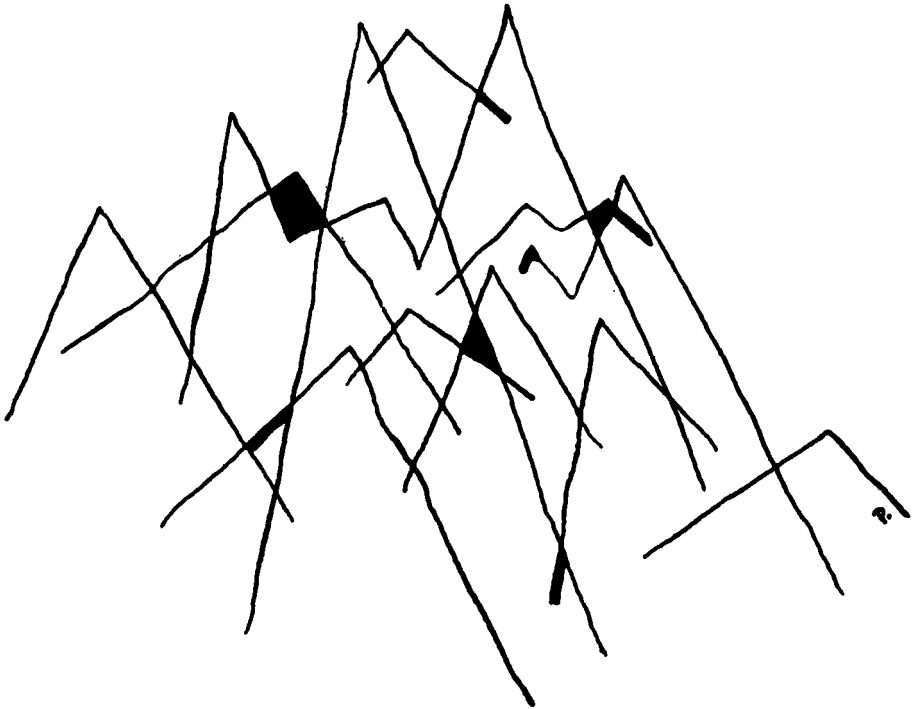


ALEXANDER TOLLMANN

OSTALPEN- SYNTHESE



VERLAG

FRANZ DEUTICKE WIEN

Mit dem Titel „Ostalpensynthese“ knüpft der Autor bewußt an eine Gelehrtentradition an, die 1875 mit Eduard Suess begann, in den „Synthesen der Ostalpen“ seit 1903 mit dem genialen Pariser Geologen Termier ihre Fortsetzung fand und bei Kober zum Teil sogar weltanschauliche Aspekte erhielt.

Gerade auf dem Gebiet der Naturwissenschaft mit ihrer in dauerndem Fluß befindlichen Entwicklung ist das Bedürfnis nach Zusammenfassung neuester Erkenntnis groß.

Mit diesem Werk gibt der Autor, der der jüngeren Gelehrten generation angehört und bisher bereits mit mehreren grundlegenden Arbeiten über die Tektonik und Facies der Alpen und Karpaten hervorgetreten ist, eine neue Synthese der Ostalpen.

Umfassendes theoretisches Wissen und vielfältige, eingehende eigene Geländearbeit lassen ihn hier, fußend auf den neuesten Forschungsergebnissen, zum Teil weit über bisherige Ansichten hinausgehen und in geologisches Neuland vorstoßen, aber auch zahlreiche Beweise erbringen, die manchen alten Einwand gegen den Deckenbau entkräften. Unter dem neuen Blickwinkel ergeben sich vor allem auch eine Reihe fundamentaler Erkenntnisse allgemeiner Art vom Bau der Ostalpen, wie z. B. die Ursache des „Ost-West-Schubes“, die ungeahnte Bedeutung der frühen alpidischen Gebirgsbildungsphasen, die Begründung der großen Fenster, die Ursache der Diaphthoresozonen der Zentralalpen u. a.

Ein ausführliches Literaturverzeichnis ermöglicht eine gründliche Einarbeitung in diese über die regionale Bedeutung weit hinausgehende und für die allgemeine Theorie der Gebirgsbildung wichtige Problematik.

T O L L M A N N : O S T A L P E N S Y N T H E S E

Ostalpensynthese

Von

Alexander Tollmann

Dozent am Geologischen Institut der Universität Wien

Mit 23 Abbildungen im Text und 11 Falttafeln in separatem Anhang

1963

VERLAG FRANZ DEUTICKE WIEN

Alle Rechte — insbesondere das der Übersetzung, der Vervielfältigung und Wiedergabe,
auch auszugsweise oder auf Mikrofilm — vorbehalten.
Copyright © 1963 by Franz Deuticke, Wien

Verlags-Nr. 4323

Satz und Druck: Ferd. Berger, Horn, NÖ.

Vorwort

Die Erkenntnis der Größe und Schönheit des alpinen Baues ist tiefes Erleben des geologischen Forschens. Dem Genius L. KOBER verdanke ich wie eine ganze Generation junger Geologen die Weckung des Verständnisses und der Begeisterung für diese große Aufgabe. Meine hochgeschätzten Lehrer Prof. L. KOBER und Prof. E. CLAR gaben mir als Grundlage aller tektonischen und faziellen Forschungen in den Alpen das Problembewußtsein und wesentliche Hinweise auf Schlüsselgebiete und Ansatzpunkte, die entscheidend waren für die Lösung des Grundproblems der Gliederung des Ostalpins.

Meiner lieben Frau bin ich aus ganzem Herzen verbunden für ihre begeisterte und erfolgreiche Mittätigkeit im Gelände und für die vielen Gespräche, in denen in wechselseitiger Wirkung die neuen Erkenntnisse entstanden, gerade auch das Hauptergebnis, zu dem sie auf theoretischem Weg, ich auf Grund der Untersuchungen kam: Das fossilführende Paläozoikum der Ostalpen ist die Trägerdecke der Nördlichen Kalkalpen, oder, anders ausgedrückt, das Altkristallin der Zentralalpen mit seiner mesozoischen Hülle gehört einer eigenen großtektonischen Einheit, dem Mittelostalpin, an. Daß gerade sie an dieser Arbeit entscheidenden Anteil hat, möchte ich hier mit Freude festhalten.

Als persönliche Bemerkung möchte ich der hier gegebenen Auffassung vorausschicken, daß mir die Schwierigkeiten, die sich unserer Vorstellung bei solch gigantischem Ausmaß des Deckenbaues und der Fernüberschiebungen entgegenstellen, voll bewußt sind. Trotzdem ist diese Synthese das notwendige Ergebnis des immer dichter werdenden Netzes der Detailkartierungen in den Ostalpen und der zahlreichen eigenen Beobachtungen in allen Abschnitten. Bei der Beurteilung einer modernen Synthese und dem Vergleich mit älteren ist daher in erster Linie zu berücksichtigen, daß sich inzwischen ein ganz entscheidender Wandel in der Kenntnis der Ostalpen vollzogen hat, da heute gegenüber den älteren Synthesen und besonders gegenüber den Darstellungen aus der Pionierzeit des Deckenbaues eine Fülle neuer Detailbeobachtungen, z. T. auf Grund neuer Methoden gewonnen, vorliegt. Dadurch wurden alte Einwände gegen großzügigen Deckenbau in entscheidendem Umfang entkräftet. Man denke — um nur ein Beispiel zu nennen — etwa an die lange Zeit hartnäckig bestrittene Existenz eines unterostalpinen Rahmens aus mesozoischen Schollen auf weiten Strecken am Nordrand des Tauernfensters. Heute sind die Stücke dieses Nordrahmens fossilbelegt, womit die alte Auffassung vom paläozoischen Alter dieser Schollen widerlegt ist. Auf dieser alten Basis hatte man ja noch bis 1938 die Existenz des Tauernfensters angezweifelt.

Nun aber mußte das Tauernfenster, diese so wesentliche Grundstruktur des Ostalpenbauplanes, von allen sich mit dieser Frage beschäftigenden österreichischen Geologen anerkannt werden. Ein ähnliches Beispiel ebenfalls grundlegender Art ist die Existenz von zentralalpinem Mesozoikum am Rücken des nun in den gesamten Ostalpen ausgeschiedenen Mittelostalpins. Dieses Mesozoikum wurde in den letzten Jahren in verschiedenen Abschnitten der Ostalpen in zunehmendem Maß erkannt und vom Paläozoikum unterschieden. Abseits von jeder Diskussion wächst so ständig unsere Detailkenntnis, mit der naturgemäß eine Verfeinerung der tektonischen Gliederung möglich wird.

Alexander Tollmann
Wien

Inhalt

Seite

Vorwort

I. Regionaler Teil	
1. Das Ostalpin — das bestimmende Element der Ostalpen. Überblick	1
2. Die Einzelabschnitte des Ostalpines der Zentralalpen	
a) Das Unterostalpin des Semmeringsystems und das Pennin von Rechnitz	11
b) Die Position von Troiseckkristallin, Thörlener Kalk und Pseudosemmeringquarzit	19
c) Stellung und Großtektonik der Grauwackenzone im Liesing-Paltental und südlich der Enns	27
d) Die mittelostalpine Trias an der Basis des Grazer Paläozoikums	33
e) Die Gurktaler Decke und ihre Fortsetzung im Südosten	37
f) Der Abschnitt südlich des Tauernfensters	62
g) Das Ostalpin zwischen Tauernfenster und Bünden	73
3. Das Tauernfenster und sein Rahmen	95
a) Der unterostalpine Rahmen des Tauernfensters	97
b) Das Pennin des Tauernfensters	108
4. Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen im Gesamtorogen und das Problem der Grestener Klippenzone	
a) Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen	122
b) Helvetikum (Grestener Zone, Buntmergelerde) mit Flysch; Molasse . . .	126
II. Allgemeine Ergebnisse über den Ostalpenbau	
5. Die Bindung Ostalpen — Karpaten	141
6. Die Faziesräume der Ostalpen	148
7. Die Entwicklung der alpidischen Geosynklinale in den Ostalpen	175
8. Baustil und Mechanismus der Tektonik der Ostalpen	179
9. Die Wurzelzonen in den Ostalpen und die alpin-dinarische Grenze	187
10. Das ostalpine Längsprofil	190
11. Die Hauptphasen der Fernüberschiebung und der „Ost-West-Schub“	191
12. Der Zusammenhang zwischen Metamorphose und alpidischer Tektonik . . .	201
III. Die bisherigen Ostalpensynthesen	206
IV. Ausblick	214
Literatur, nach Kapiteln angeordnet	217
Tafelerläuterungen	248
Zusammenfassung, Summary, Résumé, Резюме	249

I. Regionaler Teil

1. Das Ostalpin — das bestimmende Element der Ostalpen Überblick

In den Ostalpen offenbart sich ein gegen E an Breite zunehmender Deckenbau, dessen Ausmaß noch den mit Recht berühmt gewordenen Deckenbau der Westalpen übertrifft. Durch die günstigen natürlichen Gegebenheiten können wir hier die in Aufwölbungen emporgetragenen, durch weitgehendes Zurücktreten des Mittelostalpins und durch die Erosion freigelegten tieferen tektonischen Einheiten, Pennin und Unterostalpin, in mehreren Fenstern durch den ganzen Gebirgskörper hin verfolgen, sodaß die Deckennatur der gesamten riesigen darüberliegenden „ostalpinen“ Überschiebungsmasse evident ist. In genialer Weise hat P. TERMIER 1903 diesen Bau in seinen Grundzügen erfaßt und dargestellt, womit die Grundlage für alle späteren großtektonischen Vorstellungen vom Bau der Ostalpen gegeben wurde. Die Erkenntnis der Deckennatur des „Oberostalpins“ auf Grund der regional von S gegen N gerichteten Überschiebung von Altkristallin auf fossilführendem Mesozoikum im Semmeringfenster — hier 40 km breit aufgeschlossen, im Tauernfenster — 60 km breit erschlossen, im Unterengadin und in Graubünden wurde gerade in neuerer Zeit durch detaillierte stratigraphische, fazielle und tektonische Forschungen in den Einzelheiten bestätigt. Ebenso bestätigt sich immer mehr die Allochthonie der Kalkalpen, teils durch unmittelbare Beobachtungen, teils durch Bohrungen und seismische Messungen im österreichischen Alpenvorland, im Stirngebiet der Kalkalpen.

In großtektonischer Hinsicht waren die Grundlagen seit den an die TERMIER'schen Erkenntnisse anknüpfenden und an den entscheidenden Stellen ansetzenden fundamentalen tektonischen Forschungen der Schule UHLIG-KOBER gegeben. Eine Kardinalfrage des Alpenbaues aber blieb trotz mannigfaltiger und widersprechender Erklärungsversuche offen. Es ist die Frage nach der Gliederung der großen ostalpinen Deckenmasse in den östlichen Alpen und zugleich auch die Frage nach einer durch Einzelbeobachtungen fundierten Antwort nach der Herkunft der Nördlichen Kalkalpen in Verbindung mit dem Problem der Wurzelzone. R. STAUB, L. KOBER, H. JENNY und H. P. CORNELIUS haben im Sinne der Deckenlehre Antwort auf diese Frage gegeben. In der klassischen Zeit der großtektonischen Forschung in den Ostalpen von P. TERMIER und V. UHLIG bis L. KOBER und H. JENNY sah man im Drauzug die Wurzelzone der Nördlichen Kalkalpen. R. STAUB nahm in seiner Synthese 1924 (S. 192) an, daß die Nördlichen Kalkalpen samt der Grauwackenzone primär auf dem Silvretta- bzw. Schladminger-Seckauer Kristallin lagen und durch die höhere Muralpen-Decke nach Norden abgeschoben und zu einem Deckenhaufen gestaut worden seien. L. KOBER änderte seine ursprüngliche

Meinung, wonach im Drauzug die Wurzelzone der Kalkalpen zu sehen sei, in den neueren Arbeiten dahingehend ab, daß die Nördlichen Kalkalpen samt ihrer Unterlage, der Grauwackenzone, aus dem Rücken des ostalpinen Kristallins, dem Stirngebiet der Muriden, der Koriden, der Silvretta stammten und dort ihre Wurzeln hätten (1955, S. 160). Andere Forscher, z. B. R. SCHWINNER, W. SCHMIDT, sahen das Problem gar nicht, sondern suchten unter Zugrundelegung der Autochthonie mit verschiedenen gerichteten kleinen Bewegungen das Auslangen zu finden, wobei fazielle, metamorphosemäßige, achsengefügemäßige, aber manchmal auch altersmäßige Gegebenheiten außer Acht gelassen wurden. K. METZ (1958) und P. BECK-MANNAGETTA (1960) vertreten in der Frage der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen noch immer den Standpunkt der Autochthonie, trotzdem auch sie heute gezwungen sind, den großzügigen Deckenbau in der W-E-streichenden Fortsetzung der Mittelzone der Ostalpen, im Tauern- und Wechsel Fenster, anzuerkennen. Damit entstand für die heutigen Vertreter lokaler Autochthonie eine ungleich schwierigere Situation als etwa für R. SCHWINNER — besonders, wenn man auch die angrenzenden Zonen in Betracht zieht, etwa die Basis der Grauwackenzone, die Kalkalpen usw.

Der Schlüssel zum Verständnis des alpidischen Bauplanes liegt in der lapidaren Tatsache, daß über das Schicksal der Alpen in alpidischer Zeit in erster Linie Beschaffenheit und Stellung der Sedimentgesteine der alpidischen Ära Auskunft geben können und uns eine Trennung von alpidischer und älterer Tektonik ermöglichen. Alle anderen Studien im Kristallin und in älteren, voralpidischen Sedimenten vermögen uns wohl wichtige Hinweise in dieser Frage zu liefern, können helfen, verschiedene Phasen und deren zeitliche Beziehung zueinander zu erfassen, beweisend aber bleiben letztlich doch nur die Auskünfte, die das Permomesozoikum der Alpen gibt. Ich habe mich deshalb in den letzten Jahren gerade mit der Untersuchung des zentralalpinen Mesozoikums, seiner stratigraphischen Gliederung, seiner Fazies und mit seinem tektonischen Schicksal beschäftigt, da die Untersuchung des zentralalpinen Mesozoikums in den Ostalpen bisher nie systematisch betrieben wurde. Als erstes Ergebnis entstand in Zusammenschau der Einzelbeobachtungen die Erkenntnis von der regionalen, generellen Fernüberschiebung des Paläozoikums (Gurktaler Decke, Grazer Paläozoikum, Grauwackenzone) über dem zentralalpinen Kristallin mit seinen mesozoischen Resten (A. TOLLMANN, Stangalmarbeit, 1958, S. 71). 1959 wurden dann die Einzelheiten dieser neuen Synthese des Zentralteiles der Ostalpen beschrieben. Zugleich aber ist diese Synthese durch ihre tiefreichende Auswirkung Arbeitsprogramm für das nächste Jahrzehnt geworden.

Dieses für die Kenntnis der Struktur der ostalpinen Deckenmasse so entscheidende zentralalpine Mesozoikum ist auch am Rücken des ostalpinen Altkristallins W und E des Tauern Fensters in gar nicht so geringem Ausmaß mit wechselndem stratigraphischem Umfang vorhanden, in weiten Abschnitten aber wiederum erosiv und tektonisch stark reduziert. Das mächtigste und aufschlußreichste Vorkommen auf steirisch-kärntnerischem Altkristallin ist das 1921 durch K. HOLDHAUS bekannt gewordene Stangalmmesozoikum, dessen Neuuntersuchung den zwingendsten Hinweis für die im folgenden dargestellte tektonische Auflösung des Ostabschnittes der Zentralalpen lieferte.

Gerade am Beispiel des Stangalmmesozoikums erkennt man aber auch eine der Ursachen, warum die Erkenntnis der alpidischen Tektonik des zentralalpinen Abschnittes so lange verhindert worden war. Namentlich R. SCHWINNER (1922,

1931, 1932) und A. THURNER (ab 1927), die dieses Gebiet nach K. HOLDHAUS wiederholt beschrieben, vertraten die Meinung, daß nur ein Teil des einheitlichen Kalk-Dolomit-Zuges Mesozoikum, der größere Teil aber Paläozoikum repräsentiere, sodaß dadurch selbst namhafte Forscher wie H. P. CORNELIUS diese altersmäßig scheinbar noch ungewisse Innerkremser Trias in synthetischen Arbeiten (1949, S. 238) absichtlich übergangen, trotzdem H. STOWASSER inzwischen bereits erneut (1947) die grundlegenden Ergebnisse über das mesozoische Alter, den stratigraphischen Umfang und die regionale Ausdehnung des Stangalmmesozoikums veröffentlicht hatte.

Die genaue stratigraphische Gliederung, die die Voraussetzung für die Erfassung feinerer fazieller Zusammenhänge und für jede tektonische Überlegung bildet, ist bei diesen oft nur in Resten erhaltenen zentralalpinen, äußerst fossilarmen und tektonisch überprägten mesozoischen Vorkommen meist nur aus dem Serienvergleich mit anderen, vollständigen zentralalpinen mesozoischen Schichtreihen möglich. Als ideales Vergleichsprofil kann die vom Oberperm bis ins Neokom reichende, fossilführende, lückenlose Folge des zentralalpinen Mesozoikums im Unterostalpin der Radstädter Tauern herangezogen werden. Die persönliche Kenntnis dieser seit 1955 neu untersuchten und in stratigraphischer Hinsicht weiter untergegliederten Serie bildete daher die erste Voraussetzung zu einer Analyse der übrigen zentralalpinen Mesozoika, die ebenfalls in den letzten Jahren in Angriff genommen worden war.

Durch den Einbau der Reste des zentralalpinen Mesozoikums in den großtektonischen Rahmen ergibt sich Folgendes (Abb. 22; Taf. 1—2): Über dem bisher zum „Oberostalpin“ gerechneten Kristallin der Zentralalpen zwischen Bünden und dem Semmeringsystem beiderseits des Tauernfensters liegen Reste eines schwach metamorphen, in zahlreichen Abschnitten fossilbelegten Mesozoikums in einer Fazies, die namentlich im Ostabschnitt der Ostalpen der des Unterostalpins weitgehend ähnelt und nur in einigen Merkmalen stärkere Anklänge an kalk(vor)alpine Verhältnisse zeigt. Der Metamorphosegrad dieser Vorkommen ist generell schwächer als der des unterostalpinen Mesozoikums etwa der Radstädter Tauern, fehlt aber nirgends. Die Umprägung ist auf Grund der Gefügeverformung und Auswalzung ganz allgemein als dynamometamorphe Veränderung erkennbar, gegenüber der noch lokal manchmal hinzutretenden Thermometamorphose, die z. B. im Tribulaunmesozoikum W des Tauernfensters lokal, aber in starkem Ausmaß in Erscheinung tritt. Als überschobene Masse, die demnach diese Metamorphose verursachte, liegt, sofern nicht erodiert, generell das reich entwickelte, intern tektonisch weiter komplizierte Paläozoikum auf, über dem noch im Norden (Kalkalpen), im Süden (Drauzug, Karawanken) und in der Mitte (Ebersteiner und St. Pauler Trias der Gurktaler Decke) Mesozoikum auflagert, das sich faziell grundlegend vom zentralalpinen unterscheidet, nicht metamorph ist und selbst wiederum Reste eines einheitlichen, nämlich des nordalpinen Großfaziesbezirkes darstellt. Die in neuerer Zeit von verschiedenen Forschern in verschiedenen Abschnitten durchgeführten Achsenanalysen zeigen sowohl im überschobenen Mesozoikum als auch im auflagernden Paläozoikum vorwiegend W-E ausgerichtete alpidische Achsenpläne, was auf eine Bewegung senkrecht dazu schließen läßt. Häufig ist auch noch eine jüngere E-W-Einengung nachweisbar.

Dieses von Paläozoikum überschobene zentralalpine Mesozoikum im Hangenden des „oberostalpinen“ Kristallins wurde in folgenden Abschnitten bisher nachge-

wiesen: Im Liegenden der Grauwackenzone des Ennstales konnte A. HAUSER (1956, S. 71) durch bestimmbare Crinoidenreste im Sölker Marmor (Gumpeneckmarmor) das triadische Alter dieses Gesteinszuges erweisen. Die Rannachserie im Liegenden der Grauwackenzone im Abschnitt Palten-Liesing-Tal stufte W. SCHMIDT 1921 als Trias ein. K. METZ schloß sich der Auffassung an. Heute ist deren Einstufung als „Alpiner Verrucano“ des höheren Perm, also als Basisglied der alpidischen Serie durch den Zusammenhang mit den Tattermannschiefen des Ostens, die ebenfalls eine zentralalpine mesozoische Serie einleiten und durch den im folgenden ausgeführten regionalen Vergleich gesichert. Die Trias im Liegenden des Ostabschnittes der Grauwackenzone, den Thörlener Kalkzug, hatte E. SPENGLER bereits 1920 zutreffend eingestuft; 1959 gelangen mir darin Fossilfunde (Crinoiden), vor allem aber konnte eine klare stratigraphische Gliederung durchgeführt werden. Die Fortsetzung dieser Trias gegen E bis unter die südlichen Vorlagen von Rax und Schneeberg hat bereits H. P. CORNELIUS auskartiert (1936, 1952), allerdings noch nicht das triadische Alter dieser Serien erkannt. Heute kann daher festgestellt werden, daß die gesamte östliche Grauwackenzone vom Ennstal bis zum Rand des Wiener Beckens eine Überschiebungsmasse erster Ordnung über dem allgemein unmittelbar auf verschiedenem zentralalpinem Kristallin aufruhenden zentralalpinen Mesozoikum darstellt. Das gleiche gilt übrigens auch für die Stellung der mittleren und westlichen Grauwackenzone, wobei bei letzterer noch Reste von Quarzphylliten und „Phyllitgneisen“ an der Basis mitgeführt wurden, unter denen die Überschiebungsfläche durch das zentralalpine Permomesozoikum der Thialspitzserie gekennzeichnet ist. Eine gleiche Überschiebungsfläche erster Ordnung ist aber auch an der Basis der riesigen Gurktaler Decke zu verfolgen, also der paläozoischen Masse, die vom Murauer Gebiet über die Gurktaler Alpen gegen S reicht und über St. Veit und den Untergrund eines Teiles des Ostabschnittes des Klagenfurter Beckens mit dem Paläozoikum der Nordkarawanken unmittelbar zusammenhängt. Auf ihrem Rücken lagern, wie erwähnt, die nicht metamorphen Schollen nordalpinen Mesozoikums.

Nicht an der gesamten Basis dieser, auf Grund der W-E-Achsen und dem Zusammenhang mit der Wurzelzone im S primär generell gegen N überschobenen Decke ist Mesozoikum vorhanden. Bereits vor der Überschiebung muß dieses Mesozoikum erosiv weitgehend entfernt worden sein, tektonisch wurde es stellenweise weiter reduziert, anderenorts in einer sich bis zu zehnmal wiederholenden Folge zusammengeschuppt. Die Schollenreihe zentralalpinen Mesozoikums, die den Rand der Gurktaler Decke unterlagert, reicht von den bereits isoliert liegenden Resten fossilführender zentralalpiner Trias im westlichen Klagenfurter Becken über den „Grenzquarzit“ noch fraglicher Stellung bis zum mächtigen, neu untersuchten Stangalmmesozoikum. Im östlich anschließenden Zug von Innerkrems über Turrach nach Flattnitz reicht das hier intensiv verschuppte Mesozoikum stellenweise bis in den Jura. Es setzt sich gegen NE über Hansennock, Kreischberg und Schadingerwald bis S Murau fort. Dort ist die Gurktaler Decke stärker verschuppt, der Südteil ist über den nördlichen aufgefahren und hat an der Überschiebungsfläche auf der Stolzalpe die zentralalpine Trias als Schürflinge mitgeschleppt. Vorkommen von fraglicher Trias kennzeichnen streckenweise den Ostrand der Gurktaler Decke, so z. B. die nach P. PLOTENY (1956) crinoidenführende fragliche Trias von Mühlen und nach F. KAHLER triasverdächtige Kalke und Dolomite in der Schuppenzone von Haimburg am NE-Rand des Klagenfurter Beckens.

Die enorme Überschiebungswerte der Gurktaler Decke, deren primäre Bewegungsrichtung auf Grund der Achsenlage generell S-N, lokal auch SSW-NNE gerichtet ist (A. TOLLMANN 1958, S. 70; P. BECK-MANNAGETTA 1959, Tf. IV), wird namentlich durch die weitreichende mesozoische Unterlagerung vom nördlichsten Abschnitt (Stolzalpe) bis Rosegg im Klagenfurter Becken im S erwiesen. Metamorphose des Mesozoikums, primäre und vorherrschende W-E-Achsen und weithin streichende Schuppen im zentralalpiner Mesozoikum E und S von Innerkrems legen ein unwiderlegliches Zeugnis für diese einheitliche, über 75 km Entfernung erschlossene Überschiebung ab. Es ist die größte und eindrucksvollste Überschiebungsfäche in den Ostalpen. Aber sie ist im N bei Oberwölz nicht zu Ende, sondern nur durch die tiefer greifende Erosion entfernt. Überschreitet man von Oberwölz gegen N die Wölzer Tauern, so trifft man in 25 km Entfernung die gleiche tektonische Erscheinung, wie sie soeben von der paläozoischen Masse der Gurktaler Decke beschrieben worden ist. Wieder liegen dort unmittelbar über dem ostalpinen Kristallin der Wölzer und Rottenmanner Tauern die Reste des zentralalpiner Mesozoikums, wie vorher erwähnt, und erst darüber folgt an einer regionalen Überschiebungsfäche die Grauwackenzone mit den Nördlichen Kalkalpen.

Man sieht den enormen Gegensatz zwischen dem geringmächtigen, metamorphen, faziell andersartigen Mesozoikum unmittelbar über dem Altkristallin und dem nicht metamorphen Mesozoikum am Rücken der Paläozoikums-Decke. Damit wird klar, daß für die Einwurzelung, für die Abstammung der Nördlichen Kalkalpen die Stirn des Kristallins der Niederen Tauern usf., wie noch zuletzt L. KOBER und früher R. STAUB vermuteten, nicht in Frage kommt, da ja dort ein andersartiges Mesozoikum unmittelbar über dem Kristallin abgelagert worden ist. Hingegen ergibt sich als Fortsetzung der Kalkalpen mit ihrem paläozoischen Untergrund gegen S die Gurktaler Decke mit ihren nordalpinen Mesozoika.

Zugleich drängt sich eine andere Frage auf. Wenn die zentralalpine Trias allgemein über dem Kristallin abgelagert worden ist, bzw. das dort noch vorhandene Paläozoikum in hochmetamorpher Form, kaum mehr als solches erkennbar, vorliegt — und das zeigen allenthalben die Verhältnisse auf dem ostalpinen Kristallin E des Tauernfensters, so ist es unwahrscheinlich, daß das Grazer Paläozoikum mit seiner reichen, relativ schwach metamorphen, fossilführenden Serie einen Bestandteil des tieferen Stockwerkes mit Kristallin und nicht der oberen Einheit bilden würde. Außerdem reicht es ja unter der jungtertiären Verhüllung gegen S, wo es nur durch die erosiv freigelegten Auftragungen des Poßruck und Bachergebirges streckenweise von seiner als Decke erkannten westlichen Fortsetzung, der Gurktaler Decke, getrennt ist. Es galt also die Basis des Grazer Paläozoikums nach zentralalpinen Triasresten zu untersuchen. Das hat L. KOBER bereits 1912, damals mit fast gleichem Konzept, versucht. Damals vergeblich, weil die Gliederung des Grazer Paläozoikums noch nicht genügend bekannt war. Erst 1927 wurde durch die Detailkartierung von A. KUNTSCHNIG im Weizer Bergland eine Serie ausgegliedert, die KUNTSCHNIG als Riesenmylonitzone zwischen dem als horizontale Schubmasse aufgefaßten Grazer Paläozoikum und der kristallinen Unterlage deutete. Bei der Neukartierung dieses Gebietes durch H. FLÜGEL & V. MAURIN (1957, 1958) wurde diese Serie als „Raasberg-Serie“ bezeichnet und darin Mesozoikum vermutet. Zugleich wurde am Westrand des Grazer Paläozoikums, ebenso dieses unterlagernd, die gleiche triasverdächtige Serie NE Voitsberg von V. MAURIN entdeckt. Als Deutung wurde mit Sicherheit eine lokale, kurze Aufschiebung angenommen

(1957, S. 202), bei der allerdings kein Richtungssinn angegeben werden konnte, da ja dieses fragliche Mesozoikum das Paläozoikum im E, S und W unterlagert. Die persönliche Begutachtung dieser Serien bestätigt auf dem Vergleichsweg die Wahrscheinlichkeit des triadischen Alters. In tektonischer Hinsicht allerdings muß aus regionalen Gründen auch das Grazer Paläozoikum als ein Teil der großen Paläozoikum-Trägerdecke der Nördlichen Kalkalpen angesehen werden.

Aber nicht nur E vom Tauernfenster ist diese Zweiteilung der „Oberostalpinen Einheit“ in klarer Weise ausgeprägt, sondern auch W davon bis zum Westrand der Ostalpen. Das konnte ebenfalls bereits ausgeführt werden (1959, S. 37). Das mächtige Altkristallin der Zentralalpen W vom Tauernfenster trägt einerseits als eigene, damit verbundene mesozoische Hülle hier stellenweise mächtige Serien, vom Stubai Mesozoikum (Brennermesozoikum) angefangen über Ortler und Engadiner Dolomiten hinüber bis in die Ducangruppe. Faziell abweichend, in nordalpiner Entwicklung, liegt hingegen auch über diesem Westflügel, hier aber durch die stärkere Heraushebung stärker reduziert als im E, die höhere Einheit, hier mit geringmächtigem, stark beanspruchtem Kristallin (Phyllitgneiszone, Kristallinspäne im Schneeberger Zug und in der Steinacher Decke) an der Basis, Paläozoikum und Mesozoikum in nordalpiner Fazies. Hierzu gehören der Schneebergzug, die Steinacher Deckscholle, die Blaserdecke und schließlich als Hauptmasse die Nördlichen Kalkalpen samt den zugehörigen Resten der Grauwackenzone und der Phyllitgneiszone, überall durch tektonische Flächen erster Ordnung vom Untergrund getrennt, an denen wieder streckenweise zentralalpines Permo-mesozoikum eingeschaltet ist: im N geringmächtig (Thialspitzserie und Äquivalente), im SE beträchtlich (Brennermesozoikum unter der Blaser- und Steinacher-Decke). Ganz gleich wie im Osten fehlt auch hier in charakteristischer Weise das schwach metamorphe Paläozoikum der tieferen kristallinreichen Einheit, wo Alpiner Verrucano über Altkristallin transgrediert.

Als Zeugnis für die generelle Überschiebung dieser großen Decke aus schwächer metamorphem, fossilführendem Paläozoikum und nordalpinem Mesozoikum, aber geringem Anteil an Kristallin, auf die in Hinkunft die Bezeichnung „Oberostalpin“ beschränkt sein soll, über das Kristallin der Zentralalpen mit seiner lückenhaften Hülle aus zentralalpinem Mesozoikum, von nun an als „Mittelostalpin“ bezeichnet, kommt noch ein weiterer, bisher kaum beachteter Umstand. Es sind die in weiten Teilen des mittelostalpinen Kristallins, u. zw. in unmittelbarem Zusammenhang mit den vorher angegebenen Überschiebungsflächen auftretenden Diaphthoresozonen, wie sie für den Ostteil z. B. K. MERTZ auf seiner Karte (1958) teilweise wiedergab. Er bezeichnete diese Zonen noch als rätselhaft (1958, S. 219) und nach Altersstellung und Entstehung unbekannt. Tatsächlich aber lassen die in den Ostalpen großräumig verfolgbaren Diaphthoresozonen stets einen Zusammenhang mit der alpidischen Überschiebungstektonik erkennen. Naturgemäß treten sie nicht in den tiefsten, penninischen Einheiten auf, sondern sind für die höheren tektonischen Stockwerke, also das Ostalpin, kennzeichnend, da eben erst besonders in dieser geringeren Tiefenstufe im höher metamorphen Altkristallin bei der alpidischen Durchbewegung entlang der Überschiebungsflächen die destruktive Metamorphose wirksam werden konnte. Wie im Unterostalpin (Twenger Kristallin) und an der Basis des Mittelostalpins stehen die Diaphthorese- und Phyllonitisierungszonen auch an der Obergrenze des Mittelostalpins in ursächlichem Zusammenhang mit der Überschiebungsfläche des Oberostalpins. Im Raum der steirisch-kärntnerischen

Zentralalpen hat die Erosion zufolge der flachen Lagerung der Decken oft auf größeren Strecken gerade dieses diaphthoritische Grenzniveau freigelegt, das demnach jetzt besonders im mittelostalpinen Kristallin an den Rändern der noch erhaltenen oberostalpinen Deckschollen als Saum mit wechselnder Breite auftritt. Im Klagenfurter Halbfenster liegt der Diaphthoreseschleier wie eine Haut auf dem Kristallin, Phyllonite stecken innerhalb der Schuppen des Stangalmmesozoikums, auf der Ostseite der Gurktaler Decke wurde die Diaphthorese (allerdings in zu großem Umfang) von H. BECK (1931) beschrieben, vom Südrand der Koralpe wurde sie durch A. KIESLINGER (1928) bekannt und setzt von dort gegen E in den Poßbruck fort. Gerade hier in der östlichen Fortsetzung der Gurktaler Decke, wo etwa vorhandene Reste von zentralalpinem Mesozoikum entlang der Überschiebungsfäche noch nicht erkannt sind, geben diese Diaphthoresezonen einen wichtigen ergänzenden Hinweis auf die Existenz dieser Bewegungsfläche. Der Verlauf und die Existenz dieser Diaphthoresezone kann durch kein anderes Argument erklärt werden. Da etwa im Abschnitt Koralpensüdrand—Poßbruck auch keine jungalpidische aufsteigende Metamorphose durchgriff, trat keine Verschleierung ein, die Existenz dieser Zone ist nicht bestreitbar. Wo der mittelostalpine kristalline Untergrund aus phyllonitisierten Glimmerschiefern besteht, sind diese oft von den aufsteigend metamorphen altpaläozoischen Phylliten der Gurktaler Decke (Magdalensbergserie) schwer unterscheidbar; die durch Verschuppung allgemein noch weiter komplizierte Grenzfläche ist auf solchen Strecken, wo die mesozoische Zwischenlage fehlt, im Detail streckenweise noch schwer festzulegen. Abgesehen vom beschriebenen Raum sind auch die übrigen Diaphthoresestreifen am Rücken des Mittelostalpins streng an die alpidische Überschiebungsfäche gebunden: Einer folgt dem Südrand der Grauwackenzone im Ennstalabschnitt, einer begleitet streckenweise den Rand des Kristallins gegen das Grazer Paläozoikum hin und bekräftigt den Befund der regionalen Überschiebung, den schon der nur geringfügig unterbrochene Zusammenhang mit den Ostausläufern der Gurktaler Decke und die unterlagernde vermutliche zentralalpine Trias gaben. Im Abschnitt W des Tauernfensters ist diese Grenzfläche nur mehr im Norden in größerer Ausdehnung erhalten, hier hat die rückschreitende Metamorphose nicht nur den Grenzsaum der Silvrettadecke betroffen, sondern naturgemäß auch das hier noch an der Basis des Oberostalpins erhaltene Kristallin der „Phyllitgneiszone“.

Weiterhin ist für die tektonische Analyse der Ostalpen bzw. des Ostalpins die fazielle Korrespondenz des Mesozoikums am Rücken der oberostalpinen Schollen und der fazielle Gegensatz zum zentralalpinen Mesozoikum der tieferen Einheiten von entscheidender Bedeutung (Taf. 9 und 10). Um einen Vergleich der Fazies der Nördlichen Kalkalpen mit den im Süden am Rücken der Paläozoikum-Trägerdecke zurückgebliebenen Restschollen durchzuführen, muß man, um dem Fazieswechsel von W nach E gerecht zu werden, die jeweiligen Teilabschnitte der Kalkalpen mit den im entsprechenden Meridian im Süden zurückgebliebenen Rasten vergleichen, was bei früheren Vergleichen unterblieben war. Außerdem ist für diesen Vergleich naturgemäß der südlichste Randstreif, also der Südrand der höchsten kalkalpinen Einheiten von Interesse, falls starke Faziesdifferenzierungen in meridionaler Richtung vorliegen. Bei einem solchen Vergleich zeigt sich, daß tatsächlich die fazielle Bindung mit den südlichen Schollen in nordalpinen Entwicklung eng ist und noch durch die generelle Verschiedenheit von der zentralalpinen Fazies unterstrichen wird. Die markantesten Abwandlungen der nordalpinen Fazies im

Streichen korrespondieren im N und im S! Natürlich wird man nicht einen Anschluß in allen Einzelheiten erwarten können, berücksichtigt man die auf jeden Fall beträchtliche Abtragung. Die Übereinstimmung der Fazies der Lienzer Dolomiten (M. CORNELIUS-FURLANI 1953) und der westlichen Gailtaler Alpen (R. VAN BEMMELLEN 1957) mit der Fazies in Nordtirol ist klar: das Anis liegt vorwiegend in Form von Kalken vor (Gutensteiner und Reiffinger Kalk), das Ladin weist in beiden Fällen Partnachschichten, Wettersteinkalk und -dolomit („Unterer Jaukenkalk“) auf und über dem Karn tritt im Norden und im Süden die charakteristische Folge aus grauem Hauptdolomit mit gelegentlicher Einschaltung der dunklen, bituminösen, gut geschichteten Seefelder Fazies mit Fischresten auf, darüber folgen Kössener Schichten, zuoberst in der Trias oberrhätische Riffkalke. Die Übereinstimmung der Profile ergibt sich besonders durch die durch Mangel an norischem Dachsteinkalk und andere Eigenheiten (Seefelder Fazies) ausgezeichnete Obertrias. Weiter im Osten, wo in den Nordalpen gerade der Dachsteinkalk und Korallenriffkalk so charakteristisch für die hochalpine Einheit vom Berchtesgadener Raum bis zum Dachstein und weiter wird, setzt auch im Süden im Dobratsch die Dachsteinkalfazies ein und hält gegen E auch in den Nordkarawanken noch eine Strecke an (N. ANDERLE 1950). Als Besonderheit kommt im Raum der St. Pauler und Griffener Trias (P. BECK-MANNAGETTA 1953, 1955) und im Osten bis in den Poßruck die durch eine eigene, unter anderem besonders durch eine tonschiefer- und plattenkalkreiche Entwicklung des Karn gekennzeichnete Ausbildung hinzu, die ihr Gegenstück in der im Hochschwab an der Südseite ansetzenden, im Karn schieferreichen Aflener Fazies findet. Außerdem aber binden hier Nord- und Südgebiet auch die basalen, quarzporphyrführenden Konglomerate, die eine individuelle Ausbildung des höheren Perms darstellen und im N als Prebichschichten (H. P. CORNELIUS), im S als Griffener Schichten (P. BECK-MANNAGETTA) bezeichnet wurden. Aus zahlreichen solchen Gemeinsamkeiten, die in striktem Gegensatz zu der Eigenart der heute dazwischen bzw. darunter liegenden zentralalpiner Fazies stehen, wird in eindringlicher Weise die bereits auf Grund des tektonischen Befundes gewonnene Synthese unterstützt. Aussagen der Tektonik und Fazies stehen nicht nur in den wenigen, hier angeführten wichtigsten Punkten, sondern, wie die später gegebene Faziesübersicht über sämtliche Bauteile der Alpen zeigt (Taf. 6—10) und wie im Abschnitt 6 näher ausgeführt wird, in zahlreichen Details in harmonischem Einklang.

Durch die tektonische Gliederung des bisherigen „Oberostalpin“ der Zentralalpen ergibt sich, ausgehend vom Tauernfenster, folgende Großgliederung der Ostalpen: Über dem Pennin der Tauern folgt die tektonisch und faziell scharf abgehobene Einheit des Unterostalpins in Form der Radstädter Tauern, der Katschberg- und Matreierzone usw. Im Osten taucht die faziell wie tektonisch mit diesem „Lungauridenring“ des Unterostalpins klar vergleichbare Einheit im Semmeringsystem E der Linie Stanz-Birkfeld wieder auf. Die darüberlagernde Masse aus koridem und muridem Kristallin im E und aus Ötz-Campo-Silvretta-Kristallin im W mit dem auflagernden zentralalpiner Mesozoikum habe ich 1959, S. 13, ihrer Stellung gemäß, in Erweiterung des von R. STAUB 1920 geschaffenen Terminus als „Mittelostalpin“ bezeichnet. In fazieller Hinsicht sind die alpidischen Sedimente des Mittelostalpins z. T. (E) eng an die des Unterostalpins angeschlossen. Zum Mittelostalpin gehört demnach im Westen die Einheit zwischen dem Unterostalpin der Berninadecke im Liegenden und dem Oberostalpin der Nördlichen Kalkalpen samt

zugehöriger Unterlage (Grauwackenzone, Landecker Phyllit, Phyllitgneiszone) im Hangenden, im Osten fast das gesamte Kristallin der Zentralalpen mit Resten mesozoischer Hülle. Fossilführendes Paläozoikum fehlt dem Mittelostalpin, es ist ausschließlich auf das Oberostalpin beschränkt. Weniger stark metamorphe paläozoische Serien treten im Mittelostalpin nur im Westen auf (Casannaschiefer, Thurntaler Phyllit), im Osten fehlen sie zu Beginn des alpidischen Sedimentationszyklus bereits wieder weitgehend, wahrscheinliche Reste liegen in schon voralpidisch in so hohem Maß umgewandelten Serien vor, daß sie bis heute noch nicht aus dem Altkristallin mit Sicherheit ausgegliedert werden konnten. Im Süden des Tauernfensters gehört das gesamte Altkristallin zwischen Matreier Zone und alpin-dinarischer Grenze dem Mittelostalpin an, das in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten noch oberostalpine Deckschollen trägt. In diesem Abschnitt ist das mittelostalpine Mesozoikum nur in Form schmaler, an jüngeren Brüchen und Aufschuppungen eingeklemmter Schollen in zentralalpiner Fazies vorhanden (Kalkstein, Rasen, Bruneck, Mauts-Stilfes). Die Zugehörigkeit dieses Kristallins mit spärlicher eigener Hülle S des Tauernfensters zum Mittelostalpin ergibt sich nicht nur aus der tektonischen Überlagerung über der unterostalpinen Matreier Zone im Norden und der charakteristischen Fazies des primär-sedimentär mittels Alpinem Verrucano auflagernden zentralalpinen Mesozoikums, sondern in erster Linie aus dem kontinuierlichen Zusammenhang des Mittelostalpins E vom Tauernfenster über diesen Streif S davon mit dem im W gelegenen Teil, dessen Kristallin wiederum nach W. HAMMER (1938) u. a. einerseits der Ötzmase, andererseits der Campomasse und Ortlerbasis gemeinsam ist.

Hier im Mittelostalpin W der Tauern hat bis in die neueste Zeit Uneinstimmigkeit über dessen großtektonische Zuordnung geherrscht. Der von R. STAUB 1920 ursprünglich nur für die Campodecke, den Ortler, die Unterengadiner, Bergüner und Arosener Dolomiten eingeführte Begriff „Mittelostalpin“ hat ja in den folgenden Jahren durch J. CADISCH (1934), später durch R. STAUB selbst mannigfaltige Abwandlungen erfahren. Namentlich über die primäre Stellung der Silvrettiden als tiefere Einheit (R. STAUB) oder als höhere Einheit (L. KOBER) gegenüber den Ötztaliden herrschten bis zur Gegenwart Differenzen. Ähnlich aber, wie sich bestimmte Fragen der Wurzelzone der Karpaten nur in Zusammenhang mit der Lösung der Frage der Gliederung der ostalpinen Masse in den Ostalpen beantworten lassen, ist gerade auch für diesen Abschnitt des Ostalpins im Westteil der Ostalpen die großtektonische Zugehörigkeit, interne Gliederung und vor allem Stellung gegenüber den Nördlichen Kalkalpen nur aus der generellen Kenntnis des Baues und der faziellen Verhältnisse des Ostalpins in den Ostalpen möglich. Allein schon die stärkere gegenseitige Annäherung der faziellen Ausbildung aller Zonen hier im W gegen die Westalpen hin, im Vergleich zu den viel klarer differenzierten Faziesräumen der Einheiten des Hauptabschnittes der Ostalpen, erschwert zunächst das Urteil über die Zuordnung von Ducan, Engadiner Dolomiten, Ortler usw. zu einem zentralalpinen, nordalpinen oder südalpin beeinflussten Faziesbereich, während nach Klarstellung der charakteristischen faziellen Eigentümlichkeiten der einzelnen Zonen in den Ostalpen auch in dieser Hinsicht eine sicherere Aussage möglich ist. Genau so konnte auch bei der Blickrichtung von W (oder N) her nicht die Bedeutung der Trennungsfläche zwischen Ober- und Mittelostalpin erfaßt werden, also jener Trennung, die die Nördlichen Kalkalpen samt der Unterlage Grauwackenzone-Phyllitgneiszone von den zentralalpinen Einheiten scheidet. Von

Osten her sind die Zusammenhänge im Mittelostalpin einerseits bis in die Ötzmasse, andererseits in die Campo-Ortler- und die damit verbundene Sediment-Masse zu verfolgen, wobei die Sedimenthülle teils schon bei der primären, gegen N bzw. NW gerichteten Überschiebung unter dem darüber hinwegbewegten Oberostalpin, besonders aber auch noch bei der hier stark wirksamen jüngeren W-(Schlinig) und S-(Ortler-Aela-Zone) vergentgen Bewegung Komplikationen erfuh. In neuerer Zeit wurde der in der STAUB-schen Fassung eingeführte und wiederholt leicht modifizierte Begriff „Mittelostalpin“ bei der überwiegenden Zahl der Schweizer Geologen aus der Erkenntnis der Zusammenhänge dieser ursprünglich als primär „tiefer“ gegenüber der „oberostalpinen“ Ötz-Silvretta-Masse angesehenen Einheit fallen gelassen. Nun hat sich aber aus der Schau der ostalpinen Geologie ergeben, daß die Haupttrennungsfuge wesentlich höher liegt, unter den Nördlichen Kalkalpen samt deren schmaler zugehöriger Basis. Das bedeutet aber, daß der Bezeichnung „Mittelostalpin“ für die natürliche fazielle wie tektonische Großeinheit im Liegenden des nun enger gefaßten „Oberostalpin“ sehr wohl eine Berechtigung zukommt, allerdings eben in der dargelegten erweiterten Fassung. Wie brauchen daher für die in den gesamten Ostalpen durchverfolgbare Großeinheit keinen neuen Namen prägen.

Im ganzen gesehen tritt dieses Mittelostalpin mit seiner stellenweise erschlossenen tektonischen Unterlage in den gesamten Ostalpen in einem riesigen Halbfenster auf, das im Norden und Süden vom Oberostalpin umrahmt wird, im Westen mit offenem Erosionsrand in Bünden einsetzt und erst in den Westkarpaten durch die auflagernde Choč-Decke und deren Fortsetzung in den wurzelnahen Gemeriden geschlossen ist (Taf. 3). Dieses gigantische, rund 800 km lange und durchschnittlich 100 km breite Halbfenster soll als „Zentralalpines Halbfenster“ bezeichnet werden.

Erläuterung des Tektonogrammes der Ostalpen auf Tafel 1:

Molasse: 1 Rogatsbodener Fenster, 2 Texinger Fenster.

Helvetikum: 3 Grestener Zone, 4 St. Veiter Klippenzone, 5 Wienerwald-Flysch, 6 Flyschfenster von Brettl, 7 Grünauer Halbfenster, 8 Windischgarstener Fenster.

Pennin: 9 Rechnitzer Serie, 10 Bernsteiner Schieferinsel, 11 Wechsel, 12–14 Tauernfenster (Kerne, Untere u. Obere Schieferhüll-Decke), 15 Engadiner Fenster, 16 Gargellenfenster, 17 Penninflysch (Prätigauflysch), 18 Ostende der Tessiner Gneiskuppel, 19 Aduladecke, 20 Tambo-Decke, 21 Suretta-Decke, 22 Platta-Decke.

Unterostalpin: 23 Semmeringsystem; 24–26 Lungauriden: 24 Radstädter Tauern, 25 Tarntaler-Innsbruckerphyllit-Decken, 26 Matreier Zone; 27 Tasna-Decke, 28 Falknis-Sulzfluh-Decke und Aroscher Schuppen, 29 Err-Bernina-Decke.

Mittelostalpin: 30 Sieggrabener Deckscholle, 31 Schäfferner Deckscholle, 32 Drahtkogelscholle, 33 Troiseckzug, 34 Steirisch-kärntnerisches Gebirge, 35 Frojachfenster, 36 Oberhof-Fenster, 37 Wimitzfenster, 38 Klagenfurter Halbfenster, 39 Poßbruck, 40 Gailtalkristallin, 41 Deferegg-Kreuzeck-Gebirgszug, 42 Kellerjochschollen, 43 Patscherkofelscholle, 44 Ötz-Stubai-Masse, 45 Campokristallin, 46 Ortler-Aela-Zone, 47 Engadiner Dolomiten, 48 Silvretta-Decke mit Ducantrias.

Oberostalpin: 49 Nördliche Kalkalpen, 50 Nördliche Grauwackenzone, 51 Grazer Paläozoikum, 52 Eisenberg, 53 Sausal, 54 Bacher-Poßbruck-Remschnigg-Gebiet, 55 Nordkarawanken, 56 Gurktaler Decke, 57 St. Pauler Permotrias, 58 Ebersteiner-Guttaringer Permotrias, 59 Drauzug, 60 Winnebacher Zug, 61 Schneebergerzug, 62 Steinacher Decke, 63 Blaser Decke, 64 Phyllitgneiszone, 65 Landecker Phyllitzone, 66 Vorarlberger Grauwackenzone.

2. Die Einzelabschnitte des Ostalpins der Zentralalpen

a) Das Unterostalpin des Semmeringsystems und das Pennin von Rechnitz

Halbfensterartig taucht das Semmering—Wechsel-System unter dem mittelostalpinen Kristallin E der Linie Stanz- W Birkfeld- Anger empor. Letzteres besteht an seinem Ostrand im S vorwiegend aus Glimmerschiefern, im Norden (Rennfeld) aus Gneisen und Amphiboliten. Die nordöstliche Fortsetzung dieses Muralpen-Kristallins liegt im Floning-Troiseck-Zug vor, der nicht innerhalb der Grauwackenzone steckt, nicht zu dieser gehört, sondern nur im W, durch die Bruchstörung der Trofaiaachlinie herausgehoben, rein topographisch „innerhalb“ der Grauwackenzone auftritt, weiter im Osten, in seiner Haupterstreckung aber durch das Unterostalpin des Semmeringsystems unterlagert und durch die oberostalpine Grauwackenzone überlagert wird. H. P. CORNELIUS hatte das Troiseckkristallin in seiner ausführlichen Bearbeitung der östlichen Grauwackenzone (1952b) in petrographischer Hinsicht wohl als Fortsetzung des Muralpenkristallins gekennzeichnet, in tektonischer Hinsicht es aber zur Unteren Grauwackendecke, der Veitscher Decke gerechnet (S. 12). Als weitere Fortsetzung des Mittelostalpins gegen Osten zieht hier am Nordrand des Semmeringsystems nur mehr die permomesozoische Hülle dieser Einheit mit geringen Resten von Kristallin an der Basis weiter. Hierzu gehört die altersmäßig so umstrittene Serie mit dem Pseudosemmeringquarzit und Tattermannschiefer von H. P. CORNELIUS, wie später näher ausgeführt werden wird.

Das Semmeringsystem mit seinen Teildecken gehört hingegen nach seiner tektonischen Stellung im Liegenden der räumlich nach W durchverfolgbaren (mittelostalpinen) Kristallinmasse in die gleiche Position wie die Radstädter Tauern, ebenso aber auch nach seiner Fazies zum Unterostalpin. Als Hauptprobleme des Semmeringsystems waren bisher die Fragen nach der großtektonischen Stellung, dem Baustil (Falten- oder Decken- bzw. Schuppenbau) und grundlegende Fragen der Stratigraphie offen geblieben. Für den Wechsel und die Rechnitzer Schieferinsel steht die Zugehörigkeit zum Pennin zur Diskussion. Manches wird erst nach der in den letzten Jahren von einer Reihe von Forschern begonnenen, längst fälligen Neukartierung zu entscheiden sein; manches aber läßt sich bereits jetzt beantworten.

Die ersterwähnte Frage, jene nach der großtektonischen Stellung, war auch noch nach der Erforschung des Deckenbaues, die wir in diesem Abschnitt H. MOHR verdanken, recht verschieden beantwortet worden. Die Grundzüge waren bereits von H. MOHR (1910) dargestellt worden. Später wurden die Probleme von R. STAUB, L. KOBER, H. P. CORNELIUS in etlichen Arbeiten erörtert, mit im einzelnen wechselnden Vorstellungen, aber dem Grundkonzept vom Auftauchen einer selbständigen, großtektonischen, in Decken gegliederten tieferen Einheit des Alpenkörpers. In den Grundzügen unzutreffend hingegen ist die von W. SCHMIDT (1921, S. 105) dargelegte Auffassung, daß die Semmeringdecken den Seckauer Gneisen tektonisch gleichzusetzen seien, die er beide ins Hangende der Muralpengesteine stellte. Die Semmeringdecken wurden durch ihn in eine Position zwischen Muralpen und Grazer Paläozoikum gestellt, also als eine „dem höheren Stockwerk der Zentralalpen angehörige Schuppenfolge betrachtet“. Tatsächlich aber taucht das Semmeringsystem mit Zwischenschaltung von Triasresten an der Linie Stanz—Birkfeld

gegen W ab, wie seit UHLIG, MOHR, HERITSCH, KOBER usf. bekannt ist. R. SCHWINNER hingegen, der zwar die gegen W einfallende Überschiebungsfläche an der Basis des „Mur-alpenblockes“ (Mittelostalpin) erkannte, lehnte hier den Deckenbau ab und dachte an lokalen W-E-Schub an dieser Grenze (1935, S. 80f.). In Verbindung damit vertrat er die Auffassung, daß auf Grund des generell angenommenen N-S-Faltenstreichens hier die Moravische Zone der Böhmisches Masse im Alpenkörper wiederauftauche. Die Auffassung wurde allgemein abgelehnt, auf Grund des in der alpidischen Hauptphase W-E orientierten Groß- und Kleingefüges, dem gegenüber die W-E-Einengung mit N-S-Prägung als jüngerer, schwächer wirksames Element hinzukommt, und des andersartigen Gesteinsbestandes von Untergrund und unterostalpinen mesozoischer Hülle. Auch in der zweiten Auflage der „Geologie von Österreich“ (1951a, S. 167) ist diese ungerechtfertigte Verbindung zur Thayakuppel von R. SCHWINNER aufrechterhalten, obgleich die petrographische Fazies des Moravikums als „etwas tiefer“ bezeichnet wird. Im Zusammenhang mit dieser Verbindung nahm SCHWINNER an, daß die Gebirgsbildung hier altvariszisch sei, unter Negierung des in den Deckenbau vollkommen miteinbezogenen fossilführenden Mesozoikums. Übergangen wird die Stellung und Bedeutung des unterostalpinen Semmeringsystems für den Bau der steirischen Zentralalpen in der letzten Arbeit über die Baugeschichte der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen von K. METZ (1958), was sich auch auf der tektonischen Karte widerspiegelt, auf der auch die Ränder des Semmeringsystems nicht als Überschiebungsgrenzen gewertet wurden.

Den Charakter dieses tieferen alpinen Bauelementes als Unterostalpin haben die Autoren, die auf dem Boden der Deckenlehre standen, klar erfaßt und auch kartenmäßig zum Ausdruck gebracht. Bei H. MOHR (1910), V. UHLIG und E. SUESS wurde hierfür noch die alte Bezeichnung „lepontinisches Deckensystem“ verwendet, in dem Sinne, daß in den Semmeringdecken das Radstädter Tauernsystem wieder an die Oberfläche komme. Allerdings ist allgemein der dargestellte Umfang des Semmeringsystems im NW zu groß, da meist der Troiseckzug auch noch einbezogen wurde (R. STAUB, L. KOBER). L. KOBER betonte die tiefere Stellung der „Semmeringiden“ gegenüber dem dem Oberostalpin zugerechneten steirisch-kärntnerischen Altkristallin. In der Einordnung allerdings schwankte er. 1912 stellte er sie den Radstädter Tauern gleich, aber nach 1925/26 betrachtete er diese Einheit als „karpatische Zone“, als Teil des karpatischen Kerngebirges, wodurch die Heimat der Semmeringiden (Semmering- und Wechsel-Decken) zu Unrecht als relativ autochthon und im Norden des Pennin angenommen wurde. Die spätere Zuordnung zum Unter- bis Mittelostalpin (1938, 1955) bzw. zum Mittelostalpin (1955, Karte) betont wiederum mehr die Stellung im alpinen Bauplan, obgleich zurecht hervorgehoben wurde, daß in diesen Serien tatsächlich ein Übergangsglied in den karpatischen Bauplan, auch hinsichtlich der faziiellen Entwicklung des Mesozoikums, gegeben ist. Heute aber kann an der Zuordnung zumindest der Semmering-Decken zum Unterostalpin auf Grund der tektonischen Stellung im Liegenden der durchverfolgbaren mittelostalpinen Deckeneinheit und auf Grund der Faziesgleichheit von Permoskyth und Mitteltrias nicht mehr gezweifelt werden (A. TOLLMANN 1958, 1959).

Eine weitere Grundfrage der Semmeringiden betrifft den inneren Baustil der Decken. Wie bereits 1957 (E. KRISTAN & A. TOLLMANN) ausgeführt wurde, ist Falten- und Schuppentektonik nebeneinander vorhanden, letztere herrscht

namentlich in den höheren Einheiten und besonders in den zusammengestauten Sedimentserien am Nordrand. Seit H. MOHR (1912) sind der Kuppelbau des Wechsels und die durch mesozoische Mulden getrennt darüber auflagernden Decken näher bekannt. Die nächsthöhere Decke über dem Wechsel, die in eindrucksvoller Art durch die weit gegen S reichende Pfaffmulde abgetrennt wird, wurde von H. MOHR als Pretuldecke bezeichnet. L. KOBER nannte sie 1926, um den W- und

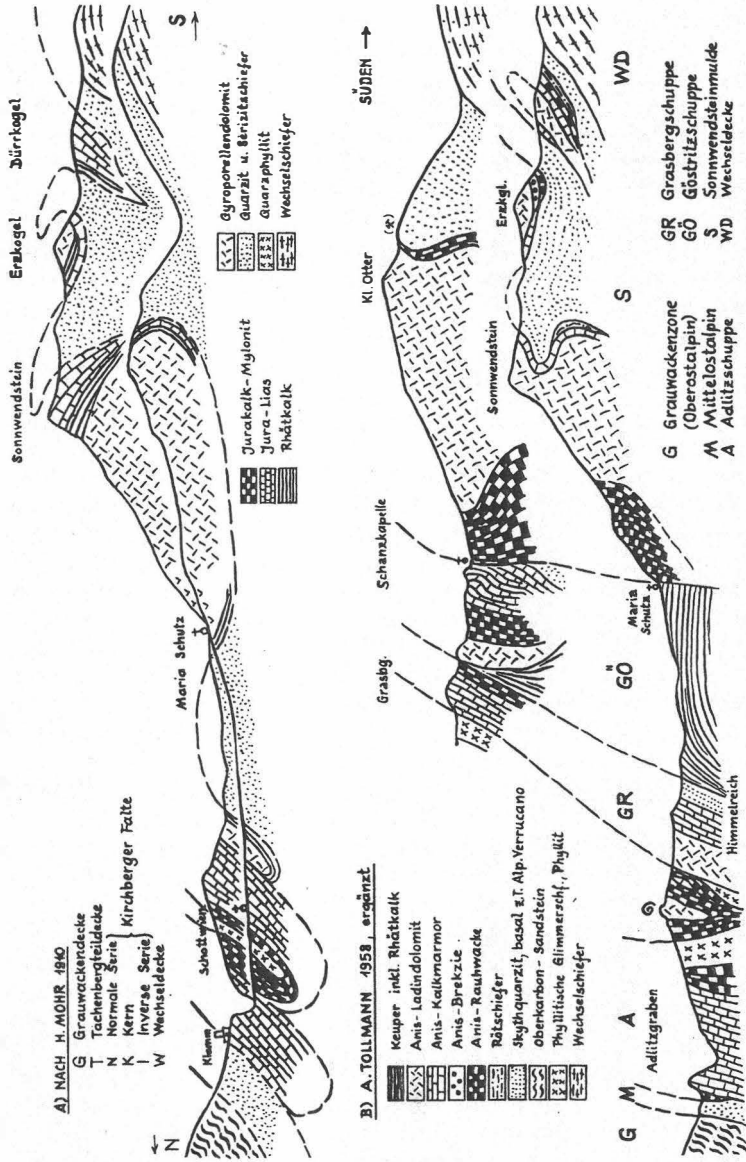


Abb. 1: Profil durch das Semmeringssystem bei Schottwien.

E-Abschnitt des Semmeringsystems zu parallelisieren, Stuhleck-Kirchberg-Decke, H. P. CORNELIUS hielt am alten Namen fest. Die nächsthöhere Einheit bei MOHR, die Stürzerkogeldecke, ist weitgehend ident mit der Mürz-Decke KOBERS (1912) und der Kampalpen-Decke von CORNELIUS. Die darüberfolgende Roßkogeldecke (MOHR 1912) = Drahtkogeldecke (KOBER 1912) = Thörler Decke (KOBER 1938) = Veitscher Decke (KOBER 1938) gehört nicht mehr dem Unterostalpin an. Ihre Stellung als Teil des Mittelostalpins wird im nächsten Abschnitt besprochen. Die Pretuldecke zeigt bereits W vom Semmering eine starke Zerspaltung in drei Teilschuppen, die bei der Untersuchung 1957 noch bis in den Raum von Göstritz durchverfolgt werden konnten. In diesem Abschnitt N vom Sonnwendstein ist das Kristallin der Decken weitgehend im S zurückgeblieben und die Schuppen bestehen vorwiegend aus Mesozoikum. Der Baustil wird hier durch nicht sehr weit im Streichen verfolgbare Schuppen repräsentiert, wobei die einzelnen Schuppen einander ablösen. Vom Semmeringpaß gegen E folgen von S nach N innerhalb der Pretuldecke Sonnwendsteinmulde, Göstritzschuppe, Grasbergschuppe (Abb. 1). Über dem Kristallin von Schottwien folgt die Adlitzschuppe, die die Fortsetzung der Mürzdecke (Kampalpendecke) darstellt. Die N der Adlitzgräben über dem Muschelkalk den Abschluß bildende Serie aus „Tattermannschiefer“ (Alpiner Verrucano) und Semmeringquarzit (Skyth) gehört, wie der regionale Zusammenhang zeigt, bereits zum Mittelostalpin. Die Fortsetzung der unterostalpinen Schuppenzone weiter gegen Osten ist seit H. MOHR 1912 nicht mehr durchgehend kartiert worden. Namentlich die Zusammenhänge um Raach können nur durch detaillierte Neukartierung erklärt werden.

Im Deckensystem E des Wechsels gewährt das Pittenquertal die besten Einblicke. Eine Neubegehung zeigte, daß hier gegenüber der von L. KOBER 1926, S. 20 gegebenen Darstellung, nach der das Mesozoikum Kulmriegel-Scheiblingkirchen-Thernberg der Kirchbergdecke aufliege und ihr demnach angehöre, die von H. MOHR bereits 1912 dargelegte Auffassung vom fensterförmigen Auftauchen dieses Mesozoikums unter den umrahmenden Gesteinen der „Kernserie“ zurecht bestand. Sogar J. ČŽJČŽEK hatte bereits 1854 ein „zentrifugales Abfallen“ der Serien von Scheiblingkirchen weg beschrieben. Das Profil entlang der linken Seite des Pittentales (Abb. 2) zeigt sowohl im Norden als auch im Süden das Abtauchen des Mesozoikums mit verkehrter Serie (mitteltriadischer rauhwackiger Dolomit, tiefer anisischer Kalk, Rauhwackelage, skythischer Semmeringquarzit) unter die mäßig steil (35° – 45°) darüber auflagernden phyllitischen Glimmerschiefer. Im Zentrum kommen gerade noch die Phyllite des Untergrundes an die Oberfläche. Stellung und Ausdehnung des von MOHR noch als eigene Decke (Buchbergdecke) im Liegenden der Kirchbergdecke aufgefaßten Fensterinhaltes werden erst nach einer Neukartierung zu klären sein.

Der Bewegungssinn der Decken von S gegen N ist bereits auf Grund des Zurückbleibens der kristallinen Kerne bzw. der Basis der einzelnen Decken im S zu erkennen, wie schon L. KOBER hervorhob, wodurch am Nordrand, im Semmeringgebiet nur mehr die mesozoische Hülle angeschoppt wurde. Unmittelbar erweisbar ist die generell gegen N gerichtete primäre Bewegung durch noch mit Muldenschlüssen erhaltene, aufgeschlossene Falten, z. B. der altbekannten, allerdings neu zu untersuchenden Pfaffmulde, die S von Rettenegg schließt und der kleinen, 1957 beschriebenen internen Faltung der Sonnwendsteinmulde am Erzogel. Groß-Faltenbau ergab auch das im Fenster von Scheiblingkirchen aufge-

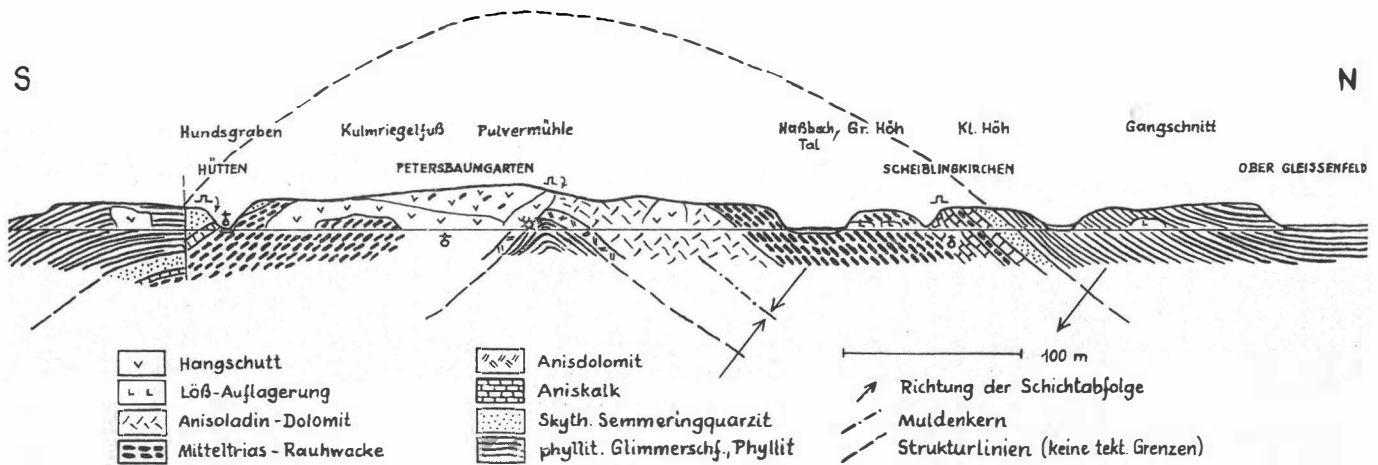


Abb. 2: Ansichtprofil durch das Scheiblingkirchener Fenster; entlang der Bergsockel an der westlichen Seite des Pittentales.

geschlossenen Mesozoikum (Abb. 3). Die verkehrte Serie ist im hangenden Flügel der Mulde (im N westl. Scheiblingkirchen, im S westl. Hütten) gut ausgebildet, eine reduzierte aufrechte Serie basal über der Kulmination des Untergrundes W der Pulverstampfe NW Petersbaumgarten durch hellen Dolomit über schwarzem, geschichtetem anisichem (?) Dolomit angedeutet. Im Semmeringsystem gingen demnach auch Decken großen Ausmaßes aus liegenden Falten hervor, während sie in den Radstädter Tauern aus aufrechten Schichtstößen bestehen mit nur interner Faltung oder geringmächtigen, verschleiften Resten verkehrter Serien. Auch aus anderen Abschnitten des Semmeringsystems (z. B. Mürzzuschlag) sind aufrechte und verkehrte Muldenschenkel bekannt.

Interessante Berichte über den bisher noch reichlich unbekanntem Südabschnitt des Semmering—Wechsel-Systems liegen in neuester Zeit (ab 1956) von A. PAHR vor. PAHR wies nach, daß die Rechnitzer Schieferserie, zu der die Rechnitzer, Bernsteiner und Melterner Schiefervorkommen gehören, abgesehen von lokalen Verschuppungen, stets unter die unterostalpine Grobgneisserie, die NW Goberling und Bernstein angrenzt, einfallen. Damit ist die gleiche Stellung wie im Wechsel gegeben, der ja ebenfalls unter dieser Grobgneise führenden Einheit liegt. Die Gesteinsbeschreibung und der Serienbestand der Rechnitzer Serie nach A. PAHR sprechen ebenso wie die geringere Metamorphose gegenüber den Gesteinen der auflagernden Grobgneisserie für den penninischen Charakter. Vom Gebiet NE Schläining und E Goberling wurden von A. PAHR fraglich triadische Gesteine in zentralalpiner Ausbildung angeführt: Serizitquarzite, helle graue Marmore und Dolomite, Rauhacken, die von A. PAHR mit dem Mesozoikum des Wechsels verglichen wurden (1955, S. 95), von W. J. SCHMIDT (1956) noch als höhere Schuppe aufgefaßt wurden gegenüber einer im Liegenden vorhandenen Folge von Phylliten mit dem Caker Konglomerat, Kalkschiefern, Grünschiefern und Serpentin, die als penninisches Jungpaläozoikum bis Lias bezeichnet wurde. Dafür spricht neben dem Gesteinsbestand auch die Stellung im Liegenden der unterostalpinen Grobgneisserie. Die Auffassung steht im Gegensatz zur Meinung von H. MOHR, F. HERITSCHE und A. ERICH, die in den S hier einseln bereits oberostalpine Elemente erblickten. Hingegen gilt das Paläozoikum von Hannersdorf ganz allgemein als Äquivalent des Grazer Paläozoikums, also als Oberostalpin, das hier den Südrahmen des großen Semmering—Wechsel-Fensters bilden würde. In der tektonischen Stellung entspricht der Wechsel diesen penninischen Schieferinseln im Süden, nur müßte seine Schieferhülle (Wechselschiefer) als paläozoisches Element aufgefaßt werden. Die Überprüfung der Grenzen zum Semmeringmesozoikum wird nähere Aussagen über seine Stellung ermöglichen.

In stratigraphischer Hinsicht konnte in gemeinsamer Arbeit mit meiner Frau 1957 eine Revision der von H. MOHR gegebenen Schichtfolge des Permomesozoikums im Semmeringgebiet vorgenommen werden, deren Kenntnis ja schon durch die Arbeiten von H. P. CORNELIUS verbessert worden war. Nach der Neuuntersuchung, bei der der bisher als Jura bezeichnete Kalkmarmor sich als anisicher Kalkmarmor erwies, ergab sich eine enge Beziehung des unterostalpinen Permoskyth und der Mitteltrias zu jenen Schichtgliedern der Radstädter Tauern und wurde der karpatisch-außer-alpine Einschlag in der Obertrias bestätigt. Zu den 1957 angeführten Einzelheiten der mesozoischen Schichtfolge des Semmeringsystems konnte im Vorjahr noch folgendes vermerkt werden (A. TOLLMANN 1959, S. 30): Neben den schwächtigen, dem Oberskyth angehörigen Schiefen des Dürr-

grabens konnte nun auch der im Liegenden des festen Semmeringquarzites weit verbreitete Quarzitschiefer als weiteres, vom Skythquarzit abtrennbares Schichtglied im Vergleich mit den Verhältnissen in den Radstädter Tauern abgetrennt werden. Hier wie dort sind diese Quarzit-Serizit-Schiefer als Basisbildung des Mesozoikums streckenweise verbreitet. Bereits H. MOHR hatte 1910 diese Schiefer als Liegendes des Semmeringquarzites beschrieben, besonders von der Basis des Sonnwendstein-Otterzuges (Kummerbauernstadel). Diese lokal geröllführenden Serizitquarzitschiefer sind stratigraphisch ident mit den Basisbildungen des zentralalpinen Mesozoikums verschiedener tektonischer Einheiten der Ostalpen und leiten zugleich, von Vorkommen zu Vorkommen verfolgbare, bis in die Schweizer Alpen und in die Lombardischen Alpen weiter, wo dann ihr Alter und ihre Zugehörigkeit zum Alpinen Verrucano sicherzustellen ist. Als gemeinsames Merkmal dieser im Liegenden der festen Skythquarzite (Semmeringquarzit, Lantschfeldquarzit usw.) auftretenden Schiefer mit Konglomeratlagen ist die Einschaltung von Quarzporphyrlagen (in metamorphem Zustand als Porphyroid) oder von Quarzporphyrgeröllen charakteristisch. Hier im Semmeringgebiet wies bereits H. MOHR 1910, S. 154 auf solche Porphyroidlagen hin (S Raachberg, Weg Kummerbauernstadel—Göstritzgraben, „Weinweg“ vom Kummerbauernstadel zur Weinwegalm), später beschrieb (1931, S. 36) und verzeichnete (Karte 1936) H. P. CORNELIUS solche Porphyroide auch unter dem Semmeringmesozoikum W vom Paß: Hasentalporphyroid bei Steinhaus, Höhenzug Königskogel—Kaiserkogel S des Mürztals.

Erwähnenswert ist ferner die Beobachtung im Pittental-Querprofil, z. B. im Scheiblingkirchner Fenster, daß dort der überwiegende Teil, praktisch die gesamte Masse des hellen Triasdolomites in Rauhacke verwandelt wurde. Während in den Radstädter Tauern die Rauhacke niveaugebunden und geringmächtiger ist, im Semmeringsystem E vom Semmeringpaß neben dieser niveaugebundenen Rauhacke bereits tektonisch bedingte Rauhackebildung eine Rolle spielt, ist hier der Großteil des Dolomites mehrweniger rauhackig. Dies ist insofern interessant, da ja auch in der als zentralalpine Trias aufgefaßten Raasbergserie unter der Überschiebungsfäche des Grazer Paläozoikums solche sonst ungewohnt mächtige Rauhacken auftreten.

Gegen Osten setzt das Unterostalpin des Semmeringsystems mit gleichem zentralalpinem Mesozoikum und gleichem Grundgebirge ins Leithagebirge fort, das als Horst zwischen den jungtertiären Einbruchsbecken aufragt. Die weitere morphologische Fortsetzung dieses Bergzuges gegen NE über die inselförmige Hainburger Berggruppe zu den Kleinen Karpaten wurde in der Vergangenheit auch als tektonische Fortsetzung des Unterostalpins gewertet. In Wahrheit aber liegt im Südabschnitt der Kleinen Karpaten ein neues tektonisches, u. zw. karpatisches Element vor, das den Tatriden zugehört. Es wird charakterisiert durch den vorwiegend granitischen Kern und eine an die Fazies des Semmerings gemahnende mesozoische Hülle, aber mit charakteristischer Schichtlücke, die die gesamte höhere Trias umfaßt. Nach wie vor ungeklärt bleibt die Stellung der Hainburger Berge. Hier möge zunächst einmal das Problem gezeigt werden, das in der Zuordnung der Hainburger Berge zum Ausdruck kommt und sich namentlich auf die Frage der Altersstellung der „Ballensteinerkalke und -dolomite“ auf österreichischem Boden zurückführen läßt.

Der Ballensteinerkalk zieht von der Westseite der Kleinen Karpaten (Ballenstein liegt 13 km NE Theben) über den Thebener Kogel und den Thebener Schloß-

berg gegen SW. Die entsprechend aussehenden Kalke des Braunsberges, der Hundsheimer Berge und auch des Leithagebirges wurden als seine Fortsetzung gewertet und so bezeichnet. In der Typlokalität wurde das liassische Alter der Ballensteiner Kalke, die unmittelbar über dem Skythquarzit (Semmeringquarzit) lagern, bereits von F. ANDRIAN & K. PAUL (1864, S. 349) auf Grund einer bestimm- baren Fauna mit Brachiopoden, Belemniten und Crinoiden erkannt. Ebenso war das liassische Alter der begleitenden „Marienthaler Schiefer“ durch einen von E. SUSS 1861 (Vh. Geol. R.-A., S. 46) bestimmten Ammoniten nachgewiesen worden. Weitere Ammoniten- und Belemnitenfunde in den Marienthaler Schiefer- n durch F. X. SCHAFFER (1899, Jb. Geol. R.-A., S. 655f.) gestatteten die Einreihung dieses Niveaus in das Toarc. Durch H. BECK & H. VETTERS (1904, S. 31) wurden Belemniten auch am Thebener Schloßberg unmittelbar über dem Quarzit entdeckt, sodaß auch hier noch diese enorme Schichtlücke über den Permoskyth-Quarziten nachgewiesen ist. In neuester Zeit gelangte M. MAHEL (1959, S. 16), abermals auf Fossilfunde gestützt, zur gleichen Beurteilung des Alters der Ballensteiner Kalke (Borinka-Kalke) und der begleitenden Mergel und Dolomite (!) in den Kleinen Karpaten.

1901 wurde zum ersten Mal die bis dahin gültige Einstufung der Fortsetzung der Ballensteiner Kalke in Österreich und bei Neudorf durch F. TOULIA (Verh. Ver. Nat. Heilk. Preßburg) angezweifelt, u. zw. auf Grund von Funden von Crinoiden, die er als „Encrinus“ bezeichnete, am Pfaffenberg und im Steinbruch der Zement- fabrik Neudorf, sowie durch ein Zähnchen, angeblich von Saurichthys von Neudorf. Später hatten dann auch etliche Karpatengeologen (KOUTEK & ZUBEK 1936, D. ANDRUSOV 1949, CAMBEL 1954) einen Teil dieser Serie, u. zw. die massigen Kalke mit Dolomitlagen nach dem Gesteinscharakter und zufolge des Dolomit- gehaltes als Trias betrachtet.

Es ergibt sich hiermit folgendes Problem: Auf Grund der Fossilfunde gehört der mit beträchtlicher Schichtlücke auf dem Semmeringquarzit auflagernde Kalk- Dolomitkomplex auf der Westseite der südlichen Kleinen Karpaten, bis in den Thebener Schloßberg fossilbelegt, in den Lias. In der scheinbaren Fortsetzung der Zone liegt im Semmeringsystem, ebenfalls fossilbelegt (Ladin durch Diploporin, Rhät durch größere Faunen), eine komplette, ungefähr 800 m mächtige Trias über dem Semmeringquarzit. Die Ursache des relativ plötzlichen Wechsels zwischen kompletten Triasserien im W und völlig lückenhaftem Mesozoikum im E ist aber ein Wechsel in den tektonischen Einheiten: Auch in den Kleinen Karpaten selbst liegt über dem „hochtratisch“ entwickelten Gebiet mit dem Ballensteinerkalk die dem tieferen Subtriatikum (Križna-Decke) entsprechende Fortsetzung des Unter- ostalpins mit kompletter charakteristischer Trias. Die tektonische Grenze, vielleicht durch einen Bruch verschärft, liegt zwischen den beiden Einheiten entweder in der Brucker Pforte oder aber wahrscheinlich E der Hainburger Berge bzw. des Thebener Schloßberges. Eine Vergleichsbegehung an der Braunsberg-Westseite, wo die Grenze zwischen Skythquarzit und dem auflagernden Kalk-Dolomit-Komplex am besten erschlossen ist, ergab keinen sicheren Hinweis für die Zuordnung dieser Dolomite, da der notwendige unmittelbare Vergleich mit Ballenstein noch un- möglich war. Von den Quarziten ist der hangendste Teil durch die mehr sandig- schieferige Ausbildung als oberstes Skyth individualisiert. Über nur lokal auf- lagerndem Bänderkalk folgen dunkle, gebankte Dolomite, in denen E. KRISTAN- TOLLMANN nahe unterhalb des SE-Randes des Plateaus Algenreste und reichlich

unbestimmbare schlanke Kleingastropoden fand. In höherer Position (NE-Seite des Plateaus) treten helle, dichte, auch rötliche Dolomite auf. Das Leithagebirge ist mit großer Wahrscheinlichkeit, nach Untergrund und Mesozoikum noch Fortsetzung des Unterostalpins des Semmeringsystems. Ein mit der Skulptur der Gelenkfläche ausgezeichnet erhaltenes Crinoidenstielglied, das ich 1951 im Dolomit von Wimpassing/Leithagebirge fand und dem Landesmuseum in Eisenstadt zur Verfügung stellte, ist trotz der Bedeutung des Fundes für die Altersbestimmung des Dolomites und damit der tektonischen Zuordnung des Leithagebirges nicht mehr zugänglich.

b) Die Position von Troiseckkristallin, Thörl Kalk und Pseudosemmeringquarzit

Umstritten blieb bis in die neueste Zeit die so eigenartige Position des Floning-Kletschach-Troiseck-Kristallinzuges, der scheinbar mitten in der östlichen Grauwackenzone ansetzt, im Zusammenhang damit ferner die tektonische und stratigraphische Stellung der Serie Rannachschiefer-Tattermannschiefer, Pseudosemmeringquarzit, Thörl Kalk. Ursache für die tektonischen Unklarheiten war unter anderem die bisher noch immer in Frage stehende genaue Altersstellung der angegebenen Serie, die die Grauwackenzone in der Steiermark und in Niederösterreich unterlagert. Ursprünglich galt die Rannachserie, also die besonders im Liesingtal mächtige Folge von Serizitquarziten, Serizitschiefern, Arkosen und Konglomeraten, als altpaläozoisch, woran H. P. CORNELIUS bis in die neuere Zeit (1952) festhielt. Bereits 1921, S. 108 aber hatte schon W. SCHMIDT untertriadisches Alter vermutet. Zuletzt hatte sich dann K. METZ wiederholt für das alpidische Alter dieser Serie ausgesprochen und sie stratigraphisch dem Semmeringquarzit gleichgesetzt (1947, S. 102), ins Mesozoikum gestellt (Karte 1957) bzw. als Äquivalent der Basisserie der Semmeringtrias bezeichnet (1953, S. 51). Letzteres ist zutreffender, da es sich bei der Rannachserie um höherpermischen Alpenen Verrucano handelt, wie gezeigt werden wird. Gegen E läßt sich diese Rannachserie stets im Liegenden der Grauwackenzone in linsenförmigen, zerrissenen Streifen zunächst bis Bruck/Mur verfolgen, dann, durch den Trofaiachbruch versetzt, wieder weiter an der Basis der Unteren Grauwackendecke E Trofaiach ansetzend über Thörl, Arzbachgraben, Tattermannkreuz bis Klamm (Abb. 4). Der Ostteil ist seit CORNELIUS 1936 im Detail aufgenommen, die Schiefer der Rannachserie, die frei an klastischen Einstreuungen sind, wurden dort von ihm als „Tattermannschiefer“ bezeichnet, obgleich gerade an der Typlokalität selbst (Tattermannkreuz) wieder erbsen- bis haselnußgroße Quarzgerölle darin auftreten (H. P. CORNELIUS 1952 b, S. 96). CORNELIUS erkannte den stratigraphischen Verband zwischen Rannachserie mit dem so bezeichneten Pseudosemmeringquarzit und Thörl Kalk, hielt aber die gesamte Folge für Altpaläozoikum. Wiederum war daneben bereits früh das triadische Alter des Thörl Kalkes und das permotriadische der begleitenden Quarzite erkannt worden (H. MOHR, L. KOBER 1909, E. SPENGLER 1920, S. 250), Beweise hierfür aber fehlten. K. METZ vertrat ebenfalls diese Auffassung (1953, S. 50). Letzter Vertreter extrem hoher Alterseinstufung war R. SCHWINNER, der ja z. B. auch noch 1951, S. 176 die Semmeringquarzite des Unterostalpins als Bestandteil seiner Serie „IIIb“ dem unteren Ordovic zuordnete.

Die Zusammengehörigkeit und die regionale Anordnung der Rannach-Thörl-Serie an der Basis der Unteren Grauwackendecke mußte hier zum Verständnis der Zusammenhänge nochmals betont werden. In diesem Zug liegt das Permomeso-

zoikum in zentralalpiner Fazies in unmittelbarem Verband dem unterlagernden mittelostalpinen Kristallin auf, im Westen dem Seckauer und Bösenstein-Granitgneis, im Osten dem Rennfeld und dem Äquivalent im Floning-Troiseckzug. Wesentliche, von den älteren Auffassungen abweichende Gedanken über die Rannachserie findet man bereits bei W. SCHMIDT 1921. Diese Serie wird dort noch als „Liegendquarzphyllite“ bezeichnet. Die Gedanken, die SCHMIDT damals äußerte, wurden in Arbeiten späterer Autoren zum Gegenstand ausführlicher Erörterungen oder neuer Untersuchungen. So erkannte W. SCHMIDT aus Merkmalen der Metamorphose bereits klar die Notwendigkeit, „die Liegendquarzphyllite scharf von der übrigen Grauwackenzone zu trennen“ (S. 107). Ebenso ist die später von K. METZ zum Gegenstand einer ausführlichen Besprechung gemachte enge Verbindung der „Liegendquarzphyllite“ mit den Seckauer Grobgneisen erwähnt. Ferner ist schon von W. SCHMIDT dort (S. 108) die von A. HAUSER zu einer eigenen Abhandlung ausgearbeitete, allerdings unzutreffende Bemerkung enthalten, daß die Gerölle des Rannachkonglomerates eher als ausgewalzte Quarzgänge anzusehen seien. Schließlich aber muß noch auf die eine der beiden von W. SCHMIDT erörterten Entstehungsarten der Rannachserie erinnert werden, die nun teilweise bestätigt werden kann, daß nämlich die Folge als arides Umarbeitungsprodukt aufzufassen sei.

Von wesentlicher Bedeutung für die Kenntnis von Stellung, Umfang und Fortsetzung der Rannachserie gegen Osten sind die Arbeiten von H. P. CORNELIUS. Die Identität der Rannachserie des Ostabschnittes der steirischen Grauwackenzone mit der der klassischen Lokalität wird von H. P. CORNELIUS nach Neukartierung des Raumes Blatt Mürzzuschlag außer Zweifel gestellt. Auch hier wird die Auflagerung der Rannachserie über dem Troiseckkristallin als Transgressionsverband betrachtet (1952a, S. 53). Reste der Rannachserie kommen auch noch SE Turnau als Späne mit Altkristallin verschuppt vor. Die Gerölleinschaltung in den Schiefen wechselt, am Roßkogel treten wiederum große Konglomerate in der Rannachserie auf; die Tattermannschiefer, die arm oder frei von größeren Geröllen sind, betrachtete auch CORNELIUS, der Autor dieser Bezeichnung, nur als mit Lokalnamen belegte Schiefer der Rannachserie (1952b, S. 90).

Als weiterer Hinweis für die Einstufung der Rannachserie als Basisbildung des alpidischen Zyklus, was in erster Linie aus der Unterlagerung und stratigraphischen Bindung mit der fossilführenden triadischen Thörlerkalkserie hervorgeht, muß die Verbindung mit Porphyroiden angeführt werden. Wiederum verdanken wir H. P. CORNELIUS die genaue Beschreibung und Kartierung dieser z. T. sehr mächtigen Porphyroide, die im Ostabschnitt mit der Rannachserie verbunden sind. Allerdings hat CORNELIUS damals die altersmäßige und tektonische Stellung der noch als altpaläozoisch gedeuteten Porphyroide noch nicht erkannt (1952 a, S. 54). Der mächtigste dieser permischen Porphyroide, die sich allgemein an der Basis oder in tiefer Position des Alpen Verrucano (der Rannachserie) einstellen, ist im „Roßkogelporphyroid“ gegeben, der sich am Roßkogel W Mürzzuschlag der Rannachserie einschaltet (CORNELIUS 1952 a, S. 50, Karte 1936). Daß diese Einschaltung eine primär stratigraphische Gegebenheit ist, war CORNELIUS noch nicht klar (1952 b, S. 98): „Auf der NW-Seite des Roßkogels schiebt sich an der Basis des Porphyroides eine Lage Rannachkonglomerat bzw. Phyllit ein; auf der S- und O-Seite dagegen liegen diese Gesteine dem Porphyroid auf. Die Deutung dieses Gegensatzes ist nicht klar.“ Solche Einschaltungen sind aber eine im Alpen Verrucano allgemein verbreitete Erscheinung. CORNELIUS selbst beschreibt auch (S. 100) mehrfache

„Übergänge zu ganz feinschieferigen oft auch stark lineargestreckten Serizit- bis Muskowitschiefern.“ Es sind demnach auch noch innerhalb des Roßkogelporphyroides Lagen von Rannachschiefern zu erwarten. Neben dem mächtigen Roßkogelporphyroide führt CORNELIUS eine Reihe weiterer Vorkommen im Zuge der Rannachserie an oder nahe ihrer Basis an: im Kartenblatt Mürtzschlag eine Reihe von Linsen S Turnau S des Pretal- und Stübmingsgrabens vom Schwabenberg (W) bis zum Wurmkogel (E) mit Ausläufern am Troiseckkristallin weiter im Süden im Raum Veitsch (Porphyroid des Hochreiterkogels, von Saudörfel usf.). Weiter im Westen haben sie aus der Rannachserie beschrieben: J. STINY 1917, S. 407f., L. HAUSER 1935, S. 369 von der Brucker Umgebung, L. HAUSER & K. METZ 1935, S. 138 von der Jassing bei St. Michael. Ebenso ist die Verbindung Porphyroid mit Alpinem Verrucano auch an der Basis des unterlagernden Unterostalpins des Semmeringssystems gegeben (s. S. 163).

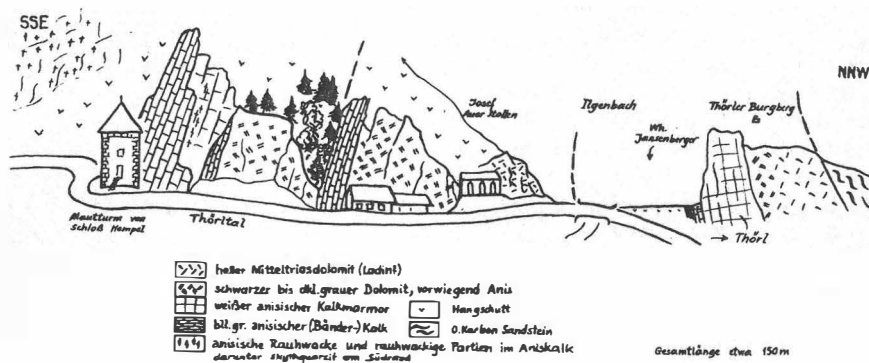


Abb. 3: Das Thörl Profil.

Die Unterschiede der permischen Porphyroide im mittelostalpinen Alpinen Verrucano gegenüber den Blasseneckporphyroiden im Norden der Grauwackenzone betonte bereits H. P. CORNELIUS 1952 b, S. 103. Der habituelle Unterschied wird allerdings demnach weniger durch petrographische Differenzen als durch die Metamorphoseart bedingt.

Eine zweite, vieldiskutierte Frage betrifft das Alter des Thörl Kalkes, der sich mit Begleitgesteinen stets in einer schmalen, tektonisch stark beanspruchten Zone zwischen Kristallin mit Rannachserie im Liegenden und Unterer Grauwacken- decke im Hangenden einstellt. Nun konnte die Alterszuordnung der Thörl Kalkes zufolge der guten Gliederbarkeit der Thörl Serie bei Thörl und der in Einzelheiten mit anderen zentralalpinen Triasreihen bestens übereinstimmenden Serie der Typlokalität auf eine sichere Grundlage gestellt werden. Zunächst seien einige Beobachtungen aus dem Thörl Profil mitgeteilt. In dem saiger stehenden Gesteinspaket auf der Westseite des Thörl Grabens S Thörl liegen drei Schuppen übereinander (Abb. 3). Die tiefste Schuppe besteht aus einer Folge von Skythquarzit, 60 m Rauhwaacke, die in ihrer gesamten Mächtigkeit Quarzite (Skyth) und rosa Bänderkalk und Dolomite (Anis) in dezimeter- bis metergroßen eckigen Brocken als Einschaltungen enthält, von 15—20 m mächtigen anisichen Bänderkalken, deren oberste Partien z. T. schwach rauhwaackig, z. T. ungeschichtet ent-

wickelt sind, und schließlich von schwarzen, z. T. endogen brekziösen anisischen Dolomiten. Die nächste Schuppe setzt wiederum mit Bänderkalk ein, darüber folgt mächtigerer, dunkelgrauer Dolomit. Jenseits, N des Ilgenbaches folgt im Felsen der Burgruine die dritte Schuppe: basal lagert wiederum der Bänderkalk, im Hof des Wh. Eichholzer (ehem. Jansenberger) in 2 m Mächtigkeit erschlossen, gegen Hangend von 12 m reinem, weißem, anisischem Kalkmarmor überlagert, oben stellt sich wieder Dolomit ein (ungef. 20 m mächtig), der in charakteristischer Weise basal dunkel bis schwarz, oben heller grau gefärbt ist. Die Alterszuordnung ist auf Grund der vollkommenen Gleichheit der Gesteinstypen dieses Abschnittes mit jenen des Semmeringmesozoikums durchzuführen. Abgesehen von der gleichen Serienabfolge erscheinen auch einzelne charakteristische Typen wieder: Am östlichen Talhang bildet die erste, tiefste Schuppe eine mauerförmig aufragende Felswand. Hier folgt über dem 340/25 einfallenden, mit ENE Linearen versehenen festen, dichten, geschichteten Arkosen bis Quarziten (Skyth) diskordant und steil der Muschelkalk mit den gewohnten Typen: feinlagige bis feingebänderte Kalke von graublauer bis schwarzer, lokal auch rosa Färbung, hellgrau bis weißlich verwitternd, feinstkörnig, mit Lagen von härteren, dolomitischen Schlieren und Spindeln und Knollen. In diesen Partien begegnet man auch bis zu 2 cm messende Hornsteinknollen. Solche hornsteinführende „Dolomitschlierenkalke“, wie ich sie in den Radstädter Tauern bezeichnete, sind im zentralalpinen Anis weit verbreitet und für diese Stufe charakteristisch. In diesen Kalken wurden auch auf der Südseite der Felsnase 95 m über dem Bahnhof Thörl Rundstielcerinoiden mit bis zu 1 cm Durchmesser neben selteneren pentagonalen und reichlich Kleincrinoidenspreu entdeckt, die Gelenkflächen sind manchmal gut erhalten. Die Untersuchung dieser Kalke nach Conodonten verlief negativ.

An der Typlokalität der Thörl Kalke läßt sich also in der steilstehenden Zone die Auflagerung der Thörler Serie, hier doppelt geschuppt, mit aufrechter Schichtfolge über dem Kristallin erkennen. Darüber folgt, am Burgberg aufgeschlossen, das sandig-quarzitisch-phyllitische Oberkarbon als Basis der Unteren Grauwackendecke des Oberostalpins. Die intensive Verschuppung ist ja auch an zahllosen anderen Stellen unter dieser Überschiebungsfäche ersten Ranges zu erkennen, von der Basis der Grauwackenzone im Ennstal im Norden angefangen bis zur Rosegger Trias am Südrand des Mittelostalpins; im Stangalm-Mesozoikum konnten beispielsweise bis zu 10 Schuppen nachgewiesen werden (A. TOLLMANN 1958).

Die bisherige Unsicherheit der Einstufung des Thörler Kalkes kommt im Wechsel der Meinungen verschiedener Autoren zum Ausdruck: Devon—O. Karbon (J. STINY, Geol. Karte 1932), Devon oder Unterkarbon (R. SCHWINNER, 1951, S. 191), Karbon (M. VACEK 1886, S. 461), Unterkarbon (L. KOBER 1912, Dksch., S. 350), Oberes Unterkarbon (H. P. CORNELIUS 1952 a, S. 45; 1952 b, S. 126), Trias bzw. Mesozoikum (L. KOBER 1909; 1923, S. 134; 1938, S. 42; E. SPENGLER 1920, S. 250; K. METZ 1953, S. 48). Die ausführlichste Auseinandersetzung mit der Frage nach Alter und Stellung dieses mittelostalpinen Permomesozoikums trifft man in den Arbeiten von K. METZ, der hinsichtlich der Kenntnis des Alters und der regionalen Verbreitung dieser Serie wesentliche Fortschritte erzielte.

Im folgenden mögen die regionalgeologischen Verhältnisse detaillierter besprochen werden (Abb. 4, 5). Das mittelostalpine Kristallin des Rennfeldes mit seiner mesozoischen schmalen Bedeckung taucht bei Bruck im Norden unter die von S

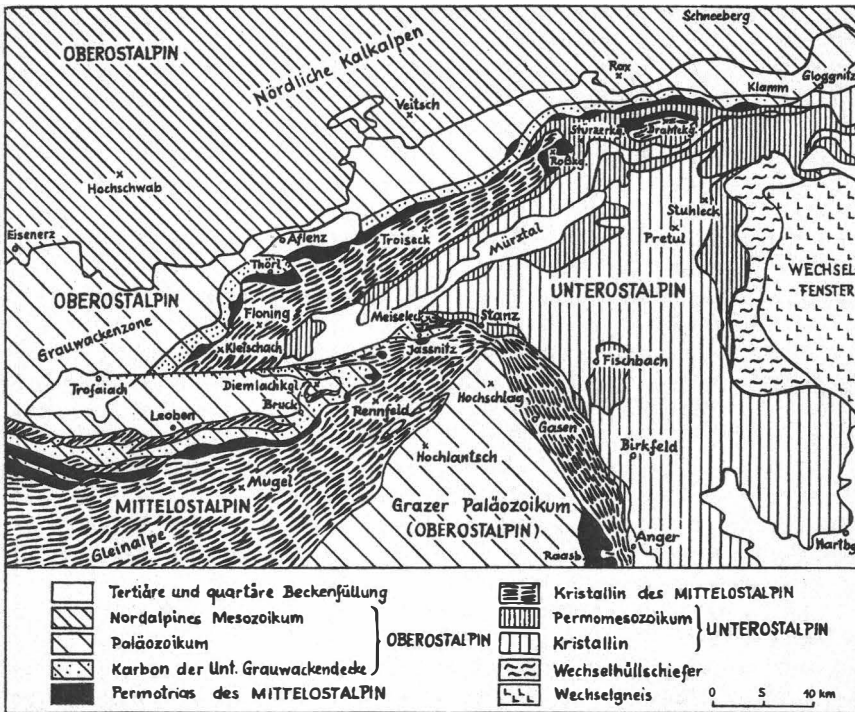


Abb. 4: Tektonische Skizze des Mürtzgebietes.

