Einstufung des Ennstaltertiärs. Es ist bedauerlich, daß noch keine moderne eingehendere Untersuchung der Sporenflora vorliegt, um diese Frage endgültig zu klären.

Der Vermutung von R. SEEMANN & G. NIEDERMAYR (1982), daß die Augensteine aus dem Bereich des Dachsteins den „exotischen Geröllen" der Gosau zu vergleichen seien und nicht aus der Kalkalpenbasis und den Zentralalpen abzuleiten seien, kann nicht zugestimmt werden. Die Beteiligung von Gesteinen des Sockels der Kalkalpen in den Augensteinen ist z. B. durch das Auftreten von typischen Geröllen der Filzmooser Brekzie im Augensteinfeld am Gipfel des Rettenstein S vom Dachstein belegbar, die Gosau-Geröllgesellschaft mit den häufigen Quarzporphyren hebt sich von den Augensteinschottern deutlich ab.

Daß das Vorkommen von „Tertiär" am Gr. Buchstein im Gesäuse, das O. AMPFERER dort vermutet hatte, aus der Reihe der Ennstaltertiär-Reste ausfällt und auf Grund seiner Pollenflora in der Oberkreide einzureihen ist, haben schon W KLAUS (1958, S. 299) und A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN (1963, S. 341 ff.) festgestellt.

d) Literatur

O. AMPFERER, 1927, 1933 c; H. P CORNELIUS, 1945; G. GEYER, 1913; C. W. GÜMBEL, 1889; H. GUTMANN et al., 1903; H. HAGN, 1967; H. HÄUSLER, 1943; W HEISSEL, 1951 a; K. HIRSCHBERG, 1965; W JANOSCHEK, 1968; W KLAUS, 1958; N. LICHTENECKER, 1938; E. v. MOJSISOVICS, 1897, 1898, 1905; H. MOSTLER, 1964; K. PETERS, 1854; W PETRASCHECK, 1926/29; H. PRINZINGER, 1850; R. SEEMANN & G. NIEDERMAYR, 1982; J. STINY, 1925, 1927; D. STUR, 1853; A. TOLLMANN, 1966 a, 1968 b, 1977 a; A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1963; F. TRAUTH, 1918, 1925; A. WINKLER(-HERMADEN), 1928 c, 1929 b, 1950, 1951 a, 1957

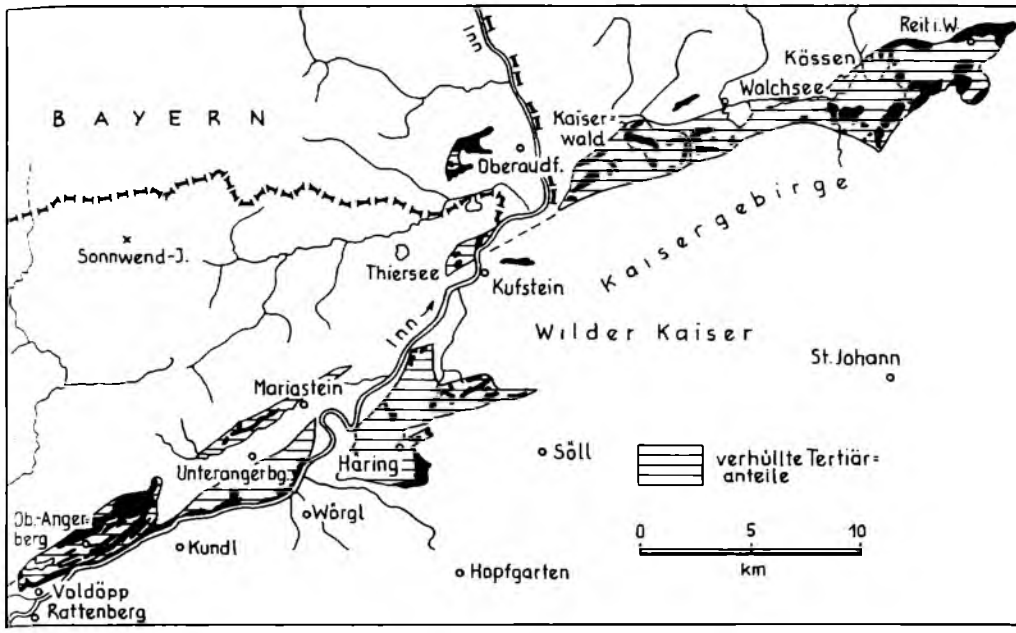


Abb. 266: Das Unterinntal-Tertiär, nach W. Heissel (1957) und W. Schnabel et al. (1976, Abb. 1). Das anstehende Tertiär ist schwarz signiert.

11. Das Unterinntal-Tertiär

Im Bereich des Unterinntales und im Vorland des Kaisergebirges zieht sich ein Alttertiärstreifen aus der Gegend von Voldöpp N Rattenberg im Westen durch das Unterinntal, über den Raum nördlich vom Kaisergebirge vorbei bis Reit im Winkl im Kössener Becken im Osten (Abb. 266). Es handelt sich hierbei um Reste einer marinen Ingression aus dem Molassemeer in der Zeit des Obereozäns (Oberaudorfer Schichten im NW) und des Oligozäns (Häringer Schichten: teils vollmarin, teils limnofluviatil; chattische Angerbergschichten: nichtmarin). Einzelheiten über die Schichtfolge dieses Tertiärs sind bei O. Ampferer (1922), W Heissel (1957), H. Hagn (1967), A. Tollmann (1976 a, S. 451 ff.) und W Schnabel & I. Draxler (1976) mitgeteilt worden.

Schichtfolge (Tab. 27): Die ältesten Serien liegen in Form der limnischen bis marinen obereozänen Oberaudorfer Schichten im NW-Teil des Unterinntaler Beckens zwischen Oberaudorf und Walchsee vor (H. Hagn, 1960, 1961, 1967; Ch. Allersmeier, 1981). Mit der zu Beginn des Oligozäns gegen Süden und Osten fortschreitenden Transgression wurden in der Folge im Bereich des Unterinntales in einem ersten Zyklus im Unter- bis Mitteloligozän die bis 260 m mächtigen Häringer Schichten abgelagert, die im nördlichen Teilbecken von Reit im Winkl vollmarin, mit reicher Fauna in den sandigen Mergeln, entwickelt sind, während im südlichen Teilbecken von Häring im Liegenden des marinen Oberabschnittes die limnofluviatile Basisserie mit der Härin-

Tabelle 27· Das Unterinntal-Tertiär

Nach H. HAGN, 1967, Tab. 1

		Oberaudorf	Reit im W	Häring in Tirol
OLIGOZÄN	CHATT		Angerbergschichten (limn.-fluviatil)	Angerbergschichten (limn.-fluviatil)
	RUPEL		Häringer Schi. (marin): Knollenmergel	Häringer Sch. marin: Zementmergel-Serie
			Häringer Schi. (marin): Fischschiefer	
	„LATTORF"		Häringer Schi. (marin): Sandmergel	Häringer Sch. limn.-fluviat.: Bitumenmgl. u. Kohle
			Häringer Schi. (marin): Basis-Serie	Häringer Sch. limn.-fluviat.: Basis-Serie
EOZÄN	PRIABON	Oberaudorfer Sch. marin u. limnisch		
	Transgression auf kalkalpinem Sockel			

ger Kohle (W HEISSEL, 1957, S. 51) samt ihrer seit C. v. ETTINGSHAUSEN (1851) berühmten Flora mit *Sequoia sternbergi* (GÖPP.) auftritt – H. LINDENBERG (1966).

In einem zweiten, am Beckenrand mit basaler Diskordanz aufsetzenden Zyklus, der dem Oberoligozän angehört, überlagern die rund 250 m mächtigen Angerbergschichten, die aus einer nichtmarinen Folge von Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln bestehen (Tab. 27).

Zur genetischen Deutung haben jüngst neben H. HAGN und seiner Schule besonders W SCHNABEL & I. DRAXLER (1976) durch sedimentologische Untersuchungen beigetragen. Demnach schälen sich im Obereozän drei verschiedene Schwermineralspektren und Geröllassoziationen heraus: 1) Im Norden weisen die Oberaudorfer Schichten und die Basisserie im Kössener Becken mit einem hohen Chromitgehalt und (nach CH. ALLERSMEIER, 1981, S. 59 f.) Ophiolithen, Radiolariten, Sulzfluhkalk, Urgonkalk, Grünsandstein etc. auf ein vor den Kalkalpen mitgeschlepptes Liefergebiet aus Schubspänen und Gesteinsmassen des Mittel- und Südpennins hin. Im Südwesten lieferte in dieser Zeit ein Gebiet, reich an Hornblende und Epidot, das aber nicht in den Tauern gesucht werden kann. Im Süden stellt sich gleichzeitig nur Lokalschutt ein. 2) Die Meerestransgression im Unteroligozän von Norden her konnte durch neue Fakten erhärtet werden, reichlich wird Kreide und Paleozän abgetragen und umgelagert. 3) Im Oberoligozän erfolgt die Materiallieferung bei der Schüttung der Angerberger Schichten nach Strömungsmarken von Süd(westen) her, und zwar aus einem nicht den Tauern, sondern etwa dem Ötzkristallin angehörigen Metamorphikum. Wiederum wird Gosau und Eozän stark umgelagert.

Wesentliche neue Beiträge zur Mikrofauna und Nannoflora haben H. HAGN et al. (1981, S. 133 ff.) in ihrem Exkursionsführer vorgelegt: Der Mikrofossilinhalt der obereozänen Oberaudorfer Schichten wird S. 143 ff., jener der unter- bis mitteloligozänen Häringer Schichten S. 134 f. und 146 ff. mitgeteilt, wobei auch die Feinstratigraphie dieser Glieder und der chattischen Angerbergschichten erläutert wird.

In tektonischer Hinsicht ist das Unterinntal-Tertiär noch in verschiedenem Maß von Überschiebungen und Verwerfungen betroffen worden. So zeigt nach O. AMPFERER (1922) und W HEISSEL (1957) der westlichste Abschnitt im Oberangerberg N Rattenberg Muldenstruktur mit einer in Richtung N 60° E streichenden Achse. Zusätzlich wird dieser Abschnitt, wie auch jener von Unterangerberg und von Häring, randlich bruchtektonisch an ähnlich streichenden Brüchen abgeschnitten (W HEISSEL, l.c., Taf. 1). Besonders intensiv ist die Tertiärmulde nördlich des Kaisergebirges über den Raum Walchsee bis Kössen und Reit i. W durch die junge Überschiebung der Kaisergebirgsscholle betroffen worden: Das Tertiär fällt regional südlich unter diese Überschiebungsmasse ein (H. LINDENBERG, 1966, Kt. 4) und ist im Ostteil der erwähnten Mulde bis zur Überkippung des Südflügels eingeengt. Dieser starken und tiefen jungen tektonischen Einklemmung aber verdanken die ausgedehnten Reste dieser südlichen Bucht der Molassezone ihre Erhaltung.

Unsere Kenntnisse über die Braunkohlenvorkommen im Inntaltertiär, die z. B. bei Häring bis 1954 abgebaut worden sind, sind bei L. WEBER & A. WEISS (1983, S. 167 ff.) zusammengefaßt.

Literatur

CH. ALLERSMEIER, 1981; O. AMPFERER, 1922; C. v. ETTINGSHAUSEN, 1851; H. HAGN, 1960, 1961, 1967; H. HAGN et al., 1981; W HEISSEL, 1957; H. LINDENBERG, 1966; W SCHNABEL & I. DRAXLER, 1976; A. TOLLMANN, 1976 a; A. WEBER & A. WEISS, 1983.

III. DER ÖSTERREICHISCHE ANTEIL DER BÖHMISCHEN MASSE

A. ÜBERBLICK

1. Die Position innerhalb des variszischen Gebirgsgürtels

Der österreichische Anteil an der Böhmischen Masse repräsentiert nur den Südostsaum dieses variszisch konsolidierten Blockes, stellt den Ostausläufer der Moldanubischen Zone des Variszischen Gebirges dar, von der Moravischen Außenzone im Osten unterlagert. Österreich hat somit mit Waldviertel, Dunkelsteiner Wald, Mühlviertel und Sauwald Anteil an der südvergenten Innenzone des variszischen Südstammes, dem Moldanubikum, das sich nach Westen hin über Schwarzwald und Vogesen, französisches Zentralmassiv und Armorikanischen Südstamm bis in das Galizische Gebirgssystem der Iberischen Halbinsel verfolgen läßt (Abb. 267).

Im Gegensatz zu den bisherigen autochthonistischen Vorstellungen von tschechischen und deutschen Autoren (zuletzt W KREBS, 1977) hat sich auch der Abschnitt des Variszischen Gebirges in Mitteleuropa als ein von Deckenbau beherrschtes Orogen mit Schubweiten bis 100 km erwiesen, wie vom Verfasser 1982 a ausführlich dargelegt worden ist. Die größte Schubweite in diesem Variszischen Gebirge aber ergibt sich nach Klarstellung der SE-Vergenz gerade im Bereich des Moldanubikums der Böhmischen Masse: Die Gföhler Decke im Waldviertel und ihre Fortsetzung in Böhmen hat aus ihrer weit im NW gelegenen Wurzelzone bei Tirschenreuth in Bayern mit ihrer heutigen Stirn im Dunkelsteiner Wald und unter der Molassezone östlich davon einen Deckentransport von 300 km hinter sich – vom Verfasser 1982 a und 1984 näher begründet.

Welch gewaltigen Umschwung die Vorstellung der deutschen Geologen aber über den Bau des Variszikums Mitteleuropas gerade in allerjüngster Zeit genommen hat und sich von der Ablehnung jeglicher Deckenstruktur im mitteldeutschen variszischen Nordstamm zur vollen Anwendung der Deckenlehre auch für diesen Nachbarraum, also vom fixistischen zum mobilistischen Konzept im Sinne von F. KOSSMAT, bekehrt hat, zeigt etwa der soeben erschienene Sammelband von H. MARTIN & F. W EDER (1983). Auf Grund der verfeinerten modernen Untersuchungsmethoden von der Conodontenstratigraphie bis zur exakten Altersdatierung der Metamorphose und den damit verbundenen tektonischen Phasen hat in diesem Werk z. B. H.-J. BEHR (S. 365 ff.) den großartigen Deckenstapel der Münchberger Gneismasse und den Deckenbau des Sächsischen Zwischengebirges (S. 384 f.) im Inneren des Saxothuringikums geschildert, haben K. WEBER & H.-J. BEHR (s. 433) zur Bildung dieses Deckenstapels Krustenverkürzungen von einigen hundert Kilometern angenommen, während P GIESE et al. (S. 405) aus anderen Überlegungen hier im gleichen Sinne zu einer variszischen Krustenverdickung um den Faktor 2–3 kommen. Im Rhenoherzynikum aber ist nicht nur der Deckenbau des

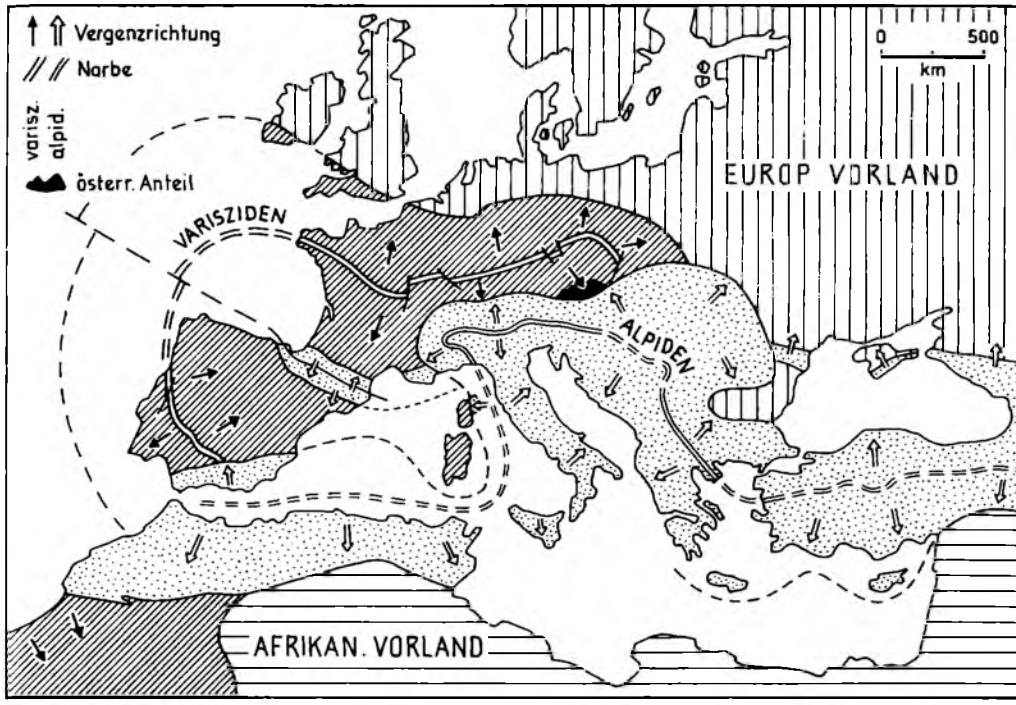


Abb. 267: Die Varisziden Europas und Position von Österreichs Anteil an der Böhmischen Masse; nach A. TOLLMANN (1982 b, Abb. 24).

Harzes ganz in KOSSMATschen Sinne rehabilitiert, wobei O. H. WALLISER & H. ALBERTI (S. 159) den SE-Rand der Harzdecke bei der Abwicklung um mindestens 70 km Schubweite zurücknehmen: In der Westfortsetzung sind die Äquivalente dieses Deckenbaues im Rheinischen Schiefergebirge durch W ENGEL et al. (S. 267 ff.) erfaßt worden und ist für die Gießendecke eine Transportweite von über 60 km gesichert, aber rund 100 km wahrscheinlich gemacht worden (S. 278).

Dieser kleine Exkurs in die Nachbarregion des Variszikums ist bei Erörterung des österreichischen Anteiles an der Böhmischen Masse deshalb nötig, um die Glaubwürdigkeit der großartigen deckentektonischen Strukturen, die sich gerade in diesem österreichischen Abschnitt ablesen lassen, besser zu unterbauen.

Die Lage der Böhmischen Masse innerhalb der europäischen Varisziden zeigt die Abbildung 267 Die Scheitelung zwischen nordvergentem Nordstamm und südvergentem Südstamm dieses Gebirgssystems zieht von der Egerlinie über die Vogesen zum Armorikanischen Massiv. Der Nordstamm umfaßt neben der Vortiefe die Rhenoherzynische Außenzone, die Saxothuringische Innenzone und die Ultrasaxothuringischen Deckschollen. Im Südstamm bildet das Moravikum die innere Einheit, während außerhalb der Alpen, in der Montagne Noire südlich der Cevennen, die südvergente Außenzone erhalten ist. Eine entsprechende etwaige Außenzone des Südstammes, die im alpidischen Deckengebirge der Alpen eingebaut wäre, ist so stark umgestaltet, daß ihre

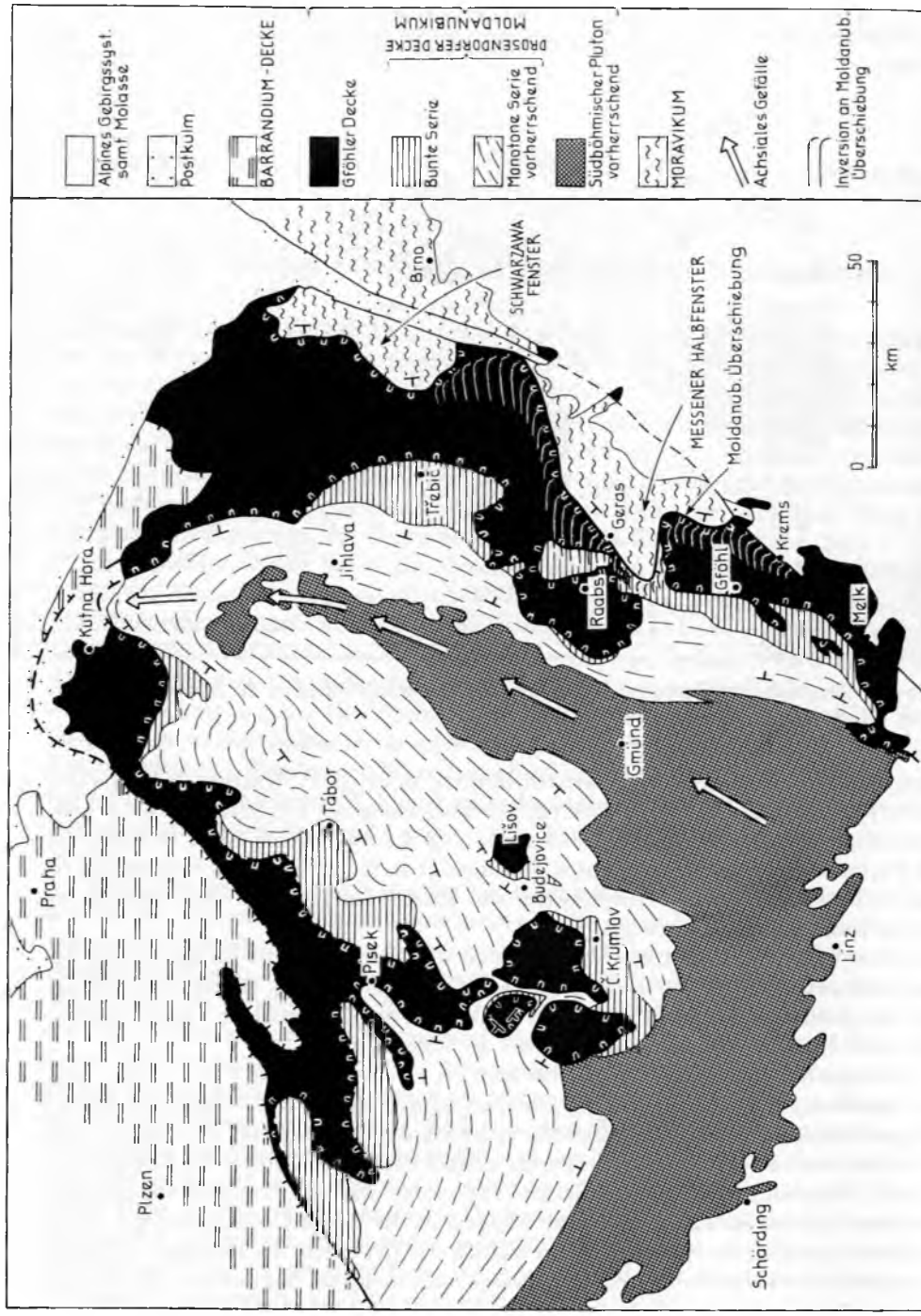


Abb. 268: Der Deckenbau in der Böhmischen Masse und der Zusammenhang der Einheiten in Österreich, Böhmen und Mähren; nach A. Tollmann (1982 b, Abb. 16).

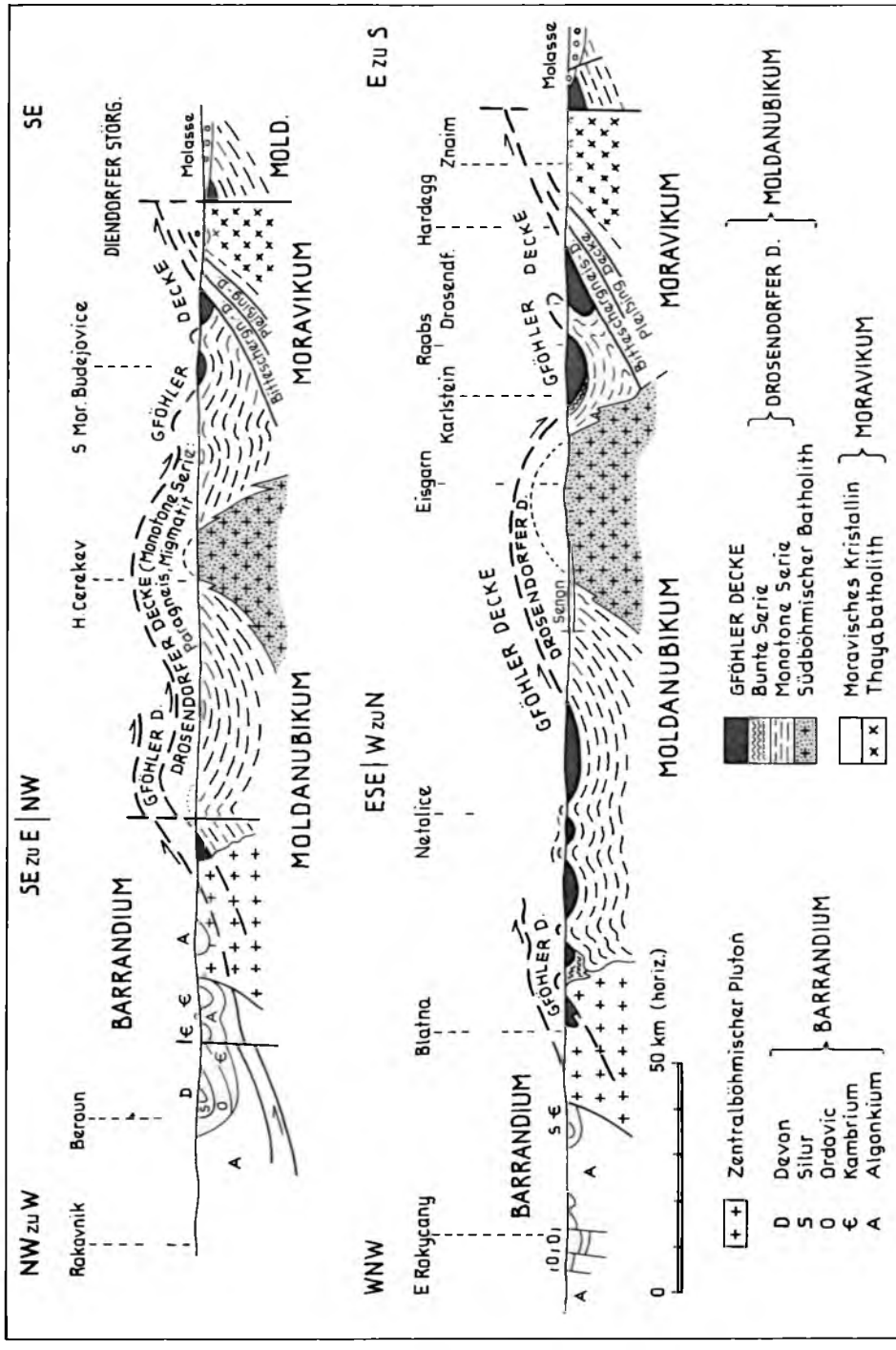


Abb. 269: Profile zum Deckenbau in der Böhmischen Masse im österreichischen und tschechischen Anteil; nach A. Tollmann (1982 b, Abb. 17).

Paläogeographie, Deckengliederung, Vergenzrichtungen und Überschiebungsweiten derzeit auch nicht annähernd rekonstruiert werden können.

Das Verhältnis des österreichischen Anteils an der Böhmischen Masse zur gesamten Einheit ist in Abb. 268 und 269 veranschaulicht. Die Skizze 268 zeigt im Osten, im Schwarzawafenster in Mähren und im Messerner Halbfenster in Niederösterreich, das Hineinschwenken der Moravischen Zone als tiefste, von außen herankommende Einheit nach Süden hin und zeigt deren Überwältigung an der „Moldanubischen Überschiebung", die das Moldanubikum in jungvariszischer Zeit gegen Südosten darüber auffahren ließ. Dieses Moldanubikum gliedert sich wiederum in die tiefere, selbst komplexe Drosendorfer Decke, die den weiten Raum beiderseits des Südböhmischen Plutons und das südböhmisch-nordbayerische Grenzgebiet des Böhmerwaldes aufbaut. Darüber überschoben lagert als höchste Teileinheit des Moldanubikums die Gföhler Decke mit ihrer spezifischen Granulit-Gföhlergneis-Paragneis/Migmatit-Serie auf. Sie läßt sich mit weit ausholender Überschiebungsfläche im Halbrund um die gegen NNE abtauchende Aufwölbungszone des Südböhmischen Plutons und seines Mantels aus komplexer Drosendorfer Decke herumverfolgen und umfaßt (Abb. 268) Dunkelsteiner Wald, Gföhler Schubmasse, Raab-Waidhofener Raum, die Migmatitserie um Ždár, die Schollen E Chotěboř, W Čáslav, Kutná Hora, Rataje, W Vlašim, S Pisek und die Granulitdeckschollengruppe um Budejovice, Č. Krumlov, S Netolice und Prachatice. All diese Reste der hochmetamorphen Serie der Gföhler Decke, die über schwächer metamorphem Untergrund überschoben ist, stammen zufolge der weithin belegbaren südöstlichen Vergenz aus dem Nordwesten, wo sich erst in 300 km Entfernung hinter der Stirn dieser Großeinheit an der Egerlinie und im Raum Tirschenreuth eine Wurzelzone finden läßt. Zuoberst liegt in Böhmen als dritte Haupteinheit die Barrandiumdecke, ebenfalls weithin deckenförmig gegen Südosten überschoben, wobei der Kontakt durch den Zentralböhmischen Pluton z.T verschleiert ist. Die hier vorgetragene Auffassung, die im Gegensatz zu den autochthonistischen Auffassungen der tschechischen Autoren steht, wurde an Hand neuer Fakten vom Autor 1982 a des näheren begründet. Sie wird hier als die heute am besten begründete Deutung mitgeteilt, die aber zugleich zeigt, daß die weiteren Untersuchungen und Überlegungen zu diesem – für das Verständnis des österreichischen Anteils nicht unwesentlichen – Thema erst in Fluß kommen.

2. Die Großgliederung

a) Geographische Position

Die Böhmische Masse reicht mit dem niederösterreichischen Waldviertel, dem oberösterreichischen Mühlviertel und dem Sauwald bis an und streckenweise über die Donau, bevor sie unter die transgressiv auflagernde Molassezone gegen Süden versinkt. Einzelne noch über das Kristallin reichende Molassebuchten, wie etwa jene von Gallneukirchen in Oberösterreich oder jene von Horn in Niederösterreich, künden von der einst weiterreichenden tertiären Bedeckung über dem kristallinen Rumpfgebirge. Die Donau

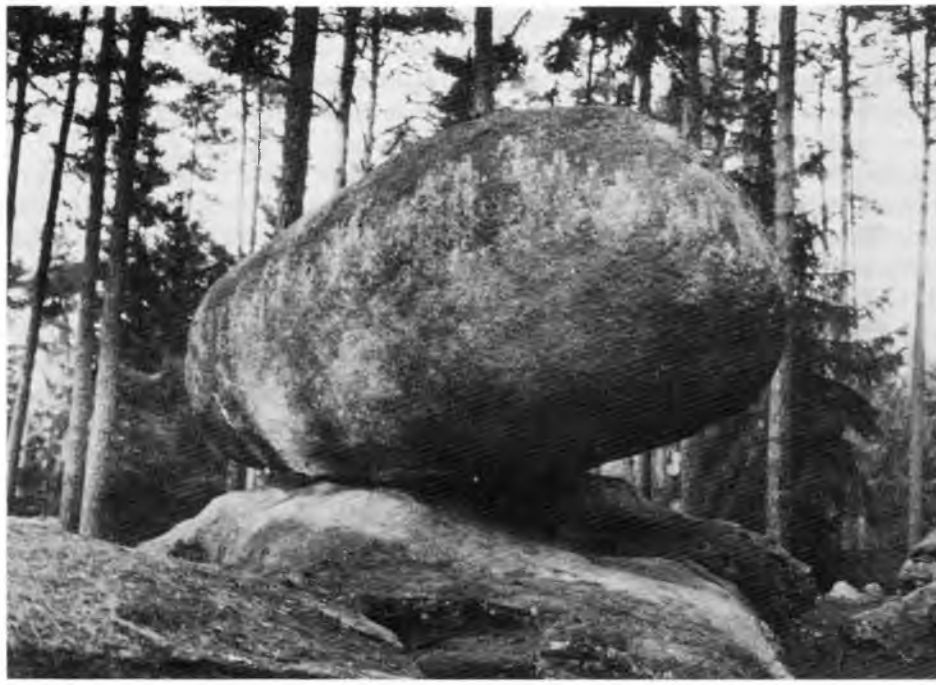


Abb. 270: Typische Verwitterungsform der Waldviertler Granitlandschaft: Der Wackelstein aus Eisgarner Granit im Naturpark Eibenstein N Gmünd.

als typischer Molasse-Vorland-Strom trennt mit engen, teils epigenetischen, landschaftlich reizvollen Talstrecken oberhalb von Eferding, im Strudengau bei Grein, in der Wachau zwischen Melk und Krems Ausläufer des Kristallins, wie Sauwald und Dunkelsteiner Wald, von der Hauptmasse morphologisch ab. Die Flachlandschaft des Wald- und Mühlviertels selbst aber, die durch die anhaltende Abtragung des Variszischen Gebirges bis auf dessen tiefe Bauteile entstanden ist und bereits seit der Kreide- und Alttertiär-Zeit bestanden hat, ist erst durch die Heraushebung in jüngster Zeit wiederum belebt worden. Die alte Fläche ist hierdurch in Nähe der großen Täler gegliedert, besonders im Abfall zur Donau, und ist gegen den Böhmerwald hin zum Mittelgebirgsrelief umgestaltet worden. Die Kulmination dieses klimatisch rauhen Hochlandes liegt im Plöckenstein, dem 1378 m hohen Grenzberg in der Nordwestecke des Mühlviertels.

Wo die Hochfläche wenig zerschnitten ist, wird sie von einer dicken Verwitterungsschwarte bedeckt, vielfach hat die Feldspatzersetzung zur Kaolinbildung geführt, vielfach sind die Mulden der welligen Landschaft von Hochmooren eingenommen. Im Granitgebiet kam es, besonders im Raum von Eibenstein im Waldviertel, aber auch im Mühlviertel, zur typischen „Wollsackverwitterung" mit „Wackelsteinen" in einer Blockheidelandschaft (Abb. 270). Gute Aufschlüsse finden sich nur entlang der tiefer eingeschnittenen Flußtäler, im Waldviertel besonders entlang der Krems, des Kamp und der Thaya, deren Lauf streckenweise in eingesenkten Mäandern festgelegt ist.

b) Geologische Gliederung

In geologischer Hinsicht umfaßt dieses Kristallingebiet vier distinkte geologische Großeinheiten, die, von Osten gegen Westen fortschreitend, wie folgt vorgestellt werden können (Abb. 275).

1. Das Moravikum tritt östlich der Moldanubischen Überschiebung, also östlich der Linie Geras-Messern-NE Schönberg/Kamp, zutage. Seine Baueinheiten tauchen gegen Westen ab, sodaß der tiefste Kern im Osten in Form des vordevonischen Thayabatholithes unter seinem Alten Dach, oder, wo dieses abgetragen, unter der altpaläozoischen Olbersdorfer Transgressionsserie auftaucht, überlagert von der schmalen verschieferten Pleißing-Decke und der ihr tektonisch auflagernden Bittescher Gneislamelle. Dieses moravische System wurde variszisch nur schwach, und zwar epizonal, überprägt.

2. Tektonisch mit diskordanter Basis gegen (Süd-)Osten überschoben, folgt nun westlich der genannten Linie das Moldanubikum mit höher metamorphen Gesteinsserien. Es zeigt am Ostrand einen muldenförmigen Bau, die Serien streichen wie im Moravikum NNE-SSW, fallen aber im großen umgekehrt orientiert gegen Osten ein. Daher treffen wir als tiefstes ab dem Ostrong am Rand des großen Granitareals, also ab dem Ispertal gegen Osten hin, zunächst die Einheit der Monotonen Serie (Ostrong-Decke), darüber – weiterhin ostfallend – die Mühldorfer Decke mit Dobragneis und Bunter Serie, welch beide Teildecken als Drosendorfer Decke zusammengefaßt werden, und schließlich zuoberst den höchstmetamorphen Gesteinskomplex in der Gföhler-Decke mit Amphibolit-Mischserie, Gföhlergneis und Granulit, intern weiter geschuppt.

3. Gegen Westen schließt sich nun das ausgedehnte, nach Österreich herüberreichende Südböhmische Granitareal an, mit den verschieden alten variszischen Generationen der Granite und ihren Ganggefolgen.

4. Den westlichen Teil, der vom Mühlviertel in den Bayerischen Wald nun mit andersartigem Streichen, nämlich mit ESE-WNW-orientierten Gesteinszügen hinüberleitet, hat G. Fuchs jüngst als Bavarikum vom übrigen Moldanubikum abgetrennt. Dieses „Bavarikum" aber stellt zweifellos nichts anderes als den Westflügel der Drosendorfer Decke westlich des Südböhmischen Plutons dar (Abb. 268), wobei durch die nördlich gerichtete Aufkippung im Süden entlang der Donau tiefere Serien zutage treten. Dieser westlichste Abschnitt im Mühlviertel gliedert sich durch die gleichorientiert verlaufende Pfahl- und Donaustörung in die nördliche Böhmerwaldzone, die mittlere Mühlzone und die südliche Sauwaldzone Das Einfallen der Serien in diesem Abschnitt ist vorherrschend gegen NNE gerichtet.

Über das Alter des oben kurz umrissenen Deckenbaues innerhalb des Moldanubikums haben bis jüngst divergente Meinungen geherrscht: O. Thiele (1976) trat für ein variszisches Alter der internen tektonischen Struktur des Moldanubikums ein, G. Fuchs (1971, 1976) und A. Zaydan & H. Scharbert (1983) fordern kaledonische, vorvariszische Orogenese. An Hand verschiedener Metamorphosedaten aus neuerer Zeit sowie aus dem Vergleich des internen Baues des gesamten Moldanubikums samt seiner westlichen Fortsetzung in Mittel- und Westeuropa hat der Verfasser (1982 a, 1984) diese Streitfrage dahingehend beantwortet, daß die Granulitbildung altkaledonisches Alter aufweist, der interne Deckenbau des Moldanubikums aber altvariszisch, die

Überschiebung der gesamten Einheit über das Moravikum an der moldanubischen Überschiebungslinie jungvariszisch datiert werden kann (vgl. S. 671). Erst gegen Ende des variszischen Zyklus folgt die Bruchtektonik mit großen Seitenverschiebungen an der Diendorfer Störung und anderen Linien und später, nach Ablagerung des Perms von Zöbing, stellen sich noch vertikale, endvariszische Nachbewegungen an solchen Störungslinien ein.

Raschen Überblick über den geologischen Aufbau des österreichischen Anteils der Böhmischen Masse gibt die Übersichtskarte von G. FUCHS & A. MATURA (1976, Beil. 1–2), über jenen des Mühlviertels und des Sauwaldes zusätzlich die geologische Karte von G. FUCHS & O. THIELE (1968). Die vorliegenden geologischen Spezialkarten dieses Raumes im Maßstab 1:75.000 betreffen – abgesehen vom Blatt Linz – zunächst den Grenzstreifen gegen Südböhmen/Südmähren (Blatt Gmünd, Drosendorf und Znaim). Im Maßstab 1 : 50.000 liegt außer dem Blatt Linz und Umgebung (J. SCHADLER, 1964) eine ganze Reihe neu aufgenommener Karten vor, und zwar Blatt 17 – Großpertholz (G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER, 1977, Erläut. 1978), 18 – Weitra (A. ERICH & B. SCHWAIGHOFER, 1977, Erläut. 1978), 20 – Gföhl (G. FUCHS et al., 1984), 34 – Perg (W. FUCHS & O. THIELE, 1982), 37 – Mautern (A. MATURA, 1983), 38 – Krems (W. FUCHS, R. GRILL et al., 1984 a), 54 – Melk und 55 – Obergrafendorf, Kristallinanteil (A. MATURA, 1984). Geologische Führer aus neuerer Zeit, die Hinweise auf lohnende Exkursionen in geologischer wie mineralogischer Hinsicht liefern, liegen von L. WALDMANN, 1958; G. FRASL et al., 1963 bzw. 1965; G. FUCHS, 1964; H. SCHARBERT, 1968 und A. MATURA, 1977, vor.

B ERFORSCHUNGSGESCHICHTE

Nichts mag die Bedeutung des Waldviertels für die Erforschungsgeschichte des Grundgebirges besser charakterisieren als der Ausspruch des großen französischen Geologen und Humanisten F. ELLENBERGER anläßlich eines Besuches: „Schreiben Sie doch ein Buch über die Geschichte der geologischen und petrographischen Erforschung des Waldviertels." Tatsächlich ist die Forschung der Wiener Petrographischen und Geologischen Schule im österreichischen Anteil der Böhmischen Masse mit entscheidend für das Verständnis der Grundgebirgsgeologie überhaupt geworden.

Die ältesten geognostischen Reiseberichte über diesen Raum stammen von Abbé STÜTZ aus dem 18. Jahrhundert, zunächst als „Versuch über die Mineralgeschichte von Östereich unter der Enß" (1783), später, zu Beginn des 19. Jahrhunderts, als „Oryctographie zum Gebrauche reisender Mineralogen" (1807). Weitere Berichte von Ami BOUÉ (1829), LORENZ (1831) und A. REIL (1835) folgten – Lit. in A. KÖHLER (1928, S. 126).

Aber erst die ersten Kartenaufnahmen in der Mitte des vorigen Jahrhunderts förderten zusammenhängende Vorstellungen über den Bau des Gebietes. Vom Professor für Chemie der Wiener Universität, Philipp Ritter v. HOLGER, der an der Universität auch Mineralogie lehrte, erschien nach vier Sommern Geländestudien im Jahre 1842 die farbige „Geognostische Karte des Kreises ob dem Manhartsberge" im Maßstab 1:250.000 samt Erläuterungen. Bereits wenige Jahre später folgt die in den Monaten August bis Oktober 1849 aufgenommene Farbkarte der „Umgebung von Krems und vom Manhards-

berge" von J. Cžjžek, begleitet von Längs- und Querprofilen, über deren Vielfalt der Eintragungen bei einem Maßstab von etwa 1:75.000 man heute noch staunen muß. Seine Erläuterungen hierzu erschienen 1853. Die erste offizielle geologische Aufnahme des Waldviertels durch die gerade gegründete Geologische Reichsanstalt erfolgte durch M. Lipold im Jahre 1851 (Jb. geol. R.–A., **3**, 1852), jene des Mühlviertels durch C. Peters (Jb. geol. R.–A., **3**, 1852; **4**, 1853), die in Form einer handkolorierten Manuskriptkarte 1:75.000 vorliegt. 1853 wurden übrigens auch die weiten Regionen der Böhmischen Masse jenseits der heutigen Grenze in Böhmen und Mähren durch die Reichsanstalt kartiert, unter Beteiligung von J. Cžjžek, F. v. Hochstetter, F. Foetterle, H. Wolf u.a. (vgl. F. E. Suess, 1903, S. 23; V Zoubek, 1966, S. 14). C. W Gümbels Arbeiten im anschließenden bayerischen Raum der Böhmischen Masse datieren aus der gleichen Zeit, 1868 erschien seine geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges mit einem ersten Versuch einer stratigraphischen Gliederung der Gneisserie, die er samt den Lagergraniten sedimentär entstanden dachte.

Den nächsten entscheidenden Schritt vorwärts aber brachten die Untersuchungen von Friedrich Becke seit seiner fundamentalen Arbeit von 1882, in der er die kristallinen Schiefer, aber auch Eruptiva des Waldviertels im Bereich der Blätter Horn und Krems auf neuer Basis, anhand der gerade entwickelten petrographischen Methoden analysiert hatte. Auf Becke geht die Gliederung der kristallinen Schiefer in die Haupttypen, wie Schiefergneis, Gföhlergneis (Centraler Gneis), Granulit, Amphibolit etc., zurück. Umgekehrt aber hatte gerade F. Becke in einer langen Reihe von Arbeiten bis nach dem Ersten Weltkrieg – etwa noch 1921, 1922 – am Studium des Kristallins vom Waldviertel wesentliche Fortschritte in der Kenntnis der mineralogischen Gesetzmäßigkeiten, der Methodik in der mineraloptischen Untersuchung, der Mineralassoziationen und der Fazies-Klassifikation der metamorphen Gesteine sowie auf weiteren Gebieten der mineralogisch petrographischen Grundlagenforschung erzielt. Das Waldviertel wird durch seine von zahlreichen Schülern fortgeführte Arbeitsrichtung zum Forschungsobjekt der Grundgebirgskunde schlechthin, gleichsam als Gegenstück zur skandinavischen Schule in Nordeuropa. Ergänzt wird die Entfaltung dieser Arbeitsrichtung durch die Mitwirkung von G. Tschermak, der auch die chemische Analyse in die Untersuchung mit einbezieht.

Die fundamentalen Erkenntnisse über den regionalen Großbau, über Deckentektonik und Metamorphose dieses Raumes gehen auf F. E. Suess zurück, der bereits in seiner Studie von 1897 die große Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum in Südmähren herausgearbeitet hatte, eine Erkenntnis, die teste L. Kober übrigens bereits in E. Suess, 1875, S. 71, wurzelt, der wiederholt vom Hinübertreten der „Böhmischen Scholle" des Westens über die in die Tiefe gedrückte „Sudetische Scholle" des Ostens gesprochen hatte. 1903 gibt F. E. Suess im „Bau und Bild der Böhmischen Masse" einen Überblick über den Gesamtraum dieses Systems, wobei er allerdings hierin ebenso wie in der großangelegten Denkschriften-Arbeit über die Moravischen Fenster von 1912 die durch den Begriff „Intrusionstektonik" ausgedrückte Auffassung der gestaltenden Kraft der Granitintrusionen auf die Tektonik und Metamorphose vertrat. 1912 wird jedoch der tiefen Versenkung größere Bedeutung beigemessen. B. Sander hat allerdings 1914, hierdurch angeregt, klargestellt, daß im Moldanubikum eine bedeutende Tektonik, älter als die Umkristallisation, zum Ausdruck kommt.

War in der Monographie von F. E. SUESS (1912) über die Moravischen Fenster auch eine geologische Kartendarstellung des moravischen Anteils des Waldviertels im Maßstab 1:200.000 enthalten, so legten bereits 1913 F. BECKE und Mitarbeiter über Wunsch der Wiener Mineralogischen Gesellschaft eine neue detaillierte geologische Karte des östlichen Waldviertels im Maßstab 1:100.000 samt Erläuterungen vor, die als fundierte Zusammenfassung aller bisherigen Studien lange Zeit hindurch vielbeachtet blieb.

In der Zeit zwischen den beiden Weltkriegen war die Grundgebirgsforschung im Sinne BECKES im Waldviertel in mineralogischer, petrographischer und geologischer Hinsicht von einer Vielzahl von erfolgreichen Forschern, besonders Schülern von F. BECKE und F. E. SUESS, weitergeführt worden. Es ist nicht möglich, hier auf die regional-geologischen wie allgemeingültigen mineralogisch-petrographischen Ergebnisse einzugehen, die in den Arbeiten aus den zwanziger und dreißiger Jahren zum Ausdruck kommen. Beispielsmäßig seien Arbeitsthemen dieser Forschergruppe in Auswahl angedeutet: Ch. BACON (moldanubischer Orthogneis 1926), A. KÖHLER (Ganggesteine 1928; Regionales 1924–1938), A. KÖHLER & A. MARCHET (Moldanubikum 1941), L. KÖLBL (Moldanubischer Glimmerschiefer 1922, Gföhlergneis 1925, Regionales 1927), L. LIMBROCK (Granulit 1923, Regionales 1925), A. MARCHET (Amphibolite 1919, 1924, 1928), H. SCHUMANN (Moldanubische Schiefer 1929), F. E. SUESS (Intrusionstektonik 1926), H. TERTSCH (Dunkelsteiner Granulitmassiv 1917, 1921), L. WALDMANN (zahlreiche regionale kristallingeologische Arbeiten seit 1922). WALDMANN hat schließlich in SCHAFFER's Geologie von Österreich (1942, 1951) den Kenntnisstand über „das außeralpine Grundgebirge Österreichs" in Text und Karte zusammengefaßt (wobei hier auf das sehr ausführliche Literatur- und Kartenverzeichnis von 1951, S. 94–104 verwiesen sei).

Sicherlich bedeutender als alle regionalgeologischen Fortschitte in der Kenntnis des Waldviertels aber war die Fortsetzung der Tradition der Arbeitsrichtung von F. BECKE auch noch in dieser Ära in der petrogenetischen Grundlagenforschung anhand dieses bis auf den Rumpf abgetragenen alten Gebirges. „Die Fülle der Assoziationen, der Begriff, der Theorien, der Hypothesen, weiterer Namen, schließlich die ganze reiche Erforschungsgeschichte schaffen dergestalt ein Klima, eindeutig verschieden von jenem aller anderen klassischen Regionen" – schreibt E. WEGMANN über dieses Kerngebiet der Grundgebirgsforschung im Vorwort zu F. ELLENBERGER, 1948, S. 10.

Die Erforschung des Mühlviertels tritt in dieser Zeit demgegenüber weitaus zurück. Die Arbeiten von H. v. GRABER (1902–1956), J. SCHADLER (ab 1936) und L. WALDMANN (ab 1930) mögen diesbezüglich hervorgehoben werden.