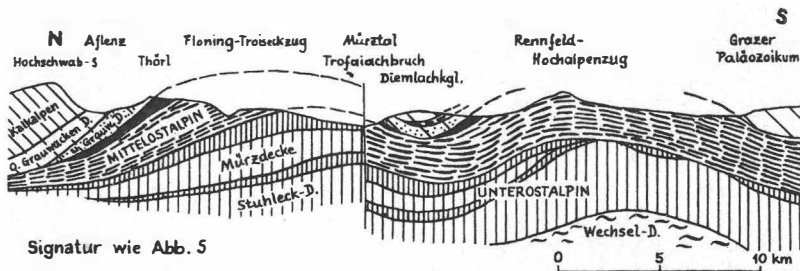


Abb. 5: Profil durch das Mürtzgebiet östl. Bruck/Mur.

aufgeschobenen oberostalpinen Grauwackendecken. Nord vom W-E streichenden Trofaiachbruch kommt es wieder mit gleicher Zusammensetzung und gleicher mesozoischer Überlagerung im Floning-Troiseckzug an die Oberfläche. Gegen Osten keilen die aplitisch injizierte Glimmerschiefer und Paragneise dieses mittelostalpinen Zuges im Streichen W vom Roßkogel aus, während die mesozoische Hülle noch lang im Streichen verfolgt werden kann. Einzelne Reste von Kristallin und Quarzphyllit trifft man an der Überschiebungsfäche über dem Unterostalpin allerdings auch noch weiterhin an, z. B. SE vom Arzkogel NW Mürtzschlag. Die auffällig diskordante untere Grenzfläche des Mittelostalpins, das durch den

schrägen Zuschnitt seiner tieferen, kristallinen Bestandteile beraubt wurde, beschrieb bereits H. P. CORNELIUS bei Charakterisierung der Schubbahn seiner „Troiseckdecke“ (1952 b, S. 169) als diskordante Abscherungsfläche, deren Glieder gegen SE bzw. E der Reihe nach abschneiden, das Troiseckkristallin E vom Feistritzgraben, der Porphyroid beim obersten Teufelsgraben. Wie über allen anderen großen Fenstern der Ostalpen keilte auch hier das Mittelostalpin bereits primärtektonisch, zur Zeit des Überschiebungsbaues geformt, über dem Semmeringsystem im Streichen aus (vgl. Abschnitt 10, „Alpines Längsprofil“). Nur die permomesozoische Hülle setzt sich auch E des Mürzquertales, allerdings stark reduziert, immer zwischen Semmeringsystem und Grauwackenzone fort. Die Schwierigkeit der Deutung dieser faziell dem Semmeringmesozoikum ja weitgehend ähnlichen Zone E des Mürzquertales bis Schottwien war bisher groß, namentlich auch weil die kristalline Basis des Troiseckzuges ja ebenfalls noch als Unterostalpin galt. Umso bewunderungswürdiger ist die Tatsache, daß H. P. CORNELIUS dieses (mittelostalpine) Mesozoikum trotz aller Schwierigkeiten auf seinen Blättern Mürzschlag und Rax auskartierte, eben weil er die Besonderheit in der Stellung sah, ferner aber auch, da er noch an ein altpaläozoisches Alter der Serie glaubte. Die Bedeutung dieser Zone als etwas dem Semmeringsystem Fremdes ist also namentlich in der tektonischen Stellung gegeben. Im „Pseudosemmeringquarzit“, wie CORNELIUS die Semmeringquarzite des Mittelostalpins hier bezeichnete, hatte er daher vergeblich nach Unterscheidungsmerkmalen gegenüber dem Semmeringquarzit des Unterostalpins gesucht; ebenso ist der Alpine Verrucano in beiden Großeinheiten vorhanden, im Mittelostalpin nur lokal geröllreicher und mächtiger. Daher war auch die Ablehnung der Abtrennung des „Pseudosemmeringquarzites“ im Sinne von CORNELIUS vom „Semmeringquarzit“ durch viele Forscher verständlich — faziell wie altersmäßig handelt es sich ja um die gleichen Gesteine, die eben nur auf verschiedene tektonische Einheiten verteilt sind.

Der scheinbare Zusammenhang von mittelostalpinem und unterostalpinem Mesozoikum im Abschnitt an und E vom Mürzquertal hat aber außer diesen stratigraphischen Fehlschlüssen hinsichtlich der Serie mit „Pseudosemmeringquarzit“ bei manchen Autoren zu tektonischen Schlußfolgerungen geführt, bei denen die Verbindung der Thörler Serie mit dem Unterostalpin im Osten als Gegebenheit hingenommen worden war. K. METZ hatte (1951, S. 49), bewogen durch das antiklinale Auftauchen des Semmeringmesozoikums N der eingemuldeten Drahtkogelscholle, den Thörler Zug als westliche Fortsetzung dieser unterostalpinen Aufwölbung und daher ebenfalls als Antiklinale des Untergrundes N des als Synklinale gedeuteten Troiseckkristallins gewertet und daher auch auf der Profiltafel das mittelostalpine Thörler Mesozoikum mit dem Unterostalpin des Semmeringsystems verbunden. Schon CORNELIUS aber hatte die wahre Stellung dieses Kristallins als das normale Liegende der Thörler Serie erkannt. Im Abschnitt Thörl-Hinterberg trifft daher die Deutung von E. SPENGLER 1920, S. 245 gegenüber jener von K. METZ 1951, S. 49 zu. E. SPENGLER hatte gegenüber METZ die generelle Auflagerung der Thörler Kalke über dem Troiseckkristallin erkannt und die durch weitere Komplikationen gekennzeichneten Verhältnisse um Mitterberg in diesem Sinne gedeutet.

Wichtig zum Verständnis der Stellung des Floningszuges ist auch das Westende dieser scheinbar als Keil in der Grauwackenzone „steckenden“ Masse im Raum Bruck an der Mur. Wesentlich in dieser Hinsicht ist die 1955 von O. HOMANN veröffentlichte Karte und Beschreibung des Abschnittes Bruck-Stanz, da durch seine

genaue Kartierung die Probleme klarer hervortraten, auf die nun aus der großtektonischen Schau Antwort gegeben werden kann. Wiederum ist eine Grundlage zur richtigen Deutung die klare Trennung von Fernüberschiebungsfächen, die regional durchverfolgt werden können und dem Bruchsystem der Trofaiachstörungen, an denen generell der Nordteil gehoben wurde, wobei die Störung in der ganzen Länge, besonders aber im Osten, in eine Bruchschär aufgelöst ist. Durch das Kartenbild wird eine Blattverschiebung des Nordteiles gegen Westen vorgetäuscht, die bereits H. VETTERS 1911 annahm, im Gegensatz zu F. HERITSCH (1911), der darin eine Überschiebungsbahn sah. Die Deutung als Blattverschiebung wurde von den lokalen Bearbeitern im wesentlichen bis zur Gegenwart beibehalten, wobei nur über das Alter dieser „Blattverschiebung“ Überlegungen angestellt wurden. H. VETTERS hielt sie 1911 für jung, R. SCHWINNER und später K. METZ (1953, S. 69) dachten an eine voralpidische Anlage — was nur durch Negierung des alpidischen Deckenbaues dieses Abschnittes möglich war. O. HOMANN (1955, S. 42) folgte den Gedanken von K. METZ und deutet daher die Struktur auf autochthoner Grundlage als eine alte Verkrümmung („Sigmoide“) des Untergrundes des karbonischen Sedimentationsraumes, die dann alpidisch verschärft und zerrissen wurde (METZ 1953, S. 69). Tatsächlich aber ist ja das oberostalpine Paläozoikum hier erst alpidisch über weite Entfernungen aus dem S herangebracht worden, wie die Einbeziehung des Thörlers Mesozoikums in den Deckenbau bezeugt. Eine Blattverschiebung als Erklärung der Trofaiachlinie heranzuziehen, ist aber allein schon aus Folgendem unmöglich: Eine Verschiebung in derartigem Ausmaß, an der das Westende des Floningszuges E Trofaiach um 23 km von seinem „Anschluß“ an das Rennfeld SE St. Marein, wo es ja vorher als Fortsetzung sämtlicher Einheiten gelegen haben müßte, versetzt sein sollte, könnte nicht E und W davon spurlos aufhören, sondern müßte noch weithin vor dem Ausklingen sichtbar sein. Daß die Bruchlinie jung ist, beweist ihre Auswirkung auf die im Becken von Trofaiach an ihr eingesenkten helvetischen kohleführenden Schichten. Allerdings ist ihre Fortsetzung in dem noch immer reichlich unbekanntem Tertiärbecken nicht, wie bisher vermutet, im Südrandbruch vom Laintal nach Edling zu suchen, sondern sie setzt sich mit gleichem Verstellungssinn, nämlich Absitzen der Südscholle, wie im vortertiären Untergrund im E geradlinig am Nordrand im Ostteil des Trofaiacher Beckens fort, zwischen den Gehöften Mayer und Masenbauer. Durch die Kartierung von J. STINY (Karte 1932) war dieser Bruch noch nicht erfaßt worden. Seine Sprunghöhe nimmt gegen W rasch ab, sodaß er W Trofaiach bisher nicht mehr nachzuweisen war. J. STINY (1931, S. 224) vertrat ja ebenso wie R. SCHWINNER (1929 usw.) die Auffassung, daß es sich bei der Trofaiachlinie um einen gewaltigen S-förmigen Knick im Alpenbau handle, an dem sich die Kristallinmasse des Troiseckzuges „als Riesenpflugschar beim Vorstoß nach Westen einwühlte“ (L. HAUSER 1939, S. 220). STINY brachte dann sogar diese so gedeutete Struktur in Beziehung zu den Weyrer Bögen und knüpfte weitreichende theoretische tektonische Überlegungen daran. Da auf dieser unrichtigen Grundlage basierende gleiche oder ähnliche Spekulationen, konsequenterweise in Verbindung mit autochthoner Deutung der Zone, immer wieder in der Literatur auftauchen, wurde hier etwas ausführlicher auf das Nichtvorhandensein dieser „alten Sigmoide“ eingegangen.

Die Arbeit von O. HOMANN (1955) behandelt das interessante Gebiet zwischen Bruck und Stanz, wo gerade noch das Unterostalpin in Form der Mürzdecke weit gegen W hereinstreicht, im Norden durch das Semmeringmesozoikum begrenzt,

das von HOMANN aus dem Stollinggraben näher besprochen wurde. Das Unterostalpin fällt im Norden unter das mittelostalpine Kristallin des Floningszuges ein und ist im Süden durch die Trofaiachlinie, die hier ein Stück dem Mürztal folgt, emporgebracht worden. Im abgesenkten Teil S davon, S Kapfenberg, wiederholt sich nach einer schmalen Zone mit versetzten Bruchstufen die gleiche Folge der tektonischen Einheiten des Ostalpins wie N der Mürzdecke (Abb. 5, 6). Auch in diesem schmäleren, abgesenkten südlichen Teil liegen im Diemlachkogel NE Bruck/Mur ebenfalls noch beide Decken der Grauwackenzone in Resten übereinander, durch einen Gneis-Glimmerschiefer-Diaphthorit entlang der Überschiebungsgrenze im Kaltbachgraben getrennt. Auf dieser Südscholle liegt das Oberostalpin der Grauwackenzone in zwei ungefähr W-E streichenden Mulden über dem dazwischen an die Oberfläche kommenden Rennfeldgneis. Auch hier wieder stellt sich an der Basis der Grauwackenzone das mittelostalpine Mesozoikum in Form der Rannach-Arkoseschiefer SE von Frauenberg, S vom Schrocknabach und S vom Kapfenberger Schloßberg ein, allseits unter die Karbonschiefer der Unteren Grauwackendecke im Diemlach-Frauenbergkogel einfallend. Auch die zweite, nördliche Scholle der Grauwackenzone, der Kogelbauer-Edelsbergzug bei Jaßnitz ist S der Ortschaft von Rannachschiefern unterlagert, die hier stark mit ihrer Unterlage, dem Rennfeldgneis, verschuppt sind — das gewohnte Bild an der Hangendgrenze des Mittelostalpins. Auch Reste einer von HOMANN als triadisch aufgefaßten Rauhwacke liegen noch dem mittelostalpinen Kristallin bei den „Hochhäusern“ SSW St. Marein auf.

Besonders eng rücken die tektonischen Zonen im Gebiet des so vielfältig ge deuteten Meiselecks bei Allerheiligen im Mürztal zusammen. Gerade hier bildet die regional-tektonische Auflösung des Baues die Voraussetzung der lokalen Analyse. K. METZ hatte (1951, S. 35) im Meiseleck die Gesteinsserie des Traidersberges W Leobens wiedererkannt. HOMANN parallelisierte in tektonischer Hinsicht die Glimmerschiefer mit den „Tommerkschiefern“ R. SCHWINNERS (S. 18), die einen Bestandteil des Unterostalpins des Semmeringsystems bilden. Die Glimmerschiefer des Meiselecks werden durch unterostalpine Triasreste W Edelsdorf unterlagert — deren Zugehörigkeit zum Unterostalpin ist durch das Fehlen der hier im Mittelostalpin stets vorhandenen Rannachschiefer und das Vorkommen der karnischen Gipse gesichert. Die Glimmerschiefer des Meiselecks können daher, da an der Grenze zum nördlich anschließenden Mürztaler Grobgnais, der der nächsthöheren unterostalpinen Decke (Mürzdecke) angehört, kein Mesozoikum mehr eingeschaltet ist, im Sinne von HOMANN noch als Bestandteil dieser Decke gedeutet werden, oder aber als Rest des Mittelostalpins, als Vertreter der im SE über dem Rennfeldgneis erscheinenden Glimmerschiefer.

Zu revidieren ist die von O. HOMANN (1955, S. 31 und 40) in Anlehnung an die Auffassung von L. HAUSER (1939, S. 250) geäußerte Meinung hinsichtlich der Herkunft der diaphthoritisierten Kristallinschollen an der Deckengrenze zwischen Unterer und Oberer Grauwacken-Decke zwischen Bruck und Grasnitzgraben aus dem Norden. Bestärkt in dieser Auffassung wurde O. HOMANN durch die Meinung von L. HAUSER (1939, S. 250), „daß die Altkristallinfetzen von derartigem Gesteinsverband in der Grauwackenzone bisher nur inselhaft gruppiert um die Kletschach-Troiseck-Masse bekannt sind.“ Dies trifft aber, wie man besonders aus den Berichten von K. METZ aus westlicheren Abschnitten ersieht, keineswegs zu.

HOMANN vertrat die Auffassung, daß die Altkristallinschollen an der Norischen Linie vom Norden, vom Kletschach-Troiseckzug stammten und in südgerichteter Bewegung von der Oberen Grauwackendecke mitgeschleift worden seien. Eine Berufung von O. HOMANN auf die Arbeit von H. P. CORNELIUS über die Herkunft der altkristallinen Schollen der Grauwackenzone zwischen Ternitz und Turnau (1941 b) ist in diesem Zusammenhang ungerechtfertigt: CORNELIUS leitet zwar diese Schollen vom ostalpinen Altkristallin mittlerer Tiefenstufe ab (S. 47), keineswegs aber wird damit die Abkunft vom Norden, hier vom Troiseckkristallin, gerechtfertigt. Dem widerspricht z. B. selbst der lokale Befund des gegen N vollständig auskeilenden Kristallins im Raum des Diemlachkogels ebenso wie das Auftreten solcher Schollen auch nördlich des Floning-Troiseckzuges. Diese kristallinen Späne müssen vielmehr zufolge der allgemeinen alpidischen Bewegungsrichtung gegen N als Schürflinge von einem weiter südlich gelegenen Abschnitt des mittelostalpinen Kristallins aufgefaßt werden.

c) Stellung und Großtektonik der Grauwackenzone im Liesing-Paltental und südlich der Enns

Über diesen ebenfalls an Problemen reichen Abschnitt der steirischen Grauwackenzone stammt die letzte ausführliche Zusammenfassung von K. METZ (1953), der hierin namentlich seine eigenen Forschungsergebnisse aus diesem Abschnitt der Grauwackenzone mitteilt. Dabei gelangten in klarer Weise die Hauptteileinheiten dieser Zone zur Darstellung, nämlich die über der Brettsteinserie im Westen und dem Bösenstein-Hochreichartgranitgneis im Osten transgressiv auflagernde Rannachserie, die als Basisbildung der Trias erkannt wurde, darüber die Untere Grauwackendecke mit reichlich Karbon, dann eine Serie unbestimmter Zuordnung mit Vorherrschen von phyllitischen und diaphthoritischen Gesteinen, als „Fötteleck-Mölbeck-Serie“ bezeichnet, darüber schließlich die Obere Grauwackendecke mit ihrer umfangreichen Schichtfolge. Die Fortsetzung der steirischen Grauwackenzone in der Ennstaler Phyllitzone wird in dieser Arbeit besonders betont, was allerdings aber seit langem selbstverständlich ist (L. KOBER, H. P. CORNELIUS usw.).

Der Fortschritt in dieser Arbeit von K. METZ kommt in der exakten Darstellung der regional durchverfolgten Anordnung der Einheiten zum Ausdruck. In tektonischer Hinsicht allerdings wird die in großen Zügen schon lange bekannte Deckennatur des „Oberostalpins“ im alten Sinne nicht berücksichtigt, wodurch ein unzutreffendes Bild von der Entwicklungsgeschichte der Grauwackenzone entstand. Besonders nun, da die regionale Verbreitung des über dem mittelostalpinen Kristallin auftretenden zentralalpinen Mesozoikums an der Basis der gesamten Grauwackenzone erwiesen ist, und diese daher auf alle Fälle alpidisch, u. zw. zur Zeit der vorcenomanen Hauptphase, weit aus dem Süden heranverfrachtet worden ist, sind einige Vorstellungen gerade auch in diesem Bereich revisionsbedürftig: so z. B. die auf der Autochthonie in alpidischer Zeit beruhende Vorstellung, daß die meisten Strukturen, sowohl Überschiebungsbahnen (Norische Linie) als auch Querstrukturen (z. B. Gaishorn) voralpidisch, variszisch angelegt worden waren und in alpidischer Zeit ohne nennenswerte Veränderungen ein weiterer Ausbau möglich war und realisiert wurde. Natürlich sind alte Strukturen in der ostalpinen Deckenmasse mitgeführt worden, nur wird man in der Entscheidung ob alpidisch oder älter

wesentlich vorsichtiger sein müssen und den Deckenbau des Ostalpins in Rechnung stellen müssen*).

In diesem Abschnitt der Grauwackenzone ist für die tektonische Analyse wiederum die hier besonders mächtige unterlagernde Rannachserie von Bedeutung. Ihre Einstufung als höheres Perm, als lokale Ausbildung des Alpenen Verrucano, beruht, wie bereits im vorigen Abschnitt erwähnt, auf der Zugehörigkeit zu einer bis in die Mitteltrias reichenden Serie, auf der Einschaltung von Porphyroidlagen und schließlich auf den 1959 erwähnten Parallelen mit den anderen zentralalpinen Serien der Ost- und Westalpen, an deren Basis z. B. auch im Unterostalpin des Semmeringsystems, der Radstädter Tauern und weiter im Westen, sowie im Pennin die Basis in Form des Alpenen Verrucano nachgewiesen werden konnte.

Weniger reich als im Ostabschnitt der steirischen Grauwackenzone tritt hier Trias im Hangenden der Rannachserie auf, ist aber dennoch vorhanden. Ebenso wie im Osten (Pseudosemmeringquarzit, Thörl Quarzit) gehören auch hier die festen Quarzite (Plattelquarzit) ins Hangende der Rannachserie, wie K. METZ 1940, S. 168 ausführte. Damals glaubte METZ noch einen tektonischen Kontakt dazwischen annehmen zu müssen, sah aber später (1953, S. 46) den Zusammenhang zwischen „Plattelquarzit“ und Rannachserie, ebenso die Identität mit den Quarziten von Gaishorn und Wald, wo in einem Fenster der Grauwackendecken nur mehr die höchsten, hier erhaltenen Schichtglieder des Mittelostalpins, feste Quarzite (Skyth) und Rauhwacken und Karbonate der Skyth-Anisgrenze sichtbar sind.

VACEK prägte zuerst die Bezeichnung „Rannachkonglomerate“ (1890, S. 18) für die klastischen Einschaltungen in dieser Serie. Die Kenntnis dieser Konglomerate hat wesentlich zur Deutung der Rannachserie als Transgressionsbildung an der Basis eines neuen Sedimentationszyklus beigetragen. A. HAUSER hatte 1950 in einer eigenen Studie nachzuweisen versucht, daß es kein Rannachkonglomerat gäbe, sondern die konglomeratischen Lagen ein Tektonit seien, bei dem gangartige Einlagerungen scherend deformiert wurden, die linsigen Scherelemente parallel geschichtet wären. Tatsächlich aber steht — abgesehen von solchen gelegentlich

*) Nachtrag: Auf die entscheidende Bedeutung der alpidischen Decken- und nachfolgenden Bruchtektonik auch in der Grauwackenzone wurde bereits 1959, S. 31 hingewiesen, da bisher von der überwiegenden Zahl der lokalen Bearbeiter der Grauwackenzone die alpidische Formung als eine nur in gleichen Bahnen nachwirkende weitere Ausgestaltung von variszischen Anlagen betrachtet worden war. Nun haben die von W. FRITSCHE (Berg. hüttenm. Mon. h., 105, 1960, S. 225—231) veröffentlichten Ergebnisse einer tektonischen Analyse des Steirischen Erzberges in der Grauwackenzone diese sich aus allgemeingeologischen Überlegungen nach Abtrennung des Mittelostalpins zwingend ergebende wesentliche alpidische Formung für den untersuchten Abschnitt durch detaillierte gefügekundliche Untersuchung im einzelnen bestätigt. FRITSCHE führt S. 228 aus: „Die variszische Gebirgsbildung kann im Raum des Erzberges keine besondere Faltung oder sonstige starke Tektonik (Verschüppungen, Überschiebungen) geschaffen haben, denn allseits waren aus den Gefügemessungen keine vortriadischen Strukturen abzulesen. Lineare und Falten im Meterbereich scheinen im Paläozoikum ebenfalls nicht gebildet worden zu sein, weil es sehr unwahrscheinlich wäre, daß keine Relikte davon auffindbar wären.“ Alle Hauptstrukturen in diesem Abschnitt wurden erst in alpidischer Zeit geprägt. Bezeichnenderweise fand auch hier erst die meridionale Einengung, später die E-W-Einengung, schließlich die Zerrungs- (Bruch-) Tektonik statt (vgl. allgemeine Prinzipien über die Phasen in den Ostalpen, S. 198).

auf tretenden zerscherten Gängen — die primär-sedimentäre Natur des Rannachkonglomerates außer Zweifel. Am halben Weg von der Hochreicharthütte zum Stubentörl z. B. begegnet man Feinkonglomeraten, in denen außer Quarz und Feldspatstücken auch Lyditgeröllchen vorhanden sind. Weiters stellen sich auch am Weg vom Stubentörl zum Klein-Reichart in der Arkose verstreut gut gerundete Quarzgerölle mit 2 cm Durchmesser ein. Beides spricht klar für die klastische Natur des Rannachkonglomerates. Auch K. METZ (1953, S. 44) hat nach der Arbeit von A. HAUSER seine schon vorher (1940) geäußerte Ansicht vom Auftreten primärer Konglomerate in der Rannachserie nochmals präzisiert.

Nach Erkenntnis des alpidischen Alters der Rannachserie mußten W. SCHMIDT und K. METZ trotz autochthonem Grundkonzept über die tektonische Bedeutung dieser Einschaltung Überlegungen anstellen. W. SCHMIDT erblickte im mittelostalpinen Permomesozoikum die unmittelbare Fortsetzung des Semmeringsystems (1921), indem er dessen Abtauchen an der Linie Stanz-Birkfeld gegen Westen übergang. K. METZ, der besonders für mesozoisches Alter der Rannachserie eintrat, verband wiederum wie SCHMIDT im Osten unmittelbar mittelostalpine Thörlser Serie und unterostalpinen Semmeringmesozoikum bei Kapellen, sah im Troiseckzug nur eine auflagernde Scholle und vermied die enorme tektonische Konsequenz aus der immer weiter gegen W verfolgbaren mesozoischen Unterlagerung der Grauwackenzone zu ziehen.

Mitten in der Grauwackenzone, u. zw. bereits im Raum des Altpaläozoikums der Oberen Decke, konnte K. METZ im Raum Gaishorn, Paltental, nochmals eine Antiklinale von unterlagerndem Karbon und darunter sogar noch Trias, bestehend aus Quarzit, Spuren von Rauhwaacke und Dolomit in der Flietzbachschlucht entdecken (1945, S. 90). Diese eindrucksvolle, neuerdings durch die Anlage einer Straße gut erschlossene Antiklinale zeigt, daß hier, 10 km vom Südrand der Grauwackenzone entfernt, noch das mittelostalpine Mesozoikum, umrahmt vom Karbon der Unteren Decke vorhanden ist und durch die Aufwölbung im Flietzbachfenster an die Oberfläche kam. Ein ähnliches Fenster, nur eben mehr am Südrand der Grauwackenzone, liegt in dem von K. METZ 1940, S. 167 beschriebenen Fenster von Wald vor, wo der ringsum von dem tektonisch auflagernden Karbon der Unteren Grauwackendecke umrahmte Skythquarzit des Sulzbachgrabens N Wald aufgeschlossen ist.

Ein Problem stellte bisher das Ausstreichen des Karbons W von Trieben über Rottenmann und S Liezen dar, da hierdurch scheinbar die Grauwackenzone schräg zu ihrem Oberrand hin vom Karbon durchsetzt wurde. K. METZ hatte dies als Positionswechsel des Karbons in die „obere Abteilung der Grauwackenzone“ gedeutet und zwei Erklärungsmöglichkeiten in Betracht gezogen, nämlich, daß das Karbon dort fensterförmig auftauche oder aber, und dafür entschied sich METZ, daß ein alter Querbau vorhanden sei, über den diskordant Karbon und Trias transgredierte (1953, S. 66; 1951 BHM, S. 94). Ich konnte mich aber überzeugen, daß die unter dem Karbon dieser Zone N Gaishorn auftauchende Trias dem Mittelostalpin angehört, daß darüber das Karbon der Unteren Decke überschoben aufliegt und bereits zusammen antiklinal gebaut ist, daß daher von einer Transgression über den altpaläozoischen Sedimenten der Oberen Grauwackendecke keine Rede sein kann. Es besteht demnach nur die Möglichkeit, den nur bei Rottenmann durch Alluvium z. T. verdeckten Streifen von Karbon, der vom Paltental nach W über den Lassinggraben nach Döllach führt, als Einheit aufzufassen, dessen

Stellung durch das Flietzbachfenster gegeben ist, d. h., daß nicht der Westteil des Karbons anders, als Transgression gedeutet werden kann. Das Karbon, das die Untere Grauwackendecke repräsentiert, liegt bereits auf der ganzen Strecke des Palten-Liesingtales in mehr weniger große Schollen bzw. Scherlinge zerrissen im Liegenden der mächtigeren Oberen Grauwackendecke vor, bis es im Raum Trieben am Südrand endgültig auskeilt. Daß das Karbon weiter entfernt vom Südrand, also etwa im Fenster von Rottenmann noch etwas weiter gegen W reicht, ist demnach durchaus verständlich, da es ja als im Norden liegende gebliebener, alpidisch überfahrener Stirnteil des Paläozoikums der Grauwackenzone anzusehen ist — wie später näher ausgeführt werden wird. Das Fehlen des Karbons am Südrand der Grauwackenzone im Meridian von Rottenmann läßt daher keinen Rückschluß über die Unmöglichkeit der Existenz eines Karbonrestes (K. METZ) in Form einer Antiklinale weiter im Norden bei Gaishorn—Rottenmann—Lassing zu. Die Untere Decke geht hier gegen W endgültig zu Ende! In der Pionierzeit des Deckenbaues (L. KOBER, R. STAUB) dachte man ja auf Grund der diskordanten Einschaltung des Mandlingzuges an eine Fortsetzung der beiden Decken bis ins oberste Ennstal. Die Grauwackenzone des Ennstales ist aber ausschließlich die breite unmittelbare Fortsetzung der Oberen Grauwackendecke des Ostens. Damit wird auch der mit dieser Vorstellung von den genannten Forschern früher verbundene Gedanke einer Zuordnung eines bestimmten Teiles der Kalkalpen als primäre Auflagerung auf der Unteren bzw. Oberen Grauwackendecke hinfällig.

Für das alpidische Alter der Deckentrennung in der östlichen Grauwackenzone in Veitscher (Untere) und Norische (Obere) Decke spricht übrigens in gewissem Maß bereits der Serienbestand der Decken selbst. Obgleich die Schichtfolge in der Unteren Grauwackendecke in weiten Abschnitten nur bis ins tiefe Westfal (A oder B) reicht (H. P. CORNELIUS 1952a, S. 44, R. SCHWINNER 1951, S. 186) ist im Karbonschiefer im Leimsgraben bei Kammern/Liesingtal noch eine Ottweiler Flora mit *Pecopteris arborescens*, *Neuropteris flexuosa* u. a. seit langem bekannt (vgl. H. VETTERS, 1937, S. 170). Hier reicht also die Serie noch bis ins Stefan. Aus dem hinsichtlich der Datierung der variszischen Bewegungen am besten bekannten Gebiet Österreichs, den Karnischen Alpen, wissen wir aber, daß die dort den Deckenbau verursachende variszische Bewegung nach Visé und vor Ablagerung der transgressiv liegenden Naßfeldschichten vor sich ging. Die Basis der Naßfeldschichten liegt nach F. KAHLER (Exk. Führer 1958, W 4, S. 1; 1960, S. 68) in oder über der Unterstufe von Miatschkowo, an der Obergrenze des Westfal. Für die variszische Deckentektonik sind dort demnach keine jüngeren Bewegungen als jene der erzgebirgischen (Wende Obernamur-Westfal A) und asturischen Phase (nach Westfal C) verantwortlich. In nachstefanischer Zeit, etwa während der saalischen Phase (Wende vom Unter- zum Ober-Rotliegend) sind hier keine deckenbildenden Bewegungen mehr vorhanden. Natürlich kann aus diesem Abschnitt nicht unmittelbar auf die sichere Nichtexistenz von so kräftigen, aber jüngeren variszischen Bewegungen in anderen Teilen der Alpen geschlossen werden, aber es soll doch auf den Umstand aufmerksam gemacht werden, daß die Schichtfolge in der Veitscher Decke bis in die Zeit nach der bisher aus den Ostalpen bekannten variszischen Hauptbewegung reicht.

Das Alter der Deckenbildung in der östlichen Grauwackenzone kann überdies aus anderen Merkmalen ermittelt werden und ich kann in diesem Zusammenhang auf das 1959, S. 25—28 Mitgeteilte verweisen:

„Das Alter der Deckenbildung ist ausschließlich alpidisch, vorgosauisch, die Bewegungsrichtung an der Norischen Linie entgegen R. SCHWINNER (1951) S-N orientiert. In zahllosen Arbeiten war diese Frage bisher diskutiert worden, der Großteil der Forscher nahm voralpidisches, variszisches Alter an. L. KOBER vermutete ursprünglich, gestützt auf Einschaltungen vermeintlicher Werfener Schiefer an dieser Linie, die sich aber später als nicht existent erwiesen, ein alpidisches Alter. In vorsichtigerer Weise wurde als Kompromiß ein variszisches Alter angenommen und eine alpidische Ausgestaltung für wahrscheinlich erachtet (K. MERZ 1958). Als Hauptargument für das voralpidische Alter der Überschiebung wurde immer wieder die durchlaufende Überlagerung durch die Kalkalpen, die nicht in die Schuppung einbezogen sind, angeführt (H. P. CORNELIUS u. a.). Dieses Hauptargument ist aber gerade durch die im Abschnitt Murau angeführten Beobachtungen hinfällig: Dort ist eine interne Deckenbildung in der paläozoischen Unterlage des nordalpinen Mesozoikums in Form der Stolzalpenschuppe, die an ihrer Basis noch mittelostalpine mesozoische Schürflinge führt und über die Murauer Schuppe aufgefahren ist, vor sich gegangen, und zwar ohne daß das Paläozoikum in den Bau der damals darüberfahrenden Nördlichen Kalkalpen eingeschuppt wurde, wie man eben an den Nördlichen Kalkalpen erkennt. Grundsätzlich ist also eine selbständige, vielfach auch in anderen Abschnitten des oberostalpinen Paläozoikums beobachtbare alpidische Schuppung und Deckenbildung unter der gegen N bewegten Kalkalpenmasse durchaus möglich.“

„Hingegen zeigt der Baustil der Unteren Grauwackendecke jetzt, nachdem die ihr nicht angehörigen mittelostalpinen Anteile (Troiseck usw.) und das besonders im Westen mächtige mittelostalpine Mesozoikum an der Basis abgegliedert sind, daß hier ja gar keine selbständige großtektonische Einheit vorliegt, die etwa als eigene variszische Decke entstanden sein könnte, sondern im Westen liegt tatsächlich nur mehr eine auf das Karbon beschränkte, genau an der alpidischen Überschiebungsfäche über dem Mittelostalpin sich hinziehende Zone von Schubfetzen, von richtigen Scherlingen vor — ein tektonischer Stil, der klar die zeitliche Zugehörigkeit zu der sie erzeugenden Überschiebung erweist. Sie sind die liegengebliebenen Reste der an der im N nahen Stirn des Paläozoikums zufolge der schräg die Schichtfolge durchschneidenden Basisfläche der Hauptüberschiebung hier gerade unmittelbar an die Überschiebungsfäche geratenen jungpaläozoischen Anteile der Decke. Noch weiter im Norden tritt ja dann in den Kalkalpen nur mehr das Mesozoikum unmittelbar an die Überschiebungsfäche und, als Wiederholung des gleichen Prinzipes, in dessen Stirnteilen wiederum nur mehr dessen jüngere Anteile, in der Frankenfesler Decke erst mit Hauptdolomit einsetzend. Die gemeinsamen Züge im Stil der Decke des einheitlichen, großen alpidischen Aktes sind unverkennbar. Man sieht auch, daß die Zerteilung der Grauwackenzone im Osten nicht etwa die Fortsetzung der Teilung der Gurktaler Decke bei Murau ist, sondern die Untere Grauwackendecke ein neues Element darstellt, eben den liegen gebliebenen Stirnteil des Paläozoikums.“

„Für die Alterseinstufung der Norischen Überschiebung kommt aber noch als stratigraphischer Beweis die Entdeckung von eingeklemmter Trias an der Überschiebungsfäche hinzu. Man hatte sie bisher vergeblich gesucht, da man nach Schichtgliedern in nordalpiner Fazies Ausschau hielt, etwa Werfener Schiefer oder ähnlichem. Nun aber ergab die Konsequenz des Baustiles, daß hier mitgeführtes, aufgeschürftes Mesozoikum nur in mittelostalpinen Entwicklung vorliegen

könne, das heißt, man wird im Osten, im Abschnitt Thörl, eher durch das Überwiegen der Karbonate und Rauwacken hier solche Schichtglieder, im Westen, im Bereich der vorherrschenden Rannachserie eher diese Quarzite und Quarzitschiefer zu erwarten haben. Im Osten hat bereits H. P. CORNELIUS bei der Neukartierung des Blattes Mürzzuschlag eine gelbe, feste, nicht verwitterte Rauhwacke an der Norischen Linie im Massinggraben NE Veitsch entdeckt. Er hatte ihr Alter zunächst als fraglich triadisch, später als paläozoisch aufgefaßt, mit der Begründung, daß sie ident sei jener des Thörl Kalkzuges, die er ja auch für paläozoisch hielt und hatte daher wiederum keinen weiteren Rückschluß auf die alpidische Überschiebung an der Norischen Linie ziehen können. Nun aber konnte ich das anisische Alter der Thörl Rauwacken und Kalke sichern, so daß zugleich der Rauhwacke im Massinggraben dieses Alter zukommt. Im Westen aber sind die Quarzite und Serizitschiefer unter der Norischen Linie bereits von K. METZ kartiert und zu einer als „Fötteleck-Mölbegg-Serie“ bezeichneten Gesteinsgruppe gestellt worden, aber ihre Identität mit der Rannachserie, ihr permoskythisches Alter war noch nicht erkannt worden.“ Für einen schlüssigen Altersnachweis aber ist eine Detailuntersuchung gerade dieser geröllreichen Konglomeratquarzite am Fötteleck und SW der Grünkaraalm (K. METZ 1940, S. 186) unerlässlich. Jedenfalls kann bereits jetzt gesagt werden, daß die Fötteleck-Mölbegg-Serie die an der Basis der Oberen Grauwackendecke aus dem S bei der alpidischen Überschiebung mitgeschleppte mittelostalpine tektonische Unterlage darstellt. Das Altkristallin liegt vor in der gewohnten Form von Diaphthoriten, phyllonitisierten Glimmerschiefern, hornblendereichen Grüngesteinen und Marmoren. Die Geröllquarzite sind auf Zugehörigkeit zur Rannachserie zu prüfen.

Im Abschnitt W vom Bösenstein, wo die Untere Grauwackendecke aussetzt, tritt die mit den tieferen Teilen der Grauwackenzone (d. h. der Fortsetzung der Oberen Grauwackendecke gegen W) intensiv verschuppte diaphthoritische Fötteleck-Mölbegg-Serie unmittelbar über der mittelostalpinen Brettsteinserie der Niederen Tauern, die nur eine dünne mesozoische Hülle trägt, auf. Auch dieses Mesozoikum des mittelostalpinen Untergrundes, der Gumpeneck-Sölker Marmor bzw. ein Teil davon, ist in den Schuppenbau einbezogen. Dadurch ist hier die Grenzziehung zwischen Grauwackenzone und mittelostalpinem Untergrund besonders schwierig, wie die Arbeiten von H. WIESENER (1939, S. 297) und R. SCHWINNER (1951, S. 130) zeigen, in denen ein Übergang aus den Wölzer Glimmerschiefern im Streichen in die Ennstaler Phyllite beschrieben worden war. In einer späteren Bearbeitung der Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten (Oberostalpin) und den Wölzer Glimmerschiefern (Mittelostalpin) kam W. FRITSCH (1953, S. 18) zum Ergebnis, daß zwischen den beiden Einheiten „einst eine primäre (sedimentär-stratigraphische und auch tektonische) Grenze“ bestand — worin allerdings ein innerer Widerspruch (sedimentär und tektonisch) liegt. W. FRITSCH gelangte zur Auffassung, daß bei einer älteren Tektonik eine gemeinsame Metamorphose die beiden Serien einander genähert und verschweißte hätte, während die aus dem Hangenteil der Granatglimmerschiefer von ihm beschriebene starke Diaphthoritisierung (S. 15) auf eine jüngere Umscherungstektonik zurückgeführt wurde. Tatsächlich aber ist es erst der alpidische Akt der Fernüberschiebung gewesen, der hier die Diaphthorose bewirkt hat, der die Serien übereinanderbrachte, die demnach kein gemeinsames älteres Schicksal erlitten, wie die bereits drei Jahre nach dem Erscheinen der Arbeit von W. FRITSCH von A. HAUSER im Über-

schiebungsbereich erkannte fossilführende mesozoische Zwischenschaltung erwies, die den alpidischen tektonischen Kontakt der Großeinheiten klar erweist. Man erkennt gerade an diesem Beispiel, welche Vorsicht bei der geologischen Interpretation von Schlibbfunden in einer solchen Schuppenzone am Platz ist. Hier läßt sich ja auf Grund des eingeschalteten zentralalpiner Mesozoikums die tektonische Zugehörigkeit der Grauwackenschiefer und der Serien der Niederen Tauern zu verschiedenen voralpidischen Einheiten unmittelbar beweisen, obgleich die Schlibfdiagnose scheinbar dagegen sprach. Fehlt aber abschnittsweise die im Mittelostalpin ja recht lückenhafte mesozoische Hülle, dann würde man bei solchen Schlibbfunden weitreichende tektonische Schlüsse über die Autochthonie der Serien ziehen — wie dies etwa am Ostrand der Gurktaler Decke geschah (Raum von Hüttenberg).

1955 konnte das an dieser tektonisch so beanspruchten Grenze zwischen dem Kristallin der Niederen Tauern und den Ennstaler Phylliten seit L. KOBER 1938, S. 54 im Gumpeneck vermutete Mesozoikum von A. HAUSER gefunden werden. Im vielfach zerrissenen Zug der Sölker-Gumpeneck-Marmore hat W. FRITSCH 1953 eine Gesteinsgesellschaft von hellen bis dunklen, auch gelblichen und rosa Bändermarmoren und von blaugrauen Kalken aus dem Gebiet von Sölk, Gumpeneck, Hirscheck und vom Höchstein beschrieben und betont, daß sich diese Gesteinstypen vom einförmigen, dolomitfreien Brettsteinmarmor unterscheiden. Über dem nächstfolgenden Gesteinszug, einem Granatglimmerschieferdiaphthorit tritt dann an der gesamten Grenze zum Ennstalerphyllit noch weißer Serizitquarzit auf. Die Bedeutung und Stellung dieser Serie war von FRITSCH noch nicht erfaßt worden, da er (S. 14) nur die Möglichkeit der sedimentären Auflagerung der Grauwackenschiefer über den Wölzer Glimmerschiefern oder eine variszische Aufschiebung in Erwägung zog. R. SCHWINNER hatte (1936, S. 120) ja aus den Gumpeneckmarmoren Fossilreste erwähnt und sie als Archaeocyathinen gedeutet — was nun durch die Fossilfunde von HAUSER hinfällig wurde. Entscheidend für die altersmäßige Einstufung dieser Marmore sind die von A. HAUSER & W. BRANDL (1956, S. 71) im Dolomit und Kalk dieser Serie im Sattental aufgefundenen Crinoiden, die H. DORECK-SIEVERTS als triadische bis liassische *) Genera bezeichnet hatte. Auch K. METZ bezeichnete die z. T. dolomitischen Kalke dieser Zone als Fremdlinge (1958, S. 215). Die Deutung als Einfaltung vom Hangenden her wird aber der tektonischen Position in Fortsetzung des mittelostalpinen Mesozoikums im Liegenden der Grauwackenzone an der gleichen Fuge weiter im Osten nicht gerecht.

d) Die mittelostalpine Trias an der Basis des Grazer Paläozoikums

Seit Beginn der Deckenlehre wurden Überlegungen über einen eventuell anormalen Kontakt des Grazer Paläozoikums mit der Unterlage angestellt. Aber erst die Kartierung durch A. KUNTSCHNIG (1927) brachte sichere Hinweise für seine entscheidende Feststellung (S. 108): „Das paläozoische Deckgebirge überlagert diskordant das kristalline Grundgebirge und ist von diesem durch eine Schubfläche getrennt. Die Bildungen an der Basis des Schöckelkalkes, sowie im

*) Auf eine Anfrage seitens Prof. E. CLAR bei Frau Dr. H. DORECK-SIEVERTS, bei welcher das Material zur näheren Bestimmung liegt, teilte sie (1960) mit, daß es sich mit Sicherheit ausschließlich um triadische Formen handle, gleich welche tektonische Konsequenzen diese Aussage nach sich zöge.

unterlagernden Kristallin (Mylonit-Diaphthorite des Weizberg und im Raabtal) sind zweifellos Zeugen einer Deckenbahn.“ A. KUNTSCHNIG hob einen mylonitisch-brekiösen Horizont in dieser Zone auf der Südseite der Schöckelkalkdecke an der Grenze zum Angerkristallin hervor und faßte die Serizitphyllite, Quarzite, Kalke und rauhwackig-mylonitischen Kalke zu einer eigenen „Grenzzone der Schöckelkalkdecke“ zusammen (S. 106). Erst in neuerer Zeit aber wurde durch die Neukartierung von H. FLÜGEL & V. MAURIN der genaue Umfang dieser nun als „Raasbergserie“ bezeichneten Einheit kartenmäßig festgehalten und ab 1955 der Verdacht ausgesprochen, daß es sich hierbei um zentralalpines Mesozoikum handeln könne. Ferner aber wurde von V. MAURIN aus dem Gebiet von Köflach—Voitsberg, also vom Westrand des Grazer Paläozoikums, die gleiche Serie gemeldet, die gegen das auflagernde Paläozoikum durch eine tektonische Grenze erster Ordnung mit intensivster Durchbewegung der Kalke getrennt sei (1959, S. A 40). H. FLÜGEL & V. MAURIN sahen in der 1957, S. 198 näher beschriebenen Abfolge von einer Basisserie mit gelben Dolomiten und Kalken, mit Serizitschiefern, Quarziten und Rauhwacken, darüber einer dolomitischen Serie und zuoberst einer Plattenkalkserie am Raasberggipfel eine normale Folge. Fossilien wurden bisher darin noch keine gefunden. Die beiden Autoren ließen die Entscheidung über das Alter noch offen, Mesozoikum oder Altpaläozoikum wurde in Erwägung gezogen.

Die eigene Begehung des Raumes Raasberg-Zetz zeigte, daß in der als Raasbergserie bezeichneten Folge zwar Gesteinstypen, wie sie in der zentralalpinen Trias verbreitet sind, vertreten sind, ihre Ausbildung aber doch von der des nahen Unterostalpins abweicht. Die Quarzite sind durch Karbonatgehalt verunreinigt und verwittern N vom Raasberg als „Porenquarzite“, die man in der gleichen Art im fraglichen Mesozoikum von Mühlen am Ostrand der Gurktaler Decke wiederfindet; die Rauhwacke enthält schmale Serizitschieferlagen als primäre Einschaltungen. Eine vergleichbare stratigraphische Wechsellagerung findet man wiederum besonders in der mittelostalpinen Trias weit im Westen, etwa in der Rauhwackenserie der Skyth-Anis-Grenze in den westlichen Ostalpen W Mauis-Stilfes. Die außerordentlich mächtige Rauhwackenfolge im Hangenden dieser basalen Schichten spricht sehr für zentralalpine Trias, da sie dem Paläozoikum der Ostalpen in dieser Art und Masse fremd ist, aber schon im Unterostalpin des Semmeringsystems zu gewohnten Erscheinungen gehört. Eine normale, ungestörte Folge aber liegt am Raasberg jedenfalls nicht vor. Die dunkelgrauen Bänderkalke und Marmore des Gipfels — rechnet man sie noch zur zentralalpinen Trias und nicht zum auflagernden Paläozoikum — sind in ihrer Ausbildung nur dem tiefer-anisischen Kalk dieser Folge vergleichbar, würden demnach eine stratigraphisch tiefere Position gegenüber dem Dolomit vertreten und daher nur durch Schuppung an den jetzigen Platz gelangt sein. Die Aufschlüsse lassen aber kein klares tektonisches Bild der internen Verhältnisse des Raasberges zu. Die Untersuchung von Proben aus dem Tonschiefer am SW-Fuß des Raasberges nach Pollen durch W. KLAUS war erfolglos, ebenso die selbst durchgeführte Untersuchung von Kalkmarmorproben des Raasberggipfels nach Conodonten.

In tektonischer Hinsicht ist die starke tektonische Beanspruchung der Serie an der Obergrenze nahe und an der Überschiebungsbahn bemerkenswert. Ähnlich wilde Verfaltungen, wie sie V. MAURIN von der Obergrenze des Mesozoikums vom Kreuzbergl und Zigöllerkogel bei Köflach beschrieb (1959), sind an der Untergrenze NW des Raasberges aufgeschlossen: Die Rauhwacke, welche dort an der

Straße W Rohrhofer unmittelbar auf Phyllit überschoben ist, zeigt intensive Verknetungen. H. FLÜGEL & V. MAURIN meinten mit Sicherheit, allerdings ohne Begründung, hier Fernüberschiebungen ausschließen zu können (1957, S. 203) und rechneten nur mit kurzen, lokalen Aufschiebungen des Paläozoikums. Dagegen sprechen nicht nur der Metamorphosegrad des Mesozoikums, seine tektonische Beanspruchung und die allgemein-regionale Verhältnisse, sieht man die Stellung des Grazer Paläozoikums als Teil der oberostalpinen Großenheit, sondern auch die Verbreitung der bereits jetzt bekannten Vorkommen am Ostrand (Zetz-Raasberg), Südrand (seit A. KUNTSCHNIG 1927, E. CLAR 1933, S. 115 und J. ROBITSCH 1949, S. 103 bekannt) und am Westrand (Köflach). Damit müßte man das Grazer Paläozoikum in seiner jetzigen Begrenzung (!) bei der alpidischen Bewegung gegen W, S und E bewegen, d. h. man findet auch hier wie in den übrigen Abschnitten des Mittelostalpins nur durch eine großräumige Überfahrung dieses Mesozoikums eine plausible Lösung *).

Am Südrand des Grazer Paläozoikums ist die „Grenzzone“ an der Basis des Schöckelkalkes die offensichtliche Fortsetzung der Raasbergserie an der Überschiebungsfläche über dem Radegunder Kristallin. Sie wurde von E. CLAR untersucht und 1933, S. 115 beschrieben: „Heritsch (1924) hat daraus Serizitschiefer, Kalkglimmerschiefer, gelb anwitternde dünnstiefrige Kalke mit glimmerigen bis phyllitischen Häuten, bläuliche Kalke, dann sandige, glimmerige Kalke, Zellenkalke, Rauhacken, dolomitische Kalke und Sandsteine, sowie Diaphthorite und Mylonite namhaft gemacht. Diese Bildungen sind nicht dem Grenzphyllit im ursprünglichen Sinne gleichzusetzen, sie entsprechen aber der von KUNTSCHNIG (1927) aus der Unterlage des Schöckelkalkes der Gegend von Weiz beschriebenen Folge.“ Daß diese „Grenzzone“ mit ihrer Schuppung und Durchbewegung einen sicheren Hinweis auf alpinotype Überschiebungstektonik gibt, betonte schon E. CLAR (S. 134), ohne daß aus dem lokalen Befund und das alpidische Alter der Überschiebung abzulesen gewesen wäre.

Ebenso wies J. ROBITSCH (1949, S. 103) auf die tektonische Natur der Auflagerung der Schöckelkalke über dem Radegunder Kristallin nach der Neuuntersuchung des Kristallins hin: „Die Natur der Auflagerung des Schöckelkalkes ist gerade bei Radegund sehr eindeutig. Der ganze Ostflügel desselben zeigt ja die mächtige Entwicklung der Grenzzone, einer Serie von stark tektonisch verschuppten ... Gesteinen. Im Norden ... ruht der Hauptkörper des Schöckelkalkes unmittelbar auf dem Radegunder Kristallin. Immer aber ist auch dort die Grenze als tektonische zu erkennen, da fast durchgehend eine Verschuppung von Spänen der Schöckelkalkdecke mit dem Liegendkristallin ... festzustellen ist. Unmittelbar an den Berührungsstellen von Kalk und Kristallin tritt dabei fast immer eine tektonische Gleichschleppung ein.“

Im Zusammenhang mit der Klarstellung der alpidischen Aufschiebung des Grazer Paläozoikums als Bestandteil des Oberostalpins über dem mittelostalpinen

*) Nachtrag: H. FLÜGEL hat nun (N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1960, S. 202f.) im Anschluß an die von mir 1958 („Das Stangalm-Mesozoikum“, Mitt. Ges. Geol. Bgb. Stud. Wien, 9, S. 71) festgestellte Großüberschiebung an der Basis des fossilführenden Paläozoikums der östlichen Ostalpen die Möglichkeit der Fernüberschiebung der paläozoischen Schollen zur Diskussion gestellt, ohne allerdings die großtektonischen Ergebnisse aus dem „Tektonischen Ausblick“ meiner sonst von ihm mehrfach zitierten „Stangalm-Arbeit“ zu erwähnen.

Untergrund erweist sich die Feststellung von W. PLESSMANN (1955, S. 306) als hinfällig, wonach die nach PLESSMANN variszische Gleinalmkristallisation, die auf die vorordovicische Koralpenkristallisation folgen sollte, verschieden weit in die devonisch-ordovicischen Schichtglieder am Westrand des Grazer Paläozoikums im Raum Graden eingreife. Vorher hatte ja schon H. MOHR (1924, S. 121) hier keine Grenze zwischen mesozonaler Kristallisation und der Metamorphose des Paläozoikums ziehen können. Ein Durchgreifen einer variszischen Metamorphose bis ins Grazer Paläozoikum ist hier unmöglich, da letztes erst alpidisch überschoben ist — ein Umstand, der hier genau so wie im Raum Hüttenberg, wo ähnliche widersprechende Angaben vorliegen, gilt. Bereits 1928 hingegen hatte A. KIESLINGER die Diaphthoreseerscheinungen in der alpidisch durchbewegten Gradener Zone bei Köflach beschrieben: „In teilweiser Abweichung von MOHR glaube ich, daß es sich im Köflacher Paläozoikum um eine sekundäre Überbrückung des Faziesunterschiedes handelt. Es sind eben Konvergenzerscheinungen. Altkrystallin und Paläozoikum sind sich, das eine durch Diaphthorese, das andere durch Metamorphose, das eine von unten, das andere von oben, in der Metamorphose entgegengekommen. Eine Metamorphose, die das eine Gestein zu Glimmerschiefer gemacht hat, kann nicht, wenige Zehner von Metern daneben, sich mit einer schwachen Phyllitisierung begnügt haben.“ Sollte hier aber tatsächlich noch eine aufsteigende Metamorphose, die Untergrund und Deckscholle gleichermaßen erfaßt, nachzuweisen sein, so könnte diese keineswegs variszisch, sondern nur alpidisch, nach der vorcenomanen Fernüberschiebung stattgefunden haben.

Ebenso ist die Auffassung von K. METZ (1959, S. 103) hinfällig, der vom Ostrand des Grazer Paläozoikums autochthone Verhältnisse angab, u. zw., daß dort das Kristallin von Anger in direktem Zusammenhang mit Baugliedern des Grazer Paläozoikums stehe. Hier ist ja die tektonische Stellung und die Abgrenzung der granatführenden Phyllite W Anger noch immer ungesichert. Über die Bindung der Großeinheiten durch gemeinsame Metamorphose kann aber erst dann etwas ausgesagt werden, bis die Zugehörigkeit der betroffenen Gesteinszüge klargelegt ist. Auffällig in diesem Raum hingegen ist die Trennung des Grazer Paläozoikums vom Untergrund gegeben, wo sich die Raasbergserie einstellt.

Erneute Aufmerksamkeit wird künftighin auch den Deckengrenzen innerhalb des Grazer Paläozoikums zu widmen sein, da deren generelle voralpidische Anlage ja jetzt mehr denn je in Frage gestellt wurde. Es wird schwierig sein, hier alpidische und ältere Tektonik sicher zu trennen. Vor allem wird man nach Resten zentral-alpinen Mesozoikums an diesen Grenzen suchen, da dieses an alpidischen Grenzen analog wie bei der Stolzalpenteildecke in Form von Scherlingen mitgeschleppt worden sein könnte.

Die Fortsetzung des in seiner Gesamtheit überschobenen Grazer Paläozoikums reicht im Untergrund der tertiären Bedeckung und über die als Inseln daraus aufragenden Schollen von Straßgang, Preding und Sausal bis zum Poßbrunn-Remschnigg-Paläozoikum, das noralpin entwickelte mesozische Schollen trägt. Die letztgenannten Abschnitte bilden aber selbst wiederum die östliche, an der Oberfläche sichtbare Fortsetzung der Schubmasse der Gurktaler Decke s. 1., wodurch die räumliche Zusammengehörigkeit des Südteiles der großen oberostalpinen Masse auch heute noch trotz aller Erosion und Verdeckung erkennbar ist.

e) Die Gurktaler Decke und ihre Fortsetzung im Südosten

Die Gurktaler Decke bildet die größte zusammenhängende Schubmasse im Raum der östlichen Zentralalpen und liegt im SW, W und NW über lückenhaft vorhandenem zentralalpinem Mesozoikum. An der Ostgrenze sind nur in geringem Ausmaß Schollen von fraglicher metamorpher Trias im Liegenden der Decke vorhanden. Die Überschiebungsweite, zugleich die Breite der Decke über fremdem Untergrund mit zentralalpinem Mesozoikum, beträgt von ihrem Erosionsrand im Norden bis in die Wurzelzone am Südrand des Klagenfurter Beckens 75 km, die Länge der Decke — nur vom unmittelbar zusammenhängenden Teil — von Innerkremis bis Prävali ung. 90 km (Taf. 2). Der Westteil des Klagenfurter Beckens bildet ein Halbfenster im Deckenkörper. Ähnlich reicht bei Friesach die höhermetamorphe Unterlage halbfensterförmig weit gegen W vor. Im Inneren der Decke ist im Wimitzfenster und im Fenster von Oberhof der antikalinal aufgewölbte Untergrund erosiv freigelegt worden. Außer durch den von H. STOWASSER beschriebenen Faltenbau im Westen der Gurktaler Alpen ist die vorwiegend aus paläozoischen Schichtgliedern bestehende Decke noch im Bereich von Murau und W St. Veit durch Schuppung gegliedert. Die Schichtfolge der Decke reicht von geringen Resten von Kristallin (Pfannockgneis) abgesehen vom Altpaläozoikum bis zu den permischen „Werchzirmschichten“ SW Turrach; am Ulrichsberg, bei Eberstein, St. Paul, an etlichen Stellen im Ostteil des Klagenfurter Beckens und vor allem im Wurzelgebiet, den Nordkarawanken, reicht sie noch weiter ins nordalpine Mesozoikum. Die Mächtigkeit des Paläozoikums der Gurktaler Decke nimmt gegen S hin ab, das auflagernde Mesozoikum schwillt an. Das zentralalpine Mesozoikum im Liegenden der Decke ist geringmächtig, erosiv und auch tektonisch reduziert, geschuppt, in leicht wechselndem Ausmaß dynamometamorph; es kann auch über weite Strecken hin fehlen.

Grundlage für die Erkenntnis der Deckennatur der gesamten Gurktaler Decke in dem hier angegebenen Umfang war und ist das von K. HOLDHAUS 1921 entdeckte Stangalmmesozoikum, das zusammenhängend in beträchtlicher Ausdehnung das Paläozoikum des Westteiles der Gurktaler Decke im Westen und Norden unterlagert. Es spielt in der Erkenntnis des Baues des Ostalpin jene Rolle, die etwa der unterostalpine Rahmen für die Abgrenzung und klare Erfassung des Tauernfensters gespielt hat. Sofort bei der Entdeckung der Stangalmtrias war K. HOLDHAUS deren tektonische Bedeutung für die Analyse der Zentralalpen klar, er verwies (1922, S. 101) einerseits auf die großen Analogien zu den geologischen Verhältnissen W der Brennerlinie (Tribulaunmesozoikum), wo er den symmetrischen Gegenflügel erkannte und bezog bei der Ausdehnung seiner Überlegungen gegen Osten sogar noch die Trias von Thörl und Turnau, die unmittelbar zuvor E. SPENGLER (1920) beschrieben, hatte in seine Betrachtungen ein und machte aufmerksam, daß man auch in den Murauer Kalken nach Trias suchen müsse! Die großen Synthesen, die in unmittelbarer Folge darauf entstanden, versuchten auch alle, auf dem Stand der damaligen Kenntnis basierend, der Bedeutung dieser Triasvorkommen gerecht zu werden (L. KOBER 1923, H. JENNY 1924, R. STAUB 1924), was in verschiedenem Maß gelang. Die JENNYsche Darstellung gibt für den Abschnitt E des Tauernfensters die zutreffendste Erklärung. Die damaligen großräumigen Erkenntnisse gerieten in der Folge wieder weitgehend in Vergessenheit oder Verbannung, das Kärntner Land wurde allgemein wieder als relativ autochthon ange-

sehen — auch von L. KOBER selbst. Erst wieder durch die ausgreifende Arbeit von H. STOWASSER (1945, 1956) war erneut auf die regional bedeutenden Überschiebungen in diesem Raum hingewiesen worden und auch A. TURNER betrachtete (1956) das Murauer Paläozoikum als Schubmasse, vertritt allerdings (1958, S. 320) die Meinung, „daß die Überschiebung nur in engem Raum eine Rolle spielte“. H. STOWASSER ging bei der Ableitung seiner „Gurktaler Decke“ nicht hinter die bei Arriach gegen S auskeilenden Karbonatzüge des Mesozoikums zurück, im Osten war der von E. CLAR vom Bereich Hüttenberg (1953) beschriebene Metamorphoseübergang vom Kristallin in das auflagernde Paläozoikum (der Gurktaler Decke) der Riegel, hinter den die Überlegungen über die Herkunft einer Gurktaler Decke nicht zurückgingen. So wurde die Gurktaler Decke noch immer als relativ lokales Phänomen angesehen. Erst durch vergleichendes Studium der zentralalpiner Mesozoika konnte ich nach Untersuchung des Stangalmmesozoikums 1958, S. 71 die ganze wahre Weite der Überschiebung feststellen, die das gesamte oberostalpine Paläozoikum vom zentralalpiner Kristallin durchlaufend trennt.

Es ist ein an den Rändern der ganzen Decke ablesbares Phänomen, daß die Überschiebung der Gurktaler Decke über einer (wahrscheinlich durch Erosion in der Unterkreide) nur mehr sehr lückenhaften mesozoischen Bedeckung des kristallinen Untergrundes erfolgte, da in etlichen Abschnitten an den Überschiebungsrändern das zentralalpine Mesozoikum nur linsenförmig auftritt und dazwischen Paläozoikum über Kristallin unmittelbar überschoben wurde. Dies besagt, daß das streckenweise Aussetzen des Mesozoikums im Liegenden der Decke, etwa in dem noch sehr ungenau bekannten Raum S Arriach oder auch am Ostrand der Gurktaler Decke, kein entscheidendes Kriterium für das Aufhören der Überschiebung ist. S davon stellt sich z. B. im Klagenfurter Becken ja bald wieder die dynamometamorphe zentralalpine Trias, die dem mittelostalpinen Kristallin aufliegt, ein. Aus der eigenen Kenntnis des Stangalm-Mesozoikums (1958) kann auf das Vorherrschen der W-E-Achsen am Westrand der Gurktaler Decke und ihrer Unterlage verwiesen werden, wodurch die meridionale Überschiebungsrichtung gesichert ist. — Ein ähnliches Ergebnis hinsichtlich der Achsenlagen erzielte P. BECK-MANNAGETTA bei seinen Achsenplan-Aufnahmen im Paläozoikum im Osten und im Zentrum der Gurktaler Decke (1959), nur kann das Paläozoikum daneben noch ältere Strukturen enthalten. Bei der Zurücknahme der Gurktaler Decke, allein schon in der heutigen Breite, bei der die Nordfront im Abschnitt Oberwölz ja nicht den Stirrand, sondern nur den Erosionsrand repräsentiert, hinter den Breitenkreis von Arriach, ergibt sich, daß dort die Bewegungsbahn nicht enden kann, sondern um mindestens eben dieses Ausmaß (50 km) nach Süden hin weiter zu verfolgen sein müsse. Dabei ist noch die bedeutende, weitreichende, interne Verschuppung des Stangalmmesozoikums zu berücksichtigen. In Übereinstimmung mit dieser Überlegung finden sich als Bestätigung der Fortsetzung der Bewegungsfläche nicht nur die allenthalben im Grenzbereich und bei erodierter Überlagerung flächenmäßig auftretenden, früher rätselhaft empfundenen Zonen von phyllonitisierendem und diaphthoritisierendem Kristallin im Klagenfurter Becken, sondern es zeigen auch die zahlreichen auf dem Kristallin liegenden Reste von Mesozoikum zentralalpine Fazies und dynamometamorphe Beanspruchung — ganz im Gegensatz zu dem der Gurktaler Decke auflagernden, nicht metamorphen und nordalpinen Mesozoikum. Damit ergab sich aus der Zusammenschau von Lagerung, Fazies und Metamorphose des Mesozoikums, von Diaphthorose des Untergrundes, W-E-Achsen-Dominanz

in der Gurktaler Decke und primären Zusammenhang mit der Wurzelzone im Südosten das wahre Ausmaß und die enorme Überschiebungsweite der Gurktaler Decke. Damit wird gerade auch für den Kärntner Raum hier eine neue, von den gegenwärtig noch herrschenden Auffassung der relativen Autochthonie grundsätzlich abweichende Deutung gegeben, wie sie den natürlichen Gegebenheiten entspricht. Sie steht daher z. B. zu der auf der Grundlage der Autochthonie vorgenommenen neuesten Zusammenfassung von F. KAHLER (1953) für das Klagenfurter Becken und seinen Rahmen in diametralem Gegensatz, was sich auch in der Erklärung einer Unzahl von Einzelercheinungen auswirkt. Allerdings war die Problematik der bisherigen Erklärung dieses Raumes F. KAHLER selbst bewußt (1953, S. 6).

Im Westteil des Klagenfurter Beckens sind in einer zentralen, W-E verlaufenden Zone seit langem Kalk-Dolomit-Quarzit-Züge bekannt, die ursprünglich (A. BRUNLECHNER, 1897) bei Viktring als paläozoische Schollen aufgefaßt worden waren. Der erste, der hier Trias vermutete, war H. MOHR, der Kenner des unterostalpinen Mesozoikums des Semmeringsystems, der die Serizitarkosen und Geröllquarzite von Viktring mit Semmeringquarziten verglich (nach F. KAHLER 1931, S. 39). Dieser Ansicht vom mesozoischen Alter der Schollen von Viktring schlossen sich in der Folge H. BECK, J. STINY und F. KAHLER an. Die ersten entscheidenden Fossilfunde in dieser Kalk-Dolomit-Quarzit-Zone zwischen dem Faakersee im W und Kühnsdorf-Ruden im E, die F. KAHLER (1953, S. 22) mit anderen Triasvorkommen im Osten des Klagenfurter Beckens als „Mittelkärntner Triaszug“ zusammengefaßt hatte, glückten F. KAHLER (1931, S. 38). Er fand im Dolomit W des Kathreinkogels (S Schiefing) Kalkalgenreste, die J. PIA als *Diplopora annulata dolomitica* oder *Diplopora philosophi* angesprochen hatte. Damit kam als Alter dieses Dolomites nur oberstes Anis oder Ladin in Frage. Diese Trias ist in ihrer ganzen Erstreckung leicht metamorph. F. KAHLER hatte in vorsichtiger Weise auf eine Vergleichsmöglichkeit mit zentralalpiner Trias hingewiesen. Die Kartierung des Gebietes Rosegg—St. Martin durch E. WORSCH 1937 brachte eine etwas reichere stratigraphische Gliederung, aber keine weiteren Fossilien. E. WORSCH sprach sich allerdings auf Grund des Vergleiches des Dolomites mit dem Peitlerdolomit (Stangalm-Mesozoikum, aber zu schmale Vergleichsbasis) für den zentralalpinen Charakter dieser Triasentwicklung aus. H. P. CORNELIUS trat gegen diese Deutung 1949, S. 238 auf. Der Seriencharakter aber spricht nach der Beschreibung und nach persönlichen Beobachtungen im Raum Viktring für zentralalpine Fazies. Wertvoll für diese Frage sind die neuen, noch unveröffentlichten Beobachtungen von H. SORDIAN.

Zwei km W Viktring ist im Profil S des Seebaches folgende Serie erschlossen: über diaphthoritischem Glimmerschiefer an der Straße folgt eine Zone von Quarzitschiefer, der gegen oben in feinerkörnigen Serizit-Quarzit-Schiefer übergeht, 50 m mächtig wird und als Alpiner Verrucano, nicht als Semmeringquarzit aufzufassen ist. Über 10 m dunkelgrauem rauhwackigem Dolomit folgen abermals violette und grüne Serizitschiefer des Alpiner Verrucano. Bereits F. KAHLER hatte (1931, S. 40) die Schuppung erkannt. Ein schwarzer, sehr undeutlich gebankter und lokal gebänderter, wohl anisischer Dolomit im Steinbruch S des Wintschachteiches enthält undeutliche Algenreste.

Eine bessere Schichtfolge liegt im westlichen Abschnitt des „Mittelkärntner Triaszuges“, in der Umgebung von Rosegg, vor. Die neue Detailkartierung von

H. SORDIAN hat namentlich durch eine Reihe von Fossilfunden sowie durch die weitere Entdeckung triadischer Schichtglieder in zentralalpiner Fazies (oberanisischer Trochitendolomit), ferner durch das Durchverfolgen der Triasschuppen von Rosegg bis zur Ostseite des Faakersees, wo bisher ja verschiedentlich andere Einheiten vermutet worden waren, wertvolle Ergebnisse erbracht. Gerade dieses südlichsten Vorkommen im Klagenfurter Becken der nun durch Fossilbelege und durch die Faziesanalyse gesicherten zentralalpinen Trias haben Bedeutung für den Nachweis der Ausdehnung dieses metamorphen mittelostalpinen Mesozoikums, das die tektonisch liegende der Gurktaler Decke bildet. Wie schon aus der Beschreibung von E. WORSCH hervorgeht, liegen Serizitquarzite (Petelin) mit charakteristischen rosa Quarz- und Lyditgeröllen vor, die den Alpenen Verrucano repräsentieren, reine Semmeringquarzite hingegen scheinen nach der Gesteinsbeschreibung von WORSCH (1937, S. 48—50) zu fehlen. Es folgen nach E. WORSCH Rauhwacken, anisische Bänderkalke, rötliche und schwarze, nur schwach metamorphe Aniskalke, eine blaugraue anisische Dolomitbrekzie (NE St. Christoph), nach H. SORDIAN hellgraue oberanisische Trochitendolomite, die in allen Einzelheiten der Kristallinität, wolkigen Färbung bestimmter Partien, Trochitengehalt und -erhaltung ident mit dem Trochitendolomit der gleichen Stufe aus den Radstädter Tauern sind, und schließlich dunkle bis helle, z. T. gebänderte, z. T. an Diploponen reiche Mitteltriasdolomite. Während WORSCH im Westen im Hangenden dieser zentralalpiner Serie in den Bergkuppen von St. Martin (Wauberg, Rudnik, Tabor) ein nordalpines, auf diese Trias aufgeschobenes Mesozoikum beschrieb, kartierte H. SORDIAN in diesem Bergzug die direkte Fortsetzung der Schuppen der zentralalpiner Trias, da keine lithologische oder metamorphosemäßige Abtrennung dieser nun ebenfalls diploponbelegten Mitteltrias gerechtfertigt wäre.

F. KAHLER faßte in seinem Begriff „Mittelkärntner Triaszug“ heterogene Elemente zusammen. Er beschrieb und zeichnete diesen Zug (1953, Tf. 3) als Schollenreihe, die sich gegen E bis über Kühnsdorf nach Ruden fortsetzt. Die Besichtigung der Dolomite der „Teufelsbrücke“ im Draueinschnitt NE Kühnsdorf zeigte aber klar einen der zentralalpiner Entwicklung des Westteils fremden, dünn-schichtigen, hellen, nicht metamorphen Dolomit. Die Zusammenziehung der zentralalpiner Trias W Viktring mit der nordalpinen im Ostteil des Klagenfurter Beckens war mit die Ursache für KAHLERS Unsicherheit in der faziellen Zuordnung dieser „Einheit“, ferner führte KAHLER daher auch Grödener Sandstein in der zentralalpiner Fazies an, der nicht auftritt; außerdem konnte dadurch im Verein mit der beträchtlichen pleistozänen Verhüllung der Gegensatz in der tektonischen Position nicht erkannt werden, da nämlich die nicht metamorphe Trias im Osten generell ins Hangende des oberostalpinen Paläozoikums gehört, die zentralalpine, metamorphe Trias im W hingegen die primäre, unmittelbare Auflagerung über dem mittelostalpinen Kristallin darstellt. KAHLER hatte angenommen, daß der Teil im Westen von oben abgesenkt sei, eingeklemmt oder abgeschert. Zu diesem Westteil in zentralalpiner Fazies gehören die Triasreste von Viktring, der Kathreinkogelzug bei St. Kathrein, die Otuchovahöhe bei Latschach, der Zug von Rosegg nach St. Martin und weiter gegen W bis zum Raum östlich des Faakersees, der Quarzit des Petelin und vielleicht noch Reste fraglicher Trias am Lindenkogel S vom Wörthersee und im Thuriawald. Alle diese Reste liegen unmittelbar auf dem bei der alpidischen Überschiebung diaphthoritisierten Kristallin. Der Begriff „Mittelkärntner Triaszug“ ist daher gegenstandslos geworden.

Während der Rand der Gurktaler Decke E Klagenfurt durch junge Bildungen verhüllt ist, verläuft ihr jetziger Erosionsrand im Norden des Klagenfurter Beckens ungefähr entlang der Linie N Ossiachersee—Bodendorf—Tiffen—S Feldkirchen—S Ulrichsberg—NE Klagenfurt. Die sie hier im wesentlichen aufbauende Metadiabasserie im Sinne von A. THURNER ist ident mit der „Magdalensbergserie“, wie die Bezeichnung von F. KAHLER für jenen paläozoischen Anteil der Gurktaler Decke NE des Klagenfurter Beckens lautete. Auch P. BECK-MANNAGETTA betonte 1959, S. 314 die Identität dieser Serien, die im gesamten Raum der Gurktaler Decke nur zonar wechselnde leichte Metamorphoseunterschiede aufweisen und in Abschnitte mit reinem Grünschiefer ohne Reliktstrukturen von Vulkaniten und in solche mit noch erhaltenen Erstarrungsstrukturen („Metadiabasfazies“) geschieden werden können. Im Abschnitt des Glantales ist die Gurktaler Decke stark geschuppt, wie die Aufnahme von P. BECK-MANNAGETTA (1959) gezeigt hat. Am Ulrichsberg und in kleineren Schollen NE davon trägt sie eine nicht metamorphe Trias in nordalpiner Fazies. Das beste Profil ist am Ostabfall des Ulrichsberges erschlossen. Über dem phyllitischen paläozoischen Untergrund des Vorlandes lagern mächtiger Grödener Sandstein und Grödener Konglomerat mit Tonschiefern im Liegenden. Die grobkonglomeratischen Lagen enthalten außer Quarzgeröllen auch Glimmerschiefer- und Lyditkomponenten und vor allem die bezeichnenden Quarzporphyngerölle in nicht geringem Ausmaß. Mit einer Diskordanz setzt darüber, an der neuen Fahrstraße zum Gipfel unterhalb der Verebnungsfläche auf halber Höhe in 10 m Mächtigkeit erschlossen, Werfener Schiefer auf, mit reichlicher Einschaltung von Sandsteinen und schieferigen und tonigen glimmerreichen Partien. Darüber folgt stellenweise gelbe, dichte bis feinkörnige, plattige, nicht poröse, dolomitische Rauhwacke. Über derschuttbedeckten Verebnungsflächen ragt dann der den Gipfelaufbau bildende helle, ungebankte Mitteltriasdolomit auf. Serienentwicklung und Metamorphose stehen in starkem Gegensatz zur zentralalpiner Trias im Westteil des Klagenfurter Beckens. Analogien sind hingegen zur Ebersteiner und St. Pauler Trias gegeben.

Der Abschnitt am NW-Rand des Klagenfurter Beckens und der Raum des Ossiacher Sees im Grenzgebiet der Gurktaler Decke ist noch reichlich unbekannt und verlangt eine baldige Neukartierung. Gesicherte mittelostalpine Trias ist aus diesem Abschnitt noch nicht bekannt. Der schmale Marmorzug von Tiffen, den F. HERITSCH, H. WEINERT und F. KAHLER (1953, S. 26) für Trias hielten, gibt ohne weitere Begründung zufolge der Armut an Schichtgliedern noch nicht das Recht zu einer altersmäßigen Einstufung. Eine genaue Untersuchung des Kalkzuges bei Sallach-Fresen SW Tiffen (F. HERITSCH, 1940, S. 103) ist aber neuerdings nötig. Unzureichend begründet ist die Alterszuordnung des Tiffener Marmors bei H. WEINERT 1944, der eine Reihe von lokalen Folgerungen auf dieser Einstufung aufbaute. Er hält die Marmore „auf Grund ihrer Übereinstimmung mit den Pörschacher Marmoren“ für Trias (S. 8). Dabei gelten gerade die Pörschacher Marmore, deren Alter aber ebenfalls unsicher ist, seit F. KAHLER (1931, S. 37) für älter als Trias. Hingegen erweckt die Beschreibung der Kalk-Dolomit-Serie in der Schuppenzone des Glantales, die P. BECK-MANNAGETTA 1959, S. 337 gab, den Verdacht, daß hier zentralalpine Triasreste an der Basis der Schuppen emporgeschürft worden sein könnten. In der paläozoischen Kalkphyllitserie treten nach BECK-MANNAGETTA im Abschnitt Mauthbrücken-Kadöll-Tauchendorf-Feistritz auch Rauhwacken, Dolomite und ein hornsteinführender Kalk auf. Die altersmäßige Zuordnung dieser Gesteine wird daher zu prüfen sein.

Allgemein aber erkennt man, daß mögliche Reste mittelostalpinen Trias in diesem Abschnitt auf alle Fälle gering sind. Auch am Rand des Wimitzfensters konnte bisher keine Trias festgestellt werden — allerdings hatte BECK-MANNAGETTA bei der Neukartierung unter der Annahme der Autochthonie darauf noch kein besonderes Augenmerk gerichtet. In dieser Hinsicht wären etwa die Kalke am NE-Rand (NW Meiselding) oder die schon von H. BECK vom Fensterrand erwähnten Quarzite W St. Veit zu überprüfen.

Ebenso ist der Grenzabschnitt der Gurktaler Decke N und NW vom Ossiachersee bis ins Gebiet von Arriach unter diesem Gesichtspunkt noch einer Revision zu unterziehen. W. PETRASCHECK hatte 1927 (S. 159) als erster auf einen hier angeblich genau an der Grenze des Glimmerschieferuntergrundes und der auflagernden Phyllite (Gurktaler Decke) weithin verfolgbaren Quarzitzug aufmerksam gemacht, den er als „Grenzquarzit“ bezeichnete. S Arriach treten in dieser Fuge nach PETRASCHECK im Sauwald auch körnige Kalke auf. Gerade hier entlang der Überschiebungsfäche ist daher der Verdacht auf Reste mittelostalpinen Permotrias wohl begründet. H. STOWASSER hatte (1956, S. 196) in diesem Grenzquarzit eine Vertretung der von ihm noch für altpaläozoisch gehaltenen Rannachgruppe gesehen und daher eine normale sedimentäre Folge zu den Gurktaler Phylliten angenommen. Daher mußte er hierher in den Abschnitt zwischen Arriach und Ossiachersee die Wurzel der Gurktaler Decke verlegen, obgleich auch im Süden davon das zentralalpine, metamorphe Mesozoikum von Rosegg schon lange bekannt war. STOWASSER mußte unter Verwendung eines komplizierten Mechanismus umso höhere Schuppen der Gurktaler Decke umso weiter aus dem SW beziehen, „so daß eine Abrollung gegen NE um die am Gerlitzenstock noch sedimentär auf dem Altkristallin ortständige, tiefste Einheit der Decke vorzustellen ist.“

In Fortsetzung der Fuge zwischen mittelostalpinem Altkristallin und dem Paläozoikum der Gurktaler Decke setzt dann ab der Westseite des Wöllaner Nockes ein zusammenhängender Streif mittelostalpinen Mesozoikums ein: das seit K. HOLDHAUS bekannte Stangalmmesozoikum. Es führt über St. Oswald, Innerkrams und Turrach nach Flattnitz und weiter nach NE. Wiederholt und bis in die jüngere Zeit haben R. SCHWINNER und A. THURNER versucht, diese einheitliche Serie z. T. als Paläozoikum zu deuten und nur den fossilführenden Rhätalk und den unterlagernden Dolomit des N-S streichenden Flügels als Trias gelten zu lassen. Dadurch und durch Außerachtlassung der W-E-Achsen in der Innerkramser Trias kamen R. SCHWINNER und A. THURNER zur irrigen Meinung, daß der Flattnitzer Flügel variszisch überschoben sei und die alpidische Überschiebung nur die Innerkramser Trias erfaßt hatte und ausschließlich einer E-W gerichteten Kraft zuzuschreiben sei, eine Auffassung, die auch in manchen anderen Arbeiten (K. METZ 1958, S. 240) bis in die Gegenwart fortwirkte und Veranlassung gegeben hat, die regionale Bedeutung der Überschiebung zu verkennen. Gegen die lokale E-W-Überschiebung sprachen aber auch schon die Ergebnisse von H. STOWASSER, der die generell (S)SW-(N)NE gerichtete alpidische Hauptüberschiebung der Gurktaler Decke beschrieb. In der Darstellung von K. METZ (1958, S. 222) wurde zugleich die unzutreffende Vorstellung von einer primären Tieflage der Bundschuhgneise bereits im variszischen Zyklus entwickelt — die Gurktaler Decke liegt heute hier in einer Mulde. Da sie aber erst, wie bereits ausgeführt, durch den alpidischen Deckenschub hierher gelangte, ist diese Schlußfolgerung unberechtigt.

K. HOLDHAUS (1922), F. HERITSCH (Führer 1926), besonders aber H. STOWASSER (1956) und eine kurze eigene Untersuchung des gesamten Zuges (1958) haben das mesozoische Alter der gesamten Serie erwiesen. Hier ist nicht notwendig, auf die schon beschriebenen Einzelheiten der mesozoischen Schichtfolge einzugehen. Der Nachweis des Alters gelang durch die erneut wiederholten Fossilfunde auf der Eisentalhöhe, durch den fast geschlossenen räumlichen Zusammenhang des Karbonatzuges, u. zw. des N-S- und des W-E-Flügels, vor allem aber — und das ist gerade das entscheidende Kriterium — durch die dem Unterostalpin in den genau studierten Radstädter Tauern in Einzelheiten ähnliche Serienausbildung, wodurch es 1958 möglich war, eine umfangreiche Reihe von charakteristischen Gesteinstypen in zusammenhängenden Profilstücken mit Sicherheit zu identifizieren. Zugleich wurde durch die detaillierte Gliederung die starke Verschuppung dieser Serie erwiesen. Die Führungen bei der Murauer Tagung (1959) durch H. STOWASSER und mich bewirkten, daß nun auch A. THURNER seine Meinung vom paläozoischen Alter auch des W-E streichenden Teiles dieser Einheit aufgab, sodaß heute kein Einwand mehr besteht. In stratigraphischer Hinsicht konnte auf Grund des von H. STOWASSER gezeigten Profiles am Leckenschober auch die von mir 1958 noch offen gelassene Frage nach dem Alter der hornsteinreichen Kalke in der obersten Schuppe des W-E streichenden Streifens entschieden werden. Hier treten unreine, kieselreiche, z. T. hornsteinknollenführende hellgrüne und hellgraue dünnsschichtige Kalkschiefer zusammen mit bedeutenden Partien geschieferter roter und grüner Radiolarite auf, in den höheren Teilen kommt ein hellgrauer, leicht geschieferter, z. T. netzig gezeichneter Kalk vom Typus des Aptychenkalkes hinzu. Solche unreine Kalkschiefer mit den Radiolaritmassen gibt es im Anis nicht. Sie gleichen in manchem jurassischen Gesteinen aus den südlichen Radstädter Tauern. Der Radiolarit enthält wie dort und auch in den Nördlichen Kalkalpen die für den Jura kennzeichnende Manganvererzung. Außerdem konnte ich mich auf Grund des seinerzeit von O. FRIEDRICH aufgefundenen Ooliths, den H. STOWASSER vorlegte, auch vom Vorhandensein des Karns im Liegenden des Hauptdolomites SW des Lannernockes im N-S streichenden Zug überzeugen. Das Stangalmmesozoikum mit seiner reichen Schichtfolge vom Permoskyth bis in den oberen Jura ist das am reichsten entfaltete bzw. erhaltene mittelostalpine Mesozoikum im Ostabschnitt der Ostalpen.

In diesem Abschnitt erkennt man besonders deutlich die enorme tektonische Verschleifung der Unterlage der Gurktaler Decke: in bis zu zehn Schuppen ist das Stangalmmesozoikum zerrissen und übereinandergeschaltet. Die jüngsten Schichtglieder sind nur in der höchsten Schuppe mitgeschleift: das Rhät auf der Eisentalhöhe, der Jura besonders im W-E streichenden Zug. Es ist ein Bild der Überschiebungstektonik, das wir auch in allen anderen Abschnitten an der Basis der Gurktaler Decke erfassen können, sobald dies ein eingeschaltetes Mesozoikum besser ermöglicht. Die meridional gerichtete Hauptbewegung der Gurktaler Decke kommt außer in der Achsenlage auch in der im Streichen weit verfolgbaren Anordnung der Schuppen im W-E-Flügel (Flattnitzer Mesozoikum) zum Ausdruck, da man sonst zur Erklärung der Bildung dieser lang in W-E-Richtung hinziehenden Schuppen einen durch nichts beweisbaren, ganz außerordentlich großen E-W-Schub über Dutzende von km annehmen müßte. Für die meridionale Überschiebungsrichtung sprechen aber in eindeutiger Weise die W-E bis WNW-ESE orientierten Faltenachsen gerade im N-S streichenden Zug S Innerkrams (A. TOLLMANN 1958) und ihr Dominieren in den schon untersuchten Teilen im Osten der Gurktaler Decke

(P. BECK-MANNAGETTA 1959, Taf. 6). Im Süden des besprochenen Abschnittes, beim Wöllaner Nock, scheint das mittelostalpine Mesozoikum sogar noch in eine auch das Paläozoikum der Gurktaler Decke erfassende schräge Aufschuppung einbezogen zu sein, da sich von der Kaiserburg gegen SE bis ober Klösterle ein triasverdächtiger Bänderkalkzug mit Unterbrechungen verfolgen läßt, der mitten im paläozoischen Schiefer steckt. Es würde sich um eine analoge Erscheinung handeln, wie wir sie von der Stolzalpe kennen und von der Schuppenzone im Glantal vermuten.

Das primär über dem Kristallin abgelagerte Stangalmmesozoikum erfuhr nicht nur eine interne kräftige Verschuppung, sondern wurde auch an der Basis streckenweise abgeschert und verschleppt. P. BECK-MANNAGETTA (1959, S. 346) hielt diese Bewegungsfläche an der Basis des Flattnitzer Mesozoikums für ebenso bedeutend wie die Überschiebungsfläche der Gurktaler Decke im Hangenden des Mesozoikums, sodaß er auf der Karte Tafel 7 die Überschiebungsfläche an der Basis der Gurktaler Decke im Hangenden des Flattnitz-Mesozoikums plötzlich enden läßt, um dann erst wieder W der Pranker Höhe damit einzusetzen, wodurch der dazwischen liegende Abschnitt als dem Flattnitzer Mesozoikum verbunden erachtet wird. Anstatt dessen wird auf weiter Strecke eine Bewegungsfläche an der Basis des Mesozoikums eingetragen, in diesem Abschnitt z. B. quer über das mit Pleistozän erfüllte Felfernigtal. Aus all dem vorher Gesagten ergibt sich aber zwingend, daß eine Gleichsetzung der beiden Bewegungsflächen absolut ungerechtfertigt ist, daß nicht das Paläozoikum der Gurktaler Decke mit dem unterlagernden Mesozoikum in einem Abschnitt zwischen Überschiebungskontakten verbunden sein kann — dafür liegen im genannten Abschnitt auch keine Beobachtungen in der Natur vor. Während das Kristallin für das mittelostalpine Mesozoikum den ursprünglichen Untergrund darstellt, Verschiebungen zwischen beiden etwa das Ausmaß der internen Schuppungen erreichen mögen, beträgt die Überschiebungsweite der Gurktaler Decke über 100 km. Hier wurde die tektonische Grenze bereits von H. STOWASSER richtig erfaßt, die Fortsetzung der Überschiebungsbahn verläuft S Flattnitz in der Auflagerungsfläche der Gurktaler Decke SW vom Hirschstein, unter dem Paaler Konglomerat und über dem Triasdolomit des Hansennockes N der Flattnitzer Bucht. Die N-S Verbindung der angegebenen Überschiebungsflächen verläuft im Hangenden der Flattnitz-Trias E des Flattnitzbachtals, an der Westseite der Höhe „Unter den Wänden“, wo der der Trias aufliegende Gurktaler Phyllit fast ohne Unterbrechung W des Oberhofferfensters vom Flattnitzer Gebiet zum Hirschstein durchverfolgt werden kann (P. BECK-MANNAGETTA 1959, Taf. 5). Im Fenster von Oberhof fehlt das Mesozoikum bereits weitgehend, vielleicht ist im Dolomit 2,8 km WSW Oberhof ein Rest erhalten geblieben.

Auch an der Westgrenze des Mittelteiles der Gurktaler Decke bis zum Murtal stellen sich, tektonisch äußerst beansprucht, Reste von Mesozoikum am Hansennock (?), auf der NW-Seite des Kreischberges, am Birkleitenkogel und bei Kaindorf ein. Im Schädingerwald, am NW-Abhang des Kreischberges, tritt in der von A. THURNER auf der Karte Murau (1958) ausgeschiedenen, als Paläozoikum aufgefaßten Schuppenzone über einem Phyllonit nach phyllitischen Glimmerschiefern eine intensive Schuppungszone aus Triasrauhwacke, Bänderkalk und Quarzit bzw. Arkose auf. Eine Untersuchung der Bänderkalke auf Conodonten war erfolglos. Die Arkose im Liegenden des Paaler Konglomerates wurde von A. THURNER 1958 als dessen normale Basisbildung aufgefaßt und innerhalb der tieferen Partien des

Konglomerates eingetragen. Diese Arkose aber gleicht in petrographischer Hinsicht völlig dem Typus der Semmeringarkosen und -quarzite und gehört hier noch der Schuppenzone der Trias an. Die gleiche Arkose unterlagert auch den Ostteil des Paaler Konglomerates und nimmt den ganzen Westabhang des Birkleitenkogels ein.

In diesem Meridian reicht das mittelostalpine Kristallin in Form von Biotitgneisen (Schiefergneisen) im fast ganz geschlossenen Ackerl-Halbfenster gegen S. Den Ostrand des Fensters bildet ein auch noch gegen NW weithin verfolgbarer NW-SE streichender Bruch, an dem die Frauenalpenscholle abgesunken ist. Ein noch ungelöstes Problem aber ist die Natur und tektonische Stellung der das Paaler Konglomerat unterlagernden, mir selbst noch unbekanntem „Ackerlglimmerschiefer“, die im Süden über dem altpaläozoischen Quarzphyllit auflagern. Nimmt man wie A. THURNER (1958 b, S. 17) eine primäre Verbindung der beiden genannten Gesteinsgruppen an, so muß man, wie dies auch THURNER tut (1958 b, S. 12) die ganze Scholle als Überschiebungsmasse deuten, kann sie aber bei dem allgemein N gerichteten Schub nur aus außerordentlich großer Entfernung heranziehen, da bis zum Klagenfurter Becken keine Fuge mehr für eine solche Ausschuppung des Karbons mit der Glimmerschieferbasis innerhalb der Gurktaler Decke zur Verfügung steht. Diese Deutung ist daher sehr unwahrscheinlich. Faßt man sie hingegen als Aufragung des kristallinen Untergrundes der Gurktaler Decke auf, so widerspricht dem der von A. THURNER festgestellte Übergang der Ackerlglimmerschiefer ins Paaler Konglomerat (1958 a, S. 322) und die Auflagerung auf dem paläozoischen Quarzphyllit im S nördlich der Prankerhöhe, die dann nur durch einen hier nirgends feststellbaren Südschub erklärt werden könnte. Am ehesten wäre die Position der „Glimmerschiefer“ zu erklären, wenn es sich hierbei um im Oberkarbon aufgearbeiteten Glimmerschieferdetritus handeln würde, der in späteren Metamorphosen sein neues Gepräge bekam. Einen Hinweis darauf liefert die Angabe von A. THURNER (1958 a, S. 322), daß allmähliche Übergänge zwischen den Ackerlglimmerschiefern und dem Paaler Konglomerat bestünden, daß im Ackerlglimmerschiefer Konglomerat-Glimmerschiefer-Partien und Feldspatgerölle auftreten (1958 b, S. 17) und ferner, daß andererseits im Paaler Konglomerat Flecken von Ackerlglimmerschiefern vorhanden seien (1958 b, S. 90).

Im folgenden Abschnitt entlang des Murtales bei Murau und im nördlich davon gelegenen Teil der Gurktaler Decke tritt eine beträchtliche Schuppung des Paläozoikums auf. Sie ist nur im Gebiet Murau-Stolzalpe durch das dazwischengeschaltete mittelostalpine Mesozoikum gut zu erfassen, gegen Süden ist sie bisher noch nicht durchverfolgt worden. Die Teilung in zwei Teildecken, die Murauer Teildecke im Liegenden und die Stolzalpen-Teildecke als höhere Einheit ist besonders gut rund um den Bergstock der Stolzalpe verfolgbar. Nach älteren, mehr spekulativen Vermutungen über den Deckenbau in diesem Abschnitt durch A. TORNQUIST 1917 und in Anlehnung daran von R. STAUB (1924, S. 190), die aber noch auf unzureichenden stratigraphischen Grundlagen aufbauten, hatte H. STOWASSER diese Stolzalpen-Teildecke als erster in ihrer tektonischen Selbständigkeit auf Grund der Erkenntnis der mesozoischen Unterlagerung erfaßt und auf seiner Karte 1956, Taf. 3, dargestellt. A. THURNER (1958 b, S. 72) zweifelt trotz der auch ihm seit langem bekannten starken tektonischen Beanspruchung der Grenzzone (aus triadischen Gesteinen) an einer Verschiebung der darüberliegenden altpaläozoischen Diabasschieferplatte, da man weiter im Süden (Blasenkogel-Kuhalpe) die Überschiebung noch nicht nachweisen konnte und „den Eindruck erhält, daß

die Diabasschiefer mit den darunterliegenden paläozoischen Schichten eine ununterbrochene Einheit bilden“. Diese Zweifel sind nur dadurch möglich, daß A. THURNER das triadische Alter der Serie an der Überschiebungsfäche in Frage stellt. Eine solche Beurteilung ergab sich aus der unzutreffenden Bewertung der Schichtglieder: Der Semmeringquarzit und die begleitenden Quarzitschiefer wurden generell von A. THURNER trotz stellenweise erkennbarer Primärschichtung und Einschaltung größerer, gut gerundeter Quarzgerölle als Quarzkeratophyr bezeichnet. Dabei soll die Beteiligung von Porphyroiden an dieser permoskythischen Semmeringquarzitgruppe keinesfalls in Abrede gestellt werden, sie wäre sogar ein willkommenes Merkmal zur besseren Charakterisierung dieser Gruppe, die Alpenen Verrucano umfassen mag, aber es darf eben daneben nicht der typische Semmeringquarzit unerwähnt bleiben. Von den übrigen Schichtgliedern der mittelostalpinen, allerdings tektonisch stark hergenommenen und zerlinsten Serie, nämlich den mitteltriadischen Rauhwacken, Bänderkalken und Bänderdolomiten, wird von THURNER ein paläozoisches Alter in Erwägung gezogen. Tatsächlich aber setzt sich dieselbe, auch tektonisch gleich beanspruchte Serie in Linsen immer weiter gegen W und SW entlang der Überschiebungsfäche der Gurktaler Decke bis in das gesicherte, seit neuestem ja auch von A. THURNER anerkannte Flattnitzer Mesozoikum fort. THURNER hatte ja die Alterseinstufung dieser Quarzit-Rauhwacke-Karbonat-Serie bei Murau in Zusammenhang mit der nun widerlegten Auffassung vom paläozoischen Alter der Flattnitzer Serie getroffen und müßte nun die Konsequenzen der neuen Einstufung berücksichtigen.

Im Abschnitt Murau erkennt man, daß der tektonisch tiefere, kalkreichere Teil des Altpaläozoikums vom höheren Teil mit der mächtigen Metadiabas-Phyllit-Serie überschoben ist. Das an der Überschiebungsfäche mitgeschleppte Mesozoikum zeigt zentralalpine Fazies und unterscheidet sich von dem primär am Rücken der Gurktaler Decke auflagernden, nordalpinen Mesozoikum. Diese mittelostalpine Trias ist an der Überschiebungsfäche rund um die Stolzalpe in Linsen zu verfolgen. Gegen NW reicht die Deckscholle mit einer schmalen Fortsetzung gegen Schöder, wo die unterlagernde Murauer Teildecke ausgedünnt ist. Im Murtal läßt sich die Trennungsfuge durch gelegentliche Einschaltung von Semmeringquarzit bzw. Alpinem Verrucano auch auf der Südseite des Murtales verfolgen. Sie verläuft im Westen von Murau vom Rand der Gurktaler Decke weg zunächst noch verdeckt im Grund des Murtales, dann SW Murau oberhalb des Kieselschieferbandes N Kote 1033, wird östlich davon durch Quarzite markiert (Quarzkeratophyr der Karte THURNERS) und setzt über den Laßnitzbach fort. Ein Rest der verschürften Trias ist auch im Quarzit und in der Rauhwacke am Höhenzug E des Kramerkogels W Kote 1540 (WNW Murau) erhalten. S Murau muß auf Grund der aufgeschürften Triasreste die untere Teildecke, die Murauer-Teildecke, sehr bald gegen S zu enden, damit die Möglichkeit für die Aufschleppung der Trias besteht. Die Ausdünnung der Murauer Teildecke im Abschnitt Murau zeigt auch das Auftauchen des mittelostalpinen Kristallins im Fenster von Frojach. Auch dieses Kristallin zeigt wieder Merkmale der tektonischen Beanspruchung: Die Granatglimmerschiefer im Abschnitt SE gegenüber Triebendorf weisen nach A. THURNER Erscheinungen der Diaphthorese auf. Obgleich die aufgeschlossene S-N-Überschiebungsweite der Stolzalpen-Teildecke über der Murauer Teildecke hier 9 km beträgt, demnach nicht unmittelbar S davon aufhören kann, sondern eine Strecke fort- oder auslaufen muß, ist die Fortsetzung dieser Fuge gegen S im Mittelabschnitt der Gurktaler Decke

im Liegenden der Metadiabas-Phyllit-Platte noch nicht zu erfassen gewesen. Bei Murau endet die tiefere Schuppe, wie erwähnt, sehr rasch über dem Glimmerschieferuntergrund. Die Fortsetzung dieser Fuge über dem Kristallin des Frojachfensters S der Mur gegen E ist zufolge der Fortsetzung der kalkreichen Serie aus dem Sockel der Stolzalpe gegen SE bis zur Grebenzen nach der Aufnahme von A. THURNER nicht möglich. Daher wurde auch die Überschiebungsfäche von H. STOWASSER (1956, Taf. 3) auf der Südseite der Frauenalpe und der Ofneralpe durchgezogen, dabei aber die Metadiabasserie, die sich nach der Aufnahme THURNERS bis zur Kuchalpe verfolgen läßt, durchschnitten. H. BECK-MANNAGETTA hat daher auf seiner Übersichtskarte (1959, Taf. 7) die Grenze weiter nach S, in den Raum N des Metnitztales verlegt. Bei eigenen Begehungen in diesem Raum konnten aber keine sicheren Anhaltspunkte über den Verlauf einer Überschiebungsfäche gefunden werden. Die Fortsetzung dieser Teildecken-Grenze wäre im Hangenden der von P. BECK-MANNAGETTA (1959, S. 331, Taf. 7) ausgeschiedenen Graphit-Phyllit-Mylonitzone in der weiteren Umgebung des Friesacher Halbfensters denkbar. Dann ergäbe sich folgendes tektonisches Bild: Es würde unter dem Einfluß der dem Paläozoikum ursprünglich auflagernden Platte aus nordalpinem Mesozoikum (Nördliche Kalkalpen) die Schuppenbildung an einer Ablösungsfläche innerhalb der primären Abfolge an der Grenze zwischen Kalkphyllitserie (Liegend) und Metadiabasserie (Hangend) vor sich gegangen sein, wobei letztere mit gegen N zunehmender Überschiebungsweite auf den Kalkphylliten bewegt wurde und im NW zufolge Fehlens der Kalkphyllitunterlage in diesem Abschnitt auch Schürflinge von zentralalpinem Mesozoikum mitführte.