Der Zweite Weltkrieg brachte neben einer einschneidenden Zäsur in diesen Untersuchungen eine in ihrer Art weltweit jetzt und wohl in Zukunft einzigartige geologische Unternehmung: Der stets aktive Forschergeist des französischen Geologen F. ELLENBERGER, der mit zahlreichen anderen französischen Offizieren von 1940 bis 1945 im deutschen Gefangenenlager Edelbach OFLAG XVII A südlich von Göpfritz im Waldviertel interniert worden war, gründete trotz schwierigster Bedingungen im Lager im Oktober 1941 die „Universität der Gefangenen von Edelbach" Er hielt gemeinsam mit acht anderen französischen Gefangenen über vier Jahre hin Vorlesungen zur Absolvierung eines regulären Studiums in Geologie ab. Zur praktischen Forschung aber diente ausschließlich das bloß 400 m lange Geviert des Lagers (Abb. 271). Dieses Geviert auf der monotonen Hochfläche des Waldviertels mit tiefer Verwitterungsdecke

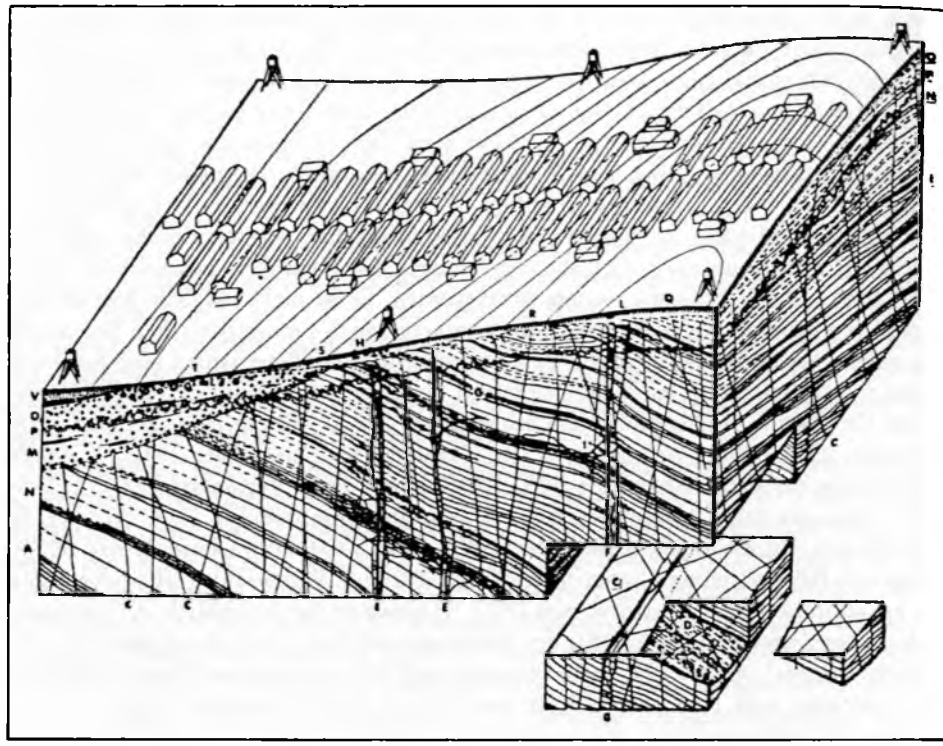


Abb. 271: OFLAG XVII A: Das deutsche Gefangenenlager für französische Offiziere im 2. Weltkrieg, in dessen Geviert mit 400 m Längserstreckung F. ELLENBERGER (und confrères) unter den exzeptionellsten Verhältnissen die „Gefangenschaftsuniversität Edelbach" gründete, in den Jahren 1940–1945 eine vollwertige erdwissenschaftliche Ausbildung mit Vorlesungszyklen und Dissertationsvergaben und -betreuung organisierte und wertvolle wissenschaftliche Ergebnisse über den aus Dobragneis bestehenden Untergrund unter Auswertung von Aufgrabungen und bis 8 m tiefen Verbindungstunnels zur Außenwelt erzielen konnte. F. ELLENBERGER (1948, Taf. 2, Fig. 2).

über Dobragneis-Untergrund hat wohl die detaillierteste Aufnahme vom – durch Grabung freigelegten – Untergrund bis zur obersten Verwitterungszone in geologisch-petrographischer, pedologischer, paläontologischer und prähistorischer Hinsicht gefunden, die je einem Stück Boden zuteil geworden war. Die Untersuchungsgeräte einschließlich Polarisationsmikroskop waren selbst gebastelt, 300 Dünnschliffe auf Fensterglas mit einem Kolophonium-Öl-Gemisch aufgeklebt, die Härteskala improvisiert (z. B. Rasierklinge: Härte 6,5). Das Ergebnis liegt in einem nach dem Krieg (1948) veröffentlichten Band mit 171 Seiten und 14 Tafeln vor, der uns mit größtem Erstaunen und tiefster Bewunderung für die Leistungsfähigkeit menschlichen Geistes auch unter extremsten Bedingungen erfüllt. „Ce travail fait avec amour sur la terre d'Autriche" lautet die Widmung ELLENBERGERS im Dedikations-Exemplar des Verfassers.

Die neue Welle der Forschung in der Böhmischen Masse Österreichs nach dem Zweiten Weltkrieg steht unter dem Zeichen der großen synthetischen Leistung von G. FUCHS, der nach Neukartierung großer Teile dieses Raumes durch ihn selbst und zahl-

reiche weitere Bearbeiter zu neuen tektonischen Ergebnissen über das Moldanubikum gelangt ist. Die Synthese von G. Fuchs 1976 stellt den nächsten bedeutenden Schritt nach F. E. Suess' „Moravischen Fenstern" von 1912 dar, welcher Stand noch in Waldmanns Zusammenschau konserviert worden war. Ein noch grandioserer Deckenbau innerhalb des österreichischen Anteiles der Böhmischen Masse enthüllt sich nun, die Vielphasigkeit des Geschehens wird offenbar. Die Lösungen aber sind erst in großen Linien gegeben, manche Fragen über Zeitablauf, Vergenzrichtung und Metamorphosephasen werden neu aufgeworfen. Nach der intensiven petrologischen Erforschung des Gebietes in der klassischen Ära der Untersuchung liegt heute der Schwerpunkt der Fragestellung in der Analyse der Gebirgsbildungszyklen, zu der radiometrische Daten und die früher zuwenig beachtete kleintektonische Methodik neue Antworten bringen.

Von den zahlreichen Forschern dieser jüngsten Periode der modernen Untersuchungen in petrographischer und geologischer Hinsicht seien hier wiederum wenigstens die aktivsten Bearbeiter durch ein Beispiel ihrer Arbeitsthematik charakterisiert: Ch. Exner (Rastenberger Granit 1969), G. Frasl (Metamorphose im Moravikum 1970), G. Fuchs (Mühlviertel 1964, 1968 und Waldviertel 1971, 1976), V Höck (moravische Metapelite 1974), A. Matura (Tektonik Waldviertel 1976), H. Scharbert (Granulit ab 1957, Metamorphose), S. Scharbert (Radiometrische Altersbestimmung 1977, 1980), O. Thiele (Mühlviertel ab 1961, Waldviertel 1974, 1976).

Als Zwischenbilanz dieser Forschungsphase nach dem Zweiten Weltkrieg sind jüngst eine Reihe zusammenfassender Darstellungen vorgelegt worden, allen voran jene von G. Fuchs 1976 und G. Fuchs & A. Matura 1976 und 1980 mit ihren neuen großtektonischen Erkenntnissen. Zusammenfassungen aus ihrer Sicht haben G. Frasl 1968, A. Matura 1976, E. Thenius 1974 und O. Thiele 1970, 1974, 1976 gegeben.

Neue Versuche zur Deutung von Tektonik und Metamorphose des gesamten Raumes der Böhmischen Masse auch jenseits der österreichischen Grenze liegen vor allem durch tschechische Geologen, aber auch andere europäische Forscher vor, die sich mit den Varisziden Europas vorrangig beschäftigen. Zumindest die Darstellungen von D. Andrusov 1975, J. Cháb & M. Suk 1978, J. Chaloupsky 1978, U. Dornsiepen 1978, A. Dudek & M. Suk 1965, J. Dvořák & E. Paproth 1969, V Havlena 1976, J. Holubec 1974, O. Kodym 1976, W Krebs 1977, M. Máška 1960, M. M. & V Zoubek 1960, H. Martin & F. Eder 1983, M. Suk 1979, Z. Vejnar 1971, A. Wurm 1964, V Zoubek 1966 und V. Zoubek & M. Malkovský 1974 seien in diesem Zusammenhang genannt.

In all diesen Zusammenfassungen aber war noch nicht der Durchbruch in den großen Streitfragen dieses Raumes gelungen: Der Frage nach Herkunft und Wurzeln der Decken des österreichischen Anteils der Böhmischen Masse, der Frage nach Autochthonie des zentralen Teiles der Böhmischen Masse im Sinne der tschechischen Autoren oder der Fortsetzung unserer Deckeneinheiten auch über diesen Raum hinweg, der Frage nach kaledonischem, alt- oder jungvariszischem Alter der Orogenesen dieser Region. Vergleichende kleintektonische Beobachtungen, Berücksichtigung der neuen absoluten Altersdaten und der Einbau dieses Abschnittes in eine revidierende Betrachtung der europäischen Varisziden als Ganzes durch den Verfasser (1982 a) hat erste Antworten im Sinne der Deckenlehre auch für diesen variszischen Abschnitt Europas erbracht, den alpinen Baustil auch im außeralpinen Raum belegt und, wie wir hoffen, den Blick für die Lösung der angerissenen Probleme freigemacht.

C SERIENGLIEDERUNG UND TEKTONIK

1. Moravikum

Entlang der Moldanubischen Überschiebung F. E. Suess (1912), die aus dem Westrahmen des Schwarzawa-Fensters in Mähren in einem weiten Bogen über Messern und östlich von Horn und Schönberg nach Süden zieht (Abb. 275), wird die Moravische Einheit gegen Westen hin gegen das sie ESE-vergent überschiebende Moldanubikum abgegrenzt. Der Basalzuschnitt des überschiebenden Moldanubikums, der geringere Metamorphosegrad des überschobenen Moravikums, die Gesteinsbeanspruchung in der an die Überschiebung herankommenden Glimmerschiefer-Grenzzone des Moldanubikums etc. lassen auch heute im Sinne von F. E. Suess keinen Zweifel an der deckenförmigen Überschiebung an der Westgrenze des Moravikums aufkommen. Aus einer Beteiligung von vergleichbaren Gesteinstypen in Moldanubikum und Moravikum im Sinne von G. Frasl (1970, S. 60) und noch A. Matura (1976, S. 65) aber auf die Nichtexistenz einer solchen tektonischen Selbständigkeit der Großeinheiten zu schließen und daran zu denken, die Begriffe Moldanubikum und Moravikum aufzugeben, wäre völlig verfehlt und hat keine Anhänger gefunden.

Das Moravikum Österreichs gliedert sich vom Liegenden im Osten gegen das Hangende im Westen in drei Einheiten (Abb. 272): 1. die Thayakuppel mit ihrer Hülle, 2. die Pleißing-Decke und 3. die Bittescher-Gneis-Decke, die im folgenden vorgestellt werden.

1. Der Kern der Thayakuppel wird durch die vom Manhartsberg über Maissau, Eggenburg und Retz nach Znaim hinüberreichende Intrusivmasse aus Granit, Granodiorit, Tonalit und Diorit und deren Ganggefolge gebildet. Sie bildet das altersgleiche Äquivalent des Brünner Intrusivmassivs auf österreichischem Boden. Aus den petrographischen Untersuchungen und chemischen Analysen ergibt sich folgendes Bild (F. E. Suess, 1912, S. 557 ff.; F. Reinhold, 1910, S. 366 ff.; L. Kölbl, 1927, S. 343 f.; L. Waldmann, 1922, S. 196; 1951, S. 84 f.; R. Reiss, 1953, S. 98 ff., G. Frasl, 1963, S. 27 f., 1968, S. 18 f., 1970, S. 56 f., 1977, S. 64 f.; 1983, S. 50 f., S. Scharbert et al., 1980 u.a.): Im Westen und Süden zeigt der Pluton hauptsächlich granitische Zusammensetzung. Die Maissauer Granite im Süden mit ihrer richtungslosen Struktur verdanken den Feldspäten ihre rote Färbung. Der Granit von Eggenburg zeigt durch große Mikroklinkristalle porphyrartiges Aussehen. Quarzärmere, glimmerreiche, dunkle porphyrische Typen finden sich bei Gumping W Maissau. Im Zentrum des Plutons nimmt der Plagioklasgehalt zu, sodaß Granodiorite entstehen. Im Osten treten hornblendehältige Quarzdiorite bis Tonalite auf. Im Mineralbestand der Granite tritt neben Kalifeldspat, Quarz, Biotit auch Plagioklas (Albit bis Oligoklas) auf, an Akzessorien stellen sich besonders Apatite und Zirkone ein. Die randlichen Partien des Plutons, besonders im Westen, sind verschiefert. Hier sind als Produkte der Metamorphose Albit, Chlorit, beide Glimmer, Epidot, Granat und Titanit zu beobachten.

Das Alter dieses Plutons ist höher als jenes der jungvariszischen Intrusiva des Moldanubikums: Kaum metamorphes, fossilführendes höheres Devon (Givet-Frasnien) transgrediert in Mähren bereits auf dem Thaya-Pluton ebenso wie über dem äquivalenten

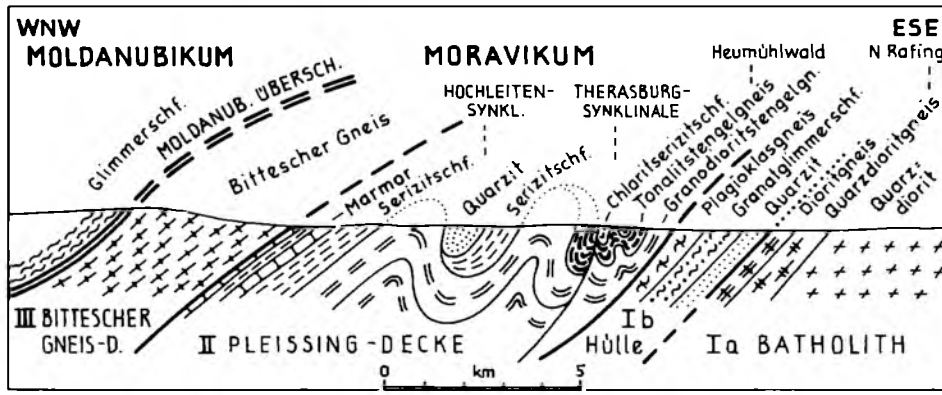


Abb. 272: Querprofil durch das Moravikum bei der Therasburg im Pulkautalgebiet N Missingdorf; nach G. WACHTEL (1975, Beil. 2), ergänzt.

Brünner Massiv und dem Pluton im Kern des Schwarzawa-Fensters (Svratka-Fensters) westlich davon (A. DUDEK, 1960, S. 785; J. SVOBODA et al., 1966, S. 256; S. SCHARBERT et al., 1980, S. 327 etc.). In Österreich wird die schwach metamorphe quarzitisch-schiefrig-kalkige Transgressionsserie von Olbersdorf am Manhartsberg am Südrand des Thayabatholithes als Äquivalent dieser devonischen Serie angesehen (L. WALDMANN, 1922, S. 200; G. FRASL et al., 1977, S. 5; 1983, S. 13 f.).

Mit diesen Feldbeobachtungen über das vordevonische Alter des Batholithes stimmen die radiometrisch ermittelten absoluten Altersdaten überein: Als K/Ar-Mineralalter der Intrusiva werden von A. DUDEK & J. SMEJKAL (1968, S. 45 ff.) 555 Mio. J. angegeben, als Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von A. MATURA (1976, S. 67) 455 ± 25 Mio. J. referiert. Neubestimmungen des absoluten Alters des Plutons auf Grund von 14 Gesteinsproben zwischen Limberg, Pulkau und Thaya (Dyje) ergaben mittels der Rb-Sr-Methode ein Gesteinsalter von 551 ± 6 Mio. J. (S. SCHARBERT et al., 1980, S. 329) und rund 585 Mio. J. am Äquivalent, der Brünner Intrusion (O. v. BREMEN et al., 1982).

L. WALDMANN (1930, S. 140, 151) betrachtete die bei Pernegg auftretenden Gneise, Glimmerschiefer und Quarzite im Hangenden des Plutons als Altes Dach, das eine ältere Regionalmetamorphose in Amphibolitfazies erlitten habe. G. FRASL (1977, S. 54) lehnt diese Auffassung für Pernegg ab, betrachtet diese Metamorphose dort als jünger (1983, S. 10), gibt für andere Abschnitte (S. 62 f.) wie Passendorf NW Pulkau oder SE Maigen die Erhaltung des migmatitischen Alten Daches in Form von Glimmerschiefern und Paragneisen, die vom Granodiorit aus durchtränkt und durchschwärmt sind, zu (1983, S. 12). Hornblendealter aus dioritischen Scholleneinschlüssen im Pluton mit 630 Mio. J. weisen nach S. SCHARBERT et al. (1980, S. 330) wohl auf aufgearbeitete Dachgesteine mit höherem Alter hin, auch wenn dieses Dach heute nicht mehr erhalten sein sollte.

2. Die mit östlicher Vergenz überschobene Pleißingdecke (Abb. 272) umfaßt im Kern die tektonisch stark beanspruchten Weitersfelder Stengelgneise, die nach ihrem Ausgangsmaterial aus Granodiorit, Quarzdiorit und Tonalit wahrscheinlich als Späne der westlichen Fortsetzung des Thayabatholithes abzuleiten sind. Dieser mit Paragneisen

vergesellschaftete Deckenkern wird im Liegenden von einer Quarzit-Glimmerschieferserie, im Hangenden von einer Glimmerschiefer-Marmorserie eingehüllt.

Der Weitersfelder Stengelgneis (F. E. Suess, 1912, S. 557; L. Waldmann, 1922, S. 197; V Höck & W Vetters, 1973, S. A 27) ist extrem stark geschiefert, in b gestreckt, Orthoklasaugen und Oligoklas finden sich nur in Resten in einem neoblastischen Grundgewebe. Späne der liegenden Quarzit-Glimmerschiefer-Serie sind auch im Inneren des Stengelgneises eingeschaltet, eine mittlere Lamelle von Paragneis ist seit L. Waldmann (L. Kölbl, 1927, S. 345) bekannt.

Im Hangenden des Weitersfelder Gneises lagert, wie erwähnt, eine Glimmerschiefer-Marmorserie, in der die Karbonate (Marmore, Kalkglimmerschiefer) den Oberabschnitt einnehmen. Sie sind seit F. E. Suess (1912, S. 567) als „Moravischer Kalk" bezeichnet und als Devon aufgefaßt worden, was von G. Frasl (1977, S. 57) kritisiert wird, der diesen Marmorzug im Pernegger Gebiet als älter, als vorgranitisch einschätzt (andernorts aber im österreichischen Moravikum devonisches Alter des „moravischen" Kalkes gelten läßt).

3. Die Bittescher Gneis-Decke als höchste, westlichste Einheit, bringt abermals über einer Paragesteinsserie, den wohl(?) kontaktmetamorphen Fugnitzer Kalksilikatschiefern, eine Orthogneisplatte, nämlich die stark verschieferte, ausgewalzte, in b gestreckte, Feldspataugen führende Bittescher Gneis-Zone, die von Geras über Messern nach Zöbing, und abgesplittert noch bis N Langenlois und NE Krems reicht. Dieser Gneis zeigt auf Grund der Wechsellagerung mit dicken Amphibolitlagen im Hangenden Ähnlichkeiten zum Dobragneis des Moldanubikums, wie G. Frasl (1970, S. 59) betont hat. Es liegt daher die Annahme nahe, ihn wie jenen aus einem vulkanogenen Ausgangsmaterial abzuleiten, in dem saure Tuffe und Ignimbrite mit basischen Lagen gewechselt haben. Allerdings möge man dabei bedenken, daß im weniger verschieferten Dobragneis entlang des Kamptales wiederholt auch quergreifende Amphibolite zu beobachten sind, auf die Intrusivnatur verweisend. Der Bittescher Gneis kann daher wohl nicht im Sinne von G. Frasl (1970, S. 59) einfach dem Weitersfeldergneis oder mit L. Waldmann (1925, S. 56), A. Matura (1976, S. 67) und G. Frasl (1983, S. 10) dem Thayabatholith (455 Mio. J.) gleichgesetzt werden. Leider helfen vorderhand die radiometrischen Alter aus dem Bittescher Gneis auch nicht weiter, da sie nach den einzelnen Autoren zu stark divergieren: S. Scharbert (1977, S. 11): 796 ± 49 Mio. J., W Morauf & E. Jäger (1982, S. 60): 570 ± 44 Mio. J., O. van Breemen et al. (1982): 480 ± 50 Mio. J. im mährischen Anteil. Außerdem kehrt nun G. Frasl (1977, S. 58; 1983, S. 9) wiederum zur naheliegenden Auffassung einer hochplutonischen Entstehung des Eduktes des tieferen Anteiles dieses Gneises zurück.

Im Mineralbestand der diesen Gneis unterlagernden Fugnitzer Kalksilikatschiefer wird bei F. E. Suess (1912, S. 568), L. Waldmann (1930, S. 140), G. Frasl (1968, S. 22; 1977, S. 50, 67) u.a. Diopsid, aktinolithische Hornblende, Klinozoisit, Plagioklas und Quarz hervorgehoben, sodaß die Auffassung von der zunächst kontakt-, später regionalmetamorphen Umprägung eines karbonatischen Mergels (Tones) im Kontakthof der Bittescher Intrusion möglich ist.

Neue Daten zum Moravikum sind außerdem vom Manhartsberg (D. Eilbeigui, 1970), vom Pulkautal (G. Wachtel, 1975) und vom Thayatal (A. Zarrabi, 1973) in einer Reihe von unveröffentlichten, von Ch. Exner betreuten Dissertationen enthalten.

Ein Überblick über die Gesamtstruktur des österreichischen Moravikum-Anteils der sogenannten „Thayakuppel" zeigt zunächst die genannte Gliederung in die drei gegen ESE überschobenen Einheiten, senkrecht zu den NNE-SSW verlaufenden Achsen (G. FRASL, 1968, S. 17, Abb. 3). Die Quarzgefüge zeigen gleiche Transportrichtung an (D. NĚMEC, 1970, Abb. 18). Ferner ergibt sich eine zentrale, breite, W-E-ziehende, spätvariszische Aufwölbung in der Richtung des Pulkautales, von Pulkau über Pernegg gegen Messern, die das kartenmäßige halbfensterförmige Vorspringen des Westrandes im Bogen von Messern bewirkt. Das jüngste variszische tektonische Großelement, die Diendorfer Störung, die in der Boskowitzer Furche fortsetzt, zerschneidet tiefgründig das Moravikum, wird hier aber, da durch das Tertiär zum Großteil verdeckt, an der Oberfläche kaum sichtbar (vgl. A. MATURA, 1976, Taf. 1) – vgl. S. 671.

Zur orogenetischen Entwicklung des Moravikums liegen eine Reihe von Daten vor, die folgendes Bild nahelegen. 1. Als ältestes ist eine assyntisch-sardisch einstufbare Orogenese und Metamorphose zu nennen, die im Alten Dach der granitischen Intrusionen erhalten ist. Diese Intrusionen selbst sind dann wohl als spätassyntisch zu betrachten, da ja das Alter vom Thayabatholith ins Kambrium, jenes des Bittescher Gneises in das Kambro-Tiefordovic oder sogar in das Präkambrium fällt. 2. Die Hauptmetamorphose stellt jedenfalls die mit dem variszischen Deckenbau verbundene, nach G. FRASL (1983, S. 15) auf die Verschieferung und Deckenbildung folgende Amphibolit-fazielle Metamorphose dar. Ihr regional schwankendes Ausmaß ist erwähnt worden. 3. Wohl im Zusammenhang mit der jungvariszischen Überschiebung mögen die Diaphthorese- und Chloritisierungs-Zonen, die bis in das Alte Dach reichen, und die Weißschiefer-Zonen in der Thayamasse stehen. Die variszische Hauptmetamorphose ist entgegen G. FRASL (1970, S. 57) nicht invers, sondern nimmt im Zusammenhang mit der einst gegen Westen zunehmenden Tiefenlage des Moravikums von Osten nach Westen bis zur Almandin-Amphibolitfazies zu (G. FRASL, 1968, S. 14; 1970, S. 55; 1977, S. 48; O. THIELE, 1970, S. 17; S. SCHARBERT et al., 1980, S. 325) und steigert sich aber übrigens auch von Süden (und Norden) gegen die Thayakuppelachse bei Pernegg hin (V HÖCK, 1974, S. 57) von der Grünschieferfazies bis zur Amphibolitfazies mit Staurolith, sodaß sie dort höher ist, als L. WALDMANN (1930, S. 134 ff.) angenommen hatte. 5. Jungvariszisch erfolgte wohl zunächst die Pernegger Queraufwölbung, die den Messerner Bogen der Thayakuppel formte: Die altvariszischen NNE-SSW-Achsen sind in der Kuppel aufgebogen worden (G. FRASL, 1977, S. 49). Jünger als diese Strukturbildung muß dann eine abermalige transversale Bewegung gewesen sein, bei der die parallelen, flach NW-fallenden Scherflächen zustande kamen, die nach D. NĚMEC (1970, S. 460) sehr einheitlich ausgerichtet und nicht mehr durch die (demnach ältere) Aufwölbung rotiert sind. Dieser Prozeß wird von einer Diaphthorese in Grünschieferfazies begleitet. Auch das Aufdringen von Ganggesteinen der spätvariszischen Intrusionen, deren Zentrum ja im Moldanubikum liegt, fällt in diese jungvariszische Ära, wobei solche Ganggefolge von den variszischen Gängen des Thayabatholithes durch Fehlen der Metamorphose unterschieden werden können. Zuletzt stellt sich die tiefgreifende bruchtektonische Zerlegung des gesamten Raumes ein, die sich z. B. an der Diendorfer Störung zuerst als Seitenverschiebung, später, nach dem Unterperm, in vertikaler Bewegung vollzieht, was durch die Einlagerung des Perms von Zöbing und jenes der Boskowitzer Furche belegt wird.

Literatur

F. Becke et al., 1913; O. van Breemen et al., 1982; A. Dudek, 1960; A. D. et al., 1968; D. Eilbeigui, 1970; G. Frasl, 1968, 1970, 1977; G. F. et al., 1963, 1977, 1983; G. Fuchs, 1976; G. F. et al., 1980; B. Grauert et al., 1973; V Höck, 1975; V H. et al., 1973; L. Kölbl, 1922, 1927; A. Matura, 1976, 1977; W Morauf & E. Jäger, 1982; D. Němec, 1970; K. Preclik, 1925, 1926 a, b, 1931, 1934; F. Reinhold, 1910; R. Reiss, 1953; S. Scharbert, 1977; S. Sch. et al., 1980; A. Scheidegger, 1976; O. Schermann, 1966; F. E. Suess, 1898, 1903, 1912, 1919, 1926 a; J. Svoboda et al., 1966; O. Thiele, 1970, 1974, 1976; G. Wachtel, 1975; L. Waldmann, 1922, 1925, 1930, 1951; A. Zarrabi, 1973; V Zoubek, 1966.

2. Moldanubikum

a) Überblick

Das Moldanubikum schließt als ein in Österreich rund 40 km breiter Gebirgsstreifen, der von Mähren mit SSW-Streichen der Gesteinszüge in unser Land herüberstreicht, im Westen an das Moravikum an. Das Streichen der Einheit schwenkt an der Donau ab der Wachau gegen SW ein. Im Dunkelsteiner Wald, der Zelkinger Masse bei Melk und im Ostteil des Strudengaues greift das Moldanubikum noch obertage mit Ausläufern über die Donau nach Süden vor, bevor es unter der Molassezone und dem Nordteil der Alpen versinkt. Die Westgrenze dieses Systems wird entlang der Linie Zlabings (= Slavonice in Mähren), Kautzen, Pfaffenschlag, Zwettl, Gutenbrunn, Isper und Blindenmarkt durch die dort aufgedrungenen ausgedehnten Massen des Südböhmischen Plutons gebildet. Nur im Raum Rastenfeld–Döllersheim–Vitis steckt östlich von Zwettl zwischen Kamp und oberer Thaya noch der Rastenfelder Granodioritstock als selbständiger Pluton innerhalb der Moldanubischen Zone, die ihrerseits westlich der angegebenen Grenze zur Südböhmischen Intrusionsmasse nur in geringen Resten E Gmünd und W Zwettl noch unverdaut erhalten ist.

Um die Position dieses österreichischen Anteiles des Moldanubikums innerhalb des Gesamtbaues im Auge zu behalten, sei nochmals daran erinnert, daß in Österreich nur ein südlicher Abschnitt des Ostflügels des um die NNE abtauchende Gewölbeachse des Südböhmischen Plutons halbkreisförmig herumziehenden Moldanubikums durchstreicht (Abb. 268).

b) Das Moldanubikum Niederösterreichs

α) Seriengliederung

In jungvariszischer Ära ist dieses Gebirgssystem, wie erwähnt, an der Moldanubischen Überschiebung ESE-vergent über das Moravikum aufgefahren. Wir wollen den Aufbau dieses Gebirgsstreifens, der sich von Westen nach Osten bzw. von liegend gegen hangend in die tektonisch selbständige Monotone Serie, den Granulitspan, den Dobra-

gneis, die Bunte Serie, die Raabser Serie (Amphibolit-Mischserie), den Gföhlergneis, den Granulit und dessen Hüllserie gliedert, von der tiefsten Einheit, der Monotonen Serie an, gegen Osten fortschreitend vorstellen (Abb. 275–276).

1. Die Monotone Serie (Ostrong-Decke) zieht in einer Breite von durchschnittlich 10 km von Kautzen im N über Zwettl, Ottenschlag und den Ostrong nach Süden und quert die Donau westlich von Ybbs. Ihr Gesteinsbestand ist, wie der Name ausdrückt, einförmig, besteht vorwiegend aus Paragneis, Typus Biotit-Plagioklas-Gneis, teils geschiefert, teils dem Perlgneis des Mühlviertels ähnlich (F. BECKE et al., 1913, S. 12 f., A. KÖHLER, 1941, S. 291, O. THIELE 1976, S. 69; G. FRASL et al., 1977, S. 6; A. ZAYDAN, 1982; H. SCHARBERT, 1982, S. 145). Die granitische Durchtränkung und Beeinflussung in einem breiten Kontakthof an der Westgrenze der Monotonen Serie gegen den Südböhmischen Granit hin ist wiederholt beschrieben worden (A. KÖHLER, 1928, S. 136 f.; 1941, S. 294; J. RIEDL, 1930, S. 244 f. etc.). Dem Granit, der teils diskordant, teils konkordant die Monotone Serie durchbricht, folgt zunächst eine biotitreiche schmale Zone, dann eine stark von den zugeführten Alkalien durchtränkte, granatreiche Region und schließlich, weiter weg, die an Cordierit, schließlich an Sillimanit reiche Zone. F. FEDIUK (1971, S. 199) bringt diese Zonenausbildung in Zusammenhang mit einem erhöhten K-Angebot (Biotitreichtum) oder einem niederen Eisenverhältnis (Cordierit-Reichtum). Der Cordieritgneis kann als ein Charaktergestein der Monotonen Serie der Ostrong-Einheit betrachtet werden. Als Bildungsbedingungen der Cordieritgneise vom Loyagraben E Persenbeug werden von H. SCHARBERT (1982, S. 146) 630°–670° C und 3–4 kb angegeben, als Bedingungen für die durch Cordieritgneise charakterisierte Monotone Serie (Ostrong-Einheit) überhaupt 630° C und 3 kb (A. ZAYDAN & H. SCHARBERT, 1983, S. 195).

J. RIEDL (1930, 1952) bringt am Beispiel des Südabschnittes dieser Zone, dem Ostrong, einen detaillierten Bericht über Gesteinszusammensetzung, Mineralvorkommen und die Struktur, die kuppelförmig gestaltet, einen Orthogneiszug (Dobragneis im Gipfelniveau des Ostrong) aufweist. Nur untergeordnet stellen sich nach RIEDL Sillimanit-Orthogneiszüge, Eklogit- und Amphibolitspäne sowie Kalksilikatzüge in der Monotonen Serie ein, während Sillimanit-Alkalifeldspatgneise nach A. ZAYDAN & H. SCHARBERT (1983, S. 183) nur für die tektonisch höhere Drosendorfer Einheit (= Mühldorfer Decke) bezeichnend sind.

Eine besondere Note erhält diese Ostrong-Zone durch die intensive Durchschwärmung von variszischen, von der Granitintrusion abstammenden Ganggesteinen, die im südlichsten Abschnitt der Monotonen Serie im Raum Persenbeug beiderseits der Donau in Mengen auftreten (H. LIMBROCK, 1925; A. KÖHLER, 1924, 1928; J. RIEDL, 1930, S. 242 f.; M. MARCHET, 1941; A. MATURA, 1984, S. 20 ff.), besonders dicht gedrängt im Schloßfels von Persenbeug selbst. Die 1–5 m mächtigen Gänge bestehen teils aus leukokraten frühvariszischen Gesteinen wie Ganggranit, Aplit, Pegmatit, es überwiegen aber die aschisten und lamprophyrischen Typen wie Syenitporphyre, Dioritporphyrite, besonders Kersantite. Die Gänge folgen dem regionalen (N)NE-gerichteten Kluft- und Störungssystem, sie greifen natürlich auch in die östlich anschließende Bunte Serie über.

2. Interessant ist eine perlschnurartige Folge von schmalen Granulitlagen am Ostrand der Monotonen Serie, die G. FUCHS & H. SCHARBERT (1979, S. 39) bekannt gemacht haben: In einer Dezimeter bis wenige Meter schmalen, intensiv durchbewegten Zone gegen die östlich anschließenden Dobragneise oder die dort folgende Bunte

Serie ist diese Granulitreihe von Marbach über Maria Taferl 20 km weit gegen NNE verfolgt worden. Sie markiert zweifellos einen intensiven Bewegungshorizont und bezeugt die tektonische Selbständigkeit der Monotonen Serie. Der Granulit wird von diesen Autoren nicht als Schürflingsteppich betrachtet, sondern die Metamorphose hat hier insgesamt einen so hohen Grad der Amphibolitfazies erreicht, daß nach ihrer Auffassung in zusätzlich tektonisch bewegten Zonen bereits Granulit geprägt worden ist. Es soll allerdings nicht versäumt werden, darauf hinzuweisen, daß auf böhmischer Seite weit jenseits der österreichischen Grenze nach M. VESELÁ (1967, S. 145) westlich von Jihlava (Iglau) in gleicher Position zwischen Monotoner Serie im Liegenden und Bunter Serie im Hangenden wiederum der Granulit, und zwar in Form des Hosov-Granulitgneiskörpers, auftritt. Er ist dort allerdings samt seiner Begleitung durch Ultrabasite bis 1,7 km mächtig, kann daher dort nicht als eine bei der Bewegung entstandene Lamelle gedeutet werden, sondern wohl nur als basaler Gesteinskomplex der höheren tektonischen Einheit, der Bunten Serie. Analogieschlüsse sind daher sicherlich auch für die österreichischen Verhältnisse zulässig, müssen aber erst durch Weiterverfolgung der Grenze gegen Norden hin überprüft werden. Wichtig erscheint, daß dieser Granulit-Ultrabasitkomplex im Liegenden der Bunten Serie tektonisch nichts mit dem zuoberst im Moldanubikum, in der St. Leonharder Einheit am Oberrand der Gföhler Decke, aufscheinenden Granulitkomplex zu tun hat.

3. Der Dobragneis zieht als ein früher zum Spitzer Gneis dazugeschlagener Orthogneiszug von Allentsteig und Edelbach im Norden über die Ruine Dobra am Kamp (Abb. 273), östlich von Rastenberg, bis in den Raum östlich von Pöggstall im Süden. Er überlagert mit östlichem Einfallen die Schuppe der Monotonen Serie und bildet die Basis der nächsthöheren tektonischen Einheit, der Drosendorfer Decke, vom auflagernden Quarzit und Arkosegneis der Bunten Serie offenbar ursprünglich mit Transgressivkontakt überlagert (CH. EXNER, 1953, S. 224).

Zusammensetzung, Mineralbestand und Variationsbreite des meist als granitischer, granodioritischer oder aplitischer Gneis auftretenden Gesteins haben zuletzt L. WALDMANN (1938, S. 44; 1951, S. 32), CH. EXNER (1953, S. 225 ff.) und M. KHAFFAGY (1970, S. 70 ff.) gegeben. Besondere Beachtung hat naturgemäß die Tatsache gefunden, daß dieser saure Orthogneis sehr regelmäßig von Bändern und Lagen von Amphibolit konkordant durchsetzt wird. Ursprünglich hat man diese Einschaltungen als jüngere, basische, später metamorph gewordene Intrusionen in Form von Lagergängen (L. WALDMANN, 1938, S. 44; A. KÖHLER, 1941, S. 281, CH. EXNER, 1953, S. 224, 228) angesehen. Später aber, nach Klarstellung der Analogie zur Ausbildung des Bittescher Gneises durch G. FUCHS (1970, Vh. GBA., S. A 26 f., 1971, S. 426) und G. FRASL (1970, S. 58) wurde auch der Dobragneis als Wechselfolge subaerischer saurer und basischer vulkanischer Ablagerungen gedeutet. Allerdings darf man nicht vergessen, daß auch quer greifende Amphibolitzüge, offenbar aus quer durchschlagenden basischen Gängen entstanden, vielfach zu beobachten sind (z. B. Kamptal) — G. FUCHS in A. MATURA, 1977, S. 38.

4. Bunte Serie: Die gegen Osten anschließende, auflagernde Bunte Serie ist nach der Vielfalt der sie zusammensetzenden Gesteinstypen benannt: In der aus Biotit-Plagioklasgneis bestehenden Grundmasse erscheinen in tieferer Partie Quarzitgneise, Arkosegneise und Quarzite, als Aufarbeitungsprodukt des Untergrundes gedeutet. Marmore, Kalksilikatschiefer, Augitgneise, Amphibolite, Graphitgneise und Graphitschiefer durch-

Abb. 273: Der Dobragneis in der Drosendorfer Decke am Dobra-Stausee des Kamp, N.Ö.

setzen in langen Zügen diese Serie, deren oberer Teil durch Schwärme von Granitoiden, Apliten und Pegmatiten gekennzeichnet ist. Der Granodioritgneis von Spitz (Spitzer Gneis) stellt den umfangreichsten derartigen, einige hundert Meter mächtigen Zug im Hangendteil der Bunten Serie dar.

Zur Charakterisierung der Haupttypen dieser bunten Gesteinsgesellschaft sind einige kurze Erläuterungen vonnöten. Das erwähnte vorherrschende Gestein, der Biotit-Plagioklasgneis, wird in der Literatur häufig mit F. BECKE (1913, S. 12) als „Schiefergneis" bezeichnet. Als Plagioklas fungiert Oligoklas bis Andesin, Granat und Sillimanit scheinen häufig auf. Muskowit kann statt Biotit auftreten, Übergänge zu Glimmerschiefer stellen sich ein (A. KÖHLER, 1941, S. 291). Andererseits liegen Übergänge in Quarzitgneise und Quarzite vor. Als Bildungsbedingungen wurden Temperaturen von 670° und Drucke von 5 kb ermittelt (M. KHAFFAGY, 1970; H. SCHARBERT, 1982, S. 149; A. ZAYDAN &

Abb. 274: Marmor der Bunten Serie (Mühldorfer Einheit) im Marmorsteinbruch von Els im Kremstal, Waldviertel.

H. SCHARBERT, 1983, S. 183). Die Paragneise treten in zwei Haupttypen auf: Granat-Biotit-Plagioklasgneise und Granat-Biotit-Sillimanit-Alkalifeldspatgneise, im Gegensatz zu den Cordieritgneisen der Monotonen Serie.

Als besonders markante, weithin verfolgbare Züge innerhalb dieser Paragneise treten mehr oder weniger mächtige Marmorlagen und -linsen in Erscheinung, besonders auch deshalb, weil häufig darin große Steinbrüche angelegt sind. Diese im Gesteinshandel als „Spitzer Marmor", „Hinterhauser Marmor" oder „Wachauer Marmor" bezeichneten Gesteinszüge geben der Bunten Serie zwischen Persenbeug, Mühldorf, Spitz, Marbach/Krems (Abb. 274), Krumau bis Drosendorf und weiter über die Staatsgrenze ihr wesentliches Gepräge. Dabei handelt es sich meist um mittel- bis gröberkörnige, häufig gebänderte, bläulich-weiße Kalkmarmore, selten um Dolomitmarmor. Durch zunehmen-

den Tongehalt geht der Marmor in Kalksilikatfels über. Quarz, Andesin, Tremolith, Skapolith, Diopsid, Phlogopit, Pyrit, Kupferkies und Biotit treten in den Marmoren auf. Bei Eintreten von Augiten und anderen Silikaten ergeben sich Übergänge von Kalksilikatfels bis zum Augitgneis (A. SCHMÖLZER, 1937, S. 115 ff.; A. KÖHLER, 1941, S. 299 f.). Besondere Berühmtheit hat der Reichtum an „Kontaktmineralen" im Marmor des Lojatales E Persenbeug erlangt, der sich an den spätvariszischen Gängen von Dioritporphyrit und Kersantit einstellte: Aus den Steinbrüchen der Loja stammen prächtige Stufen von Wollastonit, Grossular und Diopsid (A. KÖHLER, 1924, S. 159; 1941, S. 299; G. FRASL et al., 1965, S. 138; H. SCHARBERT, 1968, S. 11; A. MATURA, 1977, S. 92). Jüngst haben A. ZAYDAN & H. SCHARBERT (1983, S. 187) betont, daß die an den genannten „Kontakt"-Mineralien reichen Kalksilikatfelsen in den Lojasteinbrüchen Produkte der Regionalmetamorphose und nicht der Kontaktmetamorphose sind. Sogar die Bildung von Wollastonit ist durch Regionalmetamorphose möglich.

In Verbindung mit den Marmoren, den Schiefergneisen und selten auch den Quarziten tritt Graphit teils nur in Spuren, teils aber in bemerkenswerten Zügen von selbständig erfaßbaren Graphitschiefern und Graphitgneisen auf, der besonders bei Anschwellen der Lagen oder bei tektonischer Anschoppung zu früher vielfach genutzten Lagerstätten geführt hat. Die graphitführende Zone streicht von Marbach und Kl. Pöchlarn über Artstetten, Heiligenblut, Mühldorf etc. bis Drosendorf, findet sich aber auch im Dunkelsteiner Wald wieder. Nähere Hinweise auf einst wirtschaftlich genutzte Graphitvorkommen haben u. a. A. PLESSER (1896, S. 404 ff.), F. BECKE (1917), A. REIFMÜLLER (1953), H. HOLZER (1961, 1963; 1964 a, b), R. HOFBAUER (1962) gegeben. Je nach dem Grad der Kristallinität im Zusammenhang mit der Metamorphose des Nebengesteins tritt der Graphit feinkristallin oder auch makroskopisch sichtbar in großen blättchenförmigen Kristallen (Flinz- oder Flockengraphit) auf. Als begleitendes Mineral tritt im Graphit zunächst Pyrit auf – die lokale Anreicherung bis zu 10 % des Gesteinsvolumens hat einst die Grundlage für zahlreiche Alaunsiedereien des Waldviertels gebildet. Ferner stellen sich im Graphit Korund, Disthen, Rutil, Monazit, Xenotim u. a. ein (A. HIMMELBAUER, 1926; A. KÖHLER, 1941, S. 301; G. NIEDERMAYR, 1973). Bezüglich der Genese des Graphites ist die alte Auffassung einer Herleitung aus Eruptivgesteinen längst überwunden. Für seine organogene Abstammung und später metamorphe Prägung spricht nicht nur die stete Verbindung zu Sedimentgesteinsabkömmlingen, die Verbindung mit Pyrit als Hinweis auf marine Sapropelite und der geochemische Hinweis auf biophile Spurenelemente wie Mo, V, Ni und B (I. JANDA & E. SCHROLL, 1960, S. 52), sondern auch der Nachweis von graphitisierten Gefäßpflanzenresten in den Graphiten der Bunten Serie in ihrer Fortsetzung in Böhmen bei Böhm. Krumau (D. ANDRUSOV & O. ČORNÁ, 1976; B. PACLTOVÁ, 1981).

Das nächste Charaktergestein der Bunten Serie sind Amphibolite Wir beschränken uns hier auf die Besprechung jener Amphibolitzüge, die im Inneren der Bunten Serie aufscheinen und trennen jene gehäuft auftretenden Amphibolite im Hangenden im Verband der Raabser Serie – die wahrscheinlich schon der nächsthöheren Einheit, der Gföhler Decke, angehört – ab. In der Bunten Serie treten die Paraamphibolite häufig in der Nachbarschaft von Marmor- und Augitgneiszügen auf. Sie enthalten reichlicher Quarz, Granat ist häufig, der Plagioklasgehalt gering (Typus Kottes) – A. MARCHET, 1924, S. 300, 316; A. KÖHLER, 1941, S. 302. Als Nebengemengteile stellen sich Titanit, Apatit und Zirkon ein. Als Beispiel für Ortho-Amphibolit in Übergang zu Gabbro sei

jener von Elsenreith SE Ottenschlag erwähnt, von H. SCHARBERT (1956) neu studiert. Die invers zonaren Plagioklase sind in diesem Amphibolit Andesine, im zugehörigen Gabbro Labradore bis Bytownite. Die Bildung der Amphibolite ging bei 680°—740° und 5 kb vor sich (A. ZAYDAN, 1982; H. SCHARBERT, 1982, S. 150).

Die Neuuntersuchung der Amphibolite der Bunten Serie im Raum E Persenbeug hat nach A. ZAYDAN & H. SCHARBERT (1983, S. 191 f.) auf Grund des Chemismus gezeigt, daß die meisten Amphibolite in das Feld der Tholeiite fallen und nur wenige an die Grenze zum Alkalibasalt rücken. Die Ti-Zr-Diagramme zeigen weiters, daß alle untersuchten Proben aus diesem Raum im Feld der Ozeanboden-Basalte liegen, also vulkanischen Ursprungs sind.

Eine eingehende Untersuchung des „Fleckamphibolites" im Liegenden des Spitzer Granodioritgneises hat ergeben, daß dieser Orthoamphibolit (A. MARCHET, 1924, S. 249, 257, 272) nicht als metamorphes Basisdifferentiat, zugehörig zum sauren Glied des Spitzer Gneises darstellt, sondern auf Grund der Hochtemperaturoptik-Einsprenglinge aus einem ehemaligen Ergußgestein abzuleiten ist (A. KÖHLER, 1941, S. 284, 289).

Der Spitzer Gneis schließlich, der sich in relativ hoher Position westlich von Spitz/Donau dahinstreichend in die Bunte Serie einschaltet, stellt einen fein- bis mittelkörnigen Orthogneis in granodioritischer bis leukoquarzdioritischer Zusammensetzung dar (A. MARCHET, 1924, S. 250 ff.; 1941, S. 328; L. KÖLBL, 1927, S. 334 f., A. KÖHLER, 1941, S. 280 f.; CH. EXNER, 1953, S. 225 ff.; G. FUCHS & A. MATURA, 1976, S. 11; 1977, S. 94 in A. MATURA). Dieser homogene Biotitgneis — von dem der vorübergehend damit zusammengeworfene Dobragneis anderer Prägung wiederum getrennt wird — enthält Andesin, Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Grüne Hornblende, Orthit, Apatit, Zirkon, Titanit. Die Zusammensetzung des Spitzer Gneises tendiert im Raum des Kamptales nach CH. EXNER (1953, S. 225) zu granitischem bis aplitischem Habitus. Die Vergesellschaftung mit Fleckenamphibolit ist häufig.

Überblickt man das Ausgangsmaterial der Bunten Serie, so kommt bei der Zusammensetzung aus vorwiegend tonig-sandigem Material unter Einschaltung von Kalklagen, Sapropeliten, basischen Ergußgesteinen und wenig Orthomaterial eine marine geosynklinale altpaläozoische oder jungpräkambrische Serie als Edukt in Frage. Durch die Bestimmung von Gefäßpflanzenresten durch O. ČORNA & D. ANDRUSOV (1976, Taf. 32, Fig. 1—16) aus Graphitlagen dieser Bunten Serie in Südböhmen bei Böhm. Krumau, die nicht älter als Ordovic-Silur sein können, wurde zunächst das altpaläozoische Alter nachgewiesen. B. PACLTOVÁ (1981, Taf. 1, 3—6) konnte aus diesen Graphiten der Bunten Serie dann sogar eine Reihe von Mikrofossilien bestimmen, wie *Veryhachium* sp., *Deunffia* cf. *monospinosa* DOWIE und *Polyedrixium* cf. *simplex* DEUNFF, unter denen letztgenannte Form leitend für Devon ist.

5. Raabser Serie: Der früher vielfach noch zur Bunten Serie gerechnete hangende Abschnitt aus Biotit-Plagioklasgneisen, reich an (Ortho-)Amphiboliten, wurde im nördlichen Waldviertel im unmittelbaren Liegenden der Gföhler Gneise von O. THIELE (1972, S. A 83) als Raabser Serie bezeichnet. Die Abtrennung von der Bunten Serie ist dort durch die Einschaltung eines liegenden Gföhlergneisspanes gerechtfertigt (A. MATURA, 1976, S. 71), sodaß dieser Komplex heute allgemein (vgl. G. FUCHS, 1976, Beil. 3) als liegendste Einheit der Gföhler Decke betrachtet wird, die ja über der zur Drosendorfer Decke gehörenden Bunten Serie fernüberschoben ist. Dieser Serie kommt

gegenüber den bisher genannten Arbeiten eine noch größere Verbreitung, und zwar südlich vom Kamp, zu, wo die amphibolitreiche Unterlage der Gföhler Gneis-Schüssel sowohl im Westen in der Zone von Meisling, als auch im Osten im Gebiet des unteren Kamp, auf Grund der Zusammensetzung und Position der Raabser Serie gleichzustellen ist: A. MATURA (1976, Beil. 6) hat diese Einheit südlich des Kamp noch zur Gänze zur Bunten Serie geschlagen, G. FUCHS (1971, Abb. 1–2) hat zunächst den Westflügel noch bei der Drosendorfer Decke belassen und erst 1976, Beil. 3, der Gföhler Decke angegliedert, hat aber auch dann noch den unter dem Ostrand der Gföhler Schüssel hervorkommenden Anteil der gleichen Einheit abgetrennt und diesen im Hangenden des Gföhler Gneises beheimatet und sekundär invers darunter auf verkehrt lagernd eingerollt gedacht (1971, S. 434; 1976, Abb. 2, Inverszone Beil. 3). Aus der einheitlichen Unterlagerung der Gföhler Gneis-Schüssel im Westen und Osten mit einer analogen Abfolge von liegend gegen hangend mit Rehberger Amphibolit und Ultrabasiten im Unterabschnitt, mit Dioritgneis etc. in mittlerer Position und mit den mächtigen Amphiboliten Typus Schiltern im Hangendteil (G. FUCHS & A. MATURA, 1976, Geol. Kt. Beil. 2 usf.) geht aber sowohl die analoge (aufrechte) Lagerung als auch die Äquivalenz der beiden Flügel westlich und östlich unter der Gföhler Gneis-Schüssel hervor. Wir betrachten daher sowohl die Serie der Meislinger Region an der mittleren Krems als auch die Zone am unteren Kamp zwischen Langenlois und Gars der Raabser Serie des nördlichen Waldviertels äquivalent.

Der Gesteinsbestand dieser Raabser Serie (in erweitertem Sinne) umfaßt die folgenden Glieder.

a) Die Grundmasse bildet ein Paragneiskomplex aus einem Biotit-Plagioklas-Gneis („Schiefergneis"), dessen verschiedene Typen z. B. durch H. SCHUMANN (1929, S. 105 ff.) aus dem unteren Kamptalbereich, von A. SMUK (1974, S. 91 ff.) aus dem Raum östlich von Raabs/Thaya eingehend beschrieben worden sind.

b) In Annäherung an die auflagernden Gföhler Gneise stellt sich eine in der Breite schwankende, vom Gföhler Gneis her beeinträchtigte Zone mit migmatitischer Beeinflussung dieser Gneise ein, die östlich vom Gföhler Gneis mehrere Kilometer, maximal 6 km, breit sein kann, bevor sich der Übergang in die nicht veränderten Paragneise vollzieht. F. BECKE hat 1882 diesen häufig auch als „Adergneis" oder „Injektionsgneis" (H. SCHUMANN, 1929, S. 83 ff.) erwähnten Typus als Seybergergneis nach der Lokalität „Seyberer" NW Weißenkirchen/Wachau bezeichnet (vgl. auch F. BECKE et al., 1913, S. 28; A. KÖHLER, 1941, S. 292 f.). Obgleich die enge räumliche Beziehung der Durchäderung zum Gföhler Gneis einen genetischen Zusammenhang nahelegt, ist der hauptsächlich aus Quarz und Oligoklas bestehende Inhalt der Adern im Paragneis nicht einfach vom Gföhler Gneis mit seinem überwiegenden Kalifeldspatgehalt abzuleiten. Gegenüber der ursprünglichen Vorstellung einer Injektion von einer magmatischen Gföhler Intrusion aus hat daher heute eher die Auffassung einer venitischen Mobilisation des Materials aus dem Paragneis selbst durch die Nähe des Gföhler Gneises Platz gegriffen (G. FUCHS in A. MATURA, 1977, S. 40). Es wäre auch eine tektonische Grenze zwischen Gföhler Schuppe und Unterlage (Raabser Einheit oder direkt Bunte Serie der Drosendorfer Decke) verständlich, wenn die Gföhler Decke noch in heißem Zustand eingeschoben worden wäre.

c) Eingeschaltet in den Komplex der Schiefergneise sind einerseits Züge von Orthogneisen, deren spezielle Darstellung vom Raum des unteren Kamptales wir CH. BACON

(1926) verdanken, der dort Granit-, Syenit-, Dioritgneise sowie Aplit- und Augengneise unterschieden hat, zu denen noch der Dioritgneis von Buchberg bei Gars/Kamp sowie sein Gegenstück westlich der Gföhler Deckscholle, nämlich der Dioritgneis Nöhagen, hinzukommen (G. Fuchs & A. Matura, 1976, S. 10).

d) Kalksilikate und Marmore sind im Schiefergneiskomplex sehr selten, fehlen aber nicht vollkommen.

e) Eine besondere Bedeutung nach Umfang und petrographischer sowie genetischer Vielfalt aber weisen die Amphibolite innerhalb der Raabser Serie auf, durch zahlreiche Forscher eingehend untersucht. Weithin aushaltend tritt zunächst in beiden Flügeln unter der Gföhler Deckscholle nahe der Basis der Serie der als Gabbroamphibolit erkannte Orthoamphibolit Typus Rehberg auf. Zu diesem Zug gehören die bei A. Marchet (1924, S. 273, 277, 283, 289) beschriebenen Typen von Rehberg, Loisberg bei Langenlois, Buschandlwand NE Spitz und Rastbach W Gföhl sowie die Gabbroamphibolite der Drosendorfer Gegend. Als reliktischen Bestand vom ursprünglichen (Olivin-)Gabbro sind Labradore und uralitisierte Diopside erhalten. Die metamorphe Umprägung zu Amphibolit hat Hornblende, basischen Plagioklas und neugebildeten Pyroxen entstehen lassen. In gebänderten Typen wechseln dunkle Lagen, reich an Hornblende und Andesin, mit hellen, Albit und auch Quarz führenden Lagen ab (F. Becke, 1913, S. 16; A. Marchet, 1919; 1924; A. Köhler, 1941, S. 284; G. Frasl et al., 1965, S. 136; A. Matura, 1977, S. 90).

Ein zweites Niveau mit mächtigen Amphiboliten stellt sich unmittelbar unter dem Gföhler Gneis in Form des Orthoamphibolites vom Typus Schiltern ein, der rundum im Liegenden dieses Gneises verbreitet ist. Wiederum dachte man ursprünglich an ein Basisdifferentiat des Gföhler Orthomaterials als Edukt. Wiederum aber hat A. Köhler (1941, S. 289) die Unabhängigkeit dieser Amphibolite vom sauren Orthogneis begründet und sie aus Diabasen abgeleitet. F. Becke (1882, S. 247; 1913, S. 19), A. Marchet (1924, S. 188, 192 ff.), A. Köhler (1941, S. 286 f.), A. Matura (1977, S. 45) u. a. haben eine Reihe von speziellen Typen ausgegliedert, etwa den körnig-streifigen Typus von Schiltern selbst (Schiltern, Gars, Senftenberg, Dürnstein, Weißenkirchen, W Gföhl), dann den Anorthosit-Amphibolit von Senftenberg und Straß, den Granatamphibolit von Schiltern – den Köhler aus einem Tuffit ableiten möchte – und den Biotit-Amphibolit von Dürnstein, bei dem Köhler sogar an ein Paragestein denkt. I. Janda et al. (1965) haben die Unterscheidbarkeit von Ortho- und Paraamphiboliten besonders auf Grund der Beispiele aus dem Waldviertel mit Hilfe von Anreicherungen von Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Sc, V und Y in Orthoamphiboliten simatischer Herkunft dargelegt. Schließlich sei noch erwähnt, daß in dieser Position unter dem Gföhler Gneis neben den basischen Gesteinen auch Ultrabasite auftreten, z. B. der bronzitführende Olivinfels von Weißenkirchen, Dürnstein und Senftenberg (F. Becke et al., 1913, S. 23; A. Köhler, 1941, S. 281).

Die Raabser Serie unterscheidet sich demnach von der Bunten Serie bei gleichbleibender Grundmasse durch ihre Armut an Karbonaten, aber einen besonderen Reichtum an basischen (und zurücktretend) sauren Orthogesteinszügen.

6. Als nächsthöherer Gesteinskomplex, als tektonisch selbständige Schubmasse aufgefaßt, folgt der diskordant der Unterlage aufruhende Gföhler Gneis Der helle, feinkörnige, glimmerarme, feldspatreiche Gneis mit granitischer Zusammensetzung überrascht durch sein homogenes, gleichförmiges Aussehen über weiteste Strecken hin. Er

zieht vom Raum N Pöchlarn über Aggsbach, den NW-Teil des Dunkelsteiner Waldes (westlich der Diendorfer Störung) nach Dürnstein und weiter bis Wegscheid am Kamp und mit einem Lappen hinüber bis Horn. Eine weitere Scholle ist im Bereich der Thaya zwischen Waidhofen und Karlstein erhalten. Weiter im Nordosten setzt er bis tief hinein nach Mähren fort und kommt – in gleicher tektonischer Position – aus Südböhmen wieder über die Grenze von Oberösterreich bei Aigen/Schlägl zurück (S. 657).

Der Mineralbestand umfaßt mikroperthitischen, meist ungegitterten Kalifeldspat, Quarz, nur wenig Oligoklas und Biotit, während Muskowit nur sekundär auftritt. Hinzu kommen untergeordnet Granat, Sillimanit, auch Disthen, Apatit, Zirkon und opake Minerale (F. Becke et al., 1913, S. 6 ff.; A. Köhler, 1941, S. 276 ff.; Ch. Exner, 1953, S. 243 f., G. Niedermayr, 1966 a; O. Thiele, 1977; A. Matura, 1977, S. 46).

Das Gefüge des Gföhler Gneises zeigt zeiligen, bisweilen unruhig-flasrigen Aufbau. Die Grenzen zu den Nachbargesteinen sind meist scharf, nur selten stellen sich randliche Wechsellagerungen zur unterlagernden Serie hin ein oder schalten sich untergeordnete Paragneis- und Amphiboliteinschlüsse innerhalb des Gföhler Gneises ein. Daß der Gföhler Gneis durch Mischung mit Schiefergneisen randlich hybrid ist, wurde von verschiedenen Autoren dargelegt (L. Kölbl, 1925, S. 519; A. Köhler, 1941, S. 277). Zum Granulit hin aber gibt es vielfach Übergänge und breite Mischungszonen, was einige Autoren auf ein genetisch ähnliches Schicksal beider mehrweniger nahestehender Gesteinskomplexe schließen ließ, obgleich dem Gföhler Gneis nach Durchtränkung der Granulitrandpartien ein jüngeres Alter zuzukommen scheint. Trotz dieser Übergänge sind die Unterschiede im Handstück aber doch meist deutlich: Der Gföhler-Gneis ist gegenüber dem Granulit immer grobkörniger, nie so ebenschiefrig, der Biotit zwar spärlich, aber grobschuppig erkennbar, der Disthen und Granat des Granulits fehlen makroskopisch. Der wichtigste Unterschied in der Analyse zeigt sich aber im stets äußerst geringen Wassergehalt des Granulites, der bei 0,5 liegt, während er beim Gföhler Gneis 1,17 beträgt.

Die Hauptmasse des Gföhler Gneises wird als metamorphes Produkt eines sauren Magmas, also als Orthogneis, gewertet (A. Köhler, 1941, S. 278). Daß Randpartien hybride Natur zeigen, wurde oben erwähnt. Die Diskussion ging lange darum, ob nicht etwa doch der gesamte Gföhler Gneis-Körper hybrider Entstehung sei (L. Kölbl, 1925; 1927, S. 333), wozu am ehesten L. Waldmann (1929, S. 43) geneigt hat.

An radiometrischen Altersdaten über die Entstehung des Gföhler Gneises liegen Werte von 455 ± 25 Mio. J. (Rb/Sr Gesamtgesteinsanalyse, zitiert in G. Fuchs & A. Matura, 1980, S. 123) und 474 ± 23 Mio. J. (in S. Scharbert, 1977, S. 12) vor. Sie stimmen mit jenen des Granulites, der einen Alterswert von 469 ± 11 Mio. J. zeigt (A. Arnold & H. Scharbert, 1973, S. 72), gut überein. Diese Daten sprechen für eine Prägung der Gföhler Gneise und Granulite während der sardisch-altkaledonischen Tektogenese im Ordovicium.

7 Eine Lamelle aus Wolfshofer Amphibolit und darüber Wolfshofer Syenitgneis überlagern im Abschnitt des mittleren Kamp die Gföhler Gneis-Scholle im Hangenden, bevor darüber die Granulitschuppe aufsetzt. Diesen von sillimanit- und disthenreichen Paragneisen begleiteten Wolfshofer Amphibolit stellt A. Marchet (1924, S. 182 f.) unter die Orthoamphibolite ein. Der auflagernde Wolfshofer Syenitgneis mit maximal bloß einigen hundert Metern Mächtigkeit stellt nach G. Fuchs (in A. Matura, 1977, S. 42 f.) einen mittelkörnigen, homogenen, nur schwach geschieferten Orthogneis

aus perthitischem Kalifeldspat, nur wenig Quarz und Plagioklas, Biotit, Rutil, Apatit und Zirkon, dar. Er zeigt zu Liegend- und Hangendgesteinen nach G. FUCHS (1971, S. 436) Intrusivkontakte. Er wird von G. FUCHS als syntektonische Intrusion gedeutet.

8. Zuoberst liegt in diesem Serienstapel des Waldviertels, den wir im wesentlichen von West nach Ost aufsteigend fortschreitend verfolgt haben, die Granuliteinheit mit ihrer basischen bis ultrabasischen Begleitung entlang und innerhalb ihrer Basis.

a) Wenden wir uns – der Abfolge entsprechend – zuerst diesen Amphiboliten und Ultrabasiten an der Basis der Granulitscholle zu. Wir treffen hier auf ein weit über das Waldviertel hinaus verbreitetes Phänomen an der Basis dieser tiefkatazonalen Granulit-Einheit der Gföhler Decke. Die im Liegenden des Granulites von St. Leonhard am mittleren Kamptal auftretenden Orthoamphibolite stellen den Sondertypus des Diallag-Amphibolites dar (A. MARCHET, 1924, S. 182, 229; 1928, S. 35 ff.). Diese Granat-Pyroxen-Amphibolite führen zonar gebauten, außen Mg-reichen Granat, braune Magnesio-Hornblenden mit hohem TiO_2-Gehalt, Klinopyroxen, Plagioklas (50 % An-Gehalt) und häufig Ilmenit. Sie sind in hochmetamorpher Umgebung granulitfaziell geprägt (G. FUCHS et al. in A. MATURA, 1977, S. 41 f.). Auch die große äquivalente Granulitscholle des Dunkelsteiner Waldes zeigt stellenweise diesen (ultra-)basischen unterbrochenen Saum entlang ihrer Sohle, so im SW (H. TERTSCH, 1917, Taf. 4) und im NE (L. KÖLBL, 1926, Abb. 2), im W und E (F. KAPPEL, 1967· Eklogite). Ebenso zeigt das Granulitvorkommen von Göpfritz-Blumau im nördlichen Waldviertel Granatpyroxenamphibolite an der Basis. Ferner lassen sich derartige Metabasite und Ultrabasite unter den in der Stellung ebenfalls äquivalenten Granulit-Deckschollen in Südböhmen um Böhm. Krumau feststellen (M. PALIVCOVÁ & ŠTOVÍČKOVÁ, 1968, Abb. 1). Aber sogar in der Fortsetzung des Moldanubikums im westlichen Mitteleuropa und in Westeuropa (Französisches Zentralmassiv, südarmorikanisches Gebiet in Westfrankreich) schleppen die deckenförmig verfrachteten Granulitkomplexe solche (Ultra-)Basite an ihrer Sohle mit sich. H. SCHARBERT (1971, S. 81 ff.; 1973, S. 89; H. SCH. et al., 1974, S. 112; 1982, S. 155 f.) hat gezeigt, daß die Granatpyroxenite mit hoch magnesiumreichem Granat und die Granatperidotite in dieser Position an und in der Sohle der Granulitdecke des Waldviertels als Material des oberen Mantels aufgefaßt werden müssen. Granatpyroxenite und Granatwebsterite, die als Linsen und Lagen in den Ultramafiten auftreten, werden aus unter Druck erstarrten, aus dem oberen Erdmantel stammenden basaltischen Schmelzen abgeleitet, die dann bei 800° C und etwa 10 kb granulitfaziell geprägt worden sind (H. SCHARBERT, 1982, S. 156). Diese Ultramafite wurden hierauf durch die deckenförmige Verfrachtung der Granulitmassen der untersten Kruste mit emporgeschürft. Diese Auffassung kann vom Verfasser (1982 a, 1984) auf Grund des regionalen europaweiten Auftretens analoger Phänomene, immer mit weiträumigsten Überschiebungen tiefstkrustalen Materials verbunden, nur voll bestätigt werden. Sie gilt jedenfalls auch für die vielfach damit verbundenen Serpentinitkörper. Die Pyroxenamphibolite in dieser Position unter dem Granulit aber sind bereits früh von Eklogiten abgeleitet worden. Die alte Auffassung von A. MARCHET (1924, S. 247) über die Herleitung dieser Meta- und Ultrabasite als basische Endglieder einer zusammengehörigen magmatischen Differentiationsreihe, als deren saures Endglied der Granulit steht, ist demnach hinfällig: Einerseits durch die Ableitung der Ultrabasite als Mantelspäne, andererseits durch die Erklärung des Granulites als Paragestein aus sandigem Edukt im Sinne von H. SCHARBERT (s. u.).

b) Die Granulitschollen schließen trotz ihrer Herkunft aus tiefster Metamorphosezone als nun tektonisch höchste Einheit die Serienabfolge des Waldviertels gegen oben hin ab. Große Granulitschollen sind südlich der Donau zunächst im Granulitkörper Pöchlarn–Wieselburg mit seinem steil-fächerförmigen Bau erhalten (O. SCHERMANN, 1967, S. 148 ff.), sodann östlich der Diendorfer Störung im Dunkelsteiner Wald, dann im Gebiet des mittleren Kamp bei St. Leonhard, schließlich im nördlichen Waldviertel um Blumau an der Wild und dann erst wieder in Fortsetzung der Gföhler Decke in Südmähren und Südböhmen.

Der Haupttypus des stets feinkörnigen, geschieferten Granulites umfaßt folgenden Mineralbestand: Hauptsächlich Quarz (Diskenquarz) und Kalifeldspat (perthitischer Orthoklas), wenig antiperthitischer Oligoklas bis Andesin, untergeordnet, aber bezeichnend Biotit, almandinreicher zonar gebauter Granat, Disthen, Sillimanit; als Akzessorien Rutil und gerundeter Zirkon (H. TERTSCH, 1917, 1921; H. LIMBROCK, 1923, 1925; A. KÖHLER, 1941, S. 272; H. SCHARBERT, 1962, 1963 a, b, 1963/64, 1965, 1968, 1971, 1982; H. SCHARBERT & G. KURAT, 1974; G. NIEDERMAYR, 1967; O. SCHERMANN, 1967, S. 148 ff., G. KURAT & H. SCHARBERT, 1972). Der Reichtum des Gesteins an Granat und Disthen kündet von einem Tonerdeüberschuß, die Feinkörnigkeit des Gesteins wird seit F. BECKE et al. (1913) auf die bekannte Wasserarmut des Granulits zurückgeführt, wodurch sich dieser auch deutlich von den an fluiden Stoffen reichen Gföhler Gneisen unterscheidet (L. KÖLBL, 1927, S. 329).

Außer diesem Grundtypus des Granulites sensu stricto treffen wir, mit dem Normaltypus verbunden, eine ganze Reihe von Varietäten an, mit denen sich besonders A. KÖHLER (1941, S. 273 ff.) und H. SCHARBERT (1963/1964) beschäftigt haben: Die Plagiogranulite von Aggsbach mit Überwiegen des Plagioklas gegenüber dem Kalifeldspat, die Hornfelsgranulite des Ispertales mit besonderem Granatreichtum und eklogitähnlichem Aussehen, die dunklen „Trappgranulite" des Dunkelsteiner Waldes (Pyroxengranulite und Pyriklasgranulite), in denen Ortho- und Klinopyroxen sowie Hornblenden als mafische Gemengteile in einem Ausmaß bis unter 20 % hinzutreten, und schließlich die Pyriklasite von Säusenstein, quarzfrei, mit Orthopyroxen und basischem Plagioklas.

Eine lange Diskussion hat die Frage nach der Genese dieser Granulite entfacht. Ursprünglich war man sich fast allgemein einig, daß es sich um Bildungen eines trockenen, aplitischen, in der Tiefe erstarrten Magmas handle, später katazonal metamorph geworden (A. KÖHLER, 1941, S. 273). F. E. SUESS (1926, S. 21) hatte sogar eine Quarzporphyrdecke als Ausgangsmaterial angenommen. Die vielfältigen Übergänge in den Randpartien der Granulitkörper zum Nebengestein, eine Durchmischung mit den Schiefergneisen unter Anreicherung von Biotit und Granat, hat zur Annahme von umfangreichen Assimilationen in Randzonen und einem lit-par-lit-Eindringen des Granulites in die Nebengesteine geführt (H. LIMBROCK, 1923, 1925 und zahlreiche spätere Autoren). Aber L. KÖLBL (1927, S. 330) formulierte zutreffend: „Verfolgt man nun eine sicher als Mischgestein erkannte Stelle gegen das Innere des Granulitkörpers zu, so wird es ungemein schwer, die hybriden Teile abzugrenzen." Als Konsequenz ähnlicher Überlegungen hatte bereits H. BACKLUND als genetische Erklärung des Granulites im allgemeinen die Granitisation eines Quarzsandsteins herangezogen. K. SCHEUMANN (1961) hatte als Edukt der sächsischen Granulite quarzitische Gesteine und Schiefertone angenommen. H. SCHARBERT hat sich schließlich (1964, S. 214) auf Grund des durchgehenden Al-Über-

schusses, der sich im Granat-, Disthen- und Biotitgehalt äußert – und zwar nicht nur in den als assimiliert gedeuteten Randzonen, sondern über den gesamten Granulitkörper hinweg –, ferner auf Grund des Lagenbaues, der leicht aus einem Wechsel von Sandstein-, Arkosen- und Grauwackenlagen abgeleitet (nicht leicht aber auf ein Magma bezogen) werden kann, sehr klar für ein präkambrisches Sedimentgesteinspaket als Ausgangsmaterial ausgesprochen.

Die metamorphe Prägung dieser Granulite der südlichen Böhmischen Masse ist nach H. SCHARBERT (1962, 1964, 1965) und H. SCHARBERT & G. KURAT (1974) in zwei getrennten Phasen erfolgt: 1) Zunächst unter granulitfaziellen Bedingungen bei sehr hohem Druck von etwa 11 kbar und Temperaturen von rund 760° C in relativ „trockenem" Milieu. Umgerechnet in Auflast ergibt dieser hohe Druck etwa eine Bildungstiefe von theoretisch rund 30 km, also die Region der untersten Kruste! Die radiometrische Bestimmung des Alters dieser granulitfaziellen Metamorphose ergab für Granulitproben aus dem Komplex Pöchlarn–Wieselburg und dem Dunkelsteiner Wald einen Wert von 469 ± 11 Mio. J. (A. ARNOLD & H. SCHARBERT, 1973), also altkaledonische Prägung im Zeitraum des Ordovic. 2) Eine zweite, jüngere Metamorphose der variszischen Orogenese bewirkte eine rückschreitende Umprägung in Richtung Amphibolitfazies. Wir werden zeigen, daß diese am Granulit selbst gewonnenen Erkenntnisse sich harmonisch dem Gesamtbild des tektonometamorphen Geschehens des Moldanubikums und seiner Fortsetzung in Mittel- und Westeuropa einfügt.

Über die Intrusiva des Südböhmischen Granitplutons, die in der jungvariszischen Ära in den Westteil der oben geschilderten Serienabfolge eingedrungen sind, wird S. 660 ff. getrennt referiert.

β) Der tektonische Bau

Der tektonische Bau des Moldanubikums im Waldviertel, Dunkelsteiner Wald und in Böhmen und Mähren wird in erster Linie beherrscht von dem überraschenden Umstand, daß die höchstmetamorphen Glieder katazonaler Prägung aus tiefem Krustenstockwerk, nähmlich der Granulit und Gföhler Gneis, heute zuoberst lagern – der Gföhler Gneis von Gföhl mit ausgesprochen schüsselförmiger, deckschollenartiger Struktur und eingelagert darin bei St. Leonhard als Scholle in allerhöchster Position der Granulit des mittleren Kamptales. Diese Tatsache war bereits F. E. SUESS (1918, S. 113 f.) aufgefallen, und er hatte daran gedacht, daß der Gföhler Gneis durch Rückfaltung oder Deckenschub auf die Sedimentabkömmlinge der Unterlage gebracht worden sei. In seinen späteren Arbeiten aber hat er diesen Gedanken nicht wieder aufgegriffen. L. KOBER hat hingegen (1938, S. 184) die volle Konsequenz dieser Gegebenheiten gezogen: „Man wird also mit der Tatsache zu rechnen haben, daß die moldanubische Deckenmasse mindestens in zwei Teildecken gegliedert werden kann. Unten liegt die Decke, in der hauptsächlich Schiefergneise auftreten – sagen wir also die Schiefergneis-Decke –, oben liegt die Decke der Gföhler Gneise, der Granulite." Und weiter: „Der interne Bau der moldanubischen Deckenmasse ist von alpiner Art, ist von ostalpinem Typus." Und auch die später so lang umstrittene Frage der Herkunft der Gföhler Decke ist bei KOBER bereits 1938 zutreffend beantwortet: „ so ergibt sich doch aus der Lagerung der Gföhler Gneise von Gföhl, aus der Lagerung der Granulite von St. Leonhard, daß die Gesteine eher Stirnposition haben als Wurzelposition. Sie bilden also den Kopf von

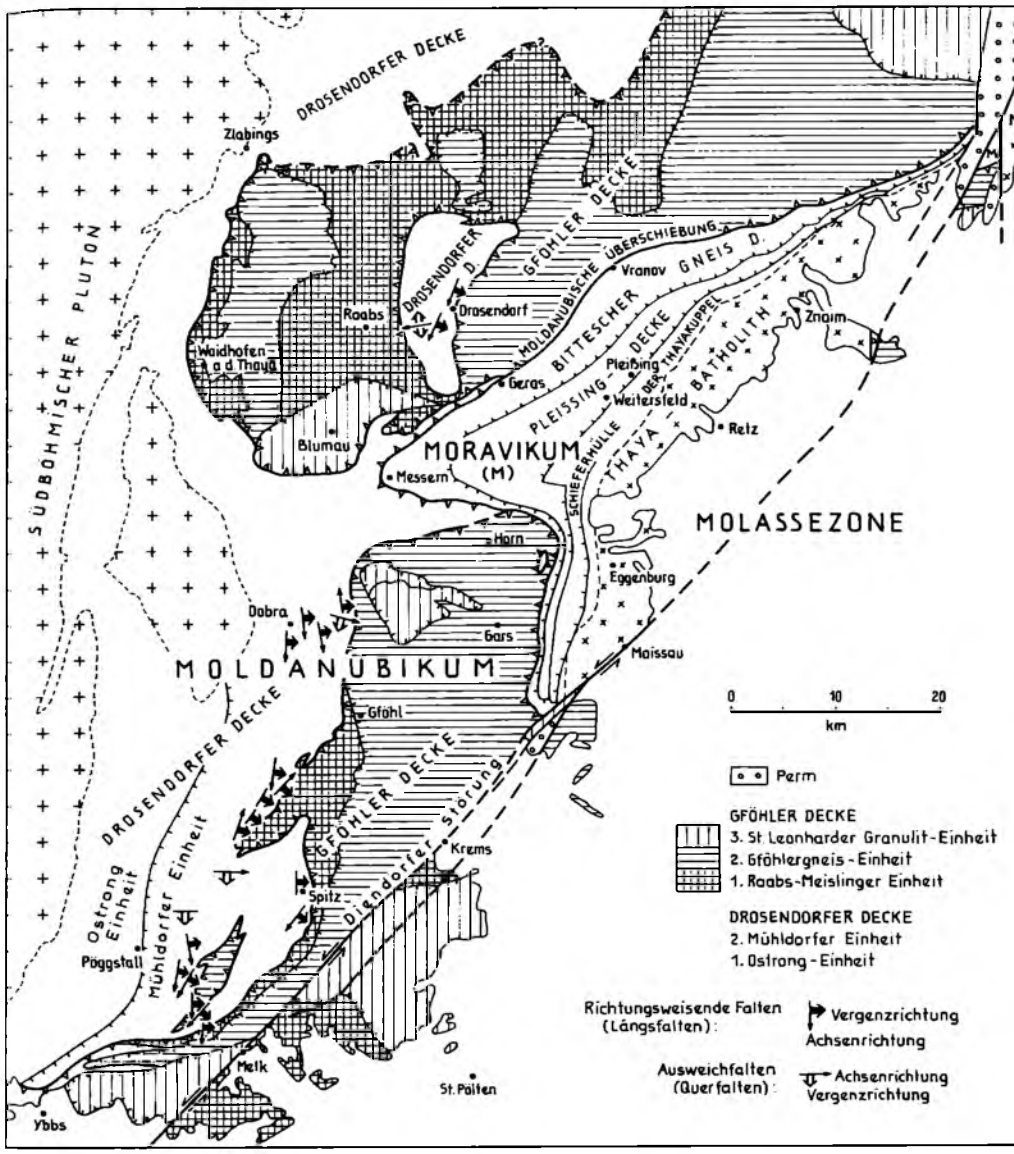


Abb. 275: Tektonische Skizze des Waldviertels; nach G. Fuchs, O. Thiele u. a. (aus A. Tollmann, 1982 b, Abb. 1, mit Eintragung der Haupt-Vergenzrichtungen).

Deckenmassen, die vom Westen stammen. Im Westen ist das Wurzel-, im Osten das Stirngebiet." Erst durch die umfassende Neukartierung weiter Teile des östlichen Waldviertels durch G. Fuchs (1969, Verh. GBA.; 1971, 1976) hat sich diese Erkenntnis von Kober über den Deckenbau in ganzer Breite durchsetzen können.

Aus den bisherigen Forschungsergebnissen, zuletzt zusammenfassend auf Grund der

eigenen Eindrücke dargestellt bei G. Fuchs (1976), G. Fuchs & A. Matura (1976, 1977, 1980) und O. Thiele (1970 a, 1974, 1976 a, b), ergibt sich folgendes, vom Verfasser (1982 a, 1984) noch erweitertes tektonisches Bauschema des Moldanubikums und seiner angrenzenden Einheiten:

C) Barrandium-Decke

B) Moldanubikum-Deckensystem
- 3. Gföhler Decke
  - c) St. Leonharder Schuppe (= Granuliteinheit)
  - b) Gföhlergneis-Schuppe
  - a) Raabs-Meislinger Schuppe
- 2. Drosendorfer Deckensystem
  - b) Mühldorfer (Teil-)Decke
  - a) Ostrong-(Teil-)Decke

A) Moravikum

Dieses Bauschema (Abb. 275) ist wie folgt begründet. Die tiefere Haupteinheit, die Drosendorfer Decke, zieht östlich des Südböhmischen Plutons vom Ostrong über Krumau/Zwettl gegen NNE, dann weiter westlich von Waidhofen/Thaya über Zlabings (Slavonice) nach Mähren hinüber. Westlich von Drosendorf erscheinen ihre gegenüber der Gföhler Decke schwächer metamorphen Serien in einem Aufbruch, dem Drosendorfer Fenster, nochmals im Liegenden der Gföhler Einheit, wobei der Inhalt dieses Fensters übrigens im Zusammenhang mit der variszischen sekundären Inversion des Ostrandes des Moldanubikums entlang der Moldanubischen Überschiebung auf invers überschlagen ist. Eine innere Teilung dieser Drosendorfer Decke haben G. Fuchs & H. Scharbert (1979, S. 44 f.) auf Grund eines schmalen Granulitspanes, der zwischen Monotoner Serie im Westen und Bunter Serie im Osten im südlichen Waldviertel zwischen der Steinbachklamm bei Marbach/Donau und der Region von Pöggstall hinzieht, erkannt. Ferner ist die tektonische Überlagerung der Monotonen Serie durch die Bunte Serie auch durch den höheren Metamorphosegrad der hangenden Einheit belegt, wie A. Zaydan & H. Scharbert (1983, S. 197) ausführen: Bildungsbedingungen der ersteren bei 630° C und 3 kb, Bildungsbedingungen für die letztere Einheit, die außerdem bereits anatektische Erscheinungen zeigt, 670° C und 5 kb. Dadurch wird die Drosendorfer Decke in die ostfallende tiefere Ostrong-Teildecke mit der Monotonen Serie westlich von Pöggstall und in die Mühldorfer Teildecke mit Dobragneis und Bunter Serie untergliedert. Wir haben S. 634 erwähnt, daß diese tektonische Gliederung durch die bis 1,7 km mächtige Hosov-Granuliteinschaltung samt ultrabasischer Begleitung auf tschechischer Seite weiter verfolgt werden kann.

Die höhere tektonische Großeinheit des Waldviertels, die Gföhler Decke, setzt mit ihren höhermetamorphen Serien im Raum Ybbs im SW an, umfaßt den Granulitkörper Pöchlarn–Wieselburg und das Massiv des Dunkelsteiner Waldes südlich der Donau, die Gföhler Gneis-Schüssel mit Unter- und Überlagerung im Gebiet des mittleren und unteren Krems- und Kamptales und schließlich, unabhängig davon, den durch die Erosion abgetrennten Deckenteil beiderseits des Drosendorfer Fensters zwischen Waidhofen/Th. und Raabs einerseits, östlich von Drosendorf andererseits (Abb. 275, 276). Die

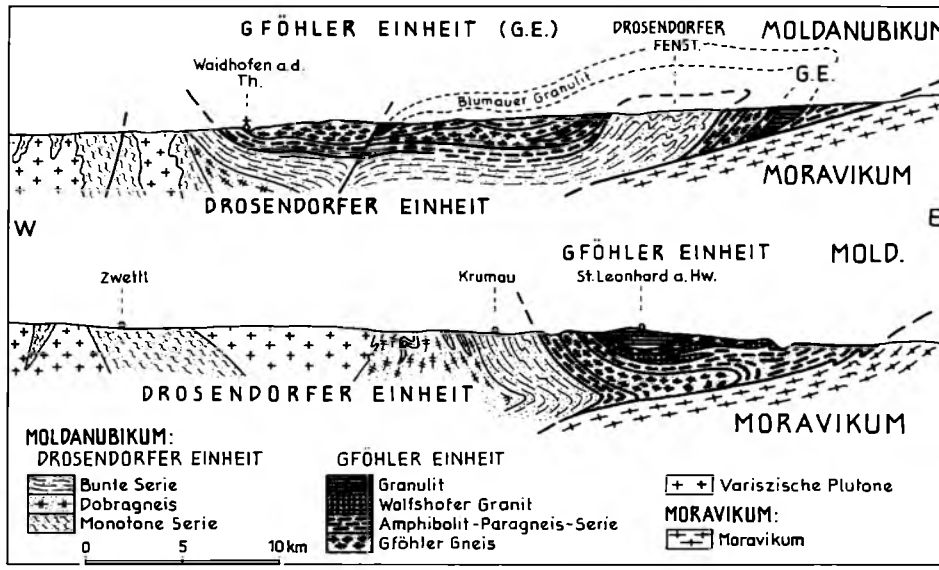


Abb. 276: Profile durch den Deckenbau des Moldanubikums im Ostteil des Waldviertels; nach G. Fuchs (1971, Abb. 2; 1976, Abb. 1).

innere, wohl tektonische Gliederung, zeigt zutiefst die Raabs Meislinger-Einheit mit der Raabser Serie im Liegenden der Gföhler Granulitschüssel, die im Westen (Meisling) und Osten (unterer Kamp) zutage tritt, dann aber vor allem im Gebiet von Raabs, intensiv verfaltet, erhalten ist. Ihre tektonische Abtrennung vom Untergrund ist nach A. Matura (1976, S. 71) unter anderem auch durch einen Gföhler Gneis-Span im Liegenden gerechtfertigt. Die nächsthöhere Teileinheit, die Gföhler Gneis-Schuppe, zeigt zwischen Horn, Gföhl und Krems einen NNE-SSW-gerichteten längsovalen schüsselförmigen Bau, der mit einem langen, zuletzt steilstehenden Sporn entlang der Donau bis NE Krummnußbaum streicht (R. Groiss, S. 70, Beil. 2; A. Matura, 1984, S. 23, Kt.) und dort als enggepreßte Mulde aushebt.

Im nördlichen Waldviertel stellt die Gföhler Gneis-Masse zwischen Waidhofen und Karlstein, im südmährischen Raum jene nördlich von Frain (Vranov) ansetzende, sich gegen Osten östlich von Mor. Budějovice verbreiternde Masse das Äquivalent dieser Gföhler Schuppe dar. Die Granuliteinheit als höchste Schuppe schließlich ist in mehreren Abschnitten erhalten: Die Granulitschüssel von Blumau/Wild im Norden und das Vorkommen von Namešt und Oslavu in Südmähren, die Deckscholle von St. Leonhard/Horner Wald am mittleren Kamp, das Massiv des Dunkelsteiner Waldes östlich der Diendorfer Störung und schließlich, links seitenversetzt an dieser großen Blattverschiebung, die Granulitregion Pöchlarn—Wieselburg südlich der Donau, die nach H. Scharbert (1963, S. 76, Abb. 5) und O. Schermann (1967, S. 148) fächerförmige Struktur, besser gesagt, steil eingetiefte Muldenstruktur mit bereits ESE-WNW eingeschwenkter Achsenrichtung zeigt.

Die Herkunft dieses Deckenbaues, seine Wurzel- und Stirnregion, die Vergenz der Bewegung und das Alter der Strukturen war bis jüngst umstritten gewesen.

Abb. 277: Die ESE-vergenten Falten im Marmor der Bunten Serie (Mühldorfer Einheit) in Hinterhaus bei Spitz in der Wachau künden von der östlich gerichteten Überschiebung der auflagernden Gföhler Decke. Wand ober dem Bahntunnel Hinterhaus. Osten ist rechts.

Während O. Thiele (1976 a) einen variszischen, durchgehend ost(südost)vergenten Bau annahm, hatte G. Fuchs (1971, 1976) zweiphasiges, in jeder Phase gegensätzlich orientiertes Geschehen gefordert: Die ältere, als kaledonisch gedeutete Orogenese sollte einen westvergenten internen Deckenbau innerhalb des Moldanubikums mit Wurzelzone im Osten, unter der Molasse, bewirkt haben, während die ostgerichtete moldanubische Überschiebung diesen Deckenstapel als Ganzes in variszischer Ära mit entgegengesetzter Vergenz über das im Osten benachbarte Moravikum verfrachtet haben sollte. Beide Hypothesen waren auf Grund theoretischer Überlegungen aufgestellt worden, Feldbeobachtungen über die Vergenzrichtungen lagen nicht in zureichendem Maße vor. Der Unterschied in den Auffassungen lag demnach in der Deutung von Herkunft, Schubrichtung und Alter der Gföhler Decke, also der höheren Einheit des Moldanubikums, die entweder als kaledonisch oder variszisch, entweder als ost- oder westvergent deklariert worden war. Eine systematische Beobachtungsreihe der Vergenzen entlang der Grenze der beiden Decken im Waldviertel und die Berücksichtigung der bisher bekannten absoluten Alterswerte ließen aber eine klare Entscheidung im Sinne eines altvariszi-

schen, gegen ESE gerichteten Einschubes der Gföhler Decke durch den Verfasser (1982 a, 1984) zu. Die vergenten, geneigten bis liegenden Falten im Deckengrenzbereich in den guten Aufschlüssen entlang der Donau (Abb. 277), des Weitentales, der Krems, des Kamp (Abb. 278) und der Thaya zeigen ebenso wie die Materialrotation zerrissener Boudinage-Horizonte im Spitzer Marmor fast ausnahmslos ostsüdöstlichen Transport des Hangenden, d. h. der Gföhler Decke über die Drosendorfer Decke (Abb. 279). Die Herkunft der Gföhler Decke muß also aus WNW erfolgt sein. Untergeordnet stellen sich ferner Faltenachsen senkrecht zur Transportrichtung ein, also solche, die in der Bewegungsrichtung liegen. Da sie – wie besonders an Beispielen aus Eibenstein/Thaya gezeigt werden konnte – plurivergent, auch an ein und derselben Falte ablesbar, sind, lassen sie sich sinnvoll als Ausweichfalten, zuordenbar der Trans-

Abb. 278: Die ostvergente Faltung (Osten ist rechts) im Marmor der Bunten Serie W der Ruine Thurnberg am Kamp, nahe der Überschiebung der Gföhler Decke, belegt deren Ostschub.

Abb. 279: Ostvergente Kippung eines boudinierten Aplites im Marmorsteinbruch 2 km SSW Spitz/Donau, zeigt die ostgerichtete Beanspruchung der Bunten Serie durch die überschobene höhere Einheit. Osten ist rechts.

porttektonik, auffassen (G. Fuchs, 1980; A. Tollmann, 1982 a, 1984). Die Rückverfolgung des gesamten Ensembles Monotone Serie, Bunte Serie und Gföhlergneiseinheit über Mähren und Südböhmen, rund um den Südböhmischen Pluton herum, über die Reste im Randbereich des Zentralböhmischen Plutons (Abb. 268) und durch den Nordrand des Böhmerwaldes über Klatov, Furth i. W., Tachov etc. bis in die Wurzelzone bei Tirschenreuth in Nordbayern hat zur Annahme einer enormen, 300 km weiten, ESE-vergenten (altvariszischen) Überschiebung der Gföhler Decke gezwungen (A. Tollmann, 1982 a), wodurch zugleich hier die größte bisher bekannte Schubweite der Erde festgestellt worden ist. Die Granulitdeckschollen über Bunter und Monotoner Serie um Böhm. Krumau (E. Waldmann, 1951, S. 83; O. Kodym, 1972; Geol. Kt. ČSSR 1:200.000, Blatt Česko Budejovice, Strakonice, Jihlava, Tabor) vermitteln zwischen Stirn und Wurzel der Gföhler Decke auf halbem Weg als wichtige beweisende Zeugen. Für eine Pilzfaltenstruktur dieser flachlagernden Deckschollen im Sinne der tschechischen Geologen, wie etwa M. Palivcová et al., 1968; J. Zeman, 1980, S. 81, 84 etc., liegen keinerlei Hinweise vor.

Als Ganzes betrachtet, bildet daher das Gewölbe des Südböhmischen Plutons und seines Mantels aus Monotoner Serie den Inhalt eines riesigen Halbfensters, das zunächst von der Bunten Serie, dann aber von den Resten der Gföhler Decke an drei Seiten umrahmt wird (E, N, W) und das vom Verfasser (1982 a, S. 25) als Iglauer Halbfenster (Jihlava-Halbfenster) bezeichnet worden ist.

Neben der Frage nach der Herkunft dieses Deckenbaues bleibt jene nach dessen

Alter zu beantworten. Entgegen den Meinungen der tschechischen Geologen ist durch eine Reihe von Altersdaten aus Gföhler Gneis und Granulit (s. o.), die um 470 Mio. Jahre liegen, altpaläozoisches, ordovicisches Alter dieser Hochdruck-Hochtemperaturmetamorphose belegt. Ein präkambrisches bis frühkaledonisches Ausgangsmaterial wurde also in altkaledonischer Phase in großer Krustentiefe granulitmetamorph geprägt. Die großräumige, rund 300 km weite Überschiebung aus der Tiefe heraus, begleitet sogar von Spänen von Mantelmaterial, wie oben ausgeführt, muß daher ein späteres Ereignis gewesen sein. Da einerseits in der liegenden Einheit, in den Graphitschiefern der Bunten Serie der Drosendorfer Decke, auf böhmischem Gebiet nach D. ANDRUSOV & O. ČORNÁ (1976) und B. PACLTOVÁ (1981) noch Gefäßpflanzenreste und Acritarchen, nicht älter als Silur, angetroffen worden sind, andererseits der gesamte Deckenstapel des Moldanubikums in jungvariszischer Phase bereits als Ganzes über das Moravikum überschoben und verformt worden ist, bleibt für den inneren Deckenbau des Moldanubikums der Böhmischen Masse nur die altvariszische Ära übrig. Dies ist auch deshalb sehr glaubwürdig, da die großen Überschiebungen äquivalenter Art in der westlichen Fortsetzung des Moldanubikums in Mittel- und Westeuropa in ebendieser Zeit vor sich gegangen sind (vgl. A. TOLLMANN, 1982 a, S. 46 ff.).

Bei der jungvariszischen Moldanubischen Überschiebung kam es zu einer mäßigen randlichen retrograden Metamorphose in den hochmetamorphen Granuliten und Gföhler Gneisen. Dieser orogene Zyklus gehört wohl nach der Datierung dieser mäßigen variszischen Metamorphose des Gföhler Gneises durch A. ARNOLD (in S. SCHARBERT, 1977, S. 12 f.) mit 314 ± 7 Mio. J. der sudetisch-erzgebirgischen Bewegungsphase (325–310 Mio. J.) an, bei der nach der Nichtausheilung der Kernspaltspuren im Titanit der Bunten Serie jedenfalls nur Temperaturen unterhalb von 420° C erreicht worden waren. In die Spätphase dieser Subduktion des Moravikums unter das Moldanubikum fällt auch die Bildung und Erstarrung der Südböhmischen Granite im Zeitraum von 320–290 Mio. J. (O. THIELE, 1969, S. 30 ff.). Ferner ist auf diese Großüberschiebung die starke Zertrümmerung des basalen Überschiebungssaumes des Moldanubikums in einen „Glimmerschiefer"-Streifen zurückzuführen, der die Moldanubische Überschiebung konstant begleitet: Die lange Diskussion über die Genese dieser Glimmerschieferzone ist wohl zweifellos im Sinn von F. E. SUESS (1908; 1912) bis G. FUCHS (1971, S. 426 ff., 1976, S. 56) zu beantworten, indem ja verschiedene Gesteinszüge des Moldanubikums an die Überschiebungsregion heranstreichen, Paragneise offenbar retrograd metamorph verglimmern und einzelne Marmor- und Amphibolitzüge noch bis in diesen Glimmerschiefersaum hinein verfolgt werden können. Die umgekehrte Auffassung, die sich noch bis A. MATURA (1976, S. 66) gehalten hat, die in der Glimmerschieferzone eine selbständige, metamorph gewordene sedimentäre stratigraphische Einheit gesehen hat, steht offenbar unter dem Eindruck der jüngst im Zuge neoautochthonistischer Bestrebungen von tschechischen Geologen vorgenommenen Negierung der Moldanubischen Überschiebung überhaupt – einer Bestrebung, der sich zunächst sogar etliche österreichische Geologen von G. FRASL (1970, S. 71) bis A. MATURA (1976, S. 65 f.) sehr zu Unrecht angeschlossen hatten.

Neben der absteigenden jungvariszischen Metamorphose, die besonders in der Glimmerschieferzone entlang der Überschiebung wirksam geworden war, ist auch die von G. FUCHS (1976, Beil. 3) herausgearbeitete stirnscharnierartige Einrollung der

verschiedenen Serien unmittelbar an der Moldanubischen Überschiebung, die ja diskordant und schräg gegen Westen absteigend verschiedene Teileinheiten der Fontzone des Moldanubikums betrifft, bemerkenswert – vgl. Abb. 276. Im unteren Kamptal allerdings ist diese Inversion auf der erwähnten Kartendarstellung zu breit ausgefallen. Die Existenz dieser Einrollung der Front des Moldanubikums entlang der jungvariszischen Überschiebung steht jedenfalls in klarem Zusammenhang mit der gegen ESE gerichteten Bewegung.

In einer soeben erschienenen Stellungnahme zur Frage der Herkunft der Decken des Moldanubikums bekräftigt O. THIELE (1984) zwar die durchgehende ESE-Vergenz der Falten für die Herleitung des Deckenstapels im Waldviertel aus westlicher Richtung, möchte aber nun – entgegen seiner ursprünglichen Meinung von 1976 (a, b) – die Wurzelzone westlich des Ispertales, also im Südböhmischen Pluton suchen. Dies trifft deshalb nicht zu, da alle Teileinheiten um diesen Pluton im Norden herumstreichen und in Südböhmen im Raum B. Krumau und Budweis wiederum samt Gföhlergneis- und Granulitdeckschollen vorhanden sind – also westlich der von O. THIELE gedachten Wurzelzone. Man kann diese Gegebenheit auch dadurch nicht beseitigen, daß man für dieses Teilstück, das eine zusätzliche jüngere SSW-gerichtete Überprägung erlitten hat, einen eigenen, anderen variszischen Gebirgsstamm im Sinne THIELES fordert. Der Zusammenhang mit dem Ostabschnitt im Waldviertel ist heute um den Südböhmischen Pluton im Norden herum gesichert.

Auf eine detaillierte regionale Besprechung des Moldanubikums muß aus Gründen des Platzmangels hier verzichtet werden: Der Aufbau der Teilregionen läßt sich aber den Abbildungen 275 und 280 entnehmen. An geologischen Karten der offiziellen Spezialkartenserien sind vom Waldviertel folgende Blätter erschienen: 1:75.000 die drei Blätter Litschau-Gmünd, Drosendorf und Znaim, 1:50.000 die Blätter Großpertholz, Weitra, Gföhl, Mautern und Krems; im Maßstab 1:10.000 ist die Region von Göpfritz aufgenommen (G. MÜLLER, 1967); als klassische Übersichtskarte ist das Blatt von F. BECKE et al. 1:100.000 des östlichen Waldviertels von 1913 erwähnenswert, als moderne Übersichtskarte die Darstellung 1:200.000 von G. FUCHS & A. MATURA (1976) hervorzuheben.