Ebenso ist auch die tektonische Stellung des Analogons der Metadiabasplatte der Stolzalpen-Teildecke, die Metadiabasplatte im Abschnitt Neumarkt und der Adelsberg einer Überprüfung zu unterziehen. A. THURNER hat von dort (1959, S. 23 u. Abb. 4) allerdings ein Eintauchen der Phyllit-Grünschiefer-, „Prasinit“-Platte unter den Murauer Kalk im W angegeben.

Die Klärung der Innentektonik der Gurktaler Decke in diesem Raum ist natürlich durch die noch ausstän-dige gesicherte Alterszuordnung der verschiedenen paläozoischen Schichtglieder erschwert, die durch Conodontentests durchzuführen wäre. Auf die Unverläßlichkeit der fraglichen Graptolithen von Olach, auf denen die stratigraphische Gliederung von A. THURNER, wie er ausführte (1958b, S. 20), beruht, wurde in der Literatur schon wiederholt verwiesen — zuletzt von P. BECK-MANNAGETTA 1959, S. 332. Die Gesteine sind an der angegebenen Stelle auch nach eigener Beobachtung derartig tektonisch beansprucht, zerschert und gestriemt, daß bestimmbare Graptolithenreste kaum zu erwarten sind. Besondere Vorsicht ist auch bei der altersmäßigen Zuordnung der Metadiabasserie nötig (A. THURNER, H. FLÜGEL 1958, S. 73), da diese im Abschnitt Murau jedenfalls sicher nur das tektonische Hangende der Murauer Kalke bildet.

Auch die tiefere Teildecke, die Murauer Teildecke, liegt durch eine Überschiebung getrennt über dem kristallinen Untergrund. Die Überschiebung des Murauer Paläozoikums als Ganzes hatte bereits A. THURNER (1956) beschrieben. Über die Schubweite konnte damals von ihm noch keinerlei Angabe gemacht werden, später (1958a, S. 320) gelangte THURNER zur Meinung, „daß die Überschiebung nur in engem Raum eine Rolle spiele“. Tatsächlich aber überschreitet die Förderweite allein der Gurktaler Decke und damit auch der Murauer Teildecke — isoliert betrachtet — 100 km, berücksichtigt man, daß bei der Abwicklung der

Bewegung die Gurktaler Decke als Teil des Oberostalpins nicht nur hinter das mittelostalpine Mesozoikum von Rosegg, sondern auch noch hinter den Vorderteil dieser oberostalpinen Masse, der die Grauwackenzone angehört, zurückgenommen werden muß. Die Begründung allerdings, die A. THURNER für die Überschiebung angab (1956, S. 161 f.) ist teilweise nicht stichhältig, so z. B. sagt in dieser Hinsicht nichts aus: die vollkommen konkordante Lagerung des Paläozoikums über dem Kristallin, die verschiedene Mächtigkeit der phyllitischen Gesteine u. a. Hingegen sind in diesem Zusammenhang wohl die von THURNER (S. 163) angeführten mylonitisch-phyllonitischen Zonen an der Basis des Paläozoikums von Interesse, so ein deutlicher Bewegungshorizont mit ausgewalzten Phylliten am Westteil der Stolzalpe, mit blättrigen Phylliten am Gastrumer Ofen und mit phyllitischen Glimmerschiefern unter den Kalken des Pleschaitz. Eine starke Mylonitisierung des unterlagernden Kristallins wurde von A. THURNER bei der Exkursion der Tagung der GBA. 1959 W Schöder gezeigt, wo durch Auskeilen der Murauer Teildecke die Basis der Stolzalpenschuppe bis zum Mittelostalpin herabreicht und dadurch der Untergrund derart stark beansprucht wurde.

Von Interesse ist auch die Frage nach etwa eingeklemmten Triasresten entlang der Überschiebungsfläche dieses Nordlappens der Gurktaler Decke. K. METZ zeichnete auf der Karte von Steiermark (1956) zentralalpines Mesozoikum gerade im Raum dieser Grenze am Südfuß und am Kamm des Künstlerwaldes NE Oberwölz. Die eigene Begutachtung dieser Zone ergab folgendes Bild: Nördlich des Wölzerbachtals, das einer Bruchstörung folgt, liegt mit muldenförmigem Bau über dem Amphibolitzüge führenden Granatglimmerschiefer NE Oberwölz eine Zone mit stark beanspruchtem phyllonitischem Gestein und darüber Bänderkalkmarmor und mächtiger Dolomit. Gegen W nimmt die Mächtigkeit des Dolomites zu, der Kalk wird reduziert. Rein gesteinsmäßig könnte dieser Kalk-Dolomitzug bei Oberwölz durchaus im Sinne von K. METZ mit zentralalpiner Trias verglichen werden, obgleich hier Quarzite, Rauhwacken oder weitere Glieder fehlen. Nach A. THURNER, der diese Kalke und Dolomite jenen des Pleschaitz gleichsetzt, kommen in den höheren Partien des Pleschaitz ebenfalls dolomitische Einschaltungen gleicher Art im paläozoischen Kalk vor. Die Untersuchung einer Reihe größerer Proben der fraglichen Kalke E Oberwölz auf Conodonten blieb erfolglos. Bei der Exkursion der Tagung der GBA. 1959 gelang mir im schwarzen Dolomit, der an der neuen Straße etwa 400 m NW vom Schloß Rothenfels aus dem Oberwölzer Konglomerat wenig herausragt an einer von H. FLÜGEL gezeigten, Fossilspuren führenden Stelle der Fund von reichlich Kalkalgen?, von einem Gastropoden, Bivalvenschalen und einem Orthoceren. Die fraglichen Kalkalgen zeigen regelmäßig kreisförmige bis elliptische Anschnitte mit 1,5–2 mm Durchmesser bei sehr dünner Wandstärke, daneben aber auch unregelmäßigere, z. T. birnförmige Querschnitte. Da die Wand völlig umkristallisiert ist, ist eine Bestimmung unmöglich — altersmäßig also damit keine Aussage möglich, da in Frage kommende Dasycladaceen ab Kambrium vorhanden waren, außerdem Tabulaten und andere Gruppen ähnliche Formen bilden. Von Interesse ist das Orthocerenfragment (Durchmesser 13 mm, Fragmentlänge 27 mm, enge Kammerung in 2,7 mm Abstand). Da aber keine Bestimmung möglich war, ist damit aber auch vorderhand noch immer nicht Trias mit Sicherheit auszuschließen, wenn auch aus dem gänzlichen Mangel von Orthoceren in der gesamten übrigen zentralalpiner Trias und den doch von vergleichbaren anisischen Formen abweichenden Kalkalgen (?) mit

großer Wahrscheinlichkeit gesagt werden kann, daß der Kalk-Dolomit-Zug von Oberwölz im Sinne von A. THURNER paläozoisches Alter aufweisen wird. Hinzuweisen ist aber in diesem Zusammenhang auf die Möglichkeit von Fossilfunden in dem bisher — abgesehen von Crinoidenreste der Grebenze, die TOULA 1893, S. 172 als *Tatrocrinus* und *Cupressocrinus* bezeichnete — fossilereen Murauer Paläozoikum.

Die Fortsetzung der Ostgrenze der Gurktaler Decke verläuft über Scheifling und Perchau in Richtung Mühlen. Ab Perchau stellt sich am Ostrand der Gurktaler Decke eine Serie aus Quarzit, Rauhacke, Kalk und Dolomit ein, die sich mit Unterbrechungen über Greith und See bis Mühlen bzw. bis auf die Mondorfer Leiten SE Mühlen verfolgen läßt. P. PLOTENY beschrieb diese Serie und zog ihre Einordnung ins Devon (Dolomitsandsteinstufe) oder in das zentralalpine Mesozoikum in Erwägung (1957, S. 108). Die besten Profile trifft man auf den E-W streichenden Höhenzügen beiderseits des Greithgrabens. Hier schaltet sich zwischen granatführendem Glimmerschiefer im Liegenden (E) und paläozoischen Phylliten im Hangenden (W, ab Greith) eine vom westlich anschließenden Paläozoikum sich deutlich abhebende Serie mit rasch wechselnder Mächtigkeit ein. Sie zeigt intensive tektonische Beanspruchung. Durch die regelmäßige Abfolge von Teilstücken mit der Schichtfolge Porenquarzit, Rauhacke, Kalk- oder Dolomitmarmor und der wechselnden Zahl dieser Einheiten in den verschiedenen Profilen läßt sich gerade in diesem Abschnitt eine Schuppung dieser Serie gut erkennen. Im Höhenzug N vom Ronner sind vier, davon drei jeweils durch Quarzit an der Basis eingeleitete Schuppen (Abb. 6), im nächsten Höhenzug S des Greithgrabens zwei solcher Schuppen erkennbar. Der Bestand der gesamten Serie umfaßt: „Porenquarzite“, d. h. durch Karbonatdetritus verunreinigte Quarzite, die durch die Verwitterung eine leicht poröse Oberfläche erhalten und ident mit den Quarziten der Raasbergserie sind; partienweise treten die Karbonate darin stärker hervor (braune, unreine Dolomitmarmore); auch Rauhacke erscheint an der Basis der Schuppen, tritt dann aber besonders mächtig bei Mühlen auf. Darüber folgt über einer stets durch Schutt verdeckten Zone (Schiefer?) ein blaugrauer, häufig gelblichbrauner unreiner, sehr glimmerreicher Kalkmarmor, manchmal noch von braunem Dolomitmarmor und Dolomit überlagert. Weiter im Süden überwiegen dann weitaus die mächtigen gelben, sandig verwitternden Rauhacken. In der gesamten Serie wie auch in den Kalkmarmoren fehlt keineswegs die heftige Durchbewegung, wie P. PLOTENY — als Gegensatz zum Murauer Paläozoikum — geltend machte. Die Serie ist besonders auf Grund der Porenquarzite und der mächtigen Rauhacken gut mit der Raasbergserie vergleichbar, die ja auch in der gleichen tektonischen Position liegt. Triadisches Alter ist wahrscheinlich; immerhin aber muß auch in diesem Abschnitt wie im Gebiet von Murau mit einer Unterlagerung der Metadiabas-Phyllit-Platte durch die kalkreiche paläozoische Entwicklung gerechnet werden, sodaß hier trotz der Analogie mit der Raasbergserie und trotz der eben nicht bestimmbar Crinoidenfunde beim Singereck durch PLOTENY eine sichere altersmäßige Einordnung noch immer unmöglich ist. Hingegen gibt die intensive tektonische Beanspruchung der Gesteinspakete ebenso wie die an Schichtwiederholungen kenntliche beachtliche Schuppung der gesamten Serie, die sich genau an der Grenze zwischen den den Westfuß der Seetaler Alpen begleitenden Granatglimmerschiefern und dem Neumarkter Paläozoikum einstellt, einen sicheren Hinweis auf die enorme Horizontalverfrachtung der Gurktaler Decke in diesem Abschnitt — gleich welches Alter den Schichtgliedern dieser Schuppenzone an der Grenze zukommt.

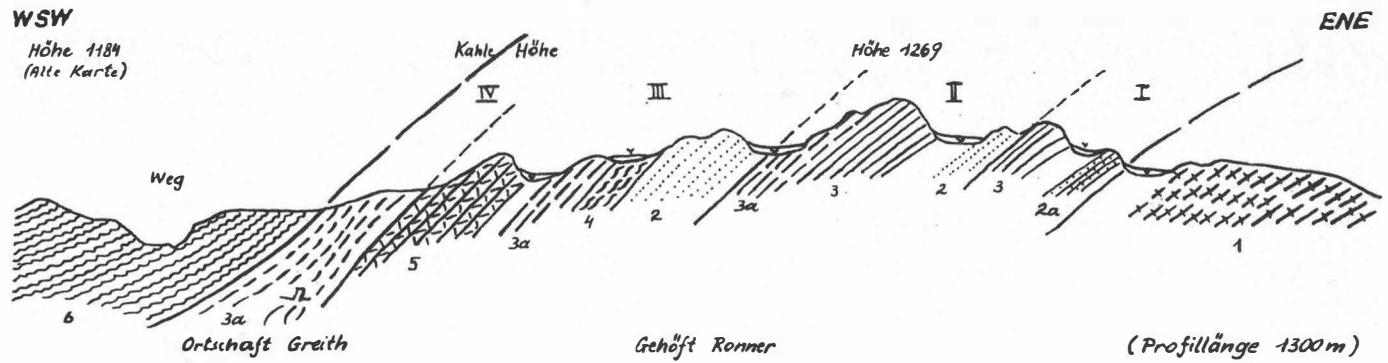


Abb. 6: Die Mühlener Trias. 1 Granatglimmerschiefer, 2 heller, gelblichbrauner Quarzit, 2a dolomitsandreicher Quarzit („Porenquarzit“) und glimmerreicher, unreiner kristalliner Dolomit, 3 gelbbräunlicher Bänderkalkmarmor, 3a blaugrauer Bänderkalkmarmor, 4 Schiefer, 5 gelbbrauner Dolomitmarmor. 6 paläozoische Phyllite der Gurktaler Decke.

S des Neumarkter Paläozoikums kommt, durch eine flache W-E-Aufwölbung herausgehoben, der kristalline Untergrund im Friesacher Halbfenster an die Oberfläche. Über einer Gneis-Glimmerschiefer-Marmorserie liegen im Westen, am Rand zur Gurktaler Decke hin, phyllitische Glimmerschiefer, sodaß die Grenzziehung zu den paläozoischen Phylliten naturgemäß schwierig ist, zumal hier auf weiten Strecken kein Mesozoikum den Überschiebungsrand markiert. Durch die Kartierung von P. BECK-MANNAGETTA (1959, Taf. 5 und 7) ist aber der zu erwartende Zusammenhang des südlichen und nördlichen Teiles des Gurktaler Paläozoikums gegenüber älteren Darstellungen durch die räumliche Verbindung quer über das Metnitztal im Raum um Metnitz zwischen Oberhof und Grades und auch W des Oberhoffensters nachgewiesen worden. Die Kalkmarmorzüge am Südrand des Halbfensters, im Abschnitt S der Gurk, stellen sich gerade an der Grenze der paläozoischen Kalkphyllitserie gegen die unterlagernden Glimmerschiefer ein — P. BECK-MANNAGETTA (1959, S. 331) sieht darin einen möglichen Hinweis auf eine tektonische Abgrenzung der Serie gegen das Liegende hin. Aus den regionalen Verhältnissen kann dies nur bestätigt werden. Man wird auch an dieser Grenze nach Trias suchen müssen. In diesem Zusammenhang ist die nach der Karte von H. BECK (1931) sich an oder nahe der Grenze zum diaphthoritisierten Glimmerschiefer einstellende Reihe von Quarzitlinsen W Zwischenwässern von Interesse. In gleicher tektonischer Position liegen die im Schuppensystem am Gasserriegel SW Hüttenberg verzeichneten Quarzite. 1929 wies H. BECK nachdrücklich auf diesen in etlichen Abschnitten der Gurktaler Alpen auftretenden Quarzithorizont hin, der sich wiederholt an der Grenze vom Altkristallin und dem überlagernden Phyllit einschaltet. Er führte außer den von PETRASCHECK erwähnten „Grenzquarziten“ NW vom Ossiachersee den Quarzithorizont vom Ostrand des Fensters von Oberhof an, vom Südfuß der Grebenze, vom Moschitzkogel bei Zinitzen (WSW Friesach) und im Wimitzfenster bei Wulroß und Steinbüchel. Wohl werden in dieser Aufzählung Quarzite verschiedener Stellung enthalten sein. Die Frage bedarf aber doch einer neuen Überprüfung.

Eine Klassifikation der Überschiebungsflächen im Raum der Gurktaler Decke versuchte K. METZ (1958, S. 221—222) auf Grund der flacheren oder steilen Neigung durchzuführen. Die steilflächigen werden für alpidisch gehalten, die flacheren offenbar für älter. Zu letzteren werden die Überschiebungen gezählt, durch welche hoch- und schwachmetamorphe Profilstücke mit phyllonitisch-diaphthoritischen Horizonten in Schuppenserien übereinander gestapelt auftreten. METZ setzte diesem Schuppenbau an der Basis der Gurktaler Decke einen Baustil entgegen, der die alpidischen Überschiebungen repräsentieren und durch einen auffällig davon verschiedenen steilflächigen Stil gekennzeichnet sein sollte. Die flache Lagerung der Gurktaler Decke, flache bis lokal sekundär versteilte Überschiebungen, intensive Verschuppung an der Basis mit Trias oder höher metamorphem Untergrund und Diaphthoritisierung dieses Untergrundes sind aber Erscheinungen, die im ganzen Rahmen der Gurktaler Decke und darüber hinaus im gesamten Überschiebungsbereich des Oberostalpins über dem Mittelostalpin durch das stellenweise mitüberschobene Mesozoikum als alpidisch gekennzeichnet sind. Primär flache Fernüberschiebungen und bei weiterer Einengung in späterer Phase Versteilen dieser Überschiebungsbahnen ist ein heute im Gesamttraum der Alpen, besonders auch in gut untersuchten Gebieten der Westalpen mit mehrphasigem Bau, allgemein erkanntes Prinzip. Als jungalpidische Tektonik kommt dann allgemein noch die

Bruch- und Steilschuppungstektonik hinzu, die gerade auch am Ostrand der Gurktaler Alpen in der Lavanttaler Störungszone stark wirksam war. Zur Begründung eines voralpidischen Alters der Flachüberschiebungen darf diese spätalpine Tektonik nicht herangezogen werden.

Im weiteren Verlauf springt der Ostrand der Gurktaler Decke ein Stück nach NE gegen Hüttenberg vor. Hier reicht im Abschnitt Krappfeld-Eberstein ihre Schichtfolge noch weit in das Mesozoikum (bis zum Hauptdolomit, Gosau transgrediert). Wir haben hier erstmalig die Möglichkeit die mesozoischen Sedimente im Hangenden des Gurktaler Paläozoikums mit den überschobenen Resten im Liegenden rings um die Gurktaler Decke zu vergleichen (Taf. 7 und 10). Der Besuch der Ebersteiner Trias mit ihrer typisch nordalpinen Fazies und fehlender Metamorphose, mitten in den Zentralalpen, ist für jeden faziell interessierten Besucher ein Erlebnis. Auf die Bedeutung dieser Triasentwicklung wird später zurückzukommen sein.

Über die Art der Metamorphose der Gesteinszüge an der stark verschuppten Überschiebungsfläche der Gurktaler Decke am Südrand des Friesacher Halbfensters und aus dem Raum Hüttenberg liegen einander widersprechende Ergebnisse in Arbeiten verschiedener Autoren vor. H. BECK hatte 1931 auch kartmäßig im kristallinen Sockel rings um die Gurktaler Decke in diesem Raum eine breite Zone ausgeschieden, in der die Glimmerschiefer partienweise diaphthoritisert bzw. phyllonitisiert sind, was in Einklang mit den Beobachtungen im Raum dieser Bewegungsfläche am Südrand der Koralpe oder im Klagenfurter Becken stehen würde. Später hatte A. PILGER (1942) einen allmählichen Übergang des Metamorphosegrades im Grenzbereich vom Altkristallin mit Amphiboliten im Sockel in die überlagernde Phyllit-Grünschieferserie (Gurktaler Decke) mit echten Metadiabasen beschrieben, daneben aber auch wieder Chloritisierung von Hornblenden erwähnt, also Merkmale rückschreitender Metamorphose angegeben. E. CLAR (1953) beschrieb wiederum aus dem Raum von Hüttenberg zufolge des räumlichen Übergreifens der Mineralfaziesstufen einen kontinuierlichen Übergang der Metamorphose aus dem Altkristallin des Untergrundes in die paläozoische Überlagerung aus Gurktaler Phylliten. Er nahm an, daß die progressive Metamorphose der „Gleinalmkristallisation“ auch noch das Silur der Gurktaler Masse ergriffen hätte, somit nicht voralpidisch, sondern nachordovicisch, variszisch sei.

Zu diesen sich z. T. widersprechenden Aussagen kommen nun noch die mit den jüngeren Arbeiten ebenfalls in Gegensatz stehenden Ausführungen von P. BECK-MANNAGETTA (1959) aus dem Gesamttraum der östlichen Gurktaler Alpen. Er schreibt über seine Untersuchungen der Grenzzone im Hangenden der Granatglimmerschiefer (1959, S. 342): „die Beziehung des Granates zu den anderen Mineralen ist gerade in dem Übergangsstreifen nicht so, daß man eine ungestörte posttektonische Kristallisation annehmen kann; sondern gerade dort ist eine Deutung des Granatwachstums nur bestenfalls „parakristallin“ zu bezeichnen, wenn man das Auftreten des Chlorites nicht teilweise postkristalliner Entstehung zur Granatkristallisation ansehen will. Jedenfalls wird kein Chlorit von einem posttektonisch gewachsenen Granatkorn umschlossen (Anm. v. Verf.: Sperrung im Originaltext). Es ist auch nicht im Bereich des Aufbruches von Oberhof oder in den Glimmerschiefern des Metnitz- und Gurktales zu erkennen, daß ein Gefälle der Serien in Richtung der Granatglimmerschiefer erkennbar wäre, denn die verschiedenen Leitgesteine ziehen auffallend um die jeweils höheren kristallinen Kerne herum. Wir können also nicht beobachten, daß etwa die Gesteine

der mächtigen Diabasserie in die Granatglimmerschieferzone von Oberhof oder im Osten eintauchen würden, wie derartige Verhältnisse SW Hüttenberg bekannt sind. Ja im Gegenteil: die Graphitphyllit-Mylonit- und Kalkphyllitserie läßt sich recht gut im Westen um die Granatglimmerschiefer-Serie herum verfolgen (Tafel V und VII Fig. b).“ Zusammenfassend neigt daher P. BECK-MANNAGETTA auf Grund der Neukartierung und der Schlibfbefunde zu der Vorstellung (S. 343), „daß eine fortschreitende von einer rückschreitenden Metamorphose in diesem Raum der östlichen Gurktaler Alpen überholt wurde, bzw. in verschiedenen Lagen interferiert hat“, wobei er die Begegnung der Kristallisation weniger zeitlich als räumlich trennen möchte.

Die Unsicherheiten und Widersprüche in den bisherigen Deutungen gerade dieser vielfach verschuppten Grenzzone zwischen oft phyllitischen Glimmerschiefern des Untergrundes und den phyllitischen Gesteinen im Ostteil der Gurktaler Decke kommt in klarer Weise in der Darstellung der Auffassungen der Metamorphoseverhältnisse im Wimitzfenster bei P. BECK-MANNAGETTA (1959, S. 344) zum Ausdruck: „Im O wies bereits H. BECK (1929) darauf hin, daß man im Wimitztales eher eine fortschreitende Metamorphose beobachten könne. Auf der Kartendarstellung (1931) widerrief er jedoch seine erst gefaßte Ansicht. Zum völlig gleichen Ergebnis wie H. BECK (1929) kam 1956 W. FRITSCH, während ich mich durch die makroskopisch gewonnene Deutung der Albitphyllite des Sonntagsberges eher zur Kartendarstellung H. BECKs (1931) bekannte. Im Bereich des östlichen Wimitztales scheinen ähnliche Verhältnisse einer mehr oder weniger fortschreitenden Metamorphose vorzuliegen. Im S zwischen Schaumboden und Fochau kann an Hand der Amphibolite jedoch eindeutig gezeigt werden, daß der Chlorit auf Kosten der Hornblende gebildet wurde. In gleicher Weise zeigen die Hornblendegarbenschiefer W Hart eine rückschreitende Umwandlung der Hornblende zu Chlorit.“ Als eindeutiges Ergebnis dieser vieldeutigen Beschreibungen kann nur die geringe Beweiskraft der sich widersprechenden Angaben dieser Arbeiten hinsichtlich des Verhältnisses von aufsteigender zu destruktiver Metamorphose gewertet werden. Keinesfalls kann auf solcher Basis, der noch dazu aus den bisherigen Untersuchungen heraus jegliche gesicherte Zeitdatierung hinsichtlich alpidisch oder variszisch ermangelt, aus diesem Abschnitt heraus auf die Existenz oder das Nichtvorhandensein der Gurktaler Decke an sich geschlossen werden. Deren Existenz und Ausmaß läßt sich hingegen, wie ausgeführt, in klarer Weise aus dem stellenweise erhaltenen überschobenen Mesozoikum im Liegenden, dessen Verbreitung, Fazies und Metamorphose im Gegensatz zum auflagernden nordalpinen Mesozoikum, der in weiten Räumen mit Sicherheit nachgewiesenen Diaphthorose des unterlagernden Untergrundes, vor allem aber aus der Kombination der zusammenhängenden mesozoischen Unterlagerung am Westrand mit den im Gesamtgebiet der Gurktaler Decke herrschenden W-E-Achsen erweisen. In der letzten Arbeit über den Raum der östlichen Gurktaler Decke, jener von P. BECK-MANNAGETTA 1959, kommt aber doch das Vorherrschen rückschreitender Umprägung als wesentliche letzte Formung zum Ausdruck — verständlich im Zusammenhang mit der Überschiebung der Gurktaler Decke. Erst die Überprüfung der Frage an Hand lückenloser Profile und unter Berücksichtigung der Verschuppungen — inwieweit etwa im Abschnitt SW Hüttenberg auch noch aufsteigende Metamorphose Unterlage und Decke gemeinsam erfaßt hat — wird eine Entscheidung darüber bringen, ob tatsächlich noch nach der mit der Fernüberschiebung in Zusammenhang stehenden Dia-

phthorese und Phyllonitisation eine fortschreitende Metamorphose vor sich ging. Eine solche letzte Phase wäre demnach nicht variszisch, sondern jungalpidisch, wäre als zeitliches Gegenstück zur ebenfalls erst nach der mit Diaphthorese in den höheren Zonen verbundenen Fernüberschiebung im Tauerngebiet stattgefundenen „Tauernkristallisation“ zu denken — die dann eben nur in ein noch höheres tektonisches Stockwerk emporreichte. Auf alle Fälle ist bei allen Überlegungen nun auch die tektonische Stellung der Einheiten zu beachten, keineswegs eine Gleichsetzung der Marmore von Waitschach S Hüttenberg mit jenen von Friesach, der Grebenze und des Marmorschwarmes von Hüttenberg mehr möglich (E. CLAR 1953, S. 228).

Auch E. HABERFELNER hatte sich in seiner Studie über den Raum des Hüttenberger Erzberges 1933, S. 62, der damals herrschenden Meinung vom variszischen Schuppenbau des Altpaläozoikums und dessen gleichaltriger Auffahrt über die Granatglimmerschiefer-Amphibolit-Unterlage, also das Mittelostalpin, angeschlossen. Naturgemäß betrachtete er daher auch die Diaphthorese im Raum Mösel-Althofen als altersgleich, variszisch. Für vorgosauisch, alpidisch wurde dann nur die Aufrichtung der auflagernden nordalpinen Trias gehalten, also die Bedeutung der alpidischen Überschiebung noch gänzlich unterschätzt. Ganz ähnlich hatte später in seiner unveröffentlichten Dissertation F. SOLYOM (1942) die Verhältnisse hier im Grenzbereich der Gurktaler Decke N Althofen und den Raum der Krappfeldtrias dargestellt und den alpidischen Bewegungen nur mehr germanotype Merkmale zugebilligt (S. 48) — verständlich auf Grund des zur Beantwortung dieser Frage zu engen Ausschnittes, der dafür in Betracht gezogen worden war. SOLYOM beobachtete auch die bereits aus sehr weiten Bereichen der östlichen Alpen bekannten zwei Hauptfaltungsrichtungen in der dem Paläozoikum auflagernden nordalpinen, nicht metamorphen Trias von Eberstein, nämlich eine W-E bis WSW-ENE verlaufende und eine N-S verlaufende Faltenachsenrichtung. Abgestützt auf die, wie oben erwähnt, unzutreffende Auslegung der Verhältnisse bei Innerkrems durch A. THURNER und R. SCHWINNER, deutete SOLYOM (S. 48) den N-S-Faltenbau als vorgosauische, älteralpine Orogenese mit gegen W gerichtetem Schuppenbau, während der W-E streichende Faltenbau dann als postkretazisch erachtet wurde. Auf die Unrichtigkeit dieser Auffassung über die gerade in umgekehrter Reihenfolge in der alpidischen Orogenese stattgefundenen Akte hat bereits P. BECK-MANNAGETTA 1953, S. 144, auch auf Beobachtungen von F. KAHLER gestützt, hingewiesen. Dem kann nur aus der allgemeinen ostalpinen Erfahrung zugestimmt werden.

Auf der Strecke von Hüttenberg bis über Eberstein hinaus bildet die seit langem bekannte Görtschitz-Bruchstörung (H. HÖFER 1880, K. REDLICH 1905, E. CLAR 1951), die ident ist mit der sogenannten Noreialinie (A. SCHWINNER 1951, K. METZ 1958), zugleich die heutige Deckengrenze. Sie gehört dem großen NNW-SSE streichenden System paralleler Brüche an, zu dem weiter im W die Predlstörung (NW St. Veit), die Ackerl-Gurker-Störung und weiter im Osten das Störungssystem der Lavant-Pöls-Linie gehören. Das Alter der Görtschitzstörung ist nach E. CLAR 1951, S. 70 und anderen Autoren nacheoazän und vormiozän; die miozänen Basisschotter wurden allgemein nicht mehr in das Störungssystem einbezogen. Dieses Störungssystem ist also ein jungalpidisch, lange nach der vorcenomanen Deckenüberschiebung und unabhängig von dieser ausgebildetes Strukturelement germanotyper Art.

Die paläozoische Unterlage der Krappfeldtrias, die zusammenhängend zwischen Eberstein und Meiselding vorliegt und sich in einzelnen Schollen mit nordalpiner Fazies bis zum Ulrichsberg fortsetzt, wird in diesem Raum seit F. KAHLER (1953, S. 12) als „Magdalensbergserie“ bezeichnet und besteht nach der Gliederung durch H. SEELMEIER 1940 aus einer Diabasfolge im Hangenden und einer Tonschieferfolge mit sandigen Zwischenlagen im Liegenden, wobei die alte Sammelbezeichnung der „Phyllitserie“ in diesem Raum, die R. SCHWINNER geprägt hatte, in die Bestandteile diaphthoritisches Kristallin und metamorphes Paläozoikum aufgelöst worden war. Als Alter der Magdalensbergserie gilt seit den Brachiopodenfunden am Christophberg von H. SEELMEIER 1938 Ordovicium, was von H. FLÜGEL 1958, S. 73, angezweifelt wurde. Wichtig ist die Erkenntnis der Identität der Magdalensbergserie und der Metadiabasserie im Sinne von A. THURNER, die durch den gleichen Stoffbestand und die gleiche tektonische Position gesichert ist. P. BECK-MANNAGETTA, der auf seiner Karte (1959, Tf. 7) dieser Identität der Serien bereits Rechnung trug, brachte auch die regional leicht wechselnden Metamorphosegrade zwischen höher (Chlorit-Grünschiefer-Fazies) und geringer metamorpher Ausbildung (Metadiabas-Glimmersandstein-Serie) zum Ausdruck.

Gegen Osten setzt sich die Gurktaler Decke unmittelbar in das Paläozoikum mit reichlicher mesozoischer Überlagerung im Untergrund des Ostteiles des Klagenfurter Beckens östlich von Klagenfurt fort, wobei weite Strecken allerdings von Quartärablagerungen verhüllt sind und oft nur Mesozoikum in nordalpiner Fazies an die Oberfläche kommt (Umgebung von Kühnsdorf, St. Stefan usw.). Hier im SE-Abschnitt besteht noch der unmittelbare Zusammenhang der Gurktaler Decke mit ihrer Wurzelzone in den Nordkarawanken auf der breiten Strecke im Abschnitt E Klagenfurt bis E Lavamünd-Prävali, wo auch noch eine mesozoische Scholle, jene der Straschischa, auf dem Altpaläozoikum aufliegt. Den Nordrand bildet hier zunächst E der Gurk zwischen Brückl und dem Bereich NW Griffen die Schuppenzone mit der Wandelitzer-Serie (P. BECK-MANNAGETTA) über dem Kristallin am Südrand der Saualpe. Sie besteht aus der paläozoischen Chloritschiefer-Phyllitserie mit Kalkphylliten bis Kalkglimmerschiefern. In dieser Serie liegt auch die Haimburger Marmorzone, eine Kette von gelblichweißen reinen Kalkmarmor-schollen, unregelmäßig schwach oder nicht gebändert und daneben blaugrauen, gebänderten Kalkmarmoren. Von P. BECK-MANNAGETTA (1954, S. 23) wurde sie auf Grund des Einfallens unter die silurische Metadiabasschieferserie als höheres Altpaläozoikum angesprochen. F. KAHLER hat hingegen diese Kalke in neuerer Zeit (1953, S. 25) als Trias bezeichnet, ja sogar Vermutungen über einen kretazischen und eozänen Anteil ausgesprochen, da er wie H. HÖFER 1894 und vormals P. BECK-MANNAGETTA die Kalke am Südrand der Saualpe „als leicht ungewandelte Verbindung zwischen Krappfeld und St. Pauler Berge“ betrachtete. KAHLER konnte die Art der Bewegung an dieser als „großartige Fuge“ bezeichneten Linie der Kalkzone zwischen Trixen und Haimburg noch nicht erklären. Tatsächlich gibt es hier eine bedeutende Bewegungsfläche in der Nähe, nämlich am Nordrand der nordbewegten SE-Fortsetzung der Gurktaler Decke über dem Kristallin der Saualpe, die aber weiter nördlich liegt und nicht mit der Kalkschollenreihe zusammenfällt. Vom regionalen Standpunkt aus wäre zwar wohl mittelostalpinen, metamorphes Mesozoikum hier an einer internen Schuppenfläche der Gurktaler Decke, die ja in Fortsetzung der Schuppenzone von Tauchendorf am Nordrand des Klagenfurter Beckens liegen würde, verständlich, aber die Kalkmarmore selbst geben

allein dafür kein sicheres Zeugnis ab. Nur etwa die blaugrauen, eng gebänderten, geschieferten, feinkörnigen Kalkmarmore des Lamprechtskogels und des Steinbruches W Enzelsdorf könnten dem Gesteinshabitus nach ebenfalls Trias repräsentieren — aber solche Spekulationen ohne Seriengliederungsmöglichkeit, ohne Fossilfunde sind wertlos. Durch das freundliche Entgegenkommen von Prof. Dr. O. SCHÖNENBERG war die Untersuchung einer Reihe fraglicher Kalkmarmore aus dem Grenzbereich von Mittel- und Oberostalpin nach Conodonten im Geologischen Institut der Universität Tübingen möglich. Proben vom Steinbruch W Enzelsdorf und von verschiedenen Kalkmarmoren des Dragonerfelsen erbrachten in dieser Hinsicht aber kein Ergebnis. Unzutreffend ist die Meinung von F. KAHLER, daß hier eine direkte Verbindung der nordalpin entwickelten Krappfeld- und St. Pauler Trias bestünde. Die von F. KAHLER vermutete Beteiligung von Kreide und Eozän am Aufbau der Kalkkette ist unbegründet.

Erst wieder vom Vorland der Ostkarawanken einschließlich der St. Pauler Trias war eine generelle und bedeutende Nordbewegung bereits 1928 von A. KIESLINGER beschrieben worden. Es ist der einzige Abschnitt im weiten Bogen des Ostteiles der Gurktaler Decke, vom Friesacher Abschnitt an, in dem an Deckentektonik gedacht worden war. Die Ergebnisse KIESLINGERS waren aber in der Folgezeit von fast allen übrigen Bearbeitern des Raumes als ungesichert abgelehnt worden. Erst jetzt kann wieder mit Bestimmtheit eine Aussage über die großen Überschiebungen in diesem Abschnitt getroffen werden. Bereits 1894 hatte H. HÖFER angenommen, daß die St. Pauler Berge um mindestens 11 km nach N verfrachtet worden wären, aber seine Anschauung basierte auf einer unrichtigen Grundlage. Er hatte sich die Bewegung als eine sarmatische Blattverschiebung einer keilförmigen Scholle am „Griffener Verwurf“ im W und dem „Lavanttaler Verwurf“ im E gedacht, also das Grundgebirge als Träger der Block-Bewegung angesehen.

A. KIESLINGER hingegen (1928, S. 513) stellte die Natur der Bewegung als flache Verfrachtung von Schubdecken richtig und schrieb: „Die St. Pauler Berge sind nicht samt ihrer Unterlage verschoben worden, sondern sind nur eine oberflächliche Schubdecke. Das Grundgebirge in Form des sogenannten Gutensteiner Kristallins ist in Bezug auf die Nordbewegung ruhig verblieben. Seine phyllitische Auflagerung wurde nach Norden abgeschuppt“. A. KIESLINGER sah in den St. Pauler Bergen den verfrachteten Rest einer nördlichsten Karawankenkette. Da aus dieser Ansicht nicht alle Fragen, namentlich die zeitliche Einordnung, die relative Schollenbewegung und die Diaphthoresezonen erklärt werden konnten, setzte hier die Kritik ein, die zugleich die gesamte Auffassung weiter horizontaler Verfrachtungen negierte. So lehnte H. P. CORNELIUS 1949, S. 236—238 die Deutung der St. Pauler Berge als Deckenzeugen ab, brachte als Gegenargument die Transgressionsbildung der Triasschollen mit Grödener Sandstein an der Basis auf der paläozoischen Unterlage und negierte den Zusammenhang zu den noch bis in die jüngste Zeit andauernden Nachschüben in den Karawanken. F. KAHLER hatte nach anfänglicher Zustimmung zur Auffassung KIESLINGERS sich in seiner Arbeit 1953, S. 21 gegen die Deckennatur der St. Pauler Trias ausgesprochen, da bei der in gleicher tektonischer Position liegenden Krappfeldtrias keine Trennfuge zur unterlagernden Magdalensbergserie existiere, sondern erst innerhalb oder unterhalb derselben ein Bewegungshorizont angenommen werden könne. Nach Kartierung der St. Pauler Berge lehnte auch P. BECK-MANNAGETTA (1955, S. 88) den weiten

Deckenschub im Sinne von A. KIESLINGER ab, meinte auch, daß die jüngere E-W-Einengung direkt dagegen spräche — was allerdings unbegründet ist. BECK-MANNAGETTA hatte in dieser Arbeit durch gefügekundliche Messungen als Hauptachsenplan W-E und N-S-Achsenlagen erwiesen und versuchte sie auf fünf verschiedene tektonische Phasen aufzuteilen. Bei einer ähnlichen Gliederung, die von BECK-MANNAGETTA im Gebiet der Koralpe (1951) durchgeführt worden war, könnte nach F. KARL (1954, S. 148) eine Deutung mit einem zeitlich einheitlicheren Bewegungsbild vorgenommen werden. In der Beschreibung der St. Pauler Trias durch P. BECK-MANNAGETTA wird unter anderem die aus weitesten Teilen der Ostalpen bekannte und von ihm mit Recht mit den gleichlaufenden diaphthoritischen B-Achsen im Kristallin verglichene, durch W-E-Achsen gekennzeichnete S-N-Bewegung in vorgosauischer Zeit erwiesen (S. 84), aus nachgosauischer Zeit eine E-W-Einengung, die sich in den N-S-Achsen abzeichnet, herausgeschält. Hier kommen außerdem noch jüngere, S-N gerichtete Nachschübe in weiteren Phasen zum Ausdruck (S. 89).

Die Ursache, warum die Auffassung von A. KIESLINGER allgemein auf Ablehnung stieß, war besonders darin zu suchen, daß die Hauptüberschiebung nicht, wie KIESLINGER angab, an der Basis der Trias vor sich ging, sondern daß eben die Hauptbewegungsfläche der Gurktaler Decke s. l. im Liegenden des Paläozoikums ausgebildet ist, das Paläozoikum als Trägerdecke die Trias also mit sich führt, während an der Grenze zur Trias nur Bewegungen geringeren Ausmaßes vor sich gingen, auf die ebenfalls von P. BECK-MANNAGETTA aufmerksam gemacht worden ist: Daher die Einwände betreffs des unmittelbaren Zusammenhanges etwa der Krappfeldtrias mit dem „Untergrund“. Auch KIESLINGER hatte zwar schon auf seinen Profilen (1928, Taf. X, Fig. 4) und im Text (S. 513) eine Überschiebungsfläche über dem kristallinen Untergrund dargestellt, aber doch die Basis der Trias als Hauptbewegungsfläche erachtet. Dadurch blieb auch die genetische Zugehörigkeit der Diaphthoresezone, die hier wieder kräftig unter dem darüberbewegten Oberostalpin im Kristallin auftritt, zur alpidischen Überschiebung verborgen. KIESLINGER (1928, S. 514) sah im Abschneiden der Diaphthoritzone der Koralpe an der Lavanttaler Störung — die aber doch wesentlich jünger als die Deckenüberschiebung ist — einen Beweis für das höhere Alter der Diaphthorese gegenüber dem Aufschub der St. Pauler Berge. Da aber die Überschiebung an der Basis des Paläozoikums über dem Kristallin vor sich ging, so müssen wir hier die Fortsetzung der Diaphthoresezone suchen, die sich auch wiederum an den nicht durch Brüche abgesenkten Säumen um die Fortsetzung der Gurktaler Decke findet, z. B. SW St-Andrä (Karte H. BECK) usf. Gerade diese regional verfolgbare Diaphthorese des Untergrundes der Gurktaler Decke ist auf jenen Strecken eine wichtige Bestätigung der Existenz der einstigen Bewegung, wo zwischengeschaltetes Mesozoikum fehlt. Im Zusammenhang damit soll nochmals auf die gefügekundlichen Ergebnisse von BECK-MANNAGETTA (1955, S. 89) verwiesen werden, bei denen die Gleichsetzung der vorgosauischen alpidischen Tektonik mit dem diaphthorisierten, an W-E-Achsen umgeprägten Kristallin vorgenommen werden konnte. Auf die unzutreffende Annahme der Unabhängigkeit der Diaphthorese des Koralmkristallins gegenüber dem Nordschub der Trias bei KIESLINGER (1928, S. 514) konnte sich daher H. P. CORNELIUS (1949, S. 237) bei seinen Einwänden ausdrücklich berufen.

Die Verhältnisse am Südrand der Koralm, wo die Grenzregion unter der von S aufgeschobenen Masse des Oberostalpins rückschreitend metamorphosiert, ver-

schuppt und W-E-achsal umgeprägt wurde, beschrieb nach all den Fortschritten seit den grundlegenden Erkenntnissen KIESLINGERS in neuerer Zeit R. SCHWINNER (1951, S. 122) so treffend, daß der Kern seiner Ausführungen hier wörtlich wiedergegeben werden soll:

„Die tiefere Serie der Koralm verschwindet an einer Linie, die 1½ km nördlich von Eibiswald und Soboth W-E durchgeht. Da vergittert sich das normale Koralmstreichen mit SW-NE streichenden Querschuppen, alle Gesteine sind gequält, die kenntlichen Einlagerungen kleine Fetzen: es ist eine bedeutende Störungszone, welche den Bau der Koralmgneise gegen oben abschließt, südwärtsfallend nur wenig steiler als der Abfall des Gebirges zur Drau, so daß das obere Stockwerk einen breiten Saum bildet. Diese Decke ist diskordant zu jenem älteren Bau aufgeschoben, . . . ist in W-E streichende Falten-Schuppen zerlegt, stark durchbewegt und meistens in rückschreitender Metamorphose.“ Allerdings liegt keine eigene Deckenüberschiebung vor, sondern die Serie ist durch die alpidische Beeinflussung derartig umgestaltet worden. Diese bisher so unbegründbaren Verhältnisse finden durch die oberostalpine Überschiebung ihre Erklärung.

Die Lavanttaler Bruchstörung ist wesentlich jünger als der vorcenomane Deckenbau, zerschneidet diesen und hat nicht, wie A. KIESLINGER (1928, S. 524) annahm, den Charakter einer „Gleitschiene“, eines „Grenzblattes“, an dem zur Zeit der Fernüberschiebung nur der westliche Teil gegen N bewegt, der Koralmblock selbst aber ruhig geblieben war. Die Überschiebung des Oberostalpins ist ja ein genereller Prozeß bei einer noch mit der heutigen Morphologie nicht vergleichbaren Oberfläche, ging, wie die regionalen Verhältnisse der Ostalpen zeigen, ebenso über die Koralpe hinweg, deren Aufwölbung wesentlich jünger ist, die nicht schon vorcenoman als Block, als Widerlager, als Gleitschiene auftrug. Das geringere Alter der (jungtertiären) Lavanttaler Bruchstörungen gegenüber der mit Diaphthorose verbundenen Deckenüberschiebung geht ja, abgesehen von der Auswirkung auf die jungtertiäre Schichtfolge des Unteren Lavanttales (P. BECK-MANNAGETTA 1952), auch aus dem Durchschneiden der Faltenzüge durch die südliche Fortsetzung dieses Störungssystems hervor, was A. KIESLINGER bereits selbst beschrieb. Dort, am Ostrand der Karawanken, interferierte außerdem noch lange ein weiterer, nordgerichteter junger Nachschub mit der ebenfalls weiter wirkenden Bruchtektonik. Zur richtigen Beurteilung des Ausmaßes der Deckenbewegung muß die Position des Paläozoikums mit den Triasdeckschollen auch hier im Zusammenhang mit den übrigen Resten des Oberostalpin gesehen werden (Grazer Paläozoikum, Grauwackenzone, Nördliche Kalkalpen).

Im E anschließenden Raum vom östlichen Karawankenvorland an, im Bachegebirge, im Poßruck und Remschnigg, herrscht trotz noch nicht entdecktem eingeklemmtem mittelostalpinem Mesozoikum klar erkennbarer, eindrucksvoller Deckenbau, sodaß hier schon sehr früh die bedeutenden Überschiebungen erkannt und beschrieben worden sind, was gerade aber in neuerer Zeit wiederum mehr in Vergessenheit geriet. So schrieb sogar L. KOBER (1955, S. 268), daß der Drauzug im Mesozoikum der Karawanken immer mehr die Autochthonie der Zone zeigt, daß er trotz Nordschuppung und trotz nordalpiner kalkalpiner Fazies doch nicht als Wurzelzone der Kalkalpendecken anzusehen sei. Tatsächlich aber kann hier wiederum in klarer Weise die Überschiebung des Oberostalpins, das vorwiegend aus dem nordalpin entwickelten, nicht metamorphen Mesozoikum besteht und als Unterlage noch in wechselndem Umfang Paläozoikum (Metadiabas-Phyllitserie und Kalke)

mit sich führt, über dem mittelostalpinen Kristallin erkannt werden. Wiederum ist das Kristallin an der alpidischen Hauptüberschiebungsfäche tektonisch enorm beansprucht, mylonitisiert bis diaphthoritisiert, worauf in sämtlichen Arbeiten aus dieser Region besonders hingewiesen wurde. Die Oberostalpine Decke ist heute erosiv in einzelne Schollen von verschiedenen Dimensionen aufgelöst. Tatsächlich aber übertrifft die Überschiebungsweite dieses Oberostalpins im ganzen sämtliche Erwartungen aller lokalen Bearbeiter bei weitem.

S der St. Pauler Trias läßt sich der mitbewegte paläozoische Untergrund, hier weitgehend von jungen Verhüllungen entblößt, über Bleiburg und Prävali bis unter die Karawankentrias durchverfolgen. Hier besteht also noch ein unmittelbarer, nicht durch die Erosion wie im westlichen Klagenfurter Becken und weiter im W unterbrochener Zusammenhang des Oberostalpins mit der Wurzelzone der Nordkarawanken. Das Paläozoikum trägt kleine Schollen nordalpiner Trias, wie jene von St. Katharina und St. Michael (W Bleiburg), jene von Straschischka NE Prävali und die W der Lavanttalstörung abgesenkte kleine Scholle des Burgstallkogels S Lavamünd u. a. Über dem Gutensteiner Kristallin ist im Gegensatz zur Auffassung von F. KAHLER, der hier eine störungsfreie Auflagerung annahm (1953, S. 22), die Hauptüberschiebungsfäche durch die schon von A. KIESLINGER am Kartenblatt Unterdrauburg (1929) kartenmäßig festgehaltenen und 1928 a, S. 514 beschriebenen diaphthoritisierten Glimmerschiefer charakterisiert, die besonders in der Nähe der Überschiebungsfäche in phyllitähnliche Diaphthorite verwandelt worden sind (NW Windischgraz). Gerade durch A. KIESLINGER wurde ja die bereits bei den St. Pauler Bergen erwähnte deckenförmige Nordverfrachtung des Mesozoikums angenommen, zu dem hier die oben genannten Schollen W des Mißlingtales und mit Vorbehalt die Triasreste am Ostrand dieses, durch die Fortsetzung der Lavanttaler Störung markierten Tales gestellt wurden (Buchdorf, Pametsch, sowie weite Flächen von Werfener Schichten). Aber auch alle diese Triasvorkommen sind weder selbständig noch als zusammenhängende Triasdecke verfrachtet worden — obwohl auf Grund der verschiedenen lückenhaften Schichtfolge an der Basis dieser Schollen ebenfalls eine Bewegung erfolgte — sondern wieder mit dem paläozoischen Untergrund, sodaß auch hier die unterlagernden mittelostalpinen Glimmerschiefer in Phyllonite und Diaphthorite verwandelt wurden; im Norden sind sie SE Unterdrauburg, im Süden z. B. bei Schloß Gallenhofen SE Windischgraz erschlossen. Ferner stellen sich diese Diaphthorite ebenso wie am Südrand der Koralmpe auch im Bachergebirge ein, wo die ursprünglich nahe der Überschiebungsfäche gelegenen diaphthoritisierten Teile des Kristallins noch nicht abgetragen worden sind. Sie stehen, im Gegensatz zur Auffassung KIESLINGERS, auch hier in unmittelbarem Zusammenhang mit der alpidischen, vorcenomanen Hauptüberschiebung. Ebenso gilt auch hier im Südabschnitt nicht die von KIESLINGER in Analogie zu den Verhältnissen von St. Paul angeführte Meinung, daß die beiden Teile W und E vom Lavant-Mißlingtalbruch verschiedenes Schicksal erlitten, namentlich, daß die Ostscholle als ruhiges Grenzblatt gegen die im W horizontal vor sich gegangene Verfrachtung fungierte. KIESLINGER hatte ja daher an einer Überschiebung im Abschnitt E der Störung gezweifelt. Zwar ist über der ganz jung aufgewölbten Koralm die ganze Überschiebungsmasse und die Diaphthoritzone abgetragen, im noch tiefer gelegenen Südabschnitt aber sind ja noch die Reste beider Gesteinskomplexe erhalten, wie oben ausgeführt — ein klarer Beweis für die generelle Überschiebung im Gebiet W und E der Lavanttal-Mißlingstörung.

Am Südrand des Bachergebirges liegen ebenfalls noch Schollenreste gleichen Mesozoikums und Paläozoikums beiderseits der weiter gegen SE ziehenden Mißlingtalstörung. Auch von diesen Schollen beschrieb KIESLINGER (S. 522) eine horizontale Verfrachtung. Sie liegen noch N der alpin-dinarischen Grenze und zeigen in Übereinstimmung mit ihrer Position Nordverfrachtung. So ist die Triasscholle von Röttschach auf die SW-Ecke des Bachergebirges aufgeföhren, in gleichem Sinn ist die NW davon gelegene Triasscholle von Oberdollitsch verfrachtet. Zugehörigkeit und Lagerung dieser beiden größeren Schollen war schon von A. SPITZ 1919, S. 284 richtig erkannt worden, was in seiner Auffassung von der Anknüpfung an die Nordkette der Karawanken und von der als vorgosauisch erkannten Überschiebung der Triasscholle von Röttschach über dem Bacherkristallin zum Ausdruck kommt, wo Gosau den Kontakt überdeckt.

Bis in die jüngste Zeit anhaltender Nachschub in der oberostalpinen Wurzelzone läßt sich in der andauernden Nordbewegung der Karawanken erkennen, wo nach den vorcnomanen Hauptüberschiebungen bis in die Gegenwart weitere Nachbewegungen folgten. Die bekanntesten Beispiele aus westlicheren Abschnitten sind die kräftige Überschiebung der obermiozänen Rosenbacher Schichten und die eindrucksvolle saigere Aufrichtung des pliozänen oder jüngeren Barentalkonglomerates am Nordkarawankenfuß. Durch die erosive Zerstückelung des oberostalpinen Deckenkörpers bereits in vorgosauischer Zeit war später allerdings keine Möglichkeit für eine Druckübertragung aus der Wurzelzone auf vordere Deckenteile in dieser Einheit möglich, sondern blieb die Bewegung auf die wurzelnahen Teile beschränkt.

Ebenso wie aus den Karawanken und vom Bacher ist die Hauptbewegungsfläche über dem Kristallin des Poßruck und des Remschnigg mit den Begleiterscheinungen der Diaphthorese schon in älteren Einzelarbeiten beschrieben worden. Die auflagernde Permotrias des Poßruck beschrieb F. BENESCH 1914. Dort liegen zahlreiche, kleine, nicht metamorphe Schollen von sehr lückenhafter, an der Basis und auch interntektonisch gestörter und reduzierter Permotrias über paläozoischen Phylliten (Hl. Geist, Hl. Kreutz, Poßruckgraben usw.). Das Perm liegt in Form von Grödener Sandstein mit Konglomeratlagen vor, vom Mesozoikum sind nur Karn (Tonschiefer, Crinoidenkalk und Plattenkalk mit Cidarisstacheln = Opponitzer Kalk) und Hauptdolomit in nordalpiner (!) Entwicklung (Griffener Fazies) bekannt, Gosau transgrediert. A. WINKLER erkannte hier im Anschluß an die frühen Arbeiten KIESLINGERS die generelle anormale Auflagerung der Permotrias auf dem Poßruck-Remschnigg-Kristallin auf Grund der starken mechanischen Deformation der Grenzzone des Altkristallins. Er bezeichnete diese Grenzfläche (1927, S. 241) als eine „Bewegungsfläche von sehr namhaftem tektonischem Ausmaß“ und schrieb ferner: „Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß in dieser Grenzfüge eine bedeutende Schubfläche hindurchzulegen ist, an welcher ein beträchtlicher Vorschub der mesozoischen Bedeckung dieses Zentralalpen-Ausläufers gegenüber seiner kristallinen Basis erfolgt ist.“ WINKLER beschrieb auch, wie eng sich diese Mylonitisierung der Kristallinobergrenze an die von KIESLINGER vom Südsaum der Koralpe beschriebenen Diaphthoresevorgänge anschließt, bringt sie aber, über die Beobachtungen KIESLINGERS hinausgehend, in Zusammenhang mit einem großen, gegen Nord gerichteten Überschiebungsvorgang einer alpinen Bewegungsphase. Es ist — wie nun gesagt werden kann — die große, vorcnomane Bewegungsphase, in der der oberostalpine Deckenschub über dem Mittelostalpin

vor sich ging, dessen Auswirkungen wir also bis hierher verfolgen konnten und der in den ungarischen Tiefbohrungen noch weiter gegen SE nachgewiesen wurde.

Im einzelnen werden von WINKLER 1927 die Gneismylonite und -diaphthorite im Remschniggzug zwischen Pongratzen und dem Montehügel SW Leutschach, sowie die heftige mechanische Durchbewegung der Phyllit-Grünschiefer-Serie (= paläozoische Metadiabasserie!) im Liegenden der Werfener Schiefer NE Heiligengeist (Jarzkogel-Nordseite) besprochen. 1938 beschrieb A. WINKLER-HERMADEN anschaulich diese durchgehende Überschiebungsfläche im Poßruck und Remschnigg (S. 50): „Innerhalb des Grundgebirges stehen einander der kristalline Sockel und die auflagernde paläo-mesozoische Decke tektonisch scharf getrennt gegenüber. Zwischen beiden läuft sowohl am Remschnigggrücken wie auch in der noch mitaufgenommenen Randpartie des eigentlichen Poßruck, in der Grundgebirgsscholle von Hl. Geist a. P., eine große Bewegungsfläche durch, an welche die . . . Mylonite, Ultramylonite, Gangmylonite von Pegmatiten und Schiefen geknüpft erscheinen. Aus den Feldbefunden kann geschlossen werden, daß die auflagernde jüngere Gesteinsmasse in deckenförmiger Bewegung über das Kristallin vorgeschoben worden ist. Da in der Scholle von Hl. Geist a. P. der Buntsandstein (Grödener Sandstein?) und die höhere Trias, wahrscheinlich auch die Oberkreide noch mitbewegt wurden und da auch unter dem an seiner Basis stark verschliffenen Buntsandstein unmittelbar die Kristallinmylonitzone durchstreicht, kann angenommen werden, daß die Hauptbewegung erst in spätestmesozoischer-tertiärer Zeit eingetreten ist.“ Die Beschreibung ist so klar, daß kaum etwas hinzuzufügen ist, außer, daß die oberostalpine Deckenüberschiebung im Zentralalpenraum, wie erwähnt, vorcenoman erfolgte und die Gosau transgressiv auflagert.

Ebenso klar beschrieb R. SCHWINNER 1951, S. 123 diese Überschiebungsfläche im Poßruck und Remschnigg und präzisiert deren Position an der Basis des Paläozoikums, wie auch schon WINKLER 1938 gegenüber den älteren Arbeiten, wo WINKLER sie noch innerhalb des Paläozoikums bzw. an der Basis der Trias wählte. Immer wieder werden seit der älteren Literatur an dieser Grenzfläche Quarzite erwähnt, die von anderen Autoren wieder als Mylonite nach Pegmatit, als Porphyroide gedeutet wurden. Es ist durchaus möglich, daß mittelostalpiner Verrucano und Semmeringquarzit an dieser Grenzfläche erhalten ist. Auch aus dem Paläozoikum der „Mahrenberger Serie“ weiter im Westen am Nordrand des Bachergebirges gibt R. SCHWINNER 1951, S. 122 Rannach-ähnlichen „Verrucano“ an! Hier sind Neuuntersuchungen nötig.

Hinsichtlich der Fortsetzung der Gurktaler Decke gegen SE ist zusammenfassend festzustellen: Das aus den Verhältnissen des Stammkörpers der Gurktaler Decke zunächst als Postulat aufgestellte Fortlaufen der Überschiebungsfläche auch in deren östlicher Fortsetzung ist durch die von dort bereits in der Literatur vielfach beschriebenen Gegebenheiten unmittelbar verifiziert worden. Die Existenz dieser bedeutenden Überschiebungsfläche ist von lokalen Bearbeitern in den verschiedenen Abschnitten schon früher erkannt und kartiert worden, ohne daß zunächst eine allgemein befriedigende Erklärung für dieses Phänomen gegeben werden konnte. Gerade aber der Nachweis der bedeutenden Bewegungsfläche in diesem so weit im Süden gelegenen Abschnitt durch verschiedene, unabhängig arbeitende Forscher noch lange vor der Erkenntnis der generellen tektonischen Trennung von Mittel- und Oberostalpin im neuen Sinn und trotz Mangel an meso-

zoischen Zwischenschaltungen ist die beste Bestätigung für die Existenz dieser großen Überschiebung auch in diesem bereits so wurzelnahen Raum.

f) Der Abschnitt südlich des Tauernfensters

Jener Teil des Ostalpins, der zwischen Tauernfenster im N und Gail- und Pustertal im S verläuft, war seit je als vermeintlicher Teil der Wurzelzone der ostalpinen Decke von besonderem Interesse. Verschieden wurden die hier erhaltenen Reste der mesozoischen Züge gedeutet, also die Gailtaler Alpen, die schmalen, eingeklemmten Späne von Kalkstein, Winnebach, Bruneck usf. Als Haupteinheit enthält die Zone südlich der unterostalpinen Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters das aus dem Osten, aus dem Gebiet des westlichen Klagenfurter Beckens und der Millstätter Alpe zusammenhängend über das Gebiet der Kreuzeckgruppe, der Schoberggruppe, das Defereggengebirge, die Pfunderer Berge und den Nordteil der Sarntaler Alpen nach W ziehende mittelostalpine Kristallin, das im Westen unmittelbar einerseits mit dem Ötz-Stubaier-, andererseits mit dem Campokristallin zusammenhängt, denen demnach die gleiche tektonische Stellung zukommt. An einigen wenigen Stellen ist in eingesenkten Streifen noch die primäre, sedimentäre mesozoische Auflagerung in Form von zentralalpiner, nun leicht metamorpher Permotrias erhalten (Kalkstein, Rasen, Staller Sattel, Bruneck, Mauls-Stilfes). Das überschobene Oberostalpin ist in einem wurzelnahen Streifen mit Mesozoikum in nordalpiner Entwicklung in den Lienzer Dolomiten und in den Gailtaler Alpen erhalten. Die z. T. fossilführenden Reste von Paläozoikum an dessen Basis gehören noch zu dieser Einheit: Im S das Nötscher Karbon und noch unbestimmte Anteile der Phyllitzone im östlichen Gailtal, am Nordrand ein Streif im Süden der Goldeck-Gruppe. Der Hauptteil der Goldeckgruppe, die Quarzphyllitzone im Westabschnitt der Kreuzeckgruppe und die tektonisch stark beanspruchten und verschuppten Thurntaler Phyllite sind wohl als primär dem mittelostalpinen Kristallin auflagernde paläozoische Serien analog den ausgedehnteren Phyllitzügen weiter im Westen, in der Campodecke, zu betrachten. Über die Thurntaler Phyllite geht ja, gleich wie über das westlich anschließende Altkristallin, eine einheitlich destruktiv formende Bewegungsfläche hinweg (G. DAL PIAZ 1930). Gail- und westliches Pustertal bilden hinsichtlich Tektonik und Fazies die Grenze zu den Südalpen, den alpidisch südbewegten Dinariden.

Über den Grenzbereich am Nordrand des Oberostalpins der Gailtaler Alpen ist, von E nach W fortschreitend, folgendes zu bemerken: Während im Raum Rosegg im Klagenfurter Halbfenster die mittelostalpine Trias relativ gut entwickelt ist, ist sie im westlich anschließenden Grenzabschnitt zwischen Mittel- und Oberostalpin auch nicht in Resten zu beobachten, wahrscheinlich auch deshalb, weil hier das breite Drautal zwischen Villach und Unter Amlach, einem Bruch folgend, die Grenze bildet. In der Goldeck-Gruppe ist die Hauptüberschiebungsgrenze zwischen Unter Amlach und Lind erschlossen.

Die Grundgliederung der Goldeck-Gruppe in drei Teileinheiten geht auf F. ANGEL & E. KRAJICEK (1939, S. 51) zurück. Die Autoren gliederten das „zweistufig durchgeprägte, heute aber häufig diaphthoritisierte Altkristallin“ am Nordabfall und Nordostsporn der Goldeck-Gruppe ab von der allerdings zu Unrecht zweigeteilten höheren Teileinheit im Liegenden der nordalpinen Trias bzw. der Grödener Schichten. Diese höhere Einheit wurde bereits von F. ANGEL & E. KRAJICEK

CEK z. T. ins Paläozoikum gestellt. Durch R. SCHWINNER wurde diese Zuordnung 1943, S. 148 erhärtet.

Die Überschiebungsgrenze des Paläozoikums über dem Glimmerschiefer-Untergrund wurde bei Unteramlach, im Graben zwischen Unter- und Oberamlach und bei Lind begutachtet. Die besten Aufschlüsse trifft man im genannten Graben. Die Glimmerschiefer der Unterlage fallen zunächst nicht, wie nach dem Profil von E. KRAJICEK 1939, Tf. 2, zu erwarten gewesen wäre, gegen S, sondern steil (70° – 90°) gegen NNE bis N, erst in den obersten Partien ändert sich die Lagerung ab und die Glimmerschiefer tauchen 50° steil gegen 160° unter die auflagernde paläozoische Serie ab. An der Grenze stellt sich eine Bank bläulichgrauen Bänderkalkes unbekannter Altersstellung ein. Die Grenzen zum unterlagernden Glimmerschiefer sind diskordant, dessen Grenzpartien tektonisch stark beansprucht. In diesem Graben folgt im Hangenden nochmals eine schmale Schuppe von phyllonitischen Glimmerschiefern, bevor die Hauptmasse des Paläozoikums in Form von Quarzphylliten, Chloritphylliten, Metadiabaslagen, Marmoren, Kalkphylliten und Graphitschieferzügen einsetzt. Bereits in der Arbeit von ANGEL & KRAJICEK 1939 ist die tektonische Einschaltung vereinzelter Glimmerschieferspäne im Quarzphyllit beschrieben worden — ebenfalls ein Hinweis auf den tektonischen Kontakt zwischen beiden Einheiten. Im Hangenden der Quarzphyllitserie stellen sich bei Paternion und im Vorkommen des Tiebelbaches, das von KRAJICEK S. 51 zu Unrecht als „Fenster“ bezeichnet wurde, Tonschiefer bis Phyllite mit Diabaseinschaltungen ein, die von ihm ohne hinreichende Begründung ins Karbon gestellt wurden, aber aus Analogieschlüssen ebenfalls am ehesten dem Altpaläozoikum angehören. An der Basis des auflagernden Mesozoikums erscheint auch hier der Grödenener Sandstein, der mit einer manchmal groben, quarzporphyrhältigen Konglomeratlage einsetzt. Mittelostalpinen Mesozoikum an der Hauptüberschiebungsfäche an der Basis des oberostalpinen Paläozoikums ist hier noch nicht erwiesen.

R. SCHWINNER hat 1943 eine Deutung der altersmäßigen und tektonischen Beziehung der Hauptbewegungsfächen versucht, und zwar jener an der Basis des Paläozoikums und der von ANGEL & KRAJICEK von der Basis des Mesozoikums des Drauzuges erwähnten. SCHWINNER kam dabei zu dem Schluß, daß die Bewegungen an den beiden Überschiebungsfächen ungleichzeitig seien, das Paläozoikum sei variszisch überschoben, das Mesozoikum alpidisch. Die Grundlagen für diese Schlüsse sind aber absolut unzureichend (1943, S. 149): „Wären die Bewegungen an beiden gleichzeitig in Gang gewesen, so könnte der dem entsprechende Unterschied in der Rindentiefe so verschiedene Intensität der tektonischen Umformung nicht erklären. Man muß also annehmen, daß Schub und Verschuppung der Basalphyllite des Paläozoikums auf und mit dem Altkristallin-Sockel, sowie die gemeinsame Kristallisation beider, fortschreitend im Paläozoikum, rückschreitend im Altkristallin, älter ist als die Schubbewegungen an der Basis des Drauzuges, vermutlich variskisch; es ist ja auch sonst im Muralpen-Altkristallin vielfach die Regel bestätigt, daß rückschreitende Kristallisation (Diaphthorese — Ameringkristallisation) variskisch ist.“ Aber die Bindung solcher Diaphthoresezonen gerade an die durch lokale Einklemmungen von zentralalpinem Mesozoikum als alpidisch gekennzeichnete Überschiebungsbahn des Oberostalpins habe ich 1959 klargestellt. SCHWINNER hatte ja noch an dem alpidischen Alter fast all dieser Mesozoika gezweifelt, sie für Paläozoikum gehalten, daher seine Schlußfolgerungen in Bezug auf das Alter der Diaphthorese auch hier. Die Intensität der tektonischen Umformung

hängt hier nicht vom hierfür unbedeutenden Unterschied in der Rindentiefe, sondern von der ganz verschiedenen Bedeutung der Hauptüberschiebungsbahn an der Basis des Oberostalpins und der Bewegungsflächen innerhalb dieser Einheit ab.

S der Kreuzeckgruppe bildet zunächst wiederum das Drautal bis Dellach die Grenze zwischen Mittel- und Oberostalpin. W davon reicht letzteres mit Trias und Paläozoikum stellenweise verschieden weit über die Drau nach N. In den Aufnahmeberichten von H. BECK sind wesentliche Beobachtungen enthalten, die nun aus dem Gesamtbild heraus verständlich werden. Die Trias mit Grödener Sandstein im Liegenden reicht zwischen Dellach und Nörsach streckenweise über das Drautal nach N. Im Osten fehlt die paläozoische Unterlage tektonisch, die Schollen sind unmittelbar über das Kristallin aufgeschoben. H. BECK beschrieb 1930, S. 32 diese Reihe von Triasschollen, die „von steilen Bewegungsflächen gegen das Kristallin begrenzt ist.“ Die Glimmerschiefer an der Obergrenze des Mittelostalpins, die z. B. in der Simerlacher Schlucht erschlossen sind, sind in der Grenzzone diaphthoritisiert. Die Mylonitisierung der an die Überschiebungsgrenze geratenen Triasanteile wurde von H. BECK 1939, S. 33 hervorgehoben: „Wie der obertriadische Dolomit des Rabant westlich der Rabantalm und im oberen Wurnitzgraben an der Grenze gegen das Kristallin größtenteils zu Brekzien zerdrückt ist, ist es auch der Wettersteinkalk zwischen Simerlach und Pötschling.“ Diese Beschreibungen zeigen klar, daß der Kontakt zwischen Sedimentserie und Kristallin nicht normal ist, keine primäre Zugehörigkeit vorhanden ist, sondern tektonische Grenzen durchziehen. Das Ausmaß der Überschiebung kann freilich nur aus den regionalen Verhältnissen ermittelt werden. Der Grenzverlauf der später steilgestellten oberostalpinen Permtrias-Serie gegen das Kristallin ist hier noch durch junge Brüche teilweise staffelförmig zerlegt. Auf der Karte von R. VAN BEMMELEN (1957, Tf. 17) sind noch die Schollen von Simerlach und Dellach (Kolm) als Überschiebungsmassen dargestellt. Allerdings ist die primäre Vergenzrichtung generell S-N, nicht umgekehrt, wie bei der jung verstellten Simerlacher Scholle gezeichnet wurde, ferner liegt die Hauptüberschiebungsgrenze bei der Dellacher Scholle unter, nicht über den Grödener Schichten.

In diesem Abschnitt reicht das oberostalpine Paläozoikum auch noch in geringen, durch jüngere tektonische Einklemmungen von der Erosion verschont gebliebenen Resten auf die Nordseite der Drau hinüber und wurde in der Kreuzeckgruppe von H. BECK entdeckt und beschrieben. Zentralalpines Mesozoikum fehlt hier ebenso wie an der Überschiebungsfäche bei den Schollen im Drautal. Dadurch ist auch eine Abtrennung etwaiger oberostalpinen Anteile in den paläozoischen Phylliten, die z. B. in der Ziethenscholle am Westende der Kreuzeckgruppe enthalten sein könnten, und welche einem stellenweise diaphthoritisierten Glimmerschiefersockel aufruhon (H. BECK, 1934, S. 25), kaum möglich. Der erwähnte eingeklemmte Rest von oberostalpinem Jungpaläozoikum liegt in der östlichen Fortsetzung der jungen Pustertaler Störungszone, die sich — wie R. SCHWINNER 1951, S. 159 schrieb — über den Sattel von Zwischenbergen ins Mölltal nach Wöllatratzen fortsetzt. H. BECK, der den Sedimentkeil im Gödnachgraben (Frühaugraben) 1 km E Dölsach bei Lienz und seine Fortsetzung östlich, jenseits des Sattels von Zwischenbergen ebenso wie die damit verbundene Störungszone erkannt hatte, hatte die Sedimentreste als Jungpaläozoikum gedeutet (1932, S. 27; 1935, S. 24). Ch. EXNER hatte dann (1956, S. 33) bei einer Neuuntersuchung die Scholle als Verrucano mit eingeklemmtem Hauptdolomit aufgefaßt. Die eigene Begutachtung

dieses Vorkommens ergab, daß die Serie doch ins Jungpaläozoikum zu stellen ist (Abb. 7): Über dem in Konglomeratlagen nicht selten charakteristischen Quarzporphyrgerölle führenden, relativ stark verfestigten Grödener Sandstein bzw. Quarzit folgen auf der westlichen Talseite als oberster Teil der Grödener Schichten 15–20 m lila bis violette, geschieferte Quarzite mit Schieferlagen, wie sie auch aus den Südalpen bekannt sind (Karnische Alpen). Der 4–5 m mächtige, von Ch. EXNER als Hauptdolomit aufgefaßte Dolomit im Hangenden ist dünnschichtiger, schwarzgrauer, durch Gipszwischenlagen charakterisierter typischer oberpermischer Bellerophonolomit. Der an jungen Störungen eingesenkte Rest des Jungpaläozoikums ist also nicht Rest einer primären Auflagerung, sondern nach der Fazies Teil der oberostalpinen Überschiebungsmasse.

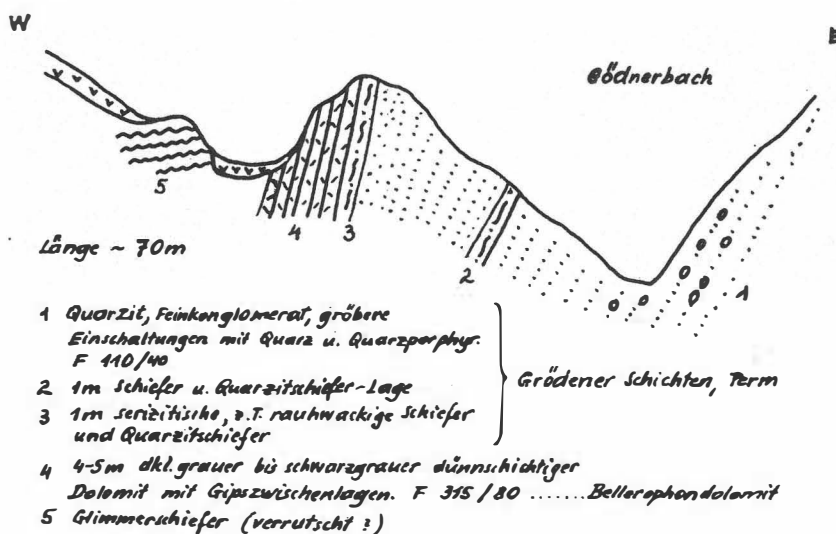


Abb. 7: Querprofil durch den Grödnachgraben (Frühaubach) — beim Weganstieg von der Grabensohle zum Westhang.

In ähnlicher Art blieb der ebenfalls von H. BECK entdeckte (1933, S. 26) und von Ch. EXNER (1956, S. 34) neuuntersuchte, wahrscheinlich dem Oberkarbon zuzuordnende Sedimentkeil aus Quarzkonglomerat, Feinbrekzien, Sandsteinen und Tonschiefern am Gnoppitztörl im SE-Teil der Kreuzeckgruppe erhalten. Hier erweist die von Ch. EXNER beschriebene diaphthoritische Verschmierung des angrenzenden Altkristallins die Überschiebung dieses Bestandteils der oberostalpinen Deckenmasse, der demnach nicht im Sinne von EXNER (1956, S. 36) als ursprüngliche Transgressionsserie des unterlagernden Altkristallins aufzufassen ist. Der mittelostalpine Gneis im Süden ist phyllonitisiert, der Granatglimmerschiefer im Norden diaphthoritisiert (Ch. EXNER 1956). Diese und vielleicht noch weitere Reste von Paläozoikum in der Kreuzeckgruppe — H. BECK hatte auf weitere solche Reste verwiesen, z. B. den von EXNER 1956 als Mylonit gedeuteten Rest S vom Hochtristen und jenen am Thörl bei Kleblach — zeigen die primäre generelle Überlagerung des mittelostalpinen Kristallins durch Oberostalpin nach der vorcenomanen Überschiebung an. Bereits R. SCHWINNER hatte 1943, S. 152 auf solche Reste

von Paläozoikum über dem Kristallin verwiesen und schrieb (1951, S. 160 ähnlich wie 1943): „Diese Grauwackenserie scheint früher die ganze Gruppe überdeckt zu haben; denn in den miozänen Schottern des Klagenfurter Beckens finden sich Gesteine des Seengebietes, von Heiligenblut, von Paternion-Hochstaff, aber keine wie sie heute in Kreuzeck und Hochalm-Gruppe aufgeschlossen sind. Über dieser muß damals noch eine Decke gelegen haben.“ Allerdings wird hier der Ausdruck „Decke“ noch im Sinne einer stratigraphischen Auflagerung verwendet. Heute ist aber die Natur dieser Decke als tektonisches Element klargestellt.

Im gegen W anschließenden Abschnitt N der Drau ist die tektonische Stellung der Thurntaler Quarzphyllite noch nicht endgültig geklärt. Sie nehmen den Raum unmittelbar N der Drau W Lienz bis zur Landesgrenze ein. Die Quarzphyllite, die metamorphes Altpaläozoikum repräsentieren werden, sind relativ hoch metamorph, z. T. granatführend. Sie enthalten neben Amphiboliten und Porphyroiden auch Gneislamellen, die sämtliche auf eine tektonische Verschuppung fraglichen Alters hinweisen. Um ihre tektonische Stellung als Teil des Ober- oder des Mittelostalpins klar entscheiden zu können, müßte eine tektonische Detailanalyse, namentlich auch der Basisfläche und der Obergrenze durchgeführt werden. Nach M. FURLANI (1912, S. 267) weist ihr westlicher, steil bis überkippt gelagerter Teil stets mechanischen Kontakt und diskordante Lagerung zur Gneisunterlage auf. Wahrscheinlich aber ist doch, daß es sich beim Thurntaler Phyllit um die im Ost- und Mittelteil der Ostalpen nur sehr fragmentarisch vorhandene paläozoische Serie des Mittelostalpins handelt, da nach den Untersuchungen von O. SCHMIDEGG 1937 die Phyllite einen mit dem Gneisuntergrund übereinstimmenden Achsenplan mit SW-NE-Achsen zeigen, der älter ist als der sicher alpidische Achsenplan mit WNW-ESE-Achsen. Während M. FURLANI (1921, Tf. 1) die Zerrüttungszone, die das mittelostalpine Kristallin weiter im Westen in dem der oberostalpinen Überschiebungsnähe nahen Grenzsaum kennzeichnet und die sie von Bruneck an gegen E durchwegs angibt, E vom Pfannhorn im Liegenden der Thurntaler Phyllite herumführt, zeichnet sie G. DAL PLAZ (1930) über den Südrand der Thurntaler Phyllite hinweg bis Sillian, was im gleichen Sinne wie die Untersuchungsergebnisse von O. SCHMIDEGG anzeigt, daß die alpidische Überschiebung des Oberostalpins über die in dieser Zeit bereits mit dem tieferen Untergrund verbundenen Phyllite hinwegging.

Die Hauptmasse des Oberostalpins wird in diesem Abschnitt durch die Lienzer Dolomiten repräsentiert. Auf deren fazielle Verhältnisse, die ebenso wie die großtektonischen für die Zugehörigkeit zum Oberostalpin in nordalpinen Fazies mit charakteristischen Schichtgliedern und Teilfazies (Seefeldler Fazies usw.) sprechen, wird im Abschnitt über die faziellen Beziehungen (Kapitel 6) eingegangen werden. Der Stil der Tektonik entspricht der Nähe der Wurzelzone. Die auf den Deckenschub folgende, hier besonders kräftige junge Bruch- und Schuppentektonik zerlegte die Masse in enge, parallel und steil geschichtete Staffel und Schuppen. Die junge Zerstückelung an Brüchen und schrägen Störungsflächen, von denen H. P. CORNELIUS (1949, S. 234) in den Lienzer Dolomiten Südvergenz angibt, darf nicht mit der primären, generell S-N gerichteten flachen Deckenüberschiebung des Oberostalpins verwechselt werden.

Als westliche Fortsetzung des Drauzuges erscheint zwischen Winnebach und Unter-Planken das nicht metamorphe nordalpin entwickelte Mesozoikum wieder, und zwar als tektonisch vollkommen isolierter Span des Oberostalpins

genau an der alpin-dinarischen Grenze im Norden vom Paläozoikum der Südalpen. Auf der Karte von G. DAL PIAZ, Blatt Monguelfo (1930) wird der Ostteil dieses Zuges bei Winnebach als Mulde aus Hauptdolomit, Rhätkalk und Lias im Kern dargestellt. Mit dem Winnebacher Kalkzug ist der westlichste noch erhaltene Rest des Oberostalpins an der Wurzelzone erreicht, weiter im Westen ist diese Einheit hier vollkommen abgequetscht.

Das Kristallin des Gail- und Lessachtales scheint nicht das normale Liegende des Drauzuges zu sein. Auffällig sind die ausgedehnten Diaphthoresezonen in dem aus Gneis (W), besonders aber aus Glimmerschiefer mit Amphibolitlagen bestehenden Kristallin. F. HERITSCH gibt (1943, S. 150) an, daß die bisher als Phyllite angesehenen Gesteine im Raum zwischen Kötschach-Mauthen und Dellach wahrscheinlich Diaphthorite mit phyllitischem Aussehen seien. Wiederum taucht, besonders E Dellach, die Schwierigkeit der Abtrennung von diaphthoritischen Glimmerschiefern und paläozoischen Phylliten auf. Während im Westteil des Gailtalkristallins durch HERITSCH „die postkristalline tektonische Fazies und Diaphthorese des Kristallins nachgewiesen“ ist, sind für den Ostteil genauere Untersuchungen in dieser Hinsicht und nach etwaigen Resten mittelostalpinen Mesozoikums noch ausständig. Vom Westende des Drauzuges erwähnte M. FURLANI (1912, S. 253) die enorme tektonische Beanspruchung des Grenzhorizontes zwischen Trias und Glimmerschiefer-Unterlage, wo sich graue und schwarze, sehr gequälte Phyllite einschalten, oft nur auf einen wenige Meter mächtigen schwarzen Mylonit reduziert. Vom Abschnitt W des Pressegger Sees hat F. HERITSCH usw. 1953, S. 60 die vielfache Zerreißung der Auflagerungsfläche der mit dem Grödener Sandstein einsetzenden Sedimentgesteinsreihe über dem Kristallin durch alpidische Bewegungsbahnen beschrieben. Vom Ostende schließlich wird der anormale Kontakt zwischen Gailtaler Kristallin und dem hier auflagernden Paläozoikum, dem Nötscher Karbon erwähnt. Die diskordante Lagerung des Nötscher Karbons über dem Kristallin ist nach F. KAHLER durch eine Störung bedingt, die er allerdings auf eine altvariszische Bewegung zurückführt. Aus dem gleichen Raum wird von N. ANDERLE (1951, S. 198) auch die auffällig diskordante Lagerung vom Grödener Sandstein über dem Glimmerschiefer beschrieben, als Erklärung aber eine Transgression angeführt.

Ob nun das Gailtaler Kristallin auf Grund der vielfach beobachteten Bewegungszonen an der Grenzfläche zum oberostalpinen Paläo- und Mesozoikum und zufolge der ausgedehnten, hier allerdings durch Fehlen mittelostalpinen mesozoischer Einklemmungen altersmäßig noch nicht gesicherten Diaphthoresezone entweder den südlichsten Teil des mittelostalpinen Kristallins darstellt — eine für mich naheliegendere Deutung, für die auch die allerdings nicht vielsagende petrographische Zusammensetzung spräche — oder zufolge der Angabe von N. ANDERLE betreffs der Transgression von Grödener Sandstein über Glimmerschiefern noch dem Oberostalpin zuzurechnen ist, kann nur durch eine nun unter diesem Gesichtspunkt durchgeführte Revision der Grenzflächen entschieden werden. Im letzteren Falle wäre die Grenze zwischen mittel- und oberostalpinem Kristallin im Drautal bei Sillian zu erwarten.

Das oberostalpine Mesozoikum des Drauzuges mit seinen paläozoischen unterlagernden Resten ist jedenfalls nur ein wurzelnaher Teil, nicht die Wurzel dieser Einheit selbst, die S des Gailtales liegen würde, die aber vom weiteren Nachschub

der Südalpen hier offenbar überwältigt und abgepreßt wurde. Hinzu kommt noch in der ganzen Zone des Gailtales die junge, mehrphasige Störungs- und Bruchtektonik.

W des Kalkzuges von Winnebach—Unter Planken ist das Oberostalpin an der Wurzelzone dann total ausgequetscht und an der Oberfläche nicht mehr vorhanden. Die kleinen Vorkommen von Trias an der alpin-dinarischen Grenzlinie beiderseits Niederrasen und bei Bruneck sind nicht mehr die Fortsetzung des Drauzuges, wie M. FURLANI 1921, S. 35 und spätere Autoren (z. B. R. SCHWINNER, 1951, S. 155) annahmen, sondern sind Reste der mesozoischen Bedeckung des Mittelostalpins, das hier bis zur Wurzelzone durchreicht. Abgesehen von diesen wurzelnahen Schollen kommen auch im übrigen Teil des Mittelostalpins hier Reste von Trias vor, wo sie durch jüngere, die älteren Faltenzüge durchschneidende Störungen eingeschuppt und dadurch erhalten wurden. So bei Kalkstein, am Staller Sattel und von Mauis und Stilfes an gegen SW hin. Sämtliche Vorkommen sind in zentralalpiner Fazies entwickelt, sämtliche durch die ehemalige Überschiebung durch das Oberostalpin mehrweniger stark metamorphosiert.

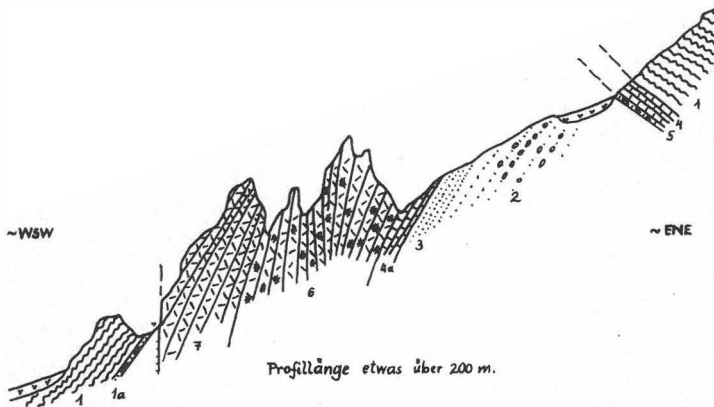


Abb. 8: Profil durch die Kalksteiner Trias. Felsrippen NW Bad Kalkstein.

1 Altkristallin; 1a Quarzitlage darin; 2 Alpiner Verrucano (Perm): Arkosen, Geröllquarzite, Quarzite; 3 Skythquarzit (u. -Arkose) nicht näher abgrenzbar; 4 Anis: blaugrauer 10 m mächtiger Bänderkalk; 4a desgl., 6 m mächtig; 5 Dolomitschlierenkalk des Anis; 6 45 m rauhwackiger, schwarzer, gebänderter oder geschichteter Anisdolomit; 7 30 m schwarzer bis dunkelgrauer, geschichteter, feinkristalliner Anisdolomit.

W von Innervillgraten zieht bis zum Kalksteiner Joch die für manche tektonische theoretische Erwägungen der Vergangenheit bedeutsame Trias von Kalkstein. Sie wurde von F. TELLER entdeckt und 1883 erstmals beschrieben, später von M. FURLANI (1912, 1921) untersucht, schließlich von O. SCHMIDEGG (1936, 1937, 1958) studiert. Ich selbst konnte sie profilmäßig im Abschnitt NW Bad Kalkstein kennen lernen. Dieser mesozoische Span steckt WNW-ESE streichend diskordant mit steilen Störungsflächen im Altkristallin, die Art der Einschaltung ist durch O. SCHMIDEGG 1937 ausführlich beschrieben worden. Wesentlich ist die Tatsache, daß das hier ohne Zwischenschaltung von Paläozoikum unmittelbar dem Kristallin (Glimmerschiefer, Gneis) eingeschaltete Mesozoikum in zentralalpiner Fazies entwickelt ist und dem Mittelostalpin primär angehört. Im Profil von Bad Kalkstein (Abb. 8) erkennt man über dem Kristallin und einem schmalen anisischen Kalkspan

im Norden eine steil südfallende Serie, die vom permoskythischen Quarzit und Quarzitschiefer bis zum mitteltriadischen Dolomit reicht. Bereits F. TELLER hatte (1883, S. 195) die Schichtfolge und Lagerung richtig erkannt und im Dolomit Diploporen und Gastropoden entdeckt. Als Basis des Triaspaketes erscheinen Alpiner Verrucano und Skythquarzit in Form hellgrüner feinkörniger Quarzite mit einzelnen, stärker schiefrigen Partien und Gerölleinschaltungen in den basalen, aus Arkose bestehenden Teilen. Dieser sonst allgemein als „Verrucano“ bezeichnete Komplex wurde von R. SCHWINNER (1951, S. 155) als Grödener Schichten aufgefaßt. Darüber folgt der im Profil 10 m mächtige tieferanisische, bläulichgraue Bänderkalk, schwach kristallin, mit den charakteristischen Dolomitschlieren im stratigraphisch hangenden Teil (hypsométrisch tiefer). Die Dolomitmasse, die sich hierauf anschließt und den Hauptteil des Zuges bildet, ist dunkelgrau bis schwarz und in den unteren 50 m partienweise stark mylonitisiert und in Rauhwaacke verwandelt. Der Dolomit scheint in der Hauptmasse noch dem Anis anzugehören. In den helleren, grauen bis braunen hangenderen Partien stellen sich lagenweise reichlich Dasycladaceenreste ein, die nach E. KAMPTNER am ehesten mit *Physoporella minutula* GÜMBEL aus dem obersten Anis vergleichbar sind, aber wahrscheinlich einer neuen Art angehören. Die Deutung des Dolomites als Hauptdolomit durch O. SCHMIDEGG (1958, S. 261) ist unbegründet und unzutreffend.

Der in jüngerer Phase nach der Deckenfernüberschiebung hier durch eine Einklemmung erhalten gebliebene Kalksteiner Zug kann also nicht — und darauf haben in neuerer Zeit wie O. SCHMIDEGG alle Forscher hingewiesen — als trennendes Element zwischen Wurzelzonen großtektonischer Einheiten angesehen werden, wie dies seit der Pionierzeit der Deckenlehre bis herauf zur Arbeit von R. STAUB 1924, S. 214 geschah. Es ist hier im Kristallin der Unterlage keine durchlaufende Grenze zwischen angenommenen Deckenelementen von der Kalksteiner Trias weg weiter verfolgbar. O. SCHMIDEGG ließ die Frage, ob das Mesozoikum die primäre Auflagerung darstelle oder tektonisch aufgeschoben sei, noch offen (1937, S. 128). Nun kann aus dem Vergleich mit den übrigen noch erhaltenen mesozoischen Resten des Mittelostalpins die primäre Zugehörigkeit zur mittelostalpinen Unterlage festgestellt werden. Auch G. DAL PLAZ und L. KOBER sahen in ihren neueren Arbeiten in der Kalksteiner Trias keine Wurzelzone mehr.

Aus einer weiter im N gelegenen Einklemmungszone, der Stalleralm auf der Südseite des Deferegentales wurde durch W. SENARCLENS-GRANCY, 1932, S. 485, neben Phylliten, die dem Thurntaler Quarzphyllit entsprechen, eine analoge Triasscholle kleineren Ausmaßes beschrieben. Das Alter des schwarzen Kalkes (?) konnte von SENARCLENS-GRANCY durch den Fund von *Diplopora philosophi* PIA als Anis festgelegt werden. Ein ähnlicher schwarzer Kalk soll auch weiter im E, S Asing bei St. Veit, vorhanden sein.

Mittelostalpinen Mesozoikum liegt ferner, wie erwähnt, in Resten entlang der alpin-dinarischen Grenze im Abschnitt Nieder Rasen (Oberstall) bis Bruneck. Im Bachbett E Oberstall und dann bereits nahe dem Sattel steht nordfallend grüner permoskythischer Quarzit an. Im Mittelabschnitt, 20 m über dem rechten Bachufer schaltet sich zwischen Phylliten im S und dem Orthogneis im N eine Rippe von blaugrauem bis weißem Bänderkalk ein, tektonisch stark beansprucht, altersmäßig unbestimmt, vielleicht Anis.

Eine etwas größere Scholle zentralalpinen Mesozoikums baut den Brunecker Schloßberg auf. Der im Phyllit steckende, verschuppte Sedimentrest besteht zum

Großteil aus hellem, feinstkörnigem, nicht gebändertem, kleinbrüchigem Dolomit (Mitteltrias), am Südrand des Schloßberges stellt sich noch eine 7 m mächtige Partie von feinstkristallinen, weißen, undeutlich geschichteten, schmal gebänderten, z. T. rosa gefärbten Kalken (Anis) ein. Der spärliche, dynamometamorphe Rest ist nicht, wie M. FURLANI 1921, S. 38, schrieb, mit den Kalken des östlichen Drauzuges, also dem Oberostalpin vergleichbar, ist auch nicht im Sinne von H. P. CORNELIUS (1936, Vh. GBA., S. 146) im Anschluß an G. DAL PIAZ (1934) paläozoisch, sondern gehört nach der Ausbildung des allerdings spärlichen Gesteinsbestandes in die Reihe der mittelostalpinen Sedimentreste dieses Abschnittes an der Nord-Südalpen-Grenze.

In den Pfunderer Bergen verschmälert sich auch das Mittelostalpin, ähnlich wie weiter im Osten das Oberostalpin gegen W in zunehmendem Maß, steht aber doch über den Abschnitt Mauls-Stilfes mit dem Kristallin im Westteil der Sarntaler Alpen und noch westlicherer Einheiten in Zusammenhang. In ähnlicher Position wie im Kalksteiner Zug tritt, wiederum an steilen Störungflächen in die ehemalige kristalline Unterlage eingeschuppt, die Trias von Mauls-Stilfes im Bereich des Eisack- und Pensertales auf. Wiederum zeigt die Trias typisch zentralalpine Fazies. Die Vorkommen sind seit A. FICHLER bekannt und besonders durch M. FURLANI (1921) studiert. Der Triaszug streicht vom Gebiet des Wannserjoches (SW) über Zinseler Hühnerspiel und Stilfes N von Mauls vorbei und keilt E davon aus. Die Schichtfolge ist bereits von R. KLEBELSBERG 1935, S. 248 in ziemlicher Vollständigkeit beschrieben worden. Schichtfolge und interne Tektonik erkennt man am besten im Profil, das der Graben zwischen Schloß Welfenstein und Niederflans (NW Mauls) erschließt. M. FURLANI gab es 1921, Taf. 2 wieder.

Die Unterlage der Triasserie bildet der Alpine Verrucano, der über dem Kristallin bei Welfenstein reichlich konglomeratische Lagen führt, vorwiegend mit Quarzkomponenten, die Faustgröße erreichen und durch die tektonische Beanspruchung oft linsig ausgewalzt wurden (Abb. 10). Der Alpine Verrucano enthält hier ferner feldspatreiche Arkosepartien und in tieferen Teilen schmale Serizitschieferlagen. Seit B. SANDER (1912, S. 227) ist außerdem ein Porphyroid aus dem „Maulser Verrucano“ vom Graben bei Stilfes bekannt. Als nächstes Schichtglied folgt über dem etliche zehn Meter mächtigen Alpenen Verrucano, der demnach hier eine ähnliche, aber noch reichere Gliederung wie jener von Kalkstein aufweist, fester Skyth-Quarzit (10 m und mehr) und darüber ein Glied aus dem Grenzbereich Skyth-Anis von eigener Art, in den Ostalpen am besten in der mittelostalpinen Fazies entwickelt. Es handelt sich um eine Serie aus gut geschichteten, unreinen, gelbbraun verwitternden, serizitischen Schiefem mit unreinen, bläulichgrauen, feinkristallinen Bänderkalklagen und mit Partien gelbbrauner, aus Dolomit entstandener, regelmäßig dünn geschichteter Rauhwacke. Die Serie ist in der untersten Schuppe der Maulser Trias am Hangsporn NNE Schloß Welfenstein mit etlichen Zehnermetern Mächtigkeit erschlossen. Sie erinnert an Serien von der noch viel mächtigere Folge aus Rauhwacke, Schiefem und Serizitschiefern der Raasbergserie unter dem Grazer Paläozoikum im Ostteil des Mittelostalpins angefangen bis hinüber zu dem von den Schweizer Geologen als „Campiler Horizont“ bezeichnetem Schichtglied im Mittelostalpin Ostbündens. Auch in der Fortsetzung der Maulser Trias am gegenüberliegenden Hang der Eisack, im Profil SW ober Stilfes, ist diese oberstskythische „Rauhwacken-Serie“ in gleicher Position in den einzelnen Schuppen vorhanden. Die weitere Folge kann in den höheren Schuppen

studiert werden, die im vorgenannten Profil bei Welfenstein oberhalb des Steinbruches beim Alten Kalkofen in Richtung Nieder Flans hinauf folgen. Hier tritt in der nächsten Schuppe (Abb. 9) über dem Permoskyth-Quarzit und der rauhwackigen, schmalen Serizitschieferlage mit Diaphthorit-Schürflingsspuren (?) der typische anisische Bänderkalk auf, der feinstkristallin bis fast dicht ausgebildet ist, bläulichgrau bis schwarz erscheint und lokal auch Partien von einem Kalk-Dolomit-mm-Rhythmit enthält. Die Mächtigkeit des anisischen Bänderkalkes beträgt hier und in der nächsthöheren, dritten Schuppe je 8–10 m. Wiederholt wurden früher aus solchen manchmal auch rosa gefärbten Bänderkalken aus dem

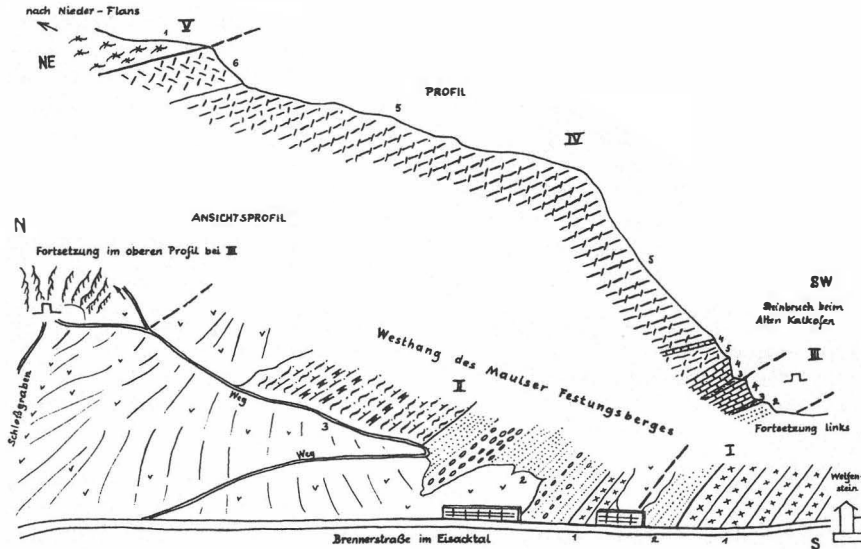


Abb. 9: Profil durch die Maulser Trias bei Welfenstein.

I—V: Schuppen. 1 Kristallin, 2 Permoskyth (Alpiner Verrucano und nicht abgrenzbarer Skythquarzit): Quarzite, Serizitquarzite und Konglomeratlagen mit ausgewalzten, bis faustgroßen Quarz- und Kristallinkomponenten. Rauhwackenserie der Skythobergrenze: Wechselfolge aus Serizitschiefern, geschichteten Rauhwacken, unreinen Kalken und Dolomiten, z. T. rauhwackig; 4: bis 10 m blaugraue anisische Bänderkalk, lokal Kalk-Dolomit-Feinrhythmit, 5: bis 180 m mächtiger schwarzer bis dunkelgrauer geschichteter bis gebankter, z. T. gebänderter Anisdolomit, 6: 20 m hellgrauer Wettersteindolomit.

SW-Abschnitt der Stilfester Trias Hornsteinknollen und -knoten erwähnt. Die dritte Schuppe des erwähnten Profils reicht stratigraphisch noch weiter empor und führt etwa 160 m mächtigen schwarzen, anisischen Dolomit, darüber noch 20 m hellen Wettersteindolomit, dessen ladinisches Alter durch Funde von *Diplopora annulata* SCHAFFH. in Dolomiten gleicher Position in anderen Abschnitten, z. B. am Zinsler (M. FURLANI 1921, S. 45) erwiesen ist. Am Weißhorn schied darüber M. FURLANI noch gelbe Dolomite mit sedimentären Brekzien, mit Tonschieferlagen und begleitenden Kalken als Vertretung der „Raibler Schichten“, also als Karn aus.