γ) Literatur

D. ANDRUSOV & O. ČORNÁ, 1976; A. ARNOLD & H. SCHARBERT, 1973, CH. BACON, 1926; F. BECKE, 1917; F. BECKE et al., 1913; A. ERICH & B. SCHWAIGHOFER, 1977, 1978; CH. EXNER, 1953; F. FEDIUK, 1971, G. FRASL, 1970; G. FRASL et al., 1977; G. FUCHS, 1970, 1971, 1976, 1980; G. FUCHS, E. KUPKA et al., 1984; G. FUCHS & A. MATURA, 1976, 1977, 1980; G. FUCHS & H. SCHARBERT, 1979; G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER, 1978; W. FUCHS & R. GRILL, 1984 a; A. HIMMELBAUER, 1926; R. HOFBAUER, 1962; H. HOLZER, 1961, 1963, 1964 a, b; I. JANDA & E. SCHROLL, 1960; F. KAPPEL, 1967; M. KHAFFAGY, 1970; L. KOBER, 1938; O. KODYM, 1972; A. KÖHLER, 1924, 1928, 1941; L. KÖLBL, 1926, 1927; G. KURAT & H. SCHARBERT, 1972; H. LIMBROCK, 1923, 1925; A. MARCHET, 1919, 1924, 1941; A. MATURA, 1976, 1977, 1983, 1984; G. MÜLLER, 1967; G. NIEDERMAYR, 1966 a, 1967, 1973; B. PACLTOVÁ, 1981; M. PALIVCOVÁ & N. ŠŤOVÍČKOVÁ, 1968; A. PLESSER, 1896; A. REIFMÜLLER, 1953; J. RIEDL, 1930, 1932; H. SCHARBERT, 1962, 1963 a, b, 1963/64, 1965, 1968, 1971, 1982; H. SCHARBERT & G. KURAT, 1974; S. SCHARBERT, 1977; O. SCHERMANN, 1967; K. SCHEU-

MANN, 1961; A. SCHMÖLZER, 1937; H. SCHUMANN, 1929; B. SCHWAIGHOFER, 1978; A. SMUK, 1974; F. E. SUESS, 1903, 1904, 1912, 1919, 1926 a, b, 1937; F. E. SUESS & H. GEBHART, 1925; H. TERTSCH, 1917, 1921; O. THIELE, 1969, 1970 a, 1972, 1974, 1976 a, b, 1977 b, 1984; A. TOLLMANN, 1982 a, 1984; M. VESELÁ, 1967; L. WALDMANN, 1938, 1950, 1951; A. ZAYDAN, 1982; A. Z. & H. SCHARBERT, 1983; J. ZEMAN, 1980.

c) Das Moldanubikum Oberösterreichs

α) Großgliederung

Westlich jenseits des großen Südböhmischen Plutons, der zwischen Ispertal und Gusen an und über die Donau tritt, stellt sich der Gegenflügel der moldanubischen kristallinen Gesteine im Mühlviertel und im Sauwald Oberösterreichs ein. Obgleich diese Region im Stoffbestand und in der Stellung im wesentlichen die Fortsetzung der Monotonen und Bunten Serie des Ostflügels repräsentiert, kommt ihr durch eine intensive jungvariszische plutonische Beeinflussung, Migmatisierung und zugleich tektonische Überprägung der älteren NNE-streichenden Faltenstrukturen durch WNW-ESE ziehende, südvergente Faltung eine gewisse Eigenständigkeit zu, sodaß G. FUCHS (1976, S. 47) Mühlviertel und Sauwald als „Bavarikum" abgetrennt und eigens bezeichnet hat, in der Annahme, hier eine selbständige Einheit analog jener des Moravikums (G. FUCHS & A. MATURA, 1976, S. 36; 1980, S. 135) ausgegliedert zu haben. Diese Auffassung ging wesentlich zu weit: Während das Moravikum hinsichtlich seines Materials von Moldanubikum klar unterschieden ist und durch eine Großüberschiebung eindeutig als eine andere tektonische Großeinheit abgegrenzt ist, ist dieser oberösterreichische Abschnitt des Moldanubikums, abgesehen von seiner stärkeren jungvariszischen Beeinflussung, voll integrierter Bestandteil des Moldanubikums, durch keine deckentektonische oder äquivalente Schubfläche abzugrenzen, und ist im Ausgangsmaterial normaler Bestandteil der Monotonen und Bunten Serie der räumlich durchverfolgbaren Fortsetzung der Drosendorfer Decke. Dadurch ist der — übrigens von L. KOBER als Kurzform für das Bajuvarikum der Nördlichen Kalkalpen bereits vorvergebene und verwendete — Name nicht geeignet, den Begriff Moldanubikum hier zu verdrängen.

Dieses oberösterreichische Moldanubikum umfaßt zunächst das Mühlviertel südlich des Hauptkammes des Böhmerwaldes, der über den Plöckenstein (1378 m) und Bärenstein (1076 m) gegen ESE zieht, dort im Sternwald mit dem Sternstein (1125 m) fortsetzt. Mit dem Sauwald zwischen Schärding und Eferding sowie dem Kürnberger Wald zwischen Wilhering und Linz tritt die Böhmische Masse noch über die Donau nach Süden über. Die Donau und die Unterläufe ihrer Zuflüsse haben in eingesenkten Mäandern ihren Lauf in dieser alten Rumpflandschaft mit ihrem hügeligen Relief eingeschnitten (H. GRABER, 1958, S. 194 f.).

Die geologische Gliederung hat G. FUCHS (l.c.) an Hand der großen Diagonalstörungssysteme vorgenommen (Abb. 280). Er unterscheidet 1) im Norden die Böhmerwald-Zone nördlich der WNW-ESE hinziehende Pfahl-Störung bzw. deren östlichen Nordast zwischen Haslach und Leonfelden. In diesem Grenzgebirgszug ist der Altbestand der kristallinen Serien noch weitgehend erhalten und jungvariszisch erst mäßig

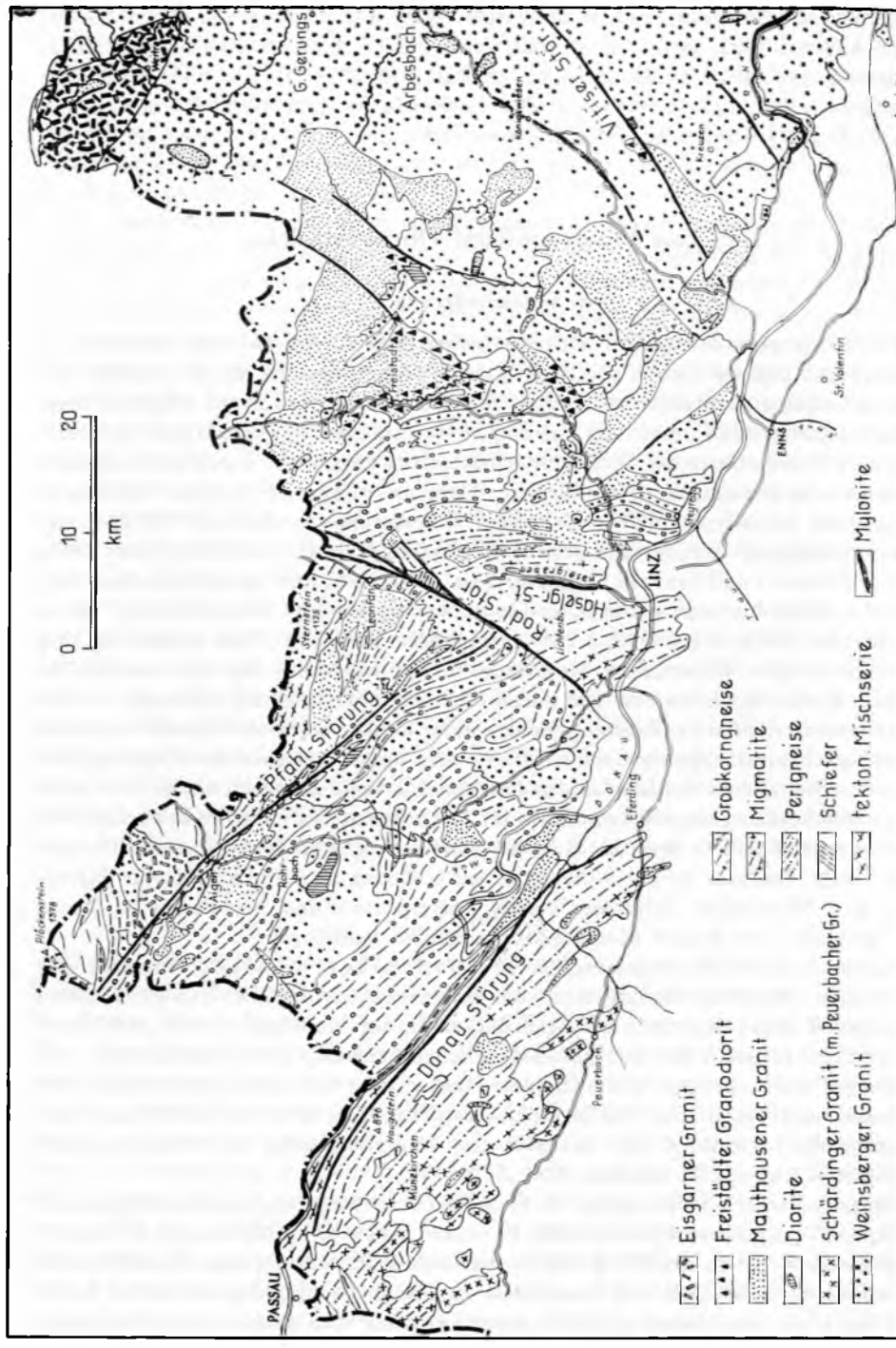


Abb. 280: Das Moldanubikum in Oberösterreich im Mühlviertel und Sauwald nach O. Thiele (1970, Abb. 1) und G. Fuchs & A. Matura (1980, Abb. 20), vereinfacht.

metamorph und tektonisch umgeprägt. 2) In der zwischen Pfahl- und Donaustörung gelegenen Mühl-Zone herrscht bei (jung)variszischem WNW-ESE Streichen der Gesteinszüge der vom Weinsberger Granit kristalloblastisch geprägte mittelkörnige Perlgneis und gröberkörnige Grobkorngneis. 3) In der Sauwald-Zone südlich der Donaustörung ist der Schärdinger Granit von breiter Migmatitzone umgeben, die ihrerseits in die hier wenig geschieferten, homogenen Perlgneise überleitet. An der NNE-streichenden querziehenden Rodlstörung des zentralen Mühlviertels, an der O. THIELE (1968, S. 65 f.) eine 30 km weite Linksseitenverschiebung annimmt, wird die Ostfortsetzung dieser Sauwaldzone bis nördlich der Donau in den Raum N Linz versetzt.

An geologischen Spezialkarten steht für das Moldanubikum Oberösterreichs zur Verfügung: 1:75.000 Blatt Linz und Eferding (J. SCHADLER, 1952), 1:50.000 Linz und Umgebung (J. SCHADLER, 1964), an Übersichtskarten 1:200.000 westliches Mühlviertel und Sauwald (G. FUCHS & O. THIELE, 1965, mit Erläut.) und 1:200.000 Böhmische Masse in Österreich (G. FUCHS & A. MATURA, 1976, Taf. 1, West). Eine Literaturübersicht hat jüngst H. KOHL (1983) gegeben. R. PESCHL hat 1982 mit den Erläuterungen zur geologischen Karte von Linz und Umgebung eine kurze Zusammenfassung über den weiteren Linzer Raum vorgelegt.

β) Gesteinsbestand

a) Die Gesteine der Monotonen Serie (der Westfortsetzung) der Drosendorfer Decke sind besonders im Gebiet der Böhmerwaldzone noch wenig verändert erhalten geblieben: Die Schiefergneise liegen in Form der Biotit-Plagioklasgneise (oder von Zweiglimmergneisen) vor. Die Kaplitzer Glimmerschiefer (O. KODYM, 1954) ziehen über die Grenze von Südböhmen herüber (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 14). Das Auftreten von Granat und Sillimanit in diesen Gesteinen zeigt die Auswirkung der katazonalen Sillimanit-Almandin-Subfazies der Amphibolitfazies bei ihrer Hauptprägung an, Cordierit aus der Schlußphase der ersten Prägung bei Drucknachlaß tritt hinzu (G. FUCHS, 1962, S. 98). Diese erste Metamorphose, in der bisherigen Literatur allgemein als „vorvariszisch" bezeichnet, dürfte nach unserer Auffassung im Vergleich mit den Verhältnissen im Ostflügel des Moldanubikums der altvariszischen Orogenese und begleitenden Metamorphose zuzuschreiben sein. Die Schiefergneise sind in der Mühl- und Sauwald-Zone nur selten erhalten, meist in Para- oder Grobkorngneis umgewandelt.

b) Die Bunte Serie (der Westfortsetzung) der Drosendorfer Decke als Hangendes der Monotonen Serie ist nur in wenigen Arealen erhalten geblieben: Am ausgedehntesten stellt sich die Bunte Serie im Gebiet von Kropfmühl ENE Passau, bereits im Bayerischen Wald gelegen, ein (V GRABER, 1958, S. 205; G. FUCHS & A. MATURA, 1976, S. 38; A. DAURER, 1976, S. 8 ff.). Diese Bunte Serie umfaßt außer der Paragneisgrundmasse Graphit-, Kalksilikat- und Amphiboliteinschaltungen.

Als jungvariszisch metamorph abgewandelt werden vom Autor zwei Sondertypen der Bunten Serie aufgefaßt: Einerseits eine Gesteinsfolge in der Zone von Herzogsdorf (J. SCHADLER, 1937, S. 70; G. FUCHS, 1962, S. 98; G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 16 f.), in der die Bunte Serie aus Schiefergneis, Dolomitmarmor, Kalksilikatgesteinen, Flinzgraphit und Granatamphibolit im Raum Eidendorf–Neußerling E Herzogsdorf 18 km NW Linz unter dem Einfluß der Granite einerseits z. T in Perlgneis ver-

wandelt, andererseits durch Pegmatoide durchädert ist. G. FUCHS (& O. THIELE), 1968, S. 17, sieht in diesen Pyroxen-, Hornblende- und Titanit-Aggregate führenden Pegmatoiden eher Ausschmelzungsprodukte aus dem Nebengestein. Der andere Sondertypus hat fragliche Zugehörigkeit: Im Schiefergneisstreifen nördlich der Donaustörung treten bei Jochenstein gegenüber Engelhartszell Amphibolite, Serpentinite nach Peridotiten, auch Kalksilikatfelse, Marmore und Graphite auf. J. SCHADLER (1952, geol. Kt.), M. GRABER (1958, S. 208 f.), A. DAURER (1976, S. 43) und der Verfasser vertreten die Auffassung einer rückschreitenden jungvariszischen Metamorphose in dieser Bewegungszone. Die Meinung von O. THIELE (in G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 11 ff.) von einer jüngeren, schwächeren, erstmaligen Metamorphose dieser Zone gegenüber dem gesamten übrigen Altbestand ist unwahrscheinlich.

a'–b') In der Region der regionalen Umprägung des älteren Kristallinbestandes durch die Einwirkung des Weinsberger Granitmagmas in der Mühl- und Sauwald-Zone wurde der Hauptbestand der oben erwähnten Schiefergneise in jungvariszischer Zeit fortschreitend verändert. Durch die Umkristallisation wird das Parallelgefüge der Schiefergneise zunächst undeutlicher und löst sich später ganz auf, sodaß homogene Gesteinstypen entstehen. Die Feldspatsprossung führt zunächst zu einem mittelkörnigen Gesteinstypus, der bei noch erhaltenem Parallelgefüge als Perlgneis, bei vollständiger Homogenisierung als Körnelgneis bezeichnet wird. In den näheren Bereichen und Übergangszonen zum Weinsberger Granit entsteht daraus mit fortschreitender Sprossung größerer Kalifeldspate der sogenannte Grobkorngneis Diese Gesteinstypen stellen neben den Granitoiden den Hauptbestand der Gesteine des oberösterreichischen Moldanubikums dar, sodaß sie im folgenden kurz näher charakterisiert werden müssen.

Perlgneis und Körnelgneis: Die Begriffe gehen auf den bayrischen Altmeister C. W GÜMBEL zurück, wurden von V GRABER (1958, S. 185) und G. FISCHER (1959, S. 11) im Schrifttum wiedereingeführt und in den Arbeiten von O. THIELE (1962, S. 119), G. FUCHS (1962, S. 101), G. F. et al. (1968, S. 17 ff.; 1980, S. 136) und A. DAURER, (1976, S. 25) weiter verwendet. Der Habitus dieser Gesteinstypen wird durch die Metablastese geprägt: Kristalloblastisch aufgesproßte Quarze und Feldspäte reihen sich entweder bei erhaltener Struktur als Gruppen oder Zeilen von 1–4 mm großen rundlichen Körnern aneinander, die im Querbruch, besonders bei Anwitterung, die perlschnurartige, namengebende Zeichnung des Gesteins bedingen. Bei fortschreitender Blastese verschwindet dieses Parallelgefüge, sodaß für den homogenen, massigen Typus eigentlich die Bezeichnung Körnelgneis vorgesehen ist, von manchen kartierenden Geologen allerdings auf Grund der schweren Abschätzbarkeit unterdrückt wird und Perlgneis heute als Sammelname für beide Typen steht. Der neue Mineralbestand umfaßt basischen Oligoklas, Quarz, Mikroklin und Biotit, der durchaus durch Umkristallisation aus dem Altbestand ohne Stoffzufuhr bezogen werden kann. Dabei werden mit Fortschreiten des Prozesses die Reliktminerale wie Granat, Sillimanit und Cordierit abgebaut, von welch letzterem man noch eine Zeitlang Hellglimmerhaufen als Pseudomorphosen erkennen kann. Gleichzeitig mit dieser Neukristallisation geht auch eine Umstruierung des Gefüges bei dieser (jung-)variszischen Neuprägung vor sich: Die alte, aus Böhmen hereinstreichende NNE-SSW-orientierte Faltenachsen- und Hauptgefügeelement-Richtung wird in zunehmenden Maß auf die neue, WNW-ESE-orientierte Richtung bei südsüdwestlicher Vergenz der neugeprägten Falten eingestellt.

Beim Grobkorngneis (G. Fuchs, 1968, S. 24) bewirkt die fortschreitende Migmatisierung unter Stoffzufuhr bei sonst ähnlichem Mineralbestand wie jenem der Perlgneise ein Hervortreten von oft mehrere Zentimeter langen Kalifeldspat-Porphyroblasten. Dadurch ergibt sich ein lückenloser Übergang vom Perlgneis über den Grobkorngneis zum Weinsberger Granit, wobei auch die Grenze zu letzterem fließend ist, da ja noch große (Rand-)Partien des Weinsberger Gneises hybriden Charakter aufweisen (A. Köhler, 1941, S. 256 f., 1948 b, S. 179 ff.), aber die Hauptmasse des Weinsberger Granites trotzdem ein echtes Schmelzflußgestein mit bis 12 cm langen, dicktafeligen, zonar gebauten Kalifeldspaten samt Plagioklaseinschlüssen darstellt (A. Köhler, 1948 a, S. 52; G. Frasl, 1954, S. 98 ff.; G. Fischer, 1957).

c) Gföhler Gneis: Bloß nordöstlich vom Bärenstein, bis 5 km NNE von Aigen/Schlägl heran, reicht ein Ausläufer einer Gföhler Gneis-Scholle aus dem Deckschollengebiet Südböhmens an der oberen Moldau, wo ja, wie erwähnt, im Raum Č. Krumlov eine Reihe von Deckschollen der Gföhler Decke aus Granulit und Gföhler Gneis erhalten sind. Wir zweifeln daher keineswegs, daß auch diese Scholle NE vom Bärenstein, die auf oberösterreichisches Gebiet hereinragt und die seit V Graber (1936, S. 151; 1958, S. 223) und G. Fuchs (et al., 1968, S. 12) als Gföhler Gneis erkannt ist, einen Repräsentanten der Gföhler Decke im nördlichen Mühlviertel darstellt.

d) Die jungvariszischen Granitoide, die in Westfortsetzung des Südböhmischen Plutons das oberösterreichische Moldanubikum tiefgreifend betroffen haben, werden gemeinsam mit den jung- bis spätvariszischen Massengesteinen des Waldviertels in einem eigenen Kapitel S. 660 ff. besprochen.

γ) Regionalgeologische Gliederung

Die oben erwähnte Dreigliederung in die Böhmerwald-, Mühl- und Sauwaldzone stellt eine Schollengliederung nach bruchtektonischen Begrenzungslinien, nicht nach deckentektonischen Einheiten dar. Als grundsätzliches Bauprinzip ergibt sich aus dem WNW-ESE-Streichen der Zone dieser Region und einem generell NNE-gerichteten Einfallen, daß gegen Süden hin tiefere, durch die Granit-Intrusion verstärkt beeinflußte Bauteile des Moldanubikums zutage treten, die gegenüber der älteren, altvariszischen NNE-SSW-Achsenrichtung die jungvariszische WNW-ESE-Richtung aufgeprägt erhalten haben. Tatsächlich herrscht in der Mühl- und Sauwaldzone eine von Norden gegen Süden stets weiter fortschreitende Migmatisierung. In der Böhmerwaldzone gehört der Schiefergneis noch zum Normalbestand, in der Mühlzone der Perlgneis mit reliktischem Gefüge, in der Sauwaldzone der homogene, die Schieferung kaum mehr darbietende Körnelgneis, der dort unter dem Einfluß der Schärdinger Granite steht.

Für die Böhmerwald-Zone nördlich der Pfahlstörung ist eine Vergitterung der älteren NNE-Richtung mit der jüngeren WNW-Richtung charakteristisch. Die Schiefergneisregion erreicht, von Südböhmen herüberziehend, die Region östlich des Bärenstein. Im Plöckenstein und Bärenstein geben diskordante Durchbrüche des jüngsten moldanubischen Plutons, des Eisgarner Granites, zu wollsackverwitternden Felsbauten Anlaß (J. Graber, 1936, S. 157; G. Fuchs, 1968, S. 38).

Der berühmte, insgesamt 130 km weit verfolgbare „Pfahl" als morphologisch streckenweise wirksame, verfestigte Mylonitzone entlang dieses tiefgreifenden, WNW-

orientierten, steil NNE-fallenden Störungsstreifens wurde als die Südgrenze der Böhmerwald-Zone gewählt. Die Deformationszone erreicht stellenweise 3 km Breite und zieht in Österreich nördlich von Großer Mühl und Steinerner Mühl dahin. Entlang dieser Pfahl-Störung ist nach rigorosem Abschneiden der nördlich davon gelegenen Eisgarner Granite sowie der südlich davon aufgedrungenen Mauthausener Granite eine kräftige Versetzung vor sich gegangen, einerseits eine Rechtsseitenverschiebung der Nordscholle, andererseits eine Absenkung der südlich folgenden Mühl-Zone, in der sonst nicht weit nach Süden hin Bunte Serie aus tektonisch hoher Position erhalten geblieben wäre.

In der Mühl-Zone ist die jungvariszische Umprägung der Perl-Grobkorngneise auf WNW-ESE-Streichen bereits weitgehend vollzogen. In der Nordrandzone setzen zwischen Aigen und Leonfelden die Feinkorngranite und die jüngeren Diorite (Typ 2) diskordant vielfach bis zur Oberfläche durch. Nach G. Troll (1967 a, S. 17) ist die Mühl-Zone nach der in Resten erhaltenen Sedimentauflagerung weiter im Westen als Ganzes antithetisch nach Norden gekippt, daher am Südrand am stärksten herausgehoben.

Die Sauwald-Zone folgt südlich der tiefgreifenden WNW-ESE-ziehenden Donaustörung (O. Thiele, 1961; A. Daurer, 1976). Diese trennt die vom Weinsberger Granit beeinflußten Serien im Norden von den im Sauwald durch den Schärdinger und Peuerbacher Granit veränderten Gesteinen im Süden. Wie erwähnt, ist im Sauwald offenbar ein noch stark anatektisch beeinflußtes tiefes Niveau hochgeschaltet, da die Paragneise hier ihre Schieferung zugunsten einer massigen Ausbildung bereits weitgehend verlieren. Die Durchbrüche der Schärdinger Granitgruppe liegen am Südrand der Zone gegen die Molasse hin, bei Schärding, bei Enzenkirchen und bei Peuerbach.

δ) Literatur

A. Daurer, 1976; G. Fischer, 1957, 1959, 1966; G. F. et al., 1968; G. Frasl, 1954; G. Fuchs, 1962, 1967; G. F. & A. Matura, 1976, 1980; G. F. & O. Thiele, 1968; V Graber, 1927, 1928, 1936, 1958; H. Kohl, 1983; A. Köhler, 1941, 1948; R. Peschel, 1982; J. Schadler, 1937, 1952, 1964, 1969; O. Thiele, 1961, 1962, 1969; G. Troll, 1967 a, b.

3. Der unter den Alpen verdeckte Teil der Böhmischen Masse

Moravikum und Moldanubikum streichen mit ihren Haupteinheiten schräg an den Alpenkörper heran, und es liegt nahe, daß diese Einheiten der Böhmischen Masse noch weit unter den Nordteil der Alpen zunächst unverändert hineinziehen und Molasse, die subalpinen Decken und die Kalkalpen unterlagern, bevor sie im Raum der Zentralalpen durch die alpidische, kretazische Orogenese eine neue, andersartige metamorphe Prägung erhalten haben. Die Prüfung des Systems der Hauptstörungslinien an Hand von Satellitenbildern hat durch die Verfolgbarkeit der großen Störungen der Böhmischen Masse bis weit unter die Kalkalpen und zufolge der sich in den alpinen Randzonen durchpausenden Lineamente diese Auffassung einer Unterlagerung einer bis an die Grauwackenzone heranreichenden Zone durch einen alpin nicht veränderten Untergrund aus Böhmischer Masse bestätigt (A. Tollmann, 1977 a, S. 23).

Die Meinung der früheren Grazer Schule (F. HERITSCH, 1928 d, S. 157; R. SCHWINNER, 1930, 1933; K. METZ, 1965, S. 273 f., E. CLAR, 1971, S. 166), daß die Gesteine und Strukturen der Böhmischen Masse in den Zentralalpen quer zur heutigen Zonengliederung weiterstreichen, war nur unter Annahme einer Autochthonie dieser Zonen im Sinne von R. SCHWINNER verständlich. Wie aber bereits F. E. SUESS (1904, S. 607; 1932, S. 28, 31 ff.) und eine Reihe anderer Autoren bis zu R. SCHÖNENBERG (1973, S. 439; R. SCH. et al., 1981, S. 13) ausgeführt haben, trifft diese Auffassung nicht zu: Einerseits fehlen die Charaktergesteine des Moldanubikums wie Granulite, Pyropserpentinite, Graphitlagerstätten im Kristallin etc., andererseits kommt das Mittelostalpin bei Abwicklung auf enorme Distanz zur Böhmischen Masse zu liegen.

Durch Bohrungen und Neuuntersuchung von Schürflingen aus dem Untergrund der Alpennordzone aber ist jüngst eine Reihe von Hinweisen auf die Beschaffenheit der Böhmischen Masse unter dem Alpen-Nordsaum bekannt geworden, die hier und auf S. 413 in aller Kürze umrissen werden soll. Mehr als drei Dutzend Bohrungen geben derzeit Auskunft über die Böhmische Masse unter Molasse, Flysch und Kalkalpen-Nordteil (R. GRILL & L. WALDMANN, 1950; H. WIESENEDER, 1966; H. W et al., 1976): Im Westabschnitt zwischen Inn und Ybbs treten neben Migmatiten und Paragneisen vor allem moldanubische Granite vom Typ des Schlögener Weißgranites, des roten Flasergranites und der Granite des Sauwaldes auf, während Mauthausener und Weinsberger Granit fehlen. Der Granulit des Dunkelsteiner Waldes wurde untertage noch ein Stück weiter gegen Süden und Osten verfolgt. Sillimanit-, Cordieritgneis und Amphibolite des Moldanubikums wurden bis unter die Kalkalpen im Raum Gaming im Ötscherland geortet. Südwestlich von Tulln wurde ein Granodioritmassiv vom Typus des Freistädter Granodiorits erbohrt, bis an das heran in der Bohrung K3 noch gföhlergneisartige Gesteinstypen angetroffen wurden.

Das Moravikum schließlich wurde durch die Bohrungen der ÖMV-AG bisher noch in einem 40 km breiten Streifen unter der Molasse des Außeralpinen Wiener Beckens gegen Osten hin erfaßt, im Norden durch Maissauer Granit, weiter im Süden durch eine Graphitphyllitserie repräsentiert.

Als südlichste Zeugen des Alpennordsaum-Untergrundes wurde jüngst durch G. FRASL (1980) ein sehr spezifischer Plutonittypus aus Schürflingen oder eher Eingleitblöcken aus der einst weit im Süden gelegenen Heimat des Ultrahelvetikums bekannt gemacht: Die tonalitisch quarzdioritschen Gesteine vom Typus „Schaitten" bei Gresten in N.-Ö. wurden durch G. FRASL von Teisendorf in Bayern bis in den Raum von Neulengbach in N.-Ö. verfolgt. Die Blöcke finden sich generell im Verband des Ultrahelvetikums, nur im letztgenannten Fall in der Molasse (oligozänes „Ollersbacher Konglomerat"). Durch diese Schaittener Granitoide wird auf eine ursprünglich weit südlich gelegene, breite, W-E-streichende Zone hingewiesen. Ihre regionale Einordnung wird S. 329 besprochen.

4. Österreichs Anteil am Südböhmischen Pluton

Nach der sardisch-altkaledonischen Metamorphose, nach dem variszischen Deckenbau, stellten sich in der Spätphase des variszischen Orogens im Zusammenhang mit der Subduktion des Moravikums unter das Moldanubikum umfangreiche Krusteneinschmelzungen in der Tiefe ein, die zur Bildung und zum Aufdringen des ausgedehnten und komplex zusammengesetzten Südböhmischen Plutons führten. Der Südböhmische Pluton setzt westlich der Linie Ispertal–Gutenbrunn–Zwettl–Zlabings ein und nimmt in geschlossenem Verband den Westrand des Waldviertels und das östliche Mühlviertel vom Weinsberger Wald und Strudengau bis zum Meridian von Linz ein. Im westlichen Mühlviertel und Sauwald sind zwischen den plutonischen Stöcken noch mehrweniger stark migmatisierte Partien des vorgranitischen Kristallins erhalten geblieben. Aber auch dieser Raum schließt ein tiefes Stockwerk des Moldanubikums auf, das durch den Plutonismus beherrscht und gezeichnet ist. Von dieser durch Plutonite markierten Zone am Südrand des Böhmischen Massivs stößte der Südböhmische Pluton zufolge einer breiten Aufwölbungszone mit allmählich gegen NNE abtauchender Achse, die von Perg über Königswiesen, Gmünd, Litschau bis westlich von Iglau (Jihlava) im böhmisch-mährischen Grenzgebiet hinzieht (Abb. 268), weit bis ins Innere von Böhmen vor. Die Gesamtmasse des Tiefengesteinskörpers setzt sich aus mehreren Generationen von Teilkörpern zusammen, die ab dem mittleren Karbon bis zum Ende dieser Formation (Abkühlalter 330–280 Mio. J., O. Thiele, 1969, S. 30 f.) in Schüben hochgedrungen sind. Eine reiche Literatur über ihre petrographische Zusammensetzung, den Chemismus, ihre Altersbestimmung auf Grund des feldgeologischen Befundes der Kontakte benachbarter Massive und schließlich eine Reihe von radiometrischen Altersdaten hat Abfolge und Genese dieses großartigen spätvariszischen plutonischen Geschehens klären können, wovon im folgenden berichtet wird.

Neuere Übersichtsarbeiten über die petrologische und geologische Entwicklung der plutonischen Gesteine des österreichischen Anteils der Böhmischen Masse stammen unter anderen von R. Ostadal (1931), V Graber (1936; 1958, S. 179 ff.), A. Köhler (1941, S. 255 ff., 1948), L. Waldmann (1951, S. 71 ff.), G. Fuchs (1962, 100 ff.), G. Frasl et al. (1963, S. 34 ff.; 1965, S. 140 ff.), H. Grohmann (1965), E. Jäger et al. (1965), E. Schroll (1965), E. Schroll & H. Grohmann (1966), G. Fuchs & O. Thiele (1968, S. 27 ff.), O. Thiele (1969), L. Da Costa (1972), G. Fuchs & A. Matura (1976, S. 14 ff.; 1980, S. 132 ff.). Hinzu kommen die im folgenden bei den einzelnen Granittypen erwähnten Spezialarbeiten.

Auch grundlegende Erkenntnisse der Granitgenese aufgrund der Feldspatausbildung sind am Beispiel dieses Südböhmischen Plutons und seiner westlichen Ausläufer erarbeitet worden (A. Köhler, 1948 a; G. Frasl, 1954; J. Riederer, 1965).

Als Altersabfolge sieht man heute im großen folgende Reihe vom Älteren zum Jüngeren, in welcher Anordnung auch die Einzeltypen referiert werden sollen: Rastenberger Granodiorit, Weinsberger Granit, Schärdinger Granit, Diorit, Feinkorngranit Typ Mauthausen und Freistadt, Eisgarner Granit und schließlich die porphyrischen Typen bis zu den Ganggesteinen.

1. Der Rastenberger Granodiorit gilt nach dem mittelkarbonen Abkühlalter als ältester Pluton des Südböhmischen Massivs. Er durchbricht in der Region zwi-

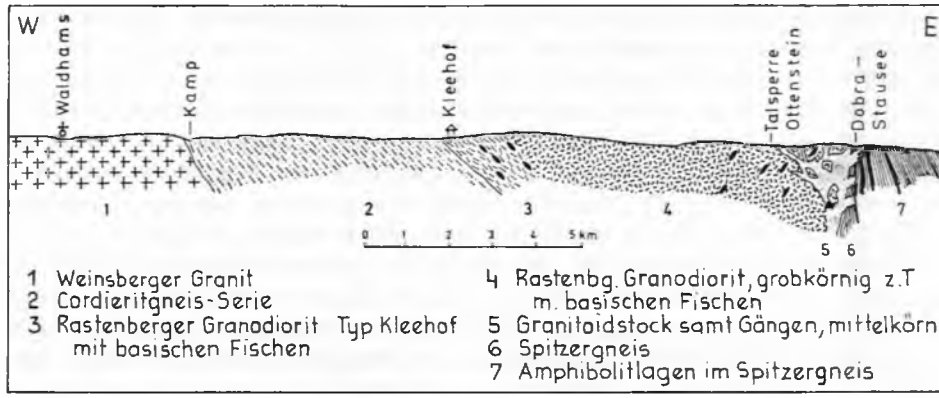


Abb. 281: Profil durch den Rastenberger Pluton nach L. da Costa, 1967 (aus Ch. Exner, 1969, Abb. 1).

schen Zwettl (W) und Allentsteig (E) und zwischen Purzelkamp bei Rastenfeld (S) und Vitis (N) die Monotone Serie. Seine jüngeren granitischen Nachläufer durchschlagen im Osten auch den Dobragneis. Der Haupttypus dieser basalsten Granitoid-Generation wird aus einer Grundmasse aus Oligoklas-Andesin, Quarz, Biotit, Hornblende und gelegentlich Pyroxen mit großen, dicktafeligen Kalifeldspat-Einsprenglingen aufgebaut, was diesem Gestein grobporphyrischen Habitus verleiht. Ch. Exner (1953, S. 245 ff., 1969) hat sich eingehend mit der entlang des Kamp gut erschlossenen Rastenberger Granittektonik beschäftigt (Abb. 281): Der Granodioritstock zeigt auf Grund der Orientierung der als „basische Fische" eingelagerten Dioritschollen am West- und Ostrand sowie der Mineralorientierung einen fächerförmigen Bau. Der vorliegende Granodiorit ist durch Granitisation aus einem Diorit bis Gabbrodiorit hervorgegangen, welche Typen noch in den basischen Fischen reliktisch erhalten sind. Er ist in noch mobilem Zustand an den heutigen Platz geströmt, da nur wenige Nebengesteinsschollen einverleibt sind. Nach der Platznahme und Gefügebildung drang im Ostteil dieses Plutons noch diskordant feinkörniger Granit stock- bis gangförmig auf, auf die zeitliche Differenzierung in einer Magmakammer der Tiefe hinweisend (Ch. Exner, l.c.).

Ein noch wesentlich umfangreicherer Pluton aus Rastenberger Granodiorit, ebenfalls von saurer Randfazies begleitet, dehnt sich auf mährischer Seite bei Třebic aus.

2. Der Weinsberger Granit stellt mit seinen bis 18 cm langen dicktafeligen Mikroklineinsprenglingen die gröbste, porphyrisch struierte Plutongeneration dar. Dieser grobe Typus von Biotitgranit besitzt die weiteste Verbreitung unter den südböhmischen Granitoiden und nimmt einerseits fast geschlossen — und nur von wenigen Mauthausener Granitschüben unterbrochen — die Region zwischen Ispertal und Zwettl (E), Gmünd (N), Naarntal (W) und Ardagger südlich von Grein/Donau (S) ein. Zusätzlich repräsentiert der Weinsberger Granit den Haupttypus der Plutone der Mühl-Zone des westlichen Mühlviertels, hier breit über migmatisierte Randbildungen zu Grobkorn-Perlgneis verbunden. Die Biotitalter aus dem Weinsberger Granit liegen nach der K/Ar- und Rb/Sr-Methode bei 280 ± 4, 288 ± 4 und 301 ± 1 Mio. J. (O. Thiele, 1969, S. 30), ähnliche Werte haben E. Jäger et al. (1965) angegeben.

Der Mineralbestand (G. KURAT, 1965) umfaßt gleichermaßen Mikroklin und Oligoklas-Andesin, mehr zurücktretend Quarz und Biotit. Die stark perthitischen dicktafeligen großen Mikrokline zeigen Plagioklas- und Biotiteinschlüsse (G. FRASL, 1954, S. 84). Die Plagioklase weisen oszillierenden oder progressiven Zonarbau auf. An Akzessorien sind Zirkon und Apatit bezeichnend. KURAT (1965, S. 224) erachtet den Bildungsraum dieses magmatisch und nicht metasomatisch langsam auskristallisierten Granites in großer Tiefe bei 5 kbar Druck, aber bei relativ niedriger Temperatur (700° C). Während im Weinsberger Wald-Pluton ein komplexes Fließgefüge herrscht, weisen die westlichen Ausläufer im Mühlviertel ein in die jungvariszische WNW-Richtung eingeregeltes Parallelgefüge auf. Dort zeigt der Typus in der Mühl-Zone südlich vom Pfahl eine Dominanz der großen Kalifeldspateinsprenglinge, während in der Böhmerwaldzone nördlich davon die Grundmasse den Hauptgesteinsanteil liefert (G. FUCHS, 1968, S. 28). Der Weinsberger Granit ist durch seinen K-Überschuß zugleich die SiO_2-ärmste Type unter den südböhmischen Plutoniten. O. THIELE (1967, 1970, 1971) hat wiederholt Kugelgranite und Kugeldiorite (Orbiculite) aus dem Verband des Weinsberger Granites beschrieben.

Der grobporphyrische Zelkinger Granit entspricht nach A. MATURA (1984, S. 13, 20) dem Weinsberger Granit.

3. Der fein- bis mittelkörnig struierte Schärdinger Granit ist samt seiner etwas gröberkörnigen Varietät, dem Peuerbacher Granit, auf den Sauwald beschränkt. Dieser Schärdinger Granit wurde nach der monographischen Untersuchung durch G. HORNINGER (1936) als eigener Typus ausgegliedert. Als Hauptgemengteile treten Mikroklin, Quarz, Plagioklas und Biotit auf, hinzu kommt untergeordnet Cordierit und Muskovit. Vom ähnlich aussehenden Mauthausener Granit (E. MAROSCHEK, 1933) unterscheidet sich dieser Typus durch sein perlgneisartiges körneliges Aussehen der Gemengteile, einen größeren Kalifeldspatreichtum, seine Cordierit-Führung und den Reichtum an Fremdeinschlüssen (O. THIELE, 1962, S. 124 f.; in G. FUCHS et al., 1968, S. 32 ff.). Eine breite Übergangszone verbindet den Schärdinger Granit mit den Migmatiten und Perlgneisen des Sauwaldes. Mineralaltersdatierungen des Schärdinger Granites liegen nach O. THIELE (1969, S. 30) zwischen 296 ± 5 und 320 ± 7 Mio. J., jene des Mauthausener Granites bei 294 ± 4 bzw. 280 ± 3 Mio. J.

4. Diorite treten im Mühlviertel zwar nur untergeordnet in Erscheinung, sind aber genetisch von Interesse. Altersmäßig sind sie auf Grund der Kontakte mit den Granitplutonen entgegen älterer Auffassung (L. WALDMANN, Verh. GBA., 1933, S. 28: Vorläufer der Granite) im Sinne von G. FUCHS (1962, S. 103 ff.) zwischen Weinsberger Granit und Feinkorngranit einzuordnen. In Niederösterreich scheinen kleine Dioritstöcke NE Gmünd auf, im Mühlviertel sind die älteren Diorite (Diorit I) an den Randbereich des Weinsberger Granites oder an den Rastenberger Granodiorit gebunden (Stock zwischen Sarleinsbach und Rohrbach an der Kl. Mühl), die jüngeren (Diorit II) an den Feinkorngranit – z. B. W Aigen/Schlägl –, als dessen Erstkristallisate sie von G. FUCHS (1962, S. 103 ff.; 1968 et al., S. 29 ff.; 1980 et al., S. 136) erkannt worden sind. Der Diorit I von Rohrbach, ein massiger, grobkörniger, dunkelgraugrüner gabbroider Diorittypus, besteht aus Plagioklas mit 50–38 % An, Biotit, Pyroxen und wenig grüner Hornblende. Der Diorit II weist bei meist feinkörnigem Gefüge und dunkelgrauer Farbe sauren Chemismus auf und setzt sich aus Oligoklas, Quarz, Biotit, Hornblende und Plagioklas zusammen.

Die eingehende Untersuchung der Diorite (II) von Gebharts-Pfaffenschlag im nördlichen Waldviertel durch F. KOLLER & G. NIEDERMAYR (1981) hat den Chemismus von Quarzmonzodioriten bis Quarzmonzoniten ergeben. Ihre tieftemperierten Umwandlungsreaktionen sprechen für eine synorogene Intrusion der Schmelze in einer Mindesttiefe von 12 km unter langsamer Abkühlung. Diese Diorite wurden als magmatisches Differentiationsprodukt und basische Vorläufer der Reihe Wolfsegger, Schremser und Mauthausener Granit auf Grund der Elementanalyse bestätigt.

5. Den Grundtypus der altersmäßig folgenden Feinkorngranite stellt der Mauthausener Granit samt der feinkörnigen Varietät des Schremser Granites dar. Dieser fein- bis mittelkörnige hellgraue Mauthausener Granit besteht aus zonar gebautem Plagioklas (Andesin-Oligoklas), Mikroklin, Quarz und Biotit, gelegentlich Muskovit und Hornblende. Als Nebengemengteil treten Titanit, Klinozoisit, Orthit, Rutil, Apatit, Zirkon und Erz in Erscheinung (E. MAROSCHEK, 1935; W RICHTER, 1965). Diese feinkörnigen Granite schlagen als spät- bis posttektonische Intrusiva diskordant und scharf begrenzt durch ältere Gesteine einschließlich dem Weinsberger Granit. Für ihr spätes Aufdringen charakteristisch ist auch die massige, ungeregelte Textur, die auch im jungvariszisch stark beeinflußten Mühlviertel keine Einregelung zeigt (G. FUCHS, 1962, S. 109 ff.; G. F. et al., 1968, S. 35 ff.).

Der Mauthausener Granit tritt in vereinzelten Durchbrüchen im Westteil des Weinsberger Granitareals im Grenzgebiet von Wald- und Mühlviertel auf, er stellt sich in größeren Intrusivkörpern im Mühlviertel westlich der Naarn ein mit südlichem Zentrum um Mauthausen mit den zahlreichen Steinbrüchen an der Donau und nördlichem Zentrum um Freistadt – welcher Pluton durch seine randlich auf granodioritisch bis tonalitisch abwandelnde Zusammensetzung als Freistädter Granodiorit (eingehend analysiert durch H. KLOB, 1970, 1971) getrennt gehalten wird. Der von H. KLOB (1970) als selbständiger Typus betrachtete Karlstifter Granit im Nordostteil des Mühlviertels mit Alkalifeldspat-Einsprenglingen in mittelkörniger Grundmasse wird von G. FUCHS et al. (1980, S. 134) als hybride Randfazies des Freistädter Feinkorngranites aufgefaßt. Im westlichen Mühlviertel tritt der Feinkorngranit besonders entlang des Nordsaumes der Mühl-Zone, südlich vom Pfahl, zwischen Leonfelden und Aigen, auf.

Die detaillierte Untersuchung des Mauthausener Granites durch W RICHTER (1965, 1969) hat folgendes Bild der Genese erbracht: Relativ rasche Kristallisation der hybriden Schmelze bei Drücken von 5 kbar in großer Tiefe, aber trotz der tiefplutonischen Entstehung Erstarrung bei relativ niedriger Temperatur von etwa 670°–600° C im Stockwerk des bereits erkalteten Weinsberger Granites.

Radiometrische Altersdaten auf Grund der Mineralalter von Biotit und Muskovit liegen für den Mauthausener Granit zwischen (332 ± 16) 304 ± 6 und 279 ± 4 Mio. J., für den Freistädter Granodiorit zwischen (331 ± 36) 318 ± 7 und 279 ± 5 Mio. J. (O. THIELE, 1969, S. 31). Diese Daten sind allerdings durch mehrfache Aufheizung der bereits bestehenden Intrusionen durch jüngere Nachschübe z. T verjüngt, sodaß aus dem Vergleich der Alterswerte nicht einfach die (aus dem Geländebefund gesicherte) Intrusionsabfolge abgelesen werden kann.

6. Der Eisgarner Granit, welcher im Norden des Waldviertels westlich von Weitra und nördlich von Gmünd über Heidenreichstein, Eisgarn und Litschau und von dort bis weit nach Mähren bis W Iglau (Jihlava) hinzieht und der im Böhmerwald süd-

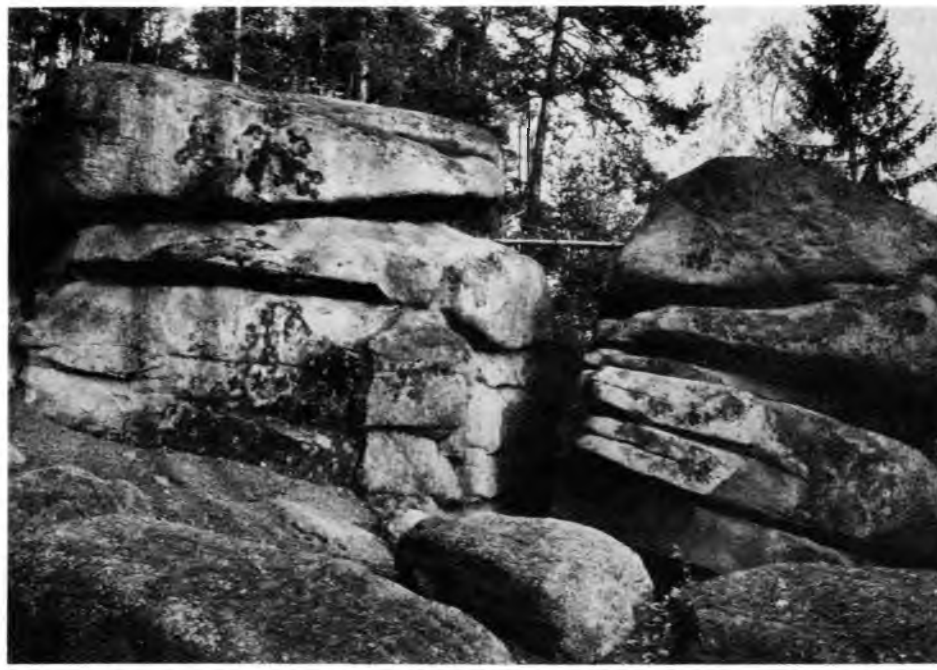


Abb. 282: Eisgarner Granit mit typischer Wollsack-Verwitterung bei Eibenstein N Gmünd.

lich der oberen Moldau (Bärenstein, Plöckenstein, Dreisesselberg) durchschlägt, gehört der jüngsten Pluton-Generation an. Dieser hellgraue, mittel- bis grobkörnige Zweiglimmergranit besteht nach S. SCHARBERT (1966) aus Oligoklas, Mikroklin, Quarz, Biotit und Muskovit als Hauptgemengteile, während die den übrigen Granittypen fremden Akzessorien wie Andalusit, Cordierit, Fluorit, Spinell, Granat (neben dem üblichen Zirkon und Apatit) den Hinweis auf eine Entstehung durch Anatexis aus hochmetamorphen Gesteinen liefern. S. SCHARBERT sieht in Sillimanitgneisen das Ausgangsmaterial, aus dem sich diese quarz-, alkali- und wasserreiche Schmelze des Eisgarner Granites anatektisch entwickelt hat. Die Mikrokline waren während der Intrusion bereits auskristallisiert und bilden dadurch ein im nördlichen Waldviertel W-E-orientiertes Fluidalgefüge ab. Naturgemäß sind diese jüngsten Intrusionen auch im Mühlviertel frei von variszischer Schieferung. Diese ungeschieferten Granite neigen daher besonders zur massigen „Wollsack-Verwitterung", die z. B. auf der Blockheide im Naturpark bei Litschau das Landschaftsbild prägt (Abb. 282).

Eine lokale, feinkörnige, jüngste Varietät des Eisgarner Granites im NW-Teil des Bärenstein im Böhmerwald wurde von G. FUCHS als Sulzberg-Granit bezeichnet (vgl. G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 38).

7. Im Gefolge der Intrusion stellt sich in bestimmten Abschnitten im Wald- und Mühlviertel eine Gangdurchschwärmung der Intrusiva und des Nebengesteins ein, die bei den unabgespalteten, aschisten Graniten und dioritischen Magmen meist noch leicht auf die zugehörigen Intrusiva zu beziehen sind, bei den abgespalteten,

diaschisten Typen wie sauren Pegmatiten und Apliten sowie basischen, lamprophyrischen Gängen, die oft fernab ihrer Herde aufdrangen, nicht leicht von einem bestimmten Pluton abgeleitet werden können. Ihr Auftreten weit abseits vom Südböhmischen Pluton spricht auf Grund des sehr späten Aufsteigens mehr für die Existenz noch ausgedehnter Magmakörper in der Tiefe gegenüber einer Mobilisation aus dem Nebengestein selbst. Gedrängte Übersicht über Art und Verbreitung dieser Ganggefolge geben besonders die Darstellungen von A. KÖHLER (1941, S. 256 ff.), A. MARCHET (1941, S. 343 ff.), L. WALDMANN (1951, S. 46 ff.) und A. MATURA (1984, S. 20 ff.).

Die Gänge verteilen sich nicht gleichmäßig gestreut über die Böhmische Masse hin, sondern sind auf bestimmte Abschnitte konzentriert: Am berühmtesten sind die Gebiete um Persenbeug und das Lojatal, um Raabs und Waidhofen, sowie im westlichen Mühlviertel. Die eingehende Studie über die Ganggesteine von Ybbs Persenbeug (A. KÖHLER, 1928; 1941) schildert die Anhäufung der Granitporphyr- und Syenitporphyrgänge um Persenbeug und der darüber hinaus verbreiteten Lamprophyre (Kersantite), am besten in den Steinbrüchen im Lojatal nördlich der Donau erschlossen. Die Ganggesteine in der Umgebung von Raabs/Thaya sind durch D. NĚMEC (1972) neu studiert: Hier fehlen die Granit- und Syenitporphyre der Loja, dafür stellen sich Pyroxen-Granodioritporphyrite ein, zu denen die altberühmten Alkaligesteine (O. HACKL & L. WALDMANN, 1935) mit Alkaliamphibol und Ägirin gehören, in Thuresite, Karlsteinite und Raabsite untergliedert. Die Ganggesteine aus dem westlichen Mühlviertel und Sauwald haben außer in Übersichtsdarstellungen wie jenen von V GRABER (1958, S. 182 ff.), G. FUCHS & O. THIELE (1968, S. 39 ff.) durch H. SCHARBERT (1957) eine spezielle Bearbeitung erfahren. Hier sollen die Aplite und Pegmatite vornehmlich in der NE-Richtung streichen, die schwarmweise auftretenden dunklen Gänge mehr parallel dem Gesteinsstreichen in NW-SE-Richtung orientiert sein.

Neuerdings hat man sich wiederum dem Studium der seltenen Minerale der Pegmatite von Wald- und Mühlviertel zugewendet und hat besonders auch die Mineralführung der hydrothermalen bis niedrigthermalen Klüfte beachtet, die jener der „alpinen Klüfte" der Alpen gleichwertig ist (E. KIRCHNER et al., 1969: Mühlviertel; G. NIEDERMAYR, 1969: Pegmatit der Königsalm/Kremstal; F. KOLLER et al., 1978: Gesamtüberblick über Kluftminerale; F. KOLLER & G. NIEDERMAYR, 1979: nördliches Waldviertel).

Zur schwierigen Frage nach dem Alter der Ganggesteine läßt sich mit A. KÖHLER (1941, S. 266) feststellen, daß sie jünger als die jüngsten Granite sind, die sie im Mühlviertel noch durchschlagen, während sie dort von der endvariszischen Bruchtektonik bereits betroffen werden. Die dort angedeutete interne Altersgliederung der verschiedenen Gangtypen ist für eine Verallgemeinerung zu unsicher.

Plutonit-Literatur: L. DA COSTA, 1972; CH. EXNER, 1953, 1969; G. FRASL, 1954; G. F. et al., 1963, 1965; G. FUCHS, 1962; G. F. & A. MATURA, 1976, 1980; G. F. & O. THIELE, 1968; V GRABER, 1936, 1958; H. GROHMANN, 1965; O. HACKL & L. WALDMANN, 1935; G. HORNINGER, 1936; E. JÄGER et al., 1965; E. KIRCHNER et al., 1969; H. KLOB, 1970, 1971; A. KÖHLER, 1928, 1941, 1948 a, b; F. KOLLER et al., 1978; F. K. & G. NIEDERMAYR, 1979, 1981; G. KURAT, 1965; A. MARCHET, 1941; E. MAROSCHEK, 1933; A. MATURA, 1984; D. NĚMEC, 1972; G. NIEDERMAYR, 1966 b, 1969; R. OSTADAL, 1931; W RICHTER, 1965; J. RIEDERER, 1965, 1969; H. SCHARBERT, 1957; S. SCHARBERT, 1966; E. SCHROLL, 1965; E. SCH. & H. GROHMANN, 1966; O. THIELE, 1962, 1967, 1969, 1970, 1971; L. WALDMANN, 1951.

5. Die variszische Molasse: Das Perm von Zöbing

Der bedeutendste Rest einer ausgedehnten variszischen Molasse, bestehend aus dem Abtragungsschutt des Variszischen Gebirges, hat sich im österreichischen Anteil der Böhmischen Masse in der Grabenstruktur bei Zöbing am Kamp erhalten. Kleinere weitere Reste solcher permischer Sedimente wurden von Pulkau, Unternalb und Niederfladnitz bekannt (O. SCHERMANN, 1971, S. A 68) und leiten über zum ausgedehnten Äquivalent in der Boskowitzer Furche in Mähren.

Bereits 1852 (S. 1), wurden von C. v. ETTINGSHAUSEN Planzenreste aus diesem dann von D. STUR (1870 a, S. 187 f.) als Unterperm eingestuften Vorkommen beschrieben. 1853 hat J. CŽJŽEK, der den Pflanzenfundpunkt entdeckt hatte, den lithologischen Charakter der Serie beschrieben.

Das Vorkommen erstreckt sich von Zöbing am Kamp über das Straßertal 6 km weit gegen Nordosten hin, wie die Karte von K. VOHRYZKA (1958, S. 185) zeigt. Seine dreiekkige Umgrenzung ist im SE und NW durch Brüche bedingt. Den Hauptbruch stellt die den SE-Rand bildende Diendorfer Störung dar. Das Schichteinfallen mit 30°–45° ist vorwiegend gegen Süden gerichtet. Den Rahmen bildet hauptsächlich moldanubischer Granulit.

Lithologie und Ablagerungsbedingungen dieser kontinentalen Serie sind besonders durch die Untersuchungen von L. WALDMANN (1922), K. VOHRYZKA (1958), O. SCHERMANN (1971) UND W VASICEK (1977, 1983) klargestellt worden, die Kenntnis der Flora verdanken wir z. T bereits den erwähnten klassischen Studien bis D. STUR (1870) und neueren Arbeiten bis W BERGER (1951 d) und W VASICEK (1977, 1983). Faunenelemente sind spärlicher: Nichtmarine Muscheln hat E. FLÜGEL (1960), Insektenreste haben F. BACHMAYER & W VASICEK (1967) beschrieben, weitere Elemente hat W VASICEK (1983, S. 30) erwähnt.

Die Serie setzt (1.) mit einem 200 m mächtigen Schichtstoß in Graufazies bei Zöbing ein, die aus grauen Tonschiefern und Sandsteinen mit Kohlenflözen und wenigen, bis 1 m mächtigen Kalklinsen besteht. Ihr tiefster Horizont ist durch *Odontopteris subcrenulata* ROST var. *subcrenulata* DOUB. & REMY noch als oberstes Karbon oder tiefstes Unterrotliegend charakterisiert (W VASICEK, 1977, S. 17, 70). Aus dem nächtshöheren Niveau dieser Grauserie stammen die klassischen Floren mit *Walchia piniformis* (SCHLOTH.) FLORIN, *W filiciformis* (SCHLOTH.) STERNBERG und *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGN., was auf eine Position an der Karbon/Perm-Grenze hinweist. Noch immer in diese basale Grauserie ist der dritthöchste Horizont mit der Unterrotliegend-Flora von der Kampbrücke bei Zöbing zu stellen, der unter anderem die Leitform *Linopteris germari* (GEIBEL) POTONIÉ enthält.

Das zweite, nächsthöhere Glied des Perms von Zöbing bildet (2.) eine 1100 m mächtige gröberklastische Serie, bestehend aus Konglomeraten und Fanglomeraten, Sandsteinen und Arkosen, häufig grünlich und violettrot gefärbt Unter den bis 90 cm großen Komponenten dominiert der Granulit aus der Nachbarschaft weitaus, aber auch weiter entfernt gelegene Areale der Böhmischen Masse haben Material geliefert. Die einzelnen groben Schüttungskörper halten nicht über große Strecken hin an, Feinklastika sind auf den Oberteil der Bänke beschränkt. Die Ablagerungen lassen auf den Transportmechanismus von Schichtfluten schließen, die nach Strömungsmarken

gegen Osten gerichtet waren (O. SCHERMANN, 1971, S. A 68). Diese Serie mag in die Zeit der Saalischen Phase an der Grenze Unter-/Oberrotliegend einzustufen sein (W VASICEK, 1983, S. 46 f., Abb. 9).

Eine 300 m mächtige Rotfazies (3.) aus roten Tonschiefern mit geringmächtigen Arkoselagen beschließt die Serie gegen Hangend.

Eine eingehende Beschreibung der Flora, Fauna und Klimageschichte hat W VASICEK (1983) geliefert, ein anschauliches Lebensbild dieser Flora E. THENIUS (1983, S. 18 ff., Abb. 6 ff.) vorgelegt.

Abgesehen von den erwähnten geringfügigen weiteren Obertagevorkommen von Resten permischer Sedimente bei Pulkau etc. ist Unterperm lokal auch über dem Kristallinsockel unter der Molassezone erhalten geblieben, wie die Bohrung Altenmarkt im Thale 1 auf Grund einer Flora mit *Walchia* etc. anzeigt, es ist ferner nicht näher bestimmtes Jungpaläozoikum in Mailberg 1, Roggendorf 1 u. a. erbohrt worden (E. THENIUS, 1974, S. 32).

Literatur: F. BACHMAYER et al., 1967; W. BERGER, 1951 d; J. CŽJŽEK, 1853; C. v. ETTINGSHAUSEN, 1852; E. FLÜGEL, 1960; O. SCHERMANN, 1971; D. STUR, 1970 a; E. THENIUS, 1974, 1983; W VASICEK, 1977, 1983; K. VOHRYZKA, 1958; L. WALDMANN, 1922.

6. Die spätvariszische Bruchtektonik

Am Ende des variszischen orogenen Geschehens, nach Transversaltektonik, Intrusion und deren Ganggefolge, wird auch der österreichische Anteil der Böhmischen Masse durch eine intensive bruchtektonische Zerlegung betroffen. An einem großräumigen Mohrschen Netz von Störungslinien mit Ästen in WNW-ESE-Richtung und senkrecht darauf in NNE-SSW-Richtung wird diese Region – neben der allgemeinen engständigen bruchtektonischen Beanspruchung – äußerst tiefgreifend an einigen Hauptlinien in Großblöcke zerlegt, die unter dem damals in Richtung SSE wirkenden Gebirgsdruck zunächst beträchtliche Seitenverschiebungen erfuhren, bevor später zusätzliche vertikale Verstellungen an diesen wohl die gesamte Kruste durchschlagenden Lineamenten erfolgten (Abb. 283).

Romantische Vorstellungen herrschten bis in die nahe Vergangenheit über das Wesen dieser großen Störungen im Südteil der Böhmischen Masse. So hatte H. CLOOS (1923, S. 19) im „Pfahl" eine bereits vorkaledonische Störung erblickt, aus der im Frühkarbon Decke um Decke saurer, immer pegmatitischer werdender Magmen entquollen seien, zuletzt der Kristallgranit, und diese Magmen seien – alpinen Schubdecken vergleichbar – nach Südwesten durch das Vorland gewandert (vgl. H. GRABER, 1926, S.1 ff.). Auf der anderen Seite stuften F. E. SUESS (1925), L. KÖLBL (1925), H. GRABER (1926) und noch L. WALDMANN (1951, S. 90) – Zitate bei O. THIELE (1961) und A. DAURER (1976, S. 48) – die Entstehung des Pfahls, der Donaustörung etc. erst in nachkretazische, jungalpidische Ära ein, da entlang der Bodenwöhrer Senke in Bayern noch Jura und Kreide von der Pfahlstörung betroffen sind. Noch L. WALDMANN (1951, S. 92) ist weit vom Verständnis der Mechanik, wenn er überrascht registriert, daß die Pfahlstörung jäh in die rechtwinkelig dazu verlaufende Rodlstörung einbiegt.

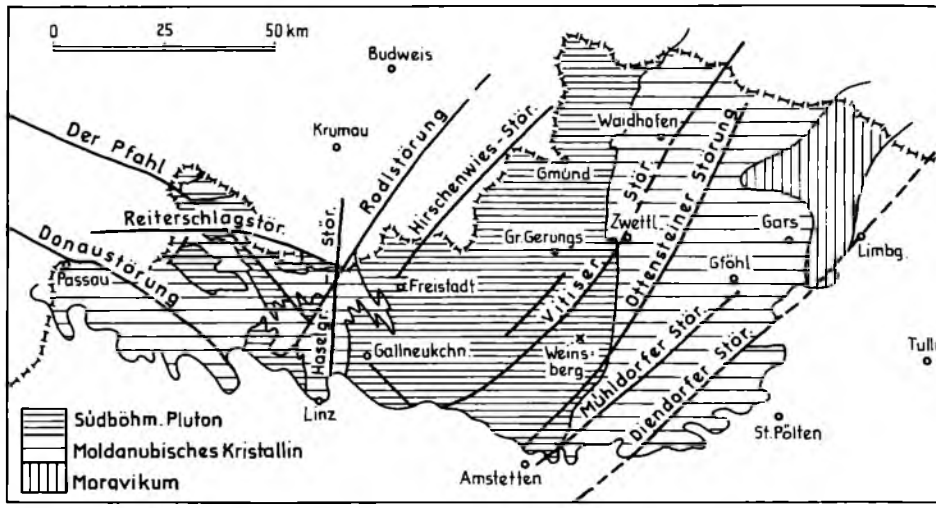


Abb. 283: Die Hauptbruchsysteme im Wald- und Mühlviertel; nach O. THIELE (1970, Abb. 2) und A. TOLLMANN (1977 a, Taf. 1).

Die grundlegenden Erkenntnisse über dieses Großstörungssystem stammen erst von O. THIELE (1961) im Westen und H. SCHARBERT (1962) im Osten, indem THIELE zeigen konnte, daß an diesen jungvariszisch entstandenen tiefreichenden Störungen im Mühlviertel noch nach ihrer breiten Mylonitisations-Wirkung in der spätvariszischen Zeit Ganggesteine die Mylonite durchschlagen haben — wie der Quarzdioritporphyrit der Donaustörung südlich Ranning (O. THIELE, 1961, S. 132), der Kersantit und Dioritporphyrit der Haselgrabenstörung (F. GRUBER, 1931, S. 60 f., W FLIESSER, 1960, S. 285 f.), der Lamprophyr und Dioritporphyrit der Rodlstörung (K. & E. VOHRYZKA, 1960, S. A 92) und der Lamprophyr im Bereich der Karlstift-Störung im Waldviertel (G. FUCHS et al., 1978, S. 15). H. SCHARBERT hinwiederum hat 1958 bereits betont, daß diese Ganggesteine ihrem Mechanismus nach als Abkömmlinge der zugehörigen Tiefengesteine, also als spätvariszisch und nicht als kretazisch-tertiär aufzufassen sind. Er hat ferner die Bedeutung der großen Diendorfer Seitenverschiebung im Ostabschnitt der Böhmischen Masse 1962 an dem rund 25 km weiten Linksseitenversatz des ursprünglich einheitlichen Granulitkörpers Pöchlarn/Wieselburg und Dunkelsteiner Wald erkannt.

Die Ursache der Genese, des Bewegungsmechanismus, die enorme Dichte des Bruchnetzes, der Tiefgang, das Alter, die vielphasigen Nachbewegungen der Schollen an diesen Linien im Süden bis unter die alpinen Sedimente und Decken hinein, wurden im Zusammenhang mit der bruchtektonischen Auswertung der Satellitenbilder dieses Raumes erst in jüngster Zeit durch den Verfasser analysiert (1970 a, S. 77 ff.; 1977 a, S. 18 ff.; 1978 b, S. 332; 1980 c, S. 3). Als Ergebnis läßt sich zunächst zusammenfassen: Waldviertel, Mühlviertel und Sauwald sind — im Gegensatz zu früheren Auffassungen — ein außerordentlich dicht von Brüchen durchsetzter Raum (Abb. 284).

Erst die Satellitenbildauswertung hat — in Anknüpfung an die wenigen großen bekannten Linien — dieses engmaschige Netz herausarbeiten können, da die vielfach

Abb. 284: Die Dichte der bruchtektonischen Zerlegung der Böhmischen Masse in Österreich auf Grund der Hauptlineamente der Satellitenbilder; nach A. Tollmann (1980 c, Abb. 1).

von Myloniten begleiteten Störungen, durch die Erosion herausgearbeitet, tiefe Furchen bilden und dadurch trotz Vegetation sichtbar werden. Dabei springt einerseits das Diagonal Scherflächensystem mit dem vielfach repräsentierten WNW-ESE-Ast und dem senkrecht darauf stehenden SSW-NNE-Ast ins Auge, das dem Mohrschen System bei einer NNW-SSE-Einspannung entspricht. Der ESE-Ast ist vornehmlich im Westen, der NNE-Ast im Osten stärker entwickelt. Hauptstörungen dieses gekreuzten Diagonalsystems sind z.T altbekannte Linien: Die ESE-Richtung weisen etwa Pfahl und Donaustörung im westlichen Mühlviertel, Störungen bei Leonfelden, Gallneukirchen, Prägarten etc. (H. KINZL, 1930, S. 36, Taf. 1) im östlichen Mühlviertel, die Neukirchener und Münzkirchener Störung im Sauwald, aber auch zahlreiche Linien im Waldviertel, etwa die Jagenbach-Störung (A. TOLLMANN, 1977 a, Taf. 1; B. SCHWAIGHOFER, 1978, S. 14 und Kt.) auf. Der NNE-Richtung gehören Linien an wie Kollerschlag-, Pürnstein-, Rodl-Störung (H. GRUBER, 1931, S. 61 ff., Karte G. FUCHS et al., 1965), Windhaag-, Hirschenwies- (G. FUCHS et al., 1978, S. 14), Karlstift-Störung (A. KÖHLER, 1924; G. FUCHS & B. SCHWAIGHOFER, 1978, S. 15 f. und Kt.. mit Pfahlschiefern, Quarzgängen und Lamprophyr), Königswiesener Störung (mit Pfahlschiefern und Gangquarz), Vitiser-, Isper-, Mühldorfer (O. THIELE, 1977) und Diendorfer Störung (S. 671). Andererseits ist ein Störungssystem mit ungefähr N-S und W-E gerichteten Ästen entwickelt, das als zugehöriges Cloossches Gitter gewertet werden könnte. Hier sind etwa als N-S-Linie die Haselgraben-Störung im Mühlviertel (H. GRUBER, 1931, S. 58 ff.) und die Weitra- und die Kl. Isperstörung im Waldviertel zu erwähnen, deren südliche Fortsetzung durch alpidische Nachbewegungen noch durch Molasse, Flysch und Kalkalpen durchgepaust aufscheint, letztere bis südlich von Gresten am Satellitenbild verfolgbar.

Als Alter dieser Störungen ergibt sich wohl der Zeitraum der asturischen Phase im obersten Karbon durch die Anlage jünger als die alten jungvariszischen Granit-Durchbrüche (oberes Karbon) einerseits, älter als die noch blutsverwandten, die Mylonite durchschlagenden spätvariszischen Ganggesteine des Mühlviertels andererseits. Die Einbeziehung des Unterrotliegenden der Boskowitzer Furche in Mähren (K. PRECLIK, 1927, Abb. 2; L. WALDMANN, 1951, S. 14, 89; V HAVLENA, 1966, S. 469 ff.) und des Zöbinger Grabens (S. 666) in Niederösterreich in diese Bewegungen an der Diendorfer Störung geben leider keine Altersbegrenzung nach oben, da ja die Bewegung an dieser Linie bis in die Gegenwart angehalten hat. Kein Zweifel aber, daß an den als Seitenverschiebungen angelegten Diagonallinien, an denen Bewegungsweiten in der Größenordnung von 25 km (Diendorfer Störung, Versetzung des Granulites, H. SCHARBERT, 1962, S. 118), von 7 km (Mühldorfer Störung, Versatz des Spitzer Gneises, O. THIELE, 1977, S. 2, Abb. 1) oder 30 km (Rodlstörung, Versatz der Sauwaldzone, O. THIELE, 1968, S. 65 f.) erfolgt sind, sich in der Folge Vertikalbewegungen vollzogen haben, wie das erwähnte Beispiel des versenkten fossilführenden Rotliegenden an der Diendorfer Störung zeigt. Dann aber fungierten die großen, die ganze Kruste durchschlagenden Störungen weiterhin bis in die Gegenwart als Bewegungsflächen erster Ordnung, als Lockerstellen im Gefüge der Großschollen, sobald aus isostatischen Gründen oder gerichtetem Druck oder Zug Ursache für Ausweichbewegungen gegeben war: Die Mylonitzonen entlang dieser Störungen sind ja nicht wie im jung aufgeheizten alpinen Gebiet wiederum ausgeheilt worden, sondern blieben bis heute Schwachstellen der Kruste.

Von solchen jüngeren Nachbewegungen sei z. B. aus dem Mühlviertel die

nachkretazische antithetische Kippung der Mühl-Zone an der Pfahlstörung zitiert, mit bis ins Tertiär anhaltender (G. TROLL, 1967 a, S. 17) Absenkung der mesozoischen Auflagerung einschließlich der Kreide südlich der Bodenwöhrer Senke in Bayern am Südrand der Pfahlstörung (G. FISCHER, 1966, S. 22). Oder es sei die Einbeziehung von Kreide und Alttertiär-Süßwasserserien in die Schollenverstellung in Fortsetzung der alten Großbruchlinien auf böhmischer Seite in Erinnerung gerufen oder das Wiederaufleben der Brüche am Molasserand (E. NOWACK, 1921, S. 45 ff.).

Sodann sei daran erinnert, daß vom Verfasser (1977 a, S. 22 f.) aus den Satellitenbildern die Fortsetzung mancher großen alten böhmischen meridionalen und schrägen Lineamente durchgepaust durch Molasse, Flyschzone (einschließlich Wienerwald) und Kalkalpen bis weit ins Alpeninnere verfolgt werden konnte, sodaß hier im noch unverdauten alpinen Sockel aus Böhmischer Masse nördlich der Zentralalpen die Bewegungen auch nach Ablagerung alpidischer Serien und der Belastung durch alpidische Schubdecken anhielten oder vielmehr wiederauflebten. Eindrucksvolle Beispiele für Art und Ausmaß der Vertikalbewegung an den alten Linien der Böhmischen Masse gibt etwa das von der ÖMV ermittelte Relief der Tertiär-Unterkante der Molassezone, das sprunghafte Versetzungen an solchen NE-SW ziehenden Linien erkennen läßt (J. KAPOUNEK et al., 1965, Kt.): Beispiele hierfür liefern die derart orientierten Abbrüche im Untergrund W und E Amstetten, an der Linie Ybbs–Neuhofen (Ybbstal-Bruch), bei Wieselburg und in der Fortsetzung der Diendorfer Störung. Schließlich sind aus all diesen Erfahrungen vom Verfasser (1978 b, S. 322 ff.) sogar die beiden der Diendorfer Großstörung parallelen Hauptstrukturen im Außeralpinen und Inneralpinen Wiener Becken auf ein derartiges NNE-ziehendes, wiederaufgelebtes Lineament-Erbe zurückgeführt worden: Der ab dem Lias arbeitende, NNE-verlaufende Mailberger Abbruch mit dem mächtigen Jura auf der östlichen absinkenden Scholle des Staatzer Troges und seinem ähnlich verlaufenden Wiederaufleben im Jungtertiär mit mächtigem Eggenburgien bis Karpatien östlich des alten Mailberger Bruches. Aber auch die Anlage des Wiener Beckens als sich auch jetzt noch weiter öffnendes Grabenbruchsystem mit NNE-Achsenrichtung wird auf eine derartige Schwächungszone zurückgehen, wie S. 517 ausgeführt (Abb. 285). Das Anhalten von Bewegungsvorgängen an diesen großen NNE-verlaufenden variszischen Trennfugen bis in die Gegenwart beweisen ja die sichtbaren Auswirkungen der Verschiebung der Flügel der Diendorfer Störung in Niederösterreich, wie handbreit sich erneuernde Spalten in den Häusern der Ortschaft Platt bei Zellerndorf (Abb. 286) und der wiederholt nötige Austausch der verbogenen Eisenbahnschienen, die diese Störung in diesem Abschnitt des Weinviertels überqueren (A. SCHEIDEGGER, 1976, 1981; H. FIGDOR & A. SCHEIDEGGER, 1977), anzeigen.

Zur näheren Charakterisierung der Großstörungen der südlichen Böhmischen Masse in Österreich sei abschließend noch gestattet, wenigstens zu den markantesten drei Linien ein paar erläuternde Bemerkungen anzufügen.

1. Der „Pfahl" stellt mit seinem weithin geradlinig hinstreichenden mauerartigen Pfahlquarz als freigelegte Wurzel eines hydrothermalen Ganges (G. FUCHS et al., 1965, Kt.) einen in Europa einzigartigen Störungstypus dar. Er zieht in 130 km Länge ESE-streichend durch Bayern (G. TROLL, 1967 a, Kt. 1.100.000; B. GRAUERT, 1967) und Mühlviertel (F. GRUBER, 1931, S. 72 f.), von einer 2–3 km breiten Deformationszone intensiver Mylonitisierung und oft zusätzlicher Diaphthorisierung, oft von Nebenstörungen

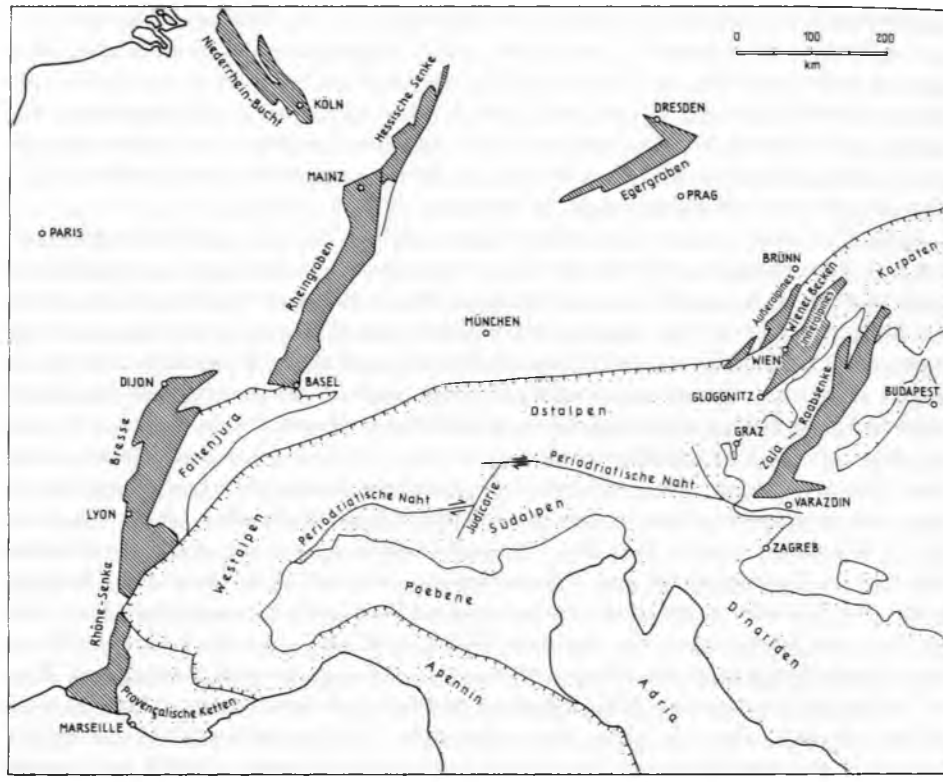


Abb. 285: Das junge Aufreißen variszischer Bruchsysteme in Mitteleuropa; nach A. TOLLMANN (1978 b, Abb. 6).

(„Nebenpfähle") begleitet, dahin. Er bot durch seine tiefgreifenden Auswirkungen Aufstiegswege für Ganggesteine, Alkalimigration („Palite") und schließlich drei etwas altersunterschiedene, hydrothermale Gangquarzgenerationen, die Fiederspalten füllten. Durch die Abtragung der hangenden Teile haben diese Gänge ihre mineralreichen Partien bereits eingebüßt (R. HOFMANN, 1962, S. 339; G. FISCHER, 1966, S. 21, 37). Morphologisch ist die Mylonitzone als Senke, der Pfahlquarz darin als mauerartige Rippe herausgearbeitet. Über Alter und wiederholte verschiedenartige Beanspruchung (zunächst Rechtsseitenverschiebung – G. FUCHS et al., 1968, S. 42, dann Vertikalverstellung – G. FISCHER & G. TROLL, 1973, S. 41) wurde bereits berichtet.

2. Die parallel zum Pfahl verlaufende Donaustörung ist in einer Länge von 150 km von Regensburg über Hals bei Passau, Schlögen und den Fadinger Sattel bis Hinzenbach bei Eferding erfaßbar (V GRABER, 1958, S. 193; G. FUCHS & O. THIELE, 1965, Kt.; A. DAURER, 1976, Kt.). Die auffälligen, durch die Bewegung an dieser Störung zustande gekommenen Diaphthorite wurden bereits von C. W v. GÜMBEL (1868, S. 221, 274) erfaßt und unter der Bezeichnung „Winzergneiss" und „Winzergranit" (nach der Lokalität Schloßberg von Winzer/Donau NE Osterhofen in Bayern) beschrieben. Eine neue Untersuchung dieser Winzergesteine durch G. TROLL (1967 b) hat die Donaustö-

rung als eine breite Diaphthoresezone in Grünschieferfazies, von örtlichen, schmalen Mylonitzonen durchsetzt, erfaßt. Als Vorläufer dieser Bewegungen ist eine jungvariszische, südvergente, engste Faltung in der im Norden an die Donaustörung angrenzenden „Donauleitenserie" (A. DAURER, 1976, S. 48) zu registrieren, mit alpinotypen Faltenbildern. Die folgende Bruchtektonik an der spätvariszisch (keineswegs präkambrisch im Sinne DAURERS) entstandenen Donaustörung weist neben rechtsseitiger Blattverschiebung zusätzlich jüngere vertikale Verstellungen auf: 50 m Sprunghöhe bei Regensburg, 800 m Sprunghöhe werden bei Straubing in Bayern konstatiert (A. DAURER, l.c.). Außer den zuvor erwähnten Ganggesteinen (Quarzdioritporphyrit) ist an der Donaustörung analog dem Bayerischen Pfahl ein Pfahlquarzgang im Abschnitt Hals bei Passau von einer Stärke bis 20 m und einer Länge von wenigen Kilometern entwickelt, genannt der „Kleine Pfahl" (H. GRABER, 1927, S. 117). Im Osten ist die Donaustörung (verdeckt unter dem Pleistozän SE Eferding) an der länger wirksamen Rodl-Störung (vgl. H. GRUBER, 1931, S. 61 ff.; Karten: J. SCHADLER, 1964; G. FUCHS et al., 1965; Skizze: O. THIELE, 1970, Abb. 2) abgeschnitten, wie die an ihr linkssinnig seitenversetzte Sauwaldzone NW Linz anzeigt.

3. Die 160 km lange Diendorfer Störung zieht als bedeutendste und bis in die Gegenwart wirksame Seitenverschiebung am Südostrand der Böhmischen Masse vom Abschnitt E Wieselburg über Melk, Dunkelsteiner Wald, Krems, Zöbing und Limberg zur Boskowitzer Furche nach Mähren hinüber. Sie tritt im Satellitenbild prächtig hervor

Abb. 286: Ein durch die Bewegung an der Diendorfer Störung beschädigtes Haus am Nordrand von Platt in N.Ö.; nach H. FIGDOR & A. SCHEIDEGGER (1977, Abb. 16).

und kann hierdurch im Südwesten noch durch die alpinen Randzonen bis in den Raum westlich von Ybbsitz trassiert werden. Im Tertiär der Molasse ist sie vom Verfasser bei der Kartierung der Pipelinetrasse als Ruschelzone im Schlier ENE Wieselburg angetroffen worden. Diese große Störung („Gebirgsspalte") wurde bereits durch J. Czjžek (1853 b, S. 264) im Abschnitt zwischen Melk und Aggsbach erfaßt. Den Zusammenhang der Teilstücke erkannte F. E. Suess (1912, Kt. 1), den Linksseitenverschiebungssinn mit 25 km Versetzungsweite H. Scharbert (1962, Abb. 1). Eine seitliche Verschiebung von 70 km, die O. Schermann (1966, S. 98) in seiner monographischen Beschreibung dieses Störungssystems aus dem angeblichen Versatz des Brünner Batholithes gegenüber dem Thayabatholith ablesen wollte, ist hinfällig, da die Ostfortsetzung des Thayabatholithes nicht fehlt, nicht wegverschoben ist, sondern durch die Molassebohrungen der ÖMV im Untergrund des Außeralpinen Wiener Beckens weithin auch östlich des Obertageauftretens von Maissau–Znaim erbohrt worden ist (H. Wieseneder et al., 1976, S. 523 und Abb. 1): Dieser Maissauer Granit wurde noch in den Bohrungen von Haselbach NE Stockerau, Mailberg, Stronegg und Staatz, also bisher bereits bis 40 km östlich des zutagetretenden Massivs noch im Untergrund vorgefunden. Über Alter und Bewegungssinn der Diendorfer Störung wurde bereits S. 671 berichtet. Daß die Bewegungen bis in jüngste Zeit anhalten, belegen nicht nur die erwähnten rezenten Auswirkungen, sondern auch das Durchsetzen des der Störung zugeordneten Kluftsystems aus dem Kristallin in den angrenzenden und auflagernden diluvialen Löß (A. Scheidegger, 1976, S. 94; 1981; H. Figdor & A. Scheidegger, 1977) – Abb. 286.

Literatur zur Bruchtektonik der südlichen Böhmischen Masse: H. Cloos, 1923; J. Czjžek, 1853; A. Daurer, 1976; H. Figdor et al., 1977; G. Fischer, 1966; G. Fischer & G. Troll, 1973; W Fliesser, 1960; H. Graber, 1926, 1927, 1928, 1958; B. Grauert, 1967; F. Gruber, 1931; C. W v. Gümbel, 1868; V Havlena, 1966; R. Hofmann, 1962; G. Horninger, 1935; J. Kapounek et al., 1965; A. Köhler, 1925; L. Kölbl, 1925; E. Nowack, 1921; K. Preclik, 1927; H. Scharbert, 1958, 1962; A. Scheidegger, 1976, 1981; F. E. Suess, 1912, 1925; O. Thiele, 1961, 1968, 1977; A. Tollmann, 1970 a, 1977 a, 1978 b, 1980 c; G. Troll, 1967 a, b; K. & E. Vohryzka, 1960; L. Waldmann, 1951; H. Wieseneder et al., 1976.

D JUNGSEDIMENTRESTE AUF DER BÖHMISCHEN MASSE IN ÖSTERREICH

Der Südrand der Böhmischen Masse wurde in Österreich im Tertiär vom Molassemeer unter lebhaftem Wechsel von Trans- und Regressionen überspült. Sedimente dieses Meeres dringen in einzelnen, meist durch Brüche begrenzten Randbuchten streckenweise ein Stück in die Randzone des Massivs vor. Spiegelschwankungen und Randbuchten werden für den Westteil in den Darstellungen von E. Braumüller (1961, Taf. 2), W Fuchs in G. Fuchs et al. (1968, Taf. 1) und K. Kollmann (1977, Abb. 7, 11, 12, 14, 17), für den Osten von F. Brix & K. Götzinger (1964) und J. Kapounek et al.

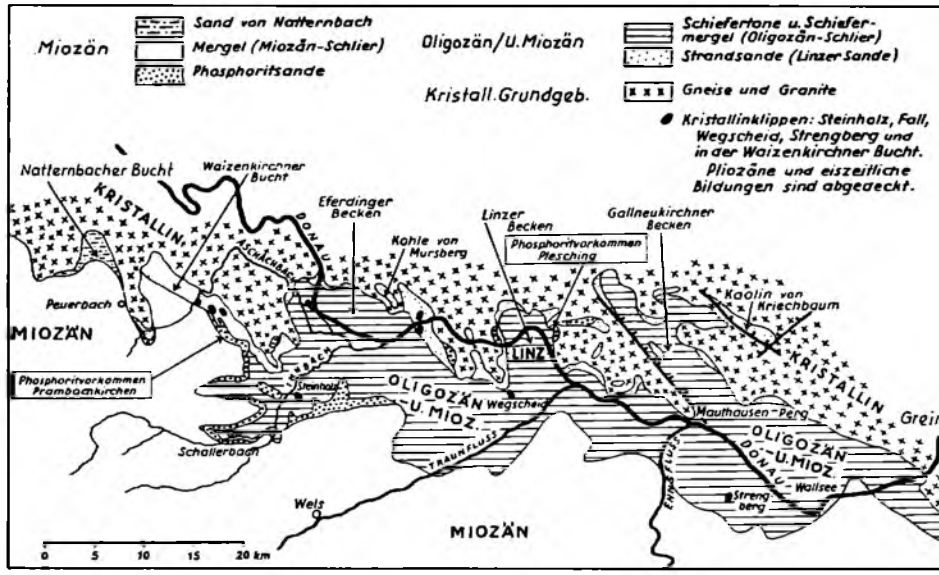


Abb. 287: Die Molassebuchten am Südrand der Böhmischen Masse in Oberösterreich; aus F. X. SCHAFFER et al. (1951, Abb. 2), ergänzt.

(1965) veranschaulicht. Die bekanntesten Beispiele für solche marine Randbecken der Molassezone liefern Taufkirchener, Waizenkirchener, Eferdinger und Gallneukirchener Bucht. Der Schichtinhalt dieser tertiären Randbuchten ist als Teil der Molassezone im Zuge der Besprechung dieser Einheit geschildert worden. Eine Übersicht über die regionale Ausgestaltung dieses Randsaumes der Molassezone gegen die Böhmische Masse hin gibt Abb. 287

Hier aber sollen uns die auf der Hochfläche von Wald- und Mühlviertel auftretenden Relikte kretazischer und tertiärer Süßwasserablagerungen beschäftigen, die zuletzt zusammenfassend durch L. WALDMANN (1951, S. 15 ff.) behandelt worden sind. Diese limnischen bis fluviatilen Süßwasserablagerungen vorwiegend tertiären Alters stellen nur bescheidene Ausläufer der ausgedehnten analogen südböhmischen Serie dar, die durch Bruchbegrenzungen das NW-SE orientierte Budweiser (Budejovice-) Becken und Wittingauer(Třeboň-) Becken in einer Ausdehnung von 2300 km² bedecken. Während wir nun auf österreichischer Seite keinerlei nähere Altersangaben über diese Süßwasserreste, die als Oligozän bis Altmiozän gelten, besitzen, gelang auf der böhmischen Seite durch sedimentologische, paläobotanische und pollenanalytische Untersuchungen, unterstützt durch Bohrungen, eine gute Gliederung, die wir im Sinne von O. KODYM (1960), besonders aber von A. MALECHA (1966) zunächst referieren wollen, bevor wir auf die Verbreitung der Äquivalente dieser Serie in Österreich eingehen.

Zunächst hat diese Gliederung in Südböhmen gezeigt, daß der Hauptteil der über dem Flachrelief der südlichen Böhmischen Masse abgesetzten Süßwasserschichten bereits oberkretazisches Alter besitzt, während man früher nur an Oligo-Miozän gedacht

hatte. Die gesamte Süßwasserserie gliedert sich in den beiden erwähnten Becken wie folgt: Zutiefst lagert die bis maximal 340 m mächtige Klikov Formation, die über kaolinisiertem Untergrund in Form einer sandig-tonigen, z.T bunten Serie abgelagert worden war und auf Grund der *Platanus-Aralia-Dewalquea*-Flora sowie einer Abietinae-Normapolles-Pteridophytae-Pollenassoziation in das tiefe Mittelsenon, etwa Oberconiac bis Santon, einzustufen ist (B. Pacltová, 1961). Die nach bedeutender Lücke auflagernde, bloß etwa 30 m mächtige Lipnice-Formation wird trotz Fossilleere als Oligozän betrachtet. Es folgen hangend die (oberstoligozäne-) untermiozäne Zliv- und Mydlovary-Formation, Süßwasserablagerungen mit Diatomeen-Floren, die aber interessanterweise jeweils brackische bis marine Ingressionen aus dem Südosten, aus der alpin-karpatischen Vortiefe, aufweisen! Der Florencharakter der letztgenannten Einheit mit *Cinnamomum, Mombax, Sterculia* (tropische Elemente), aber auch *Diospyros, Nerium* (nördlichere Elemente) zeigen einen warm-subtropischen Charakter und gestatten zusammen mit der Pollenflora die Einstufung in das Eger bis Ottnang/Karpat, also in das oberste Oligozän bis Untermiozän. Die abschließenden Süßwasserablagerungen der Ledenice Formation lassen ein pannonisch/pontisches Alter vermuten.

Für die gesamte Entwicklung gilt, daß diese Seenplatte über Abflüsse gegen SE, also über den österreichischen Anteil der Böhmischen Masse, zum Meer der alpinen Vortiefe entwässert hat, da von dort zeitweise sogar kurzfristig Transgressionsspitzen ins Innere dieser Region vordrangen. Die Reste dieser Formationen sind, besonders auf Böhmischer Seite, an variszischen Bruchlinien unter Beibehaltung ihrer flachen Lagerung eingesenkt und erhalten geblieben, wobei die Einsenkung in Kreide und Tertiär bereits während der Sedimentation vor sich ging. Dasselbe Phänomen, nämlich die Wiederbelebung der alten Bruchstrukturen, das wir am Südrand der Böhmischen Masse an Hand der Molassesedimente erfassen können, zeigt sich hier auf Grund der Einsenkung und Erhaltung der Süßwasserablagerungen auch im Inneren des Südböhmischen Massivs. Trotzdem ist der Gegensatz vom Geschehen am Vorland, wo sich seit der Oberkreide eine Flachlandschaft mit Seenplatten bis in die heutige Zeit fast unverändert erhalten hat, gegenüber den Umwälzungen bei der Alpenfaltung, der Entstehung des komplizierten Deckenbaues im gleichen Zeitraum in unmittelbarer Nachbarschaft, ungeheuer eindrucksvoll.

Den Versuch einer detaillierten Darstellung der geringen, unzusammenhängenden Reste dieser Süßwasserserie über dem böhmischen Kristallin auf österreichischer Seite wird man sinnvoll erst nach der ausstehenden Neugliederung dieser Sedimente vornehmen. Wir wollen daher nur die Haupvorkommen festhalten und einige Anknüpfungspunkte erwähnen. Bei Gmünd reicht noch gesicherte, als Untere Klikov-Formation bezeichnete und in das tiefere Senon (Oberconiac?) gestellte Randserie des Wittingauer Beckens auf österreichischen Boden herüber (A. Malecha, 1966, Abb. 103, 105) – ein Bestandteil des Sammelbegriffes „Gmünder Schichten" L. Waldmann (1951, S. 16). Als (oberstoligozän-) altmiozän hingegen können die Reste der kontinentalen Serie des Waldviertels gelten, die, an alte Flußniederungen gebunden, in folgenden Regionen aufscheinen (Abb. 204): 1. Linie in SE-Fortsetzung des Wittingauer Beckens über Unserfrau (N Weitra) – Wörnharts-Sattel – Jagenbach – Zwettlfluß – Kamp. 2. Furche von Gmünd gegen ESE über Vitis – Schwarzenau – Allentsteig – SW Edelbach – Taffatal – Horn, dort mit dem marinen Eggenburgien verzahnend.

3. Thayatal Waidhofen – Dobersberg – Karlstein. 4. Thayaabwärts das kleine kohlenführende Becken von Langau 7 km ESE Drosendorf mit einer Wirbeltierfaunula (Mastodon, Sirenen) und Flora (Ottnang/Eggenburg und einer über 25 m mächtigen kohlenhältigen Serie (H. ZAPFE, 1953; 1956; P HOCHULI, 1978; H.-J. GREGOR, 1980 b; W KLAUS, 1980; D. SOMMER et al., 1983; O. THIELE, 1983) – S. 462 f., 479 f. Seismisch wurde eine Muldentiefe von 30–40 m ermittelt, geoelektrisch das feste Grundgebirge unter der Verwitterungsschicht im Liegenden der Muldenfüllung in 60–70 m ausgemacht (R. SCHMÖLLER & F. WEBER, 1982, S. 95). 5. Talfüllungen im Ispertal bei Isper, in Verbindung zum Weitental (L. WALDMANN, 1951, S. 19). 6. Vom Budweiser Becken erfolgte der Abfluß über eine tiefere Furche über Kaplitz (Kaplice) und Oberhaid (H. Dvořiště) über Freistädter und Kefermarkter Senke im Mühlviertel zur Gallneukirchener Bucht, wobei trotz einiger Mitteilungen über das Freistädter und Kefermarkter limnisch-fluviatile sandig-schotterige Tertiär durch H. KINZL (1930) und H. KOHL (1957) keine nähere Alterszuordnung möglich ist (W FUCHS in G. FUCHS et al., 1968 b, S. 53 f., 1977, S. 232 f.) – vgl. S. 455.

Im Südrandstreifen des Wald- und Mühlviertels zur Donau hin muß man bis auf Höhen von rund 200 m über dem Fluß mit Resten pliozäner Donauschotter rechnen, wobei aber keine einfache altersmäßige Gliederung dieser Schotter nach Höhenlage möglich ist, da noch mit pliozänen Bewegungen von Teilen der Rumpffläche zu rechnen ist. So erachtet z.B. G. FUCHS den Ostrong als einen erst spät, postmorphologisch, hochgeschalteten Horst.

Literatur: E. BRAUMÜLLER, 1961, F. BRIX & K. GÖTZINGER, 1964; W FUCHS in G. FUCHS et al., 1968; W FUCHS, 1977, 1980; H.-J. GREGOR, 1980 b; P HOCHULI, 1978; J. KAPOUNEK et al., 1965; H. KINZL, 1930; W KLAUS, 1980; O. KODYM, 1960; H. KOHL, 1957; K. KOLLMANN, 1977; A. MALECHA, 1966; B. PACLTOVÁ, 1961, R. SCHMÖLLER & F. WEBER, 1982; D. SOMMER et al., 1983; O. THIELE, 1983; L. WALDMANN, 1951; H. ZAPFE, 1953, 1956.

E NUTZBARE LAGERSTÄTTEN IM ÖSTERREICHISCHEN ANTEIL DER BÖHMISCHEN MASSE

Waldviertel und Mühlviertel samt Sauwald sind arm an nutzbaren Lagerstätten Vielleicht mag als Begründung die häufig angegebene Meinung dienen, daß hier ein so tiefes Stockwerk durch die Abtragung des Variszischen Gebirges bis auf seine Wurzel angeschnitten ist, daß die erzführenden oberen Teile bereits fehlen. Dies gilt auch für die Pegmatit- und Quarzgänge, die in diesem Raum vielfach fast steril sind und kaum die sonst oft auftretenden seltenen Elemente bieten. In diesem Fall hat man auch daran gedacht, daß solche arme Gänge keine primären Differentiate von Restschmelzen darstellen, sondern als lokale Remobilisate zu werten wären.

Eine Reihe von Arbeiten gibt Übersicht über die nutzbaren oder genutzten Rohstoffe des Waldviertels, so etwa A. PLESSER, 1896 (mit reichlich historischen Angaben

über alte Bergbaue), L. WALDMANN (1951, S. 93 f.), G. FUCHS & O. THIELE (1968, S. 67 ff.: Mühlviertel), O. SCHERMANN (1977, S. 31 ff., S. 105: Waldviertel). Überblick über die nutzbaren Gesteinsarten des Waldviertels lieferten D. BARTH (1908) und F. KIESSLING (1930), während A. KIESLINGER (1953 b) die Steinbrüche entlang der Donau vorstellte und 1969 die nutzbaren Gesteine des oberösterreichischen Grundgebirges schilderte.

Die beim Waldviertel und Mühlviertel sonst häufig miterwähnten Lagerstätten des Tertiärs der angrenzenden Molasse wie die Phosphorite von Prambachkirchen, die Quarzsande vom Gallneukirchener Becken bis zu den Melker Sanden des Egerien, die z.T als Glassande verwendet worden sind, die Braunkohlen des Unteregerien des Statzendorfer Reviers bis Thallern (N St. Pölten), der Kieselgur von Limberg, feuerfeste Tone etc. sind Bestandteil der Molassezone (S. 480 etc.).