Auf den nordschauenden Hängen S der Eisack ist die Triaszone wiederum SW ober Stilfes, z. B. an der Straße zum Penserjoch in den NW-Abfällen des Nockwaldes gut erschlossen. Hier erkennt man außer Schuppung auch gegen N vergente Großfaltung. Die oberste Schuppe ist an der NW-Seite des Grabens zwischen Thalwald und Nockwald im Liegenden des Kristallins, mittelsteil gegen NW unter dieses eintauchend, aufgeschlossen. In ihrem Verband, der vom Semmeringquarzit bis zum Anisdolomit reicht (Abb. 10), ist wiederum die oberst-

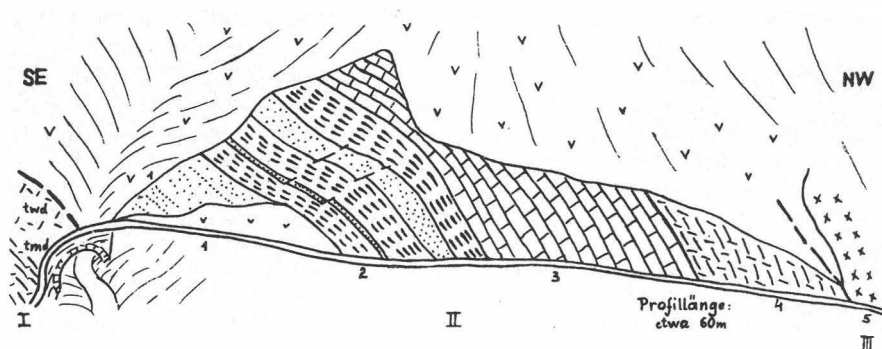


Abb. 10: Die Stilfeser Trias an der Penserjochstraße im Thalwald SW Stilfes. 1: 10 m Permoskythquarzit, 2: Rauhwackenserie der Skythobergrenze: 10 m Wechselfolge von rauhwackigen Serizitschiefern und Quarziten, in den obersten Lagen Gipsgehalt; 3: anisischer Bänderkalk, 4: Anisdolomit, 5: überschobenes Kristallin. v: Hangschutt.

skythische „Rauhwacken-Serie“ aus Rauhwacken und primär wechsellagernden Quarzit-Serizitschieferlagen in 12 m Mächtigkeit enthalten. Die Ausblühungen, besonders in den obersten Partien legten den Verdacht auf Gipsführung dieser Serie nahe. Die Vermutung, daß sowohl die unteranisische, horizontgebundene Rauhwacke bzw. diese stratigraphisch etwas tiefere, oberstskythische einem primären Gipsgehalt ihre Entstehung verdanke, ist ja alt. Aus Proben dieser Serizitschiefer konnte F. HOFER, dem ich hierfür bestens danke, durch Röntgenstrahl-Beugungsanalysen neben Serizit, Quarz und Feldspat auch Gips im festen Gestein und in den Ausblühungen, dort außerdem noch Epsomit und Thermonatrit nachweisen. Da außerdem im Serizitschiefer Pyrit vorhanden ist, wäre denkbar, daß der Gips in den rauhwackigen Partien durch Stoffumsetzung aus dem Pyrit entstand; da aber in den festen Gesteinspartien, in denen der Pyrit noch in frischem, unzersetztem Zustand erhalten ist, ebenfalls Gips nachgewiesen wurde, ist doch ein primärer Gipsgehalt sichergestellt. Diese gleiche Skyth-Anisgrenzserie mit primär wechsellagernden Tonschiefern, Rauhwacken, Serizitschiefern, auch Bänderkalken und einzelnen Quarzit- und Serizitquarzitlagen tritt mit einer Mächtigkeit von über 10 m auch in dem noch erschlossenen Kern der gegen NW gerichteten Antiklinale der nächsttieferen Schuppe am NW-Hang des Nockwaldes auf. Diese oberstskythische „Rauhwacken-Serie“ wurde deshalb hier etwas ausführlicher erörtert, da sie uns im Verein mit anderen Merkmalen in den Ostalpen einen Hinweis auf das zentralalpine Faziesbereich gibt, auch dann, wenn wie hier die Schichtfolge nicht hoch in der Trias emporreicht.

Die Lagerung des gesamten Trias-Schuppenpaketes, das aus aufrechten, mittelsteil bis steil gegen NW fallenden Gliedern besteht, erweist sich auffallenderweise als entgegengesetzt gerichtet gegenüber jener der Kalksteiner Trias. Bei Kalkstein gehört die steil gestellte Trias dem Nordflügel des Rahmens an, da die ältesten Schichtglieder im N ansetzen und gegen S hin die Serie ins stratigraphisch Hangende fortsetzt. Dort ist also die südliche Kristallinscholle an steiler Störung jungalpisch gegen N überschoben. Bei der Maulser Trias hingegen lagert die Trias primär auf der südlichen Scholle und zeigt gegen N(W) hin aufrechte Schichtfolge in den Schuppen. In intern verfalteten Schuppen, z. B. im Nockwald unterhalb der Penserjochstraße S ober Stilfes, erkennt man in den gegen NW weisenden Faltenkernen den primär in dieser Richtung erfolgten Hauptschub, der wohl die Faltung und Schuppung des Triaspaketes verursachte. Ursache dieser starken Schuppung ist daher wohl die einst darüber hinweggegangene oberostalpine Masse, deren Überschiebung auch die Dynamometamorphose verursachte. Daß heute über diesem Schuppenpaket mit jeweils aufrechten, NW fallenden Schichtgliedern wiederum mittelostalpinen Kristallin folgt, ergibt klar den jüngeren, gegen S(E) gerichteten Aufschub in Zusammenhang mit der generellen Einengung der hier schmalen, mittelostalpinen Zone S vom Tauernfenster, dessen Inhalt ja auch im Norden sogar über den mittel- und unterostalpinen Rahmen aufgepreßt wurde. Theoretisch wäre natürlich diese Schuppenbildung auch bei der kurzen, südvergenten Aufschiebung möglich, was aber bei ihrer enormen Intensität sehr unwahrscheinlich ist.

Vielfältig wurde bisher die Maulser Trias in Fazies und Stellung in tektonischen Synthesen dieses Alpenabschnittes gedeutet. Generell gilt für die Maulser Trias wie bei der Kalksteiner Trias, daß sie in der Frühzeit der Deckenlehre, von P. TERMIER angefangen, der sie als Wurzelzone seiner Ortlerdecke deutete, bis zu R. STAUB 1924, der hier die Südgrenze der Campodecke annahm, als Wurzelzone bestimmter ostalpinen Decken angesehen wurde. In neuerer Zeit (L. KOBER 1923 und später, R. STAUB 1937 und später, B. SANDER 1929 usf.) hingegen hat sich die Auffassung, daß diese Züge zentralalpiner Trias Einklemmungen an Schuppungszonen kleineren Ausmaßes darstellen, allgemein durchgesetzt.

g) Das Ostalpin zwischen Tauernfenster und Bünden

Eine ebenso entscheidende Wendung in der Auffassung des tektonischen Baues wie im Abschnitt E des Tauernfensters brachte die 1959 durchgeführte Abgrenzung des Oberostalpins vom Mittelostalpin im oben beschriebenen Sinn im westlichen Teil der Zentralalpen, also dem Raum zwischen Brenner und der West-Ostalpengrenze in Bünden. Während ja im Osten die Problematik des Fragenkreises „Mittelostalpin“ bisher noch gar nicht klar erfaßt worden war, ist die Lösung der Frage im Westteil der Ostalpen umso dringlicher, da hier die Frage der Existenz und der oberen Abgrenzung des Mittelostalpins, die Stellung von Ötz- und Silvretta-kristallin, Stellung und Herkunft der Nördlichen Kalkalpen in diesem Abschnitt bisher als eines der umstrittensten und bis in die neueste Zeit ganz verschieden gedeuteten Grundprobleme galt. In allen Arbeiten, die regionale, großräumige Fragen dieses Abschnittes behandeln, kommt das Ringen um die Lösung dieses Problems zum Ausdruck, spiegeln sich die Schwierigkeiten wider, die der Versuch der Abtrennung eines Mittelostalpins von einem oberostalpinen kristallinen Anteil

nach sich zog. Als Beispiel sei die Meinung von J. CADISCH (1953, S. 424) zitiert, der die bisherige Situation wie folgt charakterisierte:

„R. STAUB hält an einer gegen das nördliche Vorland gerichteten Bewegung fest und möchte die Ortlerzone (1) mit Quattervals- und Umbrail-Decke (2) samt zugehörigem Campokristallin als Mittelostalpin und die Scarl-Decke (3) mit Müntertaler-Sesvenna-Kristallin als Oberostalpin auffassen, obschon, wie er sagt, die tiefere tektonische Trennung zwischen 1 und 2 liegt. W. HAMMER, W. LEUPOLD, Gb. DAL DIAZ und neuerdings auch C. ANDREATTA sind der Auffassung, daß im Altkristallin der drei Einheiten gegen E hin, wo die Sedimente auskeilen, eine tektonische Abgrenzung nicht festgestellt ist. Es zeigt sich hier die Schwierigkeit, ein Mittelostalpin als eigene Großeinheit vom Oberostalpin abzutrennen. Was wir heute als Mittelostalpin bezeichnen, sind also nicht Elemente, die mit dem Unterostalpin eng verknüpft sind („Grisoniden“ von R. STAUB), sondern eher oberostalpine Abspaltungen, die im E durch die Scarl, die Quattervals-Decke, im W durch die Silvrettamasse überfahren wurden.“ In jüngster Zeit waren daher eine Reihe von Schweizer Geologen zur Ansicht gelangt, daß überhaupt keine Berechtigung mehr zur Abtrennung eines „Mittelostalpins“ im alten Sinne als selbständige Großeinheit zwischen Unterostalpin im Liegenden und der ja als oberostalpin betrachteten Silvretta-Ötzmasse gegeben sei. Diese Auffassung von der engeren Bindung der Teileinheiten des ostalpinen Kristallins im Hangenden des Unterostalpins kann ebenfalls nur bestätigt werden, hinzuzufügen aber ist, daß daneben eine entscheidende tektonische Grenzfläche eben erst nahe unter der Basis der Nördlichen Kalkalpen und den damit verbundenen schmächtigen Serien verläuft, die in Übereinstimmung mit der faziell begründeten Beobachtung steht, daß die Kalkalpen nicht einfach aus den Sedimenten des zentralalpiner Raumes abgeleitet werden können, und demnach durch diese im Gesamttraum des Ostalpins in den Ostalpen durchlaufende Überschiebungsfläche eine Abtrennung eines Oberostalpins im neuen Sinne von dem im Westen beträchtlich erweiterten Mittelostalpin zurecht besteht.

Die Lösung dieser Frage ist allein aus der Schau aus den Westalpen, von der Schweiz her unmöglich gewesen, sie ergab sich erst bei der Lösung des ostalpinen Bauplanes, aus der klaren und durch Mesozoikums-Einschaltungen im Ostteil der Alpen gut erfaßbaren Gliederung in Mittel- und Oberostalpin. Im Blickfeld der Schweizer Geologen ist ja die Wurzelzone des Oberostalpins, der Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone vollkommen ausgequetscht, wie man bereits in der westlichen Fortsetzung des Drauzuges S des Tauernfensters erkennt. Die Bindung dieser oberostalpinen Sedimentgesteine an das Silvretta- bzw. Ötzkristallin als Trägerdecke war daher naheliegend. Allein schon die Tatsache, daß in den Synthesen von R. STAUB und L. KOBER Ötzmasse oder Silvretta als verschieden hohe Decken erachtet und demnach jeweils als Unterlage und Trägerdecke der Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone galten, zeigt die Schwierigkeiten bei der Annahme dieser Hypothesen.

Von E her kommend konnte nun das mittelostalpine Kristallin mit dem faziell ihm eigenen lückenhaften Mesozoikum zwischen Tauernfenster und alpin-dinarischer Grenze durchverfolgt werden. Die Einheit reicht aber weiter ohne Unterbrechung über den Westteil, über die Sarntaler Alpen einerseits (unter und) um den Schneebergzug im Raum S der Texelspitze und des Schnalsertales in die Ötzmasse, andererseits über den Vintschgau in die Basis der Ortlergruppe (Campo-

kristallin), ohne daß hier eine Deckengrenze festzustellen wäre. Das haben die Arbeiten von B. SANDER, W. HAMMER, O. SCHMIDEGG u. a. erwiesen. Dieser unmittelbare Zusammenhang, die gleiche Stellung über dem Pennin-Unterostalpin wie im Osten ist das erste Faktum, das für die Gleichsetzung der großen Kristallinschubmasse der Zentralalpen im W und E des Tauernfensters spricht.

Von E kommend sieht man ferner, daß diese Einheit nicht Trägerdecke der Nördlichen Kalkalpen ist. Sie hat ihr eigenes, faziell differenziertes Mesozoikum ohne fossilführendes Paläozoikum im Liegenden — das gilt für den Osten gleichermaßen wie für den Westen. Eine Ableitung der Sedimente der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen von dieser mit Alpinem Verrucano einsetzenden alpidischen Serie ist auch aus faziellen Gründen nicht möglich. Dieses primär auflagernde Mesozoikum zeigt im Ostteil des Westflügels des Mittelostalpins in der Mauls-Stilfester Trias, in der Telferer und Moarer Weiße, im Schneeberg, in den Tribulaunen, im Serleskamm und der Kalkkögelgruppe typisch zentralalpine Fazies, in einigen Eigenheiten von der unterostalpinen abweichend, mittelostalpin, wie wir sie bereits im Flügel E des Tauernfensters kennengelernt haben. Besonders an der tieferen Trias und an der Ausbildung des sandig-quarzitisch-schieferigen Jura, der bisher in der noch am besten untersuchten Serlesgruppe (nicht Blaserdeckscholle!) für Rhät gehalten worden war, zeigt sich klar der zentralalpine Charakter der Serien, wie im Abschnitt über die Faziesbeziehungen (S. 161) näher ausgeführt werden wird. Weiter im Westen trägt dieses Kristallin, wieder als normale Auflagerung, die in sich mindestens in den höheren Teilen in Decken gegliedert ist, Mesozoikum, das in seiner Gesamtheit, trotz der faziellen Abwandlung im Streichen, die Zugehörigkeit zur mittelostalpinen Fazies erkennen läßt. Hierher zählen: Piz Lad, Ortler, Aela, Quattervals, Scarl-Decke (Unterengadiner Dolomiten) Ducan, Sandhubel, Arosler Dolomiten, und Tschirpendecke mit Weißhorn. Die Faziesunterschiede sind hier im Westen, wo ja bald auch die Zone mit nordalpinen Fazies primär gegen W zu Ende ging und im Streichen auslief, zum angrenzenden Unterostalpin und zur nordalpinen Fazies nicht mehr so bedeutend wie im Osten, aber vorhanden. So stellt sich als Gegensatz zur nordalpinen Fazies im obersten Skyth im gesamten Mittelostalpin eine charakteristische Ausbildung dieses Horizontes in Form einer Wechselfolge von Serizitschiefern, Rauhwacken, sandigem Dolomit usf. („Rauhwacken-Serie“) ein. Ebenso bindet die Gliederung des Anis die Einheiten vom Ducan angefangen über die Engadiner Dolomiten und Jaggl bis zum Tribulaun und weiter im Mittelostalpin gegen E, mit einer Serie aus geringmächtigem Dolomit(schiefer) über der Rauhwacke, oft knolligem und hornsteinführendem Kalk in der Mitte und meist dunklem Trochitendolomit im Hangenteil des Anis. Die Serie mit dem oberanisischen Trochitendolomit, der auch in der lückenhaften Schichtfolge des Ortler auftritt, steht in deutlichem Gegensatz zur oberostalpinen Entwicklung im Westteil der Nördlichen Kalkalpen, wo doch die Kalksedimentation im Anis weitaus überwiegt. Als weiteres fazielles Charakteristikum soll hier noch die Bedeutung des norischen Plattenkalkes hervorgehoben werden. In der nordalpinen Tiroler Fazies ist er äußerst mächtig, erreicht bis mehrere hundert Meter, während er in der mittelostalpinen Fazies in den Ostalpen gerade erst allmählich einsetzt, im Unterostalpin hingegen noch fehlt. Die Fazies des Lias bzw. des Jura überhaupt stellt ebenfalls einen brauchbaren Indikator bei der Abgrenzung der zentralalpinen Fazies dar: Im Unterostalpin des Westens und Ostens bis zum Rahmen des Tauernfensters sind Brekzien und sandige Schiefer

neben der lokal auch mehr kalkigtonigen Entwicklung charakteristisch. Ebenso erscheint Sandstein, sandiger Kalk- und Tonschiefer noch im Mittelostalpin der Aela-Albula-Ortler-Zone, während das Ducan-Landwassergebiet zufolge der mit der Obertrias schließenden Schichtreihe ja in dieser Hinsicht nicht herangezogen werden kann.

Zur tektonischen Einordnung dieser Einheiten E von Graubünden ergibt sich folgendes: Dem Unterostalpin gehören bekanntlich an der Westgrenze der Ostalpen im Norden Falknis-, Sulzfluh-Decke und Aroser Schuppenzone an, im S Err- und Bernina-Decke. Im Engadiner Fenster sind die unterostalpinen Serien (Tasna-Decke) ebenso wie im Tauernfenster studiert und erkannt. Da sich aus dem oben erwähnten Zusammenhang S um das Tauernfenster und anderen Beobachtungen ergab, daß Campo-, Silvretta- und Ötzmase zu ein und derselben, primär gegen N verfrachteten Groseinheit, nämlich dem Mittelostalpin, gehören, ist nun verständlich, daß R. STAUB stets vergeblich nach einem Mittelostalpin unter diesem Kristallin im Rahmen des Tauernfensters suchte. Über den Fenstern keilt das Mittelostalpin allgemein zumindest streckenweise rasch aus. Dennoch ist die kristalline Unterlage auch im Osten, unter den Tribulaunen auf weiter Strecke erhalten, zieht ferner auch die ausgedünnte kristalline Basis im Liegenden der Unterengadiner Dolomiten im Schulerzug durch. Bei der hier gegen N bis NW gerichteten Hauptüberschiebung der Groseinheiten wurde unter dem nachrückenden Oberostalpin (Kalkalpen samt schmaler Basis) vorwiegend die mesozoische Hülle des Mittelostalpins unter geringer Beteiligung des Kristallins in Decken und Schuppen gelegt. Wo gegen Bünden hin durch Auskeilen des mittelostalpinen Kristallins im N dessen Stirn lag, heute im Raum SE Chur, ist das Mesozoikum in Stirnschuppen abgespalten und selbst noch ein Stück überfahren worden. Hier herrschen z. B. in den Aroser Dolomiten die W-E-Achsen vor (J. CADISCH 1953, S. 383). Als primäre Anordnung der Einheiten von N gegen S ergibt sich: Teile der Tschirpen-Decke (Parpaner Weißhorn und Rothornkristallin), Aroser Dolomiten, Sandhubelplatte mit Ducan.

Zu Ende der primären Überschiebungsphase mit SSE-NNW wirkenden Kräften, die die Hauptdeckenüberschiebungen und Schuppungen erzeugten, wirkte auch hier, wie aus zahlreichen Arbeiten hervorgeht, ganz analog zu den Verhältnissen weiter im Osten der allgemein bekannte „Ost-West-Schub“, in damit verbundener jüngerer Einengungsphase, später eine südvergenter Schub. Weiter im Osten lernten wir in den Ostalpen Beispiele dieser südvergenten Faltung und Aufschupung im Schneeberger Zug, in der Maals-Stilfester Trias und in den Lienzer Dolomiten kennen, also in einem Abschnitt nahe der Wurzelzone, aber auch am Kalkalpen-Südrand, wo durch die Erosion für die jüngeren Phasen das Widerlager im S bereits geschwächt war. Hier im Raum der Engadiner Dolomiten ist nach Auffassung der überwiegenden Zahl älterer und neuerer Bearbeiter im Gegensatz zur Auffassung von R. STAUB ein solcher junger südvergenter Falten- und Schuppenbau für die Überführung der Ortlerzone von N her verantwortlich. Die Hauptbewegung bei dieser S bis SW gerichteten Überschiebung liegt im Osten in der Rhät-Lias-Zone von Scans-Fraele-Madatsch im Hangenden des Ortler-Mesozoikums. Gegenüber der Deutung von R. STAUB gaben O. SCHLAGINTWEIT (1908), A. SPITZ (1915), W. HAMMER in mehreren Arbeiten (z. B. 1938, S. 235), M. RICHTER (1958, S. 322) u. a. hier bzw. in der westlichen Fortsetzung der Zone S- bis SW-Vergenz an. Auch W. LEUPOLD betonte die gegen SW gerichtete Bewegungskompo-

nennten, allerdings vermutete er darin die primäre, ältere Bewegung. Durch die Arbeit von H. EUGSTER (1959) wurde die enge Zusammengehörigkeit, ja sogar der Zusammenhang von Quattervals (Umbrail)-Decke und Scarl-Decke erkannt und hervorgehoben. Demgegenüber geht die tiefere tektonische Trennung, wie bereits R. STAUB betonte, an der Fläche zur unterlagernden Ortler-Decke vor sich. Diese Überschiebungsfläche läßt sich gegen E über das Stiflserjoch und Trafoi bis Prad/Etschtal verfolgen, gegen W gilt die Aela-Decke mit der Albulazone als Fortsetzung der Ortlerzone.

Wollte man hingegen diese Überschiebung im Sinne von R. STAUB (1937, 1950 usw.) als primär S-N gerichtete Überschiebung deuten, so gerät man in die im Ostteil nicht lösbare Schwierigkeit: Dann muß man auf Grund der Lagerung im Albulagebiet die Silvrettamasse in ihrer Gesamtheit als höhere Decke ansehen, die Ötzmasse als höchste Einheit auffassen. Als unumgängliche Schlußfolgerung ergibt sich dann bei solch gewaltigen meridionalen Überschiebungen im W die Notwendigkeit einer durchlaufenden Trennung der primär „höheren“ (Ötz) und „tieferen“ (Campo) Einheiten. R. STAUB suchte früher in Konsequenz dieser Auffassung die Deckengrenze zunächst im Bereich Vintschgau-Schnalstal-Schneebergerzug-Gossensaß, ähnlich wie früher P. TERMIER, der 1903 im Zusammenhang mit der Erkenntnis des Engadiner- und Tauern-Fensters zugleich als erster die Ötztaler Alpen als Deckenfolge mit Wurzeln im Vintschgau darstellte. Durch die Arbeiten der österreichischen Geologen wurde diese Deutung durch die dort quer zu der geforderten Grenze streichenden Kristallinzüge unmöglich. 1937 nahm R. STAUB nun zwar eine durchgehende Verbindung der Ötzmasse bis zur Wurzelzone an der alpin-dinarischen Grenze an, postulierte aber ein achsiales Abtauchen der als tiefer gedeuteten Campodecke unter der Ötzdecke gegen E an durchgehender Grenze bis zur Wurzelzone. Aber auch diese von STAUB 1937 geforderte Grenze zwischen Ortler und Ötzmasse im Raum W Meran ist nach zahlreichen neueren Arbeiten nicht vorhanden. Besonders W. HAMMER betonte (1931, S. 180 und 1938, S. 231) die untrennbare Verkettung dieser beiden Einheiten hier im E, besonders markiert durch die über beide Einheiten gemeinsam hindurchstreichenden Laaser Schichten. Ebenso sprach sich G. DAL PLAZ 1936, S. 16 für die Zusammengehörigkeit der beiden Einheiten aus. Es bildet, wie HAMMER 1938, S. 234 hervorhob, „das ganze Kristallengebiet zwischen dem Vintschgau und dem Nocetal eine tektonische Einheit, die im Norden mit dem Ötztalerkristallin zusammenhängt. Mit letzterem stimmt auch sein Gesteinsbestand und seine Metamorphose im wesentlichen überein. Seine Tektonik gibt keinen Anlaß, Teile von ihm als Wurzelzone den nördlichen Gebieten gegenüberzustellen.“ Es ist demnach auch die von L. KOBER 1955, Tf. 1 dargestellte breite Wurzelzone bei Tirano (S. 263) der von ihm als höhere Einheit gedeuteten Silvretta nicht durch irgendeine klare tektonische Linie gegen N begrenzt, die Maulsertrias kann schon auf Grund ihrer aufrechten nordfallenden Lagerung nicht als Hinweis auf eine solche Grenze dienen. Es erstreckt sich hingegen durch die schon erwähnte Ausquetschung des Oberostalpins hier im ganzen Abschnitt das mittelostalpine Kristallin breit bis zur Wurzelzone.

Durch die Erkenntnis, daß weder Ötz- noch Silvretta die Trägerdecke der Nördlichen Kalkalpen darstellen, ist der Suche nach einer oberostalpinen kristallinen Wurzelzone hier im Süden im Sinne von STAUB und KOBER ja der Boden entzogen. Es trägt ja nicht nur die Ötzmasse im Osten ein eigenes ausgedehntes, dem nordalpinen fremdes Mesozoikum, sondern es konnte nun erst in diesem Zusammen-

hang die Bedeutung des schon lange bekannten, dem Silvrettakristallin aufruhenden Permomesozoikums im Abschnitt SW Piller und in der Thialspezserie erkannt werden, über dem erst die Hauptüberschiebung des Oberostalpins liegt.

Die Verstellung der Ötz-Stubaier-Masse gegenüber der Silvretta-Fervall-Masse ist im Norden durch jungen Ost-West-Schub an der Schling-Überschiebung markiert. Diesem jüngeren Schub ist die jetzt höhere Position der Ötzmasse an ihrem Westende zu verdanken. Ihre nördliche Fortsetzung bildet die Wennser Linie über Wenns und Piller. W. SCHILLER hatte 1904 die Schlingüberschiebung erkannt, W. HAMMER 1931 und 1938 ausführlich beschrieben. In ihrer südlichen Fortsetzung bleibt sie im Vintschgau an den linksseitigen Berghängen, steigt gegen E allmählich aufwärts und läuft bereits vor Erreichen des Schnalsertales nach W. HAMMER zwischen den Öztaler Gneisen aus. Eine allseitige durchgehende Trennung ist an dieser Linie nicht vorhanden.

Der Begriff „Mittelostalpin“ hat in tektonischer Hinsicht, seit er durch R. STAUB 1920, S. 37 aufgestellt worden war und in seiner ursprünglichen Fassung „die Campodecke, samt Ortler, Unterengadiner-, Bergüner- und Aroserdolomiten“ umfaßte, mannigfache Umdeutungen erfahren: Sehr bald kam der Languardlappen hinzu, 1934 trennte STAUB wiederum die Unterengadiner Dolomiten, 1937 die Arosier Dolomiten ab und stellte sie ins Oberostalpin, zu dem ja Silvretta- und Ötz-Decke gerechnet worden waren. Daneben existierten, wie erwähnt, noch andere Meinungen über Abgrenzung und Zuordnung dieser Einheit. Durch die Berücksichtigung der Zusammenhänge mit dem Osten, wo das Oberostalpin nun eng und klar gefaßt wurde, kommt man in Zusammenhang mit den faziellen Verhältnissen zu der hier gegebenen eindeutigen Abgrenzung des Mittelostalpins. Der so verwendete Begriff ist daher gegenüber der ursprünglichen Definition von R. STAUB beträchtlich erweitert.

Der Nordrand des Mittelostalpins W des Tauernfensters. Überblickt man die Lagerungsverhältnisse an der Basis der Nördlichen Kalkalpen und des angrenzenden unterlagernden Streifens in Tirol und Vorarlberg, so lassen sich zwei Hauptbewegungsflächen feststellen: Eine oft auch zersplitterte und verschuppte an der unmittelbaren Basis der kalkalpinen Serien mit dem hier nur mehr in Spänen mitgeführten Paläozoikum der Grauwackenzone und eine zweite, etwas tiefer gelegene unter den Landecker Phylliten und der Phyllitgneiszone. Letztere ist streckenweise durch die Einschaltung von zentralalpin entwickelten spärlichen Resten von Permotrias markiert. Diese tiefere Bewegungsfläche läßt sich — abgesehen natürlich von dem durch den jungen Ötz-Stubaier-Vorstoß im E verdeckten ursprünglichen Grenzverlauf — im gesamten übrigen Teil zusammenhängend verfolgen und ist auch bereits in der Literatur besprochen worden. Ihre Bedeutung aber als Trennungslinie großtektonischer Einheiten hatte man bisher übersehen.

Die ausführlichsten Beschreibungen dieser Grenzzone am Nordrand des Silvrettakristallins gaben W. HAMMER und O. REITHOFER. Bereits 1918, S. 244 schrieb W. HAMMER: „Die Zonen der eigentlichen Phyllite und jene der Glimmerschiefer und Phyllitgneise sind durch keine scharfe stratigraphische oder tektonische Trennungslinie voneinander geschieden. Die Schuppungsflächen im Inneren der ganzen Zone sind nicht an jene Grenze gebunden. Gegen die Gneise der Silvretta aber ist die Glimmerschieferzone von Pontlatz bis ins Patznauntal durch tektoni-

sche Linien deutlich abgetrennt.“ Trotz der weit verfolgbaren scharfen Grenze hatte W. HAMMER hier allerdings (1918, S. 250) keine weitreichende tektonische Trennung angenommen. Dem ist nun, nach der Untersuchung der im W anschließenden Fervallgruppe durch O. REITHOFER (1931, 1935, 1937) hinzuzufügen, daß auch dort diese tektonische Grenze, wo aufgeschlossen, unter der Phyllitgneiszone fortlaufend weiterzuverfolgen ist. Sowohl die Gesteine der Phyllitgneiszone selbst als auch die mylonitisierte angrenzende Unterlage sind tektonisch stark beansprucht. Die Phyllitgneise z. B. bei Piller bestehen nach O. SCHMIDEGG 1959, S. 362, z. T. aus richtigen feldspatführenden Gneisen, andererseits aus Glimmerschiefern mit phyllonitischem Gepräge.

Die in den Beschreibungen betonten Mylonitzonen an dieser Überschiebungsfäche sind auch kartenmäßig auf den Blättern Landeck (W. HAMMER) und Stuben (O. REITHOFER) ausgeschieden. Sie markieren die Grenze von E nach W wie folgt: W Pontlatzer Brücke, Raum Thialspitze, Giggel/Trisannatal, Mittagsspitze, Malfontal bei Thaja, S Innerwald, SE Silberthal, S Tschagguns; Gampadelztal (O. REITHOFER 1937, S. 205). Die Schollen von Altkristallin in der Phyllit- und Phyllitgneiszone sind oft stark diaphthorisiert, z. B. im Abschnitt E Landeck.

Reste der ehemaligen permotriadischen Auflagerung über dem mittelostalpinen Kristallin sind, wie erwähnt, in geringem Umfang und tektonisch stark beansprucht an der Überschiebungsfäche erhalten. Im Osten treten sie im Abschnitt Piller in der Zone beiderseits der Pontlatzer Brücke auf. Östlich anschließend liegt das auch wieder in der Arbeit von O. SCHMIDEGG 1959, S. 363 von dieser Überschiebungsfäche erwähnte und kartierte (Taf. 9) Mesozoikum und Alpiner Verrucano NE Harben und unterhalb Puschlin. Aus der westlichen Fortsetzung beschrieb W. HAMMER 1918, S. 233 zahlreiche Reste dieser basalen Trias und des Alpenen Verrucano. Er betonte bereits den Unterschied dieser feinkörnigen „Verrucano“-Vorkommen gegenüber jenen an der Basis der Kalkalpen, die dort aus groben Brekzien und Konglomeraten im Liegenden des Buntsandsteins bestehen. Außerdem wird auch durch HAMMER (S. 233) die höhere Metamorphose dieser (mittelostalpinen) Triasbasisserien hervorgehoben. Am NW-Kamm der Thialspitze sind diese Schiefer des Alpenen Verrucano mit dem Phyllit verschuppt. In den violetten feinsandigen, glimmerigen Schiefen sind dolomitische Flasern eingeschaltet. Im Urgtal, SE davon, enthalten die hellgrünen serizitischen Schiefer Quarzgerölle. Am Rauchkopfkamm stehen die quarzitischeserizitischen Schiefer nach W. HAMMER in engstem Verband mit kalkigen Schiefen, dünnbankigen Kalken, schwärzlichen tonigen Lagen, grobkörnigen quarzitischen und kalkigen Gesteinen, d. h. es ist hier offenbar eine Serie vom Alpenen Verrucano über den Skythquarzit bis zur wechselvollen Schiefer-Karbonatserie des Skyth-Anis-Grenz-niveaus („Rauhacken-Serie“) vorhanden. HAMMER verglich diese Thialspitz-Rauchkopf-Serie zurecht mit den lithologisch völlig gleichenden Schichten zwischen Alpenem Verrucano und Muschelkalk in der Sesvengruppe und am Jaggl, ich selbst möchte noch auf die weitere Vergleichbarkeit mit den anderen mittelostalpinen Vorkommen bis hinüber nach Mauls-Stilfes hinweisen. Immer der Hauptüberschiebungszone folgend ist die Fortsetzung dieser Permoskythschiefer-Serie auch weiter westlich noch anzutreffen. Zwischen Flathalm und Hintergiggel folgt ihr nach W. HAMMER eine breite Mylonitzone. In der Fervallgruppe zeichnete O. REITHOFER nur E Kristberg eine Einschaltung von „Verrucano“ im Bereich der Untergrenze der Phyllitgneise.

Ebenso wie in der Landecker Phyllitzone trifft man hier, z. B. in der Umgebung von Silberthal, tektonische Einschüppungen von Paläozoikum der Grauwackenzone und Alpinem Verrucano innerhalb der Phyllitgneiszone, die deren enorme tektonische Durchmischung charakterisieren und die aus dem Hangenden, letzterer vielleicht z. T. auch aus dem Liegenden dieser Zone stammen. Gegen W nimmt die Verschüppung der kalkalpinen Serie mit dem mitgeschleppten Phyllitgneis-Untergrund zu, W Tschagguns nehmen die Späne beträchtliches Ausmaß an.

Nahe dem Südrand der Phyllitgneiszone tritt hier ein mesozoischer Keil in der Tschaggunser Mittagsspitze auf. Die von O. AMPFERER (1933, S. 137) und M. BLUMENTHAL (1936, S. 39f.) beschriebene Schichtfolge vom „Verrucano und Buntsandstein“ bis zum jurassischen Fleckenmergel und Hornsteinkalk, die auch Partnachmergel enthält, wurde nach Fazies und Stellung bereits sehr verschieden beurteilt. 1930 stellte sie M. RICHTER ihrer Position nach der Thialspitzserie gleich (d. h. Mittelostalpin), J. CADISCH schloß sich (1953, S. 400) dieser Auffassung an. O. REITHOFER betonte hingegen 1937, S. 205, daß die Sedimente der Mittagsspitze nach E noch unter die „Obere Silvrettadecke“ untertauchten, entgegen der Beobachtung BLUMENTHALS, ferner aber, daß die grünen porphyrischen Granite aus der Umgebung der Mittagsspitze aus der Silvretta bisher unbekannt seien und eher der Aroser Schuppenzone zugeordnet werden könnten (S. 203). 1958 hat M. RICHTER auf Taf. 13 im gleichen Sinn den Tschaggunser Mittagsspitze in die Aroser Zone gestellt, ins Unterostalpin in unserem Sinne. Man erkennt die Schwierigkeiten bei der Deutung dieser Zone, die ihre Komplikation nach O. AMPFERER 1937, S. 206 dem zusätzlich erkennbaren jüngeren Ost-West-Schub im Sinne von AMPFERER verdankt.

Wesentlich für das Verständnis der Lagerung der Einheiten am Nordrand der Silvretta ist der Umstand, daß sämtliche Zonen in diesem Grenzstreif überkippt gelagert sind. Gerade an den altersmäßig klar einstuftbaren Serien am Südrand der Kalkalpen kann diese Überkipfung auf weiten Strecken gut erfaßt werden. Die Steilstellung der Zonen ist auch hier, in Analogie zu den Verhältnissen weiter im E, erst wesentlich nach den flachen Fernüberschiebungen bei einer weiteren Einengung des Alpenkörpers zustande gekommen. In den bisherigen tektonischen Synthesen wurde diese Überkipfung nicht genügend berücksichtigt. In Anlehnung an M. RICHTER, der in der Phyllitgneiszone den unteren Teil der Silvrettadecke gesehen hatte, faßte sie auch O. REITHOFER 1937, S. 196 als „Untere Silvrettadecke“ auf und erachtete sie J. CADISCH 1953, S. 400 als basale Schuppe der Silvrettadecke. Beachtet man aber die Verhältnisse am Kalkalpensüdrand mit den überkippten Serien, am Westrand der Silvrettadecke und an ihrem Rand zum Engadiner Fenster, so erkennt man, daß die Phyllitgneiszone und die Landecker Phyllitzone primär über der Silvretta, auch noch über dem in Resten auflagernden Mesozoikum der Thialspitzserie liegen. Die Phyllitgneis-Quarzphyllitserie kommt ja auch nicht dort hervor, wo sie bei umgekehrter Auffassung zu erwarten wäre, nämlich im Rahmen des Engadiner Fensters, der ja bis auf 1 km nahe an den Nordrand der Decke heran deren Basis erschließt. Auf dieser kurzen Strecke wäre ja kaum ein derart abruptes völliges Auskeilen der gerade dort sehr mächtigen Gneisphyllitmasse von Piller zu erwarten.

Wie wichtig die richtige Beurteilung dieser Überkipfung ist, zeigt der Umstand, daß auf der ausschließlichen Berücksichtigung der gegenwärtig sichtbaren Lagerungsverhältnisse, ohne Beachtung verkehrter Serien, sogar eine unzutreffende

Alpensynthese beruhte, nämlich jene von M. RICHTER 1930. M. RICHTER schrieb S. 498: „Der Streifen jüngerer Sedimente S der Phyllite zwischen diesen und dem Silvrettakristallin (Anm. v. Verf.: mittelostalpine Thialspezserie) kann nur die Fortsetzung der kalkalpinen Sedimente der Lechtaldecke bilden . . . So liegt hier die Silvrettadecke unmittelbar der Lechtaldecke auf.“ Er gelangte zu einer Synthese, bei der er sämtliche kalkalpinen Decken im Liegenden des Silvrettakristallins mit den Decken in Südbünden (Err-, Bernina-Decke) verband. Diese Auffassung war allerdings auch zufolge der faziellen Widersprüche sogleich bei ihrer Aufstellung (1930) allgemein abgelehnt worden. Später kam M. RICHTER von dieser Anschauung selbst wieder ab. 1958, S. 323 stellte er die kristallinen Massen von Ötz und Silvretta als primäre Unterlage der Kalkalpen mit diesen zusammen ins Oberostalpin, wie es ja allgemein bis in die neueste Zeit üblich war.

Der Ostrand des Mittelostalpins W vom Tauernfenster. Ebenso wie im Unterengadiner Fenster penninische und unterostalpine Serien im Liegenden der Silvretta- und Ötzmasse fensterartig emportauchen, erscheinen sie auch wieder östlich des in dieser Richtung aushebenden mittelostalpinen Kristallins der Stubaier Alpen jenseits der Brennerfurche. Zugleich aber dünnt das Kristallin der Stubaier Alpen gegen E rasch aus und trägt auf seinem Rücken in der Kalkkögel-, Serles- und Tribulaungruppe, in der Telfer Weiße und im Schneebergzug wiederum relativ mächtiges, leicht metamorphes Mesozoikum. Eine Untersuchung der faziellen Verhältnisse in der Serles- und Kalkkögelgruppe ergab namentlich auf Grund der Ausbildung des für diese Frage entscheidenden Jura die Zugehörigkeit zur mittelostalpinen (zentralalpinen) Fazies — abgesehen von der Blaserdeckscholle. Eine sichere fazielle Zuordnung war bisher deshalb verhindert worden, weil der dem Sockel angehörenden Jura aus Kalkschiefern, Glimmerkalken und quarzitischen Lagen bis in die Gegenwart als Rhät angesehen worden war (H. DÜNNER 1934, S. 108, O. SCHMIDEGG 1956, S. 276, G. MUTSCHLECHNER 1957, S. 92). Der in typischer Art nordalpin entwickelte Jura tritt erst in der darüber in Deckschollenresten in der Serlesgruppe (Blaserdecke) erhaltenen, überschobenen Einheit auf, ebenso gehört der im Oberteil des Ploner Profils am Ausgang des Gschnitztales vorhandene Oberrhät- und Liaskalk dieser höheren, tektonisch selbständigen Einheit an. Erst im Hangenden dieser Schuppe kommt dann im E der Tribulaungruppe die Hauptmasse des oberostalpinen Paläozoikums in Form der Steinacher Decke.

Vor der detaillierten Besprechung der Verhältnisse sei zum Verständnis der regionalen Stellung zunächst der Überblick über die Position des Brennermesozoikums im großen Rahmen gegeben. Der auffallendste Zug ist die genaue Entsprechung der Verhältnisse hier am Westrand des Tauernfensters mit den Gegebenheiten am Ostrand — eine Erscheinung, auf die wiederholt hingewiesen wurde, aus der aber nie die hier gegebene zwingende Schlußfolgerung gezogen wurde. Im Hangenden des Pennins stellt sich zunächst beiderseits das unterostalpine Mesozoikum in stark schwankender Mächtigkeit ein, darüber folgt mittelostalpinen Kristallin mit einer eigenen, faziell auch individualisierten mittelostalpinen mesozoischen Hüllserie, zu dem im W die Ötz-Stubaier Masse mit dem Tribulaunmesozoikum, im E die Bundschuhmasse mit dem Stangalmmesozoikum gehört, darüber wiederum ist regional Paläozoikum aufgeschoben, nämlich die altpaläozoischen Phyllite und das pflanzenführende Oberkarbon, weitgehend übereinstimmend in

der Steinacher Decke im W und in der Gurktaler Decke mit dem Turracher Karbon im E. Es gehört dem Oberostalpin an. Im Brennergebiet ist noch ein Stirnteil dieser Decke als Blaserdecke aus nordalpinem Mesozoikum liegen geblieben und beim weiteren Nachschub überfahren worden. Am treffendsten sind diese bisher wiederholt beobachteten strukturellen Gemeinsamkeiten beiderseits des Tauernfensters von L. KOBER 1922 und 1923 dargestellt worden. Die beste tektonische Detailbeschreibung liegt in der Arbeit von H. DÜNNER (1934) vor.

Schwierigkeiten in der großtektonischen Zuordnung ergaben sich in den bisherigen Arbeiten namentlich in der Frage nach der Stellung der höheren Einheiten, da ja bisher allgemein die mittelostalpine Einheit dem Oberostalpin zugeordnet wurde und man dann einerseits vergeblich nach dem Mittelostalpin im Sinne von R. STAUB im Liegenden Ausschau hielt, andererseits die noch höhere Einheit der Steinacher Decke aus dem Rahmen fiel. L. KOBER (1923) und O. MEIER (1925) z. B. vertraten in dieser Frage die Ansicht, daß eine noch höhere oberostalpine Decke vorliege, der Staub-Schüler H. DÜNNER (1934, S. 114) betrachtete die Steinacher Decke hingegen in Anlehnung an R. STAUB als ein „Stück der weit nach N ausholenden Dinariden“, als „auf dem eigentlichen alpinen Deckenhaufen ruhende Klippen dinarischer Herkunft“. Die einfache Lösung des Problems durch die Ausgliederung des Mittelostalpins im erwähnten Sinn konnte ich 1959, S. 37 geben. Zugleich ist nun auch die Begründung gegeben, warum der Versuch R. STAUBS nach mittelostalpinen Resten im Rahmen des Tauernfensters im Liegenden des Ötz-Stubaier Kristallins zu suchen, fehlschlug. Die Auffassung, daß man von der hier ja ohnedies weitgehend reduzierten unterostalpinen Schuppenzone noch Teile als schwache Äquivalente der so mächtigen „Campodecke“ im Fensterrahmen abtrennen könne, wurde ja zurecht von den lokalen Bearbeitern abgelehnt, so von H. DÜNNER 1934, S. 84, W. HAMMER 1938, im Süden besonders durch G. DAL PIAZ (1936 und später).

Betrachten wir zunächst den Aufbau der Serlesgruppe. Durch die Arbeit von O. SCHMIDEGG 1956 ist die weitere Ausdehnung der höheren tektonischen Einheit, der Blaserdecke, nachgewiesen worden, welche die Gipfelpartien des Südtiles dieses Bergstockes aufbaut und bereits seit den Arbeiten von F. KERNER (1918, 1925) bekannt ist. Die Schichtfolge im Sockel der Serlesgruppe, die dem mittelostalpinen Kristallin der Stubaier Masse auflagert, setzt in charakteristischer Weise unter Fehlen der voralpidischen paläozoischen Schichtglieder mit permoskythischem Quarzkonglomerat und Quarzit ein und reicht über schmalen anisichen Bänderkalk, dunklen Dolomit, mächtigen Wettersteindolomit, schwächtiges Karn und Hauptdolomit bis in den Jura. Wie erwähnt, wurde dieser Jura seit den Arbeiten von A. PICHLER und F. FRECH, die sich auf die Überlagerung durch ammonitenführenden Lias am Hutzl stützten, für Rhät gehalten. Diese Meinung blieb dann, trotz der Erkenntnis, daß ja die Gipfelpartien einer fremden Schubmasse, der Blaserdecke, angehören, noch bis in die neueste Zeit aufrecht (O. SCHMIDEGG 1956). Daneben aber hatte schon A. SPITZ die Frage aufgeworfen (1919, S. 191): „ob nicht in den verschiedenfarbigen Kalk-, Tonschiefern und Quarziten noch höhere Glieder des Jura verborgen sind. Genannte Bildungen haben oft eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit dem oberen Jura des Tarntaler Gebietes.“ Aus eigener Anschauung kann nur festgestellt werden, daß diese dem Hauptdolomit des Sockels mehrweniger gestört auflagernde Folge von Schiefern und Kalken in ihrer lithologischen Ausbildung deutlich auf Jura, in der Hauptmasse auf Lias

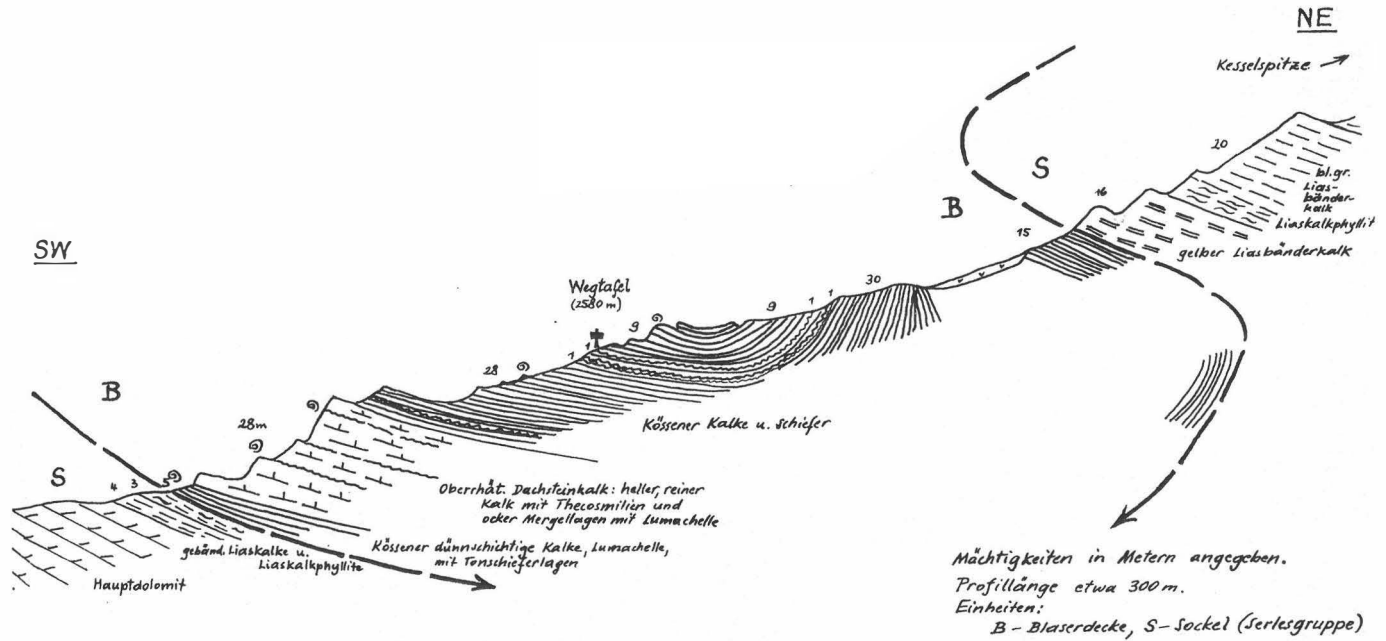


Abb. 11: Der Kesselspitz-Südwestkamm in den Stubai Alpen.

hinweist. Die Serie ist z. B. im N-S gerichteten Hauptkamm zwischen dem Kesselspitze im N, der Wasenwand und der Hammerspitze mit einer Reihe verschiedener Gesteinstypen mächtig entfaltet. Die primäre Abfolge ist allerdings durch die ja über dieses Niveau hinweggegangene Überschiebungsmasse des Oberostalpins beträchtlich beansprucht, durch die jüngere, deutlich kenntliche E-W-Tektonik weiter kompliziert. Eindrucksvoll ist z. B. die tektonische Einschaltung des paläozoischen Quarzphyllites innerhalb der jurassischen Kalkschiefer und Kalke der Hammerspitze und ähnlich auch in den Hängen N vom Padasterjochhaus (Foppmandl-Südfuß). Bereits O. SCHMIDEGG beschrieb diese, gegen N in die Unterlage getriebenen, in diese Richtung auch auskeilenden, bis 1 km langen Späne der einst in Richtung N darüber hinwegbewegten oberostalpinen Schubmasse (1956, S. 281). Schon daran ersieht man die starke tektonische Verschuppung des jurassischen Komplexes, sodaß zur Aufstellung des Normalprofils ausgedehnte Studien nötig sind. Die Serie umfaßt vorwiegend tonige Kalkschiefer, leicht metamorph, die oft auch als „Glimmerkalke“ bezeichnet wurden. Nur an einer Stelle, an der SW-Seite unter der Wasenwand, fand sich darin ein mäßig gut erhaltener unbestimmbarer Rest eines Pentacrinitenstielgliedes mit 7 mm Durchmesser. Eingeschaltet oder in größeren Partien in Begleitung dieser Kalkschiefer tritt reiner, gebänderter, bläulichgrauer oder gelber Kalk auf, vom Aussehen der Liaskalke des Unterostalpins. Im Profil E unter der Hammerscharte kommen im Verband der Kalkschiefer außerdem mehrere, etliche Meter bis 10 m mächtige Partien von hellgraugrünen Flasermarmoren (höherjurassischer? Kalkmarmor) vor, mit Einschaltung von phyllitischen Flatschen und Flasern. Ferner erscheinen nahe unter dem Sattel zwei Einschaltungen von hellgelblichem, hellgrün gefasertem Kieselschiefer (verschieferter Radiolarit) im Kalkschiefer. Weiter am Kamm von der Hammerscharte gegen N aufwärts folgen drei, bis zu 8 m mächtige Bänke solcher Kieselschiefer als Einschaltungen im Phyllit. Nahe der Obergrenze der Serie taucht hier nochmals violettgrauer Kieselschiefer über den Bänderkalkmarmoren auf. Trotz der enorm gestörten Lagerung aller Schichtglieder ist im Vergleich mit den übrigen, zentralalpinen Serien das liassische Alter der Hauptmasse mit etwa in den höheren Jura reichenden Anteilen am wahrscheinlichsten. Gegenüber dem Rhät mit seinen klarer geschiedenen Gliedern von Kalken und Tonschiefern, mit seiner stets doch wenigstens partienweise nachweisbaren Fossilführung ist diese Serie mit den Kieselschiefern und unreinen Kalkschiefermassen gut unterscheidbar. Rhät an der Basis konnte bisher noch nicht nachgewiesen werden. Es ist auch denkbar, daß hier eine den Plattenkalk und das Rhät umfassende Schichtlücke in ganz ähnlicher Weise wie weiter im W im Mittelostalpin, nämlich im Nordteil der Engadiner Dolomiten, auftritt.

Recht anschaulich wird der Unterschied zwischen Rhät und Jura — allerdings in verschiedenen tektonischen Einheiten — am gleichen Hauptkamm weiter im Norden, auf der SW-Kante des Kesselspitzes (Abb. 11). Hier grenzt an den Jura des Sockels tektonisch das Rhät der Deckscholle in Form von Kössener Schichten und Oberrhätkalk. Der unterlagernde Jura kommt im Süden nur als 7 m mächtige Zone unreiner, flatschiger Bänderkalkschiefer und Kalkphyllite hervor, das Rhät darüber, das ja in mittelostalpinen Fazies (Stangalm) und in voralpiner Ausbildung weitgehend ident ist, führt schon in den untersten 5 m, die als Kössener Schichten vorliegen, Lumachelle, der schwarzblaue Kalk ist gleichmäßig, fast dicht, die schieferigen Lagen dazwischen sind klar begrenzt und bestehen aus reinem, schwach

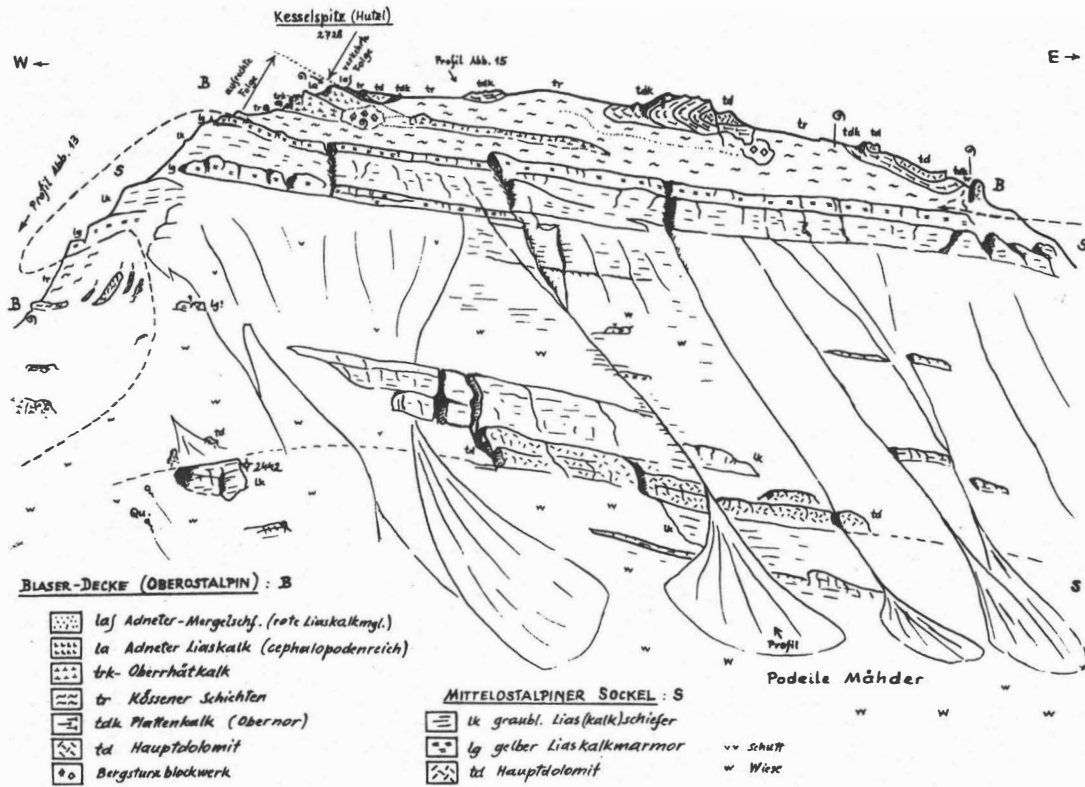


Abb. 12: Ansichtprofil der Kesselspitze von Süden (Stubai Alpen).

metamorphem Tonschiefer. Auch in dem auflagernden, 28 m mächtigen, hellen, kaum kristallinen Oberrhätkalk vom Aussehen des Dachsteinkalkes, der nur durch die tektonische Beanspruchung leicht gebändert ist, ist in drei 5 cm schmalen ockergelben Mergellagen Lumachelle häufig. Schlammproben aus den Mergellagen brachten hinsichtlich Mikrofauna kein Ergebnis. Dieser reine Kalk führt selten auch Stöcke von *Thecosmilia* sp. Auch die Kössener Schichten, die, tektonisch bedingt, nochmals im Hangenden erscheinen, führen reichlich lagenweise Fossilgrus.

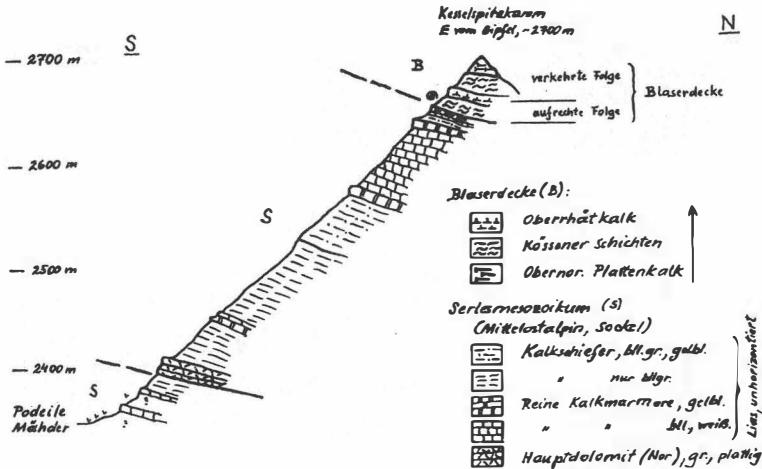


Abb. 13: Kesselspitz-Südseite, Stubai Alpen.

Die für die Einordnung der Blaserdecke nach Lagerung und Fazies entscheidende umfangreichste Serie dieser Deckscholle läßt sich am Gipfel und im Kammereich der Kesselspitze (Hutzel) studieren. Eine Übersicht über die tektonische Lagerung gibt das Profil von der Kesselspitze gegen NE, zum Gipfel „Ober der Mauer“. Über einer steilen Schichtfolge im N, die mit mylonitisierendem Hauptdolomit beginnt, folgt eine Serie mit Plattenkalk, Rhät, lokal auch noch ammonitenreichem Adneterkalk, darüber im ganzen Kesselspitz-Kammereich eine verkehrte Folge, die wiederum bis zum Hauptdolomit herunterreicht (Gipfelschollen): Abb. 12, 13. In der Deckscholle wurde also bei der generell N gerichteten Hauptüberschiebung eine liegende Falte erzeugt, deren WNW-ESE streichende Achsen den Schub aus meridionaler Richtung, in diesem Fall aus SSW anzeigen. Die Bewegungsrichtung während dieser Phase von SSW gegen NNE und nicht entgegengesetzt wird durch die gegen N gerichtete Einpressung der oben erwähnten Quarzphyllitkeile auch lokal bestätigt. In der Frontalansicht des Kesselspitzkammes von SW (Abb. 12) erkennt man außerdem die Auswirkung des beträchtlichen E-W-Schubes in der gegen W gerichteten Hauptdolomitantiklinale im östlichen Gipfel. Diese Einengung mit NNE bis NE gerichteten Achsen, also senkrecht auf die Hauptüberschiebungsrichtung, wurde bereits von O. SCHMIDEGG 1956, S. 287 als jüngere Faltungsphase beschrieben.

Die Schichtfolge der Blaserdeckescholle setzt sich im einzelnen wie folgt zusammen. Als ältestes Schichtglied der Trias tritt 300 m mächtiger, z. T. durch die Überschiebung stark mylonitisierter (Peilspitz) Hauptdolomit auf. Im strati-

graphisch Hangenden folgt in der Falte am Ostgipfel des Kesselspitzkammes 30—50 m mächtiger obernorischer Plattenkalk in Form einer Wechsellagerung von feinstkristallinem, dickbankigem Kalk und gebanktem Dolomit. Partienweise tritt der Dolomit stark zurück und ist auf dm-starke Lagen beschränkt. Nahe der Grenze der Kössener Schichten stellen sich ocker gefärbte Dolomitlagen ein, auch ein mm-Rhythmus aus dem bläulichgrauen Kalk und gelbem Dolomit erscheint. Eine größere Mächtigkeit weist der Plattenkalk im Bergkamm „Ober der Mauer“ N des Kesselspitzes auf, wo 100 m überschritten werden. Das Rhät wird, wie erwähnt, durch mächtige Kössener Schichten und einen reinen, hellen, korallenführenden Kalk repräsentiert, der nach Ausbildung und Position als Oberrhätkalk aufzufassen ist. Nach den ersten Fossilien, die hier A. PICHLER fand, erwähnte wieder F. KERNER (1918, S. 153) aus den Kössener Schichten der Blaserdeckscholle lokalen Reichtum von Gervilien, Aviculiden und Pectiniden. Im dickplattigen Oberrhätkalk im SW-Profil des Hutzel konnte nun ein Stock von *Thecosmilia fenestrata* RSS. gefunden werden.

Der altbekannte rote Liaskalk des Kesselspitzgipfels, dessen Cephalopodenführung F. FRÉCH (1886) entdeckt hatte, bildete paradoxerweise trotz der Zugehörigkeit zu einer höheren tektonischen Großeinheit zusammen mit den von A. PICHLER (1859, 1868, 1871) erwähnten Fossilfunden aus dem Sockel den Ausgangspunkt für die richtige altersmäßige Einstufung des Brennermesozoikums als Ganzes. Es liegt dort typischer roter Adneterkalk vor, schwach metamorph, mit roten Mergellagen und enormem Fossilreichtum. Die Fossilien sind allerdings so stark tektonisch deformiert, daß trotz der Fülle nur wenige Exemplare näher bestimmbar sind. Einzig F. FRÉCH hatte bisher Cephalopoden aus dem roten Knollenkalk (Adneterkalk) des Gipfels erwähnt (1886, S. 359). Er bestimmte sie wie folgt:

- Phylloceras* sp. (*heterophyllum*?)
- Lytoceras fimbriatum* SOW.
- Arietites ceras* GIEB. ?
- Nautilus striatus* SOW.
- Atractites liasicus* GUEMB. ?
- Belemnites* sp.

Für die Bestimmung der tektonisch nicht allzusehr beanspruchten Exemplare des neu aufgesammelten Materials danke ich Herrn Hofrat F. TRAUTH bestens.

Es konnten folgende Arten bzw. Gattungen festgestellt werden:

- Phylloceras* sp., 2 Exemplare
- Lytoceras* sp., 3 Ex.
- Arietites* sp., 2 Ex.
- Oxyntoceras* cf. *subguibulianum* PIA, 2 Ex.
- Oxyntoceras* sp., 7 Ex.
- Paroxyntoceras* aff. *salisburgense* HAUER, 2 Ex.
- Paroxyntoceras* sp., 2 Ex.
- Nautilus* cf. *araris* DUMORT., 1 Ex.
- Belemnites* sp., zahlreich.

Die Fauna spricht für Lias β , *Nautilus araris* DUM. ist aus dem Lias γ bekannt. Gerade zufolge dieses Adneter Lias, der der zentralalpiner Entwicklung vollkommen fremd ist und auch zufolge der übrigen Schichtglieder ist die Zuord-

nung der Blaserdecke zur nordalpinen Fazies, die Einordnung des Sockels mit dem ihm eigenen Jura zur mittelostalpinen Fazies mit Bestimmtheit möglich. In tektonischer Hinsicht ist diese Scholle von nordalpinem Mesozoikum ein bei der Nordüberschiebung der oberostalpinen Masse liegend gebliebener Teil dieser Einheit, der nicht vom Südrand der Kalkalpen stammt, sondern, wie die starke tektonische Verformung der Fossilien, die leichte Metamorphose des Gesteins und der Baustil der Tektonik mit ausgewalzten liegenden Falten zeigen, ein auch noch von der Masse dieser Decke selbst überfahrener Stirnteil. So wie an der Stirnfront der oberostalpinen Schubmasse der Nördlichen Kalkalpen in der Frankenfeser Decke im Osten und in der Allgäudecke im W die Schichtfolge aus tektonischen Gründen erst mit den jüngeren triadischen Gliedern, meist Hauptdolomit, einsetzt, ist naturgemäß auch in diesem liegendebliebenen Stirnspan die gleiche Erscheinung kenntlich. Das von O. SCHMIDEGG beschriebene Paläozoikum, das in geringen Resten zwischen Blaserdecke und Sockel eingeklemmt ist (typisches Karbon konnte ich bei Zwiesel-Mahder sehen, Quarzphyllite sind beim Platzmahder beschrieben) ist nicht die primäre Unterlage des Mesozoikums der Blaserdeckescholle, da ja nur Schichtglieder ab Obertrias diese Scholle aufbauen. Eine Einpressung des Paläozoikums von S unter die Scholle, wie dies O. SCHMIDEGG beschrieb, ist zwar möglich, aber nicht wahrscheinlich. Leichter vorstellbar ist eine Einwicklung des Paläozoikums bei einer Nachbewegung der Scholle nach der Überführung durch den Vorderteil der Steinacher Decke (Abb. 14).

Das nordalpine Mesozoikum in der Blaserdecke mit den unterlagernden paläozoischen Resten ist demnach nicht als unmittelbare Fortsetzung des Oberostalpins der Steinacher Decke zu werten, d. h. es keilt nicht deren Paläozoikum (Quarzphyllit und Karbon) auf so kurzer Strecke aus. Man muß vielmehr annehmen, daß es noch darüber hinwegging. Ein Rest der Fortsetzung der Blaserdecke ist auch noch auf der Südseite des Gschnitztales erhalten. Bisher ist das Profil von Plon zur Eigenwiese am Ausgang des Gschnitztales, in dem noch die Fortsetzung des Serles-Mesozoikums im Liegenden der paläozoischen Überschiebungsmasse von Steinach zum Vorschein kommt, als normales Profil gedeutet worden. 1921 hatte O. MEIER darin an der Obergrenze des Mesozoikums die roten Knollenkalken entdeckt, 1927, S. 100 beschrieben und dem Lias der Kesselspitze nach Aussehen und Lagerung gleichgesetzt. 1949 wurde dieser Lias von G. MUTSCHLECHNER (1957) durch Fossilien belegt und weiter gegen W verfolgt. Hinsichtlich der Lagerung dieses Lias gilt das gleiche, schon oben bei dem Lias der Serles Gesagte: Ein kurzer Besuch des Ploner Profils zeigte, daß auch hier zwei faziell verschiedene Einheiten übereinanderliegen. Der Großteil des Profils stellt die Fortsetzung des mittelostalpinen Mesozoikums des Serles-Sockels dar. Im Oberabschnitt des Profils hingegen stellt sich ein 20 m mächtiger, kaum kristalliner, bräunlichgrauer Kalk mit Feinst-Crinoidengrus ein, der im Wald am Ostrand der Eigenwiese gegen unten in korallenführenden dunklen Rhätkalk übergeht, gegen oben aber in rot gefärbten Partien reichlich Crinoiden führt. Hier ist sein Alter nach G. MUTSCHLECHNER durch Ammoniten als Lias fossilbelegt. Es handelt sich hier also wiederum um eine in nordalpiner Fazies vorliegende Serie aus Kössener Rhät und Oberrhätkalk in Übergang zu Liaskalk. Die Verhältnisse werden hier nur klar, wenn mehrere parallele Profile studiert werden. Durch die tektonischen Verhältnisse bestätigt wird diese fazielle Unterscheidung durch die Feststellung von O. SCHMIDEGG, daß die ausgewalzte Triasplatte der tieferen Einheit weiter im W durch eine schmale

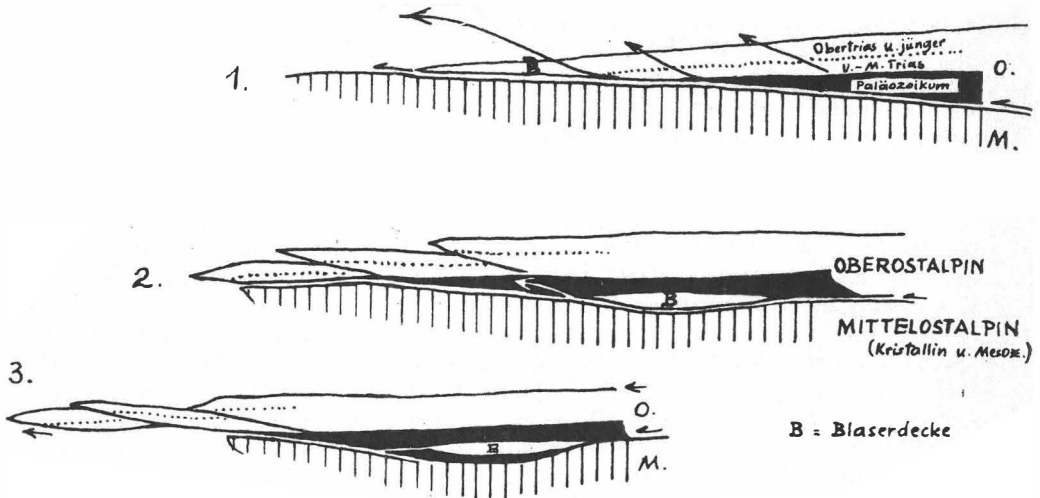


Abb. 14: Die mehrphasige Entwicklung des Mesozoikums der Blaser-Decke, Stubaier Alpen. Schema.

Lage von Quarzphyllit vom auflagernden Mesozoikum mit dem Lias der Eigenwiese getrennt ist (1956, S. 278). Für die tektonische Stellung dieses nordalpinen Spans gilt daher das gleiche, das oben über die nördliche Fortsetzung, die Blaserdecke, gesagt wurde. Zu erinnern ist demnach nur noch daran, daß die Verhältnisse bereits von O. MEIER hier in richtiger Weise gedeutet wurden, der den Lias der Eigenwiese in Ausbildung und Stellung mit dem Kesselspitzlias verglich.

Von Interesse ist in diesem Zusammenhang, wie weit in der Fortsetzung gegen W auf der Südseite des Gschnitztales Reste der Blaserdecke zu verfolgen sind. Der höhere Jura des Mulischrofen am Vallzahnbach bei Trins/Gschnitztal, den G. MUTSCHLECHNER 1957 beschrieb, gehört bereits dem Sockel an. Dort ist im Vallzahnbachprofil mächtiger zentralalpiner Lias in Form von Kalkschiefern und Kalkphylliten vorhanden, die MUTSCHLECHNER noch zum Rhät zählte; Adneter Lias fehlt. Die höherjurassischen Kalke und roten Radiolarite darüber (ab 1600 m) zeigen einen relativ geringen Metamorphosegrad, sie ähneln in manchem dem höheren Jura des Stangalm-Flattnitzer Mesozoikums.

Die Kalkkögel stellen die Fortsetzung des mittelostalpinen Mesozoikums gegen N dar. Auch hier liegt eine ähnliche Schichtfolge wie im Sockelgebiet der Serles mit Alpinem Verrucano unmittelbar dem Kristallin auf. Die Triasfolge reicht vom Skythquarzit (erschlossen z. B. am Ampfersteinsüdfuß am rechten Ufer des Halsbaches), mit Aussehen des Semmeringquarzites, bis zum Hauptdolomit. Jura fehlt leider. Lokal mächtig sind die Anisschiefer und die z. T. Hornsteinknollen und Dolomitschlieren führenden Aniskalke in mehrfacher Wiederholung im Unterabschnitt des Profils von der Muttereralm zum Pfiemes, während sie sonst in den Kalkkögeln gegenüber dem anisischen Dolomit weit zurücktreten. Abweichend von der sonst gewohnten Fazies der mittelostalpinen Trias erscheinen

in diesem Profil außerdem im Liegenden des Wettersteindolomites („Pfriemesdolomites“) etliche zehn Meter mächtige Partnachmergel mit vereinzelt, selten Crinoiden führenden Kalklagen. An der alten Fundstelle am Oberrand dieser Partnachmergel, von der G. MUTSCHLECHNER (1933, S. 63) den Fund von *Trachyceras* sp. erwähnte, fand ich neben *Bactryllium schmidii* HEER (det. G. ROSENBERG) Reste von *Daonella*. Wahrscheinlich stammt von hier die von B. SANDER (1915, S. 143) erwähnte *Daonella* cf. *pichleri* MOJS. Das Auftreten von Partnachmergeln in diesem Profil, das bereits durch die Wiederholung von Kalk- und Tonschieferbänken im Anis an die Verhältnisse in den Nördlichen Kalkalpen gemahnt, ist aber eng lokal begrenzt und rechtfertigt nicht die Abtrennung und andersartige Einordnung der Kalkkögel gegenüber dem übrigen Stubai-Mesozoikum.

In die südliche Fortsetzung der Schollen mittelostalpinen Mesozoikums gehören der Tribulaun, dann S des Pferschtsales die Gruppe Schleyerberg-Telfer Weiße, W des Ridnaun schließlich Moarer Weiße, Schneeberg und Gürtelwand (Abb. 15). Weitere Reste dieses Permomesozoikums blieben noch im Permoskythquarzit erhalten, der nach der Karte von B. SANDER & W. HAMMER (1924) auf der Südseite des „Schneeberger Zuges“ (Ridnauner Mulde) W Flodig in dessen Basis eingeschuppt ist. Die Serien umfassen einen ähnlichen Gesteinsbestand, wie er soeben vom mittelostalpinen Mesozoikum der Stubai-Alpen geschildert worden ist. Auch in der Tribulaungruppe gehören die bisher zum Rhät gestellten „Glimmerkalke“ in den Jura, vorwiegend in den Lias. In dieser Gruppe sind bereits die überschobenen Quarzphyllite der Steinacher Decke (Oberostalpin) stark mit den obersten Partien des unterlagernden Mesozoikums verschuppt (Karte W. HAMMER & B. SANDER 1924, Karte H. DÜNNER 1934, O. SCHMIDEGG 1949). Bekannt ist ferner die vielfach beschriebene Zunahme des Metamorphosegrades von N gegen S, was am besten im Mesozoikum der Stubai-Alpen zu erfassen ist. Besonders deutlich ist der hohe Metamorphosegrad auf der Südseite der Tribulaungruppe, wo die Permoskyth-Arkosen mit Konglomeratlagen in Geröllgneise, die karnischen Tonschiefer in Glimmerschiefer mit Querbiotiten und der Lias in kristalline Schiefer verwandelt sind. Die Ursache der graduellen Zunahme der Metamorphose von beiden Seiten bis zur Achse der Einwölbung des Schneebergerzuges ist nicht in der mit der vorcenomanen Fernüberschiebung stehenden Dislokationsmetamorphose zu suchen, sondern steht in Zusammenhang mit der Tauernkristallisation. Der Grund für das hohe Aufsteigen der Tauernkristallisation bis ins mittelostalpine Mesozoikum mag zunächst darin liegen, daß hier das mittelostalpine Kristallin, das weiter im W und N in den Stubaiern und Ötztalern in großer Mächtigkeit vorhanden ist, weitgehend und rasch und schließlich total gegen E auskeilt, wie man im Raum Sterzing-Gossensaß erkennen kann, ferner das Unterostalpin hier ebenfalls auf eine schmale Schupperzone beschränkt ist, sodaß hier die Kristallisation leicht auf tektonisch höhere Stockwerke und in diesen auch seitlich vorgeifen konnte. Wesentlich aber für das Aufsteigen der Tauernkristallisation ist hier die in der ganzen Länge des Schneeberger Zuges vorhandene steile und tiefe Einfaltung, die eine Durchtrennung der mittelostalpinen Kristallinunterlage in der Tiefe vermuten läßt. In dieser Kristallinunterlage mag wohl auch schon vorher hier eine Schwächestelle als Voraussetzung dieser Zusammenfaltung gewesen sein. Das Alter der Tauernkristallisation wird zuletzt in der Arbeit von F. KARL (1959, S. 186) auf den Abschnitt zwischen Beginn des „Alttertiärs und Unterem Oligozän“ eingengt.

Das gleiche Bild ergibt sich, hinsichtlich der Verteilung der Metamorphosewirkung, wenn wir die nächsthöhere tektonische Einheit ins Auge fassen. Es ist die oberostalpine Decke, die hier ebenso eindrucksvoll wie auf der Stangalpe mit Paläozoikum über mittelostalpinem Mesozoikum liegt, bzw. wo dieses fehlt, unmittelbar über Kristallin aufgeschoben wurde. Als ein Teilstück ist die Steinacher Decke in der Tribulaungruppe seit alters bekannt. Sie liegt mit Quarzphyllit und pflanzenführendem Oberkarbon über Tribulaun-Mesozoikum, das auch noch im Osten, am Rand gegen das Tauernfenster, allerdings rasch an Mächtigkeit abnehmend, vorhanden ist („Pferscher Kalkkeil“ F. FRECH 1893). Die Masse ist, wie die in den mesozoischen Untergrund gegen N getriebenen Phyllitkeile zeigen, regional von S nach N bewegt. Ferner aber ist als Fortsetzung gegen S in gleicher Position die Quarzphyllit-Deckscholle auch noch am Schleyerberggipfel, also den südlichen Ausliegern der Tribulaungruppe, dem mittelostalpinen Mesozoikum im Zug Schleyerwand-Telfer Weiße erhalten. Abermals als unmittelbare südliche Fortsetzung der oberostalpinen Quarzphyllit-Deckschollen ist hier die Schiefermasse des Schneeberger Zuges zu erkennen, sie wird vom gleichen Mesozoikum (Schleyerwandzug) und vom gleichen mittelostalpinen Kristallin unterlagert, wie der Querschnitt zwischen Gossensaß und Sterzing in aller Deutlichkeit so eindrucksvoll zeigt (Abb. 15). Bereits die Karte von B. SANDER & W. HAMMER 1924 zeigt klar das Ausheben des muldenförmig gebauten Schneeberger Zuges am E- und am W-Ende über (mittelostalpinem) Kristallin und noch stellenweise erhaltenem Mesozoikum. Am Ostende besteht kein Zusammenhang zwischen Schneeberger Zug und dem Inhalt des Tauernfensters. Zwischen Gossensaß und Sterzing läßt sich die Unterlagerung durch das Mittelostalpin noch weit verfolgen, wo nicht der Hangfuß verhüllt ist. Das Unterostalpin ist hier ja weitgehend reduziert und nur durch wenige Späne, meist Quarzite, vertreten. Das mittelostalpine Mesozoikum von der Schleyerwand streicht über das Vallmingtonal ins Liegende des Schneebergerzuges in die tieferen Gehänge SW Gossensaß und W Novale. In seiner gesamten übrigen Erstreckung von der Telfer Weiße gegen W ist der Schneeberger Zug, dessen tektonisch höhere Position nach wie vor durch das Auftreten von Resten mittelostalpinen Mesozoikums an einigen Stellen an den Rändern gekennzeichnet ist, als gegen N tauchende, überkippte Mulde eingeklemmt. Diese Position als eingeklemmte Mulde wurde ausführlich in der Arbeit von O. SCHMIDEGG 1933, S. 90, beschrieben. SCHMIDEGG machte dort auch auf die nochmalige Überlagerung des altkristallinen Untergrundes (Mittelostalpin) durch Schneeberger Gesteine N vom Hauptzug in der Gegend des Schneeberges aufmerksam, wobei diese überlagernde Scholle gegen W wieder mit dem Hauptzug zusammenhängt. Damit wurde auch im Mittelabschnitt so wie am W- und E-Ende die Auflagerung des Schneeberger Zuges über mittelostalpinem Kristallin erwiesen — im Gegensatz zu älteren Auffassungen, wonach dieser Zug in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Inhalt des Tauernfensters gebracht worden war. Die tiefe, muldenförmige Einklemmung des Schneeberger Zuges entstand erst nach der nordvergenten Hauptüberschiebung in der Zeit der jüngeren Einengungstektonik, die hier, nahe der Wurzelzone, in einer steilen, leicht südvergenten Einmuldung des Zuges bzw. Aufpressung der Nordscholle zum Ausdruck kommt — eine Art der Tektonik, wie sie sich ähnlich auch in der südvergenten Mauls-Stilfeser-Schuppenzone erkennen läßt.

Die mittelostalpine Unterlage des Schneebergerzuges im Süden bildet eine

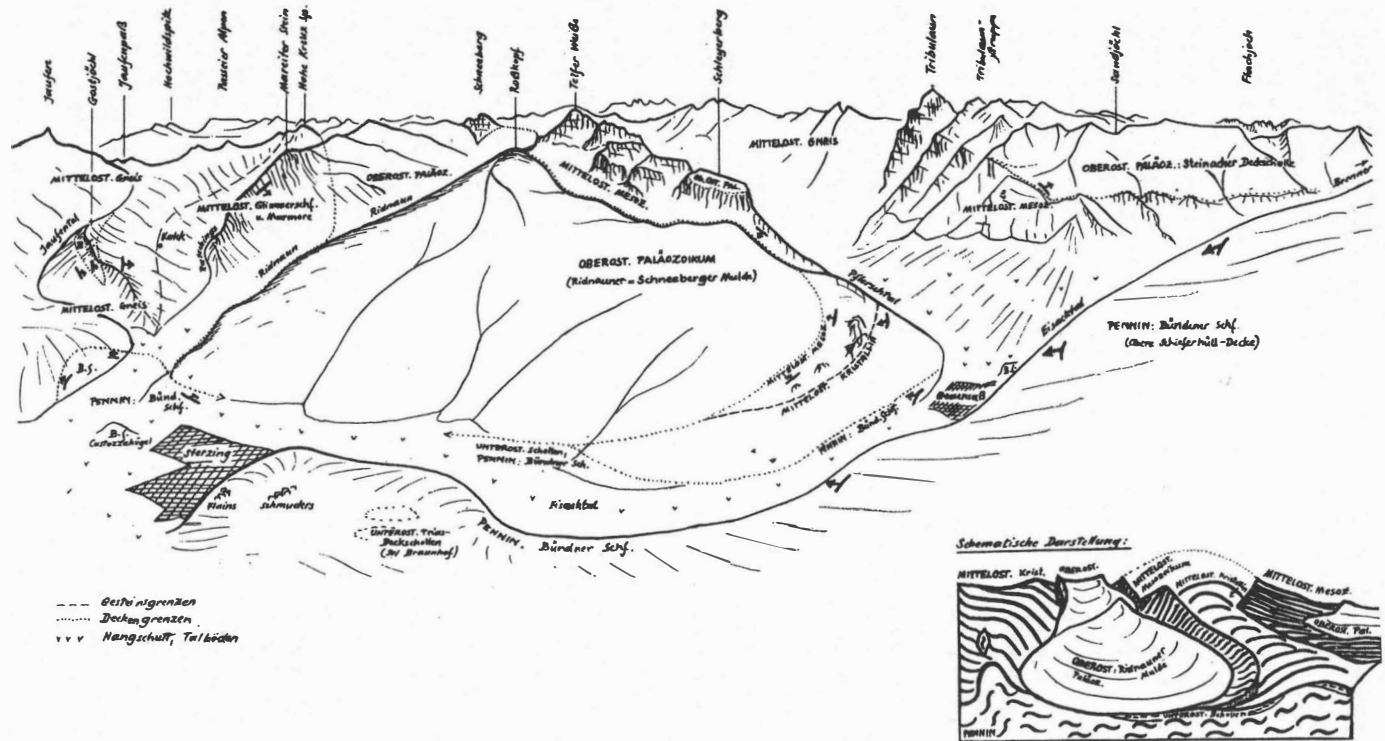


Abb. 15: Die Position des oberostalpinen Schneebergerzuges in Tirol. Ansichtsskizze, nach der geologischen Karte von B. SANDER & W. HAMMER (1924) gezeichnet.

aus „Laaser Schichten“ bestehende Marmor-Glimmerschiefer-Zone im Hangenden des Gneises. Sie gehört noch dem mittelostalpinen Untergrund an und ist nach O. SCHMIDEGG 1933, S. 91 und R. SCHWINNER 1951, S. 145 u. a. durch die „Laaserkristallisation“ mit Granat, Staurolith und Disthen von dem von der „Tauernkristallisation“ ohne Staurolith, aber mit Granat, Quercit, Hornblende, Epidot, Chlorit und Albit erfaßten Schneebergerzug zu unterscheiden. Die Abgrenzung des Schneeberger Zuges, der in der Hauptmasse aus Granatglimmerschiefern mit Einschaltungen von Marmoren und Amphiboliten im S besteht, ist streckenweise schwierig, namentlich auch durch die starke, junge, nach der Fernüberschiebung stattgehabte Kristallisation. Als höher metamorpher Bestandteil der oberostalpinen Decke, die ja allein schon mit der Fortsetzung über Schleyerberg und Steinacher Decke eine beträchtliche Überschiebungsweite zeigt, ist der Schneebergerzug aber mit Sicherheit eine weit überschobene Masse, deren heutiger Südrand ebenfalls tektonischer Natur ist. Dafür spricht auch der nahe der Basis des Schneebergerzuges W Flodig eingeschuppte Permoskythquarzit, den HAMMER & SANDER auf ihrer Karte angaben. Nur der höhere Metamorphosegrad dieses in der Hauptsache aus Paläozoikum bestehenden Zuges hat die Erkenntnis des Zusammenhanges mit der Quarzphyllitdecke von Steinach bisher verhindert. Die starke Auswirkung der „Tauernkristallisation“ auch noch hier im Oberostalpin ist, wie erwähnt, aus der tiefgreifenden Einmuldung zu verstehen, wodurch die altkristalline Unterlage weitgehend unterbrochen wurde und der Weg für Einwirkung aus der Tiefe frei wurde. Daß die Mulde tatsächlich steil und tief eintaucht, auch im W, erkennt man an dem steilen Ausheben der Synklynalachse im W in der Texelgruppe (R. SCHWINNER 1951, S.145). Daß die Einfaltung der Schneebergmulde von der „Tauernkristallisation“ überholt wurde, wird ebenfalls mehrfach bestätigt (zuletzt R. SCHWINNER 1951, S. 145).

Nur O. SCHMIDEGG hatte offenbar die Zusammenhänge zwischen Schneebergerzug und Steinacher Decke gesehen. In Anknüpfung an B. SANDER hatte er den Übergang der Quarzphyllite der Steinacher Decke — die auch dort partienweise Kalkmarmoreinschaltungen aufweisen — über den Sterzinger Roßkopf in die granatführenden Phyllite des Schneebergerzuges beschrieben (1949, S. 4). Er wollte aber auf die Einordnung der Steinacher Decke in den regionalen Bau nicht eingehen (S. 5). Ebenso wie in den Quarzphylliten der Steinacher Decke erscheinen auch im Schneebergerzug altkristalline Gesteine (z. B. diaphthoritische Gneise) eingeschuppt. O. SCHMIDEGG führte sie aus der Steinacher Decke vom Sandjöchl und vom Mulischrofen ober der Nöblacher Terrasse an (1949, S. 5). Im Schneebergerzug stellen sich solche Gneise besonders nahe der Untergrenze im überkippten Teil der Mulde im Raum des Schneeberges ein. Dieses eingeschuppte Altkristallin, das sicher beim alpidischen Transport der oberostalpinen Decke weitere Schuppung mit seiner Umgebung erfuhr, ist aber aus dem regionalen Bild hier aller Wahrscheinlichkeit nach ein eigener Bestandteil des Oberostalpins, nicht aufgeschürfter und verschleppter mittelostalpinen Untergrund. Es ist hier im Westen im Vergleich mit den Verhältnissen im Ostabschnitt der Ostalpen viel zu weit verbreitet, als daß man es durch den gleichen Mechanismus, der im Osten in weiten Teilen über das Kristallin hinwegging, derart mit dem Paläozoikum verschuppt denken könnte. In der Landecker Phyllitzone, in der Phyllitgneiszone, in der Steinacher Decke und im Schneebergerzug trifft man es immer wieder. Von besonderem Interesse ist aber, daß es in dem ja an das Oberostalpin ursprünglich im S angrenzenden

Abschnitt, wo in alpidischer Zeit keine Abscherung und Bewegung der altpaläozoischen Sedimenthaut und Bewegung über fremden Untergrund erfolgte, nämlich im südalpinen Abschnitt mit den Brixener Phylliten, die gleiche Struktur von intensiv mit dem Quarzphyllit verschuppten bzw. verfalteten Paragneislagen gibt, in einem Abschnitt also, wo das voralpidische Alter dieser Tektonik feststeht.

Die tektonische Stellung, die altersmäßige und serienmäßige Stellung des Schneebergerzuges war bis zur Gegenwart umstritten geblieben, der hier besprochene Zusammenhang trotz der großen Zahl von Hypothesen nicht erkannt worden. Über das Problem „Schneebergerzug“ hat sich nachgerade eine kleine Literatur entwickelt. Ursprünglich (A. PICHLER, F. TELLER, E. SUESS, auch noch P. TERMIER) war der Gesteinszug zufolge der Ähnlichkeit mit Gesteinen der Unteren Schieferhülle der Tauern als mit dieser ident erachtet worden. P. TERMIER hatte bei der Anwendung der Deckenlehre in den Ostalpen hierin ebenfalls noch die Fortsetzung der Schieferhülle des Tauernfensters erblickt. F. BECKE, E. WEINSCHENK und B. SANDER haben dann besonders auf die gleiche Metamorphose in der höher metamorphen Schieferhülle und in den Gesteinen des Schneebergerzuges hingewiesen. Als Ergebnis dieser Beobachtungen von Übereinstimmungen formulierte dann B. SANDER 1920 seine Auffassung wie folgt: „Der Schneebergerzug entspricht in seinem Gesteinsmaterial, dessen Metamorphose (Tauernkristallisation), tektonischer Fazies und wahrscheinlich auch in dessen tektonischer Komplikation während einer ersten tektonischen Phase sehr vollkommen der Unteren Schieferhülle der Hohen Tauern.“ B. SANDER aber betonte trotzdem, daß der Schneeberger Gesteinszug keine ununterbrochene Fortsetzung der Tauern sei, welche ihn unterteufte. R. KLEBELSBERG hingegen (1941, S. 285) zog trotz der bereits früher erkannten höheren tektonischen Position den Schluß, „daß der Schneeberger Zug bei solcher gesteinsmäßiger Gleichheit mit der Unteren Schieferhülle nicht einer grundsätzlich anderen Baueinheit“ zugewiesen werden könne, erblickte daher hierin auch noch in neuerer Zeit die Fortsetzung des Tauernsystems, wie er auch früher (1935, S. 220) zu einer unrichtigen Deutung aus der Verbindung Schneebergerzug-Schieferhülle gekommen war: „Die Untere Schieferhülle stellt . . . wie gesteinsmäßig so auch tektonisch die östliche Fortsetzung des Schneebergerzuges vor. Sie hebt sich im Schneebergerzug im Großen synklynal nach SW heraus“.

Die tektonisch höhere Position des Schneebergerzuges war hingegen besonders in den Arbeiten von L. KOBER und R. STAUB klar erfaßt worden. R. STAUB hielt ursprünglich (1924) diesen Zug für die trennende Synklinale zwischen Campo- und Ötz-Decke, später (1937, 1949) nur mehr für einen normal auflagernden Bestandteil der Ötz-Decke. L. KOBER wiederum hatte nach anfänglich (1923) ähnlicher Auffassung wie R. STAUB später, 1938, S. 84 und 1955, S. 264 in der Ridnauner-Schneeberger-Mulde Brettsteinserie erblickt. Er faßte in diesen Arbeiten den Schneeberger Zug als trennende Mulde zwischen Ötzdecke (tiefer) und Silvretta-Decke (höher gedachte Einheit) auf und sah darin die nordöstliche Fortsetzung der Laasermulde.

Zusammenfassend kann gegenwärtig über den Schneeberger Zug gesagt werden: Er bildet weder in tektonischer noch in serienmäßiger Hinsicht die Fortsetzung der Schieferhülle des Tauernfensters, ferner nicht die normale Auflagerung auf Ötz-Kristallin und geht nicht in die Laaser Serie über. Er fungiert nicht als Wurzelzone zwischen Ötz- und Silvretta. Er ist vielmehr als Teil der oberostalpinen Decke eine überschobene, später eingemuldete Masse, die an etlichen Stellen über

noch erhaltenem mittelostalpinem Mesozoikum aufliegt. Eine petrographische Ähnlichkeit zu der gleichalten und durch die Tauernkristallisation noch vergleichbar beeinflussten Unteren Schieferhülle besteht. Das alpidische Schicksal dieses Gesteinszuges ist folgendermaßen zu charakterisieren: 1. Horizontaler Ferntransport nach N. 2. Einengung und Versenkung durch steile, leicht südvergente Bewegung im wurzelnahen Raum. 3. Einengung in W-E-Richtung und Prägung von N-S-Achsen. 4. Durchgreifen der Tauernkristallisation. Von der im Alttertiär stattgefundenen Tauernkristallisation wird die Querfaltung hier noch überholt (B. SANDER 1920, S. 234).

3. Das Tauernfenster und sein Rahmen

Im Tauernfenster, das sich zwischen der Brennerlinie im Westen und der Katschbergzone im Osten erstreckt, kommen zufolge einer regionalen Aufwölbung und primären Zurücktretens des Mittelostalpins die tiefen Bauteile des Gebirges an die Oberfläche. Das Tauernfenster war Ausgangspunkt für die Erkenntnis des Deckenbaues der Ostalpen. Seine Existenz war jahrzehntelang das umstrittenste Thema unter den großtektonischen Problemen der Ostalpen. Heute ist ja als Zeuge des gigantischen alpidischen Deckenbaues der Ostalpen neben dem Tauernfenster mit seinem unterostalpinem Rahmen eine in ihren Dimensionen noch bedeutendere Fernüberschiebung in den Ostalpen erkannt, eben jene oben besprochene Grenzfläche zwischen Mittel- und Oberostalpin, jenes gigantische „Zentralalpine Halbfenster“ des Mittelostalpins und der tieferen Einheiten, das mit gegen W offenem Erosionsrand in Bünden einsetzt und sich erst in den Karpaten schließt — rund 800 km lang und durchschnittlich 100 km breit.

In der Diskussion um die Existenz des Tauernfensters ist es in den letzten Jahrzehnten, die auch hinsichtlich dieses Abschnittes wie in den anderen Regionen der Alpen durch intensive Forschung gekennzeichnet waren, still geworden. Die letzten Versuche seitens österreichischer Geologen, die Existenz des Tauernfensters auf Grund konkreter Detailangaben aus diesem Raum zu widerlegen, stammen von R. KLEBELSBERG 1941 — dessen Ausführungen über den SW-Rand des Fensters aber bereits damals in Widerspruch standen zu den Detailkartierungen von B. SANDER 1925 — und von W. HAMMER 1938 und L. KÖLBL 1938. Die Angaben letzterer beruhten auf der Meinung von der Verbindung der Schieferhülle und Grauwackenzone im Abschnitt des oberen Salzachtales N der Venedigerzungen und der angenommenen Unterbrechung des Ringes von (unterostalpinen) Triaslinen in diesem Abschnitt im Rahmen des Tauernfensters. Inzwischen ist aber auch dort durch die Untersuchungen von G. FRASL (1953, 1958) und H. FISCHER (1955) sowohl die Fortsetzung der unterostalpinen fossilführenden Triasschollzone kartiert (Neukirchner- und Wenss-Veitlehenerkalk), als auch das Hineinstreichen der Tauernschieferhülle in die Grauwackenzone widerlegt worden. Nach der gegenwärtig bereits einen Großteil des östlichen Tauernfensters umfassenden detaillierten Neuaufnahme dieses Raumes, bei welcher namentlich die Arbeiten von E. BRAUMÜLLER, E. CLAR, H. P. CORNELIUS, Ch. EXNER und G. FRASL, um nur einige der wesentlichsten anzuführen, beträchtliche Abschnitte des Gebietes im einzelnen erfaßten, ist jedem begründeten Einwand gegen die Existenz des Tauernfensters und seines Rahmens der Boden entzogen. Die Neuuntersuchung hat neben der Detailkartierung Fortschritte in allen Fragenkreisen gebracht. Das mesozoische

Alter eines bestimmten Teiles der Schieferhülle ist z. T. durch Fossilbeleg (R. KLEBELSBERG 1940), z. T. durch die Verfeinerung der Seriengliederung (G. FRASL 1958) gesichert, die Identität eines Teiles davon mit den Bündner Schiefen hat sich dabei auch unter den österreichischen Geologen, besonders durch die Arbeiten von Ch. EXNER und G. FRASL durchgesetzt. Durch die Verfolgung der Abänderung des Metamorphosegrades von den zentralen Teilen zu den randlichen, nördlichen Partien der Schieferhülle, kann heute weitgehend die Zusammensetzung des Ausgangsmaterials dieser Serie vor der alpidischen Metamorphose angegeben werden (G. FRASL 1958), durch den Schleier der tektonisch und durch Mineralisation bedingten „metamorphen Fazies“ hindurch die interessantere ursprüngliche Gesteinsfazies erkannt werden — was noch R. SCHWILNER für unmöglich hielt. Durch die rasch in Ausbau befindliche Achsenanalyse und durch das Studium der Muldenschlüsse namentlich im fossilführenden unterostalpinen und im hochpenninischen Rahmen des Tauernfensters ist die regional S-N gerichtete Überschiebung der ostalpinen Masse durch Einzelheiten nachgewiesen. In den zentralen und tiefen Teilen des Pennin allerdings gibt es gerade im Hinblick auf die Analyse der Abfolge der Bewegungsphasen und -richtungen noch reichlich Probleme. Für mich war die Kartierung in den Radstädter Tauern besonders eindrucksvoll, wo die um die W-E-Richtung pendelnden Achsen der Hauptphase von der kleinsten Falte bis zu liegenden Falten im km-Bereich (Abb. 16) im unterostalpinen Mesozoikum regional gegen E abtauchen und diese Einheit unter dem Altkristallin des Mittelostalpins verschwindet. Genau wie beim Gegenflügel E der Brennerlinie am Westrand des Tauernfensters, wo die Achsen in der Schieferhülle gegen W abtauchen, stellen all diese neuen Messungsergebnisse eine Bestätigung des Abtauchens des Fensterinhaltes unter den ostalpinen Rahmen dar und bestätigen die Nordvergenz — im Sinne der Auffassung von P. TERMIER, V. UHLIG und L. KOBER.

Während die Existenz und die Abgrenzung des Tauernfensters demnach heute für den Ostalpengeologen kein Problem mehr darstellt und auch der Baustil des unterostalpinen Rahmens in den letzten Jahren weitgehend geklärt werden konnte, sind hinsichtlich der tektonischen Gliederung des penninischen Inhaltes des Tauernfensters gerade durch die neuen Kartierungsergebnisse Fragen grundlegender Art aufgetreten, die aber zusammenfassend bisher nicht zur Diskussion gestellt wurden. Diese Fragen betreffen sowohl Baustil und Tektonik in den Zentralgneiskernen als auch Position und Deckenbau der Schieferhülle. Es soll daher hier auf Grund der Zusammenschau der Ergebnisse aus den einzelnen Abschnitten des Gesamt- raumes des Tauernfensters und aus eigenen profilmäßigen Erfahrungen zu dieser Frage Stellung genommen werden (Taf. 4). Absehbar ist bereits jetzt das Ergebnis, daß wir die Schieferhülle als ganzes als eine Deckenmasse auffassen müssen, die auf den Zentralgneis mit seiner schmalen eigenen mesozoischen Hülle in Hochstegenfazies überschoben ist. Die Schieferhülle selbst aber läßt zumindest im Mittelabschnitt der Tauern eine Gliederung in zwei Decken erkennen, auf deren Fortsetzung im westlichen und östlichen Tauernfenster Einschaltungen von Hochstegenkalken im Westen und von Triasschollen zwischen Jura im Osten hinweisen. Das sich derzeit bietende Bild vom tektonischen Bau des Tauernfensterinhaltes weicht gegenüber der letzten Zusammenfassung über den Gesamt- raum durch L. KOBER demnach beträchtlich ab, da ja KOBER die Schieferhülle als normal dem Kristallin auflagernde Serie ansah und eine tiefe Deckengliederung der Kerne im Osten wie im Westen beschrieb. Gegen diese generelle tiefreichende Decken-

gliederung sprechen im Osten unter anderem besonders die Kartierungsergebnisse von Ch. EXNER. Die im folgenden ausgeführte Auffassung von der Allochthonie der gesamten Schieferhülle und deren interner Deckengliederung, die in erster Linie auf der Verfolgung des Hochstegenkalkes und seiner Äquivalente (Angertalmarmor, Silbereckmarmor) im Liegenden der Schieferhülle sowie auf der von H. P. CORNELIUS & E. CLAR auskartierten Einschaltung von Triaslinen an einer großräumigen Überschiebungsfläche innerhalb der posttriadischen Bündner Schiefer im Mittelabschnitt der Tauern beruht, kommt in den Grundzügen vielmehr wieder weitgehend der Auffassung von P. TERMIER nahe, der mit der Erkenntnis des Tauernfensters 1903 zugleich treffender als spätere Autoren die interne grundsätzliche Gliederung des Fensterinhaltes, namentlich die tektonische Abtrennung der Schieferhülle von den Gneiskernen mit ihrem Hochstegenkalkmantel und den beträchtlichen internen Decken- und Schuppenbau dieser Schieferhülle erfaßte!