An Lagerstätten der eigentlichen Böhmischen Masse in Österreich und deren auflagernden Serien sind bloß die bis vor kurzem vielfach genutzten Graphitvorkommen, die Kaolinlager und die bereits z.T ausgekohlte Braunkohlen Lagerstätte Langau-Riegersburg (H. ZAPFE, 1953 a; D. SOMMER et al., 1983; O. THIELE, 1983; L. WEBER & A. WEISS, 1983) im Altmiozän an der nördlichen Landesgrenze (S. 460, 462 f., 480, 677) von größerem wirtschaftlichem Wert, während die kleineren Erzvorkommen heute kaum der Erwähnung verdienen.

Einen wichtigen wirtschaftlichen Zweig stellt in diesem Raum natürlich noch die Gewinnung von nutzbaren Steinen in zahllosen Steinbrüchen, besonders auf verschiedene Granitarten und – im Waldviertel – auf Marmor ausgerichtet, dar. Im folgenden seien einige Bemerkungen zu den oben genannten wichtigeren Lagerstätten gestattet.

Graphit: Sein Auftreten und vermutliches Alter wurde im Rahmen der ihn umfassenden Bunten Serie (S. 637) besprochen, dort auch die Literatur über seine Genese zitiert. Über die vielen früher in Betrieb gestandenen Abbaue des Waldviertels berichtete A. PLESSER (1896, S. 404 ff.), über die wenigen des Mühlviertels G. FUCHS et al. (1968, S. 68 f.). Insgesamt sind 40 Vorkommen in der Böhmischen Masse bekannt (J. HADITSCH, 1979, S. 31). Vor dem Zweiten Weltkrieg standen noch Abbaue in Mühldorf bei Spitz, Greillenstein, Straßreith, Roggenreith und Rottenhof in Betrieb. Nach dem Zweiten Weltkrieg betrug die Jahresproduktion in der Mitte der sechziger Jahre aus Tagbauen noch rund 60.000–80.000 t, in den späten sechziger Jahren wurden die Abbaue im Waldviertel eingestellt. In der Folge wurde, z.T bis in die Gegenwart, noch in Mühldorf, Zettlitz und Doppl Graphit in Mengen bis zu über 20.000 t/Jahr, später rund 10.000 t/Jahr, aus den Halden gewonnen. Als Hoffnungsgebiete für Graphit werden aus dem Mühlviertel der Raum südlich vom Pfahl an der bayrischen Grenze und das Vorkommen Haibach E Passau südlich der Donau angegeben (G. STERK, 1981, S. 39, Taf. 2).

Kaolin: Entstanden im feuchtheißen Klima der Kreidezeit und des Alttertiärs durch tiefgründige Verwitterung der Feldspate des Grundgebirges unter Moorbedeckung, sind diese Verwitterungsprodukte seit langem unter der Bezeichnung „Tachert" (althochdeutsch: daha = Ton) abgebaut und genutzt worden. Folgende Regionen des Waldviertels bergen größere Kaolinvorkommen (L. KÖLBL, 1926; P WIEDEN, 1960, 1964, 1978; H. HOLZER & P WIEDEN, 1969; J. HADITSCH, 1979, S. 37, Beil. 4/3): Mallersbach und Niederfladnitz südlich der Thaya im Norden des Landes, Grametten bei Lit-

schau, Gmünd, Oberfucha im Dunkelsteiner Wald E Göttweig, Klein-Pöchlarn nördlich und Krummnußbaum südlich der Donau im Raum von Pöchlarn, schließlich Weinzierl und Kriechbaum bei Schwertberg 20 km E Linz sowie Tragwein und Aisthofen in O.-Ö. Die durchschnittliche Mächtigkeit des bauwürdigen Kaolinlagers beträgt in Kriechbaum 13 m (gleich wie in Mallersbach in N.-Ö.), wobei aber die Kaolinisierung 40 m Tiefe erreicht. Beim Kaolinisierungsprozeß der Feldspate aus den Graniten, dem Bittescher Gneis und dem Granulit hat sich vorwiegend Kaolinit, sehr untergeordnet Halloysit, ferner auch Muskovit und Illit gebildet. Bloß bei der Lagerstätte Karlstetten NW St. Pölten herrscht Halloysit ausnahmsweise eindeutig vor (H. W. Müller et al., 1983, S. 70). Rohkaolin besteht durchschnittlich aus 30–40 % Kaolinit, 60–70 % Quarz, im Rest aus Feldspat, Glimmer etc. Die Produktion von Rohkaolin betrug in Österreich im Jahre 1982 351.392 t Rohkaolin bzw. 77.288 t geschlämmtes Reinkaolin. Davon stammen aus den Lagerstätten Kriechbaum und Weinzierl in diesem Jahr 107.189 t Rohkaolin bzw. 36.956 t Reinkaolin.

Gangquarz und Feldspat aus Quarz- und Pegmatitgängen wurde seinerzeit vielerorts für die Glas- bzw. Porzellanindustrie abgebaut. Für die heutige technische Nutzung sind derartige Vorkommen durch zu geringe Mächtigkeit und wechselnde Qualität nicht mehr von Interesse. Die im Pegmatit sonst auftretenden „Seltenen Elemente" sind hier, wie erwähnt, tatsächlich selten, auch die Beryllvorkommen in den Pegmatitgängen (G. Fuchs et al., 1968, S. 67) nur von mineralogischem Interesse in wirtschaftlicher Hinsicht ist ja das stahlgraue Berylliummetall mit seiner hohen Festigkeit und Beständigkeit besonders in der Raumfahrt- und Kerntechnik im Einsatz.

Eisenerz verschiedener Entstehungsart ist früher vielerorts trotz der spärlichen Vererzungen genutzt worden – an fünfzig Stellen waren einst Abbaue auf Kleinstlagerstätten von Eisenerzen umgegangen (vgl. Karte J. Haditsch, 1979, Beil. 6/2), teils auf solche von Magnetiten kontaktmetasomatischer Entstehung (Beispiel: Kottaun bei Geras – M. Götzinger, 1981), teils auf Brauneisensteinverwitterungslager (L. Waldmann, 1952), die sich auch häufig im Eisernen Hut über reichlich pyritführenden Graphitlagerstätten einstellten, teils sogar auf Toneisenstein und Ortstein aus dem Tertiär (besonders der Gmünder Bucht). 1878 ist der letzte Hochofen für derartiges Eisenerz eingestellt worden.

Auch all die weiteren, z.T erst durch die laufende Prospektion mit modernen Methoden bekannt gewordenen Vorkommen, wie z.B. jene von Uran und Thorium, besonders in Graniten und Pegmatiten des nördlichen Waldviertels im Raum Drosendorf SE Raabs, W Waidhofen, bei Heidenreichstein, Kautzen, Schrems, Großpertholz etc. oder im Plöckensteingebiet im nordwestlichen Mühlviertel und NW Haibach im Sauwald (J. Haditsch, 1979, S. 30 f., Beil. 4/4; F. Dahlkamp, 1983, S. 292) sind allesamt wirtschaftlich nicht interessant.

Literatur zu Lagerstätten der Böhmischen Masse: D. Barth, 1908; F. Becke, 1917; F. Dahlkamp, 1983; G. Fuchs & O. Thiele, 1968; M. Götzinger, 1981; J. Haditsch, 1979; A. Himmelbauer, 1927; R. Hofbauer, 1962; H. Holzer, 1961, 1963, 1964 a, b; H. Holzer & P Wieden, 1969; I. Janda & E. Schroll, 1960; A. Kieslinger, 1953 b, 1969; F. Kiessling, 1930; L. Kölbl, 1926; H. W. Müller et al., 1983; A. Plesser, 1896; A. Reifmüller,

1953; O. Schermann, 1977; D. Sommer et al., 1983; G. Sterk, 1981; O. Thiele, 1983; L. Waldmann, 1951, 1952; L. Weber & A. Weiss, 1983; P Wieden, 1960, 1964, 1978; H. Zapfe, 1953 a; E. Zirkl, 1961.

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1: Zeitskala 18
Tab. 2: Alpine Trias – Ammonitenzonen und Faunen 24
Tab. 3: Schichtfolgen und Fazies der kalkalpinen Trias 27
Tab. 4: Die Schichtglieder des kalkalpinen Jura 66
Tab. 5: Die biostratigraphische Zonengliederung des Malm 74
Tab. 6: Die stratigraphische und lithologische Gliederung der Aptychenschichten. 78
Tab. 7: Die Schichtfolge der kalkalpinen Kreide 82
Tab. 8: Schichtfolgen der wichtigsten Gosaubecken der Kalkalpen 90
Tab. 9: Wichtige Tiefbohrungen in den Kalkalpen 112
Tab. 10: Die Schichtfolge der Karnischen Alpen 246
Tab. 11: Die Schichtfolge der Südkarawanken. 284
Tab. 12: Die Schichtfolge im Helvetikum des Bregenzer Waldes 305
Tab. 13: Die Schichtfolge im Ultrahelvetikum der Liebensteiner Decke 312
Tab. 14: Die Schichtfolge des Helvetikums östlich der Salzach (Salzburg, O.Ö.). 325
Tab. 15: Die Schichtfolge des Ultrahelvetikums in Ostösterreich – Grestener Klippen und Buntmergelserie 331
Tab. 16: Die paläogeographische Anordnung der Flyschtröge im Grenzgebiet der Ost- und Westalpen von Norden nach Süden. 351
Tab. 17: Die Schichtfolge der Feuerstätter Decke 366
Tab. 18: Schichtfolgen der Hauptflyschdecke Vorarlbergs in ihren Teilfaziesräumen 368
Tab. 19: Die Serie der Arosa-Decke in Vorarlberg und im Allgäu 373
Tab. 20: Die ältermesozoische Schichtfolge an der Basis des Flysches in der St. Veiter Tiergarten-Klippenzone. 380
Tab. 21: Die Schichtfolge der Flyschzone im Raum Salzburg – Wien 382
Tab. 22: Molasseuntergrund . . 417
Tab. 23: Die Schichtfolge der Molassezone Österreich 442
Tab. 24: Die Schichtfolge des Inneralpinen Wiener Beckens 494
Tab. 25: Die Ostrandbecken der Alpen (ohne Wiener Becken) 536
Tab. 26: Die Kärntner Neogenbecken 584
Tab. 27: Das Unterinntal-Tertiär 614

REGISTER

(Ortsnamen und die davon abgeleiteten geologischen Begriffe)
Seitenangaben in Kursivschrift weisen auf eingehende Behandlung des Themas hin.

Absdorf 471, 473
Abtenau 23, 94, 170 f., 173 f., 194, 234
Achenkirchener Querstruktur 153
Achenpaß 125
Achensee 148 ff.
Achental 154
Achentaler Schubmasse 149 ff.
Adelholzer Fazies 323
Adelholzer Schichten 325, 327
Aderklaa 207, 214, 237 f., 485, 495, 519, *523 ff.*
Aderklaa-Bruch 518
Aderklaaer Konglomerat 494, 498
Aderklaaer Schichten 494 f., 498
Aderklaaer Schlier 492
Adlerspitze 177
Admont 20, 23, *218*, 231, 234
Admonter Schuppenzone 20, 29, 116, 201, *216 ff.*
Adnet 15, 64, 67 f., 168, 230
Adneter Kalk 66, *67 f.*, 70, 230
Adneter Mergel 68
Adneter Riff 55, 65
Adneter Tropfmarmor 231
Aflenz, Kurort 221, 226, 592, 605
Aflenz bei Leibnitz 574
Aflenzer Becken 483, 603, *604 f.*
Aflenzer Fazies 27, 105, 215, 219, 221, 223
Aflenzer Kalk 27, *58*, 105, 223
Aflenzer Karn 46
Aflenzer Muschelkalk 574
Afram 574
Agathakalk 66, 76
Aggsbach 641, 643, 674
Agoritschach 299
Agsbachklause 347
Agsbachschichten 382, *395*, 404
Ahornbüchse 167
Ahornbüchsen-Deckscholle 161, 167 171
Aibl-Revier 573
Aichfeld 594
Aidenbach-Griesbacher Hoch 416
Aigen/O.Ö. 641, 658, 662 f.
Aineck 592
Aisthofen 679
Alberschwende 465
Alberschwende-Mulde 465, 467
Alblitalm 143
Alexenau/Attersee 340 f.
Alföld 544, 551
Alland 22, 89, 207, 233, 348, 503
Allentsteig 634, 661, 676
Allgäu 71, 132, 352, 365, 372, 375
Allgäudecke 10, *115 ff.*, 128, 132, 156
Allgäuer Alpen *132*, 135
Allgäuer Flysch 351
Allgäuer Hauptkamm 132, 134
Allgäuer Hauptkamm-Schuppe 133
Allgäuschichten 66, *68 ff., 71*
Almajurmulde 140, 142, 145
Almesbrunnberg 212
Almfenster 178, 202
Almtal 175, 197 202, 335, 343
Alpenkalk 5, 8 f.
Alpila-Scholle 126, 130 f.
Alpiner Buntsandstein 26
Alpiner Verrucano *19*, 27
Alt-Lichtenwarth 494, 515
Altausseer Salzbergbau 186, *236*
Altausseer See 202
Altenberger Bucht 223
Altenmarkt/Enns 197, 207, 232
Altenmarkt im Pongau 609
Altenmarkt im Thale *420 f.*, 667
Altenmarkt/Triesting 207, 209
Altenmarkter Schichten 417, 419, *421*
Alterstein-Schuppe 201
Altfinkenstein 295
Altlengbach 402
Altlengbacher Schichten 382, 387, *389*, 397 404
Altmannbank 305, 309
Altmannsdorfer Bruch 522
Altmannser Grobsand 461
Amdener Mulde 311, 317
Amdener Schichten 305, 311
Ameis 471, 475, 477, 524
Ameiser Komplex 422
Ameisplan 343
Ameseck-Wald 172
Ammer-Störung 122
Ammergau-Störung 122
Ammergauer Schichten 66, 73, *77*, 83, 331, 333
Ammergebirge 137
Ampflwang 454 f., 478 f.
Amstetten 455, 460, 471, 671
Andauer Antikline 545
Andelsbuch 316
Andersdorfer Becken 577 f., 580 ff.
Andlersdorf 520
Andlersdorfer Konglomerat 500
Andlersdorfer Sporn 521
Angerberg 483
Angerbergschichten 482, 613 f.
Angergraben 555
Annaberg i. Lammertal 29 f., 170 f.

Annaberg b. Türnitz 207 ff., 233
Annaberger Fenster 199, *208*
Annaberger Kalk *30f.*, 101
Annalper Stecken 130
Anninger 73, 212
Antönierstörung 321
Antonshöhe 5, 403, 406
Anzenbachmulde 200
Apetlon 542
Ardagger 661
Ardeschitzagraben 293 ff.
Argenfazies 303, 305, 310
Arlberg 139, 232
Arlbergkalk 35
Arlbergschichten 17, 27, 33, *36f.*, 101, 126
Arnfelser Konglomerat 537, 563
Arnoldstein 240, 245, 275, 281, 295, 299
Arnspitzgruppe 145
Arosadecke, -zone 109, *126*, 129 f., 351 f., 362, 367, *372f.*, 374
Arrach-Steinbruch 76
Artstetten 637
Arzberg 232
Arzberggraben 332
Arzbergkalk 331 f.
Arzl 233
Arzriedel-Fenster 208
Aschach 350, 400, 476
Aschauer Antiklinale 159
Aschaufenster 167
Aschbachtal 221, 223
Aßlinger Aufbruch 296
Attersee 176 f., 335, 339, 386, 397
Atzbach 474, 476 f.
Atzbacher Sande 452
Au 306, 318, 365, 375, 503 f.
Au-Bank 306
Aubrig-Grünsandstein 305
Aubrigschichten 310
Auernig 241, 244, 271
Auernig-Molasse 260
Auernigrhythmus 260, 262
Auernigschichten 241, 246, 258, *260f.*, 266, 269, 280, 284, 289
Auersbacher Schwelle 558 f.
Auersthal 214
Auersthaler Konglomerat 500
Augenstein-Schotter 482
Augensteinlandschaft 611
Augstenberg-Scholle 126
Aurach 336, 340, 398
Aurachfenster *340*, 397 f.
Aurachtal 322, 341, 399
Auspitz 517
Auspitzer Mergel 460
Außeralpines Wiener Becken 414, 426, 430, 432, *455ff.*, 460, 464, *473*, 491
Auwaldschotter *534*, 536, 541, 555, 557

Bächental 237
Bacherschuppe 218
Bachleiten 559
Bad Aussee 23, 57, 60, 121, 178, 180 f., 194
Bad Ausseer Salzberg 235 f.
Bad Ausseer Weißenbachtal 89, 94
Bad Deutsch Altenburg 494, 516, 522, 527
Bad Fischau 503, 522, 527
Bad Fischauer Bruch 522
Bad Gleichenberg 558 ff., 562, 566, 568, 575
Bad Gleichenberger Kogel 568
Bad Gleichenberger Trachyandesit 567
Bad Gleichenberger Vulkanismus 537, 560, 565, 568
Bad Goisern 48, 61, 105, 178, 186, 194
Bad Hall 335, 344, 451, 474
Bad Haller Becken 418, 425 f.
Bad Haller Schuppenzone 470
Bad Ischl 23, 121, 177, 179 f., 193 f.
Bad Ischl-Ausseer Hallstätter Zone 181, 184
Bad Ischler Salzberg 235 f.
Bad Mitterndorf 76
Bad Pirawarth 475, 495, 502, 524, 527
Bad Radkersburg 562
Bad Tatzmannsdorf 575
Bad Vellach 285, 296 f.
Bad Vöslau 5, 503, 522, 527
Baden 487, 489, 492, 494, 500 f., 504, 522, 527 f.
Badener Bruch 522
Badener Fauna 500
Badener Konglomerat 500
Badener Tegel *500f.*, 527, 536, 540, 542
Badener Therme 529
Baiersdorf 598
Bajuvarikum 4, 128, 198
Balberstein 228
Balderschwang 313, 315, 365, 367
Balderschwanger Decke 351
Bannwaldsee 136
Barbaraflöz 604
Bärenfeuchter Mölbing 202
Bärengraben 294 f.
Bärenkopf-Deckschollen 110
Bärenpleis-Synklinale 145
Bärenstein 653, 657, 664
Bärental 293, 295, 589
Bärentaler Kotschna 296
Bärentalkonglomerat 584, 586 f., 589
Bargella-Flysch 362
Bärgündele 133
Barmstein 75
Barmsteinkalk 66, 73, *75*, 77
Barmsteinschichten 76
Barrandiumdecke 618 f., 620, 646
Bartberg 384
Bartbergschichten 382, 384 f., 396
Baumgarten/March 214, 237 f.
Baunzen 347
Bavarikum 622, 653
Behamberg 455
Beinstein-Kogel 176
Bennadeckensattel 136
Berchtesgaden 23, 84, 235
Berchtesgadener Decke 46, 116 f., 119 f., 157, 161, *162f.*, 168
Berchtesgadener Fazies 104 f.
Bergau 346
Bergern 470
Berglental 32, 35
Bergwerkskopf 143
Bergwerkskopf-Deckscholle 143
Bergwerkskopfmulde 143
Berndorf 110 f., 114, 21 ff., 350 f., 415, 439, 499, 526 f.
Bernhardsthal 524
Bernreith 337, 346, 406
Bernreither Fazies 335

Betliskalk 308
Bettelwurf 148 ff.
Bettelwurf-Antiklinale 151
Bezau 316, 367
Bibereck 94
Biberkopf 132
Bildstein 466
Binderberg 576
Birgsau 110
Birkkarspitze 148, 151 f.
Birnhorn-Antiklinale 163
Bisamberg 393, 407, 521
Bisamberg-Bruch 518
Bisambergzug 350, 401
Bischofalm 241, 253, 277 f.
Bischofalmdecke 271 ff., 278
Bischofalmfazies 246 f., 251, *253 f.*, 258
Bischofalmgraben 253
Bischofshofen 20, 164
Bischofsmützen-Scholle, -Schuppe 191 f., 195
Bittescher Gneis 622, *629 ff.*, 634
Bittescher Gneis-Decke 628 f., *630*, 645
Bizau 317
Bleckwand 194
Bleiburg 585 f.
Bleicherhornserie 358, 368 f., 371, 375
Blindenmarkt 471, 632
Bludenz 372
Blühnbachtal 29, 164
Blumau/Wild 642 f.
Blumauer Granulit 647
Bluntautal 165, 171
Bockfließ 408
Bockfließer Schichten 494 f., *498*
Bödele 443, 445, 465
Boden-Deckscholle 208
Bodensee 416
Bodenthal 296
Bodenwöhrer Senke 667
Bodenwöhrer Störung 671
Böhmerwald 653, 663
Böhmerwaldzone 622, 653, 657, 662
Böhmisch Krumau 637, 650, 652
Bolgen 367
Bolgenach 465
Bolgenkonglomerat 366
Bombaso-Schichten 266
Bordaglia 275
Bordaglialinie, -störung 242, 245, 278
Bořetice-Schichten 420
Boskowitzer Furche 426, 631, 666, 670, *673*
Bosruck 46, 201, 217
Bosruck-Deckscholle 216
Boudekschichten 460
Bozener Quarzporphyr 262
Brand/Ötscherland 22
Brandachjoch-Schuppe 155
Brandenberg 236
Brandenberger Gosau 93, 154, 232
Branderfleckschichten 88
Brandjöchl-Aufschuppung 142
Brandnergolm 110
Brandnergolm-Fenster 127 f.
Braunarlspitze 130, 134
Braunarlspitzschuppe 130
Braunauer Becken, -Mulde, -Senke, -Trog 411, 416, 418, 425 f., 448
Braunauer Schlier 452
Braunedelkopf 194
Braunedelkopfscholle 193
Braunedelkopf-Stirnfalte 193
Bregenz 446 f.
Bregenzer Ache 304, 316, 318, 440, 445, 465 ff.
Bregenzer Wald 135, 301, *302 ff.*
Breitach 315
Breitenbach 155
Breitenberg 176
Breitenbrunn 503, 508, 543
Breitenbrunner Stein 546
Breitenkopf-Störung 145, 147
Breitensee 506
Breitensohlmulde 220
Breitenstetten 524
Brennberg 532 ff., 542 f., 553 f., 557
Brennberger Antiklinale 556
Brennberger Blockschotter 535, 555
Brennberger Blockstrom 536
Brennberger (Süßwasser-)Serie 534, 536, 555, 556 f.
Brentenriegel 533 f., 553
Brettl 110, 337, 346
Brettlfenster 198, *205 f.*, 336, 401
Briançonnais-Schwelle 360
Brieltal 190
Brieltal-Halbfenster 189
Brigittenberg 467
Brisisandstein 305, 310
Brixener Quarzphyllit 245, 247
Brixlegg 155
Bruck/Leitha 506, 517
Bruck/Mur 595, 601
Brucker Pforte 532, 544
Brucker Störung 603
Bruckstein 218
Bruderndorf 423 f., 502
Bruderndorfer Schichten 417, 423
Brunn/Schneebergbahn 527
Brunn-Vösendorf 494, 500, 512
Brunnbach 89
Brünner Batholith, -Intrusion, -Massiv 328, 628 f., 674
Brunntaldeckscholle 223
Bubendorf 574
(Leopold-von-)Buch-Denkmal 198, 327, 329, 337
Buch-Denkmal-Granit 300, 328, 331, 344 f.
Buchalpel 224
Buchalpengraben 226
Buchberg/Attersee 397
Buchberg/Gars am Kamp 640
Buchberg/Hochschwab 221
Buchberg/Kaisergebirge 156
Buchberg/Mailberg 464
Buchberg/Mattsee 337 ff.
Buchbergkonglomerat 442, 461
Buchbergriedel 192
Buchenberg 389
Buchensteiner Schichten 284, 293
Buchheim 587
Buchstein 219
Budějovice 620, 647
Budějovice-Becken 675
Budweis 652
Budweiser Becken 675, 677
Bunte Serie *634*, 636 ff., 640, 647 f., 650, 653, 655
Bunter Keuper 51
Buntsandstein 26 f.
Bürgenschichten 311
Bürgeralpe 215, 221
Burgschleinitz 502
Burgstallschotter 535 f., 541

Buschandlwand 640
Buschberg 422

Campil '25, 28
Campiler Schichten 246, 268, 284
Camporosso 279
Canaletal 279
Carditaschichten 46
Carinthischer Schotter 537, 568
Carnizsa-Schichten 261, 266
Čáslav 620
Cellon 241, 249, 251, 254, 258 f., 270, 273, 276
Cellon-(Kellerwand-)Decke 271 ff., 274, 276 ff.
Cellon-Lawinen-Riß 250
Cellon-Profil 253
Cellon-Sattel 276
Cellonetta 248
Cellonetta-Profil 249
Cellonetta-Rinne 243, 251
Český Krumlov 657
Cetischer Rücken 301, 323, 360 f.
Chiaule-Linie 274
Chiemgau 86
Chiemgauer Alpen 71, 108
Chiemgauer Schichten 66, 71
Chotěboř 620
Christoffels 285
Christophorus-Fels 296
Cimpaser 281
Cimpaser-Einheit 290
Cimpaser-Paläozoikum 281, 285
Collendiaul 241, 253
Collinetta-Fazies 249
Collinkofel 273, 276
Comeglians 240
Comeglians-Linie 274
Comelico-Porphyroid 245
Corona-Schichten 261, 266
Črna 299
Csatherberg 570
Cuesta Alta 241, 277

Dachberg 578, 580, 582
Dachbergschotter 580, 582, 584
Dachstein 46, 52, 104, 121, 178 f., *193 f.*, 195
Dachsteindecke 46, 105, 116 f., 121, 157, 188, *193 f.*, 196
Dachsteindolomit 36
Dachsteinkalk 16, 27, 50, 52, 53, 58, 196
Dachsteinkalkfazies 3 f., 27, 59, 99, 101, *105*, 204, 226
Dachsteinplateau 195
Dachsteinriffkalk 54 ff.
Dalaas 110, 131
Dalfazer Alm 67
Dambach/Enns 400
Damüls 315, 365, 375
Damülser Horn 376
Damülser Mittagsspitze 318, 320
Darwinkopf 234
Davennagruppe 130, 131
Davenna-Scholle 126 f., 130 f.
Davenna-Störung 130 f.
Dellach/Gail 241
Dellacher Alm 241, 276
Deutenhausener Schichten 432 f., 442, *443*, 465, 467
Deutsch Altenburg 494, 516, 522, 527
Deutsch Haslau 546
Deutsch Wagram 237, 519
Deutscher Peter 296
Deutschkreutz 553 f., 557
Deutschschützen 570
Diendorfer Störung 413, 471, 619, 623, 643, 645, 666, 668 ff., *673 f.*
Dienten 20
Dietach 427, 476
Dietersdorf 598
Dietrichkofel 182
Dietrichshorn 160
Dietrichshorn-Scholle 161 f.
Dimondecke 272 f., 275
Dimonschichten 246, *258 ff.*, 273
Dirnbergantiklinale 197
Diváky-Schichten 420
Dobermannsdorf 502
Dobersberg 677
Dobra 634, 645
Dobragneis 622, 626, 630, 632, *634 f.*, 647, 661
Dobra-Stausee 635
Döbriacher Linie 279
Döllersheim 632
Donau 649, 653, 663, 678
Donaudurchbruch 405, 415
Donauleitenserie 673
Donaustörung 654 f., 667 ff., 672 f.
Donauwarte 355
Donawitz 601
Donnerskirchen 548
Doppl 678
Dopplerhütte 382, 404
Dörfles 422, 502
Dornbirn 315 f., 350, 375, 465
Dornbirner Ache 318 f.
Drachensee 32, 35
Drachenwand 175 f.
Drähütten-Antiklinale 134
Draschebau 603
Drasenhofen 501 f.
Draßmarkt 536
Draßmarkter Teilbecken 553, 555
Draxlehner Kalk 47
Dreieichen 762
Dreischwestern-Scholle 126 ff.
Dreisesselberg 664
Dreistätten 232, 503
Dreitorspitze 147
Drosendorf 623, 636 f., 640, 646, 652, 679
Drosendorfer Decke, – Einheit 619 f., 622, 633 f., 638 f., *645 f.*, 651, 655
Drosendorfer Fenster 646 f.
Drösing 214, 519
Drösinger Muldenzone, -Senke 518, 519
Drossaschichten 29
Drusbergschichten 305, 309
Drusenfluh 125
Drusenfluhdecke 125
Dunkelsteiner Granulitmassiv 625
Dunkelsteiner Wald 464, 479, 616, 632, 659, 641 ff., 646 f., 668, 673, 679
Durlaß 346
Dürnbach 570
Dürnleis 459
Dürnstein 640 f.
Dürradmer 235
Dürradmerscholle 222
Dürre Laudach 342, 344
Dürre Leiten-Schuppe 212, 220

Dürre Wand 220
Dürre Wand-Schuppe 212, 220
Dürrenstein 11, 204
Dürrnberg 9, 167 236
Dürrnberg-Scholle, -Schuppe 161, 167
Durschlegischicht 305
Dyje 629
Dyje-Klippenzone, -Scholle 415

Ebbs 155
Eben 113
Ebenforstmulde 86, 200
Ebensee 177
Ebenthal 214
Eberau 570
Eberspitze 151
Eberstallzell 474, 476 f.
Ebreichsdorf 521, 529
Echerntal 190
Eckartsau 520
Eckwirt-Schotter 564
Edelbach 625 f., 634, 676
Edelstal 548
Ederdecke 271 f., 276, 278
Ederwirt 241
Eferding 460, 621, 653, 655, 672 f.
Eferdinger Becken 675
Egbell 523
Eger 491
Egg 312, 314 ff., 467
Egg-Konglomerat 444
Egg-Schichten 442, 444
Eggenburg 461 f., 490 f., 497, 502, 628
Eggenburger Granit 628
Eggenburger Schichten, — Serie 442, 455, 457 f., *460 f.*, 474, 491 ff.
Eggenburger Stein 480
Eggendorf 458
Eggeralmsee 278
Eggerding 438
Ehrenhausen 560, 564
Ehrwald 25, 137, 145
Ehrwalder Becken 147
Ehrwaldit 17
Eibesbrunn 521
Eibenstein 621, 664
Eiberg 155
Eibiswald 497, 559 f., 562, 573 f., 602
Eibiswalder Bucht 573 f.
Eibiswalder Schichten 536 f., *562 f.*
Eibsee-Synklinale 146
Eichbergkonglomerat 463
Eichhorn 408, 475, 519
Eichhorn-Rücken 518
Eichkogel 494, 497, 503, 512, 515, 570
Eichkogelbruch 522
Eidendorf 655
Einbergzug 171
Einsiedlerflysch 351
Einstein-Halbklippe 132, 136
Eisberg-Flexur 162
Eisenau 177
Eisenberg 558, 570
Eisenkappel 290, 293, 296, 586, 590
Eisenkappeler Altkristallin 281
Eisenkappeler Paläozoikum 285
Eisenkappeler Tonalitgneiszug 281
Eisenspitz 234
Eisenspitzbrekzie 66, 68, 71
Eisenstadt 500, 536, 540, 542
Eisenstädter Becken 483, 503, *532 ff.*, 536
Eisenstädter Terebratelsande 535
Eisgarn 663
Eisgarner Granit 621, 654, 657 ff., *663 f.*
Eiskogel 487
Elferspitze 241, 251
Elferspitz-Fazies 249
Ellmauer Haltspitze 158, 159
Elmen 137
Els 636
Elsenreith 638
Elsenwang-Übergleitungsfläche 169
Emmerberg 57, 220, 223, 226 f., 522
Engelhartstettener Bruch 518
Engelhartszell 655
Engelkreuz 405
Engelsberger Marmor 223
Engelstein 17
Engenfeld 413, 476
Enns 400, 410, 413, 418, 449, 471
Ennsberg 204
Ennstalstörung 201, 608
Ennstal-Tertiär 608
Enzenkirchener Sande 452
Enzersdorf an der Fischa 492, 521, 523 f.
Enzersdorf im Thale 495
Enzesfeld 494, 503
Enzesfelder Bucht 516
Enzesfelder Kalk 66 f.
Eppenstein 598
Erlaf 205
Erlafboden 235
Erlaf-Halbfenster 205, 401
Erlakogel 178
Erlakogelmulde 177
Ernstbrunn 407, 422 ff., 460, 465, 473, 502
Ernstbrunner Becken 419
Ernstbrunner Kalk 417, *421 f.*
Ernstbrunner Klippenzone 407, 415, 427, *474*
Ernstbrunner Tonmergelserie 442, 460
Eschbannhauser Konglomerat 328, 334
Ettendorfer Becken 577, 581 f.
Euhallstätter Kanal 180, 183, 222
Eywegg-Linie 595

Faakersee 295, 587
Faakersee-Konglomerat 295
Fadinger Sattel 672
Fagstein-Faltensystem 164
Fähnern-Spitze 362
Falk 148
Falken 150
Falkenberg 598
Falkenstein 407, 413, 421, 426, 473, 502
Falkenstein-Deckscholle 132
Falkensteiner Klippenzone 415
Falkensteinzug 136 f.
Falknis 362
Falknisdecke 125, 351, 359 f., 363
Fallenberg-Antiklinale 467
Fallensteinschuppe 223, 226
Fallesin 139
Fallesin-Deckscholle 139
Fanólaserie 368 ff., 375 f.
Färberkogel 187
Farntobel-Scholle 126

Feeberger Kohlenmulde 598
Fehring 559, 571, 575
Fehringer Becken 559
Feichtenberg 336
Feichtenstein 55, 64
Feistritz/Rosental 281, 585, 589
Feistritzgraben 283, 292, 295
Feldbach 559, 566 f., 574
Feldbacher Kristallinsporn 558
Feldkirch 315, 318, 350
Fellersbachschichten *20*, 234
Fellhorn 162, 371
Fellifluh 303
Fels am Wagram 46 f.
Felser Sande 262 f.
Ferlach 585
Fernpaß 137, 144, 233
Feuchterberg 224
Feuerkogel bei Mitterndorf/Skgt. 25, 39, *47*, 49, 184, 186, 188
Feuerstätter Decke 314, 316, 320, 351, 358, 362, *364ff.*, 375
Feuerstätter Kopf 314, 365
Feuerstätter Sandstein 366
Fieberbrunn 230
Filbling/Lidaun-Übergleitungsfläche 169
Filzmoos 20, 181, 194
Filzmooser Brekzie 612
Findenig 253, 271
Findenig-Fazies *251*, 253
Findenigkofel 241, 275, 278
Finkenstein/Faakersee 283, 299
Fischa 517
Fischamend 502, 521, 524, 529
Fischen 315
Fischerwiese 60, 183
Flachau 609
Flatschach 592
Fleonsschichten 245, 247
Flexenpaß 32, 35 ff., 118, 130, 131, 139
Flirsch 68, 232
Florianer Bucht 564
Florianer Schichten 536, *565*
Fluhbrigschicht 305
Foelik 542
Foelikschotter 536, *541*
Fohnsdorf 482, 592, 594 f., 598 f., 601
Fohnsdorfer Becken 483, 591, *594ff.*
Fohnsdorfer Horizont 597, 599
Fohnsdorfer Muschelkalk 597
Fohnsdorfer Revier 597
Fölzfazies 219
Forcella Moraret 259
Forchtenau 500, 540
Forchtenauer Sand 540
Forchtenstein 503
Formarin-Störung 130
Forni 242
Forni Avoltri 264, 267, 279
Frain 647
Frankenfelser Decke 116, 117 f., 198, *204f.*, 213
Frankenfelser Fazies 101, 197, *204*
Frankenmarkt 339
Frättingsdorf 492, 494, 499
Frau Hitt-Sattel 152
Frauendorf 502
Frauenkirchen 544 ff., 548
Frauenstein 199
Fraxern 311, 314, 317
Fraxern-Bizauer Mulde 316
Fraxerner Grünsand 305, 311
Freibergsee 376
Frein 222
Freispitz-Antiklinale 142, 145
Freispitz-Synklinorium 140
Freistadt 460, 663
Freistädter Granit, — Granodiorit 654, 660, *663*
Freistädter Senke 677
Frenzbergsattel 205
Frescalot-Antiform 129
Freschen 314
Freschenschichten *310*, 312 f., 317
Friedberg 575
Friedberg-Pinkafelder Bucht 558 f., 565, 569, 574
Friedburg 474, 476 f.
Fugenschicht 310
Fugnitzer Kalksilikatschiefer 630
Füllersdorf 473
Fundelkopf-Scholle 126 ff.
Funtensee-Deckscholle 163
Funtenseemulde 163
Fürstenfeld 564, 568, 571, 576
Fürstenfelder Becken 557 f., 564, 570, 576
Furth an der Triesting 89
Furth i. W 650
Fuschl 168
Fuschlsee 169
Füssen 71
Füssenerjöchl-Halbfenster 136

Gaaden 503
Gaadener Becken 516
Gaal 600
Gablitz 393
Gablitzer Schichten 382, *392ff.*
Gaichtpaß 36
Gaichtspitze 133
Gailitz 268
Gailitztal 240
Gailtal 269
Gailtallinie 240, 274
Gainfarn 486, 494, 500, 503
Gainfarner Bucht 516
Gainfeldkonglomerat 20
Gaisberg 158, 200
Gaisbergantiklinale 197
Gaiselberg 494, 497, 502, 514, 523 f.
Gaisenberg-Halbklippe 208
Gaiskopf-Mulde 465 f.
Gaissau 67
Gaisstein 212
Gallinastörung 321
Gallneukirchen 620, 670
Gallneukirchener Becken, — Bucht 450, 468, 675, 677 f.
Galmeikogel 30
Gaming 205, 235 f., 346, 471, 659
Gamlitz 559, 563
Gamlitzer Bucht 564
Gamlitzer Schlier 537
Gampadelser Streifen 129
Gampadelsertal 128
Gampalm 110
Gams 89 f., 94, 96
Gamser Gosaubecken 89, 92, 210
Gamser Schichten 305
Gamsfeldgruppe 193
Gamsfeld-Überschuppung 193, 195

Gamsgufel-Synklinale 145
Gamsjoch 148
Gamsspitze 241, 276 f.
Gamsstein 25
Gamsstein-Antiklinale 204, 207
Gänserndorf 207, 214, 491, 524
Gänserndorfer Schichten 494, *498*
Gänserndorfer Terrasse 548
Gargellen-Störung 122
Garmisch-Partenkirchen 37, 125, 137
Garnitzen 241, 244
Garnitzenprofil 261
Garnitzen-Sattel 277
Gars/Kamp 473, 640
Gartnerkofel 240 ff., 245, 264 f., 268, 271, 275, 277 ff.
Gartnerkofel-Südrandstörung 278 f.
Gattendorf 547
Gattendorfniveau 548
Gaschlo-Flysch 351
Gaschlo-Serie 362
Gauderndorf 462
Gauderndorfer Sande, – Schichten 442, 461, 462
Gbely 523
Gebhardsbergnagelfluh 446 f.
Gebharts 663
Gehrenspitze 136, 145
Gehrenspitz-Halbklippe 132, 136
Gehrenspitzschuppe 136
Geinberg 480
Geißhorn-Schuppe 137
Geländberg 227
Gemsmättli-Bank 305
Geras 462, 479, 622, 630, 679
Gerhardsreuter Schichten 325 f.
Gerhardstein-Deckscholle 161 f.
Gerstruben 110
Gesäuse 15, 46, 55, 217 f.
Gesäuseberge 41, 105, 121, 215, 217, *218 f.*
Gesäusehalbfenster 218
Gesäusestörung 218
Geschriebenstein 553, 558
Geyersteinschuppe 216, 220, 225
Gföhl 623, 640, 644, 647, 652
Gföhler Decke 413, 618 ff., 622, 634, 637 ff., 642, *645 ff.*, 648, 650, 657
Gföhler Einheit, – Scholle, – Schuppe, – Schüssel 639, 646 f., 647, 657
Gföhler Gneis 413, 622, 624 f., 633, 638 ff., *640 ff.*, 643 f., 647, 651, 657
Gießhübl 89 f., 94, 96
Gießhübler (Gosau-)Mulde 207, 210, 214, 238, 524, 528
Gießhübler Schichten 92
Gimpel 136
Glanegger Mergel 90
Gippel 222
Giramondopaß 279
Glasenberg 400
Glashütte 346
Gleiersch, -kamm, -tal 148 f., 233
Gleisdorf 558 f., 569, 573
Gleisdorfer Schichten 537
Glinzendorfer Mulde 212, 214, 524
Globasnitz 588
Gloggnitz 484, 607
Glosbach 328, 337, 401
Gmünd 623, 652, 660 ff., 676, 679
Gmünder Bucht 679
Gmünder Schichten 676
Gmunden 117, 336, 341, 390
Gmundener Flysch 378
Gnas 559
Gnaser Becken 558 f., 563, 576, 595
Göbelsberg 454
Göding 523, 526
Goggau 267
Goggauer Kalk 264
Going 158
Göldeglaich 134
Göll 166
Göller 206, 221
Göllerdecke 116 f., 119 f., 199, 204, 208, *209 ff.*, 211 f., 216, 221 f., 224
Golling 8, 167, 170 f.
Gollinger Schloßfelsen 173
Gollinger Schwarzenberg 170
Gollinger Waldparkhügel 173
Gollrader Bucht 221, 223
Göllstirn 172
Golmerjochzug 129
Gols 503, 545
Golser Synkline 545
Göpfritz 625, 642, 652
Göriach 604 f.
Göriacher Lignitbergbau 604
Göriachtal 592
Gorvion-Scholle 126
Gosau 6, 8 f., 81, *88 ff.*, 96, 194
Gosaubecken 5, 89, 93 ff., 193
Gosauformation 88
Gosaukamm 55 f., 105, 178, 182, 184, 190 ff., 194 f.
Gosaukamm-Scholle 191
Gosausee 61, 191
Gosauseefurche 192, 196
Gosauseekalk 105, 183, 192
Gosausee-Scholle 191
Gösing 209, 220, 224
Gösingberg 225
Gösing-Deckscholle 208
Gossendorf 575
Gößl 188
Gösting 523 f.
Göstinger Muldenzone 519
Göstling 39, 205, 207
Göstlinger Blatt 122
Göstlinger Kalk 27, 33, *39*
Göstlinger Linie, – Querstörung 205, 207, 212
Göstlinger Schichten 42
Göstlinger Schuppenzone 124
Gottesacker 321
Gottesackerplateau 317
Gottesackerwände 316, 375
Göttweig 464, 679
Götzendorf 494
Götzis 304, 315 f., 362
Götzneralm-Halbfenster 134
Gr. Buchstein 612
Gr. Dirn 200
Gr. Kitzberg 503
Gr. Mittagskogel 293
Gr. Mühl 657
Gr. Pal 277, 241 f., 257
Gr. Traunstein 171 f.
Gr. Walsertal 130, 132, 372 ff.
Grabach 235
Grabenbach-Schichten 91
Grabneralmdeckschollen 217
Grabs 362
Gracheralmbruch 123
Gradenbach 600
Grafenbergscholle 228
Grafensteigkalk 33

Gramaiser Mulde 141
Gramatneusiedl 514 f.
Grametten 678
Granitztal 578
Granitztaler Becken 577, 579, 581
Granitztaler Schichten 577 ff., 581, 584
Grasberg 186 ff., 194
Gräshorn-Deckscholle 110, 130
Gratschützengraben 295
Gratschützenzug 293 ff.
Gratwein 564
Graz 564, 575
Grazer Becken 483, 558
Grebentobel 315
Greifenstein 392 ff.
Greifensteiner Decke 347 f., 352, 382 f., 392, *401 ff.*
Greifensteiner Fazies 396
Greifensteiner Sandstein 356 f., 377, *392 ff.*, 404
Greifensteiner Schichten 382, *392 ff.*
Greillenstein 678
Grein/Donau 661
Greisenbach 344
Grenk 600
Grenzlandbänke 262, 290
Gressingfenster 199, 205, 336, 401
Gressing(hof) 110, 337, 346
Gresten 205, 328, 337, 344, 346, 400 f., 659
Grestener Klippenzone 301, 321 f., 324, 328, 331, *344*, 347, 381, 400
Grestener Lias 70
Grestener Schichten *330 f.*, 380, 419 f., 457
Griesberg-Querstörung 176
Grießlalm 143
Grießlspitze 141
Grießtalerspitz-Deckscholle 139
Griffen 579
Grillenberg 499, 526
Grimming 194, 196, 611
Gröbming 197, 608, 611
Grödener Schichten 246, 262 ff., *265 ff.*, 269, 284, 291, 579
Grödener Stufe 267
Groisbach 22, 109 f., 348
Groisbach-Fenster 337
Grösinggraben 555
Großhöflein 535, 538, 540 ff., 547
Großhollenstein 205
Großkrut 493 f.
Großnondorf 464
Großpertholz 623, 652, 679
Großraming 86, 88, 199 f., 300, 327 f., 344
Großreifling 31 f., 42
Großrußbach 407, 464
Großsattelstörung 277
Groß-Schweinbarth 498
Grubach-Scholle 173
Gruberriff 55, 64
Grünangerschichten 184
Grünau 197, 200
Grünauer Flysch(halb)fenster 120, 199 f., 350, 399
Grünbach 89, 92, 94, 96, 236 f., 503
Grünbach-Deckscholle 171
Grünbacher Gosaumulde 211, 213, 227 524
Grünbachgraben 61, 234
Grünbach-Neue Welt-Mulde 220
Grünberg 178, 343 f.
Grünbergmulde 159, 178, 202, 336
Grund 464, 499, 502
Grundache 153
Grundeggschichten 443
Grunder Schichten 464
Grundlsee 46, 103 f., 179 f., 184, 188, 194, 202, 234
Grundlseefazies 27, *103 f.*, 186
Grundlseefurche 186
Grundlsee-Linie 202
Grundlseescholle 116, 180 f., 187, 194, 199, 202
Grüne Schneid 258 f.
Grünes Kreuz 500
Grüngraben 386
Grünsee-Deckscholle 163
Grünsee-Scherfläche 176
Grünsteinscharte 32, 35
Grünten 315, 321
Gscheigrabenschichten 66
Gschliefgraben 178, 322, 336, 341 f., 397
Gschliefgrabenfenster 341
Gschliefschichten 367
Gschöder-Antiklinale 221
Gschößwand 159
Gsengalm 171, 194
Gsenggraben 192
Gstadt/Ybbs 332 f.
Gstatterboden 219
Gstatterstein 219
Gstattmayerschuppe 218
Guffert-Pendling-Antiklinale 153 f.
Gugel 253
Gugel-Fazies 251, 253
Gugga 241
Gulsen 598
Gumpoldskirchen 503
Gundersheimer Alm 253, 258
Günser Sporn 553, 556 f.
Gunstberg 200, 399
Guntersdorf 464
Guntramsdorf 512, 514
Gupfdeckscholle 220, 227
Gurgltal 144
Gusen 653
Güssing 532, 558 f., 566, 571, 575
Gußwerk 55, 215
Gütenbachtal 348
Gutenbrunn 632, 660
Gutenstein 25
Gutensteiner Dolomit 183
Gutensteiner Kalk 27, *30*, 31 f., 101
Gutensteiner Schichten 27, *29*, *30*
Gutrathsberg 172
Gwechenberg 171, 174
Gwechenberg-Halbklippe 171
Györ 548

Haag/Hausruck 455
Haag/Stadt 471, 474
Haarberg 170
Haarecker 171
Haarecker-Südscholle 173
Habersauer Halbfenster 157
Hafelekar 32, 34, 149
Hagenau 479
Hagenberg 427, 457, 477, 524
Hagengebirge 79, 163 f.
Hagenmühle 343
Hahnenkamm 132, 136, 158
Haibach 678 f.
Haidhof 423 f.
Haidhofschichten 417, 424
Hainbuch 455