Daneben ist das alte Problem von dem Alter des Zentralgneises von F. KARL (1958) auf Grund neuer Beobachtungen wieder aufgerollt worden, wobei diese Auffassung von einer gebietsweise erneuten, jungen alpidischen Granitisation für die Beurteilung der Verhältnisse an der Basis der Unteren Schieferhülle von Interesse ist.

a) Der unterostalpine Rahmen des Tauernfensters (Taf. 4)

Ähnlich wie im Semmeringsystem die sedimentären Serien des Unterostalpins durch die nordvergente Bewegung am Nordrand zusammengeschoppt wurden, sind auch die Serien des Unterostalpins im Rahmen des Tauernfensters

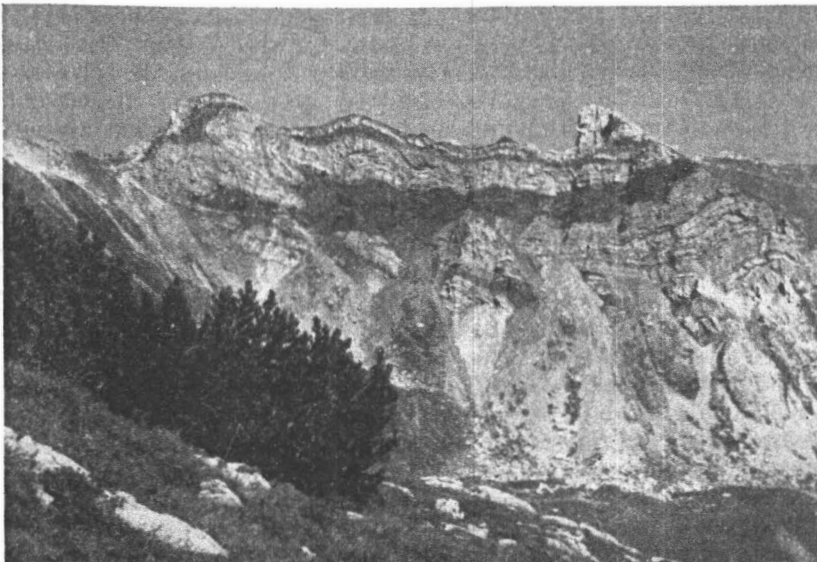


Abb. 16. Die Schwarze Wand in den Radstädter Tauern. Ein Musterbeispiel für das nordvergente Falten- und Deckensystem in den Zentralalpen.

besonders im Ostabschnitt durch die gleich gerichtete tektonische Verlagerung am Nordrand in größerem Umfang zusammengeschoppt erhalten als in der laminierten und besonders stark verschuppten Matreier Zone, die als Fortsetzung des „Lungauridenringes“ am Südrand des Tauernfensters auftritt. Dabei gilt für das Unterostalpin im Tauernfenster ähnlich wie im Engadiner Fenster hier praktisch das gleiche genetische Prinzip wie für die hochpenninischen Decken der Schieferhülle (Greiner- und Riffi-Decke als Äquivalente in der einstigen „Unteren Schieferhülle“ und Decke der Oberen Schieferhülle), nur daß die Laminierung in der penninischen Schieferhülle weiter ging: In beiden Einheiten wurde bei der Deckenbildung die Sedimenthülle mit geringen Resten von Kristallin oder ohne dieses an der Basis vom kristallinen Untergrund abgeschert. Nur in Form des Twenger Kristallins sind im Unterostalpin solche Gneisspäne an der Basis vorhanden oder treten eingeschuppte Gneisslamellen in der Unteren Schieferhüll-Decke auf. Die Hauptmasse des Kristallinsockels aber wurde in die Tiefe abgepreßt und verschluckt — nach dem gleichen Prinzip, das wir schon beim Oberostalpin kennen gelernt haben.

Der Rahmen des Tauernfensters ist in seiner ganzen Erstreckung durch eine lückenhafte Reihe tektonisch verschieden umfangreicher Reste von unterostalpinem Mesozoikum markiert, im Norden kommt die breite Zone des unterostalpinen paläozoischen Quarzphyllits im Rahmen hinzu. Streckenweise ist dieser unterostalpine Rahmen, der „Lungauridenring“, wie ihn KOBERT treffend bezeichnete, ausgedünnt, laminiert und unterbrochen, überall stark verschuppt oder in Decken geworfen. Die Zone erstreckt sich von der Brennerlinie mit nur spärlichen Resten von Unterostalpin im Westen über den Nordrand mit dem breiten Innsbrucker Quarzphyllit-Gürtel und dem Permomesozoikum in den tieferen unterostalpinen Decken im Liegenden, dem die Tarntaler Berge, die Gschößwand, Schuppen im Bereich des Gerlostales, die Krimmler Trias und der Wenns-Veitlehener-Kalk angehören, über den Schuhflicker in die Radstädter Tauern samt dem überlagernden Radstädter Quarzphyllit. Von hier reicht die unterostalpine Einheit mit dem Quarzphyllit im Hangenden und der mesozoischen Deckenfolge im Liegenden am Ostrand des Tauernfensters zur Katschbergzone und über die SE-Ecke des Fensters bei Gmünd bis zum Südrand durch. Dort gehört die nach kurzer Unterbrechung einsetzende Matreier Schuppenzone, die in wechselndem Umfang penninische Schiefer eingeschuppt enthält, der gleichen Einheit an. Für das Unterostalpin im Abschnitt des Tauernfensters ist diese Matreier Zone die sichtbare Wurzelzone. Gegen Osten verschwindet die gesamte tektonische Einheit unter dem mittelostalpinen Kristallin, zu dem auch die bisher oft noch zum Unterostalpin gerechnete Schladminger Masse gehört und taucht erst wieder im Semmeringsystem auf, dort unter ausgiebiger Beteiligung von altkristallinen Kernen.

Eine Diagnose des unterostalpinen Rahmens des Tauernfensters (Lungauridenring) soll mit der Besprechung der tektonischen Stellung und des Baues des ausgedehntesten, zusammenhängenden Teiles dieser Einheit, den Radstädter Tauern, beginnen. Die faziellen Beziehungen werden ausführlicher in einem eigenen Abschnitt (Kapitel 6) besprochen werden. In den Radstädter Tauern liegt über der penninischen Schieferhülle ein gegen Süden sich dachziegelartig übergreifender Deckenstapel vor, dessen Decken vorwiegend aus Mesozoikum in zentralalpiner, u. zw. unterostalpinen Fazies bestehen. Im Hangenden schließt eine mächtige paläozoische Quarzphyllitmasse an. Die mesozoische Schichtfolge reicht vom

skythischen Lantschfeldquarzit, der den permischen Serizitschiefern des Alpenen Verrucano auflagert, bis über den Oberjura, wahrscheinlich bis ins Neokom. In der gesamten Serie zeigen sich wiederholt charakteristische Faziesmerkmale des zentralalpinen Charakters. Die Serie wurde bei den eigenen Untersuchungen im Lauf der letzten Jahre weiter differenziert, wobei das vordem noch nicht erstellte Normalprofil der Horizonte innerhalb der einzelnen Stufen der Trias gegeben werden konnte (A. TOLLMANN 1956—1959, bes. 1958, Jb.), was für die Erfassung interner tektonischer Verformungen von Bedeutung war. Sämtliche Serien sind, der tektonischen Position entsprechend, ziemlich dislokationsmetamorph, die Brekzien ausgewalzt, aber — im Zusammenhang mit der höheren Position — nicht so stark wie jene der penninischen Schieferhülle, etwa die Liasbrekzien des Hochtors oder der Pfandscharte. Besonders charakteristisch für das Unterostalpin ist die starke Beteiligung der Brekzien an der Zusammensetzung des Jura, besonders in der tieferen, ursprünglich nördlicheren Einheit, hier als „Schwarzeckbrekzie s. 1.“ bezeichnet. In der höheren, auf Grund der nordvergenten Antiklinalen ursprünglich südlicheren Einheit tritt eine solche Masse an Brekzien zurück, ihre Beteiligung an der hier bereits im tieferen Jura endenden Schichtfolge ist aber dennoch beachtlich. Die Serien des Unterostalpins sind hier allein schon durch die Juraausbildung eng mit der Fazies des primär im Norden benachbarten (gegen S geschlossene Mulden im Unterostalpin zeigen die Bewegungsrichtung), jetzt unterlagernden Pennin verbunden, während etwa eine Einfügung innerhalb des Faziesraumes Nordalpin (Kalkalpen, Drauzug)-Südalpin allein schon auf Grund der Juraentwicklung völlig unbegründet wäre (Taf. 9).

Im Unterostalpin, zwar nicht in den Radstädter Tauern, wohl aber im Süd- und NW-Rahmen, ist am Aufbau der Juraschichtfolge lokal mächtiger Serpentin beteiligt, so z. B. in der Matreier Zone (hier allerdings tektonisch isoliert), dann innerhalb der Serie des Reckner (Tarntaler Berge), ferner auch im unterostalpinen Rahmen des Engadiner Fensters. Wiederum ergeben sich so Zusammenhänge und Beziehungen zum Penrin.

Bei der alpidischen Deckenüberschiebung wurde diese relativ geringmächtige Einheit unter der überfahrenden höheren ostalpinen Masse passiv nach Norden verfrachtet, wie die weitgehende Isolation der Stirnpartien von der Wurzel zeigt, was ja eine direkte Druckübertragung wenigstens im späteren Stadium der Überschiebung ausschließt. Dabei wurde die Sedimentplatte in einzelne Schuppen großen Ausmaßes zerlegt, die in aufrechter Folge übereinandergestapelt wurden. Stirnteile mancher Decken wurden zu beträchtlich ausgedünnten Lamellen mit verkehrter Folge im Liegenden der Hauptmasse ausgewalzt. Im westlichen Teil (Mosermanngruppe-S, 1958, Tf. 7) ist dieser Stil durch die zu Lamellen ausgewalzten liegenden Falten an der Basis der Pleislingdecke und in der gesamten Lantschfelddecke erkennbar, man trifft hier eine Folge schwer abgrenzbarer liegender Falten (1958, Taf. 7, Fig. 4). Als aufrechte Decken liegen heute von S gegen N, von unten gegen oben übereinander: Speiereck-, Weißeneck-Hochfeind-, Lantschfeld-, Pleisling- und Kesselspitz-Decke. Nur die relativ arme Serie der höchsten, der Quarzphyllitdecke, zeigt eine stark gestörte, verschuppte, aber auf großen Strecken verkehrte Schichtfolge (Abb. 17). Die Auffassung von L. KOBER, daß die Radstädter Tauern als ganzes im wesentlichen ein verkehrt gelagertes, verfaltetes Mesozoikum an der Unterseite des ostalpinen Kristallins darstellten, welches als riesige Deckenfalte gedeutet worden war, trifft demnach nicht zu.

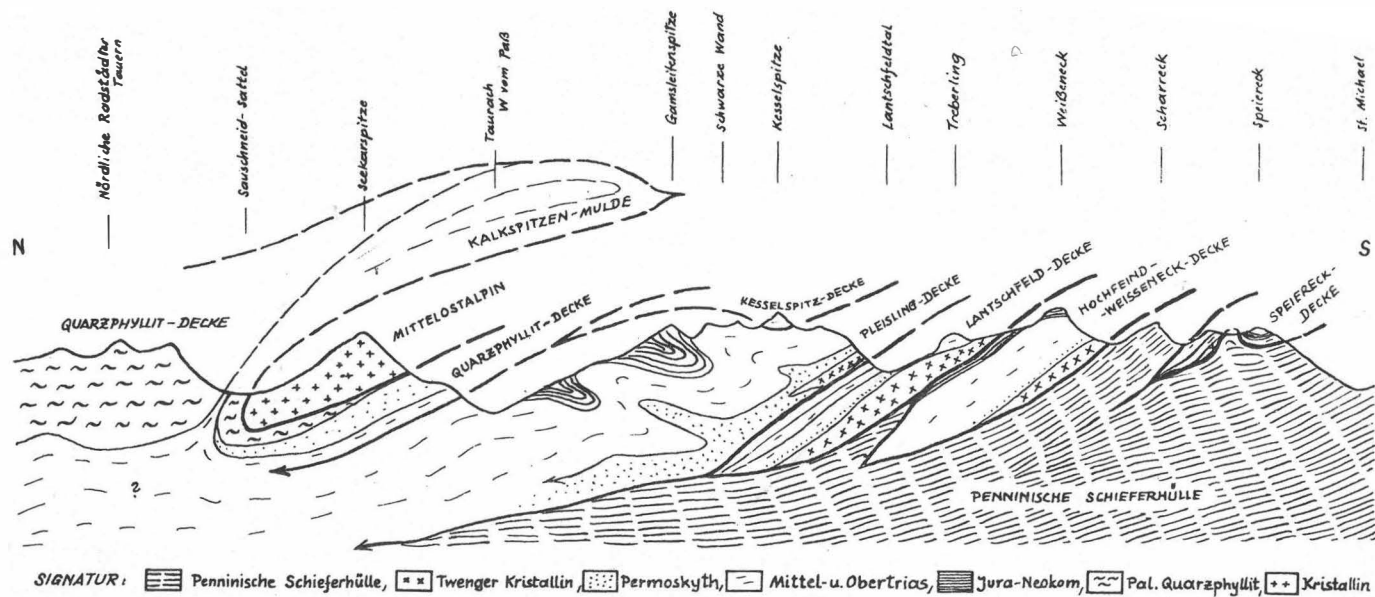


Abb. 17: Die Anordnung der unterostalpinen Decken in den Radstädter Tauern. Stark schematisierte, überhöhte Darstellung. Profillänge 30 km.

Vielmehr entstanden die Radstädter Decken aus einer aufrechten Platte durch Zerlegung in einzelne Decken und Schuppen, die dann z. T. intern weiter verfaultet und in liegende Falten gepreßt wurden, wie z. B. die Pleislingdecke. Damit ist auch die Auffassung von S. BLATTMANN (1937) für den Ostteil der Radstädter Tauern hinfällig, daß hier die Decken selbst nur Abschnitte in einer zusammenhängenden Folge liegender Falten darstellten. Zugleich aber trifft auch nicht die Meinung von W. SCHMIDT 1924 und E. CLAR 1940 zu, daß die Dolomite gegenüber dem begleitenden plastischeren Material nicht mehr zu liegenden Falten verformbar gewesen wären, sondern nur Durchscherungstektonik annehmen konnten. Man kann Falten mit aufrechten und verkehrten Serien auch großen Stiles (bis ins km-Bereich) neben Schuppung, und lamellenförmiger Ausdünnung in allen Gesteinsarten beobachten. Schuppung und Faltung ging gleichzeitig vor sich. Neben den kräftigen liegenden riesigen Falten von km-Ausmaß (Schwarze Wand (Abb. 16), Teufelshörner, Hirschwand usw., A. TOLLMANN 1956, Taf. 2) sind im Hinblick auf die Charakterisierung des Baustiles auch die zu ganz dünnen Lamellen ausgewalzten liegenden Falten besonders eindrucksvoll (TOLLMANN, 1958^e Jb., Taf. 7 u. 10), die in mehrfacher Folge mit stärkst ausgedünnten aufrechten und verkehrten Serien ganze Bergstöcke an der Basis von S nach N durchziehen (Neukarsystem, von W. SCHMIDT 1924 noch als Schuppung gedeutet). Sie erinnern bereits stark an den penninischen Baustil mit derartig stark ausgedünnten, auf noch weitere Strecken verfolgbaren Deckenlamellen, wie sie vom Südabschnitt des Tauernfensters bekannt sind (Modereckdecke KOBERS) und in neuerer Zeit besonders in den Karten von Ch. EXNER in die Augen springen.

Im Anschluß an die in Teilphasen vor sich gegangene, generelle Nordbewegung folgte, wie man an den Achsenüberprägungen erkennt, eine E-W gerichtete Einengungsphase, die hier sogar noch zur Bildung von einigen hundert Meter breiten, westvergenten liegenden Falten führte (Mosermannlgruppe, TOLLMANN, 1958 Jb., S. 106). Diese entstanden nicht etwa erst im Gefolge des jungen Aufstieges der Tauernkuppel durch Abgleiten von Schichtpaketen, sondern sind Zeugen des allenthalben in den höheren Teilen der Ostalpen verspürbaren „E-W-Schubes“, der sonst ja meist nur in Achsenprägungen, seltener in solchen prächtigen Falten zum Ausdruck kommt. Gegen eine Bildung durch Abgleiten von der „Tauernkuppel“ spricht ja auch die Bewegungsrichtung hier am Ostrand gegen Westen, genau wie in der Blaserdeckscholle nahe dem Westrand des Fensters. Die Ursache der Quersfaltung, die stets in unmittelbarem Gefolge der mit dem Deckentransport verbundenen Längsfaltung steht oder als eine Spätphase dieser Längsfaltung anzusehen ist, ist vielmehr im seitlichen Ausweichen der durch den Deckenvorschub gestreckten und ausgedünnten Serien zu suchen. (vgl. S. 198).

An solche, von W. SCHMIDT im Neukargebiet erkannte westvergente Bewegungen knüpften die Ausführungen von R. SCHWINNER 1933, S. 286 an, der in unzutreffender Verallgemeinerung die gesamten Radstädter Tauern als westvergentes Bewegungssystem darstellte. Heute ist ja die Bedeutung der primären und generellen Nordvergenz durch die Kartierung der liegenden Falten im fossilführenden Mesozoikum — hier prächtiger als irgendwo sonst in den Ostalpen zu sehen (vgl. Abb. 16) — sowie durch die Achsenuntersuchungen gegenüber dem zurücktretenden jüngeren Ostschub in den Einzelheiten erwiesen, war aber auch schon in der Pionierzeit (TERMIER, UHLIG, KOBERS) hier klar erkannt worden. Daß daneben bis in neuere Zeit unter Mißachtung der kartierten Gegebenheiten Theorien relativer

Autochthonie sogar über dieses Gebiet aufgestellt wurden, zeigt die undiskutable Arbeit von J. WIEBOLS (Jb. Geol. B.-A., 1949, S. 53), nach der die Radstädter Tauern in ursprünglichem Schichtverband mit dem Liegenden, dem Untergrund aus Kalkglimmerschiefern, Grünschiefern usw. — also dem ja zur penninischen Schieferhülle gehörendem Jura — stünden, daß sie darauf transgressiv auflagerten — trotzdem das Twenger Kristallin die Schichtfolge sämtlicher tieferer Decken der Radstädter Tauern auf weiten Strecken eröffnet — und durch N-S gerichteten Druck durchbewegt worden seien.

Hinsichtlich der Stellung der obersten unterostalpinen Einheit, der Quarzphyllitdecke, ist noch eine Revision der bisherigen Ansichten vorzunehmen. Die Zugehörigkeit dieser Quarzphyllitmasse am Oberrand des Radstädter Systems zum Unterostalpin war schon von L. KOBER zurecht betont worden. In der scheinbar verkehrt liegenden Abfolge diaphthoritischen Kristallin (z. B. Gurpetschegg), paläozoischer Quarzphyllit und Reste verkehrt liegenden Mesozoikums ist eine scheinbare Verbindung auch zu dem im Hangenden erscheinenden Kristallin gegeben, sodaß in Anlehnung an L. KOBER bisher die Auffassung galt, daß hier eine verkehrt liegende paläozoische Masse, eine verkehrte Grauwackenzone, im Liegenden des Schladminger Kristallins vorhanden sei, d. h. die ganze auflagernde kristalline Masse ebenfalls eine riesige Falte mit liegendem und hangendem Schenkel darstelle. Die Auffassung war durch die Feststellung von F. TRAUTH 1926, S. 109 bekräftigt worden, daß die Radstädter Quarzphyllit-Quarzit-Gruppe im N, wo das zwischengeschaltete Kristallin zurücktritt, ohne scharfe Grenze mit den Pinzgauer Phylliten der Grauwackenzone, also mit dem Hangenteil dieser Riesenfalte, zusammenhängen sollte.

Nun hat sich aber ergeben, daß die Grauwackenzone ja gar nicht der primäre Sedimentmantel des Schladminger Kristallins, des Kristallins der Niederen Tauern ist, sondern, daß hier unmittelbar nur die zentralalpine Trias des Sattentales, des Sölker-Gumpeneckmarmorzuges auflagert. Hier konnte also unter das mittelostalpine Kristallin kein Quarzphyllit-Paläozoikum bei der alpidischen Überschiebung eingewickelt werden und so ins Liegende dieser Masse gelangen, weil es ja im Mittelostalpin hier nicht vorhanden war. Außerdem ist diese mittelostalpine Masse — großräumig gesehen — ein aufrecht herausgeschnittener Keil, ein an den Rändern (W und E) ausdünnender Span, keine Falte. Dies zeigen in unserem Abschnitt auch voralpidische, südvergente Strukturen in den Schladminger Tauern an, die z. B. K. KÜPPER beschrieben hat. Nur an der Stirn digitiert, verspießt und verfaltet oder verschuppt sich hier diese kristalline Masse mit dem Untergrund, dem Radstädter System (Kalkspitzen usw.). Die Abtrennung des Schladminger Kristallins vom Kristallin der übrigen Niederen Tauern als eigene alpidische tektonische Einheit, die man dann noch als unterostalpinen Kristallinanteil ansehen könnte, verliert auch so an Wahrscheinlichkeit, da keine irgendwie markierte Überschiebungsfäche an der Obergrenze dieses Kristallins bekannt ist. Allerdings ist gerade dieses Gebiet durch Detailkartierungen noch lange nicht gänzlich erfaßt. Berücksichtigt man die räumliche Anordnung und Ausdehnung der Quarzphyllite, die sich hier gegen Süden an der gesamten Unterseite des Mittelostalpins in wechselnder, stellenweise beträchtlicher Mächtigkeit durchverfolgen lassen, über die Katschbergzone und den Raum von Gmünd (Ch. EXNER 1942, 1954), so verliert die Auffassung dieser im ersten Moment so bestechenden Erklärung der Radstädter Quarzphyllite als Liegendschenkel des überlagernden Kristallins auch noch da-

durch an Glaubwürdigkeit, daß man für eine dann auch im Kristallin zu fordernde, so enorm weit gegen S zurückreichende alpidische Großfaltenstruktur keine Hinweise kennt. Wir müssen vielmehr zwischen diesem Kristallin und dem mit dem Unterostalpin verbundenen, in der Matreier Zone auch im Inneren dieses Schuppenpaketes auftretenden Quarzphyllit eine weiträumig durchstreichende tektonische Grenze annehmen. Dafür spricht ja auch die altberühmte Diaphthoresesezone, die aus dem Aufnahmegebiet von Ch. EXNER am SE-Rand des Tauernfensters bis ins Hangende der Radstädter Tauern verfolgt werden kann. Dafür spricht ferner, daß auch die Serien der Matreier Zone nach W. J. SCHMIDT ebenso wie jene der Radstädter Tauern in ihrer Gesamtheit aufrecht liegen.

Damit wird auch für diesen Abschnitt im Katschberggebiet wiederum die Auffassung von P. TERMIER bestätigt, daß die Grenzfläche von dem (mittelostalpinen) Kristallin zu den unterlagernden Quarzphylliten eine Überschiebungsfläche beträchtlichen Ausmaßes sei, an der das Kristallin z. T. so weit diaphthorisiert und in den Quarzphyllit eingeschuppt wurde, daß eine makroskopische Trennung oft schwer fällt. Der für diesen Abschnitt erstmalig von Ch. EXNER geäußerten und weiterhin 1939, S. 309 und 1942, S. 58, S. 96 ausgeführten Meinung von einer ehemaligen normalen stratigraphischen Auflagerung von Katschbergschiefern auf Granatglimmerschiefern kann daher nicht zugestimmt werden.

Betreffs der oben erwähnten Ausführung von F. TRAUTH 1926 über die unscharfe Grenze zwischen Radstädter Quarzphylliten und Phylliten der Grauwackenzone sei noch auf die dem widersprechenden Verhältnisse am Ausgang des Taurachtales SE Radstadt aufmerksam gemacht. Vom Grenzbereich auf der rechten Seite des Taurachtales berichtete W. MEDWENTITSCH 1956, S. 66, daß hier eine 200—300 m mächtige, stark durchbewegte quarzitische Serie anstelle der Pinzgauer Phyllite anzutreffen war, wahrscheinlich auch Porphyroide beinhaltend. Da sie in der Fortsetzung des Schladminger Kristallin-Keiles W vom Forstautal liegen, bringt sie bereits MEDWENTITSCH in Zusammenhang mit diesem (dem Mittelostalpin angehörenden) trennenden Span. Erst die Detailkartierung wird hier die Verhältnisse im einzelnen erfassen. Auf mittelostalpine Permotias an dieser Linie, also auf Alpenen Verrucano und Triaskalke wird besonders zu achten sein.

Die Stellung des Innsbrucker Quarzphyllites gleicht vollkommen der des Radstädter Quarzphyllites. Er muß demnach ebenso als Bestandteil des Unterostalpins gewertet werden. Wo kein jüngerer Nachschub erfolgte, liegt er über dem unterostalpinen Mesozoikum oder mit diesem verschuppt und unter dem mittelostalpinen Kristallin der Stubai Alpen (SCHMIDEGG, O. 1951, Taf. 19, Fig. 1), der Deckscholle am Patscherkofel und der mittelostalpinen Schollenreihe im Norden, an der Grenze zur oberostalpinen Grauwackenzone (Kellerjochgneis, Schwazer Augengneis). Letzterer, selbst tektonisch arg beansprucht, markiert in perlenschnurartiger Kette (Th. OHNESORGE 1908 usw.) in ausgezeichneter Weise die Zone dieser bedeutenden Bewegungsfläche und bildet so selbst wiederum einen weiteren, einen mittelostalpinen „Rahmen“ des Tauernfensters samt dem Unterostalpin. Der Innsbrucker Quarzphyllit ist demnach nicht die Trägerdecke der Inntaldecke, wie auch noch E. SPENGLER 1953, S. 58 vermutete. Die Stellung der Innsbrucker Quarzphyllite in der angegebenen Art hat bereits L. KOBER wiederholt beschrieben. Es sollte hier aber nochmals auf ihre unterostalpine Position hingewiesen werden, da sie immer wieder in der übrigen Literatur mit dem oberostalpinen Landecker Phyllit gleichgesetzt (R. KLEBELSBERG 1935, S. 127) bzw. als

Oberostalpin aufgefaßt wurden (O. SCHMIDEGG 1951, S. 128). Die Landecker Phyllite liegen hingegen im Hangenden des Mittelostalpins, von dessen Kristallin sogar durch eine schmale Zone zentralalpiner Permotrias getrennt. Zugleich bestätigt die Position der Innsbrucker Quarzphyllite als homologer Gegenflügel der Radstädter Quarzphyllite das im Osten gewonnene Bild einer vom mittelostalpinen Kristallin überschobenen Masse, die nicht als dessen primär verbundener verkehrter Schenkel angesehen werden kann.

In der südlichen Fortsetzung des Radstädter Systems, das im SE bis St. Michael reicht, schließt sich die in neuerer Zeit von Ch. EXNER untersuchte Katschbergzone an. P. TERMIER hatte als erster die Bedeutung der Katschberglinie, an der das Pennin und der unterostalpine Rahmen gegen E untertauchen, erkannt, V. UHLIG und L. KOBER haben die Zone in der Folgezeit näher gegliedert. Eine genaue Kartierung und Analyse der Einzelheiten gab Ch. EXNER 1942, in der er die Reihe der Kalk-, Dolomit- und Quarzit-Schollen ebenso wie die Quarzphyllite als südliche Fortsetzung der Radstädter Tauern ins Unterostalpin stellte. Schon damals wurde durch Ch. EXNER mit der Feststellung der vorwiegend W-E orientierten, gegen E abtauchenden Achsen in der Katschbergzone die seit Einführung der Deckenlehre erkannte meridionale Hauptschubrichtung auch auf gefügekundlicher Basis bestätigt und so die Erklärungsmöglichkeit der Entstehung des Tauernfensters durch lokale randliche Aufschübe — hier etwa durch eine E-W gerichtete Hauptbewegung, die zur Bildung der „Tauernnische“ geführt haben sollte — auch in diesem Abschnitt widerlegt. Die Fortsetzung der Zone läßt sich über Gmünd zum Südrand des Tauernfensters verfolgen. Das unterostalpine Mesozoikum tritt als tektonisch geformte, perlschnurartige Kette im Hangenden des Pennin auf, über die Schollen von Dornbach, Zelsach usw. bis Pusarnitz verfolgbar. Wie ich mich überzeugen konnte, ist auch in diesem Abschnitt die stratigraphische Gliederung der den Radstädter Serien identen Gesteinsfolgen von allerdings geringem Umfang durchaus möglich. Überlagert wird auch hier die Schollenreihe vom Quarzphyllit, über dem die diaphthoritisierte Basis des mittelostalpinen Kristallins folgt. Auch in diesem Abschnitt sind die von Ch. EXNER untersuchten Achsenlagen wie auf der ganzen Strecke am Ostrand des Tauernfensters W-E bis WNW-ESE orientiert.

Im Südrahmen des Tauernfensters erscheinen die unterostalpinen Gesteine wiederum in der durch W. J. SCHMIDT (1950—1952) neu untersuchten, seit F. LÖWL (1903) so bezeichneten „Matreier Zone“. Die tektonische Stellung auch dieser Zone war durch P. TERMIER 1903 erstmalig erkannt worden. Die Kartierung durch W. J. SCHMIDT ergab einen Serienbestand, der dem des übrigen Unterostalpins durchaus gleichkommt. Er beobachtete bereits die hier untrennbare Verknüpfung von Chloritserizitphylliten und Chloritserizitquarziten (also dem Alpenen Verrucano) mit dem Serizitquarzit. Als auffällige Schichtglieder der Matreier Zone sind die mit Serizitphylliten und Bänderkalken gemeinsam vorkommenden Gipse hervorzuheben, die H. P. CORNELIUS als Glied des Bunten Keuper, als Karn, deutete, die aber nach der Lagerung im Sinne von W. J. SCHMIDT (1952, S. 346) ebenso als tiefstes Anis bzw. Skyth-Anis-Grenzniveau gelten könnten. In den Radstädter Tauern waren bisher noch keine Gipse nachzuweisen, in den Tarntaler Bergen sind sie zwar vorhanden, aber ihr Alter (Skyth-Anis-Grenze oder Karn) ist ebenfalls noch nicht sicher. Die Schichtfolge in der Matreier Zone reicht mit Dolomit-Phyllit-Brekzien, mit Kalken, Grünschiefern und Quarziten und mit der Schwarz-

eckbrekzie ähnlichen Brekzien nach W. J. SCHMIDT in den Jura, sogar Unterkreide wurde vermutet. Allerdings läßt die enorme Verschuppung der Zone keine sicheren Schlüsse zu. Während W. J. SCHMIDT die Matreier Zone in drei größere tektonische, intern weiter verschuppte Einheiten gliedern zu können glaubte, erreicht nach diesem Autor „die Verschuppung mit den Nachbareinheiten als ganzes gesehen, keinen beherrschenden Charakter“ (1952, S. 359), allerdings sind Einschuppungen von penninischen Bündner Schiefern doch beachtlich. Auch die Untersuchung dieses Abschnittes des Unterostalpins durch W. J. SCHMIDT zeigte, daß es nicht als Liegendschinkel des höheren ostalpinen (mittelostalpinen) Kristallins gewertet werden kann, da kein direkter Anschluß an das Kristallin gegeben ist und verkehrte Serien nur selten auftreten (1952, S. 360–362).

Der Charakter dieser tektonisch äußerst beanspruchten Zone bleibt am ganzen Südrand des Tauernfensters gewahrt. Auf der Westseite des Tauernfensters, von Sterzing über den Brenner nach Norden, sind nur stellenweise schmale Reste von unterostalpinen Permotrias über dem gegen W unter das mittelostalpine Kristallin abtauchenden Penninikum vorhanden. H. DÜNNER schied das Unterostalpin dieser Zone auf seiner Karte der Brennergegend (1934) aus, bezeichnete es als Serie von Zagel und beschrieb diese zurecht als Fortsetzung der Tarntaler Gesteine. Die Zone ist hier abschnittsweise äußerst schwächlich, oft nur wenige Meter stark. Sie enthält neben Serizitquarziten auch eine Reihe triadischer Dolomite, Dolomitrekzien und pyritführende Schiefer.

R. KLEBELSBERG hatte in seiner Arbeit über den Westrand des „Tauernfensters“ (1941) das Untertauchen des Fensterinhaltes und seines Rahmens unter das ostalpine Kristallin zu widerlegen versucht. Die Arbeit erschien im Anschluß an jene von H. P. CORNELIUS 1940, in der als Beweis für die Fensternatur des Tauernsystems neben zahlreichen anderen Argumenten, wie z. B. die tektonische Fazies der Fenstergesteine, die Identität bestimmter Teile der Schieferhülle mit den Bündnerschiefern usf., besonders das Einsinken der Achsen des Tauernfensters gegen W hin angeführt wurde. Diese altbekannte Tatsache wurde ja auch durch die neueren Darstellungen dieses Abschnittes des Tauernfensters bestätigt (vgl. O. SCHMIDEGG 1951, Taf. 19, Fig. 1 usf.). Die Achsen fallen nach O. SCHMIDEGG vorwiegend 250/25 ein. Eigene Begehungen zwischen Brenner und Sterzing zeigten gerade hier in außerordentlich eindrucksvoller Art das Abtauchen der Schieferhülle nach Westen unter das Altkristallin im Klein- und Großgefüge (Abb. 16). R. KLEBELSBERG stellte dieser Tatsache in detaillierter Schilderung den Westanstieg der geologischen Grenzen W der Brennerfurche gegenüber und meinte, daß es darauf ankäme, „was man höher werten will: das auf einen schmalen Randstreifen beschränkte Aufbiegen des Westens ... oder das allgemeine Westansteigen der Hauptmasse“ (S. 289). Natürlich aber darf man keine dieser objektiv vorhandenen Gegebenheiten höher werten, sie nicht gegeneinander setzen, sondern in Beziehung bringen. Trotz des Untertauchens der Gesteine des Tauernfensters gegen W steigen die internen geologischen Grenzen des Oberbaues der Stubai Masse gegen W im Zuge der allgemeinen, tektonisch bedingten raschen Zunahme der Mächtigkeit des mittelostalpinen Kristallins in dieser Richtung an. Dessen Auskeilen gegen Osten ist ja durch die Untergrenze des auflagernden Permomesozoikums unmittelbar beobachtbar. Dies ist zugleich die Erklärung des scheinbaren Gegensatzes, der in der Arbeit von R. KLEBELSBERG ausführlich diskutiert wurde. Ein Blick auf das tektonische Profil von R. STAUB (1924, Taf. 24, Fig. 45 bei S. 172) zeigt, daß STAUB

dieses Problem, bevor es noch ausgesprochen wurde, erkannt, gelöst und auch in graphischer Weise erläutert hatte.

Als wesentliches Kriterium für das Übergreifen der Gesteine des Ostens, des Tauernfensters, auf den Westen (Mittelostalpin) führt R. KLEBELSBERG in derselben Arbeit (S. 286) die Kalkglimmerschiefer des Gostjöchls SW Sterzing an. Er bemerkt zwar, daß „die tektonische Lage der Kalkschiefer auf dem Gostjöch, wie schon SANDER erwähnt hat, eine andere als im „Fenster“-Bereich“ sei, nimmt aber an, daß beiderseits Sterzing sich der Übergang von der einen Lage in die andere vollziehe. Die Überprüfung der Verhältnisse am Gostjöch, ergab folgendes. Zunächst brachte sie Gewißheit, daß hier tatsächlich, und zwar vollkommen von der SW-Ecke des Tauernfensters abgetrennt, ein Span von Bündnerschiefern (Kalkphyllite, unreine Kalke, Phyllite) im mittelostalpinen Kristallin steckt. Die Lagerung aber ist anders, als es KLEBELSBERG angab. Diese Gesteine der Schieferhülle liegen nicht muldenförmig dem mittelostalpinen Kristallin auf, sondern stecken als steiler Span darin. Am besten erschlossen ist das Ostende des Zuges am Ostabhang des Gostjöchels. Hier bilden Paragneise im Süden die Unterlage, die mit 45° NNW-Fallen bis zum Unterrand der Bergwiesen des Bauernhofes Gringg emporreichen. Der Hauptkamm W ober den Bergwiesen besteht aus den Kalkphylliten, die 70–80° steil N fallen, gegen E vom Hauptkamm gegen S herausstreichen und rasch nach O auskeilen. Im N tauchen sie unter den auflagernden Paragneis unter. Die naheliegendste Deutung ist die eines an einer steilen jüngeren südvergenten Aufschuppungsfläche aus dem Untergrund mitgeschleppten linsenförmigen Spanes von Bündnerschiefern.

Das größte zusammenhängende Vorkommen unterostalpinen Mesozoikums am Nordrand des westlichen Tauernfensters stellt sich an der Grenze von Schieferhülle und Quarzphyllit in den Tarntaler Bergen ein. Früh bereits hatte B. SANDER (1911, S. 344; 1912, S. 522) profilmäßig vollkommen zutreffend die tektonische Position der Tarntaler Berge dargestellt: Als nächsthöhere Einheit über den gegen N unter die Innsbrucker Quarzphyllit abtauchenden Kalkphylliten (penninische Schieferhülle), dabei hier nach N sekundär über den Quarzphyllit vorgeschoben, nun auf diesem liegend. Es ist die gleiche Position, wie wir sie im Osten an der durch den jungen Vorstoß bedingten Stellung der Ennskraxen und Steinfeldspitze über dem Radstädter Quarzphyllit treffen — dort allerdings in bescheidenerem Ausmaß. Die erste ausführliche tektonische Bearbeitung des Abschnittes Reckner-Tarntaler Berge nach F. E. SUESS (1895) erfolgte durch E. HARTMANN, der in tektonischer Hinsicht eine komplizierte, S-förmige, gegen S überkippte Falte als Grundelement der Tarntaler Berge vermutete (1913, S. 345). A. SPITZ lehnte dies 1919 als Hauptstruktur ab. Gemeinsam aber ist bereits diesen frühen Arbeiten von E. HARTMANN, B. SANDER und A. SPITZ die Unterscheidung einer höheren tektonischen Einheit in der Serie Kahlwand-Tarntaler Köpfe („Reckner-Serie“ nach SPITZ) und einer tieferen, der Serie Hippold-Thorjoch („Hippold-Serie“ nach SPITZ). Fossilbelegt ist seit A. PICHLER (1859) das Rhät, aus dem A. ROTHPLETZ (1894, S. 75) und E. HARTMANN (1913, S. 243) kleine Faunen beschrieben, sodaß neun artlich bestimmte Formen und weitere Gattungen heute von hier bekannt sind. Ferner wurde der Jura durch Belemniten (E. HARTMANN 1913) und einen Fund von *Amioceras cf. arnouldi* DUM. durch A. P. YOUNG 1909 belegt. Die Bestimmbarkeit des Ammoniten war allerdings durch E. HARTMANN angezweifelt worden. Besonders die Gliederung und altersmäßige Einstufung der Tarntaler

Brekzie bereitete Schwierigkeiten. Während R. STAUB die Tarntaler Serie am ehesten mit dem Unterostalpin der Aroscher Schuppenzone verglich und sie L. KOBER seit alters als Radstädter Serie bezeichnete, schrieb R. KLEBELSBERG 1935, S. 234, daß diese Serie mit der Tarntaler Brekzie mit anderen Trias-Jura-Vorkommen der Zentralalpen keine Übereinstimmung ergäbe, sehr starke Anklänge aber an die Trias-Jura-Entwicklung relativ naher Abschnitte der Nördlichen Kalkalpen bestünde. Die Bestätigung aber von der bis in die Einzelheiten gehenden Vergleichbarkeit der Tarntaler Serie mit der der Radstädter Tauern brachte die Detailuntersuchung der Tarntaler Brekzie durch E. CLAR 1940. CLAR konnte gerade auf Grund der Erfahrungen aus den Radstädter Tauern erstmals die eigentliche Tarntaler Brekzie in der Gruppe Hippold-Thorjoch-Kalkwand im Detail untergliedern und die Übereinstimmung dieser Serie außer in Gesteinsähnlichkeiten auch in den Grundzügen der ganzen Abfolge mit dem tieferen Teil des Schwarzeckprofils in den Radstädter Tauern erweisen (S. 80). Die Folge reicht im Lizum allerdings nicht so hoch wie in den südlichen Radstädter Tauern, sondern endet mit dem Radiolarit. Wiederum wurde durch die Untersuchungen von E. CLAR die Gliederung in zwei tektonische Einheiten bestätigt, die sich auch faziell deutlich unterscheiden. Dabei wird die Verwandtschaft der tieferen Einheit, der Hippoldserie, mit der unteren Radstädter Deckengruppe und die der oberen Einheit, der Recknerserie, mit der oberen Deckengruppe der Radstädter Tauern betont (S. 82). Diese faziellen, recht charakteristischen Übereinstimmungen im Streichen trotz der großen Distanzen stellen eine gute Bestätigung der tektonischen Ergebnisse dar.

Das Mesozoikum des unterostalpinen Rahmens am Nordrand des Tauernfensters ist bekanntlich nicht als durchlaufender Zug vorhanden, sondern es zieht eine Reihe von Linsen und tektonischen Schollen in verschiedenem Ausmaß an der Grenze zwischen Pennin und Quarzphyllit bzw. Grauwackenzone dahin (Taf. 4). In Verkennung dieses typischen tektonischen Bildes hatte z. B. noch 1941, S. 39 W. DEL NEGRO — wie vorher ähnlich L. KÖLBL und W. HAMMER — einen Einwand gegen die Fensteratur der Tauern zu sehen geglaubt. Sein Haupteinwand beruhte auf dem von E. BRAUMÜLLER erkannten Übergang der „Nordrahmenzone“ im Sinne von H. P. CORNELIUS, die damals von manchen als Unterostalpin angesehen wurde, in die Schieferhülle der Tauern. Der scheinbare Widerspruch ist inzwischen durch die richtige Zuordnung dieser „Nordrahmenzone“ zum Pennin durch G. FRASL u. a. behoben worden. Das Unterostalpin am Nordrand des Tauernfensters beschränkt sich vielmehr auf eine mesozoische Schollenreihe und die sie begleitenden und einhüllenden Serizitquarzite und -schiefer im Abschnitt Gerlos, die dem Alpenen Verrucano angehören. Diese Schollenreihe zwischen Brennerlinie im Westen bei Matrei und den Radstädter Tauern im Osten umfaßt: Mieslkopf, Tarntaler Berge von der Sonnenspitze im W bis zur Hippoldgruppe im E, einen schmalen, der Schieferhülle eingeschuppten Span S davon zwischen Navis, Kreuzjochl und Sägenhorst, Schollen im Raum S Hobar und Pangert, der Penken-Gschöb- wand-Sauwandzug mit der der Tarntaler Brekzie entsprechenden Penkenbrekzie, die Gerlossteinwand-Rettelwand E Mayrhofen, die ebenso wie die vorige Gruppe bekannt wurde durch die klassischen Profile von P. TERMIER 1903, Gerloskögerl-Arbiskögerl, Riederbachtrias, Richbergkogelserie, Nöblacherwand-Krimmlertrias, Neukirchener Trias und Wenns-Veitlehener-Kalkzug. Die bei Uttendorf mögliche Trias muß erst nach Alter und Stellung geprüft werden. Die Klammkalkzone weiter im E gehört entgegen der allgemein herrschenden Auffassung auf Grund ihrer

faziellen Ausbildung zum Pennin. Sicher unterostalpinen Radstädter Mesozoikum setzt erst wieder im Schuhflicker NE Dorfgastein ein. Nur Krimmler und Veitlehener Trias sind in dieser Reihe zwischen Tarntaler und Radstädter Bergen bisher fossilbelegt*). Neuere Untersuchungen über diese Vorkommen liegen in den Arbeiten von H. DIETIKER 1938, O. THIELE 1951, G. FRASL 1953 und 1958, H. FISCHER 1955 und E. KUPKA 1956 vor. Besonders wesentlich waren die Fossilfunde im Wennis-Weitlehener-Kalk durch H. FISCHER (1955) im Hinblick auf den von W. HAMMER bis 1938, S. 175 aufrechterhaltenen Einspruch gegen unterostalpinen Mesozoikum in diesem Abschnitt, das als Paläozoikum gedeutet worden war. W. HAMMER und L. KÖLBL hatten ja, wie erwähnt, auf Grund des angeblichen Mangels einer irgendwie markierten Grenze zwischen Schieferhülle und Grauwackenzone (E) bzw. Quarzphyllit (W) gerade aus diesem Abschnitt N der Venedigerzungen heraus die Existenz des Tauernfensters abgelehnt. In ihrer gesamten Erstreckung läßt sich die unterostalpine Schollenreihe aber trotz der Fossilarmut nach der Fazies der Gesteinsserien und nach dem Metamorphosegrad und dem tektonischen Baustil sehr gut mit den Radstädter Tauern vergleichen, sind deren westliche, stark reduzierte Fortsetzung — wie bereits ganz früh, bei der von allen modernen großtektonischen Überlegungen noch unbeeinflussten Erstaufnahme durch K. PETERS (1854, S. 787) und D. STUR (1854, S. 846) erkannt worden war. Diese hatten die Schollenreihe als Fortsetzung der „Radstädter Tauerngebilde“ bezeichnet und deren mesozoisches Alter erkannt.

b) Das Pennin des Tauernfensters (Taf. 4)

Gerade in jüngerer Zeit wurden im penninischen Anteil des Tauernfensters von verschiedenen Autoren im Hinblick auf Seriengliederung, Struktur und Metamorphose der Schieferhülle sowie über den Zentralgneis wichtige Erkenntnisse gewonnen, ebenso wurde in der Detailkartierung ein rascher Fortschritt erzielt. Namentlich über Gebiete des Mittel- und Ostabschnittes liegen eine Reihe neuer Arbeiten vor, seit L. KOBER die erste detailliertere Synthese des östlichen Tauernfensters gegeben hat (1922). Da sich aber aus der Zusammenschau der Ergebnisse in den verschiedenen Abschnitten teils großräumig verfolgbare Gemeinsamkeiten ergeben, teils aber auch scheinbar unlösbare Widersprüche einstellen, ist es nötig geworden, in einer Zwischenbilanz die sich aus den Einzelarbeiten und aus eigenen Beobachtungen ergebenden Konsequenzen zu einem neuen Bild über den Gesamtumfang des Tauernfensters zusammenzufügen, um Ergebnisse und Probleme klar zu umreißen. Die Bestimmtheit der Aussagen ist je nach dem Stand der Erforschung der Einzelabschnitte verschieden, was jeweils angeführt werden wird.

Eine der wesentlichsten Grundlagen zum Verständnis der alpidischen Tektonik im Pennin des Tauernfensters ist die Gliederung der Schieferhülle. Die Gliederung kann nur nach Serienmerkmalen im Vergleich mit anderen, besser bekannten vergleichbaren Serien im Raum der Zentralalpen erfolgen, da bisher, vom Perisphinctenfund im Hochstegenkalk abgesehen, die Schieferhülle keine Fossilien geliefert hat. Als bisherige Hauptbestrebung ist die Bemühung zu erkennen, paläozoische Anteile der Schieferhülle von mesozoischen zu trennen. Entscheidende Fortschritte

*) Nachtrag: Weitere Fossilfunde in dieser unterostalpinen Schollenreihe erzielte E. KRISTAN-TOLLMANN 1960 bei der stratigraphischen Untersuchung der Gschöbwand bei Mayrhofen (Mitt. Geol. Ges. Wien, 54).

in dieser Hinsicht sind nach zahllosen Vorarbeiten verschiedener Autoren in der Standardarbeit von G. FRASL 1958 erzielt worden. Von der alpidischen Metamorphose, die im Zentrum des Tauernfensters am stärksten zu spüren ist, muß nach Möglichkeit abstrahiert werden, da z. B. am Nordrand noch schwach metamorphe phyllitische Serien im zentralen Teil als Granatglimmerschiefer vorliegen können. Grundlagen zur Trennung der paläozoischen Schieferserie von den Bündner Schieferen ist der Stoffbestand des Ausgangsmaterials und die Position im Hinblick auf den doch stets gut kenntlichen und auch schon in den Arbeiten von L. KOBER (1922), R. STAUB (1924) u. a. abgetrennten Triaskomplex. Von den früheren detaillierten Seriengliederungen kommt jene von A. HOTTINGER (1935), einem Dissertanten aus der Schule von R. STAUB, der nun von G. FRASL aufgestellten in den wesentlichen Zügen bereits gleich.

G. FRASL gliederte die vormesozoischen Serien in einen altkristallinen Anteil (Präkambrium oder Altpaläozoikum) und in die altpaläozoische Habachserie. Sie besteht in der Hauptsache aus schwarzem Phyllit mit einer Reihe verschiedener Einlagerungen (Quarzschiefer, Amphibolite, Grünschiefer usw.). Sie ist besonders durch die Einschaltung von Graphitquarziten (ehem. Lydit ?) und der Beteiligung von sauren Effusiven und deren Tuffen charakterisiert.

Bei der Gliederung der Permotrias, welche aus Serizitschiefer, Quarzit, Rauh- wacke, Gips, Kalk und Dolomit besteht, konnte durch G. FRASL namentlich in Hinblick auf die Basisserien ein Fortschritt erzielt werden. Die Basis besteht nach G. FRASL (1958, S. 343) aus Hellglimmerschiefern, Arkosegneis mit Geröllagen und schmächtigem, reinem, weißem oder grünem Quarzit im Hangenden. Diese ganze Serie wurde als „Wustkogelserie“ bezeichnet. FRASL betonte — wie vorher etwa H. HOLZER (1949) — die Zusammengehörigkeit dieser Glieder und die Notwendigkeit der Abtrennung dieser quarzitischer Serie von den leicht karbonatischen Quarziten der Bündner Schiefer. Für die Alterseinstufung der „Wustkogelserie“ als Permoskyth war der Nachweis von Quarzporphyrygeröllen als Komponenten der Konglomeratlagen wesentlich. Sowohl die sich in ihrer Gesamtheit doch von den einförmigen Schiefermassen der Schieferhülle gut abhebende Trias als auch diese Basisbildungen der Trias im speziellen geben uns wichtige Leithorizonte zur Orientierung in der Schieferhülle. Hierbei ist die vergleichende Seriengliederung durch die Ähnlichkeit mit der übrigen zentralalpiner Trias noch am besten möglich. Auch hinsichtlich der übrigen zentralalpiner Permotrias konnte ich ja auf eine ähnliche Gliederung der Basisserien hinweisen. Die Serizitschiefer und -quarzite mit Konglomeratlagen und Porphyroiden in Form von Lagen oder Geröllen repräsentieren dort wie hier den höherpermischen Alpenen Verrucano, die festen Quarzite im Hangenden das Skyth. Bellerophon-schichten und Werfener Schiefer, über deren mögliches Auftreten FRASL Überlegungen anstellte, sind dieser zentralalpiner Fazies fremd. Die interne Gliederung der übrigen Trias ist aber im Pennin noch nicht befriedigend durchgeführt. Namentlich hinsichtlich der Obertrias bestanden Zweifel, ob sie in Form von Dolomiten und Kalken oder von metamorphem „Buntem Keuper“ vorliege. Für die Existenz von Buntem Keuper („Quartenschiefer“) gegenüber dolomitischer Obertrias sprechen die weniger gestörten Schichtfolgen (vgl. S. 153). Eine schematische Darstellung der aus reichhaltigeren Profilen entnommenen Schichtfolge ist auf Taf. 9 gegeben.

In der neueren Zeit hat sich die lange umstrittene, aber einer Reihe von Forschern schon seit P. TERMIER bekannte Identität der jüngeren Schieferhülle mit

den Bündner Schiefen auch in Österreich erwiesen, besonders durch die Detailstudien von Ch. EXNER und G. FRASL. Früher ist besonders durch R. SCHWINNER, der die Homologie der jungen Anteile der Tauernschieferhülle mit den Bündner Schiefen nur auf die tektonische Sekundärfazies zurückführen wollte, durch W. SCHMIDT, der die Schieferhülle der Grauwackenzone gleichsetzte (1921, S. 110), durch B. SANDER (1920) u. a. die Identität bestritten und so der allgemeinen Anerkennung des Inhaltes des Tauernfensters als Pennin entgegengetreten worden. Richtunggebend für die Anerkennung des mesozoischen Alters dieser vorwiegend aus Schwarzphylliten (Rauriser Phylliten), Kalkglimmerschiefern und Ophiolithen bestehenden Bündnerschiefer-Serie war die Entdeckung der aus dem Unterostalpin der Radstädter Tauern bekannten charakteristischen Jura-Dolomite bei der Pfandlscharte durch L. KOBER 1928. Eine der schwierigsten Aufgaben war die Abtrennung der paläozoischen dunklen Phyllite von den jurassischen, ein Vorhaben, das nur auf Grund des gesamten Bestandes der Serien durchführbar war. A. HOTTINGER hat als erster einen großen Teil der Schwarzphyllite der zentralen und nördlichen Hohen Tauern zu den Bündnerschiefern gestellt. H. HOLZER hat dann (1949, Karte; 1953, S. 119) im Abschnitt zwischen Stubach- und Dietelsbachtal eine kartenmäßige Trennung vorgenommen, die in neuester Zeit durch G. FRASL im Gesamtbereich der mittleren Hohen Tauern durchgeführt worden ist (1958). G. FRASL gibt als Begründung für die Annahme des mesozoischen Alters eines großen Teiles der bisher zum Paläozoikum gezählten dunklen Phyllite einerseits die vorher z. T. erwähnten Kriterien der Zusammensetzung der Begleitgesteine, andererseits den beobachtbaren gleitenden Übergang in die sicher jungen Kalkphyllite an. Dem entsprechend müssen z. B. die in der Arbeit von CORNELIUS & CLAR 1939 noch zum Großteil ins Paläozoikum gestellten Phyllite der Brennkogeldecke hier eingereiht werden, ebenso der Großteil der früher für paläozoisch angesehenen „Fuscher Phyllite“ im Raum Fusch-Rauris und E davon (CORNELIUS & CLAR 1939 und E. BRAUMÜLLER 1939). Diese Zuordnung eines Großteiles der Schwarzphyllite zu den Bündner Schiefen im Sinne von G. FRASL ist gut begründet. Eine andere Frage betrifft die primäre Abfolge in der Hauptmasse der jurassischen Bündnerschiefer, also insbesondere die ursprüngliche Position der Schwarzphyllitmasse im Liegenden oder Hangenden des Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Komplexes oder primäre Wechsellagerung. In den beiden jüngsten Standardarbeiten über Abschnitte des mittleren und östlichen Tauernfensters von Ch. EXNER (1957) und G. FRASL (1958) wurden verschiedene Antworten gegeben. Die Gliederung dieser Schieferhüllmassen ist nur nach tektonischer Auflösung des Baues der Schieferhülle möglich. Es sollen daher hier im folgenden die Gesichtspunkte erörtert werden, die auf Grund der bisherigen Kartierung in Beziehung gebracht werden müssen.

Ch. EXNER unterschied (1957, S. 153) zwei penninische Faziesbereiche: Zum autochthonen und parautochthonen Sedimentmantel des Zentralgranites des Hochalm-Ankogelmassivs und des Sonnblickkerns stellte er die geringmächtige Trias, wenig Kalkglimmerschiefer und reinen Kalk (als Oberjura gedeuteter Angertalmarmor) und mächtige kalkarme Schwarzphyllite, denen liassisches bis unterkretazisches Alter zugeschrieben wurde — womit allerdings die Annahme vom oberjurassischen Alter des Angertalmarmores in Widerspruch steht, sähe man hier eine normale Schichtfolge. In einem ursprünglich südlicheren Faziesbereich wurden nach Ch. EXNER die Serien der „Oberen Schieferhülle“ abgelagert,

der heute Trias, mächtige Kalkglimmerschiefermassen mit Grünschiefer, Amphibolit und Serpentin angehören und als stratigraphisch Hangendes wiederum mächtige Schwarzphyllite. Diese Masse sei dann als Deckensystem der Oberen Schieferhülle gegen N über den erstgenannten Raum verfrachtet worden.

Vom westlich anschließenden Raum, dem Mittelabschnitt der Hohen Tauern, gab G. FRASL (1958, S. 389) ein anderes Bild: In diesem Abschnitt, der von CORNELIUS & CLAR drei verschiedenen Decken zugeordnet worden war (Seidlwinkeldecke, Brennkogeldecke, Obere Schieferhülle) soll über der Schieferhülle des Sonnblickes mit einer verkehrten Serie an der Unterseite der Hochorttrias (= Seidlwinkeltrias) einsetzend, gegen oben eine einzige normale, hauptsächlich stratigraphische Abfolge auflagern, in der der Schwarzphyllit = „Rauriser Phyllit“ das Liegende, der Kalkglimmerschiefer samt Prasinit und Grünschiefer der bisherigen „Oberen Schieferhülle“ das normale Hangende bilden sollte. Die Ausführungen knüpften an die bereits seit 1952 von G. FRASL in Aufnahmsberichten dargelegten stratigraphischen Beobachtungen an. In neuester Zeit hat sich E. BRAUMÜLLER (1958) diesem Schema der Schichtfolge angeschlossen. G. FRASL kam durch diese Gliederung zur Auffassung einer relativ einfachen, „schlichten“ Tektonik der Schieferhülle.

Gerade aber die Verhältnisse an der Obergrenze der Schwarzphyllite der ehem. „Brennkogeldecke“ zur Oberen Schieferhülle zeigen, daß die Auffassung von G. FRASL hinsichtlich der im großen und ganzen als normal gedachten Abfolge der Juraserie der Schieferhülle nicht aufrecht erhalten werden kann. Wohl sind wiederholt auch Übergänge von Schwarzphyllit zu primär eingelagerten kalkigen Partien vorhanden, wohl können auch Triasdolomite im Jura resedimentiert werden und durch tektonische Beanspruchung das Aussehen fast dichter Dolomite annehmen. Aber bereits CORNELIUS & CLAR erkannten die Bedeutung des Auftretens der Dolomit-Rauhacke-Linsen, die die Untergrenze der Oberen Schieferhülle rund um die ehemalige „Brennkogeldecke“ markieren, an der ein bedeutender Bewegungshorizont vorhanden ist. Die Dolomitschollen, die etwa an der Westseite des oberen Fuschertales besonders augenfällig sind, erreichen nach G. FRASL (S. 395) bis 4 km Länge und 100 m Mächtigkeit. Solche Dolomit-Rauhacke-Züge, zu denen auch Quarzit hinzutreten kann, treten an dieser Linie in folgenden Abschnitten auf: Gamskarköpfe-SE, Unterer Pfandlboden, Ferleiten-W am Gehänge zum Gr. Wiesbachhorn, Hohen Tenn und Kandlsitz, aber auch auf der Ostseite der „Brennkogeldecke“ SSE der Gollehen Alm, hier noch mit den obersten Partien der Schwarzphyllite verschuppt. Auch G. FRASL hält diese Dolomite für Trias, möchte aber für ihr Auftreten eine Einschuppung von W her in die relativ normal gedachte Juraschichtfolge verantwortlich machen (S. 396, S. 463). Eine derartige Tektonik aber ist unmöglich. Es kann eine solche Linsenreihe nicht 7 km (tatsächlich noch weit mehr, sieht man die Verhältnisse im E anschließenden Abschnitt) von W her in eine jurassische Schichtfolge „injiziert“ werden. Da sie keinen Zusammenhang besitzt, kann sie nur bei einer Gesamtbewegung der darüberliegenden Juramasse der Oberen Schieferhülle passiv mitverfrachtet worden sein — in einer enormen Überschiebung, verfolgt man diese Bewegungsfläche weiter. Auch an der Westgrenze dieser „Oberen Schieferhülle“ ist eine Schuppenzone als Bewegungsniveau zur unterlagernden Riffeldecke zu erkennen. Schließt man das von G. FRASL dargestellte Gebiet (1958, Taf. 25) an das von Ch. EXNER gegebene Bild des Abschnittes von Gastein (1957, Taf. 8), so erkennt man klar, daß sich auch in diesem

Abschnitt, in dem Ch. EXNER bereits vorher die tektonische Auflagerung der z. T. nur in Form von Deckschollen erhaltenen Oberen Schieferhülle erkannt hatte, diese Überschiebungsfäche unmittelbar fortsetzt. An der Basis mancher Schollen (Türchlwand-Kramkogel, Fröstelberg, Ritterkopf u. a.) ist auch hier wiederum nach Ch. EXNER (1957, S. 66; Geol. Karte Gastein 1956) Trias in Form von Quarziten, Rauhwanke und Dolomit vorhanden, immer an oder nahe der erwähnten Grenze, natürlich auch etwas mit den obersten Lagen des unterlagernden Schwarzphyllites verschuppt. Aus der Darstellung von Ch. EXNER ist auch zu entnehmen, daß die Obere Schieferhülle nicht wie aus der Gliederung von E. BRAUMÜLLER & S. PREY (1943, S. 128) hervorgeht, vom Ritterkopf (N Hocharnmassiv) mit einem Fortsatz gegen W sich zwischen Sonnblick- und Modereckdecke einschaltet, also in eine tiefere tektonische Position käme, sondern als höhere Einheit geschlossen in Form einer Deckscholle hier aufliegt.

Im wurzelnäheren Teil auf der Südseite der Tauern werden diese großen Überschiebungsfächen in der Schieferhülle in noch klarerer Weise durch die Begleitung dieser Triaszüge durch weithin verfolgbare Gneislamellen gekennzeichnet. Der Verlauf der Überschiebungsfächen wird durch die Neuuntersuchung des Sonnblickgebietes durch Ch. EXNER im einzelnen geklärt werden. Als Hauptlamelle ist seit alters die Rote Wandgneis-Lamelle an der Basis der Oberen Schieferhülle im wurzelnahen Abschnitt S der Sonnblickgruppe neben Gneislamellen, die den tieferen Teil der Schieferhülle untergliedern, bekannt. Trotz der geringen Mächtigkeit dieser Lamellen trifft man sie aber noch N des Gebirgsstockes innerhalb der Mallnitzer Mulde, u. zw. einerseits wieder in einer tektonisch tieferen Position innerhalb der Schieferhülle und andererseits an der Basis der Kalkglimmerschiefer der Oberen Schieferhülle, von den Triasresten abgesehen. Das zeigt besonders klar die Übersichtskarte von Ch. EXNER (1957, Taf. 8). Allein schon auf Grund dieser Tatsache sind wir gezwungen, im östlichen und mittleren Tauernfenster — eben auf Grund der bisherigen Kartierungen — einen gewaltigen Deckenbau innerhalb der Schieferhülle anzunehmen. Dabei ist es für die tektonische Fragestellung gleichgültig, ob es sich bei den die Trias unterlagernden Gneislamellen um Orthogneise oder um Arkosegneise handelt, sofern sich diese Lamellen zwischen die nachtriadischen Bündnerschiefermassen der Unteren und Oberen Schieferhülledecke einschalten. Die Decke der Oberen Schieferhülle muß im großen gesehen von S her über die tieferen Einheiten aufgeschoben worden sein. In Übereinstimmung damit stehen die Achsenlagen im Nord- und Südstreif der Schieferhülle, während im Mittelabschnitt (Ferleiten) die Auswirkung einer allerdings nicht mit Deckenbildung verbundenen alpidischen Quereinengung kenntlich ist. Diese Decke der Oberen Schieferhülle setzt sich aus geringen Gneisresten an der Basis, der schwächtigen Permotrias und den mächtigen nachtriadischen Serien aus Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer im tieferen, und Schwarzphylliten (Nordrand und Südrand — dort bei E. CLAR & H. P. CORNELIUS bereits in die Matreier Zone einbezogen) im höheren Teil zusammen. Die konsequenterweise auch am Ostrand der Hochalm-Hafergruppe notwendige Überschiebungsfäche der Oberen Schieferhülle ist im einzelnen noch nicht erfaßt worden (Verlauf s. Karte Taf. 4).

In Übereinstimmung mit der Position der Oberen Schieferhülle als höchste penninische Decke ist auch das bei G. FRASL angeschnittene Problem der Position der Struktur im Paläozoikum zwischen Unterem Stubach- und Kaprunertal am Nordrand der Tauern zu lösen. Da dieser paläozoische Sporn (s. Karte Taf. 4)

scheinbar im Mesozoikum steckt und nur im Westen noch in Zusammenhang mit der Hauptmasse der paläozoischen Habachserie steht, vermutete G. FRASL eine gegen E gerichtete Bewegung. Abgesehen davon, daß eine solche große, 15 km weite, gegen E gerichtete Überschiebung auch noch an unter- und überlagernden Einheiten, etwa dem Rahmen des Tauernfensters, kenntlich sein müßte, konnte ich mich in Übereinstimmung mit G. FRASLs eigenen Ausführungen vom W-E-Verlauf der Achsen in dieser Einheit überzeugen. Sie sind sämtlich, vom Westende bis zum Ostende und darüber hinaus W-E bis WNW-ESE orientiert. N-S-Achsen fehlen. Es ist also kaum ein Zweifel an der meridionalen, S-N gerichteten erzeugenden Kraft möglich. Vom Ostende des paläozoischen Zuges erwähnte FRASL (S. 459) Achsenlagen von 20° E bis ESE bis 22° W bis WNW. Er entschied sich in Kombination mit dem schon von H. P. CORNELIUS vom Westende des Zuges im Lützelstabsachtal angegebenen, von FRASL wieder beobachteten Eintauchen der mesozoischen Hülle gegen W für das Ausheben des Ostendes, da außerdem im Fuschertal keine Spur dieser Serie mehr nachzuweisen war. Aus den regionalen Verhältnissen jedoch geht hervor, daß hier eine Antiklinale des Untergrundes vorliegt, die gegen E abtaucht, wie ja auch schon aus den lokalen Verhältnissen im Imbachhorn zu erwarten ist, wo das Mesozoikum im Gipfel auflagert, trotz der relativ horizontalen Achsenlagen. Sonst müßten ja hier steil gegen E aushebende Achsen vorhanden sein. Die Verhältnisse im Lützelstabsbach müssen durch eine steile Sekundäreinpressung des Mesozoikums erklärt werden.

Mit dieser Antiklinalstruktur im Paläozoikum des Untergrundes stimmt auch das grundsätzlich als Antiklinalbau deutbare Wiederauftauchen der Schwarzphyllite in der östlichen Fortsetzung im Raum Bad Fusch überein. Diese Fuscher Phyllite lassen sich nämlich aus der Zone von Bad Fusch rings um den auflagernden Deckschollenlappen Ritterkopf-Schafkarkogel herum über die Schwarzphyllite des Hüttwinkeltales ins Gebiet der Schwarzphyllite der „Brennkogeldecke“ durchlaufend verfolgen, sodaß die Deutung des nördlichen Streifens bei Bad Fusch als antiklinales Wiederauftauchen N der Oberen Schieferhülle begründet ist („Weixelbachschuppe“ bei FRASL).

Für das mesozoische Alter der penninischen Schwarzphyllite und Kalkphyllite der Nordrandzone S des Salzachtales hat G. FRASL 1958 G. ünde angeführt. Die gesamte Zone N der Linie Fusch-Rauris gehört mit reichlicher Beteiligung von Schwarzphylliten der Decke der Oberen Schieferhülle an, in sich wiederum geschuppt. Die Beschreibung des Überganges vom Kalkphyllit zum Schwarzphyllit von G. FRASL aus dem Raum Schatteralm-Seidlau-Edweinalm an der Seidlwinkelache besagt nicht, daß deshalb keine eigene Decke der Oberen Schieferhülle existieren könne, sondern daß man die Überschiebungsfläche etwa weiter N, N Schatteralm-Platteck wird suchen müssen.

Die Innenstruktur und die Grenzverhältnisse der ehemaligen „Unteren Schieferhülle“ im östlichen Tauernfenster gegen die Zentralgneiskerne hin zeigen aber ebenfalls, daß diese heterogenen Serien dieser Einheit nicht normal den Kernen auflagern. Zwei Erscheinungen sind es vor allem, die hier auf großzügige Tektonik aufmerksam machen. Wiederum geben uns zunächst Einschaltungen von schmalen, weithin verfolgbareren Gneislamellen im wurzelnäheren Teil im Raum rings um die Sonnblickgruppe Anhaltspunkte für die Tatsache, daß hier die Masse der „Unteren Schieferhülle“ selbst wieder gegenüber den Zentralgneiskernen und ihrer schmalen eigenen Hülle eine überschobene Deckeneinheit darstellt. Es sind schmale Gneis-

lamellen, die in unmittelbarer Nähe des Hocharn-Sonnblickkernes in der Schieferhülle hinziehen, ihn auf der Westseite säumen und auch zu beiden Seiten an den Rändern der Mallnitzer Mulde wieder erscheinen u. zw. tief unterhalb der — wie erwähnt — ebenfalls durch ähnliche Gneislamellen abgetrennten Decke der Oberen Schieferhülle (Ch. EXNER 1957, Taf. 8, 2). Die Mallnitzer Mulde stellt ja im Gegensatz zur Auffassung von L. KOBER kein tiefgreifendes, deckentrennendes Element der Schieferhülle dar, sondern nur eine flache Einmuldung zwischen den zusammengehörigen Massiven des Sonnblick und Ankogel-Hochalm, wie neben älterer Beobachtung namentlich die Detailkartierung von Ch. EXNER ergeben hat — daher auch der relativ symmetrische Bau dieser erst nach der Deckenbildung in der Schieferhülle durch Einengung entstandenen Mulde.

Das zweite Argument, das einen umfassenden Hinweis auf die Allochthonie der „Unteren Schieferhülle“ geben würde, basiert bisher allerdings nur auf Analogieschlüssen und ist noch nicht unmittelbar belegt. Es handelt sich hierbei um den Sedimentmantel eigener Art, der der Zentralgneismasse in der Ankogel-Hochalmgruppe unmittelbar aufliegt und den Angertalmarmor und Silbereckmarmor enthält. Aus dem Vergleich mit den Verhältnissen im westlichen Teil des Tauernfensters liegt auch hier die Vermutung nahe, daß ähnlich wie beim fossilbelegten Hochstegenkalk über schmaler oder reduzierter Trias noch Oberjuramarmor vorhanden seien. Dann müßte man auch hier die Untere Schieferhülle in ihrer Gesamtheit im Hangenden dieser zwar bewegten, aber relativ autochthonen Folge mit Angertalmarmor als eine Decke auffassen, gleichgültig ob nun paläozoische oder jurassische Schiefer auflagern. Hier sind ja diese altersverschiedenen Anteile auch auf den neueren Karten (Ch. EXNER) noch nicht so wie im westlich anschließenden Gebiet (G. FRASL) getrennt worden. Dadurch werden natürlich die tektonischen Aussagen vorderhand noch beträchtlich erschwert.

Erwähnt wurde, daß nun nach der Abgliederung des nachtriadischen Schwarphyllites in der ehemaligen „Unteren Schieferhülle“ durch G. FRASL u. a. der Gesteinsbestand dieses Teiles der Schieferhülle heterogene Zusammensetzung zeigt. Unter der Decke der Oberen Schieferhülle in der Zentralregion der Tauern kommen im W als Analoga der Unteren Schieferhülle die ebenfalls bereits länger als Überschiebungsmassen erkannten Riffdecken über dem Granatspitz-Zentralgneis hervor. Hier baut ebenso wie im Sporn im Norden E des unteren Stubachtales überwiegend metamorphes Paläozoikum mit gegen E (SE vom Kitzsteinhorn) einsetzenden Bündnerschiefern diese tektonisch weiter untergliederte Einheit auf. Wo östlich von der Oberen Schieferhülle die Untere wieder auftaucht (Ferleiten, Seidlwinkeltal), besteht sie in beträchtlichem Maß aus Bündner Schiefern und Trias, Paläozoikum ist wohl randlich um die Zentralgneiskerne vorhanden, aber, wie erwähnt, noch nicht auskartiert.

Die tiefste tektonische Einheit bilden wie im westlichen Teil auch im Mittel- und Ostteil der Tauern die Zentralgneiskerne mit Randgneisen und einer eigenen, geringmächtigen sedimentären Hülle mit Angertalmarmoren. Die Hauptmasse im NE, das Ankogel-Hochalm-Massiv nimmt grundsätzlich die gleiche tektonische Position wie der Sonnblickkern ein. Daß letzterer nicht eine durch eine tiefe Mulde getrennte höhere Decke im Sinne von L. KOBER darstellt, ist, wie erwähnt, durch den Nachweis des geringen Tiefganges der Mallnitzer Mulde nach den Beobachtungen von F. BECKE und M. STARK und den Kartierungen von A. WINKLER (1923, S. 96) und Ch. EXNER (1958) erwiesen worden. Art und Alter der Innenstruktur

der Ankogel-Hochalm-Hafnergruppe ist trotz der neueren Kartierungen durch F. ANGEL & R. STABER, Ch. EXNER u. a. noch immer nicht befriedigend aufgelöst. Als tiefstes Element gilt allgemein der Gößgrabenkern. Doch auch dieser ist ebenso wie die anderen Einheiten dieses Massivs nicht klar abgegrenzt. Namentlich Entstehung der Mureck-Decke und Silbereckmulde sind problematisch. L. KOBER rechnete in seiner letzten Zusammenfassung (1955, S. 280) hier nur den Gößgrabenkern (= Hochalmkern) zu einem relativ autochthonen Massiv, die Hauptmasse des Raumes Hochalm-Mureck faßte er als durch Mulden (Liesermulde, Gössermulde) davon abgetrennte Deckenkörper der Hochalmdecke auf. Ch. EXNER hatte ursprünglich eine tiefe Deckentrennung zwischen Ankogel- und Hochalmdecke ähnlich L. KOBER angenommen. Zur ursprünglich südlicher beheimatet gedachten Hochalmdecke wurde (1940, S. 302, Taf. 9) auch der später als Mureckdecke bezeichnete Lappen NE der Silbereckmulde gestellt. 1950, S. 215 ließ EXNER die Auffassung von der Fortsetzung der Hochalmdecke ins Hangende der Silbereckmulde vorläufig wieder fallen und bezeichnete daher „den der Silbereckmulde auflagernden Gneiskörper vorsichtshalber mit einem eigenen Lokalnamen als Mureckdecke“. In neuerer Zeit neigt EXNER wieder mehr zur Auffassung beträchtlicher alpidischer Überschiebungen auch im Altkristallin und in den Randgneisen: 1954, S. 34 und Tafel II werden die Mureckdecke, die Reißbeckmulde, die B-Gneise des Reißbeck und am Südrand des Zentralgneismassivs mit den Riffdecken parallelisiert und als große Deckenmasse von S her über Gößgraben- und Hölltor-Rotgülden kern mit auflagerndem Silbereckmarmor überschoben gedacht. Als ursprüngliche Breite dieser Decke wird der bei Berücksichtigung der Ausdünnungen sicher zu große Wert von 77 km errechnet (S. 35). Bei einer derartigen Tektonik muß man sich allerdings im klaren sein, daß kein Zusammenhang der Mureckdecke mit dem Hölltor-Rotgülden kern im N um die Silbereckmulde herum möglich ist, wie dies aus der Gastein-Arbeit von Ch. EXNER hervorginge (1957, Karte 1958), daß ferner die Wurzelzone dieser Decke nicht direkt in der Randgneishülle am Südabfall der Reißbeckgruppe zu suchen wäre, sondern diese trotz der hier nicht klar markierten Nordgrenze noch S der Lamelle des Sonnblickkernes liegen müßte, da, wie erwähnt, die Mallnitzer Mulde keine tiefreichende und primäre Deckentrennung anzeigt. Die Probleme werden erst nach Neuuntersuchung der kritischen Stellen lösbar sein.

Grundsätzlich gleiche tektonische Dreigliederung des Pennin wie im östlichen Tauernfenster läßt sich in zahlreichen Profilen im westlichen Tauernfenster konstatieren: Über den Zentralgneiskernen ist die Untere Schieferhülle als in sich geschuppte Decke überschoben, die Obere Schieferhülle ebenfalls tektonisch abgliedert. Daß diese Feststellung nach wie vor noch auf Profilen beruht, muß hervorgehoben werden. Solange eine umfassende Detailkartierung im Raum des westlichen Tauernfensters noch aussteht, kann aus den vorliegenden Daten wohl ein den bekannten Gegebenheiten gerechtes Bild erstellt werden, absolute Gültigkeit aber erst nach Überprüfung der hierfür kritischen noch offenen Fragen beansprucht werden. Auf Tafel 4 wurde nach den vorhandenen Detailaufnahmen erstmals auch für das westliche Tauernfenster eine detailliertere Übersichtskarte erstellt.

Die erwähnte Dreigliederung kommt bereits 1934 in der Arbeit von G. DAL PLAZ über den SW-Teil des Tauernfensters zum Ausdruck, nachdem vorher R. STAUB 1924 in Fortführung der Gedanken von P. TERMIER auf der Kartierung von B. SANDER (1921, Taf. 10) und eigenen Beobachtungen aufbauend

eine Zweigliederung in Venedigermasse und Glocknerdecke (1924, Taf. 13) vorgenommen hatte und auch schon auf den komplexen Bau der „Glocknerdecke“ an der Basis hingewiesen hatte. Zum Deckensystem der Unteren Schieferhülle gehört die von G. DAL PIAZ hier als Decke des „Pico dei Tri Signori-Greiner“ (Dreiherrenspitz-Greiner-Decke) bezeichnete Einheit, die vorwiegend aus paläozoischen Gesteinen besteht, z. T. stark geschuppt ist und über der eigenständigen, schmalen, in Hochstegenkalkfazies vorliegenden Hülle des Zillertaler- und Tuxer Kernes aufliegt. Hierher gehören die Dreiherrenspitzgruppe im S des Venedigers, die Berge, die den Westrand des Zillertalerkernes umrahmen, die Greinerzunge und der Rahmen um den Tuxer Hauptkamm im Westen. Die enorme Verschuppung und der Deckenbau kommen teils schon in den ja nicht mit dieser Fragestellung durchgeführten Arbeiten von B. SANDER und besonders in der Untersuchung von H. DÜNNER (1934) zum Ausdruck. Sowohl in diesem SW-Abschnitt, aber auch auf der Nordseite der Zillertaler Alpen markiert der ringsum dem Zentralgneis unmittelbar aufliegende Hochstegenquarzit und -kalk den Bereich der eigenständigen, relativ autochthonen Hülle dieser tiefsten Einheit. Der unmittelbar dem schmalen permoskythischen Quarzit aufliegende Hochstegenkalk vom Ab-Abschnitt W Mayrhofen hat den berühmten oberjurassischen Perisphincten geliefert (R. KLEBELSBERG, 1940), wodurch die lange so umstrittene Altersstellung dieses so weit durchverfolgbaren Marmorzuges sichergestellt ist. Von der Zugehörigkeit des metamorphen, dolomitischen Marmors mit Serizithäutchen, der diesen, bekanntlich aus einem Block stammenden Perisphinctenabdruck enthält und der im Geologischen Institut der Universität Innsbruck aufbewahrt ist, zum Gestein der Typlokalität konnte ich mich selbst überzeugen. Fast im Gesamttraum der Zillertaler und Tuxer Alpen aber lagert die aus Analogieschlüssen ganz allgemein zum Großteil wohl zurecht als Paläozoikum gewertete Schieferserie der Unteren Schieferhülle des westlichen Tauernfensters diesem Hochstegenkalk auf, der zwar in verschiedenen Abschnitten mit verschiedenen Namen belegt wurde (Schmittenbergmarmor SANDER 1912, Tuxer Marmor SANDER 1912, Venntaler Marmor nach KLEBELSBERG, Hachelkopfmarmor FRASL 1953), der aber durch die Anordnung im Streichen und Gesteinsmerkmale als zusammengehörig gekennzeichnet ist. Damit ist die generelle und totale Überschiebung der Unteren Schieferhülle im westlichen Tauernfenster aber gesichert (Karte Taf. 4). Nur in ganz untergeordnetem Maß mögen daneben im Westteil des Tauernfensters auch noch paläozoische, dem Zentralgneiskern unmittelbar angehörige, nicht überschobene Sedimentreste vorhanden sein, wie z. B. vielleicht in der Knappenwandmulde.

Da durch Wiederholung von Hochstegenkalkzügen im Verlauf dieser Unteren Schieferhülle eine beträchtliche, oft weithin im Streichen verfolgbare weitere Schuppung kenntlich ist, ist das Auftreten von „Hochstegenkalklagen“ am Ober-rand dieses Deckensystems der Unteren Schieferhülle noch kein Beweis für die generelle Überschiebung der Oberen Schieferhülle an dieser Linie. Wohl aber spricht die auffallend weite Verbreitung dieser Züge an der Grenze der beiden Einheiten sehr für diese Deutung; wir treffen sie nach SANDER zusammenhängend am SW-Rand der Zillertaler Alpen (Taf. 4), nach den Kartierungen von H. DIETKER, E. KUPKA und O. THIELE auch am Nordrand des Porphyroidschiefermaterial führenden Zuges zwischen Krimml und dem Tuxer Tal, an der Grenze zu den Bündener Schiefer. Allerdings muß auch für diese Hochstegenkalke noch der Nachweis der Beteiligung oberjurassischer Anteile erbracht werden, um als Beweis

für die anormale Auflagerung der Bündnerschiefer der Oberen Schieferhülle gelten zu können — letztere repräsentieren ja in der Hauptsache Jura ab Lias. Im Abschnitt Mayrhofen-Gschößwand ist die altersmäßige Identität der Hochstegenkalk im Hangenden und Liegenden der paläozoischen Schiefer der Unteren Schieferhülle naheliegend, da hier der gleichartige Gesteinstypus in einer gleich armen Serie (Quarzitschiefer-Hochstegenkalk) vorliegt. Weiter im Westen ist durch den Mangel an stratigraphischen Arbeiten in der Tauernschieferhülle noch keine kartenmäßige Gliederung in triadische Anteile und jurassische Glieder in Hochstegenfazies durchführbar. Auf der Karte Tafel 4 mußte daher noch die von B. SANDER gegebene Darstellung der Randzone der Tuxer- und Zillertaler Masse — mit wenigen Ergänzungen nach neueren Arbeiten — übernommen werden, wodurch sich die erwähnten Unsicherheiten in der tektonischen kartenmäßigen Abgrenzung der Oberen Schieferhüll-Decke in diesem Abschnitt ergeben. Daß eine Abtrennung der triadischen Anteile unschwer möglich wäre, zeigt z. B. das selbst begangene Wolfendorn-Kammprofil im SW-Ausläufer der Tuxer Hochalpen.

Dieses Schieferhüllprofil über den Höhenzug zwischen Pfitschertal und oberstem Eisacktal E vom Brenner soll die Verhältnisse dieser klassischen Lokalität am Tauernwestende erläutern (Taf. 5). Das Profil über den Wolfendorn, das seit alters bekannt ist (FRECH, F. 1905, S. 8—10 u. a.), wurde durch die Arbeiten von P. TERMIER neben dem Gschößwandprofil klassisch für die Gliederung der Schieferhülle des westlichen Tauernfensters und ist später noch von B. SANDER 1911, R. STAUB 1924 und H. DÜNNER 1934 beschrieben worden. Das Profil zeigt über dem Zentralgneis des Tuxer Kernes und seiner Hülle in Hochstegenkalkfazies drei tektonische Einheiten, in sich wieder verschuppt. Die Basis der tieferen Schuppen bilden die mineralreichen Greinerschiefer, hier besonders durch den Rhätizitgehalt charakterisiert. Die Schichtfolge dieser Schuppen der Unteren Schieferhülle reicht über den (Permo)skythquarzit bis zum Hochstegenkalk. In der höheren Schuppe am Wolfendorn erscheint der Quarzit mit Triasdolomit mehrfach verschuppt. In markanter Weise wird schließlich mit typischer Permotrias die Decke der Oberen Schieferhülle eingeleitet, zu der die gegen W und SW anschließenden großen Massen der Kalkglimmerschiefer gehören. Die Stellung der zwischen Unterer und Oberer Schieferhülle eingeschalteten Serie an der Flatschspitze ist unsicher: Sie besteht im tieferen Teil vorwiegend aus quarzitischen und tonigen Schiefen die stärker mineralisiert wurden (Granatführung) und so den Greiner Schiefen ähneln, gegen oben aber reihen sich Gesteinstypen an, wie man sie in den Bündner Schiefen antrifft. Ob die Schiefer der Flatschspitze daher noch als paläozoische Basis der Oberen Schieferhülldecke angesehen werden müssen oder als eigene zwischengeschaltete Einheit, also als weitere Schuppe des Systems der Unteren Schieferhülle zu werten sind, bleibe dahingestellt. Der Grad der Mineralisation allein kann aber nicht als Altersmerkmal dienen. Bei einer künftigen Kartierung der „Unteren Schieferhülle“ dieses Abschnittes ist daher mehr auf den Serienbestand zu achten: Vielleicht gehört manches, was bisher zu den paläozoischen „Greiner Schiefen“ gerechnet wurde, zu höher metamorphen Bündner Schiefen.

Die Obere Schieferhülle schließlich wird hier, wie erwähnt, mit einer typischen Serie der Permotrias eingeleitet. Der Alpine Verrucano liegt z. T. in Serizitschiefern, z. T. in durch Übergänge verbundenen Paragneisen vor, die aus Arkosen hervorgehen. Die großen Feldspatknoten dieser Arkosegneise lassen im Schlift die starke Korrosion der Körner durch die Umlagerung erkennen. Neben diesen perthitischen

Kalifeldspatrelikten treten neu gewachsene Plagioklase auf. Gegen Hangend folgen fester Skythquarzit, Rauhwacke des skythisch-anisischen Grenzniveaus, darüber triadische Bänderkalke, Dolomite und Dolomitschiefer. Darüber lagert vor dem mächtigen Kalkglimmerschiefer, der im Massiv der Daxspitze einsetzt, eine Serie aus quarzitischen Schiefen, z. T. leicht karbonatisch und aus kalkfreien Phylliten — wahrscheinlich kalkarme Bündner Schiefer als fazielle Vertretung der kalkreichen Gruppe. Daneben könnte hier auch an eine Vertretung des Keuper gedacht werden! Solche stratigraphische Fragen lassen sich natürlich nicht aus dem Profil lösen, obgleich streckenweise charakteristische Serien auftreten. In tektonischer Hinsicht aber läßt sich einwandfrei in diesem Profil erkennen, daß sowohl die geschuppte Untere Schieferhülle als auch die Obere Schieferhülle tektonisch verfrachtet wurden und weithin — wie aus der regional verfolgbarer Anordnung dieser Deckenlamellen hervorgeht — über den Zentralgneiskern und seine schwächere Hülle überschoben sind. H. DÜNNER hat diese Teildecken über den Abschnitt vom Wolfendorn bis ins Vennatal im Detail verfolgt und den regionalen Charakter der Erscheinung zunächst in diesem Abschnitt sichergestellt. Er hatte in tektonischer Hinsicht die von R. STAUB verwendete Gliederung in „Venedigerdecke“ im Liegenden und „Glocknerdecke“ im Hangenden verwendet, wobei unter letzterer hier praktisch fast die gesamte Schieferhülle verstanden wurde. Dabei wurde die Schuppe im Liegenden der Wolfendorn-Schuppe als „Saxalmwand-Schuppe“ bezeichnet und wurden deren Greiner Schiefer als „Saxalmwandkristallin“ jenen der Wolfendornbasis („Glocknerkristallin“) gegenübergestellt. Diese Nomenklatur könnte zur Auffassung der grundsätzlichen Verschiedenheit dieser Schiefer führen, die aber petrographisch, altersmäßig und auch im Hinblick auf die Zugehörigkeit zur Deckenmasse der Unteren Schieferhülle — die allerdings weitere Schuppung zeigt — gleichwertig sind.

Das gleiche Bild vom tektonisch selbständigen Charakter der Unteren Schieferhülle kommt am Nordrand der westlichen Tauern in dem in neuerer Zeit von H. DIETIKER 1938, E. KUPKA 1956 und O. THIELE 1951 bearbeiteten Abschnitt zwischen Mayrhofen und Krimml zum Ausdruck. Über den Zentralgneiskernen mit der „ersten Hochstegenkalkzone“ und deren Basisbildungen wurde eine „Porphyrmaterialschieferschuppe“ im Sinne von Th. OHNESORGE 1910, 1929 bzw. W. HAMMER 1936 ausgeschieden, die mit ihren metamorphen sauren Effusivgesteinen und auch Grünschiefern die Fortsetzung der weiter im E zuletzt von G. FRASL eben durch den Gehalt an sauren Effusiva charakterisierten paläozoischen Unteren Schieferhülle darstellt und einen eigenen, zweiten Zug der „Hochstegenkalkzone“ trägt. Während von H. DIETIKER diese Porphyrmaterialschuppe an ihrem Ostende E des Schönachtales in Zusammenhang zum Zentralgneis Pfannkogel-Hanger gezeichnet wurde, wurde in der Arbeit von O. THIELE die Trennung durch ein durchlaufendes Hochstegenkalk-Mesozoikum kartenmäßig dargestellt, wie dies schon vorher W. HAMMER (1936, Skizze S. 266) zum Ausdruck gebracht hatte. Gegenüber W. HAMMER wird aber auch die Schönachmulde, die südlich vom Ahornkern noch ein Stück in die Zentralgneismasse eindringt, durch Hochstegenmesozoikum an der Basis in ihrem NE-Teil vom Untergrund getrennt (G. FRASL 1953, Taf. 8), ganz ähnlich, wie die Habachmulde weiter im Osten durch den nach G. FRASL mesozoischen Hachelkopfmarmor (Lokalbezeichnung für Hochstegenkalkmarmor) am Nordrand vom Zentralgneis der südlichen Sulzbachzunge tektonisch geschieden ist (F. GRASL 1953, Taf. 8; 1958, Taf. 25). E Gerlos verbreitert

sich vorübergehend die noch bis über Krimml hinaus vorhandene Decke der Oberen Schieferhülle, für deren Nachweis die Überprüfung der von ihrer Basis bekannten Hochstegenkalklinsen nötig ist.

Während im westlichen und östlichen Tauernfenster die Deckentektonik in der Schieferhülle in den Grundzügen bereits klar erfaßt werden konnte, ist die Tektonik im Mittelabschnitt zwischen Venediger- und Granatspitzkern schwieriger durchschaubar. Ursache hierfür ist teils der Mangel an Einschaltungen jüngerer Sedimente an vermutlichen Überschiebungsflächen, teils die hier stärker wirksame W-E-Einengung und schließlich die noch in wichtigen Abschnitten fehlende Detailkartierung. Detaillierte Darstellungen über den Mittelabschnitt liegen nur vom Nordrand (G. FRASL 1953 u. später) und vom S- und SE-Teil vor (P. C. BENEDICT 1952, A. EGGER 1954, G. FUCHS 1958). In der Granatspitzgruppe ist durch H. P. CORNELIUS & E. CLAR erkannt worden, daß der mächtige Mantel von metamorphen Paläozoikum und Orthogneis lamellen nicht dem Massiv primär auflagert, sondern als ganzes eine von S überschobene, in sich zweigegliederte Deckenmasse, die „Riffeldecken“, bildet. Schmale zwischengeschaltete mesozoische Linsen (W Hohe Riffel und W Hoch Eiser, Karte G. FRASL 1958) kennzeichnen die alpidischen Überschiebungen. Im S wurde die Fortsetzung der Riffeldecken von P. BENEDICT unter den Bezeichnungen Luckenkogelschuppe (tiefer) und Muntanitzschuppe (höher) beschrieben. Von G. FUCHS wurde hingegen auf Grund der unmittelbaren Fortsetzung der Einheiten gegen W zurecht weiterhin die Bezeichnung Riffeldecken auch im Abschnitt zwischen Granatspitzkern und Venediger verwendet. A. EGGER hat 1954 die Gneise aus dem südlichen, höheren Teil dieser Riffeldecken gegen W über den Knorrkogel bis südlich vom Venedigerkern verfolgt, der hier klar gegen S abtaucht und daher ins Liegende des höheren Teiles der Riffeldecken zu stellen ist. G. FUCHS hingegen hat (1958) in einem nördlicheren Abschnitt am Ostrand der Venedigermasse (Abschnitt Roteben-Thörl) die Auflagerung des Venedigers über einem etwas tieferen Teil der Riffeldecken beschrieben, während er auch selbst das Abtauchen der gleichen Masse gegen S hin unter den Venedigergneis beobachtete. G. FUCHS nimmt deshalb, ferner auch auf Grund der angeblichen Zunahme der Granitisation der Migmatitserie der Oberen Riffeldecke gegen W (S. 226) und zufolge der in diesem Abschnitt in den tieferen Stockwerken herrschenden N-S-Achsen an, daß die Riffeldecken im südöstlichen und östlichen Venedigergebiet wurzeln (S. 240) und mit NE-Vergenz von dort über den Granatspitzkern geschoben wurden.

Die Lagerung der Riffeldecken gegenüber dem Venedigerkern kann aber nicht durch einen einphasigen Akt erklärt werden, ferner können sie kaum als unmittelbare Fortsetzung der Venedigereinheit gegen (N) E gedeutet werden, da bei einer derart weiten deckenförmigen (E) NE-Bewegung nicht die Obere Schieferhülle im S unbeeinflusst davon durchstreichen könnte. Da sich die Untere Schieferhülle aber von den Riffeldecken nach Norden bis zu dem ins untere Kaprunertal reichenden Paläozoikums-Lappen fortsetzt, müßte man bei einer W-E gerichteten Überschiebung einen Verfrachtungsbetrag von über 25 km in dieser Richtung annehmen — aber scharf begrenzt nur auf den W-E-Streifen in der Fortsetzung des Venediger-Habach-Kernes gegen E, da keine quergerichteten Überschiebungsflächen den Rahmen im N und S durchschneiden. Eine solche Grenze, an der dieser Streifen W-E bewegt sein könnte, ist aber weder im Norden noch im Süden vorhanden. Wahrscheinlich hingegen ist, daß auch hier wie weiter im Westen und Osten (westliches Tauernfenster und Granatspitzgruppe) und im Norden (Hachelkopf marmor-

einschaltung!) die Untere Schieferhülle als deckenförmig überschobene Masse primär vom S über den Venedigerkern bewegt wurde und nur durch eine W-E-Einengung der wechselnd einfallende steile Kontakt zum Venediger und N-S-Achsen zustande kamen. Eine Überschiebungsgrenze der Riffdecken an der Ostseite des Venediger konnte auch deshalb nicht erfaßt werden, da hier noch große Lücken in der Kartierung vorhanden sind. Immerhin beschrieb schon G. FUCHS, daß die Durchbewegung der Migmatitserie der Riffdecken in der Nähe der Grenze zum Venedigerzentralgneis besonders intensiv sei (S. 232). Nach F. KARL (1959) ist hier auch noch mit alpidischen Granitisationen zu rechnen — was zwar nicht unwidersprochen blieb, aber für die Verschleierung von Überschiebungsgrenzen doch auch in Betracht gezogen werden muß. Die die N-S-Achsen prägende Einengungstektonik kann unmöglich für den Transport der Riffdecken verantwortlich gemacht werden, wobei mit dieser Masse ja auch noch im Norden der Sporn zwischen unterem Stubach- und Kaprunertal zusammenhängt: Die im S auflagernde Zone der Oberen Schieferhülle hätte, wie erwähnt, davon ergriffen werden müssen, zeigt hingegen schon im angrenzenden Gebiet (A. EGGER) W-E orientiertes Durchstreichen der Zonen. Durch die noch unzureichende Kenntnis des gesamten Ostrand des Venedigermassivs bietet gerade dieser Abschnitt noch reichlich tektonische Probleme.

Zusammenfassend läßt sich derzeit über die tektonische Gliederung des Pennin im Tauernfenster folgendes sagen: Als tiefste Großeinheit treten im W, in der Mitte und im Osten die Zentralgneismassive mit einer schmalen autochthonen Hülle in Hochstegenkalk-Angertalmarmor-Fazies auf. Ahorn-, Tuxer- und Zillertaler Kern im Westen sind ebenso wie Sonnblick- und Hochalmmasse im Osten nur sekundär an seichteren Einmuldungen getrennte Teile der gleichen Großeinheit, nicht getrennte Decken. Dem Granatspitzkern kommt dieselbe Stellung zu. Die Entstehungsart der weiteren Interngliederung des Ankogel-Hochalm-Massivs ist derzeit noch nicht mit Sicherheit anzugeben. Die Untere Schieferhülle besteht in weiten Abschnitten des Tauernfensters, bestens im W kenntlich, aus einer von S überschobenen, intern gegliederten Deckenmasse vorwiegend aus Paläozoikum, mit Mesozoikum in Hochstegenfazies im W, in Bündnerschieferfazies im Mittel- und Ostteil. Abgrenzung und Art des Kontaktes dieser Einheit am Ostrand des Venedigerkernes ist noch fraglich. Ferner ist die Deckennatur der namentlich aus Mesozoikum aufgebauten Oberen Schieferhülle in weiten Teilen erweisbar, besonders im Mittelabschnitt.

Diese Charakteristik der Tektonik des Pennins bedeutet in manchem eine Änderung in den bisherigen Meinungen über dieses Thema. Am richtigen Weg zur Erkenntnis des großzügigen Deckenbaues auch innerhalb der Schieferhülle stand bereits P. TERMIER, der die erste moderne tektonische Deutung des Inhaltes des eben von ihm entdeckten Tauernfensters gab. Er nahm 1903, S. 741 eine Zweigliederung des Pennins vor in die „nappe des Schistes lustrés“ im Hangenden und die „nappe de Hochstegenkalk“ im Liegenden. Letztere umfaßte ausschließlich die Zentralgneismassen und die schmale Hochstegenkalkhülle, erstere die gesamte übrige Schieferhülle. Daß diese Gliederung weitgehend berechtigt ist, wurde oben ausgeführt. Auch der grundsätzlichen Gleichstellung der großen Zentralgneiskerne, die später R. STAUB und L. KOBER als in Decken gegliederte bzw. verschieden hohe Einheiten betrachteten, ist zuzustimmen. Auch R. STAUB gab (1924, S. 61) eine ähnliche Großgliederung des Pennins der Hohen Tauern: Venedigerdecke

unten, Glocknerdecke oben, wobei noch die unterostalpine Matreier Zone zum hochpenninischen Inhalt des Fensters gerechnet wurde. Die Eigenheit in der Auffassung STAUBS liegt darin, daß er Greinerscholle, Granatspitzkern, Sonnblick und Silbereckdecke zu seiner oberen Einheit, der Glocknerdecke, rechnete. Dadurch war zwar einerseits die andersartige Stellung etwa der Greinerscholle erkannt worden, andererseits aber Granatspitz und Sonnblick zuunrecht von der „Venedigermasse“, also der unteren Einheit abgetrennt und als höhere Schubmasse gedeutet worden. Die Sonderstellung der Teileinheiten des Deckensystems der Unteren Schieferhülle, z. B. der „Riffdecken“ und des „Elementes des Pico dei Tre Signori“, kommt aber in der jetzigen Auffassung von R. STAUB (1958, S. 173) ebenfalls schon zum Ausdruck.