Hainburg 500
Hainburger Berge 506, 516, 544, 566
Haindlmauer 218
Hainfeld/Gölsen 11, 401
Hall/Tirol 23, 35, 235
Hallberg 234
Hallein 5, 9, 23, 31, 33, 49, 61, 83 f., 167 f., 235
Hallein-Loferer Hallstätter Decke 116, 120, *166 f.*
Halleiner Hallstätter Scholle, – Schuppe 160 f., *167*, 172
Halleiner Salzberg 167, 235
Haller Becken 418, 425 f.
Haller Decke 296 ff.
Haller Fels 296
Haller Mauern 215, 217 f.
Haller Schlier 442, 451
Haller Serie 442, 449, 451, 457, 460, 469, 477
Hällritzer Halbfenster 375
Hällritzer Serie 358, 368 f., 371, 375
Hallstatt 22 f., 33, 39, 73, 105, 184, 194, 235 f.
Hallstätter Buntdolomit 105
Hallstätter Deckschollen 119, 157, 177, 199
Hallstätter Fazies 27, 57, 99, 101, *102 f.*, *105*
Hallstätter Kalk 23, 27, 29, *33 f.*, *39*, 46, *47 ff.*, 57, *60*, 103, 105, 183
Hallstätter Kalk-Fazies 105
Hallstätter Kanäle 13, 99, 105
Hallstätter Mittelkanal 165, 171, 197
Hallstätter Nordkanal 45, 103, 106, 170, 202, 215
Hallstätter Salzberg 188, 190, 196
Hallstätter See 189
Hallstätter Südkanal 29, 39, 47, 60, 106, 108, 121, 170, *182 f.*, *184*, 196, 202 f., 212, 215 ff., 219, 222
Hallstätter Zone 4, 17, 31, 41, 46, 160, *178*, 182 f., 235
Halltal 43, 221
Halltalkette 148
Halltalscholle 212, 222
Hals/Passau 672 f.
Häring 237, 483, 613, 615
Häringer Schichten 236 f., 613, 615
Häringgraben 235
Harmannsdorf 476
Hart bei Gloggnitz 526, 592
Hartberg 537, 558 f., 569 f., 575
Hartlkogel 189
Haselbach 413, 424, 478, 674
Haselbergkalk 66, 76 f.
Haselgebirge 6, 8, 17, *20 f.*, 27, 29, 31
Haselgraben-Schuppe 204, 400
Haselgraben-Störung 654, 668 ff.
Haselstauden-Überschiebung 467
Hasenfluh-Deckscholle 131
Haslach 653
Haslau/Donau 514
Hattendorfer Sandstein 580
Hauchenbergmulde 466 f.
Haugsdorf 502
Haunsberg 323, 326, 328, 334, 338, 397
Hauptdolomitfazies 3, 99, *101*
Hauptflyschdecke 352, 367, 400
Hauptklippenzone (des Wienerwaldes) 346 ff., 401
Häuselwand 110
Hauskirchen 507, 512, 524, 527
Hausruck 453 f., 478 f.
Hausruck-(Kobernaußerwald-) Schotter 442, 453, *455*
Hausruck-(Kohlenton-)Serie 453 f., 478
Hautzendorf 494, 507, 511
Hechelstein 203
Hechelsteinmulde 202
Heidboden 544
Heidenreichstein 663, 679
Heiligenblut 637
Heisslerstollen 454
Heiterwand 37, 141, 143
Heitzing 474
Helm 240
Hengst-Fenster 11, 121, 199, 212, 216, 220, *224 f.*
Hengstlinie, -störung 109, 198, 200, 399
Hengstpaß 200
Hennersdorf 503
Hermagor 252, 279
Hernstein 228, 503
Herrenbaumgarten 494
Herzogsdorf 655
Herzogsdorf-Zone 655
Heuberg 323, 336, 340
Heuberg-Fenster 322, 338
Heubühl-Scholle 126
Heukuppe 227
Hieflau 89, 94, 232, 608, 611
Hierlatz 194
Hierlatzbrekzie 68
Hierlatzkalk 65 f.
Himbeerstein 218
Himberg 214
Himmelberger Alm 249
Himmelbergfazies 247, 249
Himmelmoos-Störung 122
Hindelang 110 f., 136, 352, 372
Hinteralpe 224
Hinterautalkette 148
Hinterer Kaiser 155
Hinterer Seekopf 143
Hinteres Langbath-Grenzblatt 172
Hinterhaus 648
Hinterhauser Marmor 636
Hinterholzgraben 382
Hinterholz-Konglomerat 330
Hinterriß 149
Hinterrißschichten 77
Hinterschlagen 455
Hintersee 55
Hinterstein 137
Hintersteineralm 235
Hinterwildalpen 216
Hinzenbach 672
Hirschberg 319, 446
Hirschbergantiklinale 316
Hirschbergau 446
Hirschegg/Breitach 315
Hirschenwies-Störung 668, 670
Hirschwang 232
Hittisberg 316
Hochalmsattel 151
Hochälplekopf 314, 375
Hochälplekopf-Deckscholle 316
Hochbajuvarikum 116 f., 129, 156, 198
Hocheck 476
Hochfellnkalk 65 f.
Hochfilzen 19, 160, 234

Hochfilzener Schichten 19 f.
Hochgrat 314
Hochgratfächer 440, 446, 467
Hochjuvavikum 4, 116 f., 157 199
Hochkalter 46, 163
Hochkalter-Watzmann-Gewölbe 163
Hochkanzel-Antiklinale 151
Hochkarwendel 149
Hochkeil 164
Hochkönig 102, 124, 163 ff.
Hochkranz-Deckscholle 161 f.
Hochkugeldecke 364
Hochkugelschichten 312 ff.
Hochleiten 524
Hochleiten-Synklinale 629
Hochmoos-Schichten 91
Hochreithberg 343
Hochreithschichten 85
Hochriedl 342
Hochriegel 553
Hochriegelschichten 535 f., 557
Hochrotherd 403, 406
Hochsalmgruppe 200, 344
Hochsattel-Antiklinale 171
Hochsäul 160
Hochschwab 11, 31, 36, 46, 57 f., 105, 215, 219, 223, 226
Hochschwabfazies 105, 226
Hochspitze 242
Hochstadel-Deckscholle 208
Hochstaufen 118, 159
Hochstein 338, 340
Hochstraden 559, 569, 575
Hochstradener Niveau 571
Hochstraß 404
Hochstuhl 281, 296
Hochtannberg 130, 132
Hochtor 219
Hochvogel(gruppe) 132, 135
Hochvogel-Halbklippe 133 f.
Hochwanner 147
Hochwart-Störung 122, 206
Hochweißstein 275
Hochwipfel 241, 271, 274, 278, 280
Hochwipfelbruch 276 f., 295
Hochwipfelflysch 269
Hochwipfelschichten 241 f., 246, *259 f.*, 272 f., 284, 288 f.
Hodonin 523
Hof/Leithageb. 503, 512
Höfat 137
Höflein/Donau 350, 356, 377, 392, 405, 415, 429, 477
Höfleiner Fenster 220 f., 225
Hofpürgel-Scholle 192
Hohe Kugel 304, 313, 315, 317, 319, 362, 375
Hohe Mandling-Schuppe 212
Hohe Munde 145
Hohe Munde-Störung 145
Hohe Schrott 99, 194
Hohe Wand 15, 46, 55, 57, 60, 215, 220, 223, *226 f.*, 517
Hohe Wand-Fazies 102
Hohe Wand-Mürzalpen-Decke 119
Hohe Wand-Rückfalte 220
Hohe Warte 240 ff., 259, 270, 273
Hohenau 512
Hohenegg 299
Hohenegg-Fazies 101, 155
Hohenems 309, 313, 315 ff.
Hohenschwangau 136
Hohensteinschuppe 208
Hohenwarth 502
Hoher Dachstein 46, 52, 104, 121, 178 f., *193 f.*, 195
Hoher Freschen 303 f., 315, 318 f., 362, 375
Hoher Göll 8, 78, 165 f., 171 f.
Hoher Ifen 303 f., 314, 317
Hoher Lindkogel 503
Hoher Trieb 241, 248 f., 251, 254, 256 f., 276 f.
Hoher Zinken 168, 194
Höherstein 186
Hoisschichten 382, *395*, 404
Höll 570
Hollabrunn 413, 420, 426, 464 f., 473, 502
Hollabrunn-Laaer Scholle 473
Hollabrunn-Mistelbacher Schotterkegel 442, 465, 512 f.
Hollenburg 464
Hollenburger Konglomerat 442, *464*
Höllengebirge 175, 177, 179
Höllenspitze 134
Höllensteinzug 207
Höllental-Bruch 220
Hölles 507
Hollingsteinkalk 425
Holzgau 137
Holzgau-Lermooser-Mulde 137, 141
Holzmeisterfenster 200
Holzwehralm-Deckscholle 172 f.
Hörgersteig 474
Höring 479
Hörmsdorf-Eibiswalder Revier 573
Horn 490, 620, 624, 628, 641, 647, 676
Horner Becken 460, 462, *473*
Hornbach-Halbfenster 132 ff.
Hornbachtal 69, 118, 134, 137
Hornburg 136
Hörndlwald 386, 401
Hornkogel 185
Hörnlein 319
Hörnleinschichten 366
Hornmulde 466 f.
Hornstein 503, 517, 522
Hosov-Granulit 634, 646
Höttinger Breccie 152
Hrušovany-Kalk 421
Hubberg 400
Hubberg-Schuppenzone 204, 400
Hundsalm-Fenster 161, 162
Hundsarschsattel 136
Hundsheim 494, 503, 516
Hundshornscholle 163
Hundstod-Aufschiebung 163
Hungerburg-Halbfenster 151
Hüpflinger Deckschollen 219
Hüpflinger Kalk 219
Hutberg 228
Hütteneck 182, 185 f.

Iglau 634, 660, 663
Iglauer Halbfenster 650
Iller 315, 440
Illmitz 548
Illmitzer Synkline 545, 547
Illtal 130
Ilz 568
Ilzer Kohlenhorizont 574
Imlau-Antiklinale 174
Imlautal 174, 232
Immendorf 464
Imst 141, 233
Imsterau 143
Ingeringtal 598
Ingering-Verwurf 595
Ingrüne 465

Ingrüne-Zone 466
Inneralpines Wiener Becken 282 f., *484ff.*, 491, 502 f., 516 f., 671
Innsbruck 149, 151
Inntal 144
Inntaldecke 4, 10, 35, 116 ff., 129, 139, *141ff.*, 149, 151
Inntal-Störung 152
Innviertler Serie 442, *452*, 457, 469 f.
Isar 146, 148
Iseler-Schuppe 137
Isont 59
Isper(tal) 632, 643, 652, 660, 677
Isper-Störung 670

Jachen-Störung 122
Jagenbach 676
Jagenbach-Störung 670
Jägerhaus b. Baden 25, 46
Jägerhauskalk 46
Jainzen 177, 194
Jassing 221
Jauling 526
Jaulingwiese 499
Jauntal 484, 590
Jenkalpe 299
Jennersdorf 566, 570
Jessnitzfenster 205 f.
Jihlava 634, 660, 663
Jihlava-Halbfenster 650
Jochenstein 656
Jochschrofen-Schuppe 137
Jois 547 f.
Jormannsdorf 575
Josefiflöz 604
Josefsberg 211
Judenburg 483, 598
Junghansenschichten 365 f.
Juvavikum 117, 120, 178 ff., 199

Käferstein 88
Kahlenberg 377
Kahlenberger Decke 347 f., 352, 380, 382, *401ff.*, 405 ff.
Kahlenbergerdorf 355
Kahlenberger Fazies 396
Kahlenberger Schichten 347, 355, 382, *386f.*, 397
Kaibling-Kreuzeck-Anklinale 199
Kainisch 33, 39, 186 ff., 194, 202
Kaiserberg 600
Kaisergebirge 15, *155ff.*
Kaisergebirgsmulde 158 f.
Kaisergebirgs-Scholle 155, 158
Kaisers 139
Kaisers-Schrägzone 140
Kaiserstein 220, 224
Kaisersteinbruch 501, 503, 522
Kaiserwald 613
Kalsdorf 575
Kalsdorfer Schichten 569
Kalteis 476
Kaltenberg 228
Kambühel 220
Kambühelkalk 96
Kammerkehrgruppe 70
Kammspitz 611
Kamp b. Mitterndorf 187
Kamp/N.Ö. 621, 632, 635, 638 f., 642, 644, 647, 649, 666, 676
Kampertalfenster 200
Kanisfluh 301, 303 f., 306 f., 314 f., 318, 362, 411
Kanisfluh-Gewölbe 318 f.
Kanzberg-Deckscholle 133
Kanzel 227
Kanzelfelsnagelfluh 446
Kanzelwand 371
Kanzelwand-Deckscholle 110
Kanzianiberg 295
Kapellenberg 294, 296
Kapelln 473
Kapf-Strahlkopf-Faltenzug 316
Kapfenberg 591 f., 595, 604 f.
Kapfenberger Tertiär 605
Kapfenstein 559, 566 f., 571
Kapfensteiner Schotter 537, 569
Kapinberg 278
Kaplice 677
Kaplitz 677
Kaplitzer Glimmerschiefer 655
Kapuvarer Synkline 545
Kapuzinerberg 338
Karawanken *281ff.*, 589
Karawankentunnel 291
Karbach-Bruch 178
Karhorn 131, 134
Karlschacht 574
Karlstein 641, 647, 677
Karlstetten 457, 679
Karlstift-Störung 668, 670
Karlstifter Ganit 663
Karnabrunn 464
Karnerberg-Schotter 537, 569
Karnische Alpen 240 ff.
Karpatische Fazies 61
Karpatische Serie 464, 490 f.
Karrösten 233
Kartitsch 275
Karwendel 3, 15, 29, 36, 38, 50, 77, 118, *148f.*
Karwendelgebirge 17, *150*
Karwendelmulde *148ff.*, 153
Karwendel-Schuppenzone 118, 129, 145 f., *149ff.*
Karwendelspitze 148
Karwendel-Stirnschuppe 151
Karwendeltal 151
Karwendel-Überschiebung 10
Kasberg-Liegendfalte 120
Kasberg-Stirnantiklinale 202
Kasberg-Überschiebung 202
Kasern 338
Kaswassergraben 234
Katergebirge 179, 194
Katschberg 591
Kattrin 193 f.
Kaumberg 207, 406
Kaumberger Antiklinale 406
Kaumberger Fazies 396
Kaumberger Nordschwelle 361
Kaumberger Schichten 347 ff., 360, 382, *388*, 403 f.
Kaumberger Trog 361
Kautzen 632 f., 679
Kefermarkt 460
Kefermarkter Senke 677
Kehlstein 166, 171
Kellauwand 171 f.
Kellauwandscholle 173
Kellerwand 241 f., 248 f., 251, 276
Kellerwanddecke 272
Kematen an der Krems 413, 476
Kematen in Tirol 146
Kemating 474
Kempten 321
Kendlbach 61 f.
Keutschach 584 f., 590
Keutschacher See 587
Keutschacher Störung 590
Kesselgraben 446

Kiefer-Tropfbruch 64, 231
Kienberg 112
Kierwang 301
Kilb/Sierning 11, 333, 473
Kindberg 606
Kirchbach/Gailtal 253
Kirchberg 160
Kirchberger Mulde 205
Kirchberger Schotter 537, *569*
Kirchbichl 155
Kirchdorf/Krems 344
Kirchfidisch 537, 570
Kirchham 342, 344, 350, 376, 399
Kirchstein 70
Kirchsteinkalk 66, 70
Kirnberg 472 f.
Kis Alföld 544
Kittseeterrasse 548
Kitzbühel 158
Klafterbrunn 422
Klagenfurter Becken 483 ff.
Klatov 650
Klausbach 163
Klausberg 316
Klausen-Leopoldsdorf 404, 406
Klauskalk 66, 72
Klauskogel 183
Klausschichten 71 f.
Klauswaldmulde 208
Kledering 528
Kleehof 661
Klein-Hadersdorf 497, 502, 505
Klein-Höflein 503, 543
Klein-Pöchlarn 637, 679
Klein-Raminger Störung 122
Klein-Semmering 574
Klein-Zell 207
Kleine Isperstörung 670
Kleine Mühl 662
Kleine Ungarische Tiefebene 483, 541, 544
Kleiner Grintoutz 297
Kleiner Pal 241, 270
Kleiner Pfahl 673
Kleines Alföld 544
Kleines Walsertal 318, 371 ff., 376
Kleines Waxeneck 226
Kleinebersdorf 499, 502, 519
Kleinfeld 499
Kleinzapfen 585, 587
Klement *422*, 427, 457, 471, 475, 477, 524
Klementer Schichten 417, 419, *422*, 457
Klentnitzer Mergel 421
Klentnitzer Schichten 417, 419, *421f.*, 457
Klesenza 110
Klesenza-Fenster 130 f.
Klesenza-Störung 130
Kliening 582
Klikov-Formation 676
Klingereck-Deckscholle 161, 167
Klöch 559 f., 566, 571
Klöcher Massiv 568
Klöcher Vulkangebiet 558
Klöpfing 476
Klosteralpe 207
Klosterneuburg 396, 405 f.
Klostertal 130
Klostertal-Antiklinale 131, 139
Klostertal-Scholle 126 f., 130 f.
Klostertal-Störung 130
Klostertaler Alpen 15, *130*
Klosterwappen 224
Knerzen-Alm 184
Knittelfeld 590, 594 f., 598
Kobenz 599
Kobernaußer Wald 425, 455, 478 f.
Kobernaußerwald-Schotter 455
Kobersdorf 536, 553 ff.
Kobyli-Kalk 422
Köflach 536, 563, 595
Köflach-Voitsberger Becken 574
Köflacher Schichten 563
Kogl 413, 471, 607
Kohfidisch 497, 537, 558 f., 570
Kohlalm 157
Kohlberg 476
Kohleck 474
Kohleck-Bruchzone 470
Kohlental-Blatt 122, 158
Kojenschichten 432, 446, 466
Kokberg 252, 257, 278 f.
Kokkalk 252
Kokragraben 295
Kollerschlag-Störung 670
Kollinkofel 273, 276
Kollnitz/Lavanttal 565 f., 577, 581
Kollnitzer Basalt 577 f., 582
Königsalm/Kremstal 665
Königsbach 337
Königsbergzug 207
Königssee 163, 165, 168
Königssee-Störung 163
Königstetten 383, 405, 461
Königswandgruppe 275
Königswiesen 660
Königswiesener Störung 670
Konradsheim 333, 335, 344 f.
Konradsheimer Kalk 331, 333
Kopfstetten-Bruch 518
Korneuburg 421 f., 471, 499, 519 ff.
Korneuburger Becken 407, 492, 494, 499, 502, 518 f.
Korneuburger Schichten 499
Korpitschgraben 283
Koschuta 275, 281 f., 291, 293
Koschutakette 296, 298
Koschuta-Trias 281, 296
Košnaschichten 246, 264, 284, *291*
Kössen 25, 49, 61 f., 94, 156, 483, 613, 615
Kössener Ache 159, 162
Kössener Becken 614
Kössener Fazies 61
Kössener Schichten 27, 49, 58 f., *61*, 63
Košutnikbach 290
Kötschach-Mauthen 253, 258
Kottaun 679
Kottes 637
Kottingbrunn 506
Krabachjoch 139
Krabachjochdecke 115 f., 129, 139, 143
Krabachjochdeckscholle 139 f., 232
Krahstein 76, 184, 186, 188, 194
Krailberg 438
Kraubath 595, *599f.*
Kräuterin 11
Krautgartenalm 61
Krems 457 f., 464 f., 621, 623 f., 630, 647, 649, 652, 673
Kremsmauer 120, 197, *200*
Kremstal 335, 344, 636
Kressenberger Fazies 323
Krestenberg 200
Kreutzhöhenschuppe 174
Kreuzberg 267, 421, 559
Kreuzbergpaß 265

Kreuzbergschotter 537, 564
Kreuzgrabenschichten 91 f.
Kreuzleitjoch 279
Kreuzstettener Bucht 492
Kriechbaum 679
Kriegerhorn 131, 134
Krieglach 605 f.
Kriemooskogel 182
Kristakopf-Fenster 126, 129
Kroisbach 326, 337, 540
Kronalpe 241
Kronberg 507
Krone 271, 275
Kropfmühle 655
Krottendorf 572
Krottenspitz 132
Krumau 636, 642, 646 f.
Krumbacher Schichten 534
Krummbach-Antiklinale 220, 225
Krummbachsattel 224
Krummnußbaum 647, 679
Kuchl 23, 86, 235
Kuchler Horizont 580
Kufstein 78, 154, 613
Kühweger Köpfl 268, 277
Kukmirn 566, 571
Kumitzberg, -bühel 188 f.
Kummerberg 315 f.
Kundl 155
Kurdějov-Kalk 422
Kürnberg 350, 400, 477
Kürnberger Wald 653
Kurze Illach 606
Kutná Hora 619

Laa/Thaya 430, 460, 463 f., 471, 498, 502
Laab 395
Laaber Decke 347 f., 352, 360, 381 f., 388, 401 ff., *406*
Laaber Schichten 347, 382, 392, *395*, 404
Laaer Schichten 458
Laaer Serie 442, 457, 459, 461, 463 f., 474, 491 f., 494 f., *498 f.*
Laas 600
Laaser Mulde 600
Lachalpe 224 ff.
Lachalpen-Deckscholle 215, 224
Lackenbach 553, 555
Lackenberg-Halbantiklinale 158
Lafatsch 233
Lahngang-Deckscholle 218
Lahngangsee-Elmsee-Linie 202
Lahnsattel 222
Laintal 216
Lammer 172, 192
Lammereck 171, 173, 234
Lammer-Einheit, -Masse 116, *170 f.*, 172 f., 174, 192
Lammeröfen-Fenster 171
Lammertal 28, 29, 39, 103, 165, *170*, 181
Lammertalfazies 103
Lamsenspitze 149, 151
Landorf 559
Landsberg 197
Landsee 552
Landseer Bucht 483, 536, *552 ff.*
Landshut-Neuöttinger Hoch, – Horst, – Schwelle 411, 416, 425, 468
Langau 460, 462, 479 f., 497, 677 f.
Langbath-Blatt 122
Langbath-Faltensystem 177
Langbath-Scholle 116, 177
Langen 131
Langenlois 464, 630, 640
Langenwang 606
Langtal-Deckschollen 163, 171
Langtal-Störung 163, 191
Lanzenalm 280
Lanzendorfer Fauna 500
Lanzendorfer Hochzone 521
Lanzhofer Bruch 518
Lanzing 228
Lärcheck 33
Lärchkogel-Deckscholle 161 f.
Lärchkogelkalk 160
Lärchspitze 139
Larsennscholle 141, 143
Laßbergschuppe 397
Lassee 519
Lasseer Senke 485, 518 f.
Laterns 304, 314 f.
Laternsertal 319
Laubensteinkalk 66
Laucheck 241
Laudach 397
Laudachsee 343
Lauffen 194
Laussa 200
Laussa-Störung 122
Laußnitz 592
Laußnitzbach 591 f.
Laußnitz-Miozän 591
Lavanttal 484, 575, 577, 582
Lavanttaler Becken 483, *577 ff.*
Lavanttaler Bruchsystem 577, 581 f.
Lawinenstein 179, 184, 186, 188, 194, 202
Laxenburg 214, 520 f., 529
Lech 17, 37, 131, 134, 139
Lechtal 132, 137
Lechtaldecke 10, 115 f., 118 f., 125, *129 f.*, 132, 141, 155 f.
Lechtaler Alpen 15, 68, *137*
Lechtaler Hauptmulde 131, 139
Leckkogel-Schichten 46
Ledenice-Formation 676
Lehmgrabenstörung 593
Leibnitz 564
Leibodenmergel 305, 310
Leiding 557
Leimernschichten 313
Leiser Berge 413, 422 f., 463, 473
Leisling 25, 186
Leislingwände 182, 185
Leisnitzgraben 592
Leitha 547 f.
Leithagebirge 487, 492, 501, 506 ff., 510, 517, 521 f., 527, 532 f., 535, 541 ff., 546
Leithakalk 501, 535 f., 541, 543, 546, 564 f.
Leithaprodersdorf 522, 527
Leitold 600
Leitzersdorf 460
Leitzersdorfer Überschiebung 407
Lengfelden 323, 336, 338
Lengfeldener Fenster 338
Lenggries/Isar 70
Leoben 592, 595
Leobener Becken 483, 591
Leobener Hütte 17
Leobener Kohlenmulde 601
Leobersdorf 494, 499, 506, 511, 527
Leogang 163
Leoganger Steinberge 160, 163
Leonfelden 653, 658, 663, 670

Leonsberg 175, 177
Leonsberg-Blatt 122, 176
Leonstein 200
Leopoldau 520
Leopoldsberg 388, 402, 405
Leopoldsdorf 494, 512
Leopoldsdorfer Bruch 214, 484, 518, 521 f., 529
Leopoldsdorfer Platte 530
Leoprechting 437, 449 f., 474 f.
Lerchkogelkalk 66
Lermoos 137
Lermoos-Puitental-Mulde 144, 146
Lesachtal 269, 276
Lesachtal-Tonalit 276
Lessachtal 592
Lessern 203
Leutascher Ache 144, 146
Leutschach 559, 563
Leutschacher Sande 537, 563
Liebensteiner Decke 304, 312, *314f.*, 323, 351, 362, 375
Liebensteiner Kalk 312 f.
Liechtenstein 376
Liechtensteinberg 598
Liechtensteiner Flysch 351
Liescha 586
Liesingtal 205
Liezen 20, 203
Lilienfeld 89, 92, 94, 236
Limberg 442, 463, 502, 629, 673, 678
Lindabrunn 494
Lindach 469 f., 474, 476 f.
Lindacher Schichten 442
Lindkogel 212
Lindkogelschuppe 210
Linenberg 408, 428, 475, 501
Lintsching 593
Lintschinger Mulde 594
Linz 453, 497, 623, 653, 655
Linzer Becken 675
Linzer Sande 442, *450*, 456, 460, 480, 675
Lipnice-Formation 676
Litschau 652, 660, 663 f., 679 f.
Lobenau/Radstadt 608 ff.
Lobnig 586, 590
Lobniggraben 589
Lochwaldschicht 305, 310
Lofer 53, 61, 63 f., 162
Lofer-Zyklothem 53
Loferer Alpe 160
Loferer Dachsteinkalkfazies 162
Loferer Schichten 66, 162
Loferer Steinberge 50, 102, 120, 158, 163
Loferit 53
Loibersdorfer Sande, – Schichten 442, 461 f., 473
Loiblpaß, -thal 296
Loipersbach 537
Loipersdorf 570, 576
Loisach 146
Loisach-Störung 122
Loisberg 640
Loischkopf 110
Loischkopf-Fenster 128
Loja 633, 637, 665
Loretto 487, 503, 507 f.
Losegg 192
Losegg-Scholle 21, 192
Losenheim 228
Losenstein 86, 88
Losensteiner Schichten 82, 85 f., *87f.*, 200
Losenstein-Synklinale 201
Loser 79, 184
Ludersdorf 561, 573
Luggauer Decke 271 f.
Luiteremergel 305
Luitpold-Halbfenster 132 ff.
Luitpoldhaus 134
Lundenburg 517, 521
Lunz 11, 25, 41 ff., 71, 207, 210, 236
Lunzer Decke 72, 116 ff., 198, *205*, 207 f., 210, 212
Lunzer Fazies 27, 31, 39, 41, 44, *101*, 204, 209
Lunzer Musterfalte 120
Lunzer Sandstein *41f.*, 43 f.
Lunzer Schichten 27, *41f.*, 44, 101
Luppitsch 182 f., 186, 194
Luschitzer Serie 458, *490f.*, 494 f.
Lutschburger Weingebirge 586
Lutzmannsburg 554

Madau 142 f.
Madauer Rollfalte 144
Madautal 141 f.
Mädelegabel 132
Maderhalm 301
Madonna 130
Madrisa-Schollenzone 109, 116, 129
Madritschen 241
Maglern 278 f., 295
Maiereckmergel 33
Maigen 629
Mailberg 419, 427, 464, 471, 473, 475, 502, 667, 674
Mailberger Abbruchzone 471, 671
Maissau 628, 674
Maissauer Granit 328, *628*, 659, 674
Malacky 523
Mallenitzen 586
Mallestig 283
Maltachmulde 467
Mamau-Deckscholle 220
Mandling 184
Mandlingbucht 522
Mandling-Schuppe 194
Mandling-Span 116, 610
Mandlingzug 105, 179, 181, 197
Mandlwände 164 f.
Manhartsberg 623, 638 ff.
Mannersdorf/Leithagebirge 501 f., 503 f., 508, 512, 520, 522 f., 527
Mannersdorf/Marchfeld 214
Mannersdorf/Rabnitz 553
Manzing 350
Marbach/Donau 646
Marbach/Krems 634, 636 f.
March 214
Marchfeld 530
Marchfeld-Senke 518, 521
Maria Buch 598
Maria Elend 585
Mariapfarr 593
Maria Plain 338
Maria Schmolln 476
Mariastein 613
Maria Taferl 634
Mariazell 11, 14, 89, 113, 211, 222
Markdorf 416
Markersdorf 473
Markgrafneusiedl 519, 525
Markgrafneusiedler Bruch 518
Marktl 406
Marquartstein 86, 88, 108
Martinsbühel 34, 37, 149, 151

Martinswand 32, 34
Marul 130
Marz 542
Marzer Kogel 540
Masenberg 558
Matschacher Gupf 296
Mattersburg 540, 542, 554
Mattseen 323, 334, 336 f., 417, 452, 468, 470
Matzen 408, 475, 477, 495, 500 f., 519, 521, 523 ff.
Matzendorf 498
Matzener Bruchsystem 517 f.
Matzener Sand 500
Matzinggraben 336, 343
Matzinggrabenfenster 343, 399
Maudnikgraben 297
Mauerbach 348, 350, 403, 405, 415
Maustrenk 475, 498, 502, 524 f.
Mautern 623, 652
Mauthaus-Störung 153
Mauthausen 663
Mauthausener Granit 654, 658, 661 f., *663*
Mauthen 245, 249, 253, 276
Mauthner Alm 241, 273, 280
Mauthneralmdecke 258, 271 ff., 276
Mayersdorf 427, 476
Medriolalm 141
Mehlstein 171 f.
Mehrnbacher Sande 452
Meisling 639, 647
Meledis-Schichten 261, 266
Melk 455 f., 458, 497, 623, 632, 673 f.
Melker Sande, – Schichten, – Serie 442, 450, *456ff.*, 471, 473, 479 f., 678
Mellau 314
Melling-Linie 595
Memminger Hütte 141 ff., 145
Merkenstein 503
Messern 622, 628, 630 f.
Messerner Bogen 631
Messerner Halbfenster 618, 620
Michaelerberg-Schichten 395
Michelberg 200, 424
Micheldorfer Scharung 200
Michelstetten 407, 423
Michelstettener Schichten 407, 442, 457, *460*, 474
Mieminger Antiklinale 147
Mieminger Gebirge 118, *144f.*, 147
Miesberg 156
Miesberg-Schuppe 158
Miesenbachtal 227
Mikulov-Mergel 421
Millibrunnkogel 25, 182
Miohallstätter Entwicklung, – Nordkanal 180
Missingdorf 629
Mißlingtalstörung 669
Mistelbach 475, 506
Mistelbacher Scholle 491, 493, 498, 518 f., 521
Mistelbacher Schotter 512
Mittagsfluh 303, 306, 315, 318 f.
Mittagskogel 281 f., 295, 299
Mittagsspitz-Schichten 309
Mittagsspitz-Zug 126
Mittelsteirische Schwelle 558
Mittenwald 148 f.
Mittenwalder Karwendelmulde 148
Mitteralpe 221
Mitterbach 14, 110 f., 113 f., 208 f., 211
Mitterberg bei Gröbming 611
Mitterberg bei Mühlbach 8, 20
Mitterberg (Westlicher) 226
Mitterberg-Deckscholle 225
Mitterberger Schichten 17, *20*
Mitterlabill 559, 561, 568
Mitterndorf 23, 47 ff., 104, 179, 181, 184, 187 ff., 194, 203, 517, 529
Mitterndorfer Becken 186
Mitterndorfer Decke 184, 187 f., 203
Mitterndorfer Deckschollen 121
Mitterndorfer Graben, – Senke, – Trog 518 f., 522, *529f.*
Mitterndorfer Schwelle 521
Möderbrugg 594
Möderndorfer Alm 279
Mödling 207, 212, 494, 512, 515, 520, 522, 527
Mödlinger Scholle 521
Mohnenfluh 134
Moldanubikum 616, 619 f., 622, 628, *632ff.*, 645 f., 652, 653 ff.
Moldanubische Überschiebung 620, 622 f., *628*, 645 f., 651 f.
Moldau 657, 664
Molln 200
Mollner Linie 197 f., 200
Molt 490
Molter Schichten 442, 460 f., *462f.*, 473
Mönchhof 503, 549
Mönchhofer Bruch 548 f.
Mondsee 175 f., 397
Mönichkirchener Blockschotter 534, 537
Monotone Serie *633*, 647, 650, 653, 655
Montafon 19
Montscheinberg 148
Moosbierbaum 413, 457, 463, 471, 473
Moosbierbaumer Granodioritmassiv 329
Moosbierbaumer Konglomerat 456 f.
Moosbrunn 514 f., 529 f.
Moosegg 234
Mooskofel 241, 273 f., 276
Mooskofeldecke 258, 271 ff., 275 f.
Moravikum 617, 619, 622, 627, *628ff.*, 645 ff.
Moravische Fenster 625 f.
Moravischer Kalk 630
Moravische Zone 616 f., 620, *628ff.*
Mörbisch 535, 548, 551 f.
Mörtersdorf 473
Mörtlbach 67
Mosonmagyaróvár 549
Mt. Acomizza 275
Mt. Auernig 260 f.
Mt. Cavallo 278
Mt. Coglians 241
Mt. Crostis 270, 274 f.
Mt. Dimon 259, 271
Mt. Forno 275
Mt. Lodin 241, 278
Mt. Paularo 259, 274 f.
Mt. Peralba 275
Mt. Salinchiet 275
Mt. Volaya 274

Mt. Zermula 241, 257, 259, 275
Muggendorf-Hohenwarter Deckscholle 212
Mühlbach 165, 231
Mühlbacher Schneeberg 164
Mühlbachschichten 443
Mühlberg 493, 495, 523 ff.
Mühlbergkalk 66, 73, 76
Mühldorf bei M. Rojach 578
Mühldorf bei Spitz 636 f., 678
Mühldorfer Decke 622, 633, 636, *645 f.*, 648
Mühldorfer Schichten, – Schier, – Tegel 577 ff., 580, 584
Mühldorfer Störung 668, 670
Mühlfelder Halbfenster 208
Mühlgraben 61
Mühlleiten-Puchkirchener Hochzone 468
Mühltalscholle 228
Mühlviertel 620, 622, 624, 627, 633, 653, 663, 665
Mühlzone 622, 657 f., 661, 671
Müllendorf 503, 517, 535, 540
Münchberger Gneismasse 616
Munderfing 477 ff.
Munderfinger Flöz 478
Munderfinger Schotterserie 442
Muntigl 377
Muntigler Flysch 378, 389, 391, 394
Münzenberg 602 f.
Münzkirchen/Sauwald 455
Münzkirchener Störung 669 f.
Mur 593
Murboden 594
Murdorf 598
Mureck 558 f., 561, 564, 566, 568
Murenköpfle 319
Mur-Mürz-Störungszone 594
Murnauer Mulde 467
Mursberg 675
Murstetten 473
Murtal 562, 591 f., 601
Mürtschendecke 301
Mürz 223, 605
Mürzalpendecke 4, 103, 116, 119, 121, 199, 211, *214 ff.*, *223 f.*
Mürztal 482, 592, 606
Mürztaler Alpen 33, 36, 41, 46, 215, 221
Mürztaler Fazies 27, *103*, 215, 223, 226 f.
Mürztaler Schichten 27, *46*, 103
Mürztaler Schwellenfazies 197
Mürztalstörung 605
Mürztaltertiar 605
Muschenik 296
Muttekopf 90, 143
Muttekopf-Gosaumulde 143
Mydlovary-Formation 676

Naarn(tal) 661, 663
Nameš 647
Namlos 137
Napajedl 484
Nasse Ebene 512, 527
Nassereith 45, 144, 233
Naßfeld 240 f., 242, 244 f., 260 ff., 278 f.
Naßfeldschichten 260
Naßköhrdecke 184
Naßköhrschuppe 46, 216, 219, 222 f., 224, 226
Naßwalder Halbfenster 220 f., 225
Natternbacher Bucht 675
Natternbacher Sand 675
Nebelhorn-Schuppe 137
Neckenmarkt 503, 553, 555
Nesselwängle-Halbfenster 132, 136
Neudorf an der March 489, 494, 497, 500, 502, 504
Neudorf bei Parndorf 548
Neudorfer Flexur 547 f.
Neudorf-Sauerbrunn 527
Neue Welt 89 f., 94, 220
Neue Welt-Gosaubecken 227
Neufeld 494, 514, 526, 541
Neuhaus am Klausenbach 566, 571
Neuhaus an der Triesting 212
Neuhaus am Zellerrain 208
Neuhauser Schichten 331 f.
Neuhofen 671
Neukirchen 340
Neukirchen-Aspacher Verwurf 470
Neulengbach 348, 404, 456, 461, 471, 473, 479, 659
Neumarktl 290
Neumühl 471
Neumühle 72
Neunkirchen 515, 529
Neusiedl/See 524, 526, 545 f., 552
Neusiedler Bruch 548, 552
Neusiedlersee 541 f., 544, 549 ff.
Neusiedlersee-Bucht 483, *544 ff.*, 551
Neußerling 655
Neustift 344 f.
Neuwang 469
Nexing 494, 497, 502, 506 ff., 510 f.
Nickelsdorf 545, 547 f.
Nickelsdorfer Antikline 545, 547
Niedere Munde-Störung 145 f.
Niederfellabrunn 421, 502
Niederfladnitz 666, 678
Niederhollabrunn 425
Niederhollabrunner Kalk 417, 425
Niederkreuzstetten 407, 464, 494, 499
Niederleis 502
Niederndorfer-Wössener Mulde 155
Niederrußbach 459
Niedertrumer See 339, 397
Nierentaler Mergel, – Schichten 90 ff., 92
Nikitsch 554
Niklasdorf 601
Nikolsburg 461, 473, 527
Nikolsburger Mergel 421
Nockstein 168 f., 176, 340
Nodendorf 502
Nöhagen 640
Nölblinggraben 253, 279
Nordalpine Raibler Schichten 27, 41, *44*
Nordkette 148
Nordtiroler Fazies 27
Norische Senke *590 ff.*, 594, 597, 601, 603, 607
Norischer Fluß 534, 590
Nöstach 109

Nova Ves 504
Novosedly-Kalk 421
Nußbach 336, 398
Nußbacher Fenster 344, 398
Nußdorf/Attersee 326, 336 f., 340, 397, 489, 500, 502
Nüziders 110, 372

Obdach 595
Obdacher Beben 581
Oberalm 78
Oberalmer Basiskonglomerat 66, 77, 166
Oberalmer Brekzien 167
Oberalmerkalk 184
Oberalmer Schichten 66, 73, *77ff.*, 83
Oberangerberg 613, 615
Oberangerberger Tertiärbecken 155
Oberaudorf 613
Oberaudorfer Schichten 614 f.
Oberaustall 476
Oberbildein 570
Oberbuchach 253
Oberdorf 574
Oberdrauburg 245
Obere Bischofsalm 253
Obere Hallstätter Decke 181
Obere Valentin-Alm 250
Oberfucha 679
Obergrafendorf 623
Obergrünburg 344
Oberhaid 677
Oberhöflein 236 f.
Oberlimbach 566
Oberloibach 585
Oberminathal 476 f.
Obernberg/Inn 480
Oberndorf/Haunsberg 323, 337
Oberndorf/Inn 156
Oberndorf bei Melk 473
Oberndorfer Graben 328
Oberneuburg 570
Oberpullendorf 552 ff., 556, 566
Oberpullendorfer Becken 552
Oberreit 167
Oberrohrbach 407
Obersalzberg 167
Oberscheffau 171
Oberschützen 575
Oberseebrekzie 66, 68, 71
Oberstdorf 137, 371 f., 376
Oberstdorfer Decke 351, 364, 376
Oberstdorfer Fazies 368 f., *371*
Oberwart 559, 562, 570
Oberweis/Traun 323, 336, 343 f.
Oberwölbling 479
Oberwölz 482, 592, 594
Oberwölzer Konglomerat 594
Oberzeiring 599, 603
Obristköpfl 197
Obstansersee 275
Ödenburg 534, 544
Ödenburger Becken 532
Ödenburger Pforte 514, 542
Ödenhoffenster 121, 199, 212, 215, 220, 224 f.
Ödes Kloster 506
Ödkar-Antiklinale 151
Öfenbachgraben 25, 32
Offenhausen 476 f.
Offensee 178, 202
Ofterschwanger Schichten 358, 360, 368 f., 371, 375
Oggau 546, 552
Ohlsdorf 323, 326, 342 ff.
Öhrlimergel 305
Oiching 326, 337
Oichinger Schichten 326
Oichtental 326, 335 ff., 470
Oisberg 70
Oisbergmulde 205
Oisching 219
Olbersdorf 629
Olbersdorfer Transgressionsserie 622
Ollersbacher Konglomerat 442, 459
Ollersdorf 207
Opfenbach 416
Oppersdorfer Flöz 580, 582, 584
Opponitz 205
Opponitzer Hangendrauhwacke 44
Opponitzer Kalk 44
Opponitzer Liegendrauhwacke 44
Opponitzer Schichten 17, 27, 42, *44*, 101
Orth/Donau 494, 498, 500
Orther Konglomerat 494
Oslavu 647
Oslip 535
Osterbachfazies 334
Osterguntenstörung 317, 319, 321
Osterhofen 672
Osterhorngruppe 61 f., 67, 70, 80, 115, 120, *168f.*
Osterhorn-Südrandabbruch 169, 171
Osterhorn-Tirolikum *168f.*, 172, 176, 194
Ostermiething 478
Osternig 240, 271, 278
Ostrong 622, 633
Ostrong-Decke, – Einheit 622, 633, 645 f.
Oststeirisches Becken 558, 562, 570, 574
Oststeirisches Vulkangebiet 556, 568, 570 f.
Ötscher 14, 204, 208 f.
Ötscherdecke 4, 117, 213
Ötscherfazies 102, 104, 209 f.
Ötschergraben-Antiklinale 208
Ötscherland 86, 208 f.
Ötscher-Stirnschuppe 208
Ötscher-Subfazies 204
Ottenschlag 633, 638
Ottensteiner Störung 668
Ottnang 491
Ottnanger Schlier 442, 452, 463

Paasdorf 475
Pailwand 39, 171 ff., 194
Pailwand-Scholle 192
Paldau 559
Palfau 561
Palfris-Schiefer 308
Paluzza 240, 270
Pannonisches Becken 483, 532, 544
Parndorf 512, 545, 548
Parndorfer Platte 544 ff., 551
Parschlug 592, 595, *604ff.*
Parschluger Senke 606
Parseierspitze 142, 144 f.
Parseiertal 141
Partnachkalk 32, 34, 37
Partnachklamm 37
Partnachmergel 32, 34, 39
Partnachschichten 27, 33, 35 f., *37ff.*, 101, 126
Partnom 110
Partnomalm 130

Partnom-Halbfenster 130
Pasohlóvky-Kalk 422
Paß Gschütt 95, 194
Paß Lueg 173
Passail 572, 595
Passailer Becken 572, 574
Passau 655, 672
Passendorf 629
Pasterkfelsen 285, 297
Pattenauer Mergel 325 f.
Paularo 240
Pauliberg 554 ff., 566
Paulitsch-Wand 296 f.
Pausramer Schichten 460
Pavlover Klippenzone 415
Payerbach 227
Pechgraben 327 f., 344 f.
Pedatadolomit, -kalk, -schichten 27, *57*, 60, 103, 105, 183
Peilsteindecke, -schuppe 116, 120, 210, 212
Peissenbergmulde 467
Pendel-Flöz 536
Pendling-Antiklinale 154
Penken 584 f., 587
Penkener Kohlenschichten 584, 587, 590
Perbersdorf 559, 561, 563 f., 575
Perchtoldsdorf 207, 500
Perchtoldsdorfer Bruch 522
Perg 623, 660
Periadriatische Linie, — Naht, — Narbe 240, 262, 268 f., 275, 279, 295, 298
Perneck 236
Pernecker Kogel 386, 389, 399
Pernecker Schichten 382, *389*, 398
Pernegg 629 ff.
Pernegger Queraufwölbung 631
Pernitz 212
Perschenegg 350, 404, 457 f., 477
Persenbeug 633, 636, 638, 665
Perwang 417, 469 f.
Pessendellach 278, 293
Petelin 587
Petronell-Prellenkirchner Niveau 548
Petschenitzen 587
Petzen 281, 585
Peuerbacher Granit 654, 658, 662
Pfahl(-Störung) 653 ff., 657, 667 f., 670 f., 679
Pfaffenholzkalk 425
Pfaffenkogel 516
Pfaffenschlag 632, 663
Pfaffstädt 476
Pfaffstätten 506
Pfänder 314, 446 f., 465
Pfänderfächer 440, 467
Pfänderkonglomerat 442
Pfarrwerfen 174
Pfennigbach/Puchberg 235
Pfortebohrungen 533, 541 f.
Pfortebrüche 543
Phyra 404
Piberbach 476
Piberstein-Flöz 536
Pichlern 592
Pielacher Tegel 442, 456, 460
Pielachschuppe 205
Pielachtal 206
Pieniden 349, 361
Pienidische Klippenzone 349
Piesenkopf 315, 319, 365, 375
Piesenkopfschichten 316, *368 ff.*, 376
Piesenkopf-Serie 358, 375
Piestingtal 512
Pimigspitze 139
Pinkafeld 564
Pinkafelder Bucht 537, 562, 565
Pinkatal 570
Pirawarth 475, 495, 502, 524, 527
Pirka 572
Pischelsdorf 592
Pitten 557, 607
Pitzenbergschotter 455
Pitztal 37
Pizzo di Timau 241 f.
Pizzul-Schichten 261, 266
Plackles 503
Placklesschichten 60
Plainberg 338
Planken 362
Plankenserie 369
Plankenstein 182, 190, 194, 205, 337, 346
Plankensteinplateau 181
Planknerbrücke-Serie 368 f., 371, 375 f.
Planknerserie 368
Plassen 73, 121, 179, 181, 184, 188 ff., 194
Plassenkalk 16, 66, 73, 75 f., 190, 192
Plassenscholle 197
Platt 464, 502, 671, 673
Plattenspitze 3, 151
Plattjochschuppe 136
Plattleck 34, 37
Plattwald 524
Pleisenspitze 151
Pleißing-Decke 622, 628 f., 645
Plenge 241, 270, 273, 276
Plengedecke 245, 270, 272
Plengefazies 247, 249
Plenge-Linie 274
Pleschbergschuppe 218
Plesching 453, 675
Plöckener Fazies 247, 249, 251 f.
Plöckenpaß 240 ff., 245, 251, 253, 257, 260, 270, 273 f., 276, 279
Plöckenstein 621, 653, 657, 664, 679
Plöckentunnel 248
Plomberg 176
Pöchlarn 641, 643 f., 646 f., 668, 679
Podersdorf 541, 544 f., 546, 548, 551
Podersdorfer Domung 545
Pöggstall 634, 646
Polinik 241, 249, 273
Pollauer Berge 421, 473
Pöllauer Bucht 558 f., 570
Pöllerlinie 595, 600
Pöls 484, 598
Pöls-Lavanttal-Querstörung, Pölslinie 591, 594, 598
Polster 17
Poludnig 271, 275, 278 f.
Polzberg 42, 207
Pontebba 271
Porrau 413, 459, 471
Porrauer Diabas 417, 420
Poßruck 558
Pötschen 25, 183, 194
Pötschenkalk 27, *57 f.*, 103, 105, 192
Pötschenpaß 57 f., 105, 182, 186
Pötschenschichten 60, 183

Pötschenwand 185
Pöttsching 514
Potzneusiedl 547
Poysbrunn 501, 504
Poysbrunner Scholle 517
Poysdorf 408, 423, 475, 492 f., 504 f., 512, 515, 527
Poysdorfer Komplex 423
Prägarten 670
Prätigau-Flysch 351, 362
Prätigau-Nordschwelle 360
Praunsberg 424
Prävali 583, 586
Preberbach 593
Prebichlpaß 17
Prebichlschichten *20*, 216 ff.
Preblau 582
Predigtstuhl 185
Preding 565
Preinsfeld/N.Ö. 23, 234 f.
Prellenkirchen 546
Preßbaum 352, 401
Prettschacher Gosaumulde 220
Prevernik-Sattel 586 ff.
Prien-Störung 122, 154
Priesberg-Scholle 171
Prinzersdorfer Sande 442, 463
Proleb 601
Prolesdecke, -schuppe 184, 223
Promberger Schichten 432
Prottes 502, 515, 524
Puchberg am Schneeberg 22 f., 216, 220, 228, 234, 450
Puchberg-Mariazeller-Linie 203, 212, 220, 222, 224
Puchenstuben 207 f.
Puchenstubener Kalk 27, 59
Puchenstubener Schichten *63*
Puchkirchen 417, 438, 449, 470, 474, 476 f.
Puchkirchener Schichten 442, *451*
Puchkirchener Serie 433, *449 f.*, 460, 469 f., 476
Puitental 137, 144
Puitentalfenster, -mulde, -zone 144, *146 ff.*
Pulkau 502, 629, 631, 666
Pulkautal 629 ff.
Puntigam 569
Purbach 548, 552
Pürgg 203
Purgstall 11
Purkersdorf 347, 405
Purkersdorfer Schichten 387
Pürnstein-Störung 669 f.
Purzelkamp 661
Pustertal 275
Pyhrnlinie 214, 217
Pyhrnpaß 203, 217

Quintener Kalk 305

Raab 571
Raabgraben 548, 572
Raabs/Thaya 639, 646 f., 665
Raabser Serie 633, 637, *638 ff.*, 647
Raabs-Meislinger Einheit, – Schuppe 645 ff.
Raasdorf 238
Rabenkogel 186, 188 f.
Rabensberg 524
Rabenstein bei Golling 171, 173
Rabenstein/Pielach 11, 328
Rabensteinscholle 173
Rabenwald 558
Rabnitztal 556
Radegunder Flöz 442, 454, 478
Radein 266, 575
Rading 110, 399
Radkersburg 558, 566, 571, 575
Radlberg 562
Radling-Störung 122
Radlingpaß 188
Radlwildbachschotter 536, *562*
Radmerschuppe 222
Radona-Gewölbe 131
Radstadt 197, 609
Raggendorf 498
Rahnbauernkogel 25, 31
Raibler Schichten 34, *44 f.*, 293
Rainbach 452
Raminger Kalk 27, 33 f., *39*
Ramsau
Ramsaudolomit 16, 27, 32, *36*, 105
Ramsauer Ache 163
Ramsau-Störung 122, 163
Randoschichten 90
Rankweil 318
Ranning 668
Rappersdorf 476
Rappoltfelsen 285
Rappoltstein 25, 49, 167
Raschberg 25, 39, 182, 194
Rasing 226
Rastbach 640
Rastenberg 634
Rastenberger Granit, – Granodiorit 627, *660 f.*
Rastenfeld 632, 661
Ratten 606 f.
Rattenberg 232, 482, 598, 615
Rattenberger Schuppe 155
Rattendorfer Alm 241
Rattendorfer Schichten 246, *262*, 264, 266, 278, 284, 290
Raubwaldniveau 548
Rauchenberg-Deckscholle 161 f.
Rauchenwarther Platte 530
Rauchkofel 241, 248 f., 251, 257, 273, 276
Rauchkofeldecke 271 ff., 276, 278
Rauchkofeldeckscholle 220
Rauchkofelfazies 246, 254, 256 f.
Rauchstallbrunngraben 492, 500, 504
Raudenspitze 276
Rauhenstein 226
Rauhenstein-Deckscholle 225
Rauhes Sommereck 173
Rauschberg 159
Ravelsbach 464
Rax 11, 15, 220, 225 f.
Rebangraben 291
Rechnitz 537, 570, 574
Redlham 474
Regelsbrunn 502
Regensberg-Schuppensystem 165
Regensburg 672
Regensburger Grünsandstein 418
Rehberg 640
Rehkogelgraben 336, 342, 397
Rehkogelgrabenfenster 343
Rehmen 321
Reichenhall 25, 90, 96, 482
Reichenhaller Gips 23
Reichenhaller Gosaubecken 95

Reichenhaller Rauhwacke 17, 23, 29
Reichenhaller Schichten 27, 29
Reichenstein 218
Reichraming 200, 232
Reichraminger Decke 88, 116, 118, 120, 156, 176, 197 ff.
Reichraminger Gebirge 197
Reiflinger Dolomit 33
Reiflinger Kalk 27, *31*, 33 f., 37 f., *39*, 40, 101, 183
Reiflinger Scholle 116, 120, 200, 204
Reifnitz 590
Rein 537, 564, 572
Reiner Schichten 564
Reingrabener Schiefer 27, *41 f.*
Reingruberserie 417, 424, 442
Reintal-Mulde 146, 148
Reinthal 493, 502
Reisalpendecke 31, 116, 120, 199, 204, *207 ff.*
Reiselsberger Fazies 370
Reiselsberger Sandstein 316, 347, 358, *368 f.*, 372, 375 f., 378, *385*, 396, 398, 406
Reiselsberger Schichten 371, 375, *385*, 401
Reisenberg 520
Reißgangscharte 192
Reißgangstörung 122, 192, 195
Reit im Winkl 156, 482, 613, 615
Reiteralm 162
Reiterschlagstörung 668
Reitmauerkalk 66, 73
Rellstal 128
Remschenig 587
Reppwand 241, 262, 267 f., 277 ff.
Reppwandprofil 265
Ressenhorn 187
Ressenphase 92 f.
Ressenschichten 90
Rettenbach-Antiklinale 171
Rettenbachtal 202
Rettenstein 121, 179, 181, 184, 193 f., 612
Retterschwangtal 372
Retz 463, 628
Retzer Sande 462
Retznei 537, 564
Reutte 32, 35, 38, 136, 232
Reyersdorf 237
Rhätikon 15, 36, 61, *125*
Rheintal 440, 466
Rhenodanubischer Flysch 314, 351, 360, 362, 365, 375
Richthofenkonglomerat 293
Ried 438, 449, 470, 476
Riedelkar 192
Riedelwand-Deckscholle 164
Rieder Bruch 470
Rieder Schichten 452
Riederberg 404
Ried-Schwanenstädter Becken 411, 418
Riegersburg bei Langau 480
Riegersburg 559 f., 566, 571, 576
Riezlern 313 f., 317
Rigaus 170
Rigaus-Einbergzug 168
Rigaus-Gosaumulde 171
Rindbach 178
Rinderfeld-Scholle 192
Ringelsdorf 475
Rinnbach-Antiklinale 178
Rinnbach-Blattverschiebung 193
Rißtal 148, 151
Ritzing 503, 543, 553 ff.
Ritzinger Sande 536, 555, 557
Roach 587
Roadberg 172
Rodaun 72
Rodl-Störung 654 f., 667 ff., 673
Rödschitzbach 189
Rofan 153
Rofanbrekzie 80
Rogatsboden 335, 337, 346, 401, 471 f.
Roggendorf 471, 502, 667
Roggenreith 678
Roggspitze 139
Rohr am Gebirge 101, 209
Rohr im Kremstal 413, 476
Rohrbach/Gölsen 346, 406, 465, 662
Rohrbacher Konglomerat 515
Rohrer Fazies 27, 101, 204, 209
Rohrhaus 348
Rohrmoos 312
Rosalia 532
Rosalienfluß 534
Rosaliengebirge 533, 542
Roseldorf 421, 429, 457, 471, 477 f., 524
Rosenbach 293, 295, 299, 585 f.
Rosenbacher (Kohlen-)Schichten 295, 584 f., 588 ff.
Rosenkogel 182, 185 f.
Rosental 484, 486
Roß 134
Roßfeld 8, 84 f., 167, 376
Roßfeld-Deckscholle 161, 167, 171
Roßfeldschichten 6, 89 ff., *84*
Roßfeld-Tirolikum 166
Roßkofel 241, 261, 271, 278
Roßkogel 226
Roßkogel-Deckscholle 224 f.
Roßmoos 25, 182, 191
Roßmoos-Scholle 192
Rotach 440
Rote Kirche 341, 343
Rote Platte 141
Rote Wand 130 f.
Rote Wand-Scholle 126, 130
Rote Wand-Synklinorium 131
Rotenfels 594
Rotensteinkalk 66 f., 76
Röthelstein 25, 76, 121, 184, 186 f., 194, 232
Röthelwand 55, 64
Rothmauer 219
Rotkopf-Diskordanz 90
Rotofenscholle 219
Rottenbucher Mulde 467
Rottenhof 678
Rudnigsattel 241, 278
Rudnigsattelstörung 277
Rudolfsquelle 557
Rüfispitz-Deckscholle 139 f.
Ruhpolding 81
Ruhpoldinger Radiolarit 66, 77, *78*, 80
Ruhpoldinger Schichten 331
Ruitelspitze 141 f.
Ruitelspitz-Halbklippe 143 f.
Rußbach 194
Rußbach-Antiklinale 195
Rußbachsaag 92
Rust/Bgld. 544, 546, 548, 552
Rust/NÖ. 477
Ruster Fluß 535

Ruster Höhenzug 483, 532 f., 535, 542 ff., 546, 548
Ruster Querstörung 548
Ruster Schotter *535 f.*, 542, 546, 552

Saalach 81
Saalach-Stirnschuppe 121, 162 f.
Saalach-Störung 122, 163
Saalachtal 162
Saalfelden 31
Sachranger Berge 155
Sachranger Schiefer 70
Sadonig-Höhe 297
Saggau 562
Salmaser Mulde 466 f.
Salzach-Becken 418
Salzachquertal 159
Salzachquertal-Störung 168
Salzatal 202
Salzbergdecke 184
Salzbergfazies 27, *104 f.*, 180, 189, 222, 226
Salzburg 15, 88, 96, 117, 168 f., 323, 328
Salzburger Becken 92, 159
Salzburger Fazies 61
Salzburger Gosaubecken 232
Salzkammergut *175*, *178*, 183 f., 187, 236
Salzsteig-Störung 122
Saminatal 370
Sandberg 504
Sandeck 551
Sandling 179, 184 ff., 194, 236
Sandlingdecke 181
St. Andrä bei Frauenkirchen 551
St. Andrä vor dem Hagenbachthale 348, 404 f.
St. Andrä im Lavanttal 580
St. Andrä im Lungau 593
St. Anna/Aigen 558 f.
St. Anton/Montafon 234
St. Florian 559
St. Gallen 199, 204
St. Galler Schichten 446
St. Georgen 336, 542
St. Gilgen 110
St. Gilgener Fenster 177, 339
St. Jakob 242
St. Kathrein/Hauenstein 606 f.
St. Leonhard bei Eisenkappel 288
St. Leonhard am Forst 471
St. Leonhard am Horner Wald 642, 644, 647
St. Leonhard im Lavanttal 582
St. Leonhard an der Salzach 167
St. Leonharder (Granulit-)Einheit, – Schuppe 634, 645 f.
St. Marein 606
St. Marein-Freischlinger Schichten 461 f.
St. Margarethen im Bgld. 503, 535, 538, 541, 543
St. Margarethen im Lavanttal 578 f.
St. Margarethen im Lungau 592
St. Margarethen im Rosental 586
St. Margarethener Stein 546
St. Martin am Grimming 611
St. Martin im Lammertal 174
St. Martiner Schuppenzone 170, *174*
St. Michael 592, 599 f.
St. Nikolai 568
St. Oswald 537, 564, 594 f.
St. Pankraz 337 ff.
St. Paul 579
St. Peter 575
St. Pölten 455, 463, 471, 473, 479, 678 f.
St. Pöltener Störung 415, 473
St. Radegund 478
St. Stefan im Gailtal 279
St. Stefan im Lavanttal 497, 578, 581 f., 585, 588
St. Stefan ob Leoben 559 f., 600
St. Stefaner Teilmulde 579 ff.
St. Ulrich 524, 527
St. Veit/Gölsen 352, 471
St. Veit/Heiterwand 233
St. Veit/Triesting 504
St. Veit/Wien 403, 406
St. Veiter (Tiergarten-)Klippenzone 323, 330, 333, 337, 347 f., 379 ff., 401, 403 f.
St. Wolfgang 89, 168, 176, 232, 236
St. Wolfganger Schafberg 176
Säntisdecke 300 f., 313, 362
Sappada 279
Sardonaflysch 351, 362
Sarldolomit 284, 292
Sarleinsbach 662
Sarmat 491
Sarstein 184, 189
Šaštin 519
Satteins 315, 318 f., 363
Sattelbach 212
Sattelberg 171 f., 234
Sattledt 449, 474, 476
Sattnitz 590
Sattnitzkonglomerat 584, 587
Satzbergzug 361, 403, 406
Sauerbrunn 497, 540, 542
Sauerfeld 593
Sauerfeld-Becken 593
Säuerling 582
Säuling 37, 232
Sausal 564 f.
Sausal-Schwelle 558, 560, 563
Sauwald 620, 653, 655, 662, 665, 679
Sauwaldzone 622, 655, 657 f., 670
Sauwand 55
Sauwand-Tonion-Schuppe 223, 226
Save-Linie 271, 299
Saxerspitz-Antiklinale 144
Scesaplana 128
Scesaplanamulde 126 ff., 131
Scesaplana-Scholle 126 ff.
Schädelkogel 189
Schafberg 120, 169, 175
Schafberg-Falten 176
Schafberggruppe 176
Schafbergmulde 176
Schafberg-Tirolikum 176
Schäferötz 232
Schafreuter 148 f., 154
Schaitten 328, 659
Schaittener Granitoide 659
Schallwand 124, 171, 173
Schärding 417, 452, 653
Schärdinger Granit 413, 654, 658, *662*
Schärfling 176
Scharitzkehl-Überschiebung 166
Scharitzpaß 151
Scharnstein 197, 336, 399
Scharten 450
Schattwald 137

Schattwaldalp-Antiklinale 317
Schattwalder Schichten *63*, 101
Schauerleiten 557, 607
Schauflergraben 568
Scheffau 158, 171
Scheibbs 11, 205, 335, 471 f.
Scheibbsbachschichten 331, 333
Scheibelbergkalk 66, 70
Scheibenkogel-Antiklinale 158
Scheiblinggraben 42
Scheiblingstein 211
Scheichenspitze 193
Schelpen 313, 319
Schelpenserie 312 f.
Schemerl-Schotter 537, 569
Scheuchenstein 228
Schiechling 183
Schiechlingalm 33
Schiechlingkamm 189
Schildmauer/Admont 235
Schiltern 640
Schladming 197
Schlägl 662
Schlenken-Störung 122
Schlenkenalm-Taugl-Bruchsystem 169
Schlerndolomit 268, 284, 292
Schliefberg 407
Schliersee-Störung 122
Schlögen 672
Schlögener Granit 413
Schlögener Weißgranit 659
Schmelzfenster 199, 208
Schnabelberg 345
Schnabelbergmulde 345
Schnauzelberg-Antiform 131
Schneckenalm 186
Schneckenkogel 182
Schneealpe 46
Schneealpenstollen 225
Schneeberg 15, 225 f.
Schneebergdecke 116 f., 119, 121, 199, 211, 214, 220, 224, *225 f.*
Schneebergmulde 86, 200
Schneibstein 8
Schneibstein-Stirnfalte 164
Schneidspitze 32, 35, 37
Schnöteritzkogel 187
Schober 171, 175, 176, 194
Schöder 592 f.
Schödersattel 593
Schönabrunner Antikline 545, 547
Schönalm 173
Schönau 191
Schönau-Störung 191
Schönauer Antiklinale 159
Schönberg/Kamp 622, 628
Schönberg bei Zeltweg 598
Schönenbachalm 321
Schönkahlerberg 136
Schönkirchen 475, 477, 495, 521, 524, 526, 528
Schönkirchen-Übertief 237
Schönweg 579
Schöpfl 346 f.
Schöpfl-Klippenzone 328, 333, 348, 401
Schöpfl-Streifenfenster 347 f.
Schoppernau 304, 315, 318, 376
Schörfling 339
Schorn 90
Schrambach 83, 236
Schrambachschichten 82, *83 f.*
Schrattenau 343
Schrattenberg 408, 502
Schrattenberger Bruch 491, 518 f.
Schrattenthal 502
Schrems 679
Schremser Granit 663
Schreyeralm 25, 33, 189
Schreyeralmkalk *33*, 183
Schulterkofel 241
Schutzengelbau 603
Schwabbrünnenserie 368 f.
Schwabeltal 216
Schwäbische Fazies 61
Schwadorf 519, 523
Schwanberg 559
Schwanberger Schutt 536
Schwanenstadt 427, 438, 449, 469, 474, 476
Schwanenstadt-Becken 425 f.
Schwarzau 222
Schwarzawafenster 618, 620, 628 f.
Schwarzbergklammbrekzie 79
Schwarzenau 676
Schwarzenbach 299
Schwarzenberg 227
Schwarzenbergalm 202
Schwarzenbergfenster 202
Schwarzenberg-Schuppe 208
Schwarzer Berg 172
Schwarzkogelschuppe 218
Schwarzwipfel 279
Schwarzwipfelstörung 279
Schwaz 19, 35, 149, 153, 155
Schwazer Trias 125
Schwechat 516
Schwechater Mulde 521
Schwechat-Fenster 120, 199, 207, 212
Schwechattal 15
Schwechattal-Störung 122
Schwendt 158
Schwereck-(Teichl-)Störung 200, 399
Schwertberg 679
Sebastiani-Flöz 536
Seckau 482, 592, 595, 600
Seckauer Becken 483, 598, *599 f.*
Seckauer Sandstein 600
Seeberg(paß) 281 f., 285, 287, 296 ff.
Seeberg-Antiklinale, -Aufbruch 287 f., 295 f.
Seeberger Paläozoikum 281, 286
Seefeld 51, 146, 237
Seefelder Ölschiefer 5
Seefelder (Quer-)Senke 144, 148 f.
Seefelder Schichten 27, 50, *51*, 237
Seegraben 601
Seegrabenbruch 603
Seegrabener Hauptmulde 601, 603
Seekopf 241, 248, 250 f.
Seekopf-Sockel 249
Seeland 290
Seeschartenkopfschuppe 143, 145
Seewarte 248, 250 f., 254
Seewartefazies 246, 254
Seewarteprofil 254
Seewerkalk 310, 313
Seewiesen 221, 235
Seewinkel 544, 546, 551 f., 575
Seewinkelschotter 549
Seis 25, 28
Seisenburg 336, 344, 386, 398 f.
Seisenburger Fenster 344, 398
Seisenburger Schichten 382, *386*, 398

Seiser Schichten 246, 268, 284
Seitenstetten 400, 450, 455 f., 471, 473
Senfterberg 141, 640
Senfterberg-Aufschuppung 142
Sengsengebirge 197, *200*
Sengsengebirgs-Antiklinale, -Falte 120, 200 f., *207*
Senninger Überschiebung 407
Sexten 265
Seyringer Terrasse 548
Sibratsgfäll 312, 314 ff., 366, 375
Sicheldorf 575
Siebenbrunn 519
Siebenhirten 506
Siebensee 219
Sieggraben 533, 542
Sieggrabener Bruch 556
Sieggrabener Sattel 553
Sierning 438
Sigiswanger Decke,
– Einheit,
– Zone 351, 374 f.
Sigiswanger Fazies 364, *368 ff.*
Silberberg-Schotter 571
Sillian 240, 242, 245, 275
Sillweg 597
Silz 32, 35
Simmering-Synklinale 147
Simonberg 589
Simoniflöz 604 f.
Sinnersdorfer Blockschotter,
– Konglomerat 535, 537, 564, 574
Siriuskogel 25
Sittmos 280
Sitzendorfer Scholle 473
Skalica 494
Slavonice 632, 646
Slovenjgradec 589
Söchauer Schwelle 559 f.
Söding 572
Solingkogel 183, 190
Sollenau 214, 514, 526 f.
Sollenau-Bruch 518
Sollenau-Moosbrunner Linie 530
Sölsnitz 606
Solstein 149
Solstein-Antiklinale 151 f.
Sommeraukogel 25, 39, 60, 105, 183, 189
Sommerein 517
Sonnengampen-Mulde 144
Sonnenspitze 151
Sonnenwendwand 160
Sonnjoch 148
Sonntagshorn 120, 160
Sonnwendgebirge 5, 67, 73, 79, *153 f.*
Sooß 494, 500
Sooßer Ziegelei 492
Sopron 534, 540, 553
Sotzka 560
Spannberger Rücken 491, 495, 498 f., 519
Sparber 168
Sparberhorn 177
Sparber-Schuppe 194
Speckpalfen 191
Spital/Pyhrn 201, 217, 234
Spital/Semmering 604 f.
Spitz/Donau 635 f., 638, 640, 648, 650
Spitzer Berg 546
Spitzer Gneis 634 f., 638, 661, 670
Spitzer Marmor 636
Spuller Schafberg 131
Spullersee 131
Spullerseekopf 131
Spullerseemulde 131
Spullersee-Störung 122
Staatz 407, 413, 427, 460, 471, 473 ff., 499, 502
Staatzer Fazies 410, 413, 417, 419
Staatzer Klippenzone 415
Staatzer Trog 410, 414 f., 417, 419, 429, 671
Stadelberg 558
Stadlkirchen 476
Stadschiefer 311
Stainach 611
Stainz 559
Stambach 105
Stambachgraben 186
Stanser Joch 148
Stanserjoch-Gewölbe 153
Stanskogel 139
Stanz 141
Stanzertal 137, 140
Starhembergkalk 27, 60
Staritzen 223
Starkenbach 141
Starkenbach-Aufschuppung 142
Starzing 456
Starzinger Kohle 442
Stallerhöhen-Antiklinale 316
Stallhofen 563
Statzendorf 456, 479
Statzendorfer Revier 678
Staufenspitze 316
Stauffen 9
Stauffen-Höllengebirgs-Decke 4, 116 f., 120, 156, 159, *177 f.*, 201
Stegersbach 537, 570
Steigbachschichten 432, 442, 445 f.
Stein 566
Steinabrunn 500 ff.
Steinach 608
Steinakirchen 473
Steinalmdolomit 27
Steinalmkalk 27, 29, 30, *31 f.*, 37, 183
Steinbach/Ziehberg 343, 398 f.
Steinbach-Fenster 344
Steinbachgraben 609
Steinbachklamm 646
Steinbach-Störung 669
Steinberg/Feldbach 566, 568, 571, 575
Steinberg-Werfen 174
Steinberg/Zistersdorf 428, 502, 508, 519, 524
Steinbergbruch 484, 491, 508, *518 f.*, *521 ff.*, 527
Steinbergdom 523
Steinbergflysch 392, 394
Steinbergkogel 25
Steinbergscholle 401
Steinbergschotter 455
Steinbergschuppe 174
Steindlberg 474, 476
Steindlbergbruch 470
Steinebergmulde 467
Steineck 343
Steiner Alpen 282
Steineralpentrias 282
Steinerne Mühl 658
Steinernes Meer 79, 163
Steinfelden 350, 399
Steingraben 176
Steinhaus 476
Steinitzer Decke 525
Steinitzer Klippenzone 415

Steinmühl 76
Steinmühlkalk 76 f.
Steinplatte 55, 61, 63 f., 102, 120, 160
Steinwand-Halbfenster 208
Steinwandl 182
Steinwandlgraben 185 f.
Steirische Phase 572, 597
Steirischer Schlier 563
Steirischer Vulkanbogen 554, *565 f.*
Steirisches Becken 483, *558 ff.*
Sternstein 653
Sternwald 653
Stetten 464
Steyr 322, 427, 455, 471, 473
Steyrling 110, 200, 202, 399
Steyrling-Fenster 200
Steyrtal 197, 344, 399
Stiedelsbach-Synklinale 201
Stiegengraben 43
Stierbachtal 134
Stierhaltkogel 207 f.
Stillfried 502
Stiwoll 537, 563 f.
Stixenstein-Antiklinale 220, 224, 227
Stockerau 413, 420 f., 424, 429, 436, 457 459, 473, 477, 524
Stoderalpe 483, 608, 610 f.
Stodertal 202
Stoderzinken 194, 611
Stögleck 185
Stol 293
Stollberg 337, 346 f.
Stollberger Schichten 346
Stoob 553, 555 ff.
Stopfenreuth 520
Storschitz 297
Storschitzdecke 285, 288, 296, 298
Stotzinger Bucht 535
Straden 559, 566
Stradener Kogel 568, 571
Straniger Alm 241, 259, 261, 279 f.
Stranigerhöhe 275
Stranzendorf 497
Straß 640
Straßertal 666
Straßwalchen 338
Straubing 673
Streithofen 413, 473
Strindenalm 136
Stripsenjoch 157
Strobl 89, 110, 177, 194
Strobler Fenster 177, 339
Strobler Weißenbachtal 168, 177
Stronegg 413, 421, 427, 463 ff., 475, 674
Strubberg 171
Strubbergbrekzie 66, 71, 173
Strubbergschichten, -schiefer *71*, 124, 171 ff., 234
Strudengau 621, 632, 660
Stubenbach/Lech 132, 134
Student 11, 217
Student-Deckscholle 225 f.
Student-Zwischenschuppe 223, 226
Stuhllochscharten-Störung 192
Stützenhofen 407, 421
Subersach 316
Subsilesische Decke 301, 349
Südböhmischer Batholith, – Granit, – Pluton 618 f., 622, 632, 646, 650 ff., *660 ff.*
Südburgenländische Schwelle 483, 560 f., 564, 568, 570 ff.
Sulm 562
Sulz 406, 575
Sulzbach-Antiklinale 207
Sulzbachdecke 31, 112, 116, 120, 199, 204 f., *207 f.*
Sulzberg 466
Sulzberg-Granit 664
Sulzeltal 139
Sulzfluh 125
Sulzfluhdecke 125, 351, 363
Sünser Alpe 320
Sünserspitz 318, 320
Sünserspitz-Mergelkalk 309
Süßenbrunn 502
Svratka-Fenster 629

Taborer Schotter 537
Tachov 650
Taffatal 676
Tagkar 143
Tajakopf 32, 35
Tajakopfmulde 140
Tajatörl 32, 35
Tallesbrunn 495
Tamina-Störung 122, 321
Tamsweg 482, 592 f.
Tamsweger Becken 483, 592
Tannberg 337 ff.
Tannberg-Fenster 338
Tannberg-Schuppe 397
Tannheim 136 f.
Tannheimer Berge 131, 135
Tannheimer Schichten 82, *86*
Tarvis 267, 271, 279
Tarviser Brekzie 262 ff., 284, *290 f.*
Tasna-Decke 359 f.
Tasnaflysch 351
Tauchen 574
Tauchener Kohlenserie 537, 564 f., 574
Taufkirchen 417, 437, 474
Taufkirchener Bucht 455, 675
Tauglbodenschichten 66, *80*
Tauplitz 104, 188, 194
Tauplitzalm 181, 186, 188, 202 f.
Tegernseer Kalk 66
Tegernsee-Störung 122
Teichl-Störung 122, 200
Teichltal 200
Teiritzberg 464, 499
Teisenberg 9
Teisendorf 328, 336 f., 659
Telfs 108, 146, 233
Tennboden 86, 88
Tenneck 164
Tennengebirge 71, *170 f.*, 173 f.
Tennengebirgs-Scholle 4, 116
Tennengebirgs-Tirolikum 124, 171 f.
Tennspitze 293
Ternberger Decke 116, *197 f.*, 201
Ternitz 212
Terz 43, 222
Tettnang 302, 416
Teufelsgraben 427, 476
Teufelskirche 208
Teufelsschlucht 290
Texing 337, 346, 350, 401, 413, 458, *471 f.*
Texinger Fazies 335
Texinger Fenster 472
Thälerergraben 61
Thallern 479, 678
Thallesbrunn 214, 524, 526
Thann 476, 526
Thaur 5, 34
Thaurer Schuppe 151, 152
Thaya 621, 629, 632, 649
Thaya-Granodiorit 328

Thaya-Batholith, – Pluton 619, 622, *628ff.*, 645, 674
Thayakopf 145
Thayakuppel 628, 631
Theben 502
Therasburg 629
Therasburg-Synklinale 629
Thermenlinie 1, 122, 214, 484, *521f.*
Östliche Thermenlinie 521, *522*, 527 f.
Westliche Thermenlinie 521, *522*, 527
Thiersee 153, 613
Thiersee-Mulde 77, 150, 153
Thierseer Berge 153
Thomasl 460
Thomasler Schichten 442, 460, 474
Thomasroith 454, 478
Thomatal 592
Thurnberg 649
Tiefbajuvarikum *116ff.*, 128, 156, 198
Tiefenbach 336
Tiefenbachfenster 344
Tiefengraben 25
Tiefjuvavikum 4, *116f.*, 157
Tiefstbajuvarikum 117
Tiergarten-Klippenzone 347, 361
Timau 241, 259, 276
Tiroler Fazies 101
Tirolikum 4, 29, 115 ff., 156, 199, *207*
Tirolischer Bogen 117, 154 f., 197
Tirschenreuth 616, 620, 650
Tischlwangerkopf 242
Tisovec-Dolomit 27, 36, 217
Tisovec-Kalk 27, 41, *46f.*, 103, 105, 216 f., 223
Tisovec-Riffkalk 46 f.
Tobay 566, 571
Tobelbad 559, 564
Tollinggrabenmulde 601, 603
Tomritsch 280
Topitschnigmulde 589
Toplitz-Störung 122, 198
Törleck 191
Törleck-Nordstörung 191
Törleck-Scholle 191 f.
Törleck-Südstörung 191
Törlstörung 277
Torony 570
Torrenerjoch 165, 171
Torrenerjoch-Zone 165, 170
Torschartenbruch, -störung 122, 163
Totalpe 128
Totengebirgsdecke 4, 116 f., 120, 156, 178, 187 f., *202*
Totes Gebirge 46, 55, 104, 178, 186, *202*
Totzer Flöz 580, 584
Tragöß 234
Tragwein 679
Traisen 205, 335, 404, 406, 464
Traisen-Halbfenster 205 f.
Trasattellinie 595, 599 f.
Trattberg 168
Trattbergschuppe 169
Trattbergschwelle 169
Trattnach 427, 476
Traun 178
Traunalpenfazies 101, 104, 204
Traunalpen-Scholle 194
Traunsee 335, 340, 397
Traunsee-Blatt 122, 177
Traunstein 104, 124, 175, 177 f., 341 f.
Traunstein-Antiklinale 178
Traunstein-Stirnfalte 177
Trauntal-Störung 123
Traunthal 479
Trausnitz-Antiklinale 153
Třebic 661
Třeboň-Becken 675
Treffauer Kaiser 158 f.
Treffauer Scholle 159
Tremmelberg 598
Treßdorfer Alm 241
Treßdorfer Kalk 264
Tressenstein 194, 611
Tressensteinkalk 66, 73, *75*, 184
Tressensteinmulde 202
Treubach 475
Treubacher Sande 452
Tribeinschuppe 116, 211, 220, 222
Trieblach 585 f.
Triesen 362
Triesener Flysch 351, 362
Triesting 212, 526
Triestingschotter 541
Triesting-Strážov-Fazies 102
Triesting-Subfazies 204
Triestingtal 415, 512
Trimmelkam 478 f.
Trimmelkamer Flözgruppe 454, 478
Trimmelkamer Kohlenrevier 453
Trimmelkamer Kohlenserie 442, 453
Tristelbrekzie 372, 382
Tristelschichten 358, 368, 371, 382
Trittwangkopf 140
Trofaiach 482, 592, 595
Trofaiacher Becken 483, *603*
Trofaiacher Linie 603
Trögern 281, 288
Trögernbach 285
Trögerner Faltungsbereich 298
Trogkofel 241 f., 262, 264, 271, 277
Trogkofelbrekzie 264
Trogkofelkalk 246, 262, 264 f., 269, 284, 290
Trogkofel-Schichten 263 f., 266
Trogkofel-Stufe 263, 267
Tröpolach 260, 279 f.
Tröpolacher Alm 277
Tröpolachstörung 278 f.
Trübenbach 22, 235
Tschagguns 129
Tschaggunser Mittagspitz-Scholle 129
Tschirgant 37, 144, 146
Tufttalschichten 79
Tulbinger Kogel 403 f.
Tulbinger Schuppe(nzone) 382, 404, 407
Tulln 410, 413, 418, 456, 463, 473, 659
Tullner Becken 463
Tullner Feld 456, 459
Tullnfluß 410
Tulwitz 572
Turiawald 587, 590
Türkenkogel 120, 186 ff., 202
Turmmauer 202
Turnau 604
Türnitz 11, 209, 233
Türnitzer Fenster 199
Twirrenschichten 305

Übersaxen 318
Übersbach 558 f., 561, 564, 569, 572
Uggowitz 242, 271
Uggowitzer Brekzie 242, 268 f., 292 f.
Uggowitzer Konglomerat 246
Uggwafazies 247, 249
Uggwagraben, -tal 249, 259
Ugovizza 249
Ulmerfeld 455, 460
Ulrichskirchen 494
Ultrapienidischer Rücken 87, 93, 360
Ungarisch-Altenburg 548
Unkelbach 110
Unken 70, 79, 162, 233
Unkenbergscholle 162
Unkener Kalvarienbergscholle 162
Unkener Mulde 120, 162
Unserfrau 676
Unterangerberg 155, 613, 615
Unterangerberger Tertiärbecken 155
Unterangerberger Triasscholle 155
Unterbergdecke 30 f., 116 f., 120, 199, 204, *208 f.*, 212
Unterbergen 589
Unterbildein 570
Untere Hallstätter Decke 181
Untergreuth 295
Untergrünburg 344
Unterinntal 94, 96, 613
Unterinntal-Tertiär, -Molasse 482 f., 613, 615
Unterlaussa 89, 205, 231 f.
Unternalb 666
Unterrudling 460
Untersalzberg 167
Untersberg 9, 57, 163, 165, 168
Untersbergdecke 105, 162
Untersberger Marmor 90, 168
Üntschen-Decke, -Einheit, -Zone 351, 364, *369*, 374, 376
Üntschenfazies 368
Unutz 151
Unutzmasse 154
Unzmarkt 594
Urgonkalk 84
Urisee 136
Urlbachfenster 400
Urldeckscholle 204
Urler Blockschotter 564
Urmannsau 13, 108, 110 ff., 205, 207 f., 235, 346, 413, 430, 439, 458, 471, 477
Urmannsau-Fenster 198, 205, 208
Urnbachtal 400
Ursprung-Störung 122
Urtriesting 536, 540
Uschowa 281
Ussernalm 136
Utschenthal 601

Vaduz 362
Vaduzer Flysch 351, 362
Val di Chiaula-Moscardo-Überschiebung 274
Valentinalm 241, 276, 279
Valentin-Gletscher 250
Valentin-Tal 276
Valluga 233
Veitsch 46, 215
Velenja 299
Vellacher Einheit 296 f.
Vellacher Kotschna 282, 291, 299
Vellachtal 281
Velm 494, 520
Verspala-Flysch 351, 362
Verspeller 19
Viechtwang 344, 386
Viendorf 473
Vigaun 169
Villach 281 f., 590
Vils 71, 136
Vilser Alpen 133, 135 f.
Vilser Kalk 66, 70 f.
Vilser Stirnschuppe 135 f.
Vilshofener Störung 669
Vils-Störung 122
Vilstal 132
Vilstal-Streifenfenster 136
Visdendeschichten 245, 247, 273
Vitis 632, 661, 676
Vitiser Störung 654, 668 ff.
Vöckla 339
Vöcklabruck 417
Vöcklaschlier 452
Voitlsbrunn 461, 527
Voitsberg 477, 536, 563, 595
Voitsdorf 427, 449, 470, 474, 476
Vojinik 299
Volayer-Linie 274
Volayer See 259, 273
Voldöpp 155, 613
Vorarlberger Fazies 27, 36, 101, 126
Vorarlberger Flysch 364
Vorbergzone 144, 151
Vorchdorf 427
Vordere Mandling-Schuppe 212, 220
Vorderer Kaiser 155
Vorderer Strubberg 170, 172, 234
Vorderer Traunstein 172 f.
Vorderriß 110, 113 ff., 134, 137 f., 150
Vordersdorfer Revier 573 f.
Vordersee 110, 115, 169
Vormauerstein 176
Vorwitzbach 600
Vösendorf 495, 502, 512 f.
Vöslau 494, 500
Vranov 647
Vranovice-Kalk 421

Wachau 464, 621, 648
Wachauer Marmor 636
Wachtbergschotter 452
Wackendorf 586
Wagrein 197, 483, 608 f.
Wagreiner Sattel 609
Waidegger Alm 241, 261
Waidhofen/Thaya 641, 646 f., 665, 677, 679
Waidhofen/Ybbs 205, 332, 335, 345, 400
Waidhofener Schichten 66, 71, 331
Waidring 61, 162
Waizenkirchener Bucht 675
Walbersdorf 497, 503, 540
Walbersdorfer Tegel 536, 540
Walchsee 155, 157 f., 483, 613, 615
Waldegg 503
Waldheimat 592, *606*
Waldviertel 620, 624 f., 627, 652
Walgau 126
Walkersbachgraben 594
Walkersdorf 559, 561, 568
Wallbrunnkopf 167
Wallersee 397
Wallingalm 170
Walliser Trog 360

Walserbergserie 88
Waltersdorf 575
Wamberg 32, 35, 37
Wamberger Antiklinale 153
Wandaukalk 27, 46, 105
Wandfazies 226
Wandfluh 134
Wandfluh-Schuppe 126, 130
Wandkalk 55, *56*, 227
Wandlkogel 179, 184, 189, 194
Wangschichten 305, 311
Wannenbergschuppe 376
Wannenkopf-Blattverschiebung 319
Warscheneck 120, *202*
Warscheneckdecke 4, 116 f., 156, *186ff.*, 202 f.
Wartberg 606
Wartenfels 176
Warth 132
Waschberg 424, 461, 473, 502
Waschberg-Blockschichten 461
Waschbergkalk 424
Waschberg-(Ernstbrunner) Klippenzone 419, 421, 423, 473 f.
Waschbergschichten 417, 424
Waschbergzone 377, 407, 414, 427, 460 f., 463 f., *473 f.*, 478
Waschbühel(profil) 261
Wasserburger Becken, – Trog 411, 418, 425 f.
Wasserleith 600
Watschiger Alm 241
Watschiger Schichten 261
Watzmann 8, 163
Webing 234
Wechsel 558
Wegscheid/Kamp 641
Weichtal-Bruch 220
Weidegger Fauna 261
Weiden 548, 551
Weidlingau 347 f.
Weilhart Forst 479
Weingraben 555
Weinsberger Granit 654, 656 ff., 659 f., *661 f.*
Weinsberger Wald 660, 662
Weinviertel 410
Weinzierl 336, 579
Weinzierl-Schlitzfenster 344
Weißach 465
Weißachschichten 432, 442, 445, 466
Weißbach/Saalach 162
Weißbachmulde 163
Weißenbach/Lavanttal 582
Weißenbach/Salzkammergut 187
Weißenbach/Tirol 45, 234
Weißenbachkogel 187
Weißenbachtal 193
Weißenburg 206
Weißenhauskalk 66
Weißenkirchen/Wachau 639 f.
Weißfluhsandstein 373 f.
Weißkirchen 598
Weißloferschlucht 61 f.
Weißwasser 232, 236
Weitenau-Altbühelmulde 169
Weitenaubach 172
Weitendorf 566 f., 575
Weitendorfer Basalt 536, 565, 567
Weitensteiner Gebirge 282, 290
Weitental 649
Weitersfeld 645
Weitersfelder Stengelgneis 629 f.
Weitra 623, 652, 663, 676
Weitra-Störung 670
Weiz 569, 574
Weizer Kohlenserie 537
Wels 437, 474, 476
Wengener Schichten 284, 293, 295
Wenisbuch 574
Werfen 8, 231 f.
Werfener Kalk 27 ff.
Werfener Quarzit 26 f., *28*
Werfener Schichten, – Schiefer 5 f., 20, 22, 26 f., *28 f.*, 246, 268
Werfener Schuppenzone 20, 28, 105, 116, 165, *170 f.*, 192, 197, 217
Werfen-St. Martiner Schuppenzone 170 f., 174
Wernersdorfer Revier 573
Werningzone 216, 225
Wesenaurach 398
Westlicher Mitterberg 33
Weststeirisches Becken 558, 560, 562 ff.
Weststeirisches Kohlenrevier 574
Wettersteindolomit 31, *36*, 183
Wettersteingebirge 17, 144, 146, 148
Wetterstein-Hauptmulde 148
Wetterstein-Hauptsattel 146, 148
Wettersteinkalk 3, 16, 25, 27, 31, *34ff.*, 38, 41, 101
Wetzelsdorf 575
Wetzelsdorfer Tegel 536, 565
Weyer 205
Weyerer Bögen 89, 92, 94, 99, 101, 120, 197 f., 199 f., 203 ff., *212*, 214
Weyerer Linie 197, 205
Wickendorf 476
Widdersberg-Schuppe 164
Widderstein 376
Wiedemerkopf 135
Wiedendorfer Sande 462
Wien 385 f., 388, 415, 485, 488, 490, 500, 508, 516 f., 522, 527
  Arsenal 522
  Arsenalterrasse 516, 648
  Atzgersdorf 494, 497, 507 f., 510
  Atzgersdorfer Schichten 508
  Augarten 522
  Auhof 348
  Breitenlee 214, 495, 519 f., 524
  Döbling 527
  Dornbach 406
  Flötzersteigbruch 522
  Grinzing 494, 500
  Gspöttgraben 391
  Heiligenstadt 497, 506, 508, 510
  Heiligenstädter Bruch 522
  Hernals 494, 497, 507, 510
  Hernalser Tegel 508
  Hetzendorf 508
  Hietzing 522
  Hungelbrunn 511
  Hütteldorf 406
  Inzersdorf 494, 511, 514
  Kagran 520
  Kagraner Senke 485, 519
  Kalksburg 204, 214, 500, 502

Kalksburger Schichten 66, 70, 101
Laaerberg 502, 514, 522, 529
Laaerbergterrasse 516, 548
Lainzer Tiergarten 379 f., 385, 396, 403, 406
Landstraße 522
Mauer 5, 406, 456, 508
Meidling 494
Neuwaldegg 330
Nußdorfer Bruch 522
Oberlaa 207, 519, 521, 527 ff.
Ober St. Veit 380, 402 f., 406
Pötzleinsdorf 403, 494, 500, 502
Pötzleinsdorfer Sande 500
Praterterrasse 516, 548
Rennweg 522
Salmannsdorf 347
Schottenhof 347 f.
Schottenhofschichten 395
Schottenhofzone 348, 406
Sievering 347 f., 402, 405
Sieveringer Sandsteine 389
Sieveringer Schichten 348, 382, *391*
Sieveringer Zug 347
St. Marx 514
St. Stephan (Dom) 214
Stadtterrasse 516
Stammersdorf 494, 515
Theresianum-Terrasse 516
Türkenschanze 494, 506, 508, 510, 526
Währing 510
Wiener Becken 237, 483, *484 ff.*, 491, 502 f., 516 f., 671
Wienerberg-Bruch 518
Wienerberg-Terrasse 516, 548
Wiener Neustadt 223, 517, 521, 529
Wiener Neustädter(-Ödenburger) Pforte 533, 541
Wiener Neustädter Teilbecken 521
Wiener Pforte 405
Wiener Sandstein 9, 377, 394
Wienerberg 487, 524, 529
Wienern/Grundlsee 22 f., 188, 235
Wienerwald 205, 333 f., 346, 350, 360, 377 f., 386, 388, 392, 397, 401, 473
Wienerwald-Decke 405
Wienerwald-Flysch 357
Wienerwald(stau)see 347, 384, 405
Wienfluß, -tal 347 f., 403, 405
Wies 563, 573, 600
Wieselburg 549, 643 f., 646 f., 668, 671, 673 f.
Wiesen 503, 536, 540
Wiesenfeldschichten 387
Wieser 600
Wieser Revier 573
Wiesfleck 565
Wildanger 32, 35
Wildbarren-Störung 122
Wildberg 128
Wildendürnbach 421, 463, 471, 474, 477, 524
Wilder Kaiser 155
Wildon 559 f., 564, 567 f., 574 f.
Wildshut 478
Wilfersdorf 475
Wilhelmsburg 404
Wilhering 653
Wimbach-Störung 163
Wimbachtal 163
Wimberg 344
Wimpassing 487
Winden/See 503, 547 f.
Windhaag/Störung 670
Windhag 399
Windhagkogel 200
Windhag-Synklinale 201
Windisch-Baumgarten 523
Windischbleiberg 281
Windischgarsten 89, 94, 108, 110, 200
Windischgarstener Flyschfenster 198, 201, 333, 350, 399
Windischgarstener Gosaubecken 201 f., 217
Windischgraz 589 f.
Winetsham 417
Winetshamer Oolithkalk 417
Winkl 605
Winterberg 494, 498
Winterstaude 314, 316, 367
Wintertalgraben 69
Winzendorf 527
Winzer/Donau 672
Winzergesteine 672
Wirberg 568
Wirnzberg 427, 476
Wirtatobel 445 f., 465, 478
Wirtatobelflözzone 442
Wittau 520, 525, 528
Wittingauer Becken 675 f.
Wolayer Alm 253
Wolayer Fazies 247 ff., 251
Wolayer Kopf 241
Wolayer-Pramosio-Überschiebung 274
Wolayersee 242, 254
Wölbing 593
Wolfgangsee 15, 90, 108, 168, 176
Wolfgangseebecken 92
Wolfgangsee-Fenster 176 f., 333, 336
Wolfgangsee-Gosaumulde 177
Wolfgangsee-Störung 168, 176 f.
Wolfpassinger Schichten 371, 382 f., *384*
Wolfsbach 413, 477
Wolfsberg 578 ff.
Wolfsberger Becken 577
Wolfsegg 454, 478 f., 497
Wolfsegger Granit 663
Wolfsgraben 333, 347, 395, 403, 405 f.
Wolfshofer Amphibolit 541
Wolfshofer Granit 647
Wolfshofer Syenitgneis 641
Wolfsthal 507
Wolkersdorf im Lavanttal 582
Wolkersdorf bei Wien 515
Wöllan 299
Wöllmersdorf 598
Wollsdorf 561, 573
Wöltinger Querschwelle 593
Wölzer Tal 594
Wördener Sandstein 389
Wörgl 153, 155
Wörnharts-Sattel 676
Woronicagraben (Worounitzagraben) 295, 586
Wörschach 89, 92, 94, 96, 202, 483, 608, 611
Wörschacher Scholle 203
Wössener Synklinale 158
Wösterspitze 139
Wuhrbauerkogel 200 f., 399
Wulka-Niederung 541
Wulkaprodersdorf 541
Wultendorf 461

Wulzeshofen 475
Wundschuh 568
Würmlach 276
Würmlacher Alm 241, 276
Würmlacher Sattel 276
Wurzener Deckscholle 203, 217
Wurzener Kampl 203
Wurzener Save 28
Wurzenpaß 295
Wurzer 171, 173

Ybbs 646, 665, 671
Ybbsitz 11, 71, 76, 204 f., 332 f., 337, 345, 400, 674
Ybbsitzer Kanalfenster 204, 401
Ybbsitzer Klippenzone 323, 333, 337, 346, 381, 396, *401*
Ybbsitzer Rauhwacke 17, 101
Ybbstal 205
Ybbstal-Bruch 671

Zahmer Kaiser 155
Zangtal 574
Zangtal-Flöz 536
Zauchen 188
Zauchtal 609
Zaya-Einheit 423
Zaya-Schichten 417
Zelkinger Granit 662
Zelkinger Masse 632
Zell-Arzberg 332
Zell Pfarre 281, 285, 297
Zeller Schichten 331 f.
Zeller Störung 122
Zellerndorf 463, 671
Zellerndorfer Schlier 461
Zeltweg 594
Zentralkarnische Alpen 272, 276, 279
Zettlitz 678
Zicksee 545, 551
Zielkofel 241, 278
Ziersdorf 464 f.
Zillingdorf 494, 514, 526, 541
Zillingthal 533, 542
Zillkalk 31
Zinkenbach 177, 339
Zinkenkogel 167
Zirler Berg 5, 341
Zirler-Mähder-Synklinale 152
Zirler Scholle 177 f.
Zistersdorf 408, 428 f., 474, 488, 491, 501 f., 514, 517, 519, 521 ff.
Zistersdorfer Hochzone 519
Zistersdorfer Senke 518
Zistersdorfer Steinberg 501
Zitterklapfen 321, 376
Zlabings 632, 646
Zlambach 105, 179, 184 f., 194
Zlambachfazies 105
Zlambachgraben 186
Zlambachmergel 59, *60 f.*, 103, 105
Zlambachschichten 46, 57, 183, 223
Zliv-Formation 676
Znaim 623, 628, 652, 674
Zöberner Brekzie 534, 562
Zöbing 623, 630 f., *666*, 673
Zöbinger Graben 670
Zogelsdorf 502
Zogelsdorfer Lithothamnienkalk 462
Zollner Alm 276
Zollnerhöhe 241, 276
Zollnersee 241, 258, 277
Zottachkofel 241
Zuberbach 570
Zug 131, 233
Zugspitze 146, 148
Zurndorf 545, 547
Zürnerbergmulde 205
Zürser Schwelle 131
Zweiersdorfer Schichten 92
Zweikofel 277
Zwentendorf 473
Zwerchwand 185 f.
Zwerndorf 494, 519, 523 f.
Zwettl 632 f., 646, 660 f.
Zwettlfluß 676
Zwickerkogel 186
Zwieselalm 105, 182, 191
Zwieselalmfazies 105
Zwieselalmschichten 82, 92 ff.
Zwieselalm-Scholle 190 ff.
Zwieselalm-Überschuppung 195
Zwieselbad 192
Zwillingskogel 343
Zwillingskogel-Störung 200

ZUM INHALT DES 3 BANDES

Mit den beiden ersten Bänden der „Geologie von Österreich" ist die regionale Darstellung der geologischen Züge des Landes abgeschlossen. Der 3. Band wird dem Bedürfnis nach ebenso ausgewogener Behandlung der allgemein-geologischen Züge dieses Musterbeispieles alpinen Gebirgsbaues nachkommen: In einundzwanzig Kapiteln wird dort ein fundierter Einblick in die Ergebnisse der Teildisziplinen der Erdwissenschaften am Beispiel Österreich bzw. der Ostalpen geboten.

Folgende Themen werden in eigenen Kapiteln behandelt:

A. Allgemeine Anmerkungen, Bibliographien
B. Geschichte der geologischen Erforschung Österreichs
C. Die voralpidische Entwicklungsgeschichte
D. Die Einbindung der Ostalpen in den Alpen-Karpaten-Bogen
E. Die Entwicklung der alpidischen Geosynklinale
F. Die alpidische Orogenese
G. Die alpidische Metamorphose
H. Die bruchtektonische Ordnung im Ostalpenorogen
I. Geophysikalische Daten zum Bau der Ostalpen
J. Paläomagnetische Ergebnisse
K. Die Seismizität Österreichs
L. Die morphologische Entwicklung Österreichs
M. Das Quartär in Österreich
N. Meteoritenfälle in Österreich
O. Lagerstätten
P Hydrogeologie
Q. Geothermie
R. Technische Geologie
S. Umweltgeologie
T. Geobotanik aus erdwissenschaftlicher Sicht
U. Etymologie österreichischer geologischer Begriffe

Bereits diese Inhaltsübersicht macht die in Band 3 dargestellte Beziehung zu den Nachbarräumen, den Nachbarwissenschaften und zur Praxis, der angewandten Geologie, sowie der stets noch vernachlässigten Umweltgeologie deutlich. Mit den Kapiteln der Geschichte der Geologie und Etymologie werden zusätzlich Verbindungen zur Geisteswissenschaft geknüpft.

Das eingehende Literaturverzeichnis für Band 2 und 3 findet sich gemeinsam am Schluß des 3. Bandes. Mit rund 5.000 Zitaten und der Ergänzung der neuesten Literatur zu Band 1 (1977–1985) im Band 3 bietet das Gesamtwerk mit seinen rund 8.000 Zitaten demnach zugleich eine umfassende erdwissenschaftliche Bibliographie von Österreich mit Stand 1985, klassische wie moderne Literatur gleichermaßen berücksichtigend.