L. KOBER unterschied im östlichen Tauernfenster (1921) vier Haupt-Deckeneinheiten: Ankogel-, Hochalm-, Sonnblick- und Modereck-Decke, denen er dann (1923, S. 120) als Gegenfügel die Gliederung des westlichen Tauernfensters in Ahorn-, Tuxer-, Zillertaler-Kern und eine höhere Lamelle gegenüberstellte. Die Schieferhülle wird in diesem Bild nicht wie bei TERMIER und STAUB als eine eigene, höhere Decke gedeutet, sondern als Mantel aufgefaßt, der gleichmäßig primär alle „Decken“ der Kerne einhüllte. Zumindest hinsichtlich der Kerne im westlichen Tauernfenster und der durch die Mallnitzer Mulde getrennten Kerne im Osten trifft die von KOBER angenommenen tiefe Deckentrennung nicht zu. Daß z. B. die Mallnitzer Mulde erst jünger, nach der Deckenüberschiebung der Schieferhülle bei weiterer Einengung entstand, zeigt das Auftreten sämtlicher Decken der Schieferhülle im Inhalt der Mulde.

Durchgehende Gliederungsversuche für den Gesamtraum des Tauernfensters wurden seit KOBER nicht mehr unternommen. In den verschiedenen großräumigen Arbeiten von CORNELIUS & CLAR 1939, BRAUMÜLLER & PREY 1943, Ch. EXNER 1957 und G. FRASL 1958 wurde jeweils eine Gliederung größerer Abschnitte gegeben, die aber ganz allgemein von der im Nachbarabschnitt aufgestellten beträchtliche Unterschiede aufwies. So hatten CORNELIUS & CLAR im Abschnitt der Glocknerdepression eine zu weit getriebene tektonische Aufgliederung durchgeführt, da die damals noch als Paläozoikum gewerteten Bündner Schiefer im Hangenden der Seidlwinkeltrias konsequenterweise als eigene Decke, als „Brennkogeldecke“, von der „Seidlwinkeldecke“ abgetrennt werden mußten, und ebenso eine nicht notwendige Abtrennung der „Nordrahmenzone“ vorgenommen worden war. Diese Tatsachen wurden in der Arbeit von G. FRASL bereits klargestellt. Die Arbeit von FRASL wiederum läßt die Überschiebungsfläche an der Basis der Oberen Schieferhülle missen, wodurch ein zu einfaches Bild der Tektonik zustande kommt. In den Ausführungen EXNERS hingegen wird bereits weitgehend die Überschiebungsnatur des Großteils der Schieferhülle klargestellt, noch nicht aber die Untere Schieferhülle als großräumig überschobene Decke aufgefaßt, ferner die Begrenzung der Großeinheiten der Schieferhülle noch nicht konsequent durchverfolgt. Hier wird ja im einzelnen noch der Schwerpunkt tektonischer Untersuchungen zu liegen haben.

Überblickt man nochmals den Baustil des Pennins im Tauernfenster, so fallen besonders die großräumigen schmalen Deckenlamellen der Schieferhülle ins Auge, unter denen die Obere Schieferhülle am weitesten von S, aus einem auch faziell etwa vom Hochstegenkalkbereich abweichenden Faziesbereich stammt. Eine ursprünglich noch südlichere, aber doch noch dem penninischen Faziesraum

angehörige Randeinheit stellt die Klammkalkzone dar. Nun kann man auch hier im höherpenninischen Bereich eine unsere Erwartungen noch weit übertreffende Überschiebung dünner, allgemein aufrechter Lamellen auf große Entfernung beobachten — nach einem Abscherungsprinzip, über welches ich bei der Aufgliederung der ostalpinen Masse aus den höheren, an Dimensionen noch gewaltigeren Bauteilen der Alpen berichten konnte. Auch hier kommen liegende Falten nur in untergeordnetem Ausmaß vor (nordvergente Falte der Seidlwinkeltrias nach G. FRASL). Im Mittelabschnitt des Tauernfensters ist gegen N nicht nur das Zurückbleiben und Fehlen der Gesteine des mittel- und unterostalpinen Rahmens im Raum Mittersill zu erkennen, sondern auch noch die höheren Teile des Pennins, die Obere Schieferhülle, sind hier in gleicher Weise reduziert.

4. Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen im Gesamtorogen und das Problem der Grestener Klippenzone

a) Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen

Im folgenden soll nicht die Interngliederung der Nördlichen Kalkalpen besprochen werden, sondern es sollen nur die Konsequenzen dargelegt werden, die sich aus den faziellen Zusammenhängen dieses Streifens von Mesozoikum und seiner tektonischen Position ergeben, im Hinblick auf die übrigen Einheiten des alpinen Orogens unter besonderer Berücksichtigung der neuen tektonischen Beobachtungen. Auf ein Eingehen auf den Internbau kann in diesem Zusammenhang insofern verzichtet werden, da hier naturgemäß in erster Linie Fazies und Verhältnisse vom primären Nord- und Südrand der Kalkalpen interessieren, vom Internbau also nur die in diesem Zusammenhang wichtigen Fakten hervorgehoben werden müssen. Da im Abschnitt über die fazielle Synthese des Mesozoikums der Ostalpen auf die diesbezüglichen großen Zusammenhänge näher eingegangen wird, kann hier manches davon nur kurz skizziert werden.

Die Diskussion für und wider große Überschiebungsweiten, Deckenbau, relative Autochthonie oder Ferntransport der Nördlichen Kalkalpen ist zwar in Österreich gerade in neuerer Zeit nicht mehr so aktuell, da die hier in den nördlichen Kalkalpen arbeitenden Forscher durch immer weitere Beobachtungen gezwungen werden, beträchtliche Überschiebungsweiten anzuerkennen, hingegen hat aber seit 1954 eine Reihe von deutschen Geologen, die in den westlichen Kalkalpen kartieren, die Meinung vertreten, daß die bisherige Auffassung vom Deckenbau zumindest dieses Abschnittes der Kalkalpen aufzugeben sei, dort eine „neuartige Schuppen-tektonik“ herrsche (M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG 1954, C. W. KOCKEL 1956), eine „gebundene Tektonik“, wobei von einer Reihe dieser Forscher die gesamten Kalkalpen als relativ bodenständig und nicht als von S her fernüberschoben gedacht wurden (vgl. W. ZEIL 1959, S. 81). In der Frage der Art des Deckenbaues in den verschiedenen Abschnitten der Kalkalpen ist eine generelle Stellungnahme für oder wider weitreichende Überschiebungen absolut unpassend, es muß vielmehr naturgemäß die Entscheidung für jeden Einzelabschnitt nur auf Grund der lokalen Untersuchungen durchgeführt werden. Es ist gerade in dieser Hinsicht bezeichnend, daß in neuerer Zeit durchgeführte kleintektonische Untersuchungen in kritischen Abschnitten, auch in solchen, im Sinne des Pilzfaltenstiles als südvergent gedeuteten Regionen, Nordvergenz erwiesen (z. B. B. ENGELS). Begründete Umstände, die

Glaubwürdigkeit deckenförmiger Fernüberschiebungen in den westlichen Kalkalpen grundsätzlich anzuzweifeln, bestehen nicht. Sind doch all diese internen Deckenüberschiebungen, die in zahlreichen Abschnitten der österreichischen Kalkalpen durch die generell um Deckschollen größeren Ausmaßes durchverfolgbare Unterlage erweisbar sind, doch noch gering gegenüber den großen Deckenverfrachtungen im Gesamtorogen im Westen und im Osten, etwa auch gegenüber der über zentralalpines Gebiet verfrachteten Masse der Nördlichen Kalkalpen als ganzes. Hierfür liegen genügend Beweise vor. Einwände gegen diese Auffassung sind nicht aus den Kartierungsbeobachtungen in einem beschränkten Abschnitt der westlichen Kalkalpen möglich. Solange man sich ausschließlich innerhalb ein und derselben großtektonischen Einheit bewegt, ist ein Urteil über den Einbau und über die Stellung dieser Einheit im Gesamtorogen unmöglich. Ein Urteil kann erst nach genauer Kenntnis der faziellen und tektonischen Verhältnisse des Gesamttraumes der Ostalpen und ihres Anschlusses gegen W und E gefällt werden. In diesem Zusammenhange erscheint dann auch die von der neuen deutschen Arbeitsrichtung der gebundenen Tektonik so heiß diskutierte Frage der Existenz eines internen Deckenbaues der Kalkalpen als ein, allerdings nicht unwesentliches Detailproblem.

Auch bisher war in der neueren Zeit bei Berücksichtigung der schon bekannten Tatsachen der Struktur der Ostalpen die Allochthonie, die Fernverfrachtung der Nördlichen Kalkalpen über die Zentralalpen von S her eine logische Konsequenz. Durch die zahlreichen neuen Kartierungen in den letzten Jahren und auch durch eigene Beobachtungen konnten zu diesem Thema weitere wesentliche Beiträge geliefert werden. Als wichtigste alte und neue Gesichtspunkte hierzu sind anzuführen: An der West-Ostalpen-Grenze ist die Unterlagerung der gesamten Kalkalpen und der tieferen tektonischen Einheiten des Ostalpins durch den aus dem Pennin bis ins Helvetikum reichenden Flysch unmittelbar zu erkennen. Der alte Einwand, daß diese Lagerung nur durch den E-W-Schub zu erklären sei, ist hin-fällig. Gerade durch die Forschung der neueren Zeit wurde in diesem Abschnitt ebenso wie in allen übrigen Einheiten der Ostalpen die eingeschränkte Bedeutung des sekundären Ost-West-Schubes erfaßt, gegenüber der primär und meridional gerichteten älteren Hauptüberschiebung, die das Wesen der großtektonischen Einheiten bestimmte. Hier im Rhätikon beispielsweise kam O. SCHMIDEGG (1955) durch Gefügeuntersuchungen auch zu diesem allgemeingültigen Prinzip ostalpiner Tektonik. Dadurch wurde die alte, von einem Teil der deutschen Geologen bis in neuere Zeit vertretene Auffassung (vgl. G. RICHTER-BERNBURG 1951, S. 181) der weit ausholenden Überschiebung der Ostalpen über die Westalpen von Osten her, wodurch auch noch das als solches allgemein anerkannte Engadiner Fenster erklärt werden sollte, durch Achsenplananalysen widerlegt. Auch in der Arbeit von M. RICHTER (1958, S. 324) über den gerade in dieser Frage interessanten Rhätikon wird der Einschub von Osten zur Erklärung der Entstehung der Großstrukturen, wie ihn hier besonders O. AMPFERER vertrat, abgelehnt. Als weiterer, unwiderlegbarer, gewichtiger Beweis des regionalen Ferntransportes der Kalkalpen gegen Norden kommt die in neuerer Zeit durch D. RICHTER (1956, 1957) und M. RICHTER (1958) beschriebene und im Detail kartierte unterostalpine Schollenzone von Arosa-Gesteinen an der Basis und an Schuppenflächen innerhalb der Kalkalpen hinzu, die man bei ihrem Ausheben gegen W am Westrand antrifft (Taf. 2). Von D. RICHTER wurde sie bis Hindelang (!) verfolgt. Sie enthält charakteristische, unverkennbare Gesteine, wie z. B. rote Granite, die sie als den Kalkalpen fremde,

nur tektonisch mitgeschleppte Scherlingszone kennzeichnet. Aus einer relativ autochthonen Vorstellung heraus kann die Existenz dieser Arosa-Zone an der Basis der Kalkalpen ebensowenig wie durch einen Ost-West-Schub erklärt werden, da ja diese Gesteine unzweifelhaft aus dem Süden stammen, auch schon im Bündener Unterostalpin weither verfrachtet.

Einen Hinweis auf die Allochthonie der Kalkalpen bildet aber ebenso wie an der West-Ostalpengrenze die auch im Mittel- und Ostabschnitt der Kalkalpen vorhandene weitreichende Unterlagerung durch Flysch. Erst nahe dem Wiener Raum tritt diese enorme Überwältigung des Helvetikum-Flyschgebietes durch die Kalkalpendecken im Zusammenhang mit dem Zurückbleiben der kalkalpinen Elemente in den Karpaten (Choč-Decke) zurück. Die rasche Zunahme der Flyschüberschiebung von hier gegen W geht bereits aus dem Verlauf der breiten Haupteinheiten des Wienerwald-Flysches hervor, welche gegen SW unter die Stirn der Kalkalpen E der Traisen schräg heranstreichen und z. T. untertauchen. Demnach und auf Grund der Tatsache, daß sich von hier gegen W ein eigener helvetischer Trog mit kalkig-mergelig entwickelten Serien entfaltete, an den der Flyschtrogtrog erst im Süden angereiht werden muß, ist im westlichen Niederösterreich und Oberösterreich eine weite Überschiebung der Kalkalpen auf Flysch zu erwarten. Die Unterlagerung der Frankenfeser Decke durch Flysch kommt im Fenster von Brettl bei Gresten zum Ausdruck. Abgesehen von diesem randlichen Fenster wurde bekanntlich das Auftauchen von Flysch unter kalkalpinen Einheiten in einer Reihe von Fenstern von Grünau bis Windischgarsten durch Detailuntersuchungen und mit exakten Methoden bestätigt. Die Kenntnis des innersten Flyschfensters, jenes von Windischgarsten, geht ja auf R. BRINKMANN (1936, S. 438—442) zurück und wurde durch M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940, S. 428) bestätigt. Die ersten mikrofaunistischen Belege aus dem Flysch des Grünauer Halbfensters stammen von M. KIRCHMAYER (1956, S. 20). In Untersuchungen von E. GASCHÉ, T. GATTINGER (1953), M. KIRCHMAYER (1955—1957) und S. PREY (1953) konnte diese Flyschfensterreihe zunächst in Detailkartierungen bis Steyrling verfolgt werden, schließlich wurde durch die Schwermineralanalyse durch G. WOLETZ (1955), durch Kartierung und durch Untersuchung der Mikrofauna durch S. PREY & A. RUTTNER (1959) auch das Windischgarstener Flyschfenster in Einzelheiten erfaßt. Die Schwermineralspektren des aus Flysch bestehenden Fensterinhaltes unterscheiden sich in charakteristischer Art von denen der im Rahmen vorhandenen auflagernden Gosau. Der Gesteinsbestand, den ich unter der Führung von A. RUTTNER kennen lernte, umfaßt im Raum des Wuhrbauerkogels E Windischgarsten eine typische Flyschserie vom Gault bis zum tiefsenonen Zementmergel (typische fucoiden- und helminthoidenführende Kahlenberger Schichten). Die Lage des Flyschfensters von Windischgarsten beweist die Deckennatur der Nördlichen Kalkalpen im Mittelabschnitt unmittelbar, da hier 25 km vom Nordrand und nur 15 km vom Südrand der Kalkalpen entfernt Kreideflysch als Unterlage abgeschlossen ist *).

*) Über die weitere Entdeckung und detailliertere Beschreibung von Fenstern in den Kalkalpen, die bis zur Unterlage durchreichen, berichten die erst nach Abfassung des Textes erschienenen Arbeiten von B. PLÖCHINGER 1961 (Flysch- und Klippenfenster von Strobl—St. Gilgen/Wolfgangsee), von A. RUTTNER 1960 (Flysch- und Klippenfenster von Brettl in Niederösterreich) und von M. SCHIDLOWSKI 1960 (Unterostalpinisches Schürflings-Fenster am Klesenza-Joch in Vorarlberg). Vgl. Literaturnachtrag.

Als Herkunftsgebiet dieser allochthonen Kalkalpenmasse kommt nur der Raum weit im Süden der heutigen Position in Frage. Der allerdings über verschiedene Phasen verteilte, generelle Bewegungssinn gegen N kann einerseits in den Kalkalpen selbst an prächtigen Stirnbildungen unmittelbar abgelesen werden (Grimming, Türkenkogel-Lawinenstein, Kremsmauer, Rettenkogel-Katereck usw.). Andererseits wird man durch die Unterlagerung der Kalkalpen durch faziell andersartige gleichaltrige und besonders durch jüngere Serien, die von N her als einstige unmittelbare Bedeckung des außeralpinen Vorlandes und der alpinen Randzonen weit gegen S reichten, gezwungen, zur Ermittlung des Herkunftsgebietes der Kalkalpen weiter im Süden Ausschau zu halten. Namentlich die in neuer Zeit sich rasch mehrenden Bohrerergebnisse im Alpenvorland geben uns Gelegenheit, die faziell andersartigen Schichtreihen und die enorme Ausdehnung auch schon der Randeinheiten gegen S zu erkennen: Der nun auch im Osten der Alpen als ursprünglich beträchtlich breit erkannte Molassetrog, ferner Helvetikum und Flysch zwingen uns bei der Abwicklung allein schon dieser Einheiten zu einer weiten Zurücknahme der Kalkalpen gegen S, weit in und bis über den heutigen Raum der Zentralalpen hinweg. Den Umstand, ob nun die Kalkalpen aus einem Abschnitt nahe ihrem heutigen Südrand entstammen, wobei dann hier ein äußerst breiter Sockel verschluckt sein müßte (E. KRAUS), oder noch über die heute anschließenden Zentralalpen hinwegbewegt wurden, muß man in erster Linie daran erkennen, ob sämtliche zentralalpine Einheiten bis zur höchsten hinauf noch durch eine solche darüber hinweggeschobene Masse verformt wurden, ob ihr eigenständiges Mesozoikum durchbewegt und unter Druck ausgewalzt wurde, ob schließlich die hier ablesbare Bewegungsrichtung mit der geforderten übereinstimmt. Nicht zuletzt schließlich müssen fazielle Ankündigungspunkte in Betracht gezogen werden.

Die Gegebenheiten in den Zentralalpen sprechen nun für die zweite, in Betracht gezogene Möglichkeit. Den regional nordvergenten Bewegungssinn der höheren Decken des Ostalpins (und Pennins) gegenüber den jeweils tieferen kann man in allen Großfaltenstrukturen erkennen, hier in den Zentralalpen besonders gut an ausgewalzten liegenden, gegen N vergentem Falten, da ja unter der Last der einstigen Überlagerung eine plastischere Verformung vor sich ging. Unmißverständlich ist ferner die dynamometamorphe Veränderung des Mesozoikums sämtlicher zentralalpiner Einheiten vom Pennin bis einschließlich des Mittelostalpins. Die stengelige Auswalgung der Kalkschiefer, die Auswalgung der Gerölle der Brekzien usw. lassen sehr wohl diese generelle Einwirkung der Dislokationsmetamorphose erkennen und von der lokal gelegentlich zusätzlich wirksamen Thermometamorphose unterscheiden. Erstere kann nur durch eine darüber bewegte Masse erzeugt worden sein.

Ebenso spricht auch die nun weitgehend analysierte Fazies des zentralalpinen Bereiches in der Trias und im Jura in klarer Weise für die ursprünglich randnähere Position der heute tieferen Alpenbauteile (Helvetikum, Pennin und tieferes Ostalpin) der Ostalpen gegenüber der durch die außeralpine Fazies viel weniger beeinflussten Entwicklung der kalkalpinen Decken und den zugehörigen, im S liegen gebliebenen Schollen. Als Beispiel soll hier nur auf die schon früher im Detail dargelegten (A. TOLLMANN 1958) Verhältnisse des unterostalpinen Semmeringmesozoikums verwiesen werden. Die Lithofazies der Obertrias in Form von Buntem Keuper, die Biofazies des Rhät mit den außeralpinen Faunenelementen u. a. sprechen klar für die ursprünglich randnähere Position gegenüber den heute hier

nördlicher liegenden Kalkalpen. Die fazielle Einordnung der Nördlichen Kalkalpen in der ursprünglichen Anordnung wird auf Taf. 9 und Abb. 19 und 20 dargestellt und im Abschnitt 6 (Faziesräume) eingehend begründet.

Die in den Ostalpen gewonnenen faziellen und großtektonischen Erkenntnisse werden ferner bestätigt, achtet man auf die Fortsetzung der Hauptzonen in den Karpaten, wo das faziell so gut charakterisierte Semmeringmesozoikum in der tieferen subtatrischen Einheit, der Križna-Decke seine fazielle Fortsetzung findet, während die fazielle Fortsetzung der Nördlichen Kalkalpen dort in der noch auflagernden Choč-Decke gegeben ist, die hier nicht mehr so weit vorgeschoben wurde und daher noch einen unmittelbaren Hinweis auf ihren ursprünglich südlicheren Ablagerungsbereich liefert.

b) Helvetikum (Grestener Zone, Buntmergelserie) mit Flysch; Molasse

Vor allem gilt es in diesem Zusammenhang zunächst eine Frage zu klären, die bis in die neueste Zeit verschieden beantwortet wurde: Die Stellung der Grestener Klippenzone, deren fazielle Entwicklung und heutige Anordnung im Hinblick auf die Frage der Autochthonie oder Allochthonie der Nördlichen Kalkalpen mit von entscheidender Bedeutung ist. Hat doch z. B. noch W. DEL NEGRO (1941, S. 34—36) aus der Klippenzone heraus die Fernüberschiebung der Kalkalpen über das Penninikum zu widerlegen versucht. Die Frage nach der Stellung der Serien der „pienidischen“ Klippen der Ostalpen, die als mesozoische Klippen in der Flyschzone stecken, war wiederholt verschieden beantwortet worden. Vom besten Kenner dieses Raumes, von F. TRAUTH, war die Grestener Zone in einer Reihe von Veröffentlichungen (1906—1948), die auf Detailuntersuchungen im gesamten niederösterreichischen Klippengebiet bis zur St. Veiter Klippe bei Wien im Osten basierten, als ein der Kalkalpenfazies fremdes Element, als relativ bodenständige Serie, in „subalpiner Randfazies“ betrachtet worden. L. KOBER hat hingegen in zahlreichen Arbeiten von 1912—1955 eine enge Bindung dieser Zone zum Oberostalpin der Kalkalpen angenommen und die „Klippen-Grestener-Decke“ als tiefste kalkalpine, fernüberschobene Decke unter der Frankenfesler Decke gewertet. Nach L. KOBER sollte die eigenartige Tektonik, das Auftreten inmitten und umhüllt vom Flysch durch die Einschüttung, die Einsedimentation großer Schollen an der Stirn der vorwandernden Kalkalpendecken in das davor sich erstreckende Flyschmeer erfolgt sein, in den Klippen also eine Art „Wildflysch“ zu erblicken sein (1938, S. 105). F. TRAUTH aber hatte in seiner jüngsten Arbeit (1954, S. 110) seine frühere, ausführlich begründete Auffassung durch nunmehrigen Hervorkehren von Ähnlichkeiten bestimmter jurassischer Gesteine in Grestener und kalkvoralpiner Fazies revidiert und sich für die von L. KOBER seit je vertretene Nachbarschaft der Heimaträume dieser beiden Bereiche ausgesprochen, den deutlichen litoralen bis neritischen Einschlag in der Fazies des Grestener Jura aber im Gegensatz zu KOBER als Küstensaumbildung der dadurch als relativ autochthon betrachteten Kalkalpen aufgefaßt. TRAUTH hat aber dabei die Schwierigkeiten für die übrige alpine Tektonik, die sich aus dieser Umgruppierung ergeben, unerwähnt gelassen. In neuester Zeit (1950—1957) konnte besonders S. PRÉY zahlreiche Erkenntnisse über Fragen der Klippenzone, der von ihm aufgestellten Buntmergelserie und Flyschzone erzielen. 1957, S. 317—320 stellte PRÉY fest, daß das oberste Helvetikum des Westens im Salzburger Raum nach S und E in die „Buntmergel-

serie“ übergehe und daß die Verknüpfung von Buntmergelserie und Klippen-
gesteinen in Oberösterreich den Gedanken nahelege, daß die heutige Klippenzone
das südliche Randgebiet des Meerestrogas des Helvetikums darstelle.

Einen wichtigen Hinweis für die Entscheidung der Art der Beziehung zwischen
Grestener Zone und Kalkalpen liefern die Ergebnisse der Untersuchungen in der
breiter entwickelten und faziell reich differenzierten pienidischen Klippenzone in
den Karpaten, da unsere, allerdings ärmer entwickelte Klippenzone in fazieller
Hinsicht, wie lange bekannt ist und besonders in den Arbeiten von F. TRAUTH
schon im einzelnen nachgewiesen wurde, die fazielle Fortsetzung des pienidischen
Raumes darstellt. In den Karpaten aber ist die Abstammung der Klippen-
serien aus dem Raum nördlich der Tatriden (und des tieferen Subtatrikums)
evident, ist also in keiner Weise mit der Fortsetzung der Kalkalpen, der Choč-
Decke in Verbindung zu bringen. Es ergibt sich daher bereits aus dieser Beziehung
die Schlußfolgerung, daß auch auf österreichischem Boden, wo ja die weiter vor-
geschobenen Decken in kalkalpiner Fazies fast in Kontakt mit dieser „pienidischen“
Klippenzone kommen, diese Einheit ebenso relative Autochthonie besitzt,
mit den Kalkalpen nicht zu binden ist. Für die relative Autochthonie dieser Klippen-
zone spricht aber in erster Linie ihre Fazies selbst: Das Mesozoikum fängt im
westniederösterreichischen Abschnitt mit dem in charakteristischer Litoral- und
Seichtwasserfazies ausgebildeten Grestener Lias-Sandstein an, in dem Gesteine des
kristallinen Untergrundes (Typus Buchdenkmalgranit) der einstigen Küste des
Vorlandes aufgearbeitet erscheinen. Der untere Lias ist außerdem durch Auftreten
stellenweise abbauwürdiger Kohlenflöze in Niederösterreich gekennzeichnet,
ein Umstand, der den Gegensatz zur kalkalpinen Liasentwicklung besonders
verdeutlicht. In der Frankenfesler Decke fehlt dieser Grestener Lias. Am Ostende
der niederösterreichischen Klippenzone, im Raum St. Veit bei Wien, setzt die
Schichtfolge bereits mit Rhät ein, das übrigens ebenfalls im Gegensatz zum kalk-
alpiner Rhät starken terrigenen Einschlag zeigt, wie aus der Beschreibung von
R. JANOSCHEK 1956, S. 240 hervorgeht, der vom Wiener Klippenbereich Sandsteine
mit Rippelmarken und Lebensspuren in Verbindung mit rhätischem Mergel nach-
wies. Hauptdolomit hingegen ist hier nicht mehr zu erwarten, da hier am Ostrand
der Alpen die Keuperfazies bereits bis in das unterostalpine Semmeringsystem
reicht. Weiter im Westen reicht die alpine, vom Vorland weniger beeinflusste
Entwicklung mit Hauptdolomit jedenfalls weiter nach Norden, wie das Unter-
ostalpin im Tauernfenster zeigt. Aber für Rückschlüsse auf die Fazies in dieser
Zeit in der Grestener Zone reichen unsere Kenntnisse nicht, da ja nicht einmal
die Obertriasentwicklung im dazwischenliegenden penninischen Bereich mit
Genauigkeit bekannt ist. Wenn durch F. TRAUTH (1954, S. 111) Dolomit als Kom-
ponente des klastischen Neuhauser Doggers und in Begleitung des Hinterholzer
Porphyrites angeführt wird, ist doch eher an Reste von aufgearbeitetem Mittel-
triasdolomit als an Hauptdolomit zu denken. Die Vermutung, daß die Frankenfesler
Decke zu dieser Zeit in der Nähe gelegen haben könnte, ist unbegründet.
Die ursprünglich von TRAUTH zur Grestener Klippenzone gerechneten Haupt-
dolomitvorkommen sind von ihm selbst ja bereits früh (1922, S. 124) als „klippen-
artige Deckschollen, welche durch Erosion von dem kalkalpiner Deckenland
(speziell von der Frankenfesler Decke) abgetrennt worden sind“, erkannt worden.
Auf einer Exkursion unter der Führung von A. RUTTNER konnte ich eine solche
Hauptdolomitscholle in der Klippenzone W bei Reinsberg, 3 km E Gresten, be-

sichtigen, die nur durch eine noch im Gelände kenntliche Hanggleitung in jüngster Zeit von der Frankenfelder Decke abgelöst wurde, ursprünglich aber von TRAUTH eben noch als Bestandteil der Grestener Zone gewertet worden war. In eigenartiger und einmaliger Weise ist diese Art des Klippenphänomens im nördlichen Vorland zwischen Waidhofen und Ybbsitz entwickelt. Bis über kilometerweit vor der zusammenhängenden Stirn der Frankenfelder Decke sind isolierte Schollen verschiedenster Größe aus charakteristischen Gesteinstypen dieser Decke — unter anderem auch mit Hauptdolomit — im Flysch eingespießt, die nur als Deckschollen während einer noch flacheren Morphologie über den Flysch transportiert worden sein können, und bei einer jüngeren Nachbewegung noch mit dem Flyschuntergrund verschuppt, zerrissen, randlich zu tektonischen Brekzien verarbeitet und mit der Unterlage weiter verknüpfet worden sind.

„Die in der Klippenzone herrschende Lias-Entwicklung, die der „Grestener Schichten“, sehen wir in der Frankenfelder Decke allerdings nirgends durch die dafür so typischen basalen Arkosesandsteine und den schieferig-tonigen und Kohlenflöz führenden Komplex vertreten“ schrieb F. TRAUTH auch nachdem er die primäre Nachbarschaft der Sedimentationsräume beider Einheiten annahm (1954, S. 111). Verlockend ist ja für einen solchen Vergleich — abgesehen von verschiedenen ähnlichen höherjurassischen Schichtgliedern — daß auch im Lias der Frankenfelder Decke „grestenerartige“ Bildungen in Form von sandigen Kalken, Sandsteinen und Kalken von Wien bis Waidhofen verbreitet sind, für welche P. SOLOMONICA (1935, S. 24), eben aus der Erkenntnis der andersartigen Beschaffenheit, die Bezeichnung „Kalksburger Schichten“ geprägt hatte. Was den Wiener Raum anbelangt, war schon A. SPITZ stets gegen eine Gleichstellung der Randzone der Kalkalpen, der Kieselkalkzone, die der Frankenfelder Decke angehört, mit der piemontinischen Klippenzone eingetreten. Ebenso hatte P. SOLOMONICA 1931, S. 138 diese Kieselkalkzone ausschließlich als Äquivalent der im Westen mächtigen Frankenfelder Decke aufgefaßt.

In der piemontinischen Klippenzone (Grestener Zone) Niederösterreichs läuft die oben erwähnte litorale Fazies auch im Dogger weiter. Die Neuhauser Schichten enthalten wieder terrigene klastische Serien bis zu groben Konglomeraten. Sie führen ebenso wie die Posidonienschiefer auch vereinzelt Pflanzenreste. Die Crinoidenkalke des Dogger, der Malm und das Neokom mit seinen weißen und hellgrauen, z. T. hornsteinführenden Aptychenkalken hingegen liegen in einer in weiten Teilen der Alpen verbreiteten alpinen Fazies vor, daneben erscheinen im Westen (Waidhofen) graue, im Osten (St. Veit) rote, ammonitenreiche Malmkalke und rote Radiolarite. Es zeigt sich also, daß in dieser Zeit der alpine Einfluß namentlich im Osten, wo der penninische Trog endete und die zentralalpine Fazies schon auf karpatische Verhältnisse umgestellt ist (Semmering), auf dem Umweg über die Westkarpaten noch bis in die Randzone hinaus die alpine Ausbildung mancher Schichtglieder bewirkte — was die Hauptursache zu unrichtigen Kombinationen der Sedimenträume bildete (L. KOBER, F. TRAUTH 1954). Wie der Jura in der zentralalpiner Fazies in diesem Ostabschnitt aussah, wissen wir nicht, ja da im Stangalmmesozoikum der letzte sichere Jura in diesem Raum gegen E vorliegt. Der karpatische Einfluß in der Semmeringtrias läßt jedoch darauf schließen, daß hier bereits auch in zentralalpinen Raum im Jura ein Einfluß aus den Karpaten wahrscheinlich ist, wo ja die erwähnten jurassischen Gesteinstypen bis in die nördlichen Einheiten vertreten sind. Besonders der enge fazielle Zusammenhang der

Grestener Zone Österreichs mit den Pieniden der Karpaten weist darauf hin, daß die weiter im Westen nur aus den Kalkalpen bekannten Faziestypen des höheren Jura-Neokom auf dem Umweg über die Karpaten auch in der Randzone ein Stück von E gegen W vorgreifend zur Ausbildung gelangten. Dennoch sieht man sogar in den roten Radiolariten und in den Tithon-Neokom-Aptychenkalken den Einfluß der Randposition in gelegentlichen Einschaltungen cm-starker schmaler, relativ grobsandiger Lagen, wie ich sie z. B. im Steinbruch W Ober-Wolfsberg im Fenster von Brettl S Gresten beobachten konnte.

Die Schichtfolge der Grestener Klippenzone ist aber nicht mit dem Tithon-Neokom zu Ende, sondern es liegen in allen Abschnitten — vom Flysch des Wiener Waldes zunächst abgesehen — bunte Mergel und Schiefertone darüber, die Klippen einhüllend. Am eingehendsten hat S. PREY diesen jüngeren Anteil der pienidischen Klippenserie in Oberösterreich und im westlichen Niederösterreich studiert, den er 1952 als „Buntmergelserie“ bezeichnete. Im Rahmen des Molassefensters von Rogatsboden taucht diese „Buntmergelserie“ mit Schichtgliedern vom obersten Alb bis zum Obereozän auf (S. PREY 1957, S. 308—315). Hier sind keine älteren Schichtglieder, also Grestener Serie, mittransportiert worden. Im Pechgraben NW Gr. Raming reicht die Klippenhülle (Buntmergelserie) vom Cenoman bis zum Eozän, im Gebiet des Almtales läuft die Sedimentation angeblich (S. PREY 1952, S. 99) ohne Schichtlücke im Gault von den Neokommern des Hauterive-Barrême bis ins Dan (?). Durch die Arbeiten von F. ABERER und E. BRAUMÜLLER ist diese Serie auch aus dem Raum N Salzburg bekannt.

Gerade aber durch diese Buntmergelserie, die die jüngeren Anteile der (Grestener) Klippenserie darstellt und über deren Transgressionsverband mit diesen Klippengesteinen S. PREY (1953) aus Oberösterreich berichtete, steht diese Zone in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Helvetikum weiter im Westen, da bereits in Oberösterreich (Matzinggraben NW Grünau) und auch in Salzburg eine typisch helvetische Serie vorliegt, bei der die bunten Schichtglieder jenen der Buntmergelserie entsprechen. Vom Matzinggraben gibt S. PREY 1953, S. 340 an, daß „hier im Schichtstoß Gesteine mit Helvetikum- und Buntmergelserien-Merkmalen durcheinander abgelagert worden sind.“ PREY beschrieb 1957, S. 317 die weiteren Faziesübergänge im Helvetikum Bayerns bis zum Typus des Schweizer Helvetikums. Was bereits aus dem Sedimentcharakter der älteren Anteile der „pienidischen Klippenzone“ in Österreich hervorging, nämlich ihre randliche Position im alpinen Raum, ist nun durch den Zusammenhang mit dem Helvetikum des Westens durch die raumüberbrückende Buntmergelserie erwiesen: Demnach gehören sowohl Grestener Zone als auch Buntmergelserie dem Helvetikum an, wobei nur dessen südlichste Faziesausbildung von Oberbayern nach E weiterreicht.

Diese Ausbildung der jüngeren Anteile des Helvetikums in Form der Buntmergelserie stellt die eine, wie die Nummuliten- und Lithothamnienkalke anzeigen, relativ seichte Faziesbildung dieses randalpinen Streifens dar. Gegen Süden — abgesehen vom Ostrand der Ostalpen (Wiener Wald) — schloß sich eine tiefere Zone dieses helvetischen Troges an, die die gleichaltrigen, aber faziell andersartigen Bildungen des Flysches als Feindetritus aus dem alpinen Hinterland aufnahm. Die in neuerer Zeit von einer Reihe von Geologen, besonders H. KUENEN, auf Grund der Sedimentstruktur vertretene Auffassung, daß es sich beim Flysch nicht um eine Seichtwasserbildung, sondern um eine Ablagerung aus tieferem Milieu handle, findet in der Position der Flyschgeosynklinale als Restvortiefe der Alpen

in Oberkreide und Alttertiär ebenfalls eine Stütze. Die Selbständigkeit des Flysches, der später deckenförmig bei verschwindendem Sockel von S über das Helvetikum geschoben wurde, ist zwar seit langem bekannt, aber erst der exakte Altersnachweis gleichaltriger Bildungen den ganzen Zeitraum über in beiden Faziesgebieten gab die endgültige Sicherheit über deren Selbständigkeit. Die Flyschserie reicht im allgemeinen in den Ostalpen vom Neokom bis in die Oberkreide, in Oberösterreich bereits bis ins Paleozän, in Niederösterreich bis ins Mitteleozän.

Die bereits mehrfach angedeutete Eigenheit des Helvetikum-Flysch-Troges am Ostende der Alpen soll nun etwas näher erläutert werden. Im gesamten W- und Mittel-Abschnitt erkennt man im helvetischen Randtrog eine primäre Zweigliederung in den nördlichen, in Bayern noch reich untergliederten Teilstreif mit kalkigen, mergeligen, an kalkschaligen Foraminiferen reichen Serien von der höheren Unterkreide bis ins Obereozän („Helvetische Folge s. str.“) und in den südlichen Streif mit Flyschbildungen vom Neokom bis ins Maastricht (W) bzw. Alttertiär (E). Man hat nun versucht, diese im Westen klare Gliederung auch im Osten bis hinüber in die Karpaten wiederzufinden. Man versuchte die „Buntmergelserie“ als Einheit auch hier herauszugliedern. Aber im Raum des Wiener Waldes konnten nur mehr einzelne Schichtglieder der „Buntmergelserie“ im Flysch gefunden werden, an die anzuknüpfen S. PREY (1957, S. 320) versuchte: Aus dem Wienerwald wird die von G. GÖTZINGER (1954, S. 56) von der Hauptklippenzone S Schottenhof beschriebene Mikrofauna als typisch für die Buntmergelserie angeführt, ebenso die von R. NOTH (1951) bearbeitete Fauna aus Wien-Ob. St. Veit, Löfflergasse 61. Das alpine Helvetikum, offenbar hier die der Buntmergelserie zugeordneten Schichten, werden in dieser Arbeit von PREY mit bunten Schichten in den Karpaten verglichen, so mit den von M. KSIAZKIEWICZ aus der subsilesischen Zone, also dem Nordrand des Flyschraumes erwähnten Serien und der von K. BIRKENMAJER aus der pienidischen Klippenzone, also vom inneren Rand erwähnten Folge. Bei der Neuuntersuchung der Klippenregion von Ober St. Veit wird in der Arbeit von R. JANOSCHEK (1956, S. 254) der die „Klippen“ einhüllende Flysch mit der Buntmergelserie von PREY unmittelbar identifiziert*).

Diese Versuche, die Buntmergelserie als Einheit auch nach Osten unmittelbar durchzuverfolgen, haben aber bisher zu keinen gesicherten Resultaten geführt. Im Raum östlich der Traisen beginnt hier eine Umstellung der Verhältnisse in den karpatischen Bauplan. Es ist durchaus möglich, daß hier im Zusammenhang mit

*) In seiner 1960 (vgl. Literatur-Nachtrag) erschienenen Arbeit über die Beziehung von Flysch- und Klippenzone in Österreich und in den Westkarpaten schreibt S. PREY, daß er nun zur Auffassung neige, daß nur in der Hauptklippenzone des Wiener Waldes, deren Hülle zur Subsilesischen Decke der Karpaten verbunden gedacht wird, die Fortsetzung des Helvetikums zu suchen sei. Die Klippenzone von St. Veit—Tiergarten bei Wien und ihre Fortsetzung in der pienidischen Klippenzone der Karpaten wird vom Helvetikum abgetrennt und dabei an eine positionsmäßige Gleichsetzung mit dem Unterostalpin gedacht.

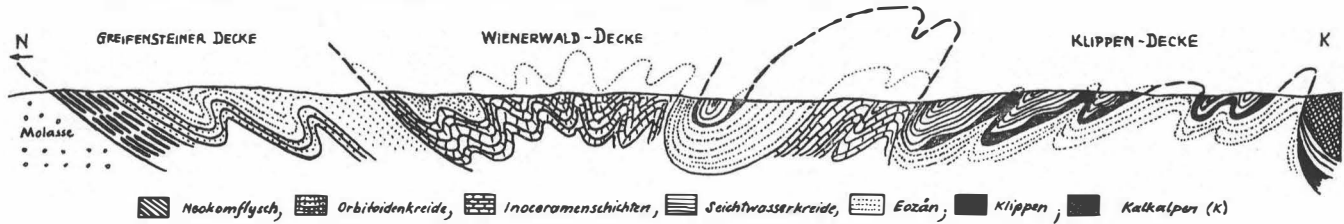
Nach den im obigen Text geschilderten, z. T. sehr charakteristischen faziellen Beziehungen zwischen den Klippengesteinen der Grestener Zone, von St. Veit und den Pieniden ist aber nicht daran zu zweifeln, daß diese ursprünglich in einem gemeinsamen, randalpinen Trog abgelagert wurden, gleichgültig, welche interne Untergliederung später in den einzelnen Abschnitten erfolgte. Der Begriff „Helvetikum“ darf nicht nur auf die jüngeren, kretazisch-tertiären Hüllserien beschränkt werden, also die Fort-

dem Positionswechsel der Flyschzone eine selbständige „Buntmergelserie“ zu bestehen aufhört. Im Westen lag die Grestener- und die zugehörige Buntmergelserie nördlich vom Flysch, in den Karpaten liegt die Fortsetzung der Grestener Serie nach der charakteristischen faziellen Entwicklung einer ganzen Reihe von Schichtgliedern unzweifelhaft in der pienidischen Klippenzone vor, die hier am Südrand der breiten Flyschzone hinzieht. Die nordkarpatischen Flyschdecken bis zur höchsten Flyscheinheit, der Magura-Decke, sind nicht vom Süden her über die in den Pieniden gegebene Fortsetzung der Grestener Serie überschoben, sondern aus dem nördlich dieser dort komplexen Einheit sedimentierten Flysch entstanden. Diese Tatsache zwingt uns, die Verbindung des Flyschtroges schräg über die älteren Serien dieser Zone hinweg von seiner südlichen Position im Westen zur nördlichen Randposition im Osten zu suchen. Sie muß sich im Raum des Wiener Waldes vollzogen haben. Diese Umorientierung des Flyschtroges schräg zum alten helvetischen rhät-jurassischen Sedimentationstrog bedingt natürlich, daß gerade hier die St. Veiter Klippen keine eigene, dem Flysch gleichaltrige „Buntmergelserie“ als zugehörige Hülle aufweisen können, da sich die Flyschbildung hier bereits nach Norden über diese in der Fortsetzung der Pieniden auftretenden Klippen hinweg verschoben hat. Diese Schrägverlagerung der helvetischen Restgeosynklinale im Wiener Wald ist das einzige auffällige Beispiel aus den Ostalpen, wo ein junger Sedimentationstrog abweichend vom älteren der gleichen Zone angelegt wurde, eine Erscheinung, über die R. TRÜMPY (1958) mehrfach aus der Vorgesichte der Schweizer Alpen berichtete.

Es ist nun durch das schräge Vorgeifen der Flyschgeosynklinale gegen außen, gegen NE hin nicht unbedingt zu erwarten, daß der Buntmergeltrog davor als eigene, selbständige Zone durchzieht, sondern es können diese beiden Tröge in eine einheitliche Flyschfazies auslaufen, in der einzelne Buntmergelschichtglieder innerhalb der Flyschserie auftreten. Einen Hinweis darauf gibt z. B. das Erscheinen solcher bunter Schichtglieder innerhalb der Flyschklippenhülle im Raum der Klippen des Tiergartens. Auch das sedimentologische Bild des Flysches in der Nordrandzone, im Greifensteiner Sandstein, der in Konglomeratlagen Komponenten des Kristallins der Böhmisches Masse führt, würde gegen einen davorliegenden selbständigen Buntmergeltrog zumindest in dieser jüngeren Zeit sprechen, wenn man nicht eine materialliefernde Schwelle dazwischen konstruieren will. Weiter im W ist ja im Flysch bezeichnenderweise keine Einschüttung vom Böhmisches

etzung des Helvetikums nicht etwa nur in der bunten Mergelhülle der (fremden) Stramberger Klippengesteine in der subsilesischen Decke der Karpaten gesucht werden. Zutreffend ist aber die nun auch von S. PRÆY dargelegte Auffassung, daß sich die Buntmergelserie nicht in den Buntmergeln der St. Veit—Tiergarten Klippenzone fortsetzen kann, was ich aus dem schrägen, sedimentären Vorgeifen der Flyschablagerungen im Wiener Raum zum Außenrand ableiten konnte. Ob tatsächlich die Hauptklippenzone des Wiener Waldes mit der bunten Mergelserie der Subsilesischen Decke in unmittelbarem Zusammenhang steht und so auch hier ein getrennter randlicher Buntmergeltrog angenommen werden kann, wird erst nach genauer Festlegung des stratigraphischen Umfanges der bunten Mergel der Hauptklippenzone sicher zu entscheiden sein. Dem Helvetikum in seiner ursprünglichen Bedeutung als mesozoisch und tertiäre alpine Randzone entspricht aber auch in diesem Abschnitt mesozoischer Untergrund (Grestener, St. Veiter und pienidische Klippenzone) und jüngere, weiter nach Norden vorgeifende Hülle (Buntmergel und Flysch).

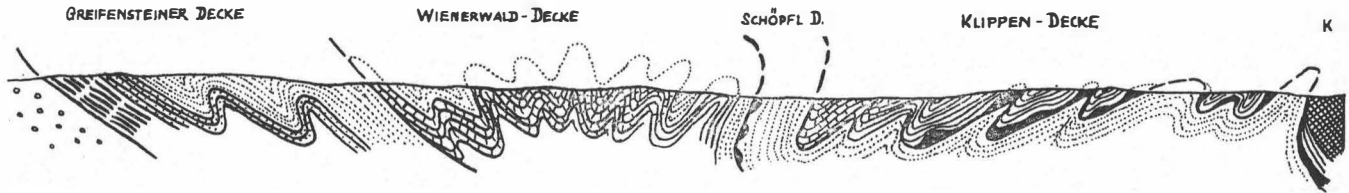
1. K.FRIEDL 1920 (IN DER DARSTELLUNG K.FRIEDL 1930): SAMMELPROFIL DURCH DEN ÖSTLICHEN WIENERWALD



2. F.TRAUTH 1928: DIE KLIPPENZONE
DES LAINZER TIERGARTENS



3. K.FRIEDL 1930 (NACH K.FRIEDL UND G. GÖTZINGER). Signatur wie Profil 1.



4. G. GÖTZINGER 1944 (und ähnlich bei H. KÜPPER auf Geol. Karte Wien, 1952).

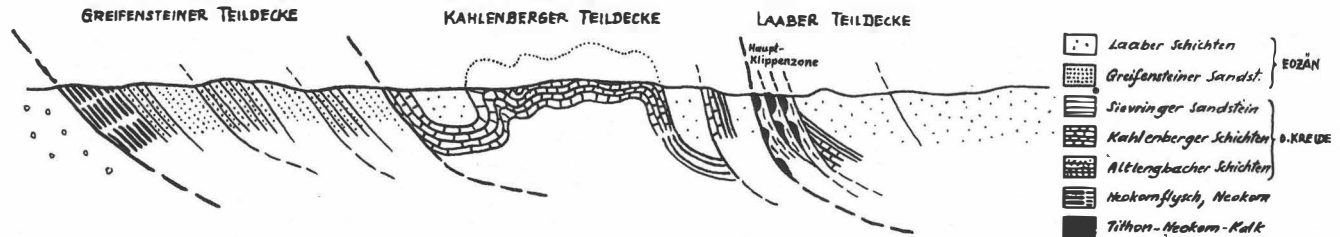


Abb. 18: Die bisherigen Deutungen der Tektonik des Wienerwald-Flysches und der Klippenzonen. Das Hauptproblem der Tektonik des Wienerwaldes bildet Stellung und Herkunft der Klippenzonen. Die Hauptklippenzone (Schöpfl-Klippenzone) wurde ursprünglich als Deckschollen-Reihe, später als aufgeschleppte Basis der Schöpfl-Decke gedeutet. Die südlichere Klippenzone von St. Veit-Tiergarten wurde in allen bisherigen Deutungen als weit über den Flysch überschobene Decke dargestellt bzw. es wurde keine Aussage über ihre Stellung getroffen (Sammelprofil G. GÖTZINGER). Ob aber nicht beide Klippenzonen doch die normale, vielfach aufgeschuppte Basis der Laaber Decke darstellen, wird in Kürze durch die mikropaläontologische Einstufung der Klippenhüll-Mergel entschieden werden. Durch das transgressive Vorgehen des Flysches im Wiener Raum können jedenfalls die die Klippen von St. Veit und Tiergarten unmittelbar einhüllenden, schmalen bunten Mergelzonen nicht mehr als selbständige „Buntmergelserie“ aufgefaßt werden, sondern nur als normaler Bestandteil der die helvetischen Klippen einhüllenden Flyschserie.

Vorland nachzuweisen. Erst mit der genauen Überprüfung des Schichtumfanges der „Unterkreidezone“ an der Basis der Greifensteiner Decke und der „Hauptklippenzone“ an der Basis der Laaber Decke wird die Frage nach der Notwendigkeit der Annahme der Existenz eines eigenen Buntmergeltroges entschieden werden.

In der Flyschzone des Wiener Waldes, die demnach keine so fernüberschobene Masse wie ihre Fortsetzung weiter im Westen darstellt, ist in intertektonischer Hinsicht noch ein Hauptproblem hinsichtlich der Stellung der St. Veiter Klippen offen geblieben. In den meisten bisherigen grundlegenden Arbeiten, die sich mit diesen Fragen auseinandersetzen, also namentlich die Arbeiten von K. FRIEDL (1921, 1931), F. TRAUTH (1931), P. SOLOMONICA (1935) und L. KOBER wurde diese Klippenzone von St. Veit als höchste, selbständige Decke angesehen, die mit älteren, mesozoischen Gesteinen und der Klippenhülle über die tieferen Flyschdecken (Schöpfl-Decke als Unterlage gedacht) gegen Norden verfrachtet worden sei. Betreffs dieser Auffassungen kann zunächst mit Sicherheit die Zugehörigkeit dieser St. Veiter Klippen-„Decke“ als Bestandteil der penninischen (Grestener) Zone zum Helvetikum und nicht zum Oberostalpin (L. KOBER) oder Unterostalpin (R. STAUB 1924, S. 203; W. DEL NEGRO 1931) aus oben genannten Gründen ausgesprochen werden.

Damit wird bereits die Auffassung nahegelegt, daß es sich bei dieser St. Veiter Klippenzone und den Tiergartenklippenraum um nichts anderes als um die unmittelbare Unterlage im Südabschnitt des späteren Flyschtroges handelt, daß also die Klippen als normale Basis von unten aus dem umgebenden Flysch emporragen und die St. Veiter Zone den Südteil der Laaber Teildecke bildet. Als zweite Möglichkeit kommt aber noch in Betracht, daß die St. Veiter Klippenzone als der ursprünglich an die Laaber Teildecke im Süden anschließende Abschnitt doch eine nicht unwesentliche Aufschiebung über den Flysch der Laaber Teildecke erfuhr.

Für eine solche Deutung spricht der wesentlich größere Reichtum an Schichtgliedern des Untergrundes (Klippen) des St. Veiter Raumes gegenüber der ja räumlich nahen, nur Tithon-Neokom-Kalkklippen führenden „Hauptklippenzone“ (Schöpflklippenzone) an der Basis der Laaber Teildecke, wo erst bei Bernreit, 4 km NW Hainfeld tieferer Grestener Jura auftritt (W. NADER 1953). Als wesentlicheres Argument für eine gewisse Individualität des St. Veiter Klippenraumes aber ist der altersmäßige Unterschied in der durch Mikrofaunen bisher zum guten Teil als Cenoman eingestuftes Oberkreide im Klippenraum („Klippenhüllflysch“ vorwiegend aus Tonmergeln, Tonschiefern mit Pikriteinschaltungen und bestimmter Schwermineralführung) gegenüber der N davon gelegenen, jünger oberkretazischen Seichtwasserkreide (R. JANOSCHEK 1956, S. 257).

Für die erstgenannte Deutungsmöglichkeit, also die Zuordnung der St. Veiter Klippen samt Hülle zur Laaber Teildecke als deren südlicher Abschnitt sprechen zumindest ebenso gewichtige Argumente. Als auffallendste Gegebenheit ist die klar als Aufpressung aus der Tiefe anstatt als Deckscholle erkennbare wahrscheinliche Fortsetzung der St. Veiter Klippenregion weiter im SW (Sulz, Klausenleopoldsdorf, Kaumberg) anzuführen. Bereits G. GÖTZINGER hatte 1954, S. 73 eine solche Deutung dieser südwestlichen Klippenregion vorgenommen — zum Problem St. Veiter Klippen allerdings weder hier noch auf der Karte 1952 klar Stellung genommen. Nicht nur der Sedimentcharakter der „Kreide im Klippenraum“ spricht für die Zusammengehörigkeit dieser im Streichen angeordneten Zonen, sondern „in den bunten Schiefen der Kaumberger Serie findet sich eine ganz ähnliche (erg.:

Mikro-) Fauna wie in jenen des Klippenhüllflysches von Ober St. Veit“ (R. JANOSCHEK 1956, S. 258). Eine ähnliche Position der St. Veiter Klippenzone wie jene der Klippenzone im SW davon ist daher naheliegend. Auf der Nordseite des Schöpfl schaltet sich ja auch dieser Typus der „Oberkreide im Klippenraum“ zwischen die vorwiegend neokome Klippenzone im Liegenden und das Eozän im Hangenden. Außerdem steht die durch das abweichende Schwermineralspektrum (G. WOLETZ) mit hohem Zirkon-, Apatit- und Chloritgehalt markierte „Klippenhülle“ des Tiergartens doch auch in dieser Hinsicht nicht fremd der im NW angrenzenden Seichtwasserkreide (Oberkreide-Sandstein) gegenüber: Proben aus dem Rosental in Wien Hütteldorf weisen (R. JANOSCHEK 1956, S. 260) ein ähnliches Schwermineralspektrum auf, obwohl sie bereits aus dem Rand des geschlossenen Gebietes der Seichtwasserkreide stammen.

Die zuerst von K. FRIEDL 1920 gegebene Darstellung der Klippenzone als überschobene Decke beruhte ebenso wie jene von F. TRAUTH aber in erster Linie auf der Annahme einer weiten Unterlagerung der Klippendecke, besonders im Osten zwischen Mauer und St. Veiter Klippe durch Eozänflysch. Diese Unterlagerung ist aber in Wahrheit nicht vorhanden, wie aus der Wiener Umgebungskarte (1952) und den Ausführungen von R. JANOSCHEK 1956, S. 268 hervorgeht. Nach JANOSCHEK wird der St. Veiter Klippenkörper im S und SE nicht von Glauconiteozän unterlagert, sondern von cenomanem bis senonem Flysch überlagert!

Nach all dem spricht mehr dafür, die St. Veiter- und Tiergarten-Klippenzone ebenso wie die als Fortsetzung im SW zu deutende Kaumberger-Klausenleopoldsdorfer-Klippenzone als normale Basis zumindest des Eozänflysches aufzufassen. Zu berücksichtigen ist hierbei, daß eine Anpressung oder Aufschiebung dieses südlichen Streifens bei St. Veit über den N angrenzenden Abschnitt der Laaber Teildecke bereits vor dem Eozän, etwa in der laramischen Phase denkbar wäre, berücksichtigt man die von W. NADER (1953, S. 95) für den Wiener Wald sehr wahrscheinlich gemachte diskordante, transgressive Lagerung des Eozäns über gefaltetem Untergrund.

Jedenfalls ist der Ausdruck „Buntmergelserie“, der ja für die mergeligkalkige selbständige, vom Flysch getrennte Entwicklung innerhalb des Helvetikums geprägt worden ist, nicht für den cenomanen bis senonen „Klippenhüllflysch“ von St. Veit bzw. Tiergarten zu verwenden, in der Art, wie ihn z. B. R. JANOSCHEK gebrauchte.

Über den Mittelabschnitt der Grestener Zone Österreichs sind hinsichtlich der tektonischen Beziehungen zu den kalkalpinen Decken in früher Phase einige Worte notwendig. Im Raum der Weyrer Bögen hatte auf Grund der Arbeit von H. LÖGTERS 1937 und der Darstellung von R. BRINKMANN u. a. 1937 W. DEL NEGRO (1941) aus dem faziellen Zusammenhang der „Cenomanklippenzone“ mit der Frankenfesler Decke und zufolge des Auftretens von Kristallingeröllen im Cenoman die relative Autochthonie dieser Randzone gefordert und währte, daß damit die Fernüberschiebung der Nördlichen Kalkalpen über das Pennin widerlegt sei (S. 36). Dazu ist zu sagen, daß zunächst die „Cenomanklippenzone“ auf Grund der nordalpinen Fazies der Schichtglieder vom Hauptdolomit (!) aufwärts eine weithin verfolgbare Randschuppe der Kalkalpen ist und nichts mit dem Grestener Helvetikum zu tun hat. Ferner hat W. DEL NEGRO nicht beachtet, daß ja gerade den vorcenomanen Phasen eine entscheidende Rolle bei der Deckenbildung in den östlichen Ostalpen zukommt. Bewegungen starken Ausmaßes spiegeln sich in der

diskordanten Lagerung des Cenomans von den Lechtaler Alpen bis zum Höllensteinzug bei Wien wider. Bisher kannte man keinen Anhaltspunkt dafür, wo die Stirnen der Kalkalpen vor dem Cenoman lagen. Aus den Sedimenten des Tauernfensters und des unterostalpinen Rahmens, in denen keine als höhere Kreide verdächtigen Serien vorhanden sind, war nur zu vermuten, daß diese Region bereits überschoben war. Dem ist nun hinzuzufügen, daß die Hauptüberschiebung nach der Position der Gosau der Zentralalpen (z. B. Kainach) auf lokal fast völlig erodiertem Oberostalpin im neuen Sinne eben schon lange vor der Gosau stattgefunden haben muß. Gerade aber aus der Zusammensetzung des Cenomans in diesen Randschuppen läßt sich nun erstmalig die Lage der Kalkalpenstirn in dieser Zeit genauer erfassen. Zur Lieferung des eigenartigen Geröllbestandes, der eine Schütungsrichtung von N gegen S erkennen läßt, ist es unumgänglich notwendig, N der damaligen Kalkalpenstirnzone eine breite Schwelle als Liefergebiet anzunehmen, da ja diese bis zu 50 cm großen Gerölle nicht durch den davorliegenden helvetischen Trog durchtransportiert werden konnten und dort auch kein Liefergebiet mit derartiger petrographischer Zusammensetzung zur Verfügung stand. Die Zusammensetzung dieses Rückens kann man ermitteln aus dem bei H. LÖGTERS (1937, S. 386) vom Cenoman der Weyrer Bögen und der Kalkalpen-Randschuppe beschriebenen Geröllbestand und aus der Beschreibung von F. TRAUTH (1954) über die Gerölle im Cenoman der Frankenfesler Decke im Raume von Waidhofen (S. 99) und einer ganz analogen kalkalpinen Cenoman-Randschuppe, die im Gebiet der Waidhofener Klippenzone die Frankenfesler Decke unmittelbar unterlagert (S. 109). Diese exotischen Gerölle, die, wie erwähnt, zufolge der Größenabnahme von N gegen S (Raum Groß Raming) geschüttet worden sind, enthalten im Norden, in der kalkalpinen Randschuppe („Cenomanklippenzone“ LÖGTERS) Glimmerschiefer (46%), Granit, Quarzit und Härtlingsgesteinreste wie Porphyry und Quarz (H. LÖGTERS 1937, S. 385). In den Weyrer Bögen, weiter im Süden, tritt dann der Schutt dieser Schwelle in den Geröllen zurück, abgesehen von den dort nur 40% des Bestandes ausmachenden Kalken und Hornsteinen bleiben weiterhin Porphyry, Quarz, Quarzit und nur selten basische Gesteine als „exotische“ Gerölle vertreten. In dem von F. TRAUTH beschriebenen Abschnitt enthält das Cenoman der nördlichen Randschuppe auch noch Grestener Arkosebrocken eingesedimentiert, ein Hinweis auf die ursprüngliche Bedeckung dieses Rückens mit Grestener Schichten. Bereits H. LÖGTERS betonte (1937, S. 368), daß der petrographische Charakter dieses Kristallins nicht auf Böhmisches Kristallin schließen ließe.

Dieser schuttliefernde Rücken war schon früher vermutet worden. Die von H. LÖGTERS in Anlehnung an C. W. KOCKEL (1922, S. 154) verwendete Bezeichnung „Rumunischer Rücken“ entspricht allerdings nicht dem von KOCKEL gemeinten Inhalt des Begriffes. KOCKEL verstand darunter (S. 115f.) einen hypothetischen Rücken mit SW gerichtetem Verlauf, der in den westlichen Ostalpen S des penninischen Senkungsgebietes und N des Ostalpins angenommen wurde und welcher jetzt weithin über die penninischen Sedimente vorgeschoben als unterostalpinen Deckenpaket vorliege. Gegen E sollte dieser schräg gegen NE streichende Rücken mit der Böhmisches Masse zusammenhängen. KOCKEL begründete die Existenz dieses Rückens durch die Brekzien im Unterostalpin. Daß von einem solchen „Rumunischen Rücken“ in den Ostalpen keine Spur vorhanden ist, wo die einzelnen Fazieszonen ungestört westöstlich weiterlaufen, hat schon F. TRAUTH in seiner Stellungnahme zu C. W. KOCKEL (1922) und M. RICHTER (1937) ausführ-

lich dargelegt (1948, S. 162), was durch die neueren Forschungsergebnisse nur bestätigt wird. Der Rücken S des Helvetikums war von TRAUTH als „ultrapienidische Schwelle“ bezeichnet (1934, S. 7) und die Existenz und Position dieser Auftragung gut charakterisiert worden. Heute müßte man diese Zone als ehemalige Südbegrenzung der ja weit nach N verfrachteten helvetischen Serien etwa in der Tiefe im Bereich des heutigen Kalkalpen-Südrandes bzw. unter der Grauwackenzone unter dem unterlagernden Stirnteil des Mittelostalpins suchen, soweit nicht dieser Sockelteil bei der helvetischen Deckenbildung in den tertiären Phasen in die Tiefe abgepreßt wurde.

Überraschend weit gegen E und W ist die Auswirkung dieses Rückens in genau der gleichen Position am Südrand des Helvetikums bzw. der homologen Zonen zu verfolgen. D. ANDRUSOV beschreibt (1960, S. 6) die Fortsetzung des dort Quarzporphyr und andere exotische Gerölle liefernden Rückens zwischen dem piendischen Sedimentationsraum im N und dem Maniner Raum (als Vorderabschnitt des Hochtatrikums aufgefaßt) im S. Aus Bayern erwähnte W. ZEIL (1956, S. 138) noch unter der Bezeichnung „Rumunischer Rücken“ diese Schwelle im Süden des Flysches, die auch dort ausschließlich im Grenzabschnitt Alb-Cenoman von N her in die damals südlich angrenzenden Kalkalpen-Stirnteile die exotischen Gerölle mit reichlicher Beteiligung von Ergußgesteinen lieferte. Die Trennung der helvetischen Zonen allerdings muß nicht so vollkommen gewesen sein, wie W. ZEIL auf Grund der heutigen, klaren Unterschiede in den benachbarten Zonen annahm, da eben jener Teil des Flysches, der die gegen N verfrachteten Gerölle enthalten müßte, in der Tiefe, vom Oberostalpin überschoben, verdeckt liegt. Die nicht nur in Bayern, sondern auch in Österreich vorhandene Steilstellung der jetzigen tektonischen Grenze Kalkalpenstirn-Flysch, die einer jüngeren Einengungsphase zuzuschreiben ist, darf nicht, wie W. ZEIL vermutete, als Hinweis gegen eine Fernüberschiebung der Kalkalpen gewertet werden, ebenso darf der heutige Flyschsüdrand nicht nahezu dem einstigen gleichgesetzt werden. Außerdem war dieser „Rumunische Rücken“ im Sinne von ZEIL nicht gegen S unter den Kalkalpen hindurch mit der Nördlichen Grauwackenzone in Verbindung gewesen, wie z. B. H. HAGN 1951 und W. ZEIL 1955 und 1956, S. 138 annahmen, da ja die Grauwackenzone als Teil der fernüberschobenen oberostalpinen Decke einem ganz anderen Heimatgebiet entstammt.

In den Ostalpen wird die helvetische Zone breiter und differenzierter. Hier haben in der kalkig-mergeligen Entwicklung N des Flysches die bayrischen Geologen eine Reihe von Teilfaziesstreifen unterschieden, die aber in diesem Zusammenhang mit den Problemen des Ostens außer Betracht bleiben können. Im Hinblick auf diesen Fragenkreis interessiert nur unmittelbar das Problem der Balderschwanger Klippen. Durch die Untersuchung von M. RICHTER (1956, S. 161) wurde erkannt, daß diese so umstrittenen Klippen (= Feuerstädter Decke CORNELIUS) nicht, wie H. P. CORNELIUS 1926 annahm, auf dem Flysch, sondern unter diesem liegen, daß sie in ihrer Position und z. T. in ihrer Schichtfolge weitgehend der Grestener Klippenzone zu parallelisieren sind (S. 164). Damit aber ergibt sich, wiederum übereinstimmend, daß sie ebenso wie der Flysch noch dem Helvetikum („Ultrahelvetikum“) angehören und nicht im Sinne von M. RICHTER (S. 163) penninische Stellung einnehmen. Man darf nicht die Tatsache übersehen, daß im Westen der Flysch in einer Zeit, als die Nördlichen Kalkalpen noch weit im S lagen, gleichermaßen über den südhelvetischen und penninischen Raum transgredierte und daher

absolut nicht der gesamte Flysch im Westen dem Pennin angehört. Weiter im Osten, schon vom Längengrad W vom Tauernfenster an, sehen wir, daß keine Flyschtransgression in der Oberkreide und im Alttertiär mehr so weit gegen Süden vordringen konnte, sondern auf das helvetische Bereich N des ultrapienidischen Rückens beschränkt war.

Über das Alter der Überschiebungen und die Deckenbildung im Helvetikum inklusive Flysch sind folgende Daten aufschlußreich: Die Schichtfolge reicht im Flysch im Ostteil (Wiener Wald) bis ins Miozän, in Oberösterreich bis ins Paleozän, weiter im Westen nur bis in die Oberkreide; im übrigen Helvetikum (Buntmergelserie) tritt noch Obereozän auf. Damit ist die Untergrenze der Überschiebungen für die einzelnen Abschnitte festgelegt, wobei südlichere Teile naturgemäß früher verdeckt werden konnten. Nach dem Auftreten von Flysch- und Helvetikumsgesteinen in Brekzien des Aquitan (R. JANOSCHEK 1957, S. 80) bei Bad Hall erachtete S. PREY (1957, S. 340) den Zeitraum vom obersten Chatt bis zur Basis des Burdigal als Zeit der Hauptbewegungen von Flysch und Helvetikum über die Molasse in Oberösterreich. Dabei kann im Aquitan im Raum von Bad Hall die Überschiebung von Flysch auf Helvetikum noch nicht beendet gewesen sein, da ja auch noch Helvetikumsgesteine zur Abtragung frei lagen, heute aber vom Flysch weitgehend überdeckt werden. Schließlich ist auch noch das hochmarine Aquitan der Molassezone bei Bad Hall in die Schuppung einbezogen, das nicht mehr so weit gegen S verbreitete Burdigal ist nur mehr steilgestellt (E. BRAUMÜLLER 1959, S. 128). Das gleiche Ergebnis zeigte die mikropaläontologische Untersuchung von H. HAGN & O. HÖLZL (1952) im östlichen Oberbayern, wonach die Umlagerung der Mikrofaunen aus dem Helvetikum im Aquitan den Höhepunkt erreichte. Damit wird auf der Strecke zwischen Oberbayern und Oberösterreich ein noch jüngeres Alter von kräftigen Bewegungen von Flysch und Helvetikum angedeutet als jenes der präaquitanen Schuppung in der Molassebohrung Perwang 1 (25 km NNE Salzburg).

Bemerkungen über den Molassetrog im österreichischen Alpenvorland

Von besonderem Interesse für die Entwicklung und das tektonische Schicksal der Molassevertiefe der Alpen in Österreich sind die zahlreichen, hier in letzter Zeit niedergebrachten Bohrungen. Hier soll nicht auf die Einzelheiten dieser umfangreichen Untersuchungen eingegangen werden, sondern es sei auf einige wenige, aber markante Neuergebnisse aufmerksam gemacht.

Die Absenkung des asymmetrisch gebauten Molassetroges im österreichischen Gebiet begann schon im höheren Eozän, wie die oberösterreichischen und salzburgischen Bohrungen zeigten (F. ABERER 1958, S. 32; A. PAPP 1958, S. 255), also bereits bevor die Überschiebung des Flysches auf das Helvetikum vor sich gegangen war und in diesem sogar noch gebietsweise marine Sedimente abgelagert wurden. Die Molassevertiefe löst also zwar im großen die Flysch- und Helvetikumsvortiefe ab, aber dazwischen ist keine Zäsur, sondern es erfolgte eine bereits früh einsetzende Absenkung der an das Helvetikum angrenzenden Randteile. Der Prozeß setzt sich mit der allmählichen Verlagerung der Hauptmuldenachse gegen N gleichsinnig fort.

Am Ende der Entwicklung ist auch in dieser Zone ähnlich wie in den übrigen Alpenbauteilen nach der Fernüberschiebung des Flysches und des Helvetikums über

die Molasse eine zweite Phase sekundärer Einengung zu beobachten, in der die Steilstrukturen an der Front der Überschiebungsfläche geprägt wurden, in der die Anpressungen zustande kamen. Diese Phase ist jüngerem Datums, wahrscheinlich posthelvetisch. Außerdem ist die stärkere Wirksamkeit jüngerer Phasen im weiter östlicher gelegenen Abschnitt der Randzone charakteristisch. Vom westösterreichischen und salzburgischen Anteil beschrieb F. ABERER 1958, S. 86 diese Art der Tektonik.

Die von den österreichischen Tektonikern seit langem erkannte weitreichende Unterlagerung von Flysch und Helvetikum durch die Molasse wurde in besonders augenfälliger Weise durch die Neukartierung des Rogatsbodener Molassefensters durch S. PREY und die Bohrung Texing 1 durch die ÖMV bestätigt. Die Reihe von Molassefenstern im Flysch war durch H. VETTERS 1928 entdeckt (1929, S. 44), aber zunächst allgemein nicht besonders beachtet worden. Von VETTERS (1938) und von M. RICHTER (1950) sind diese Fenster dann ausführlicher beschrieben worden. Sie nehmen den Raum zwischen Gresten im W und Texing und Rabenstein im E ein. Der von S. PREY am Fenster von Rogatsboden durch Detailkartierung ermittelte Charakter dieser Fenster von Schürflingen (verschleppte Fenster) wurde durch die 1959 niedergebrachte Bohrung Texing 1 unmittelbar bestätigt. Hier traf man am Südrand des Texinger Fensters nach den obersten 216 m in Chatt- und Rupel-Schlier mikrofossilführenden Oberkreideflysch mit Helvetikum verschuppt an, der bis 1028 m anhielt; darunter wurde abermals eine Schuppe von mikrofossilhaltigem paläogenem Schlier bis 1140 m durchörtert, unter dem schließlich mächtiger burdigaler Schlier lagert, mit einer dem Haller Schlier entsprechenden charakteristischen Mikrofauna. Unterhalb von 1660 m schließlich wurden noch die Melker Sande durchfahren, die als Basisbildung des Oberoligozäns hier unmittelbar auf den Gneisen und Amphiboliten des Südrandes der Böhmisches Masse aufrufen. Diese Bohrung zeigt zunächst, daß es sich bei den oberflächlich durchragenden Molasseteilen um ein verfrachtetes Fenster handelt. Sie zeigt aber als weiteres und weit wesentlicheres Ergebnis, daß hier im Untergrund der Flyschzone, also bereits südlich vom Südrand der Molassezone im normalen Molasseprofil im Alttertiär noch immer nicht der für die Beckenfazies bezeichnende Schlier auftritt, sondern daß hier die über dem böhmischen Kristallin auftretende Nordrandfazies in Form der chattischen Melker Sande so weit gegen S durchreicht, der zentrale Hauptteil des Troges mit der Schlierfazies des Oligozäns daher noch weiter im Süden in der Tiefe überschoben liegen muß, von dem dann die von den Flyschdecken verschleppten Molasseteile in höherer Position stammen. Küstennahe Bildungen fehlen in diesen verfrachteten Teilen vollkommen, die Überschiebungsbeträge müssen daher bedeutend sein. Durch die Bohrung Texing 1 mußte mit einem Schlag die von L. KOBER seit 1912 vertretene Auffassung von der beträchtlichen horizontalen Überschiebung der Molassezone durch den Flysch anerkannt werden und eine Revision der seit je bestehenden gegenteiligen Meinung von der steilen Anpressung des Flysches — die nur Auswirkung der letzten Einengung darstellt — vorgenommen werden. Durch diese Bohrung wurde eine Auffassung bestätigt, die sich aus der regionalen Geologie, aus den Lagerungsverhältnissen der Molasse am gesamten Außenrand von West-, Ostalpen und Karpaten klar ergibt. In den Westalpen ist das Fenster von Val d'Illicz (L. VONDERSCHMITT, 1935, S. 550) S vom Rhônetal bekannt, in dem 30 km vom Alpenrand ältere Molasseteile auftauchen; im Nordschweizer Abschnitt ist die Molasse von den helvetischen

Decken Zehner von Kilometern überschoben und noch geschuppt; eine 10–15 km größere Breite nach S ergibt sich nach M. RICHTER (1951, S. 178) allein schon bei der Ausglättung der jetzt sichtbaren Falten in der oberbayrischen Molasse. M. RICHTER betonte damals im Hinblick auf die jetzige steile Flysch-Molasse-Grenze mit Recht, „daß man sich hüten muß, die Versteilung einer tektonischen Grenzfläche als primär zu betrachten“. 1950, S. 42 hatte allerdings M. RICHTER auf Grund der unzutreffenden Vermutung vom Fehlen des Flysches S der Molassefenster in Niederösterreich die Auffassung vertreten, „daß die ostalpinen Decken überhaupt erst so weit vorstoßen konnten, nachdem ihnen der Weg durch erosive Entfernung großer Flyschmassen freigegeben war“. Die Kalkalpen „sind daher an den heute sichtbaren Flysch mehr angepreßt als weit über ihn hinweggeschoben, auch wenn sie gelegentlich, wie z. B. im Allgäu, über ihn hinweggeschoben sein können“. Was aber von der späten Versteilung der Grenzfläche Flysch-Molasse gesagt wurde, gilt ebenso auch von der Flysch-Kalkalpengrenze, wie an den Flyschfenstern und zahlreichen anderen Gegebenheiten erkennbar ist und wurde auch von Grenzflächen im Inneren des Alpenkörpers erwähnt *).

Die Bohrungen in der Molassezone haben aber neben den Ergebnissen über den Inhalt des Molassetroges auch Auskünfte über den Untergrund gebracht. Hier interessiert uns in erster Linie, wie weit im Mesozoikum der randalpin, helvetisch beeinflusste Faziesraum reichte und wieweit germanische Fazies im Untergrund des heutigen Alpenvorlandes hereingreift. Es zeigte sich, daß von W her in die österreichische Molasse die germanische, im E die böhmische Entwicklung in lückenhafter Ausbildung in den verschiedenen Stufen verschieden weit nach unter die Molasse hineinreicht, sodaß hier die mesozoischen Serien verschiedener Faziesbereiche heute tektonisch am weitesten genähert wurden: im Molasseuntergrund im N germanische Sedimente, im S „autochthones Helvetikum“ und überschoben das Mesozoikum der helvetischen und kalkalpinen Decken. Zur Charakterisierung der außeralpinen Entwicklung dieses Vorlandmesozoikums seien typische Beispiele aus dem W und dem E gebracht. Die Bohrung Winetsham 2 SE Schärding zeigte nach R. JANOSCHEK (1957, S. 77) Jura bis Kreide ab Macrocephalenstufe, Puchkirchen 1 NW Vöcklabruck Malm in fränkischer Ausbildung (F. ABERER 1958, S. 30) mit 8 m Glauconitsandstein des Malm α , darüber 60 m hellem Kalk des Malm α , dann 28 m braungrauer dolomitischer Kalk des Malm β – δ , hierauf 79 m feoolithische Kalke des Malm ϵ – ζ . Unterkreide fehlt durch Regression. Die Oberkreide ist besonders vom Profil Treubach 1 in reicherer Gliederung bekannt geworden (F. ABERER 1958, S. 31): Die Bohrung erschloß 30 m glauconitischen obercenomanen Sandstein, der dem Regensburger Grünsandstein entspricht, 179 m Turon aus Kalk- und Tonmergel mit Sandsteinlagen, 104 m Coniac-Mergel und 123 m Santon-Tonmergel.

Unter der außeralpinen Molasse N der Donau wurde in Nieder-Österreich in der bis 3565 m tiefen Bohrung Staatz 1 ESE Laa/Thaya eine dem alpinen Raum fremde Fazies mit enorm mächtigen dunklen Tonmergeln der Unterkreide (böhmische Vorlandfazies?) und des Jura erbohrt. Auch in der als aufgeschuppter Grenzstreif zu betrachtenden Waschbergzone ist ja noch eine eigene, dem übrigen alpinen Faziesraum fremde Entwicklung ab Oberjura erschlossen.

*) Diese Verflachung der steilen Grenzfläche zwischen Flysch und Molasse gegen die Tiefe hin und ihr weit zurückreichender Verlauf wurde neustens durch geophysikalische Messungen am Alpenrand in Oberösterreich durch die RAG bestätigt.

II. Allgemeine Ergebnisse über den Ostalpenbau

5. Die Bindung Ostalpen-Karpaten

Die seit langem bekannte enge Verbindung von Ostalpen und Karpaten fordert auch die Gültigkeit der Grundzüge der vom Bau der Ostalpen gewonnenen Vorstellungen für die östliche Fortsetzung der Zonen in den Karpaten. Die großtektonischen und faziellen Hauptergebnisse, die in den Ostalpen wie in den Karpaten in neuerer Zeit z. T. unabhängig voneinander gewonnen worden sind, müssen in den gleichen Zonen dieses durchlaufenden Gebirgsstranges in ihren wesentlichen Zügen Übereinstimmungen aufweisen. Es sei vorweggenommen, daß das vergleichende Studium in reichem Maß Gemeinsamkeiten erkennen läßt, die eine gegenseitige Bestätigung der Vorstellungen bringen, daß daneben aber zugleich die Eigenheiten der benachbarten Abschnitte der Gebirge klarer in Erscheinung treten. Es sei daher im folgenden, von der nördlichen Außenzone ausgehend, der Anschluß der Karpaten an die Ostalpen unter diesem Gesichtspunkt in Kürze skizziert (Taf. 3).

In der Randeinheit, dem Helvetikum (Grestener Zone) mit dem Flysch vollzieht sich bereits am Ostrand der Ostalpen die Umstellung in den Bauplan der Karpaten, in denen ja diese Außenzone als breiter Gürtel einen ganz wesentlichen Bestandteil des Gebirges ausmacht. Im östlichen Abschnitt des Helvetikums der Ostalpen (Grestener Zone) fanden wir ab Rhät das Meer der Randgeosynklinale verschieden weit auf das Vorland übergreifend. Mit der Kreide erweiterte sich der Sedimentationsraum gegen N: Von W her reichen der Buntmergeltrog im N, die Flyschsynklinale im S und ein freiliegendes Erosionsgebiet (ultrapienidischer Rücken) als Südabschluß gegen Osten vor. Von der Traisen gegen E ändert sich das Bild. Die Buntmergelserie läuft vielleicht in der sich schon im Wiener Wald verbreiternden Flyschzone aus. Im Südteil des in Teildecken gegliederten Wiener Waldes schaltet sich aber als scheinbar neues Element die aufgefaltete und aufgeschuppte Unterlage der hier einheitlichen Flysch-Buntmergelserie in Grestener Fazies ein (St. Veiter Klippen). Die fazielle wie tektonische, dort weiter differenzierte Fortsetzung dieser Zone bildet in den Karpaten jenseits des Wiener Beckens die zwischen den zentralen Westkarpaten und der Flyschzone eingeschaltete Pienidische Klippenzone. Die ab Wiener Wald bereits primär nach N ausgreifende Flyschentwicklung hat sich in den Karpaten mit Kreide, Alttertiär und älterem Jungtertiär weit gegen N entfaltet. Dort ist die Flyschzone, die nach M. KŚIAZKIEWICZ 1956, S. 404 eine geosynklinale Mindestbreite von 175 km und eine reiche fazielle Gliederung aufwies, in den tertiären Faltungen (voruntermiozän, nachburdigal, zu Ende des Untertorton bzw. noch weiter im Osten noch im Obertorton) auf 60 km eingengt und in sechs Decken übereinandergelegt worden. Von diesen

sind in den Westkarpaten nur drei (N: Subsilesische, M: Silesische, S: Magura-Decke) vorhanden. Unser Wienerwaldflysch stellt in fazieller wie tektonischer Hinsicht die Fortsetzung der höchsten und breitesten Fylscheinheit der Karpaten, der Maguradecke dar (M. KSIĄZKIEWICZ 1956, S. 389). Das Phänomen eines äußeren Klippengürtels, in dem der faziell andersartige Untergrund des Außenrandes aufgeschürft worden ist, setzt auch auf österreichischem Boden markant N der Donau in der Waschbergzone mit Sedimenten ab Malm ein.

Die Pieniden verkörpern in den Karpaten die Fortsetzung des östlichen Helvetikums der Ostalpen, mit der Grestener Serie und ihrer Hülle. Die faziellen Übereinstimmungen der beiden Einheiten vom Grestener Lias an über Doggerposidonien-schiefer und die malmischen Radiolarite, Ammonitenknollenkalke und Aptychenkalke bis zu den neokomen Kiesel-kalken wurde schon in den Arbeiten von V. UHLIG und F. TRAUTS hervorgehoben. Die Neuuntersuchung der Pieniden in den Karpaten erbrachte die außerordentlich reiche fazielle Differenzierung in sechs verschiedene Fazieszonen, in denen eine individuelle ungestörte Entwicklung vom Beginn der Sedimentation ab tieferem Jura (bzw. Mitteltrias in der Haligowce Serie im äußersten Süden) bis zum Unterconiac vor sich ging. Im anschließenden Zeitraum vom Oberconiac (subherzynische Phase) bis ins jüngere Neogen wurde dieser Raum intensiv tektonisch umgestaltet unter anfänglich noch andauernder Sedimentation (K. BIRKENMAJER, Vortrag 1959).

Was die tektonische Stellung dieser Zone betrifft, ist in den Karpaten ebenso wie nun in den Ostalpen die alte Auffassung überwunden, daß es sich hierbei um ferntransportierte Stirnteile des Hoch- und Subtatrikums bzw. des Ostalpins handle. In den Karpaten war ja diese Auffassung in Anlehnung an M. LUGÉON 1903 von F. RABOWSKI 1925 vertreten worden, wonach der nördliche, „subpieninische“ Anteil der Zone vom „Hochtatrikum“, der „pieninische“ vom Subtatrikum abgeleitet worden war. Durch die neueren Arbeiten aber wurde klargestellt, daß die Pieniden N der Zentralkarpaten wurzeln. Als ursprüngliche Südbegrenzung des pienidischen Raumes tritt in den Karpaten in später Entwicklungsphase wie in den Ostalpen ein exotische Gerölle (auch Quarzporphyr) liefernder Rücken auf, der von D. ANDRUSOV 1960, S. 3 als „vindelizisch-beskydischer Rücken“ bezeichnet wurde und der ident ist mit TRAUTS „ultrapienidischer Schwelle“, da ja keine Verbindung zur Böhmischem Masse bzw. zu einem Vindelizischen Rücken bestand.

Der unmittelbare Zusammenhang zwischen der helvetischen Geosynklinale der Ostalpen und den Pieniden der Karpaten erklärt auch das Auftreten von höherjurassischen Gesteinstypen und Faunen in der Grestener Zone, die sonst in den Ostalpen nur in den Kalkalpen vorhanden sind. Litho- und Biofaziesinflüsse wirkten im Jura — im Gegensatz zur Trias — aus der zentralen karpatischen Geosynklinalregion über die Westkarpaten in deren Randzone ein und beeinflussten von dort, gegen W rückwirkend, den östlichen Abschnitt des Helvetikums in Österreich.

Von besonderem Interesse aber ist die Bindung von zentralen Westkarpaten mit dem Zentralteil der Ostalpen, da aus der Zusammenfügung der durch beide Gebirgszüge gemeinsam laufenden Stränge sich neue Aspekte ergeben. In den zentralen Westkarpaten hat sich die Grundgliederung in gegen N bewegte Einheiten, wie sie in den Grundzügen schon bei V. UHLIG gegeben wurde, bewährt. Demnach

werden hier als relativ autochthones System mit kristallinen Kernen und einer eigenen, lückenhaften sedimentären mesozoischen Hülle die Tatriden (Hochtatrikum UHLIGS) ausgeschieden, über denen von S überschoben das Subtatrikum mit der tieferen, weiter unterteilten Krížna-Decke und der höheren, ebenfalls differenzierten Choč-Decke liegt. Die Veporiden im Süden galten als deren Wurzelzone, noch weiter südlich schließt in den Gemeriden eine ebenfalls nordbewegte, über die vorige Einheit in kleinem Umfang aufgeschobene Masse an. Gerade in neuerer Zeit hat M. MAHEL die Deckennatur der Subtatriscen Einheit bezweifelt und eine Deutung vorgenommen, bei der man mit lokalen, verschiedenen gerichteten Bewegungen das Auslangen finden könnte, wobei besonders der in verschiedenen Abschnitten faziell variierende Charakter der Serien der Krížna- und Choč-Decke als Argument gegen großräumige Zusammenhänge angeführt wurde. D. ANDRUSOV betonte 1960, S. 7 demgegenüber, daß bei diesen Betrachtungen von M. MAHEL aber die tektonische Überlagerung der Serien öfter außer Acht gelassen wurde und daß außerdem in der Choč-Decke die generelle primäre Nordbewegung durch die Untersuchung der Vergenzrichtung größerer Falten und Digitationen unmittelbar feststellbar war. Um durch lokale Überschiebungen die heutige Lagerung der Decken erklären zu können, müßte man „mit einer zentripetalen Aufschiebung der Schichtfolge in Krížna Ausbildung auf die Tatridenkerne aller Kerngebirge rechnen. Die Existenz solcher Bewegungen wurde aber durch keine einzige Tatsache bewiesen.“ (D. ANDRUSOV 1960, S. 12). Außerdem aber kann gerade in der Choč-Decke nicht nur durch die Lithofazies die Bindung der z. T. erosiv in Schollen aufgelösten Einheit durch den charakteristischen Faziesfortschritt von N gegen S durchgeführt werden (z. B. allmähliches Zurücktreten des karpatischen Keupers gegenüber dem Hauptdolomit bis zur völligen Reduktion im Süden), sondern dieser Zusammenhang spiegelt sich ebenso in der gleichsinnigen Änderung der Biofazies wider (z. B. Trias-Ammonitenfaunen).

Für uns ist die Weiterverfolgung der großen, fernüberschobenen ostalpinen Decken mit ihren Eigenheiten in die Karpaten von besonderem Interesse. Dies gelingt zunächst durch die nur in kleineren Abschnitten von Jungtertiär verhüllte Unterostalpine Einheit, die vom Semmering über die Bucklige Welt und das Leithagebirge gegen NE zieht. Ihr Zusammenhang mit den Kleinen Karpaten ist seit langem bekannt und betont worden. Da aber das Semmeringmesozoikum bis in die neuere Zeit nicht mit Sicherheit im Detail gegliedert worden war, glaubte man an eine relativ lückenhafte Trias in der Semmeringserie, wodurch seit den Arbeiten von V. UHLIG (1903, 1906, 1907) allgemein die Meinung verbreitet war, das Semmeringsystem sei am ehesten mit dem Hochtatrikum, also den Kerngebirgen und ihrer zugehörigen Hülle vergleichbar (L. KOBER 1912, S. 443; 1947, S. 75; H. P. CORNELIUS 1940, S. 274; W. J. SCHMIDT 1952, S. 35). Die subtatriscen Decken galten in ihrer Gesamtheit als Fortsetzung der Nördlichen Kalkalpen, wenn auch D. ANDRUSOV (1939, S. 182) betonte, daß besonders nur der höhere Anteil kalkalpine Züge aufweise. Nur L. KOBER nahm in seinem letzten Werk (1955, S. 271) an, daß die Semmeringiden Bindung mit der hoch- und subtatriscen Zone der Kleinen Karpaten hätten. Durch die gemeinsame Arbeit mit E. KRISTAN (1957, S. 88) und den Vergleich des Semmering mit benachbarten Einheiten (A. TOLLMANN 1958, S. 341) konnte aber einerseits die vollständige Triasschichtfolge im Semmering nachgewiesen werden, zugleich aber auch die Identität der Triasserie mit jener der tieferen subtatriscen Einheit, der Krížna-Decke, festgestellt werden.

Hinzu kommt der tektonische Befund: Die Tatriden (Hochtatrikum UELIGS) liegen mit ihrem Westende im SW-Teil der Kleinen Karpaten vor und zeigen auch hier in der typischen Art einen aus Granit, zum geringen Teil aus kristallinen Schiefen bestehenden Kern und die bekannte Schichtlücke in der mesozoischen Hülle, in der über dem Permoskythquarzit unmittelbar fossilbelegter Lias (Ballenstein Kalk, Marienthaler Schiefer) folgt. Die lückenhafte höhere Trias ist ein generelles Charakteristikum dieser Einheit. Eine direkte Verbindung mit der kompletten unterostalpinen Trias auf kurze Distanz ist nicht möglich. Dieses Unterostalpin hingegen, das auch noch im Leithagebirge einen anderen Typus von kristallinem Grundgebirge zeigt, setzt in den Kleinen Karpaten im tektonisch über dem tatriden Kern auflagernden Perneck-Losoncer-Zug ein (Křížna-Decke). Bereits in der Beschreibung von H. BECK & H. VETTERS (1903) erkennt man die weitgehend dem Semmeringsystem gleichende Schichtfolge. In neuerer Zeit kommt die detaillierte Beschreibung der Serien durch M. MAHEL (1959a) hinzu. In diesem Perneck-Losoncer Zug besteht das Skyth aus bunten, quarzigen Schiefen, bereits hier melaphyrführend, die Mitteltrias wird aus dunklem Visokakalk und gelegentlich dünnen Einschaltungen hellerer Kalke und Dolomitlinsen, mehr im Hangenden aus Dolomit gebildet. Lokal fanden sich in den höchsten Partien des Dolomites dunkle tonig-sandige Schiefer und Sandsteine, in denen MAHEL ein Analogon der Lunzer Schichten erblickte. Der bunte Keuper ist in der bekannten Ausbildung vorhanden, enthält auch Quarzit, Quarzkonglomerate, rote Schiefer und auch graue Dolomitbänke. Das Rhät liegt in Form der Kössener Schichten vor. Der Jura und die jüngeren, bis zum Cenoman vorhandenen Schichtglieder sind von M. MAHEL (1959) näher beschrieben worden. Die nachtriadischen Schichtglieder, die im Semmeringsystem ja nicht mehr vorhanden sind, ergänzen unsere Vorstellung von der Art, in der die fazielle Abwandlung des zentralalpinen Jura gegen E vor sich ging. Nach MAHEL konnte eine fazielle und tektonische Untergliederung dieser (der Křížna-Decke zugehörigen) Einheit in der Kl. Karpaten vorgenommen werden: die tiefere Teileinheit wurde als „Westkarpatische Einheit“ bezeichnet und ist durch das Auftreten einer z. T. bis in den untersten Malm reichenden Crinoidenkalkfazies als seichtere Bildung gekennzeichnet. Im Unterlias trifft man in den unter anderem *Gryphaea arcuata* führenden Kalken Einlagerungen sandiger, graubrauner, geringmächtiger Tonschiefer. Die tektonisch höhere, noch zur Křížna-Decke gehörige schmale Einheit unterscheidet sich namentlich durch das Auftreten von fleckigen mergeligen Kalken im Lias und Radiolariten im Dogger-Malm von der „Westkarpatischen Einheit“, ist aber doch durch die gleichen Triasschichtglieder und den gleichen Baustil, wie M. MAHEL betonte, mit der Křížna-Serie s. str. verbunden, hingegen durch eine klare Überschiebungsgrenze vom Kerngebirge getrennt. Auch in den übrigen Abschnitten der Křížna-Decke in den zentralen Westkarpaten ist die relativ vollständige charakteristische Trias mit dem Bunten Karpaten-Keuper ausgebildet, die Serien setzen allgemein bis ins Unteralt fort.

Die Mittelostalpine Decke erweist sich als typisch ostalpinen Element. Bereits in der Unterlage am Ostrand des Grazer Paläozoikums keilt die im Westen mächtige Masse rasch aus. Am Nordrand sehen wir in kleinen Spänen, weiter im Süden in den Deckschollen von Siegraben und Schöffern kristalline Reste, unter der Grauwackenzone schließlich auch noch weiter gegen E schmale Späne der permomesozoischen Hülle. Gegen E keilt das mittelostalpine Kristallin und die Grauwackenzone im Untergrund der Tertiärbecken zunächst im Stirnbereich aus.

Als nächsthöhere Einheit erscheint jenseits der Tertiärsenken im Nordteil der Kleinen Karpaten die Choč-Decke mit einer typisch kalkalpinen Schichtfolge. In den gesamten zentralen Westkarpaten treten im Hangenden der Krížna-Decke solche Deckschollen der Choč-Decke auf. Sie zeigen einen Gesteinsbestand mit wenig Kristallin und Paläozoikum (!) an der Basis, mit Werfener Schiefern mit Melaphyr, Gutensteiner Kalk, mitteltriadischem Choč-Dolomit, der lokal reich an Diploporen ist, Reiflinger Kalk, mächtigem Lunzer Sandstein und Hauptdolomit mit Megalodonten. Der Lias führt Hierlatzkalk und Hornsteinkalke, der höhere Jura unter anderem rote Crinoidenkalke und Klauskalke. Die Stellung der der typischen Choč-Entwicklung in den Zentralkarpaten weitgehend ähnlichen nördlichen Decke der Kleinen Karpaten war unsicher (Veternik-Decke nach D. ANDRUSOV 1936). Gerade aber auf Grund der von MAHEL (1959 a, S. 32) neu beschriebenen typischen Choč-Fazies, die nur um einen oberkarnischen Kalk (Havrania skala Kalk) reicher ist, und zufolge der Position ist die Zugehörigkeit zur Choč-Decke gesichert.

Wir erkennen in den Karpaten, wo die Überschiebungsweite der Fortsetzung der Nördlichen Kalkalpen-Einheit, der Choč-Decke, nicht so großes Ausmaß wie die der Kalkalpen in den Ostalpen annimmt, auf weiten Strecken noch die unmittelbare Überlagerung der dem Unter- und Oberostalpin entsprechenden Einheiten (Krížna, Choč), man erkennt hier noch klarer die ursprünglich südlichere Position der Einheit mit dem Hauptdolomit gegenüber jener mit dem Keuper. Der penninische Trog, dessen mesozoische Gesteine noch im Tauernfenster in reicher Entfaltung vorhanden sind, ist im Osten nur noch auf Grund der Rechnitzer Gesteine zu vermuten. Weiter im Osten ist er nicht mehr vorhanden. Hier kommen als Unterlage des dem Unterostalpin entsprechenden tieferen Subtatrikums die tatrigen Kerne hervor, die demnach rein der Position nach dem Pennin vergleichbar sind, trotz einiger Analogien nicht aber in der Serienentwicklung und dem gesamten alpidischen Schicksal.

Aus dem Vergleich Ostalpen-Westkarpaten ergibt sich also folgende Gleichsetzung: Flysch in beiden Einheiten, nur der Stellung nach verschieden, die helvetische Grestener Fazies ist homolog den Pieniden, Pennin reicht über die Ostalpen in dieser Form kaum hinaus, die Tatrigen stellen sich in dieser Zone als eigenes karpatisches Element ein, die Fortsetzung des Unterostalpins wird als Krížna-Decke bezeichnet, das Mittelostalpin keilt im Norden schon über dem Semmeringsystem gegen E aus, der oberostalpinen Grauwackenzone entsprechen nur Schollen an der Basis der Choč, das oberostalpine Mesozoikum in der nordalpinen Fazies setzt sich in der Choč-Decke fort. Hinzu kommt in den Karpaten im S das Kristallin des Vepor-Gebirges, das nach D. ANDRUSOV 1960, S. 12 zum Großteil als ehemaliger Untergrund der Krížna-Decke betrachtet wird, da darauf noch Reste von Mesozoikum in dieser Fazies erhalten sind. Die Ableitung der Choč-Decke vom Südteil dieses Kristallins ist aber nicht durch zureichende Argumente zu stützen, sodaß das Veporkristallin als eine der Krížna-Decke zuordenbare Einheit gesehen werden muß (oder an eine Vertretung des Mittelostalpins gedacht werden kann).

Die Einwurzelung der Choč-Decke war in den Karpaten bisher noch immer vergeblich gesucht worden. Jedenfalls muß sie S des Südrandes des Veporkomplexes (Lubenik-Margencany-Linie) gelegen gewesen sein. Dort aber stellen die Gemeriden nach D. ANDRUSOV eine jetzt tektonisch noch höhere, in begrenztem Ausmaß über die N davon befindliche Einheit überschobene Platte dar (Teildecken-

bildung). Mit ihrer, der Fazies der „Hochalpinen Einheit“ gleichenden Ausbildung des Mesozoikums, das im slowakischen Karst typische Hallstätter Serien enthält, geben sich die Gemeriden im Vergleich mit den ostalpinen Verhältnissen als Südteil und primäre Fortsetzung der Choč-Einheit zu erkennen. Zahlreich sind die Analogien der Trias mit jener der Hallstätter und Hochalpinen Fazies der Ostalpen. In der Gömörer Trias trifft man beide Faziestypen nebeneinander. In der Fazies der Hochalpinen Einheit tritt ja im Osten der Ostalpen, im Schneeberg, ebenfalls der in den Gemeiden in der Mitteltrias herrschende Wettersteinkalk (-dolomit) statt des Ramsaudolomites auf. In dieser Einheit der Karpaten schalten sich in die dort die ganze Mitteltrias, abgesehen vom Gutensteinerkalk, vertretenden hellen Riffkalke im Oberanis rote hornsteinführende geschichtete Kalke mit *Ptychites flexuosus* MOJS. ein (Schreyeralmkalk). Karnische und norische Hallstätterkalke führen *Halobia styriaca* (MOJS.) bzw. *Monotis salinaria* BRONN, aus dem hellen norischen Kalk sind reiche Hallstätter Ammonitenfaunen bekannt geworden. Die Übereinstimmung der Choč-Decke sowie der Gemeriden mit dem Oberostalpin der Ostalpen erstreckt sich aber auch auf deren gemeinsame paläozoische Unterlage, die in der Choč-Decke nur in geringen tektonischen Fetzen, in den Gemeriden aber als breite, der Grauwackenzone bzw. Gurktaler Decke vergleichbare Einheit aus metamorphem Altpaläozoikum, Karbon und dem ebenfalls durch Quarzporphyrführung charakterisierten Perm vorhanden ist*).

Die Fortsetzung der Gemeriden gegen WSW liegt in der Tiefe der Ungarischen Ebene unter der tertiären und quartären Verhüllung verborgen. Die Inselreihe des Ungarischen Mittelgebirges links und rechts der Donau läßt die Zusammensetzung des Untergrundes in diesem Streifen erkennen: Pilis-Budaer-Gebirge, Gerecse, Vertes und Bakony gehören hierher. Der Lage nach könnte in dieser Reihe die Fortsetzung der Gemeiden gegeben sein. In fazieller Hinsicht zeigt die Trias in diesen Gebirgen, u. z. besonders in der südlichen Randschuppenzone, bereits südalpines Gepräge. Aber auf Grund der in den neueren ungarischen Arbeiten klargestellten primären Nordvergenz in der Zeit der oberkretazischen Gebirgsbildung (F. SZENTES, 1959, S. 3) ist das Ungarische Mittelgebirge am ehesten als Fortsetzung der Gemeriden des Ostens und der großen oberostalpinen Decke aufzufassen. Auch in den Ostalpen reicht ja, wie erwähnt, trotz der hier beträchtlichen Verschluckung an der N-S-Alpengrenze, lokal auch südalpine Fazies in manchen Schichtgliedern noch ein Stück in die tektonisch den Nordalpen angehörigen südlichsten Teile der oberostalpinen Decke hinein. Das Ausmaß der Überschiebung dieses jetzt als Schollen des Mittelgebirges in Ungarn vorliegenden Mesozoikums muß als Fortsetzung des Oberostalpins ebenfalls enorm sein. Nur ist es nicht unmittelbar zu erfassen, da die jungen Ablagerungen generell die Basis, die Überschiebungsfläche verdecken und es konnte nur aus den regionalen Zusammenhängen die Stellung dieses ehemals als Zwischengebirge aufgefaßten Streifens als Teil des alpin-karpatischen Orogens ermittelt werden. Daß die endgültige Klar-

*) Durch die Anregung, die von der Neugliederung des Ostalpins in den Ostalpen ausging, hat D. ANDRUSOV (1960, Literatur-Nachtrag) eine in vielem mit meiner für die Westkarpaten dargelegten Auffassung (Geolog. Rundschau, Bd. 50, 1960) übereinstimmende Umgruppierung in der großtektonischen Deutung der Westkarpaten vorgenommen. Als wesentlichster Gesichtspunkt ist hierbei die oben begründete, auch von D. ANDRUSOV vorgenommene Ableitung der Choč-Decke von den Gemeriden hervorzuheben.

stellung der hier angedeuteten Verhältnisse noch auf Schwierigkeiten stoßen wird, ist selbstverständlich, war doch bisher nicht einmal die in den Ostalpen weithin an der Oberfläche verfolgbare Überschiebungsfläche zwischen Mittel- und Oberostalpin erkannt worden. Gerade in den neueren ungarischen Arbeiten selbst kommt zufolge dieser Unerschlossenheit der Tiefe noch immer die alte Auffassung vom „kratogenen Charakter“ des aus „Kratosynklinalen, das heißt aus „Grabensenken innerhalb des Kratogens“ entstandenen Mittelgebirges zum Ausdruck (E. R. SCHMIDT, 1959, S. 6).

Der durch Tiefbohrungen z. T. bekannt gewordene Untergrund Transdanubiens wurde in der Arbeit von M. VENDEL (1960) zusammenfassend beschrieben. Allerdings steht diese Darstellung noch unter dem Einfluß der Auffassungen von der Autochthonie dieser Zonen und auch des östlichen Teiles der Ostalpen in alpidischer Zeit, etwa in Anlehnung an die Auffassung von R. SCHWINNER. Aus der Deckengliederung der Ostalpen ergeben sich aber wiederum auch für den Untergrund des Nordteiles Transdanubiens entscheidende Schlußfolgerungen. So ist z. B. besonderes Augenmerk auf die dort noch nicht durchgeführte Trennung der östlichen Fortsetzung der Rechnitzer Serie und des oberostalpinen Paläozoikums zu richten, während die Grenze zwischen Rechnitzer Serie (Pennin) und dem im N anschließenden Unterostalpin mit NE-Verlauf bereits weiter verfolgt wurde (M. VENDEL 1960, Beilage 1).

Während gegen Osten im Norden das mittelostalpine Kristallin, wie erwähnt, auskeilt, ist es im Süden durch Tiefbohrungen noch ein Stück in der Tiefe zu verfolgen: M. VENDEL beschrieb (1960, S. 288) diese kristalline Zone, die sich als Fortsetzung des Kristallins des Bachergebirges zu erkennen gibt, wie folgt: „Diese kristalline Zone, die beim Balaton noch nach SW verläuft, biegt an der Landesgrenze sanft nach W um; so daß ihre Richtung zum Bacher-Gebirge hinweist. Die Gesteine sind am meisten noch den kristallinen Schiefen von Radegund (nördlich von Graz) ähnlich (Staurolith, Granat), außerdem aber lassen sich Beziehungen auch zu den kristallinen Schiefen des Bachern (zu den Gesteinen des W-E-lich streichenden Aufbruches von Remschnigg-Possruck) erkennen.“ Diaphthoresis wird bezeichnenderweise auch in dieser als Balatonhidvég-Serie bezeichneten Einheit vermutet (S. 289). Die Ergebnisse der ungarischen Tiefbohrungen bekunden, daß die am Ostrand der Ostalpen an der Oberfläche erkennbaren Deckeneinheiten auch noch nach ENE in ihrer Streichrichtung im Untergrund des nördlichen Transdanubiens N vom Balatonsee weiterlaufen. Bisher war ja diese erst auf den neuen Erkenntnissen von der Ostalpentektonik beruhende Schlußfolgerung nicht möglich oder notwendig gewesen, da ja der SE-Abschnitt der Ostalpen allgemein als relativ autochthon angesehen worden war.

Hinsichtlich des Zeitpunktes der Fernüberschiebung in den Ostalpen wurde betont, daß die in mehreren Phasen gegen N verfrachteten Nördlichen Kalkalpen bereits in den älteren, vorcenomanen Phasen im Mittelabschnitt über die tieferen, zentralalpinen Einheiten bis an den ultrapienidischen Rücken herantransportiert worden waren. Die Fortsetzung der ostalpinen Masse in den Karpaten galt früher ebenfalls als vorcenoman überschoben, in neuester Zeit (D. ANDRUSOV 1960, S. 15) wurde dort der Überschiebungsbeginn als nachcenoman, als gleichzeitig mit dem Bewegungsbeginn in den Pieniden, also als nachunterturonisch, subherzynisch, angenommen. Es ist aber durchaus wahrscheinlich, daß auch in der austrischen Phase bereits eine Bewegung in den inneren Teilen den Transport der subtratischen

Einheiten einleitete. In Übereinstimmung damit steht der Gedanke einer Migration des Hauptsedimentationsraumes in der Kreide gegen N (M. MAHEL 1955, S. 25). Die Einbeziehung des Cenomans der Kleinen Karpaten (mit Mikrofaunen mit *Globotruncana (Rotalipora) apenninica* RENZ und *G. (R.) reicheli* MORNOD) in den Deckenbau weist jedenfalls auf die Bedeutung der subherzynischen Phase für die Ausgestaltung des Deckenbaues hin. Aber auch im Ungarischen Mittelgebirge werden die ersten wichtigen tektonischen alpinen Ereignisse bereits in die austrische Phase verlegt, in der dort die erwähnte nordvergente Schubrichtung geprägt wurde *).

6. Die Faziesräume der Ostalpen

Vor Besprechung der Faziesräume der Ostalpen und ihrer Bindungen soll zunächst grundsätzlich auf die Bedeutung gerade der faziellen Untersuchung im alpinen Bereich mit Nachdruck hingewiesen werden. Es ist dies deshalb angebracht, da die Aussagekraft fazieller Gegebenheiten für allgemeine regionale geologische Überlegungen und Rekonstruktionen sich auch wiederum bei dieser Untersuchung klar gezeigt hat, andererseits aber gerade im modernen, besonders außeralpinen Schrifttum eine Reihe von Autoren den Aussagewert regionaler fazieller Vergleiche in Frage stellt, unter Hinweis auf oft beobachtbaren mannigfaltigen kleinräumigen Fazieswechsel. Trotz aller interessanten lokalen faziellen Abwandlungen kann aber beim Arbeiten im alpinen Bereich die seit alters bekannte auffällige Eigenheit des eugeosynklinalen Raumes nicht übersehen werden, daß nämlich Teilgeosynklinalzonen mit bestimmter charakteristischer Fazies — in unserem Fall besonders hinsichtlich der Trias, aber auch noch des Jura — trotz ihrer geringen Breite oft über hunderte km weit verfolgt werden können, und oft durch charakteristische Gemeinsamkeiten mit den Nachbarräumen verbunden sind.

Wert und Stichhaltigkeit der Aussagen über fazielle Eigenheiten der geosynklinalen Schichtfolgen wächst naturgemäß mit der Zunahme der Genauigkeit der Gliederung der Serien, wodurch sich namentlich beim weiteren Vorantreiben des Studiums der lange vernachlässigten zentralalpiner Schichtreihen noch weitere Verfeinerungen erzielen lassen werden. Für die Beurteilung des Aussagewertes bestimmter Merkmale ist größte Objektivität und ein weitreichender Überblick über alle für den Vergleich wesentlichen Bereiche nötig. Gegenüber beobachtbarer tektonischer Überlagerung und der aus tektonischen Beobachtungen eindeutig möglichen Abwicklung ist die fazielle Aussage naturgemäß zweitrangig. Es gibt eine Reihe von Beispielen von Arbeiten, wo unter dem Einfluß bestimmter tektonischer Vorstellungen eine Überwertung mancher Faziesmerkmale eintrat, was das fazielle Arbeiten in Mißkredit brachte.

Bisher war, vom gut durchforschten kalkalpinen Anteil abgesehen, eine detaillierte und fundierte fazielle Synthese neben einer tektonischen für den Gesamttraum der Ostalpen nicht möglich gewesen, da das Mesozoikum im zentralalpiner Gebiet hierfür noch zu lückenhaft bekannt war, andererseits die von verschiedenen Autoren aus den verschiedenen Abschnitten gegebene Seriengliederung keine allgemeine

*) Nach einer mündlichen Mitteilung von M. MAHEL ist jüngst auch die vor-cenomane Bewegungsphase in den Westkarpaten bei Cenoman-Untersuchungen erkannt worden! Die räumliche Abgrenzung ihres Wirkungsbereiches wird von Interesse sein.

Anerkennung gefunden hatte. Gerade in diesem Raum ist der persönliche Vergleich aller entscheidenden Serien fast unerlässlich, da aus der bisherigen Literatur oft nicht die notwendigen Feinheiten, die Mächtigkeiten, die Sicherheit der stratigraphischen Einstufung usf. zu entnehmen sind. Es war ferner notwendig, Klarheit hinsichtlich des Begriffes „zentralalpine Fazies“ des Mesozoikums zu schaffen, da ja keineswegs alle Vorkommen von Mesozoika in den Zentralalpen eine in bestimmten Merkmalen übereinstimmende, nämlich zentralalpine Fazies aufweisen, sodaß der Ausdruck „zentralalpin“ nicht einfach für alle Reste von Mesozoikum in den Zentralalpen angewendet werden darf, wie dies etwa E. KRAUS auf seiner Karte im „Abbau der Gebirge“ handhabte.

Hinderlich für einen faziellen Vergleich auch über den zentralalpinen Anteil hinweg war bisher, daß in einzelnen Abschnitten erzielte Ergebnisse bis in die neueste Zeit gerade auch von Bearbeitern der Zentralalpen z. T. negiert, z. T. angezweifelt wurden. R. SCHWINNER bezweifelte noch 1951 in SCHAFFERS „Geologie von Österreich“ (2. Aufl., S. 204) die der übrigen zentralalpinen Trias weit voraus-eilende Gliederung der Radstädter Tauern von W. SCHMIDT und E. CLAR: „ob die von W. SCHMIDT und CLAR für Radstatt aufgestellte, in allen Stufen gegliederte Triasfolge real ist? Sie steht vereinzelt, sonst kann man die Dolomitplatte nicht gliedern.“ Die Semmeringquarzite und der Radstädter Quarzit galten in dieser SCHWINNERSchen Gliederung (S. 176) sogar noch als Bestandteil der „Serie IIIb = Wildschönauer Schiefer“, die dem unteren Ordoviciun zugeordnet wurde, die Marmore des tieferen Lias der Radstädter Tauern und die anisischen Bänderkalke werden in dieser Zusammenstellung noch mit dem oberjurassischen Plassenkalken der Nordalpen verglichen (S. 205) u. a. Die Möglichkeit für solch eine verschiedenartige, nicht näher begründete Deutung der Gliederung zentralalpiner Mesozoikums schien bis in die neueste Zeit zu bestehen, wie die Ausführungen von K. METZ 1959, S. 93 über das Semmeringmesozoikum zeigen, trotz der vorher (1957) durchgeführten Neuuntersuchung, bei der der vermeintliche Lias widerlegt und eine weitere Untergliederung der Trias gegeben werden konnte. Von K. METZ wird hierin noch ausgeführt: „Eine genaue Schichtfolge ist nicht bekannt, der Hauptanteil ist Trias; Rhät und Lias sind ziemlich gesichert.“ Bei solchen Einstufungen war naturgemäß an einen begründeten faziellen Vergleich nicht zu denken. Es ist daher auch verständlich, wenn noch H. P. CORNELIUS gerade in der Frage des zentralalpiner Mesozoikums am Rücken des Altkristallins der Ostalpen schrieb (1950, S. 287): „wirkliche zentralalpine (d. h. irgendwie an germanische Fazies anklingende) Trias hat hier im Zwischenstück zwischen Nördlichen und Südlichen Kalkalpen keinerlei Wahrscheinlichkeit. Bei den verschiedenen Kalk- und Dolomitvorkommen des Gebietes wird man die Frage stellen dürfen, ob sie nicht eher dem Thörlener Kalk (für paläozoisch gehalten, Verf.) und dem Veitscher Dolomit zu vergleichen sind, als dem erzführenden Kalk.“ Daneben aber waren seit A. SPITZ für bestimmte Teilabschnitte gut gegliederte Profile beschrieben worden.

Die in Angriff genommene Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums, die namentlich auch für die fazielle Synthese entscheidend ist, wurde durch den Ausbau der stratigraphischen und faziellen Gliederung der reichsten zentralalpiner Serie im Zentrum der Ostalpen in den Radstädter Tauern eingeleitet (A. TOLLMANN 1956—1958). Die genaue Kenntnis dieses Abschnittes mit der fossilführenden lückenlosen Schichtreihe vom höheren Perm bis zum Neokom bildet die Grundlage zum Verständnis der ja weitgehend auf Seriengliederung und daher besonders auch

auf persönlicher Kenntnis der in Frage kommenden Typen beruhenden Analyse der übrigen zentralalpiner Mesozoika, die schrittweise im Vergleich damit untersucht wurden. Das Bild, das sich aus diesen Untersuchungen über die faziellen und tektonischen Verhältnisse ergab, wurde 1958, S. 71 kurz skizziert, 1959 ausführlicher behandelt. Besonderes Augenmerk wurde auf die Unterscheidung von den nur tektonisch bedingten Merkmalen und der stets noch erkennbaren ursprünglichen faziellen Ausbildung gelegt. So scheiden für unsere faziellen Vergleiche tektonisch verursachte Merkmale wie z. B. bestimmte Bänderung der Kalke und Dolomite, tektonische Brekzienbildungen, Rauhwackebildungen an tektonischen Flächen (im Gegensatz zur charakteristischen niveaugebundenen Rauhwacke) u. a. aus. Stabförmige Auswalzung der Brekzienkomponenten darf nicht als ein unterostalpinisches Charakteristikum, auch nicht in tektonischer Hinsicht gewertet werden (W. MEDWENTSCHE 1953, S. 181).

In den Ostalpen lassen sich vier Faziesgroßräume unterscheiden, von denen die nördlicheren, randlicheren, eine stärkere Individualisierung aufweisen, von denen jeder für sich weiter untergliedert ist. In den Ostalpen sind die Faziesräume wesentlich prägnanter als in den Westalpen ausgeprägt. Von N gegen S folgten ursprünglich der helvetische, der zentralalpine, der nord- und der südalpine Faziesgroßraum. Die penninische Fazies zeigt in der Ausbildung der Trias und auch in bestimmten Merkmalen des so eigenständigen Jura Wesenszüge der zentralalpiner Fazies, sodaß sie auch hier als eine, allerdings stark spezialisierte Teilentwicklung dieses Raumes aufgefaßt wird. Im folgenden werden die einzelnen Faziesräume kurz charakterisiert werden, ausführlicher besprochen wird die für die gegebene Synthese der Ostalpen mit entscheidende Frage der Ausbildung des zentralalpiner Mesozoikums.

Die Schichtfolge des helvetischen Faziestroges der Ostalpen läßt sich im W, in der Canisfluh im Bregenzer Wald ab Malm, im Osten, in der Grestener-St. Weiter Klippenzone ab Rhät erfassen. In den weiten Abschnitten dazwischen sind nur kretazische und alttertiäre Ablagerungen aus diesem Trog an der Oberfläche anzutreffen, die allerdings eine reiche interne, fazielle Zonengliederung namentlich im süddeutschen Raum aufweisen. Die für unseren Vergleich besonders interessanten Ablagerungen des älteren Mesozoikums, wie wir sie also namentlich im östlichen Abschnitt antreffen, werden durch eine litorale bis litoral-neritische Fazies gekennzeichnet mit Einflüssen des schwäbischen Lias, mit solchen aus dem Vorland der Böhmisches Masse im N und namentlich mit engen Beziehungen zur karpatischen Randzone der Pieniden. Die Begründung für die Zugehörigkeit dieser Grestener Zone zum Helvetikum wurde im regionalen Teil (S. 128) gegeben, ebenso wurden die bisherigen Meinungen über die Stellung dieser Zone referiert. Von der außeralpiner Entwicklung, die z. B. auch in den Bohrungen im österreichischen Alpenvorland unter der Molasse angetroffen wurde (s. S. 140), unterscheidet sich die Fazies dieses alpiner Randtroges ebenso klar wie von den inneren alpiner Zonen. Als Charakteristika dieses Raumes verdienen hervorgehoben zu werden: Die Grestener Schichten mit Arkosen und kohleführenden Schiefertönen im Unterlias, die Klastika führenden Neuhauserschichten und Posidonienschiefer des Dogger, die Sandeinschaltungen in den Kössener Schichten, im Tithon-Neokom-Aptychenkalk (und in den neokomen Mergelkalken der Scheibbsbachschichten). Diese und weitere Merkmale bezeugen den selbständigen Charakter dieser Randgeosynklinale (Taf. 9).

Im Gegensatz zu solchen eigenständigen Gesteinstypen sind die typisch alpinen Gesteine auffällig, wie man sie in ähnlicher Art etwa auch in den Nördlichen Kalkalpen antrifft, was zu manchen Überlegungen Anlaß gab. Hierher zählen im untergeordneten Maß die Fleckenmergel und die Kalke mit *Gryphaea arcuata* SOW. des Lias, die spurenhafte im Dogger auftretenden Crinoidenkalk (? Callovien), die einst im Lainzer Tiergarten bei Wien erschlossen waren (und von denen F. TRAUTH vermutete, daß sie den Vilserkalken vergleichbar wären), die hellen, ammonitenführenden Arzbergkalke des Malm, die TRAUTH 1954 mit den roten Steinmühlkalken der Frankenfelder Decke verglich, vor allem aber auch die tithon-neokomen Aptychenkalke und -mergel mit Radiolariten. Die Erklärung für das Auftreten solcher, sonst vorwiegend aus dem Innenteil der Geosynklinale (Kalkalpen) bekannter Gesteinstypen am Ostrand des Helvetikums liegt in der unmittelbaren Verbindung mit der karpatischen Randzone, den Pieniden, in welche diese Faziesinflüsse durch das Aufhören der penninischen und mittelostalpinen Fazies gegen E auf dem Umweg über die zentralen Westkarpaten in nachtriadischer Zeit wirkten. Bereits bei Besprechung der nachtriadischen Schichtglieder der Fortsetzung des Unterostalpins, der Krížna-Decke (S. 144), konnte auf das Durchreichen von jurassischen Schichtgliedern, die in den Nordalpen auf die nordalpine Fazies beschränkt sind, nach N aufmerksam gemacht werden (Fleckenmergel-, Adneter-, Hierlatzfazies, Radiolarite und Calpionellenkalke des höheren Jura usw.). In den Pieniden sind tatsächlich auch noch all die erwähnten, in die Grestener Zone reichenden Typen vorhanden, z. B. Liaskalke mit Gryphaeen, Doggerkrinoidenkalk, Malmradiolarite und -knollenkalke mit Ammoniten, Tithon-Neokom-Hornsteinkalke und -mergel. Sowohl in den Pieniden der Karpaten als auch der östlichen Ostalpen (Wien) treten basische kretazische Eruptivgesteine auf. L. KOBER (1938, S. 106; 1955, S. 238) hatte die vermutete Verbindung von tithon-neokomen Radiolariten und solchen basischen Eruptivgesteinen als fazielles Charakteristikum dieser „Klippen“, die als vorgosauisch einsedimentierte Kalkalpenstirnteile im Flysch, als eine Art „Wildflysch“ gedeutet wurden, angesehen. Diese Pikrite des „Klippengebietes“ bei Wien aber sind (ebenso wie jene der Karpaten-Pieniden) auch nach den neueren Untersuchungen durch E. ZIRKL (1956, S. 300) in die Hüllsedimente der tieferen Oberkreide eingeschaltet, die noch kontaktmetamorph verändert, gefrittet wurden. Sowohl diese Eruptiva als auch vorwiegend oder ausschließlich im Übergangsbereich der Grestener-St. Veiter Zone zu den Karpaten auftretende Typen (Dogger-Crinoidenkalk) bekunden die gegen E gerichtete Zunahme der faziellen Querverbindungen im Jura, die für die Herkunft solcher „alpiner“ Gesteinstypen verantwortlich sind.

Daß an das helvetische Sedimentationsgebiet im S das penninische anschloß, zeigt neben der in den Westalpen unmittelbar noch erkennbaren Position auch die enge fazielle Bindung der dortigen Triassedimente an jene der tiefpenninischen Einheiten. Die Schichtfolge umfaßt dort wie im Schweizer Helvetikum Quarzite, die dem Buntsandstein entsprechen, Rauhwacke und Dolomit des Muschelkalkes und bunte Schiefer als Analogon der dem Keuper entsprechenden Quartenschiefer des Helvetikums. In den Ostalpen kommt diese Bindung nicht zum Ausdruck: Ein Großteil, u. zw. gerade der für den Anschluß interessante Südteil des Helvetikums ist durch die darauflagernden Kalkalpen verdeckt, erst Schichtglieder ab Rhät sind bekannt. Hier steht dieser penninische Trog zufolge der mächtigen

jurassischen und kretazischen Bündnerschiefererien als eine gegen das Helvetikum bzw. die Grestener Zone klar individualisierte Teilgeosynklinale in deutlichem Kontrast. Höchstens die penninischen Liasquarzite könnten als fazielles Gegenstück der Grestener Sandsteine und Arkosen gewertet werden, besonders wenn man die Ausbildung der vermittelnden Liasquarzite der Karpaten berücksichtigt! Im Gegensatz dazu ist die fazielle Bindung des Pennins zur tektonisch nun höheren, ursprünglich an das Pennin im Süden anschließenden Einheit, dem tieferen Unterostalpin, in einprägsamer Art gegeben. Das gilt sowohl für den Bereich des Tauernfensters, als auch für das Engadiner Fenster und den Abschnitt an der West-Ostalpengrenze. Wie sehr dort oberstes Pennin und Unterostalpin faziell miteinander harmonisieren, zeigt die Reihe von Arbeiten, die auf die Schwierigkeiten der Abgrenzung und Trennung der beiden Einheiten in diesem Abschnitt hinweist (P. ARBENZ 1922, F. ROESLI 1945, J. CADISCH 1953). In der Schieferhülle der Tauern gibt es auch im Jura zahlreiche Gemeinsamkeiten zum Jura der tieferen unterostalpinen Decken, mit der Hochfeindfazies (Kalkschiefer, Dolomitbrekzien, Quarzitbrekzien, Karbonatquarzite usw.). Gerade etwa die Ähnlichkeit zwischen der Schwarzeckbrekzie s. 1. des Unterostalpins und der von L. KOBER 1925 entdeckten Brennkogelbrekzie (Begriff erst bei F. KARL 1951) der Schieferhülle waren von KOBER zurecht sogleich als weiteres starkes Argument für die Gleichsetzung der beiden Serien betrachtet worden (1928, S. 275). Beide Brekzien enthalten sowohl dolomitreiche (Pfandscharte bzw. Fuchsalm im Hochfeindgebiet) als auch quarzitschollenreiche (Hochtor bzw. Schwarzeck) Partien. In der einförmigen Schwarzphyllitserie und auch der enormen Mächtigkeit der Kalkglimmerschiefer in Verbindung mit Grünschiefern und Serpentin liegen die Eigenheiten der penninischen Entwicklung. Hier im Herzen der Ostalpen ist dadurch die penninische Fazies klar von allen anderen Faziesbereichen geschieden, während bereits im Engadiner Fenster und weiter im Westen durch die auch im Unterostalpin auftretenden jurassischen bis jüngeren Schichtfolgen aus kalkarmen und kalkreichen Phylliten, Grünschiefern und Quarziten sich einer faziell klaren Trennung, wie erwähnt, Schwierigkeiten entgegenstellen können. Auch die Ophiolite sind hier im Hochpennin ebenso wie im Unterostalpin vorhanden.

Ein in die Einzelheiten gehender fazieller Vergleich des Pennin mit den übrigen Faziesräumen ist in den Ostalpen derzeit noch nicht erstellbar: weder im Engadiner Fenster noch im Tauernfenster. Weder in der Trias noch in den jüngeren Serien ist bisher eine allgemein anerkannte, gesicherte Seriengliederung möglich gewesen, was auf die schlecht charakterisierbare, fast völlig fossilleere, tektonisch stark verschleifte und verschuppte Ausbildung der penninischen Sedimente zurückzuführen ist. Unter den bisherigen Versuchen zur näheren stratigraphischen Gliederung der Trias des Pennins der Tauern kommt jener von A. HOTTINGER 1935 im Vergleich mit den Verhältnissen im anschließenden Unterostalpin als erster der Wahrheit wahrscheinlich am nächsten. Weiter ausgebaut finden wir diese Gliederung bei G. FRASL 1958. Über einem noch zum Perm gerechneten Paket von Quarzit- und Chloritoid-Schiefern (in dem G. FRASL nun auch noch Konglomeratlagen mit Quarzporphyrgeröllen nachweisen konnte), würde die Folge von Quarzit, Rauhwacke, Glimmermarmoren, hellem Dolomit, gipshältiger Rauhwacke und Dolomitschiefer die Trias repräsentieren. Im Vergleich mit dem Unterostalpin kann der Quarzit als Untertrias, Rauhwacke, Bändermarmor und Dolomit als Mitteltrias, die gipsführende Rauhwacke und der Dolomitschiefer als tiefere Obertrias be-

trachtet werden. Problematisch bleibt nach wie vor besonders die Schichtfolge der Obertrias in der Schieferhülle. Es steht in erster Linie das Problem zur Debatte, ob diese unter dem Einfluß der noch randnahen Lage des einstigen Troges in Form von Keuperschiefern (bzw. Quartenschiefern) oder als Serie mit Hauptdolomit vorliege. Durch die vielfache tektonische Störung der Profile läßt sich keine sichere Vertretung der Obertrias namhaft machen. Als Leithorizonte wären Gipse des Karn und das auch in der zentralalpinen Fazies in den Ostalpen sonst stets korallenführende Rhät von Bedeutung. Letzteres konnte noch nirgends im Pennin nachgewiesen werden, sodaß dies vielleicht als Hinweis auf eine schiefriigere Fazies ohne Korallenkalke zu werten wäre. Gipse sind ebenfalls sowohl hier als auch im Nachbarfaziesraum, in der Matreier Zone und im Unterostalpin der Tarntaler Berge vorhanden — in allen Räumen aber nicht endgültig stratigraphisch fixiert (ob karnisch oder vielleicht oberpermisch oder oberskythisch), da in sicheren Vergleichsprofilen der Radstädter Tauern Gips nicht auftritt. Zufolge der klaren Erfassung der permoskythischen penninischen Basisserie (Wustkogelserie) durch G. FRASL werden diese Gipse aber doch dem Karn angehören, da das höhere Perm als Verrucano vorliegt und auch eine relativ gesicherte unter- bis mitteltriadische Folge ohne oberskythischen Gips erkannt ist. Deshalb kommt auch der Meinung von A. HOTTINGER 1931, S. 171; 1935, S. 70 (Quartenschiefer in der Seidwinkeltrias), von H. P. CORNELIUS 1939, S. 253 (Bunter Keuper? als Roßeckschichten in der Matreier Zone bei Kals — dann allerdings als penninisches eingeschupptes Element zu deuten), von G. FRASL 1958, S. 368 (helle Chloritoidschiefer der Brennkogeldecke CLARS dem Quartenschiefer vergleichbar) Bedeutung zu. Trotzdem ist eine Keuperfazies in der penninischen Tauernschieferhülle einigermaßen überraschend, da in der nächsten angrenzenden Zone, in der Unteren Deckengruppe der Radstädter Tauern mit der Hochfeindfazies die Obertrias ausschließlich in der Fazies mit Hauptdolomit entwickelt ist und keine Spur mehr einer Verzahnung mit dem Keuper auftritt. Allerdings muß ja der Übergang dieser Faziesgebiete nicht immer in jener modellartigen Entwicklung zu finden sein, wie er sich etwa in den Westkarpaten zwischen Krížna- und Choč-Decke in der Choč-Decke findet (vgl. S. 143), oder wie man ihn auch noch im Hochpennin an der West-Ostalpen-Grenze antrifft, wo z. B. im Rahmen des Tiefenkasteler Fensters das Nor aus einer Wechselfolge von Hauptdolomit und Quartenschiefern (Keuper) besteht und den Übergang zum Unterostalpin anzeigt, das in diesem Meridian dann nur noch schmale Keuperschieferlagen im Dolomit führt (H. P. CORNELIUS 1935, S. 181). In den Tauern muß demnach ein relativ rascher Wechsel auf kurzer Distanz erfolgt sein, was man ja in gewissem Maß auch an der Ausbildung des Jura in Bezug auf Mächtigkeit und Bedeutung der Typen erkennen kann (Taf. 9).

Noch umstrittener ist die Gliederung der Folge der Bündner Schiefer in den Hohen Tauern, namentlich die Frage, ob die Masse der Schwarzphyllite ins Hangende oder Liegende der Kalkphyllit-Grünschieferserie gehört oder primär wechselagert. Ersteres ist für den Mittelabschnitt der Hohen Tauern wahrscheinlicher, wenn man die tektonischen Gegebenheiten berücksichtigt, wie im Regionalen Teil (S. 111f.) ausgeführt wurde. Insgesamt aber wird man gerade in diesen Sedimenten mit einem starken seitlichen faziellen Wechsel und gegenseitiger Vertretung zu rechnen haben. Als Vergleich seien wieder die Radstädter Tauern angeführt, wo z. B. in der Pleislinggruppe im Wildseekar-Ostteil mächtiger Liaskalkmarmor unmittelbar über der Trias liegt, während zwei km östlich davon in der Gamsleiten-

spitze in der gleichen Einheit die hunderte Meter mächtigen kalkigen Phyllite („Pyritschiefer“) mit geringen Resten von Kalkmarmoren an der Basis der Trias auflagern, was trotz aller Tektonik wohl nur durch eine Beteiligung fazieller Differenzierung erklärt werden kann.

Der stratigraphische Umfang der Bündnerschieferserie im Tauernfenster kann nicht über die tiefere Unterkreide hinausreichen, da aus regionalgeologischen Gründen (vgl. S. 136 und 193) im Cenoman die Region der Tauern bereits durch die ostalpinen Decken überschoben war.

Die Gliederung des mesozoischen Faziestroges, aus dem die heutige Schieferhülle der Tauern entstammt, wird naturgemäß erst nach genauer Detailaufnahme des Gesamtgebietes möglich sein, unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse. Nach dem bisher bekannten Bau und nach dem Fossilfund im Hochstegenkalk zu schließen, lassen sich aber bereits jetzt zwei Hauptfaziesräume trennen. Der eine wird durch die geringmächtige, lückenhafte, dolomitisch-kalkige Hülle der Kerne repräsentiert und befand sich primär nördlich des zweiten, aus dem das Deckensystem der Unteren und Oberen Schieferhülle und der Klammkalkzone stammt und der die mächtige kalkig-schiefrige Serie der nachtriadischen Bündnerschiefer aufnahm. Dabei hat die Hochstegenfazies schräg zu den heutigen Deckengrenzen in den Schieferhüllen im Westen noch weiter nach S in den Raum der heutigen Unteren Schieferhülle gereicht. In diesem Faziesraum im N über den Kernen lagert ähnlich wie bei den tatrigen Kernen der Karpaten eine äußerst lückenhafte Sedimenthülle unmittelbar über Kristallin, wenn man die Typlokalität bei Hochstegen zum Ausgangspunkt der Betrachtung macht. Ähnlich wie hier lagert allgemein der oberjurassische Hochstegenkalk oder -dolomitmarmor, mit dem man im Osten die Angertalmarmore und Silbereckmarmore verglich, über einer geringmächtigen Trias oder unmittelbar auf dem permoskythischen Hochstegenquarzit.

Noch weniger geklärt sind die Verhältnisse im Pennin des Engadiner Fensters, wo Tief- und Hochpennin unterschieden wird, aber trotz verschiedener Deutungen noch keine allgemein anwendbare altersmäßige Gliederung in wohldefinierte Serien möglich war, wie auch die Arbeit von L. KLÄY (1957) wieder zeigte. Die Herkunft der wenigen, bisher bekannten Fossilien, die aus dem Pennin des Engadiner Fensters stammen sollten, wurden außerdem durch KLÄY wieder in Frage gestellt, der vermutete, daß die von G. TORRICELLI 1956 aus der basalen Bündnerschiefer-Serie gemeldeten Campan-Maastricht-Foraminiferen eher dem Hochpennin oder Unterostalpin angehören, ferner der als *Discocyclina* von W. PAULCKE 1910 beschriebene Orbitoide eher dem Unterostalpin als dem Hochpennin. Die im östlichen Unterengadin von W. SCHILLER (1904) aufgestellte Gliederung der nachtriadischen (jurassischen und kretazischen) Schiefer in graue und bunte Bündner Schiefer wurde auf österreichischer Seite von W. HAMMER (1914) übernommen und von W. MEDWENITSCH (1953) in eine als altersmäßige Abfolge gewertete Reihe von grauen, hellen und bunten Bündner Schiefen erweitert. Tertiäre Anteile sind im Pennin des Engadiner Fensters nicht nachzuweisen.

Die unterostalpine Entwicklung läßt sich im Mittelabschnitt der Ostalpen am idealsten in den Radstädter Tauern studieren. Hier liegt in der tektonisch tieferen Hochfeindgruppe eine komplette mesozoische Serie vom Skyth bis zum Neokom ? vor, in der Pleislinggruppe, die einer höheren tektonischen Einheit und

der überaus klaren Nordvergenz zufolge einem südlicheren Ablagerungsraum innerhalb des Unterostalpins angehört, eine mesozoische Folge vom Skyth bis zur Lias-Dogger-Grenze in mächtiger und reicher Entfaltung (Taf. 9). Die Einzelheiten der stratigraphischen Entwicklung brauchen hier nicht im Detail dargelegt zu werden, da eigene neue Einzelarbeiten darüber vorliegen (Pleislinggruppe 1956, Mosermanngruppe 1958, Hochfeindgruppe 1959, Twenger Wandzug: im Druck). Es soll vielmehr auf Grund dieser unterostalpinen Schichtfolgen im Vergleich mit nord- und südalpinen Folgen das Wesen der „zentralalpinen“ Fazies herausgearbeitet werden. Dies ist umso notwendiger, da dieser Begriff zwar seit F. FRECH zum geläufigen Inventar der Ostalpengeologen gehört, aber sein Inhalt nie klar definiert, sondern nur in „Gegensatz zu der nord- und zu der südalpinen Entwicklung“ (F. FRECH 1906, S. 405) gestellt wurde.

Unter den vorhandenen kurzen Charakteristiken ist jene von H. P. CORNELIUS (1949, S. 238) am klarsten: „Verhältnismäßig geringe Mächtigkeit der rein marinen Glieder und starke terrigene Beeinflussung, die im Nor bis zur vollkommenen Ersetzung durch die Keuperfazies gehen kann — soweit Nor überhaupt entwickelt ist.“ CORNELIUS geht aber dabei offenbar in erster Linie von den damals noch unzureichend bekannten Verhältnissen am Semmering und im Pennin der Tauern aus. Die Charakteristik ist dadurch so eng gefaßt, daß sie nicht einmal für das auch von CORNELIUS als Kerngebiet dieser Fazies bezeichnete Unterostalpin zutrifft, abgesehen vom Spezialfall der karpatisch beeinflussten Semmeringtrias. Naturgemäß wurde dadurch von CORNELIUS auch das seit alters (F. FRECH in G. ARTHABER 1906) als zentralalpin betrachtete und mit den Radstädter Tauern und den Tarntaler Bergen oft verglichene Brennermesozoikum und seine westlichen Äquivalente (Ortler usw.) vom zentralalpinen Faziesgroßraum ausgeschlossen.

Für eingehendere fazielle Vergleiche ist eine wesentlich verfeinerte Charakteristik der zentralalpinen Fazies nötig. Sie muß beruhen auf dem typischsten und bestbekanntesten Profil (Radstädter Tauern) und aber auch die faziellen Variationsmöglichkeiten beinhalten, die in sicher diesem Faziesgroßraum zugehörigen Abschnitten zu beobachten sind (z. B. zunächst Pennin und Unterostalpin weiter im W und E). Folgende Wesenszüge sind in diesem Sinne von der alpidischen Serie in der zentralalpinen Fazies hervorzuheben:

Die Serizit-Quarzitschiefer im Liegenden des skythischen Quarzites repräsentieren auf Grund des regionalen Vergleiches die Vertretung der höherpermischen Grödener Schichten und des Bellerophon-Niveaus in der zentralalpinen Fazies. Sie sind die Äquivalente des Alpenen Verrucano in diesem Raum. Die ausführliche Begründung dieser Einstufung wird Seite 161 f. gegeben. Ebenso wie sonst im Alpenen Verrucano sind auch hier Einschaltungen von Porphyroiden in Form von Lagen oder Geröllen charakteristisch (vgl. S. 163). Als differenzierendes Merkmal zwischen zentral- und nord-süd-alpiner Entwicklung ist für letztere, vom äußersten W abgesehen, das Auftreten der gipsführenden Fazies im Oberperm zu werten. Im südalpinen Bereich ist dies die gipsführende Fazies des Bellerophondolomites, in der nordalpinen Fazies das ebenfalls ausschließlich oberpermische gipsreiche Haselgebirge, das hier in der bis zur Salzbildung führenden, stärker salinar beeinflussten Wanne das gesamte Bellerophonniveau vertritt. Daher ist das Auftreten von Gips über den Grödener Schichten und deren Äquivalenten in Sedimentresten der alpidischen Ära im Raum der heutigen Zentralalpen bereits ein Hinweis dafür, daß hier Reste in nord- und nicht in zentralalpiner Fazies vorliegen. Die Umkehrung

dieses Satzes gilt nicht, da in der nordalpinen Fazies nicht überall Gips auftritt, sondern in bestimmten Teilen des steirisch-kärntnerischen Raumes (etwa im Hangenden der permischen, quarzporphyrführenden Prebichl-Griffener-Schichten) fehlt. In der zentralalpiner Fazies hingegen fehlen diese gipsführenden Serien im Liegenden des Skythquarzites generell. Die als Permoskyth von W. МЕДВЕДИТСК (1953, S. 179) aus dem Unterostalpin des Engadiner Fensters eingestuftes Gipse mit fraglicher Altersstellung können entweder der Obergrenze des Skyths (vgl. Unterostalpin der Err-Bernina-Decke) oder dem Karn (vgl. mittelostalpine Einheiten dieses Raumes: Engadiner Dolomiten, Ducan, Aela-Decke usw.) angehören.

Das Skyth wird in der zentralalpiner Fazies durch den Lantschfeld-(Semmering-)Quarzit repräsentiert. Im Westen, wo diese Fazies des metamorphen Buntsandsteins durch alle Teiltröge hindurch bis in die Nordtiroler Fazies des Oberostalpins der Nördlichen Kalkalpen bzw. in die Südalpen (Lombardische Alpen) durchgreift, ist keine fazielle Differenzierung der Großräume in diesem Niveau möglich. Im Hauptteil der Ostalpen aber, wo die fazielle Differenzierung allgemein stärker ist, wie die hochmarine Entwicklung im Zentrum der ehemals breiteren Geosynklinale zeigt (nordalpine Fazies, Dolomiten) kommt auch bereits dem Skyth verschiedene Ausbildung zu: In der zentralalpiner Fazies liegt es als noch stärker vom Außenrand beeinflusstes Sedimentgestein, als Quarzit, also als metamorpher Buntsandstein, vor. In der nordalpinen Entwicklung ist bereits vom Land Salzburg gegen E in den Nördlichen Kalkalpen und ebenso in dem in nordalpiner Fazies entwickelten Drauzug und in den Nordkarawanken Werfener Schiefer das ausschließliche oder vorwiegende Gestein dieser Stufe. Neben der Werfener Schuppenzone — dieser noch tirolisch-oralpinen Zone — innerhalb der Nördlichen Kalkalpen erscheint gerade im Nordteil des voralpinen Bereiches im Liegenden der Werfener Schiefer, wo tektonisch noch nicht abgesichert, ebenfalls noch Quarzit im tieferen Skyth, spärlich vertreten bis zum Ostrand der Kalkalpen bei Wien (Burg Liechtenstein, Stirn der Ötscherdecke). Man erkennt, daß der aus dem Buntsandstein hervorgegangene Quarzit (bzw. die Arkose) auch im Ostabschnitt der Ostalpen noch in den nordalpinen Faziesraum hineinreicht, hier aber stets schon Werfener Schiefer als Begleitgesteine im Hangenden auftreten, während ausschließlich aus Quarzit (Arkose) bestehendes Skyth im Abschnitt E vom Meridian durch den Ostrand Nordtirols sehr wohl einen Hinweis auf zentralalpine Fazies zu liefern vermag.

An der Obergrenze des Skyth stellt sich in manchen Abschnitten des Unterostalpins (Semmering), besonders aber im später ausführlicher besprochenen mittelostalpinen Faziesraum eine wechselvolle Serie aus Serizitschiefern, Quarzschiefen, unreinen Kalk- und Dolomitschiefern, die z. T. in Umwandlung in Rauhwacke stehen und vielfach eingeschalteten Rauhwacken ein, die als „Rauhwackenserie“ der Skythobergrenze bezeichnet werden soll. Die Einstufung ins oberste Skyth wird S. 163 begründet.

Das Anis in den Radstädter Tauern als Typusprofil für die zentralalpine Entwicklung besteht, abweichend von den Profilen in nord- und südalpiner Fazies, aus einer Folge von Rauhwacken oder rauhwackigem Dolomit, Tonschiefern, gelegentlich mit schmalen Dolomitbrekzien, blaugrauem, rosa oder gelbem, spärlich Crinoiden führendem Kalk mit Dolomitschlieren und Hornsteinknollen im Oberteil, dann dunklem, gegen oben heller werdendem Dolomit mit Brekzien an der Basis und Crinoiden in den Hangendpartien (Trochitendolomit), über dem dann der

ladinische, diploporenführende Wettersteindolomit folgt. Diese charakteristische mitteltriadische Kombination kann über weite Teile der Ostalpen im Bereich der zentralalpiner Fazies mit nur geringen Abwandlungen verfolgt werden: Mit einer z. T. noch reicheren Schichtgliederung in den Radstädter Tauern, mit einer manchmal ärmeren Ausbildung in den anderen Abschnitten. Im Pennin ist diese Serie bisher noch nicht gegliedert worden, gleicht aber in den Hauptzügen. Im Unterostalpin hingegen läßt sie sich über weite Strecken parallelisieren, wie etwa der Vergleich zwischen Radstädter Tauern und Semmeringmesozoikum zeigt (A. TOLL-MANN 1958), das ja später in der Obertrias durch den verstärkten Einfluß der karpatischen Entwicklung mit dem Keuper stark vom Westen abweicht. Auch im Mittelostalpin gleicht gerade die Mitteltrias im Großteil der Ostalpen, wo sie näher erfaßt wurde, weitgehend dem gegebenen Profil, ist aber allgemein ärmer. Nur am Westrand der Ostalpen ist im Anis des Mittelostalpins eine stärkere Individualisierung auf kürzeren Strecken bemerkbar, wie S. 164 ausgeführt werden wird. Im Ladin herrscht Wettersteindolomit statt Kalk in der zentralalpiner Fazies.

Die Obertrias muß keineswegs, wie CORNELIUS besonders auf Grund der Untersuchungen im Semmeringssystem und in der Tauernschieferhülle meinte, den Vorlandeinfluß (Keuperfazies) deutlich erkennen lassen, dies trifft nur für den randlicheren (nördlicheren) und den östlichsten Teil, der unter Karpateneinfluß stand, zu. Auch muß die Mächtigkeit nicht gering sein, die Serien müssen primär nicht lückenhaft sein. All dies sind spezielle Fälle — wohl sehr aufschlußreich für die ursprüngliche Position der zentralalpiner Fazies gegenüber der nordalpiner, aber nicht zu verallgemeinern. Die normale Entwicklung in den Radstädter Tauern im Zentrum des zentralalpiner Raumes der Ostalpen, zeigt eine mächtige, in vielem dem kalkvoralmine Gebiet vergleichbare Schichtfolge. Mächtiges, wechselvolles Karn aus Tonschiefer, Sandstein, Brekzien, aus zurücktretendem Kalk und mächtigem, untergeordnet auch rauhwackigem Dolomit und mit Gips in den Tarntaler Bergen?, 300 m mächtiger Hauptdolomit, ein in der Fazies der Kössener Schichten entwickeltes tieferes Rhät aus Tonschiefern und dunklen, fossilreichen Korallenkalken und ein megalodontenführender oberrhätischer Dachsteinkalk bis -dolomit charakterisieren die nicht in Keuperfazies entwickelte zentralalpine Obertrias, bei der in der mittelostalpinen Unterzone noch der oberrhätische Plattenkalk hinzukommt. Auf Grund der nicht in Keuperfazies ausgebildeten Obertrias wäre also eine Unterscheidung zwischen zentralalpiner Fazies und voralpiner Fazies der Nördlichen Kalkalpen unmöglich! Hierzu helfen im Nichtkeuperbereich eben die Kriterien der Unter-, Mitteltrias und des Jura. Hingegen zeigt die Obertrias der zentralalpiner Fazies den allmählichen Übergang zur voralpiner Fazies an, besonders wenn man die Zunahme der Bedeutung des oberrhätischen Plattenkalkes in der einstigen Geosynklinale gegen S hin berücksichtigt. Innerhalb der zentralalpiner Obertrias sind besonders im Karn starke primäre Mächtigkeitsschwankungen und fazielle Änderungen kenntlich, auch auf kurze Distanz in der gleichen tektonischen Einheit, wie etwa in der Pleislinggruppe in den Radstädter Tauern, wo dem reich gegliederten Karn mit Schiefen, Brekzien, Kalken, ja sogar den Lunzer Schichten äquivalenten Sandsteinen und den Dolomiten der Nordseite, wo außerdem noch eine Serie von wechselvollen Partnachschiefern im Liegenden des Karn die rasch wechselnden Sedimentationsbedingungen unterstreicht, in den kaum zwei Kilometer entfernten Südwänden durchwegs das vom übrigen Triasdolomit nur durch etwas dünnere Bankung unterschiedene, schwer abgrenzbare Karn in der ein-

heitlichen Dolomitfolge vom Wettersteindolomit zum Hauptdolomit gegenübersteht. Daher ist es auch verständlich, daß anderswo in der zentralalpinen Fazies das Karn ähnlich reduziert sein kann (Kalkkögel).

Wiederum als Kriterium für die „zentralalpine“ Fazies dient die Ausbildung des Jura — soweit dieser noch in den einzelnen, lückenhaften Vorkommen vorhanden und erkannt ist. In den Radstädter Tauern reicht die brekzienreiche Fazies der Hochfeindgruppe bis über den Jura hinaus. In der Pleislinggruppe treten die Brekzien mehr zurück. Gemeinsam aber ist allen Teilfaziesbereichen innerhalb der Radstädter Tauern, aber auch innerhalb des gesamten zentralalpinen Mesozoikums (inklusive dem Pennin), die mächtige Entwicklung des Lias mit unreinen, sandigen, kalkigen bis tonigen Schiefern, die lokal reich an Brekzien, Sandstein- bzw. Quarzitbänken sind und die ebenfalls schiefbrig-sandige Entwicklung des radiolaritführenden Doggers bis höheren Juras mit gelegentlichem Auftreten von „Aptychenkalken“. Wiederum tritt im Westen, im Grenzgebiet zu den Westalpen, einerseits eine stärkere individuelle Gliederung des Jura im Unter- und Mittelostalpin auf, andererseits eine deutlichere Annäherung des mittelostalpinen Jura an die Verhältnisse des einst südlich anschließenden nordalpiner Faziesraumes. Der im gesamten zentralalpiner Faziesraum der Ostalpen durch die feinstsandig-schieferigen, oft auch brekzienreichen Serien gekennzeichnete Jura steht aber in den Ostalpen in klarem Gegensatz zum Jura des nordalpiner Faziesbereiches mit seinen typischen Schichtgliedern vom Adneterkalk und Hierlatzkalk an, sodaß allein dadurch schon der manchmal in der Literatur auftauchende Gedanke von einer primären Einfügung von Teilen des zentralalpiner Mesozoikums innerhalb der kalkalpiner Entwicklung, etwa zwischen „Voralpin“ und „Hochalpin“ hinfällig ist.

In Kurzform läßt sich demnach die zentralalpine Fazies in den Ostalpen wie folgt charakterisieren: Typisch für das höhere Perm ist Alpiner Verrucano, kein Gips, für das Skyth Sandstein bis Quarzit, kein Werfener Schiefer oder dessen Metamorphit, für das oberste Skyth die „Rauhwickenserie“ oder noch Quarzit, für das Anis die Kombination von Rauhwicken und Basisschiefern im Liegendteil, Kalk im Mittelabschnitt und Trochitendolomit im Hangendteil. Besonders charakteristisch ist ferner die Ausbildung des Jura (bzw. der Kreide, wenn vorhanden) in Form einer sandig-schiefrig-kalkig-brekziösen, oft sehr eintönigen Serie; Adneterkalk, Hierlatzkalk usw. fehlen. Als allgemeine Kriterien sind hervorzuheben: der häufige Brekzienreichtum in allen Niveaus, ein stärkerer Vorlandeinfluß gegenüber der nord-süd-alpiner Fazies, der sich teils in der Biofazies und in der schon primären (!) Fossilarmut, teils, oft aber nur in bestimmten Abschnitten, in der Lithofazies (Keuper u. a.) äußerst. Hingegen können etliche, bisher zuweilen angeführte Merkmale nicht zu einer allgemeinen Charakteristik dieser Großfazies herangezogen werden: Die geringe Mächtigkeit ist ebenso wie die Lückenhaftigkeit keineswegs als primäres Merkmal aufzufassen (Gegenbeispiel: Radstädter Tauern), auch nicht etwa nur am Beispiel der von H. P. CORNELIUS hervorgehobenen Obertrias, da ja die Keuperfazies kein generelles Merkmal darstellt. Ebenso darf natürlich weder die schlechte Gliederbarkeit noch die durch die Durchbewegung erzeugte Metamorphose zur Charakterisierung herangezogen werden. Die hier als allgemeingültig angeführten differenzierenden Merkmale erscheinen demnach zwar etwas dürftig, doch darf nicht übersehen werden, daß die einzelnen Teilfaziesräume noch jeweils eine Reihe guter zusätzlicher Charakteristika aufweisen, die sie klar von den anderen Faziesgroßräumen unterscheiden, aber hier nicht als allgemeingültige Kriterien für die

gesamte zentralalpine Entwicklung angeführt werden können. Man denke z. B. nur an die typischen Mächtigkeitsunterschiede von Trias und Jura im Pennin, den Brekzienreichtum im Unterostalpin usf. Nicht unerwähnt soll schließlich bleiben, daß die Auswirkungen des triadischen Vulkanismus der Südalpen, der ja noch stellenweise, besonders im W, in die nordalpine Fazies durchreicht, in der zentralalpiner Fazies nicht mehr zu spüren sind — mit Ausnahme des Westrandes, wo im südlichsten Abschnitt, im mittelostalpinen Karn Bündens und des Engadins, gelegentlich tuffogene Sandsteine auftreten. Hier aber spielt ja das rasche primäre Auslaufen des nordalpinen Faziestrogas gegen W mit einer Rolle. Im ophiolithreichen Jura der zentralalpiner Fazies herrschen dann gerade umgekehrte Verhältnisse im Hinblick auf Fehlen von Vulkanismus in der süd-nord-alpinen Jurafazies.

Für diese Charakteristik des zentralalpiner Faziesgroßraumes wurde vom zentral gelegenen Abschnitt der Radstädter Tauern ausgegangen. Nun erst kann nochmals auf die zentrale Rolle dieses Gebietes für diese Frage verwiesen werden: Zentral im Hinblick auf die diesem Großraum angehörige penninische Fazieszone im Norden und die einst südlich anschließende mittelostalpinen Geosynklinale, die ebenfalls gerade auf Grund der angeführten Merkmale zentralalpiner Charakter aufweist, wie noch näher ausgeführt werden wird. Zentral aber auch hinsichtlich der faziellen Abwandlung im Streichen des Unterostalpins gegen W und E: Der karpatische Einfluß in der Obertrias des Semmerings wurde schon hervorgehoben. Im Bereich des Tauernfenster-Rahmens bleibt der Sedimentcharakter des Unterostalpins im wesentlichen gleich, auch die Gliederung in die brekzienreiche Hochfeindfazies im N und die Pleislingfazies im einst südlicheren Teiltrog trifft man in den Tarntaler Bergen in gleicher Art wieder, auf verschiedene Teildecken aufgeteilt. Gegen W hin ändert die Fazies in manchem ab, auch in der Trias, die ja im Engadiner Fenster, in der Falknis- und Sulzfluh-Decke nur sehr fragmentarisch erhalten ist, aber in der Aroser Schuppenzone und besonders in der Err- und Bernina-Decke doch mächtig und gut gegliedert vorliegt. Hier spürt man, wie ja vom Westen als allgemeine Erscheinung bereits hervorgehoben wurde, den Vorlandeinfluß noch etwas weiter gegen das Innere der Geosynklinale hin, z. B. in der höheren Trias in Form von bunten Tonschieferlagen, vergleichbar dem „Keuper-schiefer“, der im Karn und Nor im Dolomit auftritt (H. P. CORNELIUS 1935, S. 181). Für die Juraentwicklung des Unterostalpins am Westrand der Ostalpen ist analog den Verhältnissen in der Hochfeindfazies der Brekzienreichtum im Lias und im Malm charakteristisch. Die Brekzien reichen auch z. T. (Err-Decke) in die Kreide. Die Sedimentation schließt mit der Oberkreide, Tertiär wird im Engadiner Fenster von J. CADISCH 1953, S. 414 auf Grund der flyschartigen Entwicklung der obersten Anteile der Tasnaseie angegeben, ist aber nicht fossilmäßig gesichert. Als weiteres Merkmal kommt im Westen noch die Ophiolithführung in der unterostalpinen Einheit (besonders in der Aroser Schuppenzone) hinzu, die sich hier als Gemeinsamkeit mit dem Hochpennin (Platta-Decke) erweist. Gegen Osten reicht dieser Ophiolithreichtum des Unterostalpins noch bis in den Rahmen des Tauernfensters (Reckner-Serpentin in den Tarntaler Bergen).

Jene Ausbildung des zentralalpiner Mesozoikums, die sich am Rücken der nächsthöheren tektonischen Einheit über dem Unterostalpin, dem Mittelostalpin, in Resten unmittelbar auf dem Kristallin der Zentralalpen erhalten hat, habe ich auf Grund bestimmter fazieller Abweichungen von der unterostalpinen Fazies 1959, S. 47 als „mittelostalpinen Fazies“ bezeichnet. Dieser Faziesraum deckt

sich wiederum, wie bei den meisten übrigen Einheiten in den Ostalpen, mit der gleichnamigen tektonischen Einheit. Der Ausgangspunkt für die fazielle Beurteilung der Verhältnisse zunächst im Mittelostalpin E vom Tauernfenster ist das Standardprofil des Stangalm-Mesozoikums, dem in dieser Hinsicht die gleiche Bedeutung zukommt, wie dem Radstädter Profil für das Unterostalpin. Die Serien reichen hier, allerdings durch Verschuppung und durch tektonische Lücken unterbrochen, vom Skythquarzit bis zum höheren Jura. Entscheidend für die Zuordnung zur zentralalpiner Fazies sind die starken Gemeinsamkeiten mit dem Unterostalpin der Radstädter Tauern, durch die sich die einstige Nachbarschaft der Sedimentationströge widerspiegelt. Als wesensbestimmende Merkmale der zentralalpiner Fazies dieses Raumes finden wir wieder (Taf. 6, 7): Skyth ausschließlich in Form des Semmeringquarzites, Fehlen von Werfener Schieferen, die in diesem Meridian charakteristisch für die nord- und südalpiner Faziesräume sind. Mitteltrias liegt in der charakteristischen Kombination Rauhwacke, Anistonschiefer, Aniskalk, lokal mit Dolomitschlieren und Hornsteinknollen, dunkler Anisdolomit und heller Ladindolomit vor. Die Obertrias zeigt wieder Ähnlichkeit zur voralpiner Fazies, der Jura wird durch die unreinen kalkig-tonigen Schiefer als zentralalpin markiert. Daneben aber machen sich bestimmte Unterschiede geltend, die es gestatten, eine Trennung von der unterostalpinen Fazies durchzuführen, die der mittelostalpinen Fazies eine Zwischenstellung zwischen der unterostalpinen und kalkvoralpinen Entwicklung einräumen. Der Hauptunterschied liegt im Auftreten des in den Radstädter Tauern noch fehlenden obernorischen Plattenkalkes, der ja dann im Voralpin noch bedeutend größere Mächtigkeiten erlangt. Im Stangalm-mesozoikum (Eisentalhöhe) schaltet sich dieser Plattenkalk als 20 m mächtige Folge ein. Als weitere Merkmale der mittelostalpinen Fazies kommen hinzu: das Zurücktreten der Brekzien, sowohl in der Trias als auch besonders im Jura (Lias), ferner die Ausbildung des höheren Jura in Form von Radiolariten und Flaserkalken („Aptychenkalken“) vom Typus der voralpinen Entwicklung. Verfolgen wir die Ausbildung des Mittelostalpins noch weiter gegen S, also näher an die einst dort angrenzende voralpine Ausbildung, so können wir eine weitere Annäherung an die dort herrschenden Verhältnisse erkennen. Die südlichsten Vorkommen liegen im Westteil des Klagenfurter Beckens im Raum Faakersee-Rosegg. Zwar ist nur Oberperm, Unter- und Mitteltrias vorhanden, aber auch diese lassen ja im Ostteil der Ostalpen, wie erwähnt, eine sichere Unterscheidung zwischen zentralalpiner und nordalpiner Fazies zu (Fehlen der Werfener Schiefer im Mittelostalpin usw.). Das weitgehende Zurücktreten bis Fehlen der oberstskythischen und unteranisischen Rauhwacken, Schiefer und Brekzien weist aber bereits auf die erwähnte Annäherung an den voralpinen Charakter.

Wiederum lassen sich im mittelostalpinen Raum Faziesänderungen im Streichen gegen E und W, besonders im Westen in Korrespondenz zu jenen in den benachbarten Teiltrögen beobachten. Im Osten ist wiederum über der dem Alpenen Verrucano äquivalenten Rannachserie nur Unter- und Mitteltrias erhalten geblieben. Dieser tiefere Teil der Trias ist (z. B. im Thörl Mesozoikum) faziell, wie erwähnt, weitgehend der unterostalpinen Fazies ähnlich. Die Abwandlungen im Ostabschnitt der Zentralalpen bei diesen Serien betreffen in erster Linie die Mächtigkeiten der Schichtglieder. Besonders auffällig ist z. B. die große Mächtigkeit des Alpenen Verrucano in Form der Rannachserie. Als Charakteristikum des gesamten Mittelostalpins, abschnittsweise aber auch auf andere Zonen (z. B. Unterostalpin)

übergreifend, ist die Ausbildung einer Wechselfolge von Serizitquarziten, Rauhwacken und rauhwackigen Dolomiten oder Kalken zwischen dem Skythquarzit im Liegenden und dem karbonatischen Anis im Hangenden erwähnenswert („Rauhwackenserie“). Dieser oberskythische Grenzhorizont ist besonders im Westen, im zentralalpinen Mesozoikum auf Schweizer Gebiet ausgeprägt (sog. „Campiler Niveau“), wurde von Mauts-Stilfes erwähnt und findet sich im Osten in mächtiger Entfaltung in der noch immer nicht fossilbelegten, aber der Serienentwicklung nach zur Trias gehörigen Raasbergserie.

Im Abschnitt W des Tauernfensters blieben ausgedehntere, umfangreichere Vorkommen von mittelostalpinem Mesozoikum erhalten. Der Faziesgegensatz zwischen dem mittelostalpinem Stubai-Mesozoikum und dem auflagernden nordalpinen der Blaserdecke wurde schon S. 84 besprochen. Hier soll nur daran erinnert werden, daß die Zugehörigkeit des Brenner(Stubai-Mesozoikums zur zentralalpinen (mittelostalpinen) Fazies namentlich auf dem unrein kalkschieferigen, auch sandigen Jura mit Radiolariten beruht. Abweichend vom sonstigen zentralalpinen Charakter tritt an der NE-Ecke der Kalkkögelgruppe ober der Muttereralm unter dem Wettersteindolomit lokal ein 60 m mächtiges Vorkommen von Partnachtschiefern auf, ähnlich wie in der nordalpinen Fazies. Die übrige Ausbildung des Stubai-Mesozoikums aber kann im Verein mit der tektonischen Stellung trotzdem nicht an der Zugehörigkeit zum Mittelostalpin zweifeln lassen.

In noch größerem Umfang als im Brennermesozoikum und seinen Ausläufern ist W der Ötzmasse mittelostalpinen Mesozoikum erhalten, außerdem in reicherer fazialer Differenzierung. Hierher gehört die Region der Engadiner Dolomiten, der Aela-Ortler-Zone, des Ducan, der Landwasserplatte und das diesem Mesozoikum noch fazial verbundene der Arosen Dolomiten und der Tschirpen-Decke. Neben den tektonischen Problemen wurden auch die fazialen Beziehungen dieser Vorkommen zueinander und zu den Südalpen und Nördlichen Kalkalpen namentlich von Schweizer Forschern erörtert. Mit Hilfe tabellarischer Zusammenstellungen wurde eine Klärung der Verhältnisse seit H. EUGSTER 1923, W. LEUPOLD 1934 und R. KLEBELSBERG 1935 angestrebt. Im folgenden sei der Vergleich dieser Vorkommen schrittweise in der stratigraphischen Reihenfolge dargelegt, dann zusammenfassend beurteilt.

Vorausgeschickt sei bei dieser Gelegenheit eine erstmalige Kurzzusammenfassung über den Alpenen Verrucano in der zentralalpiner Fazies der Ostalpen, da sich die richtige Beurteilung und Einstufung dieser unter verschiedenen Bezeichnungen und Einstufungen auch in den Ostalpen vorhandenen alpidischen Basisserie gerade erst durch den Vergleich mit den westlichen, schweizerischen und den dort benachbarten südalpiner „Verrucano“-Vorkommen vornehmen läßt. In der zentralalpiner Fazies der Ostalpen besteht diese zuweilen auch als „Verrucano“ bezeichnete Basis des alpidischen Sedimentationszyklus im Liegenden des Semmering-Lantschfeldquarzites aus Serizitquarziten, Serizitschiefern, Quarziten, Schiefern, Arkosen, Konglomeraten mit Porphygerollen und Porphyroiden. In den Schweizer Alpen reicht diese Ausbildung („Verrucano“) im Liegenden des Buntsandsteins durch alle Faziesbereiche vom Helvet bis in die Südalpen durch. Gerade aber in den Südalpen läßt sich durch die Parallelisierung mit dem östlichen Gebiet (Dolomiten) mit vorwiegend mariner Entwicklung der stratigraphische Umfang des „Verrucano“ am besten abschätzen: In Südtirol vertritt das Unter-Perm und untere Mittelperm (Rattendorfer- und Trogkofel-Stufe) der Bozener Quarzporphyr; oberes Mittel-

perm repräsentieren die Grödener Schichten, Oberperm die gipsführenden Bellerophonschichten (n. F. KAHLER 1960, Tab. 5). Die Äquivalente der Grödener Schichten und des Oberperm sind auch noch in der nordalpinen Fazies (Prebichl-Griffener-Schichten und Haselgebirge) ausgebildet. In der zentralalpiner Fazies hingegen vertritt ebenso wie in den Schweizer Alpen der „Verrucano“ die Grödener Schichten, aber auch die Bellerophon-Schichten, da in den Ostalpen darüber allgemein konkordant und oft durch Übergang verbunden das Skyth in Form des metamorphen Buntsandsteins, als Quarzit, folgt. Im Westen ist stellenweise eine leichte Diskordanz vorhanden (vgl. H. BOESCH 1937 über die Engadiner Dolomiten), sodaß dort mit einer Schichtlücke zu rechnen sein könnte. Allgemein aber muß der „Verrucano“ der Alpen als Äquivalent der Grödener und Bellerophonschichten (Sosio- und Bellerophonstufe) gelten, was auch U. & M. DE SITTER (1949) in ihrer Standardarbeit über die Bergamaskeralpen, wo der „Verrucano“ reichst und mächtig entwickelt ist, folgerten.

Betreffs des Sedimentcharakters wird der Alpine Verrucano aus dem Bündener Gebiet (Engadiner Dolomiten) von H. BOESCH 1937 als eine kontinentale Wüstenbildung ohne klare Schichtung, bestehend aus feinsten Flugtonen bis zu ausgeblasenen tonfreien Arkosen angegeben, wobei BOESCH erst mit dem Beginn des Buntsandsteins das Einsetzen der aquatischen Sedimentation annimmt, da erst dort Schichtung, Rippelmarks u. a. auftreten. In nomenklatorischer Hinsicht wurde nach langer Diskussion in der Literatur nun insofern Klarheit geschaffen, daß der von P. SAVI 1832 geprägte Begriff „Verrucano“ in der ursprünglichen Fassung nach L. TREVISAN 1955 sich nur auf den an Konglomeraten reichen Oberteil des Profils des Monte Verruca bei Pisa bezog, welchem nach neueren Untersuchungen (F. v. HUENE 1940 u. a.) karnisches Alter zukommt. Erst später verwendeten SAVI & MENECHINI (1850) den Begriff in erweitertem Sinne für die gesamte, auch ältere Schichtglieder im Liegenden umfassende Gesteinsfolge. Die Bezeichnung „Verrucano“ darf aber, da sie in der Originalfassung nur für die Schichten, denen nach der Neuuntersuchung karnisches Alter zukommt, gedacht war, nicht auf die am Montè Verruca vorhandenen pflanzenführenden, älteren Schichten (dort nur Mittelkarbon-Untersperm in Form dunkler Schiefer) ausgedehnt werden, ebenso nicht auf die höherpermischen petrographisch ähnlichen Bildungen in den Alpen. Diese müssen daher trotz des hier weit verbreiteten Terminus „Verrucano“ mit einem anderen Namen belegt werden, als welcher nach B. ACCORDI (1956) der Ausdruck „Alpiner Verrucano“ am geeignetsten erscheint. Auf einen Begriff für diese Schichten in den Alpen ganz zu verzichten, ist ungünstig, die Verwendung etwa des Begriffes Grödener Schichten für den Alpiner Verrucano ist zufolge des geringeren Umfanges ersterer unzulässig.

Zum Alpiner Verrucano gehören im zentralalpiner Faziesraum der Ostalpen die folgenden stratigraphischen Einheiten: In penninischer Fazies: „Blätterquarzite“, „Quarzites feuilletés“, „Wustkogelserie“ außer dem schwächtigen Skythquarzit im Hangenteil; in unterostalpinen Fazies: Serizitquarzitschiefer im Liegenden des Ladiser Quarzites, Lantschfeldquarzites und Semmeringquarzites, Scharfeneckarkose; in mittelostalpinen Fazies: „Verrucano“ der Thialspitzserie, an der Basis der Mesozoika nahe der Westalpengrenze, an der Basis des Brennermesozoikums, der Kalksteiner, Maulser- („Maulser Verrucano“) und Rosegg-Viktringer Trias, die Rannachserie mit dem Rannachkonglomerat, abgesehen von dem skythischen „Plattelquarzit“ im Hangenden, die Tattermannschiefer im

Liegenden des skythischen „Pseudosemmeringquarzites“. Bisher kaum beachtet wurde, daß in allen Fazieszonen, auch im zentralalpinen Bereich, immer wieder die für die Charakterisierung dieses Alpenen Verrucano wesentliche Verbindung mit hier nun metamorphen Quarzporphyrlagen und -geröllen auftritt. Im Pennin wurden z. B. Quarzporphyrgerölle in der Wustkogelserie nachgewiesen (G. FRASL 1958, S. 344); im Unterostalpin z. B. Porphyroidlagen unter und in den Serizitschiefern des Semmeringsystems (H. MOHR 1910, S. 154, H. P. CORNELIUS 1952a, S. 51), im Rahmen des Tauernfensters im Gerlosgebiet (H. DIETIKER 1938, S. 61; E. КУРКА 1956, S. 16); im Mittelostalpin: im Osten in und unter den Rannachtattermannschiefern (Roßkogelporphyr, Hochreiterkogel, H. P. CORNELIUS 1952, S. 98—109; Raum Bruck/Mur, J. STNY 1917, s. 407f.), S vom Tauernfenster im Maulser Verrucano (B. SANDER 1912, S. 227), W vom Tauernfenster als Gerölllagen in verschiedenen Vorkommen bis zur Westalpengrenze (H. EUGSTER, 1923; W. HESS 1953, S. 86 u. a.).

Im Skyth interessieren im Mittelostalpin in stratigraphisch-fazieller Hinsicht besonders die hangenden Anteile über dem Skythquarzit. In den meisten Profilen stellt sich eine Serie von verschiedenem Umfang ein, in der Serizitquarzitschiefer, Rauhwacken, gelbbraune sandige Dolomite, die zur Rauhwackebildung neigen, andere sandige Karbonate, Serizitschiefer und z. T. auch Gipse wechsellagern. Vom Ostabschnitt wurde diese Serie aus dem Gaishorner Fenster in der Flietzenschlucht durch K. METZ 1947, S. 90 beschrieben. Im Westteil der Ostalpen prävaliert diese Serie ab Mauls-Stilfes gegen W (Abb. 10). Man trifft sie hier im mittelostalpinen Faziesbereich im Jaggl mit kalkigen Arkosen und kalkigem Sandstein, z. T. schon Crinoiden führend, in der Scarl-Decke 30 m mächtig (H. BOESCH 1937 u. a.) — in der Quattervals-Decke fehlt die tiefere Trias tektonisch bedingt —, in der Ortler-Decke ist sie etwa 30 m mächtig und ähnlich umfangreich in der Ducangruppe. Von den Schweizer Geologen wurde dieses „skyth-anisische Grenz-niveau“, wurden diese „Übergangsglieder zwischen Buntsandstein und Muschelkalk“ früher als „Untere Rauhwacke“, jetzt aber häufiger als „Campiler Schichten“ bezeichnet. H. P. CORNELIUS lehnte diese Bezeichnung mit Recht ab, da keine lithologische Übereinstimmung mit den typischen Campiler Schichten vorliegt und paläontologische Belege in Bünden fehlen. Es wird auch von manchen Schweizer Autoren selbst betont, daß durch diese Bezeichnung doch keine genaue zeitliche Gleichstellung mit dem Schichtpaket des Campiler Niveaus gemeint ist (vgl. W. HESS 1953, S. 68). Zur stratigraphischen Einstufung kann gesagt werden, daß durch die enge sedimentäre Verknüpfung mit dem Quarzit bzw. Buntsandstein wohl noch Oberskyth in dieser Folge vertreten sein wird; Das oberskythische Alter der Serie liegt außerdem nach dem vergleichbaren Schichtbestand mit dem fossilführenden Oberskyth der westlichen Südalpen nahe: Aus entsprechendem kalkigem Sandstein der Tessiner Kalkalpen wurde *Myophoria costata* ZENKER und *M. laevigata* ALB bekannt (H. REICH, A. FRAUENFELDER). Ebenso zeigt der Vergleich mit dem Unterostalpin des Semmeringsystems, daß auch dort im Liegenden und getrennt von der anisichen, massigen Rauhwacke die oberstskythische „Rauhwackenserie“ vertreten ist. Dort wurde sie 1957 erkannt (E. KRISTAN & A. TOLLMANN 1957, S. 78) und 1958 (A. TOLLMANN, Mitt. Geol. Ges. Wien, S. 333) als Röt bezeichnet. Es ist also wesentlich, darauf hinzuweisen, daß im Unterostalpin unter der mit den anisichen Kalken und Dolomiten verbundenen, festen, einheitlichen, ungeschichteten tiefstanisichen Rauhwacke stellenweise auch noch diese „Rauhwackenserie“

auftritt, die sich durch ihre schieferreiche, oben geschichtete, dünn-schichtige Folge petrographisch deutlich von der unteranischen Rauhwacke unterscheidet.

In der anischen Folge kann man im Westabschnitt des Mittelostalpins eine allmählich gegen W eintretende Änderung ablesen, lokale Sonderausbildungen erkennen, aber doch stets wieder die Hauptcharakterzüge der vom Osten her bekannten Eigenart der zentralalpiner Fazies finden, zumindest die Abfolge Rauhwacke (oder Dolomitschiefer), spärlich crinoidenführender Knollen- bis Hornsteinkalk, dunkler Trochitendolomit. Dies gilt sowohl für die Vorkommen im Raum des Tribulaunmesozoikums als auch für Jaggl, Engadiner Dolomiten und Ducangebiet, während ja die tiefe Trias des Ortlers bekanntlich stark reduziert ist. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichtgruppen schwankt stark, z. T. auch durch die wechselseitige fazielle Vertretung von Aniskalk und -dolomit bedingt (Scarl-Decke).

Die relativ geringmächtigen Basisschichten des Anis zeigen hierbei die stärkere Variabilität. Sie haben in der Ducan-Gruppe sogar artlich bestimmbare Fossilien geliefert. Gegenüber dem aus Kalk- und Schieferserien bestehenden Anis im westlichsten Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen fällt hier neben der andersartigen Gliederung die wesentlich dolomitreichere Entwicklung des Anis auf.

Als eine Gemeinsamkeit dieser westlichen mittelostalpinen Vorkommen und zugleich als Abweichung von östlicheren Abschnitten schaltet sich W vom Jaggl an der Grenze Anis-Ladin eine 0–60 m mächtige Rauhwacke bzw. ein rauhwackiger Dolomit ein („Mittlere Rauhwacke“). Im Jaggl führt sie sogar Gips. In der Scarl-Decke ist sie nach W. HESS 1953, S. 70 am Piz Turettas 3–4 m mächtig, am Piz Lad nach H. KATZ 1948 wesentlich mächtiger und gestattet so die Trennung von Anis- und Ladindolomit. Hier wurde diese Rauhwacke ebenso wie jene am Jaggl ins Anis gestellt. In der Ducangruppe wurde das analoge 0–60 m mächtige Paket von H. EUGSTER 1923, S. 30 hingegen ins unterste Ladin gestellt.

Das Ladin läßt sich von E her in Form des mächtigen, diplo-porenreichen Wettersteindolomites über den Jaggl in die Engadiner Dolomiten (Scarl-Decke) und in die Ducan-Gruppe (R. BRAUCHLI 1921, „Arlbergdolomit“ H. EUGSTER 1923, S. 32) verfolgen. Bereits in der Scarl-Decke treten in den unteren Partien des Ladindolomites kalkige Anteile stärker hervor (H. BOESCH 1937, S. 33), die eine Überleitung bilden zu den Verhältnissen in der Ducan-Landwassergruppe. Dort ist der tiefere Teil des Ladin in Form von bis 200 m mächtigen, dunkelbläulichen, gebankten, fossilführenden Kalken ausgebildet, die H. EUGSTER als Arlbergkalke bezeichnete. Nach der Untersuchung der zentralen Unterengadiner Dolomiten durch H. BOESCH kam diese für paläogeographische Vorstellungen wichtige, schon seit dem Skyth deutlich vorhandene Beziehung, die die Annäherung der Fazies zwischen den Engadiner Dolomiten und der Silvretttrias (Ducan) ausdrückt, klar zur Darstellung. Dort wurde auch die nähere Verwandtschaft der beiden Faziesgebiete zueinander und der Unterschied zu den Nördlichen Kalkalpen, der Lechtaldecke, betont — gerade auch im Hinblick auf die Unterschiede im Ladin. Die Daonellschichten und Partnachsichten des tieferen Ladin fehlen hier ganz, auch die Arlbergschichten möchte BOESCH nicht mit dem Ladindolomit der Scarl-Decke vergleichen (1937, S. 50).

„Auch das Carnien (der Scarldecke, Verf.) schließt sich eng an die Hochducanfazies an, vor allem das Auftreten der tuffogenen Sandsteine im oberen Carnien ist in seiner vollständigen Gleichheit überraschend“ schrieb H. BOESCH weiter. Tatsächlich hat das Karn auch in den übrigen Gliedern in beiden genannten

Einheiten große Ähnlichkeit. In beiden ist die gipsführende Rauhackengruppe im tieferen, die dolomitische oder reichlich mit Mergellagen wechselnde Serie mit der Sandsteinbank in höherer Lage und die nochmals gipsführende Rauhacke an der Obergrenze weitgehend gleich. Die Altersstellung der an der Ladin-Karngrenze auftretenden, meist schon ins Karn gestellten Fazies der Prosanto-Alteinschichten, die durchaus noch dem Oberladin angehören könnten, ist noch unsicher. Gegen S und E hin läßt sich das Karn, das im Mittelostalpin ebenso wie im Unterostalpin (vgl. Bemerkungen über das Karn der Pleislinggruppe S. 157) starken primären Mächtigkeitsschwankungen ausgesetzt ist, nicht mehr in Einzelheiten vergleichen, sondern wird dort durch eine meist geringer mächtige Folge von Tonschiefern im Basalteil und gipshältigen Rauhacken und Dolomiten repräsentiert (Ortler, Jaggl, Mauls-Stilfes) oder nur durch einen schmalen Horizont mit vorwiegend Tonschiefern angedeutet (Kalkkögel, Tribulaungruppe), die ja auch im Karn der Stangalmtrias dominieren.

Als Charakteristikum des mittelostalpinen Nors wurde im Osten das — vom Nordrand der Geosynklinale gerechnet — erste Auftreten des obernorischen Plattenkalkes hervorgehoben. Gleichartig liegen die Verhältnisse im Westen. Wo nicht durch die vorliasische Erosionsphase bis auf den Hauptdolomit erodiert ist, sodaß eine das Rhät und oberste Nor umfassende Schichtlücke vorliegt (Lischanna-Gruppe in den Engadiner Dolomiten, vielleicht analoge Verhältnisse im Stubai Mesozoikum), ist in allerdings lokal rasch wechselnder Mächtigkeit auch hier der meist noch als „norisch-rhätisches Grenzniveau“ bezeichnete obernorische Plattenkalk vertreten. Das norische Alter des Plattenkalkes konnte durch die Entdeckung von *Worthenia solitaria* BEN. und *Rissoa alpina* GUEMB. durch SCHLAGINTWEIT (1908) in der Ortlerdecke unmittelbar erwiesen werden. Über die Altersstellung der Plattenkalken in den Engadiner Dolomiten ergibt sich nach der Neuuntersuchung durch W. HESS (1953, S. 81): „Eine kritische Sichtung der von SPITZ-DYHRENFURTH angeführten Fossilliste zeigte, daß alle bisher aus dem norisch-rhätischen Grenzniveau und den Quattervalskalken bekannt gewordenen und sicher bestimmbareren Fossilien norischen Alters sind.“ Auch von den Engadiner Dolomiten liegt neben anderem *Worthenia solitaria* BEN. vor. Die Verbreitung des Plattenkalkes schwankt stark. Er kommt im Gegensatz zur Auffassung von L. KLÄY (1957, S. 410) auch in der Ortlerdecke vor (W. HESS 1953, S. 80), ist in der Quattervalsdecke wohl durch Schoppung sehr mächtig (200—300 m Pra-Grata-Schichten und wahrscheinlich auch Quattervalschichten), weist in der Scarl-Decke 30—60 m auf und kommt schließlich zwar nicht mehr in der Ducangruppe, wohl aber in den zum gleichen Faziesraum gehörigen Aroser Dolomiten mit 20 m Mächtigkeit vor. Letztere sind ja auch durch die rote Transgressionsbrekzie an der Basis des Hauptdolomites im Nor mit der Fazies der Ducan- und Aelazone verbunden. Die faziellen Gemeinsamkeiten zwischen der Silvrettatrias und jener der Engadiner Dolomiten, auf die H. BOESCH hinwies, können gerade auch durch die Ausbildung des Nors über die Quattervalsdecke auch auf die Ortlerdecke ausgedehnt werden: „In der Faziesverteilung und Ausbildung zeigt das Norien in der Ortler- und der Quattervalsdecke eine große Anzahl auffallender Übereinstimmungen, sodaß an ihrer engen Verwandtschaft kaum zu zweifeln ist.“ (W. HESS 1953, S. 82). Bei noch weiter ausgreifendem Vergleich zeigen sich dann die engen Beziehungen dieser ganzen, als fazielle Einheit zu betrachtenden Westgruppe zum übrigen Mittelostalpin der Ostalpen.

Im Rhät fällt wiederum im gesamten mittelostalpinen Faziesraum von der Eisentalhöhe (Stangalmmesozoikum) bis hinüber zur Scarl-Decke und Ducan-Gruppe im Gegensatz zur tirolischen und voralpinen Fazies der Nördlichen Kalkalpen die noch geringe Bedeutung des oberrhätischen Dachsteinkalkes auf, obzwar helle korallenreiche Kalke in der Scarldecke namentlich im oberen Rhät vertreten sind. Lokal konnte ich ja auch schon in der höheren, ursprünglich südlichern Einheit der Pleislingdecke in der unterostalpinen Fazies megalodontenführenden oberrhätischen Dachsteinkalk in allerdings geringer Mächtigkeit nachweisen.

Für Lias und Dogger sind im gesamten mittelostalpinen Raum noch zentralalpine Merkmale charakteristisch: Rascher Wechsel von kalkarmen Schiefern, Tonschiefern und Kalkschiefern, von Schiefern mit rostbraunen Flecken und Streifen und mit sandigen Einschaltungen. Quarzite sind in den höheren Partien des Jura der Serlesgruppe vorhanden, quarzitische Kalke mit Quarzit- und Sandsteinbänken fallen im Westen besonders im Lias der Aeladecke auf. Ein Vergleich mit der Ducangruppe ist durch das Fehlen der nachtriadischen Sedimente unmöglich. Auch in den Engadiner Dolomiten fehlen jüngere Schichtglieder oft, im Lischannagebiet sind mächtige Brekzien und kalkarme Schiefer vorhanden. Im höheren Jura des Mittelostalpins begegnet man wie im Osten auch im Westen (Ortler, Engadiner Dolomiten bzw. Scarl-Decke und in der Aela-Decke) Radiolariten, roten Kalken, Flaser- und „Aptychenkalken“ als Annäherung an die nordalpinen Faziesverhältnisse.

Rote Kalke treten außerdem im mittelostalpinen Lias am Westrand der Ostalpen auf. Solche weiter im Osten der zentralalpinen Entwicklung fremde rote, ammonitenführende Kalke hier am Westrand sprechen aber nicht gegen die Zugehörigkeit des Mittelostalpins zur zentralalpinen Entwicklung. Die Faziesgrenzen sind in manchen Horizonten am Westrand der Ostalpen, wie erwähnt, weniger scharf: Bunte, rote ammonitenführende Liaskalke kommen dort ja sogar noch im Unterostalpin vor. CORNELIUS beschrieb sie aus dem Unterostalpin der Berninadecke von St. Moritz (1935, S. 194). Auch der nur partienweise rote, ammoniten- und belemnitenführende Steinsbergerkalk im unterostalpinen Rahmen am W- und SW-Rand des Engadiner Fensters repräsentiert diesen Typus.

Überblickt man die zahlreichen und oft ins einzelne gehenden Ähnlichkeiten zwischen den mesozoischen Vorkommen im Westabschnitt der Zentralzone der Ostalpen, so ergibt sich trotz mancher individueller Entwicklungstendenzen einzelner Teilbereiche doch klar die fazielle Zusammengehörigkeit dieser Vorkommen innerhalb eines Großraumes, welcher Aroser Dolomiten, Aela-Decke, Ducan-Landwassergebiet, Engadiner Dolomiten mit Scarl- und Umbrail-Decke und die Ortlerzone umfaßt und nicht nur in tektonischer, sondern eben auch in fazieller Hinsicht die Fortsetzung des Mittelostalpins gegen Westen darstellt (Taf. 6, 7). Einer Zerreißung dieser westlichen Gruppe durch Abtrennung bestimmter, als tektonisch tiefer aufgefaßter Einheiten („Mittelostalpin“ im alten Sinne) und der Bindung anderer Teile, etwa der Silvretta-Ducan-Trias an die Nördlichen Kalkalpen, wie sie manche älteren tektonischen Konzepte verlangen, stellen sich demnach außerdem die faziellen Gegebenheiten entgegen. Die fazielle Zusammengehörigkeit der zentralalpinen Vorkommen in Ostbünden und ihre Eigenart gegenüber den westlichen Kalkalpen kommt nun auch mehr und mehr in den neueren Schweizer Arbeiten zum Ausdruck, beachtet man z. B. die genannte Arbeit von H. BOESCH 1937, S. 50, in der auf die engen Beziehungen zwischen

Ducan- und Scarl-Decke hingewiesen wird, jene von H. EUGSTER 1960, S. 560, in welcher auf den faziellen Übergang und Zusammenhang zwischen Scarl- und Quattervals-Decke verwiesen wird oder die von W. HESS 1953, S. 82, wo wieder auf die enge Verwandtschaft von Quattervals- und Ortlerdecke aufmerksam gemacht wurde. Schon H. EUGSTER wies 1923, S. 58 auf wichtige Unterschiede der nordalpinen Ausbildung gegenüber der Ducantrias hin und führte insbesondere die fossilführenden Mergel- und Kalkeinlagerungen im Skyth, die Unterschiede im dreigeteilten Anis, die Partnachsichten, den Sandstein an der Basis des Karn und den viel mächtigeren Plattenkalk der Nördlichen Kalkalpen an. Die faziellen Vergleiche im Westen, die die engere Bindung der zentralalpiner Trias untereinander und mit der des Ostens ergaben, bestätigen den im Osten auf fazieller und besonders tektonischer Grundlage gewonnenen Befund, daß der (oberostalpine) Sedimentationsraum der Nördlichen Kalkalpen südlich anschloß, sodaß die Reihe Pennin-Unterostalpin-Mittelostalpin-Oberostalpin zugleich eine primäre fazielle Beziehungskette darstellt.

Viel diskutiert wurde früher — und dies läßt sich bis zu den Arbeiten vor der Jahrhundertwende zurückverfolgen — die Anschauung, daß in der Ducantrias starke südalpine Faziesinflüsse kenntlich seien, sodaß dadurch eine Einreihung N des oberostalpinen Geosynklinaltroges erschwert oder unmöglich gemacht werde. Daher soll auch noch kurz zu dieser Frage Stellung genommen werden. Richtunggebend für diese Anschauung waren nach den älteren Arbeiten (vgl. F. FRECH, 1906, S. 397f.) namentlich die vergleichenden Betrachtungen von A. FRAUENFELDER (1916) über die Tessiner Kalkalpen und von H. EUGSTER (1923) in der Ducangruppe. In beiden Arbeiten wurden Vergleichstabellen über verschiedene Triasgebiete gegeben, wurde auf eine Beziehung der Ducantrias zu jener der Bergamasker Alpen bzw. der lombardischen Trias hingewiesen. H. EUGSTER war eher gewillt, die Ducantrias zufolge ihrer Abweichungen von der nordalpinen Ausbildung in Beziehung zur südalpiner Fazies zu setzen, da ja damals das Wesen der zentralalpiner Fazies viel zu wenig erfaßt und herausgearbeitet war, um für einen Vergleich in Frage zu kommen. Betrachten wir die 11 Punkte näher, die nach H. EUGSTER (1923, S. 62) für eine Parallelisierung mit den südalpiner Verhältnissen sprechen sollen. Zu einem solchen Vergleich müßten eigentlich korrekterweise die bei der Zurücknahme der Schubmassen entgegen der einstigen Bewegungsrichtung, hier also gegen SE, ursprünglich benachbarten Gebiete herangezogen werden, in unserem Fall also der Raum der Südtiroler Dolomiten bzw. der Brenta-Adamellogruppe. Hier sind die faziellen Unterschiede aber so groß, daß ein Vergleich von vornherein sinnlos wäre. Daher wurde von den genannten Autoren die weiter westlich gelegene, davon abweichende, südalpine „lombardische“ Entwicklung in Vergleich gestellt. Heute kommen ja für einen solchen Vergleich neuere Untersuchungsergebnisse auch aus diesen lombardischen Alpen hinzu. Zur Orientierung ist die Serienentwicklung dieses Raumes vergleichsweise auf Tafel 8 zusammengestellt. Zu EUGSTERS 11 Argumenten ist folgendes zu bemerken:

1. Permische Quarzporphyreergüsse an der Basis. — Für den Vergleich kaum geeignet, da Porphyroidführung auch ein allgemeines Merkmal des zentralalpiner Faziesraumes darstellt.

2. Übereinstimmung der Werfener Schichten. — Die Übereinstimmung des Skyth ist im großen sowohl mit dem westlichsten nordalpinen, dem zentralalpinen, als auch mit dem westlicheren südalpiner Bereich gegeben, wo nach primärer

Endigung des oberostalpinen Troges eine relativ einheitliche Fazies in dieser Zeit gegen S durchreichte. Auf einen Gegensatz zur westlichen südalpiner Entwicklung (lombardische Entwicklung), die Mergelkalkeinlagerungen mit einer Campiler Fauna enthält, wird schon von EUGSTER selbst hingewiesen, wobei aber gerade hier im Oberskyth noch die besseren Vergleichsmöglichkeiten existieren.

3. Rauhackebildungen an der Skyth-Anis-Grenze. — Gleiches Argument, das zu Beginn bei Punkt 2 angeführt wurde.

4. Dreiteilung der anisischen Stufe. — Sie ist typisch für den zentralalpiner Bereich (Basisschichten mit Rauhacke und Schiefen, Bänderkalk, Trochiten-dolomit), aber in ganz anderem Sinne als die Gliederung in die kalkigen Gracilis-, Recoaro- und Trinodosus-Schichten. Die Dreiteilung des Anis der Ducangruppe widerspricht hingegen den südalpiner Verhältnissen, wo entweder die erwähnte, faunistisch charakterisierte Dreigliederung der kalkigen Folge oder der Mendoladolomit als Vertretung des Großteiles oder des gesamten Anis stehen.

5. Entwicklung der Brachiopodenkalke in Knollenkalkfazies. — Die anisischen Knollenkalke sind kein spezifisches Merkmal für südalpine Fazies, sondern kommen ebenso im zentralalpiner und nordalpiner Faziesbereich vor.

6. Regression an der Anis-Ladin Grenze und stark gestörte Sedimentation. — Gemeint ist die „Mittlere Rauhacke“, die aber wie erwähnt, eine individuelle Ausbildung der mittelostalpinen Fazies im Westteil der Ostalpen darstellt, die nicht in den Südalpen vorkommt und daher eher gegen eine Parallelisierung vorgebracht werden könnte.

7. Dolomitische, z. T. brekziöse Ausbildung der Esinoschichten mit Gastropoden. — Die Ausbildung des Ladin der Ducangruppe über der „Mittleren Rauhacke“ mit „Arlbergkalk“, Mittelladindolomit und Wetterstein-(„Arlberg“-)dolomit entspricht keineswegs der südalpiner, stark wechselnden Ausbildung des Ladin, das in der lombardischen Entwicklung aus Esino-(Schlern-)Dolomit in faziellern Wechsel mit Esinokalk, Perledo-Varennekalk bzw. Esinokalk in Fazieswechsel mit Buchensteiner und Wegener Schichten besteht. Vergleicht man natürlich nur Diploporendolomite miteinander, ergeben sich in allen Faziesgebieten der Alpen Analogien.

8. Entwicklung eines unteren marinen Teils und eines oberen lagunären Teils der carnischen Stufe. — Die Gliederung des Karn, wie wir sie in der Ducangruppe, aber auch in der Scarl-Decke kennen lernten, mit der Teilung in ein mächtiges, rauhackiges Unterkarn (die Stellung der Prosanto- und Alteinschichten ist noch ungesichert) und in das höhere Karn mit bedeutendem Dolomit mit der Sandsteinlage in höherer Position und einem Gipslager an der Oberkante unterscheidet sich beträchtlich von dem lombardischen Karn mit dem unterkarnischen Kalkniveau, dem darüberfolgenden mächtigen Raibler Sandsteinpaket und den fossilreichen oberen Raibler Kalken, über denen als einzige Gemeinsamkeit der Gips-Rauhackehorizont an der Obergrenze des Karn auftritt. Dieser ist aber gerade auch in der nordalpiner Fazies auf weiten Strecken, besonders in Vorarlberg und Tirol charakteristisch.

9. Hauptdolomitfazies relativ fossilreich. — Auch im nordalpiner Faziesraum kommen im Hauptdolomit *Worthenia solitaria* und Megalodonten, auf welche EUGSTER verweist, vor. Daß keine Anklänge an Dachsteinkalkfazies vorliegen, ist gerade hier im Westen kein Argument gegen eine Beziehung zum nordalpiner Faziesraum.

10. Stellenweise Emersion des Hauptdolomites. — In weiten Teilen des zentralalpinen Gebietes und auch aus anderen Faziesräumen bekannt. Für diesen Vergleich nichtssagend.

11. Ausbildung der Rhätablagerungen, wo sie noch vorhanden sind, in Kösserfazies. — Für unseren Vergleich durch weiteste Verbreitung der Kösserfazies nichtssagend.

Fast alle Argumente EUGSTERS sind nicht stichhältig. Hingegen liegen schwerwiegende Einwände gerade in der Gegensätzlichkeit der Ausbildung etwa des Anis, des Ladin usw. in der Ducangruppe gegenüber der südalpinen Entwicklung vor. EUGSTER selbst hatte diese Gegensätzlichkeiten z. T. schon gesehen, z. B. die Dreigliederung des Ladin in der südalpinen Fazies, wo dieses nicht als Esinokalk entwickelt ist, oder das Auftreten von Vulkaniten im Ladin der Südalpen, die noch als Melaphyrlaven und -tuffe in die nordalpine Entwicklung reichen (Lechtaler Alpen, O. AMPFERER 1932, S. 47, S. 63), nicht mehr aber bis ins Mittelostalpin. Entscheidende Einflüsse aus dem südalpinen Gebiet sind auch hier am Westrand im Mittelostalpin nicht zu spüren. Wohl aber verstehen wir einzelne Anklänge an die westliche südalpine Provinz etwa im Skyth oder in den Tuffsandsteinen des Karn, wenn wir uns vergegenwärtigen, daß hier der nordalpine (oberostalpine) Faziestrog gegen W endete und daher der ebenfalls rasch an Bedeutung abnehmende mittelostalpine Trog weiter im W in unmittelbare Nachbarschaft mit dem dortigen Südalpin kam. Es ist das gleiche, aber nicht so deutliche Bild wie am Ostrand der Ostalpen, wo mit dem Aufhören bestimmter Sedimenttröge fazielle Einflüsse innerer Zonen bis weit ins Randgebiet gelangten und dann noch im Streichen dieser Zone eine Strecke weit verspürbar waren.

Im folgenden sind noch einige Anmerkungen über die faziellen Beziehungen und die Stellung der nordalpinen Fazies (oberostalpine Einheit) innerhalb der Gesamtentwicklung der Ostalpen vonnöten. Schon bei der Besprechung der faziellen Verhältnisse des Unterostalpins der Radstädter Tauern konnte auf die Frage nach der stärkeren faziellen Bindung gegenüber dem Nord- oder Südrand der Nördlichen Kalkalpen, also grob gesagt gegenüber „voralpin“ oder „hochalpin“, eine klare Entscheidung zugunsten der Beziehung zum Nordtiroler-Lunzer-Faziesraum gefällt werden (A. TOLLMANN 1958, S. 335–338). Auf diese ausführlichere Besprechung kann hier verwiesen werden. Entscheidend für die engere Bindung zum Voralpin war die reichere Gliederung des Anis, die Ausbildung des Ladin in Form des Wettersteindolomites und von Partnachschiechten, die auffallend reiche und mächtige Entwicklung des Karn mit einer den voralpinen Verhältnissen weitgehend ähnlichen Folge von Tonschiefern mit Sandsteineinschaltungen, höherkarnischem Kalk und oberkarnischem Dolomit (Opponitzer Schichten) und schließlich besonders die Entwicklung der höheren Obertrias als Kombination von Hauptdolomit, Kössener Schichten und oberrhätischem Dachsteinkalk. Schon damals mußte auf den durch die tektonische Umstellung bedingten, nicht lückenlosen Anschluß des Unterostalpins an die voralpine Fazies hingewiesen werden (S. 335). 1958 ist durch die Untersuchung der später als mittelostalpin bezeichneten Fazies gelungen, dieses gesuchte Bindeglied in der faziellen Reihe vom Unterostalpin zum Nordalpin zu entdecken, das in Stellung und Fazies vermittelt. In dieser Einheit ist die Fazies durch folgende Charakterzüge noch weiter an die nordalpine, u. zw. voralpine Entwicklung angenähert: Allgemeines Zurücktreten der Brekzien

in Trias und Jura, Aufscheinen des im Unterostalpin noch fehlenden Plattenkalkes mit mittlerer Mächtigkeit, Auftreten bestimmter oberjurassischer Schichtglieder, die denen der Voralpen näher kommen. Dabei läßt sich noch innerhalb des Mittelostalpins der weitere Faziesfortschritt in obigem Sinne auch an der Mitteltrias erkennen, die im Klagenfurter Becken bereits weitgehend der Rauhwaacke und Anisbasisschiefer entbehrt. Damit ist der schrittweise Faziesübergang aus den jeweils ursprünglich benachbarten Faziesräumen klargestellt.

Wer unvoreingenommen den Gesamtcharakter der nordalpinen Faziesentwicklung betrachtet und mit den übrigen Zonen der Nordalpen auch nur in groben Zügen vergleicht, erkennt in der enormen Vielfalt der Schichtentwicklung mit den hochmarinen und reichen Faunen in der nordalpinen Entwicklung klar den landferneren Charakter dieses Sedimenttroges, wie man ihn eben am ehesten im zentralen, den Vorlandeeinflüssen am meisten entzogenen Teil der Geosynklinale zu erwarten hat. Es ist bezeichnend, daß sich gerade in den Ostalpen dieses für die Existenz reicherer Faunen so günstige Milieu ergab, da ja durch die enorme Breite der ostalpinen Teileinheiten des Ostalpins etwa im Vergleich mit den Schweizer Alpen auch ursprünglich hier mit einer größeren Breite der Gesamtgeosynklinale zu rechnen ist. Zu dem vorher erwähnten Ergebnis von der ursprünglich zentraleren Position des nordalpinen Faziesbereiches, etwa gegenüber der „zentralalpinen“ Fazies, gelangt man auch, rekonstruiert man die ursprünglichen Verhältnisse, wie sie die heutigen tektonischen Gegebenheiten verlangen oder überblickt man die Lagerung der Fortsetzung dieser Zonen in den Karpaten oder untersucht, wie zuvor, genauer die faziellen Bindungen zwischen den einzelnen Zonen.

Die für die fazielle Bindung sprechende Annäherung an die kalkvoralpinen Verhältnisse konnte schon beim Fortschreiten in der zentralalpinen Fazies gegen S besprochen werden. In der vordersten Decke der Kalkalpen selbst, in der Allgäu-Frankenfelder-Decke ist in jenen Abschnitten, wo Vorlandeeinflüsse über die randlichen Geosynkinalzonen tiefer in den alpinen Trog einwirkten, selbst noch in der nordalpinen Fazies diese Beeinflussung zu spüren, also besonders am Ost- und Westrand der Ostalpen. Die altbekannte, von A. SPRIZ 1910, S. 351 beschriebenen Beispiele aus dem Wiener Raum von Einschaltungen von Lagen bunten Keupers im Hauptdolomit besitzen für die fazielle Anknüpfung trotz ihrer geringen Mächtigkeit sehr wohl ihre Bedeutung, zieht man etwa die Verhältnisse in der Choč-Decke in den Westkarpaten, die ja die Fortsetzung unseres kalkalpinen Streifens bildet, zum Vergleich heran. Dort kann man in aller Klarheit das ganz allmähliche Auslaufen der zunächst im Norden noch bedeutenderen Keupereinschaltungen gegen S hin verfolgen. Im Osten der Kalkalpen lassen sich Beobachtungen über solche, allerdings schon schwächere Lagen von bunten, grünen, violetten, und, wie eigene Überprüfung zeigte, typischerweise fast stets mikrofossileren Keuperschiefern im Hauptdolomit vom Wiener Raum (z. B. Steinbruch im Gutenbachtal NW Kalksburg) bis nach W-Niederösterreich (z. B. Steinbruch NE Bockau 7 km SE Gresten, Waidhofener Raum) beibringen. Während im Westen dieses Ostabschnittes die Keuperlagen nur auf die Frankenfelder Decke beschränkt sind, reichen sie im Wiener Gebiet auch noch in die Stirn der südlich anschließenden Lunzer Decke durch (z. B. Hödl-Steinbruch im Kaltenleutgebener Tal). In diesem Faziesraum läßt sich auch das Auftreten der von F. TRAUTH 1954, S. 91 erwähnten norisch-rhätischen Grenzrauhwaacke in der Frankenfelder Decke bei Waidhofen verstehen. TRAUTH brachte mit diesem, von ihm als „Ybbsitzer Rauhwaacke“ bezeichneten Schichtglied

auch ein dort vorhandenes, von roten und lichtgrauen Gipsmergeln begleitetes Gipslager in Beziehung.

So lassen sich im Nordrandstreifen der Nördlichen Kalkalpen in der Ausbildung der Trias einige charakteristische individuelle Züge gegenüber dem im Süden breit anschließenden Nordtiroler-Lunzer-Faziesraum erkennen: Keuperschiefer, Ybbsitzer Rauhwacke und die roten Schattwalder Schichten der Rhät-Liasgrenze sind die markantesten tiefmesozoischen Faziesleitgesteine dieses schmalen Randstreifens. Für diese derart von den übrigen Faziesräumen der Hauptdolomitfazies (Lunzer Fazies, Rohrer Fazies, Nordtiroler Fazies) abgehobene Fazieszone wird die Bezeichnung „Frankenfelser Fazies“ vorgeschlagen, da der Schwerpunkt ihrer Verbreitung in der Frankenfelser Decke liegt. Auf die Eigenheiten der jurassischen Schichtglieder dieser Randzone, deren tieferer Anteil mit liassischem Kieselkalk und Kalksburger Schichten auf den Randsaum beschränkt ist, deren höherer Anteil bis zum tithonischen Diphyakalk aber dann noch ein Stück weiter südwärts vordringt, braucht in diesem Zusammenhang nicht im einzelnen eingegangen werden.

Vom westlichen Abschnitt der Ostalpen stellte ganz allgemein bereits H. P. CORNELIUS 1935, S. 181 die Beobachtungen zusammen, die über solche Einschaltungen von roten und grünen Tonschiefern im Hauptdolomit berichten: Von der Keuperentwicklung des Schweizer helvetisch-penninischen Raumes aus reicht der Einfluß — allerdings dort nur durch sehr schwächliche, kaum eindrucksvolle Vorkommen markiert — über das Unterostalpin (Err-Julier-Gruppe) und das Mittelostalpin (nach H. P. CORNELIUS bis ins Brennermesozoikum verspürbar) bis zum Nordrand der bayerisch-österreichischen Kalkalpen durch (z. B. grüne u. bunte Mergel und Schiefer im Hauptdolomit der oberbayrischen Alpen östlich des Lech nach C. W. KOCKEL, M. RICHTER & H. G. STEINMANN 1931, S. 26).

Als nächstes sei die Beziehung der Hauptvorkommen der nordalpinen Mesozoika zueinander untersucht. Die Zusammengehörigkeit der einzelnen in nordalpiner Fazies ausgebildeten Deckschollen der obersten tektonischen Einheit der Ostalpen, des Oberostalpins, kommt auch in aller Klarheit auf Grund der faziellen Verhältnisse zum Ausdruck: Deutliche Gemeinsamkeiten binden die Serien am Südrand der Nördlichen Kalkalpen mit den im Südteil der Nordalpen liegen gebliebenen oberostalpinen Schollen, die sich vom Winnebacher Kalkzug im W über den Drauzug (Lienzer Dolomiten, Gailtaler Alpen, Dobratsch) bis in die Nordkarawanken und in die Triasreste des Krappfeldes, der Griffen-St. Pauler Berge und kleinere Schollen bis zum Poßruck und Remschnigg fortsetzen (Taf. 10).

Entscheidend ist bei diesem Vergleich ferner, daß der im N im Streichen erkennbare und deutliche Fazieswechsel am Südrand der Nördlichen Kalkalpen sich auch bei den im S liegen gebliebenen Schollen wiedererkennen läßt, natürlich nicht mit im einzelnen genau meridional verlaufenden Grenzen. Im Westen entspricht der Nordtiroler Fazies der Nördlichen Kalkalpen die fazielle Entwicklung im Westteil des Drauzuges, also der Abschnitt vom Winnebacher Kalkzug über die Lienzer Dolomiten bis in die Gailtaler Alpen. Hier herrscht in beiden Räumen die Hauptdolomitfazies mit bestimmten spezifischen Eigenheiten, von denen die bedeutenderen genannt seien (vgl. Taf. 10): Das Anis ist über den Reichenhaller Schichten im Liegendteil (kalkig-schiefrige, glimmerig-mergelige, rauhwackige Serie) vorwiegend in Form von gut geschichteten, teils knolligen Kalken entwickelt, Dolomit tritt zurück bzw. schaltet sich in Wechsellagerung ein. Das Ladin wird im Nordtiroler Faziesraum E der Linie St. Christof/Arlberg—Holzgau—

Oberstdorf statt durch die Arlbergsschichten durch die Partnachschiechten im Liegenden und den Wettersteinkalk (-dolomit) im Hangenden charakterisiert. Im Süden sind im westlichen Drauzug bezeichnenderweise ebenfalls die Partnachschiechten (z. B. Weißenseegebiet) im Liegenden des Wettersteinkalkes bzw. -dolomites vorhanden (N. ANDERLE 1950, S. 216; R. W. VAN BEMMELEN 1957). In der Obertrias ist namentlich der höhere Teil gut typisiert durch die überaus charakteristische Einschaltung der Seefelder Fazies mit bituminösen Schiefern im Hauptdolomit, die wiederum im N (Seefeld) wie im S (Gailtaler Alpen) sogar mit den gleichen Faunenelementen (z. B. *Colobodus* cf. *ornatus* AG.) auftritt. Aber auch die Gesamtausbildung der Obertrias hat sich als Faziesindikator bereits in den anderen Geosynklinalteilheiten als brauchbar erwiesen. Auch hier wieder erkennen wir in der Folge Hauptdolomit, Kössener Schichten und oberrhätischer Riffkalk (im Süd-Schollenstreif allerdings schwächtiger) grundsätzlich gleiche Verhältnisse in der Nordtiroler Fazies und im westlichen Drauzug.

Im Mittelabschnitt, u. zw. im N ab Loferer Steinberge, im S ab Dobratsch ändert sich die Fazies im Streichen in auffälliger Weise. Nun tritt am ursprünglichen Kalkalpen-Südrand die Dachsteinkalkfazies auf mit dem Leitmerkmal: mächtiger Ramsau-(Wetterstein)-Dolomit, schwächtiges Carditaband, mächtiger Dachsteinkalkkomplex. Wichtig für unsere Betrachtung ist die richtige Abwicklung der höheren Decken der Nördlichen Kalkalpen, um die fazielle Ausbildung des primären Südrandes richtig zu erfassen. Auf Grund eigener Kartierungen im Gebiet des Salzkammergutes, aus dem auch die entscheidenden Argumente E. SPENGLERS für seine Auffassung von der primär südlicheren Lage der Hallstätter Zone gegenüber der Dachsteinriffkalkentwicklung in der Dachsteindecke stammen, ergab sich doch eine primäre Einwurzelung der Hallstätter Decken zwischen Tirolikum und Dachsteindecke im Sinne von L. KOBER. Das Gegenstück zur Dachsteinkalkentwicklung im Norden liegt im S im Dobratsch und in den Nordkarawanken vor, wo sich wieder die typische Kombination Wettersteinkalk und -dolomit, Carditaschichten und Dachsteinkalk bzw. Dachsteinkorallenkalk einstellt (Taf. 9).

Im Ostabschnitt tritt am Südrand der Nördlichen Kalkalpen im Abschnitt des Hochschwabes abermals eine Fazies eigener Art ein, die als Aflenzer Fazies bezeichnet wurde. E. SPENGLER beschrieb die Einzelheiten dieser auf der Südseite des Hochschwabes ansetzenden Faziesverzahnung. Für das einstige Durchstreichen einer Hallstätterkalkfazies in einem hypothetisch angenommenen Raum südlich der Aflenzer Fazieszone im Sinne E. SPENGLERS liegen gerade in diesem Raum keine Beobachtungen vor, die Einbindung der Hallstätter Fazies in den Mürtzaler Alpen und in der Hohen Wand (E. KRISTAN 1958) in einer nördlicheren Zone spricht unmittelbar dagegen. Die Aflenzer Fazies, die nicht mit einer Hallstätter Fazies verwechselt werden darf, stellt daher tatsächlich den primären, erfaßbaren Südrand der östlichen Kalkalpen dar.

Das Charakteristikum dieser Aflenzer Fazies, deren Analoga augenscheinlich in der Hüpfinger- und Grabneralpscholle auf der Südseite der Gesäuseberge auftreten, ist die über Gutensteindolomit und Wettersteinkalk (-dolomit) einsetzende mächtige Entfaltung des tonschieferreichen Karn mit Einschaltungen von dunklen Plattenkalken, mit Cidariskalk u. a. Wiederum stellt sich im gleichen Meridianstreifen im S in den Griffener-St. Pauler Bergen (P. BECK-MANNAGETTA 1953, 1955) und im Poßruck (F. BENESCH 1914) und abgeschwächt auch noch in der Krapp-

feldtrias eine durch dieses Karn gekennzeichnete Entwicklung ein. Von der Überlagerung des Karn der Aflenzer Fazies durch Hauptdolomit und norischen Aflenzer Kalk ist im S (Eberstein, Poßruck) nur Hauptdolomit vorhanden, der ja auch noch z. T. in die Nordkarawanken hinüberreicht (S. PREY 1958, S. 275). Ferner ist auch die Basis des nordalpinen Mesozoikums aus charakteristischen, z. T. groben, Quarzporphyr führenden Brekzien der Grödener Schichten dem Norden und Süden gemeinsam, u. zw. in dieser Art nur auf diesen östlichen Abschnitt beschränkt. Im N werden diese groben Grödener Bildungen als Prebichlschichten, im S als Griffener Schichten oder Grödener Schichten bezeichnet.

Die hier angeführten Gemeinsamkeiten der nordalpinen Schollen N und S der Zentralalpen sind besonders dann eindrucksvoll, wenn man sich den Gegensatz zu den vorher geschilderten, heute tektonisch dazwischengeschalteten zentralalpinen Vorkommen vor Augen hält.

Groß ist der fazielle Unterschied zwischen dem nordalpinen Faziesbereich (Oberostalpin) und der südlich anschließenden südalpinen Entwicklung, obgleich beide Räume durch den hochmarinen Charakter der Faunen und durch die in manchen Horizonten verbindende Biofazies im Makro- und Mikrobereich als benachbarte, zentral gelegene Teile der Geosynklinale ausgezeichnet sind. Trotz dieser Gemeinsamkeiten fiel seit alters den beiderseits der alpin-dinarischen Grenze kartierenden Geologen der fazielle Gegensatz auf. Da gerade über dieses Thema in zahlreichen Arbeiten fazielle Gegenüberstellungen, auch durch tabellarische Übersichten verdeutlicht, existieren (F. TELLER, L. KOBER, N. ANDERLE, S. PREY), braucht hier nicht auf die Einzelheiten eingegangen zu werden. Da aber trotzdem, z. B. durch H. P. CORNELIUS 1949, Einwände gegen die Existenz und die Bedeutung des Faziesgegensatzes zwischen Nord- und Südalpen vorgebracht wurden, seien doch einige wenige südalpine Charakteristika herausgegriffen, die man in diesem Faziesbereich über hundert und mehr Kilometer verfolgen kann und sofort vermißt, überschreitet man die Grenze zu den Nordalpen um einige km. So sind die südalpinen Werfener Schichten mit ihrer wesentlich kalkigeren Fazies oft durch reiche Gastropodenoolithe und rote Oolithe des Campil ausgezeichnet. Das Anis wird im Norden der Dolomitenfazies weithin durch rote grobe Konglomerate eingeleitet. Bereits ab Anis (Raibl-Kaltwasser) stellt sich in den Südalpen der dann im Ladin in so entscheidendem Ausmaß auftretende Vulkanismus ein, der im Ladin in der „Normalentwicklung“ zwischen den Schlerndolomitriffen namentlich den Wengener, aber auch den Cassianer Schichten ihr Gepräge verleiht. Von der nordalpinen Fazies weicht auch das Karn mit seinen verschiedenen Fazies ab, z. B. den roten Schlernplateauschichten oder der so reich gegliederten kalkig-mergeligen Serie von Raiblim Osten. Von der höheren Obertrias an werden die Unterschiede geringer und kommen erst wieder in den jungmesozoischen Sedimenten zur Geltung.

Der in mancher Hinsicht so strenge Faziesgegensatz zwischen Nord- und Südalpen bei ja ursprünglich aneinandergrenzenden Sedimenttrögen ist verständlich, wenn man die entscheidende Umgestaltung durch die Tektonik, begleitet von Verschluckungen an der Narbenzone, berücksichtigt. Daneben springen ja auch manche Gemeinsamkeiten mit der nordalpinen Fazies ins Auge, besonders bei Gegenüberstellung mit der zentralalpinen Fazies. So reichen etwa die Quarzporphyr führenden Grödener Schichten und das gipsführende Bellerophonniveau noch in den Drauzug herüber. Noch weiter gegen Norden greifen in der Mitteltrias Melyphyre, Tuffe und Pietra verde, allerdings nur sporadisch, vor. 1957 wurden auf der Südseite des

Dobratsch in den Gailtaler Alpen lokal bis 140 m mächtige prophyritische Anis-Ladintuffe von A. BORNHORST entdeckt (A. PLGER & R. SCHÖNENBERG 1958). Eine grüne Tufflage im Niveau der Wengener Schichten ist aber schon 1905 von K. A. REDLICH aus der ebenfalls im Süden der Zentralalpen gelegenen nordalpinen Triasscholle von Eberstein-Guttaring beschrieben worden. In den Nordtiroler Kalkalpen hatte O. AMFFERER 1929 4m mächtige Pietra verde und Tuffe im Anis des Flexenpaßgebietes und Melaphyrtuffe und Laven im Mittel- und Oberteil der ladinischen Arlbergschichten in der Umgebung von Lech aufgefunden (O. AMFFERER 1930, S. 124, S. 140). Von J. PIA wurden grüne Schiefer aus dem Oberanis des Karwendel erwähnt. Aus den Reiflinger Kalken des Tirolikum-Südrandes N Saalfelden hat A. BITTNER (1884, S. 104) Pietra verde ähnliche grüne Schichten angeführt. Schließlich wurde von H. P. CORNELIUS (1937, S. 149 und 1952, S. 29) auch die seit G. GEYER (1889, S. 742) bekannte und von späteren Autoren erwähnte (A. BITTNER 1893, S. 323; E. SPENGLER 1931, S. 516) „Grüne Schicht“ an der Grenze Anis-

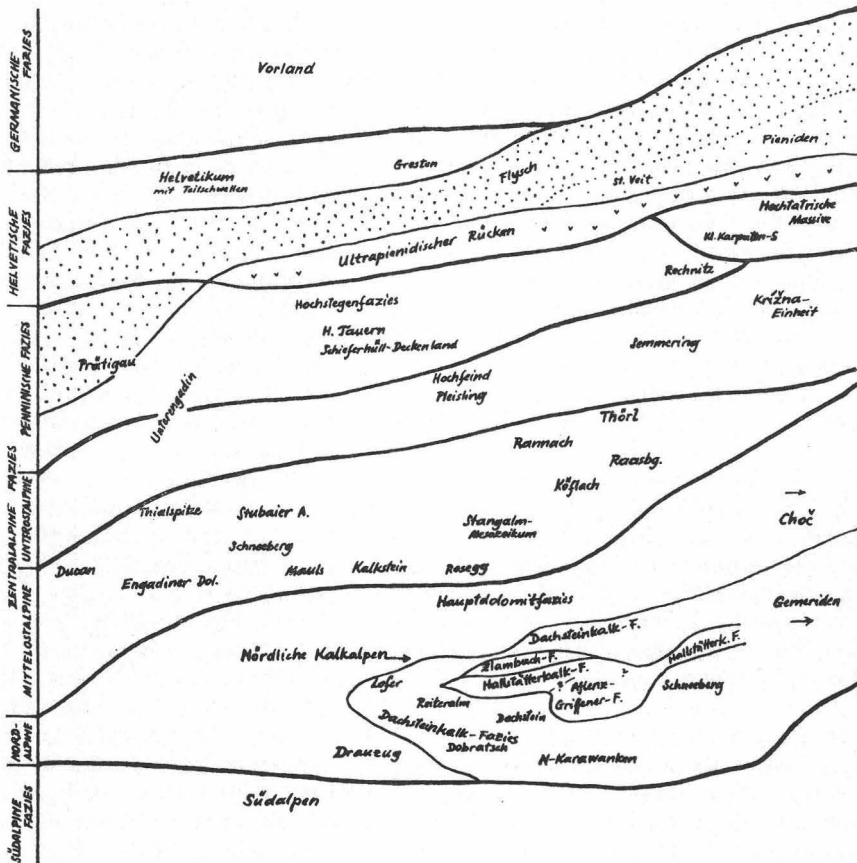


Abb. 19: Schematische Darstellung der mesozoischen Faziesräume der Ostalpen.

Ladin und die noch innerhalb des anisischen Reiflinger Kalkes in der Rax und im Schneeberg am Südrand der östlichen Kalkalpen vorhandenen grüne Lage auf eine Einstreuung von vulkanischem Aschenmaterial zurückgeführt.

So konnte hier nun Zone für Zone der Ostalpen in fazieller Hinsicht wenigstens in den Grundzügen charakterisiert werden. Stets ist einerseits eine bestimmte Individualität jeder dieser Hauptzonen erkennbar, stets aber auch durch bestimmte fazielle Besonderheiten eine Bindung mit der einst benachbarten Einheit. Demnach hat sich die Untersuchung der faziellen Beziehungen der einzelnen Zonen der Ostalpen neben der tektonischen Analyse für die Rekonstruktion der ursprünglichen Zusammenhänge als außerordentlich wertvoll erwiesen.

7. Die Entwicklung der alpidischen Geosynklinale in den Ostalpen

Nach Besprechung der Fazies der Einzelzonen sei nun auf einige Grundzüge in der Entwicklungsgeschichte des Ostalpenraumes während des Geosynkinalstadiums hingewiesen. Die primäre Anordnung der Fazieströge wird auf Abb. 19 und 20 dargestellt.

Das Wesen der Geosynkinaltröge als Zonen mit einer Sedimentfolge, die sich von jenen des stabilen Schelfs sowohl durch ihre Mächtigkeit als auch bei eugeosynkinalen Verhältnissen durch ihre Fazies unterscheiden, ist seit J. HALL 1859 in zahlreichen Arbeiten, in neuerer Zeit besonders von H. STILLE, J. CADISCH, R. TRÜMPY und anderen präziser erfaßt worden. Längst sind die alten Ansichten von der Passivität des Bildungsvorganges überwunden, bei denen die Senkung als Folge der Sedimentation angesehen wurde, sondern ist die Absenkung ebenfalls als aktiver Prozeß in diesen mobilen Zonen erkannt worden, der auch bei geringer Sedimentation weiter abläuft. In der Trias wies die gesamte Geosynklinale der Ostalpen eine geringe Tiefe auf. Im westlichen Abschnitt der Ostalpen ist in der zentral-alpinen Fazies nicht nur die karnische Regression, sondern auch eine regressive Phase, z. T. verbunden mit Eindampfung (Gips- oder Rauhwackenbildung) an der Skyth-Anis-Grenze und an der Anis-Ladin-Grenze kenntlich, wie schon H. P. CORNELIUS 1925 hervorhob, wobei allerdings von ihm das oberpermische Haselgebirge noch als Skyth angesehen worden war.

Wichtig sind die neuen Erkenntnisse über die Bedeutung der Turbiditätsströme, die Sande auch in große Tiefen verfrachten können. Ähnlich geben auch Brekzien nicht mehr den früher abgeleiteten Hinweis auf Strandnähe und Seichtwasser, da die Bildungsmöglichkeit in beliebiger Meerestiefe als submarine Schutt- und Gleithalde besteht. Dadurch ist der alte scheinbare Gegensatz, der sich bei der Deutung bestimmter Jurasedimente ergab, gelöst: die Wechsellagerung von Radiolariten, die wohl nach wie vor als Bildungen des tieferen Meeres gedeutet werden müssen, und Brekzien und Sandstein-(bzw. Quarzit-) lagen muß nicht mehr als Paradoxon gewertet werden. Bei Beteiligung von reichlichem, grobem Kristallinschutt an der Zusammensetzung der Brekzien ist allerdings doch ein Auftauchen des Liefergebietes anzunehmen.

Im Gegensatz zu älteren Auffassungen ergibt sich in den Westalpen nach R. TRÜMPY 1958, S. 89 als Zeitpunkt der Ausprägung der ersten Alpenbauelemente erst die Wende von Mittel- zur Obertrias, bis zu der noch die aus dem Perm stammenden, von der späteren alpidischen Anordnung unabhängigen Tröge existierten.

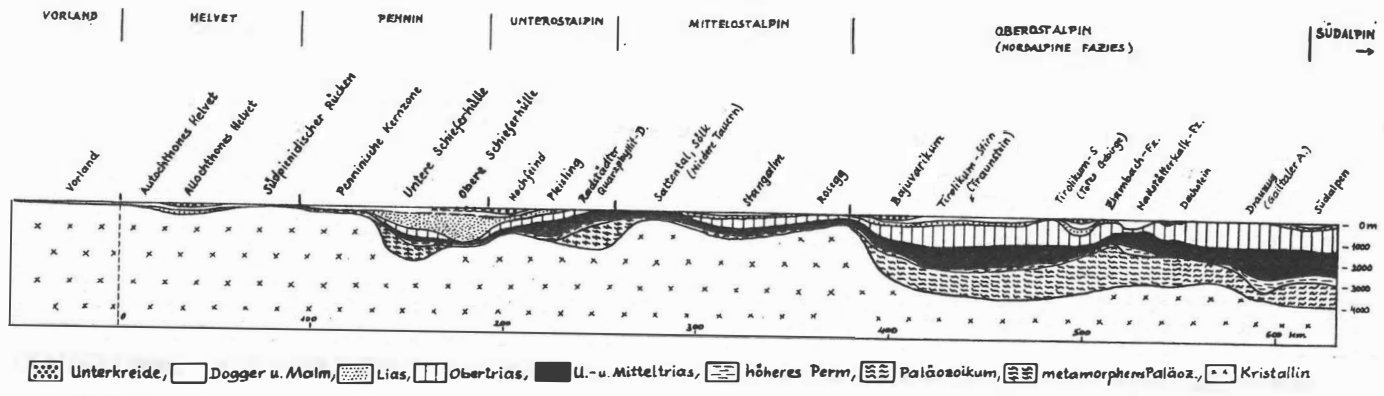


Abb. 20: Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Ostalpen (Mittelabschnitt) vor der alpidischen Orogenese.

H. P. CORNELIUS entwickelte (1925) ein ähnliches Bild auch für die randlichen und nördlichen Zonen der Ostalpen, negierte daher die Existenz alpidischer Geosynklinalzonen im Perm (S. 363), meinte ferner, daß die mittel- und unterostalpine Zone erst ab Obertrias in die vom Oberostalpin ausgehende Senkungszone einbezogen wurde (S. 428) und schrieb, von westalpinen Verhältnissen ausgehend, verallgemeinernd, daß eine penninische Geosynklinale noch nicht zur Triaszeit, sondern erst ab Lias bestanden hätte (S. 369, 428). Gegenüber dieser nicht annehmbaren Darstellung schilderten zutreffender H. JENNY 1924 und L. KOBER bis 1955, S. 311 das Schicksal der geosynklinalen ostalpinen Teiltröge in der Trias und später. Tatsächlich ist in den Ostalpen bereits seit dem Oberperm in den zentralen Teilen der später rasch sich ausweitenden Geosynklinale die alpidische Richtung klar zu erkennen: Der südalpine Trog war in der jetzigen Orientierung der Zone bereits im Bellerophoniveau vorhanden, im nordalpinen Faziesraum läßt sich die Streichrichtung der gesamten Zone und bestimmter Teiltröge (Hallstätter Zone) auch schon im Oberperm durch die Verbreitung und die Mächtigkeitsverhältnisse des Haselgebirges erkennen. Naturgemäß war früher mit der unzutreffenden Einstufung des ausschließlich oberpermischen Haselgebirges durch manche Autoren auch nicht die permische Anlage der inneren Zonen erkannt worden. In dem randlicheren Gebiet, auch im zentralalpiner Faziesbereich, wurde hingegen bis zum Ende des Perm Alpiner Verrucano abgelagert. Aber auch in diesen randlicheren Zonen sind bereits in der gesamten Trias (im Skyth nur durch Mächtigkeitsunterschiede gekennzeichnet) gut individualisierte Sonderentwicklungen nachzuweisen, sodaß für sie das alpidische Schicksal mit dem Beginn des Mesozoikums einsetzt. Nur das Helvetikum der Ostalpen ist durch die überwiegende tektonische Verdeckung erst ab Rhät bzw. Jura am Nordrand zu erfassen. Hier ist ja in den Stirnteilen im Osten (Grestener Zone) die randliche Ausweitung der Geosynklinale nach N hin im Rhät-Lias zu erkennen: Die liassischen Grestener Arkosen transgredieren über dem Untergrund der Böhmisches Masse. Vom Anfang an aber stellt sich dann auch in dieser Randzone eine von der Vorlandentwicklung stark abweichende eigene Fazies ein.

Es unterscheidet sich also der ostalpine Geosynklinalbereich sowohl im Zeitpunkt des Einsetzens der alpidischen Entwicklung als auch hinsichtlich der größeren Reichhaltigkeit und Individualität an Faziesteiltrögen von dem der Westalpen, wo Vorlandseinflüsse gerade in der Trias noch bis in den Tessin zu verspüren sind. Sein besonderes Gepräge verleiht ihm — ähnlich wie in tektonischer Hinsicht das Ostalpin — die hochmarine nordalpine und benachbarte Dolomiten-Fazies.

Es ist auffällig, daß sich in den Ostalpen die Hauptfazieszonen heute wieder getrennt in eigenen Decken vorfinden und wir sogar in kleineren Einheiten Faziesdecken finden können (Obere und Untere Radstädter Deckengruppe, Reckner und Hippold, Nördliche Kalkalpen in manchen Abschnitten). In den Ostalpen bewahrt sich also weitgehend die von E. ARGAND entwickelte Vorstellung, daß die etwa als (submarine) Schwellen zwischen den Geosynklinaltrögen angelegten Teilungen bei der späteren Deckenbildung in Funktion traten. Die von R. TRÜMPY 1958, S. 87 aus den Westalpen dargestellte Nichtpermanenz der paläographischen Elemente kann somit in den Ostalpen nicht bestätigt werden. Die einzige Ausnahme bildet die Anordnung des Flyschtroges der Ostalpen, der sich vom penninischen Bereich der Schweiz in den Ostalpen nach N auf das Helvetikum verlagert und im Osten bei der Bindung mit den Karpaten schräg nach außen hin sogar die alte helvetische Zone (Grestener Sedimente) überkreuzt.

Ja es läßt sich in den Ostalpen bei der Übersicht über die Zusammensetzung des voralpidischen Untergrundes sogar eine gewisse Übereinstimmung von alpidischen Zonen und den Zonen mit noch erhaltenem, schwach metamorphem Paläozoikum gegenüber Zonen aus Kristallin und vermutetem stark metamorphem Paläozoikum (Abb. 20) erkennen. Im Helvetikum bildet im Norden Altkristallin die Unterlage, am Südrand läßt sich in der ganzen Erstreckung und auch noch in den Westkarpaten der ultrapienidische Rücken erkennen, der in der Kreide Quarzporphyr und Lydit u. a. lieferte. Das zentralalpine Mesozoikum wurde auf weiten Strecken vom Pennin bis zum Mittelostalpin unmittelbar auf Kristallin abgelagert und nur in kleineren Räumen, besonders im W (Mittelostalpin), als Quarzphyllitdecke im Unterostalpin des Tauernrahmens und im Westteil der Unteren Schieferhülledecke ist schwächer metamorphes Paläozoikum als Untergrund vorhanden. Der Unterschied zum Oberostalpin wird recht augenfällig, vergleicht man den Untergrund der einst aneinandergrenzenden Zonen: Das mittelostalpine Mesozoikum liegt unmittelbar auf den ausgedehnten Kristallinmassen, während das nordalpine Mesozoikum des Oberostalpins in seiner Gesamtheit über fossilführendem Paläozoikum auflagert, das auch noch weiter ins südalpine Gebiet reicht.

Das spätere Schicksal der Ostalpen-Geosynklinale wird im Abschnitt 11 über die tektonischen Phasen besprochen. Eine noch offene Frage bildet im Zusammenhang mit der spätgeosynklimalen Entwicklung die Ursache der so fragmentarischen Erhaltung der mesozoischen Serien in bestimmten zentralalpinen, überschobenen Einheiten, besonders im Unter- und Mittelostalpin. In diesen Zonen treten unvermittelt neben reich und voll entwickelten Serien der Trias oder von Trias und Jura auf weiten Strecken kümmerliche Reste dieser Sedimentdecke auf oder fehlen ganz. Wohl spielen tektonische Ausdünnung und Anschoppung bei dem im Orogen plastisch reagierenden Material eine Rolle. Man sieht dies etwa bestens am tektonisch geformten Auskeilen aller Radstädter Decken gegen S im Raum Tweng — St. Michael. Obwohl also im Stirngebiet des Unterostalpins stellenweise (Radstädter Tauern, Semmering) eine Anschoppung auftritt, ist eine solche auf großen Strecken, z. B. im Mittelostalpin, nicht vorhanden, sodaß man eine tektonische Abschiebung nicht allgemein verantwortlich machen kann. Wendet man dagegen ein, daß die Stirn des Mittelostalpins ja in der Tiefe unter der Grauwackenzone liege und daher nicht unmittelbar einsichtig sei, so läßt sich an Hand der über dem Tauernfenster und ähnlich beim Semmeringfenster zurückbleibenden Masse des Mittelostalpins zeigen, daß auch beim unmittelbar zugänglichen Stirnrand (Pseudosemmeringquarzitzone, Schladminger Kristallin, Kellerjochgneis-Schwazer Augengneis) das Mesozoikum kaum nennenswerten Umfang annimmt. Da aber weder eine so zersplitterte Ablagerung dieser lokal mächtigen marinen Serien noch eine submarine Abtragung dieser Art bis auf den Untergrund denkbar ist, bleibt nur die Möglichkeit, daß weite Gebiete mit zentralalpinem Mesozoikum nach dem Oberjura bzw. dem Tiefneokom und vor dem Cenoman eine Zeit lang subaerischer Erosion ausgesetzt waren. Die Abtragungsprodukte sollten in den angrenzenden Sedimentationsräumen aufscheinen — etwa im verdeckten Südtail des Helvetikums und im Nordteil der nordalpinen Fazieszone (Schrambach-, Roßfeldschichten), ohne daß diese dort bisher nachgewiesen wurden. So bleibt die Erklärung der lückenhaften Erhaltung des Mesozoikums in den verschiedensten Einheiten ein noch offener Fragenkreis, über den die Diskussion noch nicht begonnen hat.

8. Baustil und Mechanismus der Tektonik der Ostalpen

Durch die Neugliederung des Ostalpins wurde zwischen dem Ober- und Mittelostalpin die größte in den Alpen vorhandene Überschiebung mit einer sichtbaren Weite von 160–180 km erwiesen, deren Ausmaß, bezogen auf die ursprünghche Breite der Geosynklinale, noch wesentlich höher ist. Der Nachweis solch enormer Überschiebungsweiten erfordert im Verein mit neuen Erkenntnissen über die Tektonik auch anderer Einheiten, z. B. des Unterostalpins und Pennins einige Anmerkungen zur Frage des Baustiles und des Mechanismus der Tektonik in den Ostalpen, die sich aber hier darauf beschränken sollen, die neuen Gesichtspunkte klarzulegen, ohne in die Diskussion über die hypothetischen Ursachen dieses erkennbaren Bewegungsmechanismus einzumünden (vgl. Abb. 22).

Der Baustil in den Ostalpen wird nach unserer ständig wachsenden Erkenntnis im wesentlichen durch Decken mit aufrechten Serien, also Platten mit relativ geringer Mächtigkeit gekennzeichnet, die an flachen Bewegungsbahnen gegen N über beträchtliche Strecken verfrachtet wurden. In den Ostalpen hat sich die klassische Auffassung vom großzügigen, in den Nordalpen primär generell nordbewegten Deckenbau bestätigt, neue, nicht unwesentliche Einzelheiten kommen hinzu. In Übereinstimmung mit L. KOBER muß auch am Beispiel der Alpen der zweiseitige Bau der Orogene bestätigt werden. Wenn auch in den Ostalpen mit starker Asymmetrie, ist doch das Einwurzeln der nordvergenten Decken noch innerhalb der Nordalpen und die Südbewegung in den Südalpen (Dinariden) hier klar erkennbar, in der Fortsetzung gegen E durch die Teilung der Stämme und die Einschaltung des Zwischengebirges verdeutlicht. Durch die Zugehörigkeit des Ungarischen Mittelgebirges zum Oberostalpin, also zum nordbewegten Nordstamm, ist das pannonische Zwischengebirge wohl um ein Stück kleiner als bisher zu denken, aber doch in dieser Art als Bauelement des Orogens vorhanden. Der oben erwähnte vorherrschende Baustil aus aufrechten Abscherungsdecken wird am Beispiel der praktisch nur aus der Sedimenthaut bestehenden oberostalpinen Deckenmasse augenfällig. Sie zeigt in überdimensionalem Ausmaß einen Stil, wie wir ihn aber auch bereits aus anderen Teilen der Alpen, etwa von den klassischen Abscherungsdecken des Schweizer helvetischen Deckenlandes, wo das Altkristallin keinen Anteil nimmt, kennen gelernt haben. Auch bei der weiteren inneren Deckenteilung dieser Masse, etwa in den Nördlichen Kalkalpen, treten verkehrte Serien nur in ganz untergeordnetem Ausmaß auf. Als Hauptbauprinzip der oberostalpinen Decke erkennt man: Diese Decke wurde mit schräg flach gegen N aufsteigender Unterfläche, besonders deutlich in der Stirnzone, aus dem primären Verband herausgeschnitten (also keine Abgleitung an einem bestimmten „Schmier“-Horizont). Die altbekannte Erscheinung an der Stirn der gesamten Nördlichen Kalkalpen, daß bei den vordersten Decken aus tektonischen Gründen nur die Schichtfolgen von der jüngeren Trias an auftreten — je weiter gegen den Nordrand hin, desto umfangreicher wird die basale Schichtlücke — konnte an dem noch in den Zentralalpen liegen gebliebenen, überfahrenen Stirnspan aus oberostalpinem Mesozoikum in der Kesselspitzdecke und in deren Fortsetzung im Ploner Profil in Tirol wiedererkannt werden (Abb. 14). Im Ostabschnitt der Grauwackenzone kann auf das gleiche Phänomen verwiesen werden: Die jüngeren Sedimente des Paläozoikums sind als überfahrener Stirnteil in der Unteren Grauwackendecke (Veitscher Decke) vorhanden. Während des Transportes dieser Schubmasse nach

Norden trat nach dem aus den Nordalpen bekannten Prinzip weitere interne Deckenbildung auf, wobei der südlichere Teil über den Nord davon liegenden aufgeschuppt wurde. Im paläozoischen Anteil wird dieses Prinzip bei der Teildeckenbildung um Murau verdeutlicht, wo an der Fuge noch Scherlinge von zentralalpiner Mesozoikum auftreten.

Auf eine bedeutende Tektonik weisen solche Scherlingszonen großen Stiles dort hin, wo Gesteine fremder tektonischer Einheiten, die erst während der Überschiebung erreicht wurden, dann noch bei der Teildeckenbildung an der Basis der höheren Teileinheiten an die Oberfläche emporgeschürft wurden. Das ist beim erwähnten Beispiel der Maurauer Teildecken der Fall, das trifft ferner ebenfalls für die Reihe der mittelostalpinen Kristallin-Späne zwischen den steirischen Grauwackendecken zu. Weitere Beispiele bilden westlichste und östlichste Kalkalpen: Im Westen hat D. RICHTER im einzelnen die Schürflinge der Arosener Zone unter- und innerhalb der Decken der westlichsten Kalkalpen kartiert, im Osten wurden die Schürflingszonen zuletzt von G. HERTWEGK 1960 beschrieben. Ganz dem gleichen Mechanismus wie diese verdanken auch die Molasse- und Helvetikumschürflinge in der Flyschzone, oft auch als „verschleppte Fenster“ bezeichnet, ihre Entstehung (vgl. Bohrung Texing, S. 139, usf.). Als Beispiel aus den tieferen tektonischen Einheiten sei auf die Radstädter Tauern hingewiesen, wo an der Basis der tieferen Decken, also zwischen Speiereck- und Hochfeinddecke, sowie zwischen letzterer und der Lantschfelddecke zumindest randlich, penninische Schieferhülle in verschiedenem Umfang mitgeführt worden ist (Abb. 17). Das Phänomen der Großscherlingszonen ist also ein in den Ostalpen weit verbreitetes Prinzip, für die Analyse des Baustiles von bisher oft zu wenig beachteter Bedeutung.

Einen ähnlichen Baustil wie das Oberostalpin besitzt auch die mittelostalpine Decke trotz der Beteiligung von lokal recht ansehnlichem Altkristallin in den Zentralalpen. Trotzdem aber stellt diese Einheit in ihrer Gesamtheit gegenüber ihrer bedeutenden Breite eine Platte geringer Mächtigkeit mit lückenhafter, aufrechter Sedimentserie dar, die noch dazu in ihrem Streichen an- und abschwilt und streckenweise auf Null reduziert ist. Auch bei dieser alpidisch aus festem Altkristallingrund herausgeschnittenen Platte mit ihren voralpidischen erhaltenen Strukturen ist ebenso wie bei der oberostalpinen Einheit auch ein aktiver Schubprozeß, nicht eine Gleitung an einem, in Anbetracht der verschiedenst orientierten, auch steilachsigen Strukturen im Altkristallin ja absolut nicht vorhandenen flachen „Gleithorizont“, die Ursache der Abscherung. Ebenso wie dort muß auch hier und bei allen übrigen Decken der Großteil des doch rund 30 km festen Sockels der Kruste in die Tiefe abgepreßt und verschluckt worden sein. Dies trifft auch für das Mittelostalpin trotz der umfangreichen Beteiligung von Altkristallin zu, wie man sogleich erkennt, konstruiert man die Alpenprofile im wahren Höhe-Breite-Maßstab (Taf. 11) und nicht in der zur Verdeutlichung nötigen, stark überhöhten Manier.

Von besonderem Interesse ist der Baustil des Unterostalpins. Dieses galt ja, auch zufolge der klar kenntlichen größeren Plastizität der Gesteine in dieser Tiefenlage zur Zeit der Überschiebung und der Existenz großer liegender Falten, als eine im Mittelabschnitt in ihrer Gesamtheit verkehrt liegende Serie bzw. als ein weit gespanntes liegendes Falten-system, aus dem sich die Decken entwickelt hatten. Diese Auffassung geht auf P. TERMIER zurück, wurde von V. UHLIG ausgebaut und von L. KOBER beibehalten. Durch die eigenen Kartierungen in den

Radstädter Tauern mit verfeinerter stratigraphischer Grundlage ist zu diesem, für die Auffassung der Decken als weiterentwickelte liegende Falten maßgebendem Gebiet zu sagen: Die Deckenbildung ging auch hier nach dem gleichen Prinzip wie im Oberostalpin vor sich: Eine weitgehend vom Untergrund abgescherte oder mit Resten von Twenger Kristallin verbundene, vorwiegend mesozoische Sedimenthaut wurde über dem Pennin als aufrechte Serie nach N verfrachtet, durch schräg gegen N aufsteigend anzunehmende Flächen in einzelne Teildecken zerlegt, die ebenfalls aufrechte Schichtfolge zeigen. Intern wurden diese Decken während des Transportes z. T. durch starke innere Faltung, die oft ausgedünnte, liegende Falten erzeugte, weiter gegliedert (Pleislingdecke). Stirnteile der Teildecken können dabei als schwächliche Reste verkehrter Serien an der Basis verschleift auftreten. Eine weit verfolgbare, allerdings nur geringmächtige, weiter verschuppte, verkehrte Serie existiert an der Basis der obersten unterostalpinen Decke der Radstädter Tauern, der Quarzphyllit-Decke, die aber, wie schon S. 102 ausgeführt, dennoch nicht als Liegendflügel des Mittelostalpins aufgefaßt werden kann (Abb. 17).

Auch im Semmeringsystem erwies sich das von H. MOHR noch als riesige „Überfalte“ mit Liegend- und Hangendflügel gedeutete Profil im Meridian des Sonnwendsteins — von der tiefsten Einheit abgesehen — als eine Folge aufrechter Schuppen (Abb. 1). Gerade im Semmeringsystem aber spielt der überdimensionale Faltenbau, deckenbildend auftretend, wie man an der verkehrten, weithin verfolgbar Serie im Scheiblingkirchener Fenster (Abb. 2) und im Mürztal erkennen kann, ebenfalls eine Rolle. Untergeordnet sind auch in der Schieferhülle des Tauernfensters — soweit bisher geklärt — neben den überwiegend aufrechten Deckenlamellen Großfalten vorhanden (Seidlwinkeltrias nach G. FRASL 1958). In den höheren Deckengruppen der Ostalpen treten somit ganz allgemein die einfachsten Strukturen — horizontal verfrachtete, aufrechte Decken — auf, die sich hier nur durch ihre größeren Dimensionen auszeichnen.

R. TRÜMPY hat in den Schweizer Alpen zwei relativ unabhängige Akte der Tektonik unterschieden (1958, S. 351): einen älteren, während dessen die verschiedenen voralpinen Decken als abgescherte Sedimentdecken überwiegend durch Schweregleitung transportiert wurden und einen späteren mit der orogenetischen Hauptphase, dem die späteren Decken mit kristallinem Kern zuzuordnen wären. In den Ostalpen gilt ein solches Prinzip bestimmt nicht, da die vorwiegend aus Sedimenten bestehenden gigantischen Abscherungsdecken in höheren und tieferen tektonischen Stockwerken gleichzeitig und gleichwertig mit Decken mit mächtigem kristallinem Kern transportiert wurden.

Mit der Feststellung, daß die großtektonischen Einheiten in den Ostalpen im überwiegenden Maß aus abgescherten, flach überschobenen Decken mit aufrechten Serien bestehen, haben wir uns nun endgültig von der auf P. TERMIER und V. UHLIG zurückgehenden Vorstellung eines überdimensionalen Faltenbaues des Ostalpins entfernt, also von jener schon von AMPFERER und CORNELIUS abgelehnten Auffassung einer riesigen liegenden Falte, die mit Kristallin und Paläozoikum im Kern aus der Wurzelzone ausgequetscht worden wäre. Auch bei L. KOBER erscheint noch dieses Bild vom Ostalpin, und zwar werden nicht nur die Radstädter Tauern als Liegendschenkel einer Falte mit dem Schladminger Kristallin im Kern gedeutet (1938, S. 31), sondern es wurden ebenso die Ötztaliden als Gegenflügel zu den Schladminger Tauern als eine „Art Großfalte oder Überfalte“ aufgefaßt, wobei an der Basis und im Dach Mesozoikum läge, dessen Verbindung über die Stirn im

Norden zu denken sei, wobei der Innsbrucker Quarzphyllit im Westen ebenso wie der Radstädter im Osten als eine Art verkehrter Grauwackenzone galt (1938, S. 82). Die Erkenntnis der Existenz des mittelostalpinen, unmittelbar auf Altkristallin lagernden Mesozoikums zwingt aber zur anderen Deutung. Ähnlich wie etwa O. AMPFERER 1940, S. 314—315 über die Ostalpen, hat ja auch W. K. NABHOLZ 1954, S. 162—163 von den Schweizer Alpen berichtet, daß die Decken sich auch dort ganz allgemein, und nicht nur in dem in dieser Hinsicht altberühmten Helvetikum, als abgescherte Gleitbretter erweisen, daß der Riesenfaltung nur sekundäre Bedeutung zukomme, in dem Sinne, daß es sich hierbei um Stauungserscheinungen in den Überschiebungsmassen handle. Gerade für diesen Prozeß der Faltenbildung durch Zusammenstauung im Stirngebiet bietet in den Ostalpen etwa die unterostalpine Pleislingdecke ein Musterbeispiel. NABHOLZ schrieb weiter (S. 163): „Heute besteht kein Zweifel darüber, daß die Kinematik der helvetischen und insbesondere der ostalpinen Decken, dann aber auch der oberen und mittleren penninischen Decken von den Vorgängen der Abscherung, Gleitung und Überschiebung beherrscht wird.“ Dem kann also auch vom Blickwinkel des Ostalpengeologen voll zugestimmt werden. NABHOLZ wies sogar von den tiefsten penninischen Einheiten der Westalpen nach, daß nur die Deckenkernkörper Teile von liegenden Falten darstellen (S. 167), die übrigen Teile aber vom übrigen Verband losgerissen und sogar dort als Abscherungspakete um ein Mehrfaches gegen N verfrachtet wurden und daß in den höheren penninischen Decken schließlich die Abscherung und Gleitung bereits weitaus überwiegt. Man erkennt die großen Analogien zur Struktur des Pennins des Tauernfensters, wo die Schieferhülle als ganzes über die Kerne mit ihren schmalen Hüllen in Hochstegenfazies überschoben ist und in sich wiederum, von der weiteren Untergliederung abgesehen, in aufrechte Serien zweigegliedert ist. Wiederum auch hier im höheren Pennin das Prinzip flacher, gegen N verfrachteter Abscherungsdecken.

Als unmittelbares und sicheres Ergebnis dieses oben geschilderten Stiles großräumiger Abscherungsdecken muß eine enorme Abpressung und Verschluckung von Sockelmaterial unter allen Zonen des Orogens angenommen werden. Bei sämtlichen Decken ist ja nur die oberste Zone, sei es nur der Sedimentmantel oder auch noch eine Lage des kristallinen Untergrundes abgeschert und überschoben; deren wohl ursprünglich auch etwa 25—40 km mächtiger fester Sockel aber ist in der Tiefe verschwunden. In neuester Zeit hat darauf besonders E. SPENGLER bei der Rekonstruktion der ursprünglichen Breite allein der Nördlichen Kalkalpen mit Nachdruck aufmerksam gemacht. Bei der gewaltigen Ausdehnung des einstigen, durch Sedimente bedeckten Gebietes ist eine ganz beträchtliche Abströmung in die Tiefe anzunehmen, muß sich in der Tiefe eine den oberflächlichen Bau noch weit übertreffende Umstellung vollzogen haben. Eine exakte Breiteangabe des ursprünglichen Geosynklinalraumes der nördlichen Ostalpen ist auf Grund der Ausdünnungen und Streckungen der Schichtreihen in den tieferen Decken nicht leicht möglich. Eine bedeutende Breite ergibt sich daraus, daß die Rekonstruktion auch auf die zahlreichen Teildecken der einzelnen, an sich bereits breiten Großelemente bis zum Pennin hinunter Rücksicht nehmen muß. Die letzten Berechnungen bzw. Schätzungen für die Alpen ergaben Werte wie 300 km (R. STAUB 1953), 450 km (J. CADISCH 1956, S. 46), 500—800 km (R. TRÜMPY 1958, S. 88) und die sicher zu niedrige Zahl von 270 km (L. KOBER 1955). Der von E. SPENGLER allein für die kalkalpine Geosynklinale (also nur ein Teilstück des nordalpinen Fazies-

raumes) berechnete Betrag von 226 km ist allerdings doch zu hoch, berücksichtigt man die auch auf Grund eigener Kartierung wesentlich wahrscheinlicher erscheinende Einfügung der dann relativ schmalen Hallstätter Zone im Norden der Dachstein-Decke. Trotzdem aber die oben für die Gesamtbreite der alpinen Geosynklinale angeführten Werte z. T. enorm erscheinen, ist bei ihnen allen noch nicht das erst später entdeckte, so ausgedehnte Mittelostalpin der Ostalpen mit seinen eigenständigen Sedimenten in Rechnung gestellt! Man wird also trotz der tektonischen Ausdünnung in den tieferen Zonen keineswegs mit einer geringeren Breite als etwa 600 km allein beim Nordstamm der Ostalpen rechnen können (Abb. 20).

Vergegenwärtigt man sich dieses Ausmaß der notwendigen Breite der Geosynklinale für die Ablagerung der jetzt überschobenen Serien, so kommt man auf keinen Fall um die Annahme der gewaltigen Verschluckung von Teilen des Untergrundes herum, gleichgültig welche Theorie vom Mechanismus der Deckenüberschiebung wir ins Treffen führen. Bei der Theorie der Schweregleitung etwa müßten die postulierten Sockel ebenso in der Tiefe verschwunden sein, da sie ja nirgends mehr im Raum der Nordalpen, also vor Erreichung der südbewegten Dinariden, an der Oberfläche vorhanden sind. Der Sialwulst unter den jungen Orogenen ist ja in zahlreichen Fällen geophysikalisch nachgewiesen worden. Berühmt durch die genaue geophysikalische Durchforschung wurde z. B. etwa das junge Indonesische Orogen (F. A. VENING-MEINESZ 1959). Trotzdem muß außerdem zufolge des größeren postulierten als meßbaren Massenüberschusses noch Material des Untergrundes unter die Vorlandsschollen abgeströmt sein. Auf die Bedeutung der Verschluckungen im Untergrund haben zahlreiche Forscher seit O. AMPFERER 1906 und 1911 hingewiesen, in neuerer Zeit etwa J. CADISCH 1934 und 1943, S. 46, H. P. CORNELIUS 1940, besonders auch E. KRAUS und E. SPENGLER, neuerdings auch L. KOBER.

Diese Verschluckung des Sockels erfolgte nun nicht an einer bestimmten Zone in den Alpen, sondern naturgemäß im Untergrund jedes der großen Deckensysteme der Ostalpen: Während die oberste Lamelle der Kruste durch die Zusammenpressung abgesichert und in den Nordalpen gegen N transportiert und in weitere Teildecken gegliedert wurde, mußte sich gleichzeitig damit, um die Einengung zu ermöglichen, eine fortlaufende Zusammen- und Abpressung, Einengung und Verschluckung der Sockel vollziehen, die den einstigen Untergrund der Außenhaut bildeten. Da die Zusammenpressung so weit führte, daß, abgesehen vom Helvetikum, vom Pennin bis zum Oberostalpin sämtliche Einheiten fast völlig übereinander geschoben wurden, so kamen durch ständige weitere Aufzehrung der Sockel die „Wurzelzonen“, also die der einstigen Unterlage noch am nächsten gebliebenen Deckenteile, allesamt in eine relativ schmale Zone im Abschnitt nahe dem Südrand der Nordalpen zu liegen. Nur die Wurzelzone der Helvetischen Decken, in der Schweiz ebenso wie in den Ostalpen, liegt getrennt davon N vom Pennin. Da auch im Helvetikum der Ostalpen noch eigene Abscherungsdecken entstanden, muß auch dieses eine eigene Verschluckungszone aufweisen. Zusammenfassend ergibt sich also: In den Ostalpen hat jede großtektonische Einheit, jedes Deckensystem seine eigene Wurzelzone, in deren Tiefe sich Abströmung von Sockelmaterial vollzog. Mit dieser sich aus der Struktur der Decken der Ostalpen zwingend ergebenden Feststellung ist aber eine alte Streitfrage zwischen L. KOBER und E. KRAUS gelöst, nämlich jene nach ein oder zwei

Narbenzonen in den Alpen. Beide Forscher führten beobachtbare Argumente für ihre Feststellungen ins Treffen. Jene von L. KOBER für eine einheitliche Nordvergenz der Hauptüberschiebung in den Nordalpen waren unwiderlegbar und haben sich bei der Neuuntersuchung der entscheidenden Gebiete bestätigt. Aber auch die Gegenargumente von E. KRAUS beruhten auf Beobachtungen. Ursache für die Fehlinterpretation der zurecht erkannten nördlichen Verschluckungszone im Wurzelgebiet des Helvetikums bei E. KRAUS war die Überschätzung dieser Erscheinung im Rahmen des Gesamtrogens und die zu geringe Berücksichtigung der zeitlichen Abfolge der Ereignisse. Die Gültigkeit der Vorstellung von E. SUESS und L. KOBER von dem generell primär nordvergenten Bau der tektonischen Einheiten in den Nordalpen kann heute nicht mehr bezweifelt werden, die Auffassung von einem Doppelrogen mit Nord- und Südvergenz entlang beider Narben ist nicht aufrechtzuerhalten. Für die Decken im Süden der „Nordnarbe“ (S vom heute durch die Kalkalpen verdeckten Helvetikum) forderte KRAUS konsequenterweise Südvergenz. Das ist an Hand zahlloser Beispiele widerlegt worden, von den tiefsten Einheiten (Pennin im Tauernfenster) an über den prächtigen nordvergenten liegenden Faltenbau im fossilbelegten Mesozoikum der unterostalpinen Teildecken in den Radstädter Tauern bis zum Mittelostalpin des Brennermesozoikums und dem Oberostalpin der Blaserdecke — alles Gebiete, über die Arbeiten aus der neueren Zeit vorliegen (s. Regionaler Teil). Ebenso existiert die von KRAUS geforderte Scheitelzone mit der Änderung der Vergenzrichtung in der zentralen Achse der Zentralalpen keineswegs. Als Einwand gegen eine Nordnarbe wurde ferner angeführt, daß dort, wo die Kalkalpen gegen W ausheben, im Untergrund nicht die geforderte Narbenzone zu sehen sei. Hierbei muß allerdings die Verdeckung durch jung überschobenen Flysch berücksichtigt werden. Als entscheidendes Argument gegen die Auffassung von E. KRAUS kommt in neuer Zeit aber außerdem die durch Detailkartierung und -Untersuchungen im einzelnen belegte Feststellung von D. und M. RICHTER von der Verschleppung von Aroscher Schollen an der Basis der Kalkalpendecken gegen N hinzu, also vom Raum S der „Nordnarbe“, über diese hinweg, gegen N. Es geht nun nicht mehr, wie E. KRAUS (1956, S. 125) versuchte, über die Neuergebnisse hinwegzusehen, um die Hypothese einer orogenetisch gleich der „Südnarbe“ wirksamen „Nordnarbe“ aufrechtzuerhalten.

Aus den von L. KOBER und E. KRAUS angeführten Beobachtungen ergibt sich hingegen im Verein mit neueren Überlegungen: In den Nordalpen herrscht generell primär Nordvergenz, es gibt weder eine noch zwei „Narbenzonen“, sondern jedes Deckensystem hat seine eigene Wurzelzone, an der Verschluckungen vor sich gingen. Durch die starke Annäherung der Wurzelzonen im S nahe der alpin-dinarischen Grenze hat hier der Hauptabstrom von Sockelmateriale in die Tiefe stattgefunden. Getrennt davon liegt im Norden am Südrand des Helvetikums dessen Wurzelzone. Durch den Deckenbau des Helvetikums in der Schweiz, der sich noch unverdeckt ein Stück in die Ostalpen verfolgen läßt, mußten auch hier Sockelteile bei der Deckenbildung verschluckt werden. Die Steilstellung und Überkipfung der Serien am Südrand der Kalkalpen ist nicht leicht als unmittelbare Nachwirkung dieser verdeckten Wurzelzone zu werten. Denn ein fortwirkender „Hinabbau“ ist ja tatsächlich im Westen, beim Ausheben der Kalkalpen, in der Flyschunterlage nicht erkennbar. Andererseits spricht aber das von H. P. CORNELIUS 1940 angeführte Argument von der flachen Unterlagerung der Kalkalpen im Ostabschnitt durch die Grauwackenzone nicht grundsätzlich gegen eine solche mit

Verschluckung verbundene Wurzelzone (des Helvetikums), da sich ja solche Verschluckungszonen, wie das Beispiel der übrigen großtektonischen Einheiten zeigt, nicht durch die höheren, darüber hinwegbewegten Einheiten durchzupausen brauchen. Hier im Osten kommt noch dazu die Verlagerung der helvetischen Wurzelzone, die zu den Pieniden hinüberleitet, vom Raum des heutigen Kalkalpen-südrandes hinweg nach NE hinzu.

Noch immer ein offenes Problem bleibt die Frage über Einzelheiten des Mechanismus, durch welchen derartig große Deckenschubmassen auch gegen die Schwerkraft bewegt werden können und wie die Schubkräfte von der Wurzelzone bis in die vordersten Partien dieser relativ dünnen Lamellen übertragen werden können. Diese noch immer nicht gelöste Frage kann aber deshalb nicht als Anlaß zur Ablehnung der nachweisbaren Überschiebungen genommen werden, wie dies früher oft geschah. Das Tatsachenbild des Deckenbaues ist zu trennen von den Theorien seiner Erklärung. Die Ungleichzeitigkeit der Hauptüberschiebung des Ostalpins im Westen und Osten der Alpen sowie seiner Fortsetzung in den Karpaten spricht ebenso wie die wieder deutlich sichtbare Ungleichzeitigkeit der letzten Aufschiebungen am Alpennordrand für die Aktivität der tektonischen Einheiten des Orogens und gegen die Erzeugung der Bewegungen durch die generelle Unterschiebung durch das starre Vorland, die ja sonst in allen Abschnitten immer wieder gleichzeitig erfolgen müßte. Auch die Eigentektonik der verschiedenen Zonen, im Wiener Raum z. B. die schräg unter die Kalkalpenstirn streichenden Flyschteildecken, weisen in der gleichen Richtung und bekunden die Selbständigkeit auch der einzelnen Zonen des Orogens. Das angeführte Beispiel besagt etwa, daß die Tektonik des Flysches nicht passiv gestaltet ist, weder durch ein unterschiebendes Vorland noch als einfache Schleppung unter den Kalkalpen. Allgemein ergibt sich somit aus der Ungleichzeitigkeit und verschiedenen Stärke der Bewegungen in den einzelnen Abschnitten und der Selbständigkeit der einzelnen Deckensysteme, daß wir mit der ersteren der beiden scheinbar gleichwertigen Denkweisen: aktive Überschiebung der höheren Einheit gegen N — aktive Unterschiebung des Vorlandes bzw. der tieferen Einheit gegen S, der Wahrheit näher kommen. In physikalischer Hinsicht würde ja bei beiden Vorstellungen sich für die Deckenlamellen die gleiche Bedingung ergeben: Art und Ausmaß der Verfrachtung bliebe gleich und auch die angreifenden Kräfte wären gleich groß, gleichgültig ob durch die ganze dünne Deckenlamelle der Druck von der Wurzel, von „hinten“ bis in die Stirnpartie übertragen werden muß, oder ob bei einem aktiv unterschiebendem Untergrund die in ihrem Ausmaß gleich großen Druckkräfte in der dünnen Lamelle bis zur Wurzelzone, die dann als Widerlager fungieren muß, fortgeleitet werden müßten! Es ist für alle Überlegungen, die sich auf einen aktiven Überschiebungsprozeß beziehen, nötig, sich über die Notwendigkeit einer Druckübertragung in der gesamten Deckenlamelle vollkommen im klaren zu sein.

Als eine bestehend einfache Lösung des Transportproblems der Decken wurde seit L. BOMBICCI (1882), E. REYER (1888), seit H. SCHARDT (1893, 1907) und O. AMPFERER (1906) bis in die neueste Zeit (R. VAN BEMMELN) die Theorie der Schweregleitung der Massen vertreten. Um aber die Entstehung eines derartig gewaltigen Deckenhaufens, bei dem wie in den Ostalpen bereits vor und in der austrischen Phase vom Pennin bis zum Oberostalpin alle Einheiten fast gleichzeitig übereinanderbewegt worden sind, durch diese Theorie erklären zu können, müßte

man bei der enormen Breite bei auch nur geringstem Gefälle zu dieser Zeit eine bedeutende Vortiefe im Norden bzw. eine entsprechende Hebung im Süden der Nordalpen annehmen. Beides aber ist nicht nachweisbar. Ferner müßte trotzdem eine starke Einengung der ehemaligen Geosynklinale angenommen werden, da ja solche Sockel der Nordalpendecken nicht vorhanden sind und auch verschwunden sein müßten. Außerdem aber schneidet die Basis der Deckensysteme schräg durch die Schichtung der Sedimente, schneidet ebenso im Altkristallin alle Strukturen und Gesteinsarten horizontal durch — Erscheinungen, die nur durch unter Druck entstandene Abscherung, absolut nicht durch einfache Schweregleitung bei minimalem Gefälle entstanden sein können. M. K. HUBBERT & W. W. RUBEY gaben (1959) eine Erklärung für tangential Bewegung, bei der das Porenwasser der Sedimentgesteine verantwortlich gemacht wird: Bei totaler Abdichtung soll bei geringer Erhöhung des Seitendruckes dem Porenwasser des Gesteins solcher Überdruck verliehen werden, daß die darüber befindlichen Gesteinsmassen praktisch ohne Reibung hinwegbewegt werden können. Diese Erklärung, die für juvenile, von Porenwasser erfüllte Sedimente des Geosynklinale anwendbar sein mag, läßt sich nach dem oben über die Art der Basisflächen vieler Deckensysteme Gesagten hier nicht anwenden.

Bei der durch einseitigen tangentialen Druck bewirkten Deckenbildung ging eine plastische Verformung des festen Gesteins vor sich — auch noch in der höchsten tektonischen Einheit, im Oberostalpin, wie die Faltenbildung zeigt. Das heißt, daß die von O. AMPFERER 1941 drastisch ausgedrückte Meinung vom „teigweichen“ Zustand der Gesteine bei der Faltenbildung und tektonischen Verformung (vgl. z. B. Alb. HEIM), abgeleitet aus Beobachtungen im Sonnwendgebirge, nicht einfach abgelehnt werden kann, wie z. B. durch H. P. CORNELIUS (1949, S. 90). Auch im großen muß eine solche Plastizität der Gesteine angenommen werden, wie man sie im Kleinbereich der bis berggroßen Falten unmittelbar beobachten kann, betrachtet man etwa den wesentlich späteren Vorschub des Westendes der Kalkalpen und der anderen Einheiten, die demnach an der Knickstelle in einem plastischen Verband mit der Hauptmasse gestanden sein müssen.

Einzig bei der weiteren Deckenbildung und bei dem Weitertransport der Nördlichen Kalkalpen in der subherzynischen, vorgosauischen Phase ist an eine Schweregleitung dieses Teiles des Oberostalpins zu denken: Hier wären zumindest die Voraussetzungen hinsichtlich des Gleitmittels an der Basis, die in großen Abschnitten aus Haselgebirge oder Werfener Schiefer besteht, erfüllt. Zur Entstehung des Gefälles müßte man allerdings eine allgemeine Hebung der Zentralzonen der Ostalpen annehmen, da ja eine Vortiefe durch die Existenz des südpienidischen Rückens nicht erwartet werden kann. Der Vorteil einer solchen Deutung der Deckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen durch Schweregleitung läge trotz dieser Schwierigkeiten vor allem in dem kleineren nötigen Ausmaß der Überschiebung und in dem geringeren Ausmaß der vorgosauischen Erosion, durch die sonst das fehlende nordalpine Mesozoikum in den Zentralalpen hätte entfernt werden müssen. Für eine Gleitung spricht auch der relativ gute fazielle Zusammenschluß der Nördlichen Kalkalpen mit dem im Süden liegen gebliebenen Drauzug und seiner östlichen Fortsetzung, da bei Erosion eines ehemals breiten dazwischenliegenden Teiles diese Beziehung eher mehr gestört wäre.

9. Die Wurzelzonen in den Ostalpen und die alpin-dinarische Grenze

Ein früher viel diskutiertes Thema stellt die Frage nach der Wurzelzone der ostalpinen Decken dar, besonders nach der Wurzelzone der Nördlichen Kalkalpen. Die Antwort ergibt sich nach all dem vorher Gesagten heute praktisch von selbst. In klarer Weise haben bereits H. P. CORNELIUS 1940, S. 288 und ebenso O. AMPFERER 1940, S. 313 festgestellt, daß die alte Vorstellung — die aber doch noch immer zitiert wird (vgl. E. KRAUS 1954, S. 62) — nach der die Decken als übertriebene, aus Wurzelzonen herausgequetschte Falten aufgefaßt wurden, hinfällig sei. Mit CORNELIUS 1940 muß die für uns unmittelbar sichtbare Wurzel, also die Stelle, wo die Decke entgegen der Bewegungsrichtung in den Untergrund verschwindet, von der theoretischen Wurzel, also der tatsächlichen, unter Umständen heute noch weiter überschobenen, verdeckten oder verschluckten ursprünglichen Heimat, unterschieden werden. L. KOBER hatte schon 1912, S. 98 von der „sekundären“, sichtbaren, die „primäre“, uns unbekannte Wurzel unterschieden.

Daß in den Ostalpen nicht eine Wurzelzone (Narbe) schlechthin vorhanden ist, sondern jedes Deckensystem seine Wurzeln hat, wurde eben vorher erläutert. Im Osten der Alpen, wo die Überschiebungsweiten am größten werden, aber keine Aufwölbung Anlaß zur Tiefenerosion gab bzw. das Mittelostalpin mächtig entwickelt ist, hängen auch noch die höheren Decken, besonders das Mittelostalpin und die Gurktaler Decke, breit mit den Wurzelzonen zusammen: Die Gurktaler Decke reicht mit ihrer südöstlichen Fortsetzung vom Ostabschnitt des Klagenfurter Beckens an noch unmittelbar bis zur alpin-dinarischen Grenze, die hier Nord- und Südkarawanken trennt, wodurch der Abschnitt der Nordkarawanken und seine östliche Fortsetzung hier zur oberflächlich sichtbaren Wurzelzone der oberostalpinen Decke wird. Im westlich anschließenden Westteil des Klagenfurter Beckens, im Gailtaler Kristallin und im Abschnitt N der Pustertaler Linie bildet bereits die mittelostalpine Wurzelzone die Südgrenze der Nordalpen. Drauzug und Winnebacher Zug stellen hier wurzelnahe Schollen der oberostalpinen Decke dar. Durch den Nachschub der Dinariden ist aber im gesamten Raum und weiter im Westen kein Rest des Oberostalpins mehr erhalten geblieben, sondern dieses wurde vollkommen abgequetscht. Der gesamte kristalline Sockel des Oberostalpins fehlt und muß ebenfalls S dieser Linie verschluckt worden sein. Der Drauzug also ist mit dem ihm unterlagernden Paläozoikum als ehemals südlichster Teil des Oberostalpins ebenfalls primär kräftig gegen N überschoben. Die enorme Zerstückelung, Schuppung, Bruchschollenbildung in diesem Zug ist gerade durch die Nähe der Wurzelzonen des Ober- und Mittelostalpins verständlich, an denen ja die Abströmung des Sockelmaterials in die Tiefe vor sich ging, andererseits bis in die jüngste Zeit Nachbewegungen an der Oberfläche kenntlich sind. Diese jüngsten Bewegungen sind vom Nordsaum der Karawanken berühmt geworden. F. HERITSCHE hat sie am Nordrand der Karnischen Alpen durch die Beschreibung der Schrägstellung der interglazialen Schotter bei Feistritz erwiesen. Daß in den Lienzer Dolomiten südvergente Schuppung, die jünger als die primäre Nordbewegung ist, ebenso wie in den Abschnitten weiter im Westen auftritt, darf nicht als Argument gegen eine klare Trennbarkeit von Alpen und Dinariden gewertet werden, wie dies H. P. CORNELIUS 1949 vermutete. In dieser Arbeit negierte CORNELIUS, der im Westteil

der Ostalpen eine klare Grenze zwischen Nord- und Südalpen annahm, S. 242 eine durchlaufende tektonische Linie im Osten. Er erblickte nicht in der Gailtallinie die Fortsetzung der Nord-Südalpen-Grenze gegen E, sondern sah in der sich von dieser Linie abspaltenden Fortsetzung der Pusterer Linie gegen E nach Lienz, also N des Drauzuges, die Fortsetzung der Nord-Südalpen-Grenze. Konsequenterweise muß dann durch das Erlöschen dieser Störung bei Lienz (CORNELIUS 1949, S. 235) bzw. weiter im Osten jenseits des Sattels E vom Gödnachgraben hier eine unmittelbare Verbindung zwischen Nord- und Südalpen bestehen und der angenommene Transgressionsverband der Lienzer Dolomiten „die Trennung von „Alpen“ und „Dinariden“ aufs vollkommenste ad absurdum führen“ (S. 236). CORNELIUS hatte mit der Ablehnung der SUESSschen Vorstellung von der grundsätzlichen Trennbarkeit von Alpen und Dinariden es abgelehnt, nach der Grenze zwischen den beiden Einheiten zu suchen (S. 240): „Eine durchlaufende tektonische Linie brauchen wir ja für diese Art der Abgrenzung nicht mehr!“ (S. 242).

Theoretisch könnte ja tatsächlich eine solche unmittelbare Fortsetzung vom Oberostalpin in die Dinariden führen, wie in verschiedener, stets modifizierter Art wiederholt angenommen worden war: P. TERMIER dachte sich bereits die Nordalpen von dem dinarischen Schlitten überfahren (1903), R. STAUB leitete 1922/25 die Steirische Decke unmittelbar vom Hochdinarischen ab und in neuester Zeit hatte P. FALLOT (1954) das Altkristallin der Muralpen unmittelbar in den Sockel der Südalpen fortgesetzt gedacht und die Gailtaler Alpen ebenso wie die Südlichen Kalkalpen als normale Auflagerung ohne Störung zwischen Nord- und Südalpen (Dinariden) gezeichnet.

Der Auffassung von der unmittelbaren Verbindung zwischen Nord- und Südalpen widersprechen aber klar fazielle und tektonische Gegebenheiten. Der Drauzug und die Nordkarawanken sind noch durchaus nordalpin, wenn auch einzelne süd-alpine Merkmale noch viel weiter im nordalpinen Faziesraum zu verspüren sind. Das wurde im faziellen Teil (S. 174) gezeigt. Darauf hat auch in neuerer Zeit besonders N. ANDERLE (1950, S. 222) verwiesen. Der fazielle Unterschied im Mesozoikum zu beiden Seiten der Nord-Südalpen-Grenze ist auch noch durch das Nachdrängen der Dinariden verschärft worden. Ebenso ist die generelle primäre Nordbewegung der Nordalpen und die südvergente Falten tektonik der Südalpen ein seit langem erkannter prägnanter grundsätzlicher Unterschied. Daneben aber dürfen wir nicht vergessen, daß wir es im Dinaridenblock in diesem Abschnitt noch mit der relativ ursprünglichen Bindung der Sedimentdecke zum kristallinen Sockel zu tun haben, daß aber in den Nordalpen gerade im Raum der hier im Süden verlaufenden Wurzelzonen in ganz unwahrscheinlichem Ausmaß Verschluckungen des kristallinen Unterbaues sämtlicher ostalpiner und sogar der hochpenninischen Schieferhülledecken notwendig erfolgt sein müssen. Nicht zufällig ist diese Zone gewaltiger Abströmungen sialischen Materials in die Tiefe in späterer Zeit wiederum Weg gewesen für den Aufstieg der jungen Eruptiva auf der ganzen Strecke zwischen dem Syenit von Biella und dem Diorit von Traversella über die Tonalit-Granite des Bergell, Admello, Iffinger, Kreuzberg, Rieserferner bis hinüber nach Eisenkappel und ins Bachergebirge. Sieht man in dieser Verschluckung, Aufschmelzung und im Wieder-aufdringen eben in dieser Wurzelzone einen kausalen Zusammenhang, so wäre ebenso in der penninischen Zone, bei der der Sockel der höheren Decken eingeschmolzen wurde, das Aufdringen von Graniten und Tonaliten in alpidischer Zeit

verständlich, wie dies etwa J. CADISCH 1943, S. 49 und P. NIGGLI 1950, S. 522 aus dem wurzelnahen Schweizer Pennin beschrieben und F. KARL 1959 für den tonalischen Anteil des Zentralgneises nachzuweisen suchte.

All die genannten Erscheinungen im Raum der Nord-Südalpen-Grenze weisen auf die tiefgreifende Trennung dieser Gebirgsstämme. Es ist daher heute ebenso wie vor 85 Jahren die von E. SUESS erkannte grundsätzliche Bedeutung dieser Narbenzone gültig. L. KOBER hatte später, seit 1912, wiederholt auf diese fundamentale Grenzlinie hingewiesen, dabei aber gegenüber E. SUESS die Zusammengehörigkeit der beiden gegen das Vorland im N und S vergierenden Stämme des alpinen Orogens betont. Die Grenzlinie, die Nord- und Südalpen in tektonischer wie in fazieller Hinsicht scheidet, zieht in Form der Insubrischen Linie aus dem Veltlin gegen E, wird hier Tonalelinie genannt, setzt dann über die Judicarienstörung nach N, in der Pusterer Linie verläuft sie bis zur Südseite des Winnebacher Zuges, folgt dem Gailtal, hier von der jungen Nordrandstörung der Karnischen Alpen oberflächlich überlagert, bildet etwa den Südrand des Klagenfurter Beckens bis S Feistritz/Rosental und dann die Trennung zwischen den Nord- und Südkarawanken, zwischen dem Hochobir-Petenzug im N und der Kossuta-Einheit und den Steiner Alpen im S durch die Eisenkappeler Tonalitzone. Weiter im Osten verläuft diese Linie S der Triasschollen von Ober Dollitsch-Rötschach, also S vom Bachergebirge.

R. STAUB vertritt in seiner Arbeit über die Südalpen (1949) noch immer trotz mannigfaltiger Einsprüche verschiedener Forscher die in den Grundzügen bereits 1915 dargelegte Auffassung, daß die Wurzeln des Kristallins der Silvretta in der Catena orobica vorlägen, daß also in den westlichen Ostalpen die Wurzelzone der als höchste Einheit gedeuteten Silvrettadecke noch S der Tonalelinie im orobisch-insubrischen Kristallin zu suchen sei. Ähnlich hatte STAUB ja auch im „Bau der Alpen“ (1924, S. 217) seine Meinung hierüber formuliert: „Alpen und Dinariden sind ein und dasselbe Orogen, sie sind ein und dasselbe Gebirge, und die Dinariden stellen nur dessen höchste tektonische Elemente dar.“ Diese Meinung, die sich auch bei anderen Schweizer Forschern modifiziert wiederfindet (z. B. J. CADISCH 1928, S. 106) geht letzten Endes wieder auf P. TERMIER zurück. Diese Vorstellung wurde von R. STAUB für den West- und Ostteil der Ostalpen angewendet (1949, S. 307), sodaß hier eine ähnliche Darstellung wie die später bei P. FALLOT wiedergegebene vorliegt. Stellung hierzu wurde schon im Vorhergehenden genommen.

Beim Fortschreiten entlang der Südalpengrenze gegen die Westalpen hin sehen wir vielmehr die immer weiter fortschreitende Abquetschung der dort steil stehenden Wurzelzonen. Das totale Auskeilen der Decken in der Wurzelzone gegen W hin, wie wir es in der Oberostalpinen Zone bereits vom Westende der Karawanken an — vom Winnebacher Kalkzug abgesehen — antreffen, ist in ähnlicher Weise beim Mittelostalpin W Sondrio und bei Unterostalpin E Locarno zu beobachten. Allerdings sind hier keine mächtigen Schubmassen mehr gegen N gefördert worden, sondern stellen sich als Fortsetzung der tieferen ostalpinen Einheiten nur die Klippen der Nordschweiz als isolierte Schollenreihe weiter gegen W ein. Die Steilstellung der Wurzelzonen im Westen ist kein primäres, kein notwendiges Merkmal, wie man aus dem Vergleich mit den Wurzelzonen im Osten, im breiteren Abschnitt des Orogens erkennt.

10. Das ostalpine Längsprofil

Abgesehen von R. STAUB, der in seinem Alpenwerk 1924 und auf der zugehörigen Karte die Alpenprofile auch im Längsschnitt zur Darstellung brachte und besprach, sind solche Überlegungen über die Ostalpen allgemein vernachlässigt worden. Und doch ist die Überprüfung des Längsprofils aus zweierlei Gründen wertvoll: Erstens wird dadurch erst die Hauptursache der Entsehung der Fenster über den tieferen tektonischen Einheiten klar, ferner lösen sich manche lokale Probleme, wie z. B. die für R. KLEBELSBERG 1941, S. 282 noch ungeklärte Frage über die Lagerungsverhältnisse und Fallrichtungen am Westende des Tauernfensters, deren Beantwortung z. B. bereits bei R. STAUB 1924, Taf. 24, Fig. 45 gegeben ist (vgl. S. 105).

Der markanteste Zug des ostalpinen Längsprofils ist das auffällige Schwanken der Mächtigkeit des Mittelostalpins mit seiner kristallinen Masse. Wir erkennen diese primären, schon bei der Fernüberschiebung nach N vorhandenen Unterschiede in der Stärke sehr deutlich an den Rändern von Fenstern, wo noch mittelostalpinen Mesozoikum über dem auskeilenden Kristallin auflagert. Wo immer solche mesozoische Reste über den Rändern der Fenster erhalten blieben, zeigen sie, daß diese für das Ostalpin so entscheidende Kristallinmasse im Streichen linsenförmig an- und abschwilt und auf weiten Strecken sogar total reduziert ist. Die westlichste Masse des Mittelostalpins stellt die Silvretta dar. Ihr primäres Ausdünnen in der Streichrichtung des Alpenbogens, hier nach SW hin, ist überaus klar markiert durch das im Ducan-Landwassergebiet auflagernde, dieser Einheit angehörende Mesozoikum, unter dem an der Westgrenze zu den tektonisch tieferen Einheiten kein Kristallin mehr zutage kommt. Vielmehr bestehen die im N (Aroser Dolomiten) und im S (Aela-Zone) vom Mittelostalpin abgespaltenen Schuppen ebenfalls nur mehr zur Gänze bzw. vorwiegend aus Mesozoikum. Das mittelostalpine Kristallin verschwindet hier primär über den tieferen bündnerischen tektonischen Einheiten. Gleiche Verhältnisse herrschen am Südrand des Engadiner Fensters. Wiederum keilt das Kristallin im Liegenden des Scarl-Mesozoikums weitgehend aus, sodaß nur mehr ein schmaler Kristallinstreif die Engadiner Dolomiten vom unterlagernden unterostalpinen Mesozoikum trennt. Von L. KLÄY (1957) ist der inmitten des Unterengadiner Fensters über Pennin und Unterostalpin erhaltene, kompliziert gebaute Deckschollenrest der Stammerspitze als Deckenrest in der Fortsetzung der Engadiner Dolomiten, und zwar der Scarl-Decke, erkannt worden (S. 440). Hier ist also das Mittelostalpin über dem Unterostalpin unmittelbar mit Mesozoikum, u. zw. Hauptdolomit, aufgeschoben. Am Westrand der Ötzmase sieht man zufolge des auflagernden Mesozoikums im Piz Lad und Jaggl und in der SW vom Reschen erhaltenen Scholle das primäre Auskeilen dieser riesigen Kristallinlinse gegen W, während im Stubai-Brenner-Telfer Weiße-Mesozoikum deren Auskeilen gegen E, gegen das Tauernfenster hin markiert ist.

Wohl fehlt am Ostrand des Tauernfensters das dem Kristallin auflagernde Mesozoikum und ist erst im Sattental im Norden nachgewiesen. Hingegen kann man trotzdem das rasche Auskeilen zumindest im Nordabschnitt des Tauernfensters gegen W hin unmittelbar erkennen, da hier die Keile des Schladminger Gneises sehr rasch an der Grenze zwischen unterostalpinem Quarzphyllit und oberostalpinen Grauwackenzone im Raum SW Schladming ausspitzen. Ganz analog zeigt ja der Kellerjoch- bzw. Schwazer Gneis weiter im W an dieser Linie, daß hier das Kristallin

nur mehr in einzelnen Fetzen mitgeschleppt worden ist. Das bedeutet aber, daß der Nordteil des Tauernfensters nie von Mittelostalpin in nennenswertem Ausmaß überlagert war, da dieses von S gegen N und am W- und E-Rand des Tauernfensters rasch auskeilt. Das bedeutet aber ferner, daß die seit alters gültige Auffassung, daß während der Deckenüberschiebung der Gebirgskörper der Hohen Tauern unter zehn und mehr km mächtigen Gesteinsmassen der ostalpinen Decken in der Tiefe lag, nicht zutrifft, da zumindest im N im wesentlichen nur mit der Überlagerung durch das nicht so mächtige Oberostalpin zu rechnen ist. An diese bis in die neueste Zeit (Ch. EXNER 1957, S. 153) gültige Meinung von solch gewaltiger Überlagerung schloß z. B. noch H. P. CORNELIUS seine Überlegungen über die Stabilitätsgrenzen der Plagioklasreihe mit zunehmender Tiefe an.

Auch die große Masse des steirisch-kärntnerischen Altkristallins zwischen Tauern- und Semmering-Fenster zeigt wiederum einen linsenförmigen Längsschnitt. Im Osten ist die rasche Mächtigkeitsabnahme des Mittelostalpins zwischen dem Semmeringsystem im Liegenden (Stanz-Anger) und dem Oberostalpin des Grazer Paläozoikums im Hangenden, das im genannten Abschnitt dem Unterostalpin bereits stark nahekommt, auffällig. Im gesamten Rahmen des Semmering-Wechsel-Fensters ist wiederum das Mittelostalpin außerordentlich schmal, endet im N im Tattermannzug gegen E, muß aber auch im S zwischen Rechnitzer Schieferinsel (Pennin) und dem Eisenberg (Oberostalpin) weitgehend reduziert sein und liegt auch sonst nur in geringen, mit dem Unterostalpin verschuppten Schollen auf (Schäffern, Sieggaben).

Diese Tatsachen geben uns eine Begründung, warum gerade in diesen Abschnitten die großen Fenster der Ostalpen auftreten. Ferner geht daraus hervor, daß für den „Aufstieg“ des Fensterinhaltes keine so großen wie bisher angenommenen Abtragungen erforderlich waren: Im Obereozän war ja z. B. bekanntlich schon der tiefere Teil des Semmeringsystems bei Kirchberg/Wechsel freigelegt, sodaß dort Nummulitenkalke abgelagert werden konnten. Ab Rupel sind die Schwerminerale des Tauernkristallins in der bayerischen Molasse nachweisbar (H. FÜRCHTBAUER 1958). Dieses frühe Auftauchen der Fensterinhalte wird daher außer durch das hohe Alter der Hauptüberschiebung auch durch das primäre Fehlen oder Zurücktreten des Mittelostalpins in diesen Abschnitten begründet.

11. Die Hauptphasen der Fernüberschiebung und der „Ost-West-Schub“

Aus der tektonischen Neugliederung der Zentralalpen und den neueren Forschungen im Nordteil der Nördlichen Kalkalpen ergeben sich neue Rückschlüsse auf das Alter der Hauptbewegungen in den Ostalpen. Erstmalig ergibt sich auch die Möglichkeit, das enorme Ausmaß der Fernüberschiebung bereits in den vorceno-manen Phasen voll erfassen zu können. Außerdem muß vor allem auf die verschiedene Wirksamkeit der verschiedenen Hauptphasen im Westteil und im zentralen bis östlichen Teil der Ostalpen hingewiesen werden, da die Fernüberschiebung im Mittel- und Ostabschnitt am frühesten vor sich ging, früher als in den Karpaten, wesentlich früher als im Westen.

Im gesamten, vielphasigen tektonischen Geschehen im Ostalpen-Orogen lassen sich bei der alpidischen Gebirgsbildung zwei große Akte zeitlich und auch

räumlich trennen: Im ersten Akt, der die vorcenomanen und vorgosauischen Phasen umfaßt, kamen die Überschiebungen der ostalpinen Decken zueinander und deren Transport über das Pennin im Mittel- und Ostabschnitt der Zentralalpen zustande. Im zweiten Hauptakt, in den nachgosauischen Phasen, erfolgten ebenfalls noch gewaltige Fernüberschiebungen, jetzt aber im Nordabschnitt, wo zunächst der Flysch und das Helvetikum überschoben, schließlich auch noch der Molasserand überfahren wurde. In diesen Phasen aber verhielt sich das Ostalpin im Mittel- und Ostabschnitt bereits als Block, die Teilbewegung der Decken innerhalb dieser Masse war in den Zentralalpen beendet, obwohl die Kalkalpen als Stirnteil des erstarrten und nun an tieferliegender Bewegungsfläche nachgeschobenen Ostalpins noch einen weiten Weg nach Norden nahmen. Das Erlöschen der Bewegung an den Deckengrenzen im Ostalpin im Raum der Zentralalpen in nachgosauischer Zeit beweisen klar die Reste von Gosau auf tiefst erodiertem Oberostalpin und Mittelostalpin und das Obereozän von Kirchberg/Wechsel auf tieferem Unterostalpin.

Als unmittelbare Zeugen vorkretazischer Bewegungen wurden schon wiederholt die Brekzien in bestimmten Niveaus der Trias und des Jura erwähnt. Die jüngsten, in den Deckenbau noch einbezogenen bisher bekannten Brekzien der österreichischen Zentralalpen stellen die Schwarzeckbrekzien s. str. im Unterostalpin der Radstädter Tauern dar. Aus der Seriengliederung ergab sich für diese Brekzien ein malm-tiefneokomes Alter. Fossilbelege sind in dieser Serie allerdings nur bis in den Jura vorhanden. In der Tauernschieferhülle kann noch weniger eine sichere Einstufung der jüngsten Schichtglieder vorgenommen werden. Obgleich durch das Hervortreten der Brekzien in verschiedenen Abschnitten der Ostalpen frühe Bewegungen angezeigt werden, ist aber innerhalb des Jura bisher nirgends eine Horizontalüberschiebung nachzuweisen gewesen. 1912 hatte L. KOBER daran gedacht, daß die große Deckenwanderung im Jura bereits begonnen hätte. 1951 nahm E. KRAUS an, daß ein guter Teil der Faltung und Teilüberschiebung in den Kalkostalpen bereits in der älteren Unterkreide, bzw. schon in der Trias und im Jura vor sich gegangen sei (S. 389), daß zufolge einer Schichtlücke unter dem tithonen Plassenkalk der juvavischen Decke weitgehende Massenverschiebungen in den Nördlichen Kalkalpen vor sich gegangen seien (S. 325). Ebenso nahm in neuester Zeit W. MEDWENITSCH (1958, S. 147) an, daß die Überschiebung der Sandling-Decke (Obere Hallstätter Decke) auf die Zlambachdecke (Untere Hallstätter Decke) im Salzkammergut bereits zu Ende des Lias erfolgt sei, die im Raum Mitterndorf mindestens zehn Kilometer betragen müßte. Alle diese Überschiebungen aber, deren Annahme oft nur durch das Auftreten von Schichtlücken begründet werden soll, sind nicht beweisbar.

Erst im Hochneokom sind die ersten sichern Anzeichen des Einsetzens der Fernüberschiebung in den Kalkalpen, und zwar am Beispiel der Überschiebung des Juvavikums über das Tirolikum, zu erkennen. Aus den Hangendpartien der hochneokomen Ischler Brekzie (Roßfeldschichten) führte W. MEDWENITSCH 1955, S. 5 und 1958, S. 148 Hallstätter Gesteine an (neben Oberjurakalken die typischen Melaphyre, Hallstätterkalke, Werfener Schiefer und Haselgebirge), die in ansehnlichem Maß in den Komponenten vertreten sind und nach MEDWENITSCH nur von der Stirn der heranrückenden Oberen Hallstätter Decke stammen können. Als Alter dieser Brekzien nahm W. MEDWENITSCH Apt bis Gault an, der noch ausstehende Fossilbeleg wäre für diese im Hinblick auf den Nachweis der frühesten sicher erfaßbaren Deckenüberschiebung in den Ostalpen von besonderem Interesse.

W. LEISCHNER beschrieb 1959, S. 85 ebenfalls die starke Beteiligung von Gesteinen aus der herannahenden Hallstätter Deckenstirn in den Geröllen der Konglomerate und Brekzien des Tirolikums im Hangenden der neokomen Mergel im unteren Ischlbachtal nahe der Kaiservilla in Ischl. Aber auch hier ist noch keine genaue, fossilmäßig gesicherte Einstufung dieser interessanten Brekzie gelungen. Als weiteres Beispiel, das ebenfalls das hohe Alter der juvavischen Deckenbildung erweist, sei auf die Beteiligung von Hallstätter Gesteinen in den Klastika des Neokoms der Unkenker Mulde W der Reiteralm verwiesen. Die wichtigste früheste Zeitmarke einer kräftigen Deckenbewegungsphase, belegt durch die herannahende Hallstätter Decke, gibt das Roßfeldgebiet. Hier sind in der Grobbrekzie des Hauterive Hallstätter Gesteine und Großschollen eingeschüttet. Für diese bedeutende voraustrische Phase, die im Hauterive-Barrême die ersten alpidischen Decken im Ostalpin (wahrscheinlich auch im Unterostalpin: Schwarzeckbrekzie) erzeugte, wird der Name „austroalpine Phase“ vorgeschlagen.

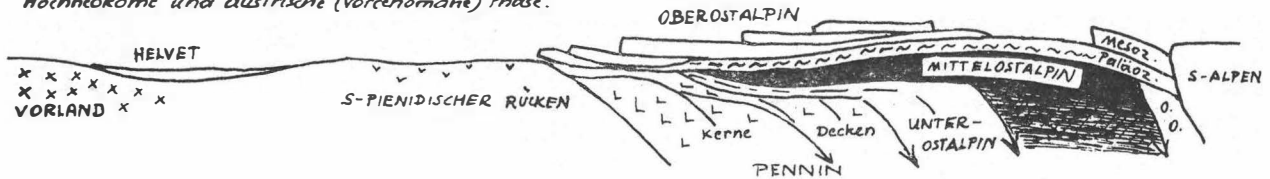
Allgemein war bisher als erster Haupttakt der Fernüberschiebung der großen ostalpinen Decken auf Grund der z. T. stark diskordanten Lagerung der Gosau die vorgosauische Phase angesehen worden. Der vorcenomanen Phase (austrische Phase STILLES) wurde mehr die Faltung der Serien, der vorgosauischen (subherzynischen Phase STILLES) die Fernüberschiebung der Decken zugeschrieben. Nun läßt sich endlich die enorme tektonische Bedeutung der älteren, namentlich auch der austrischen Phase klar erfassen. Nur H. STILLE selbst hatte sie — und das geht ja schon aus der Bezeichnung hervor — 1924, S. 214 als Stammfaltung der Ostalpen bezeichnet! Vor dem Cenoman nämlich mußte bereits die von S her überschobene oberostalpine Decke mit den Nördlichen Kalkalpen an der Stirn am Südrand des ultrapienidischen Rückens angelangt sein, der am Südrand der Flysch-Helvetikum-Geosynklinale über den Meeresspiegel aufgeragt haben muß. Von diesem nämlich stammen die Abtragungsprodukte eigener Art, die im Cenoman gegen S in den Stirnteil der oberostalpinen Kalkalpen eingesedimentiert worden sind. Die Existenz eines solchen Rückens in einem Großteil der Ostalpen, die, wie S. 136f. ausgeführt wurde, schon durch die Untersuchungen von F. TRAUTH, H. LOEGTERS u. a. erkannt worden ist, kann nun besonders durch die sorgfältigen Untersuchungen durch W. ZEL als erwiesen gelten, da auch in dem von ihm untersuchten oberbayerischen Abschnitt ein klarer Nachweis der Schüttungsrichtung der exotischen Gerölle des Cenomans von N gegen S möglich war. Hinsichtlich der Position der Stirn der oberostalpinen Überschiebungsmasse geben uns diese Cenoman-Ablagerungen gleichsam eine Momentaufnahme. Im gesamten Ost- und Mittelabschnitt der Ostalpen hatte die oberostalpine Decke bereits alle tieferen Einheiten der zentralen Geosynklinale überfahren und lag S vom ultrapienidischen Rücken! Das Semmering-Wechsel-System war zu dieser Zeit ebenso wie die Tauern bereits überschoben, eine Sedimentation darin unmöglich. Nach W läßt sich dieses diskordant lagernde Cenoman mit den exotischen Geröllen bis Hindelang verfolgen. Bis zu diesem Abschnitt der Kalkalpen muß der Vorschub der oberostalpinen Decken des Ostens bis an oder nahe S vom südpienidischen Rücken vorcenoman erfolgt sein. Weiter im Westen hingegen war die Stirn noch hinter dem jetzigen Raum des Unterengadins zurückgeblieben. Das beweist einerseits die bekannte Tatsache, daß noch Oberkreideserien im Engadiner Fenster vorhanden sind, wo aus einer Feinbrekzienlage — des basalen Bündnerschiefers nach G. TORRICELLI 1956, eher des Hochpennins oder Unterostalpins nach L. KLÁY 1957 — eine Mikro-

fauna des Campan-Maastricht nachgewiesen wurde und aus der unterostalpinen Tasnaserie im Rahmen des Engadiner Fensters Couches rouges mit artlich bestimm-
baren Globotruncanen und anderen oberkretazischen Foraminiferen bekannt
sind (Alttertiär wird von J. CADISCH 1953, S. 414 in den flyschartigen obersten
Anteilen dieser Serie zwar auch vermutet, ist aber nicht fossilbelegt. Im Prätigau
reicht ja hingegen auch der Penninflysch noch bis ins Untereozän (P. NÄNNY,
1948). Andererseits weisen alte und neue Untersuchungen des Cenomans in die
gleiche Richtung: In den westlichen Kalkalpen von den Lechtaler Alpen an bis
in den Rhätikon ist die Diskordanz des Cenoman gering und fehlt im W scheinbar
überhaupt. Das dem Oberostalpin angehörige Cenoman etwa im Großen Walsertal
besteht nach D. RICHTER 1956, S. 350 aus grauen Mergeln mit vereinzelt Sand-
einschaltungen; exotische Gerölle etwa von einem ultrapienidischen Rücken fehlen!
D. RICHTER erkannte ferner (1957, S. 331), daß das Konglomerat führende Ceno-
man der westlichsten Randzone der Kalkalpen hier bereits dem Unterostalpin, der
Arosa-Zone angehört und tektonisch vom Oberostalpin als Scherlingsmasse beim
späteren Vormarsch gegen N mitgeschleppt worden war. Die heterogenen Ablage-
rungen dieses Cenomans weisen nach D. RICHTER ebenfalls auf die orogenen Umge-
staltungen der austrischen Phase hin und es ist charakteristisch, daß die Sedimen-
tation im Süden, in Mittelbünden und in den Arosen Schollen des Rhätikon gering,
im Norden (jetzt im Allgäu und in Vorarlberg gelegene Teile) aber bedeutender war
und nicht so sehr durch die von S ausgehenden Bewegungen beeinflußt wurde.
Bezeichnend ist ferner, daß hier das Geröllmaterial, etwa im Kleinen und Großen
Walsertal, nicht, wie im Osten, vom ultrapienidischen Rücken stammt, sondern
überwiegend aus autigenen Gesteinen der Arosazone selbst, während die allothi-
genen Gerölle (Ophiolithe, hochmetamorphe Gesteine) eventuell ebenfalls der
Kristallinbasis der Arosazone angehören (D. RICHTER 1957, S. 333).

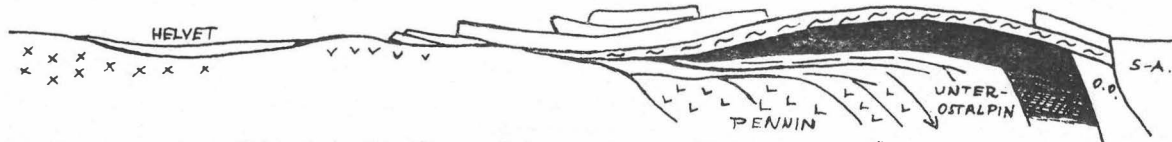
In den Nördlichen Kalkalpen sind die bedeutenden, in den verschiedenen
Abschnitten allerdings verschieden starken vorcenomanen Störungen vom Ostrand
bei Alland und Sittendorf bis zu dem durch stark diskordante Lagerung des Ceno-
mans über gefaltetem Untergrund aus Plattenkalk bis Neokom durch M. RICHTER
1937, S. 65 bekannten Beispiel des westlichen Ammergaues verfolgbar. Die Detail-
untersuchung von W. ZEIL hat eine genaue Festlegung des Zeitpunktes der Haupt-
bewegungen während der austrischen Phase ergeben: In den Bayerischen Kalk-
alpen sei Valendis bis Unterhalb (fossilbelegt) konkordant entwickelt, die Haupt-
faltung verlief im Mittelhalb, das eine Schichtlücke darstellt (W. ZEIL 1956, S. 376),
darüber folgen transgressiv die Sedimente des Oberhalb bis Unterturon. Hierbei
treten besonders im Cenoman, wahrscheinlich im tieferen Teil, Gerölle auf. Dann
künden die im höheren Unterturon neu einsetzenden Konglomerate den Beginn der
Bewegungen in der vorgosauischen, subherzynischen Phase an, die mit ihrem Schwer-
punkt im Mittel- bis Oberturon abläuft (W. ZEIL 1956, S. 473). Die Gosau schließ-
lich setzt auf weiten Strecken in den Kalkalpen, abgesehen vom Ostabschnitt,
bereits im Coniac ein. Natürlich aber darf nicht in Umkehrung des Gesagten ge-
folgert werden, daß Bewegungen nur in den durch Schichtlücken gekennzeichneten
Intervallen vor sich gegangen sein könnten und eine durchlaufende Sedimentation
die ja auch submarin erfolgten Krustenbewegungen ausschließe.

In der vorgosauischen, subherzynischen Phase war wohl der Vorschub des
Ostalpins gegen N gegenüber jenem in der austrischen und austroalpinen Phase
gering. Als Erklärung für die Herkunft der nicht metamorphen Quarzporphyr-

1. Erster Haupttakt: Deckenüberschiebungen im Ostalpin und Pennin.
Hochneokome und austriache (vorcenomane) Phase.



2. Subherzynische (vorgosauische) Nachbewegung im höh. Turon.



3. Weitere Bewegungen am S-Rand des Helvetikum - Untergrundes laramisch und pyrenäisch möglich.

4. Zweiter Haupttakt: Überschiebungen im und über dem Helvetikum.
Helvetische und savische Phase.

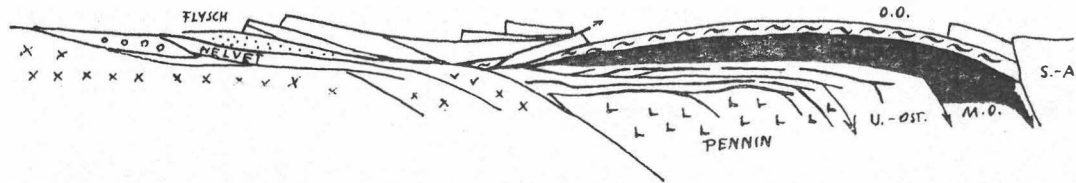


Abb. 21: Die Hauptphasen der alpidischen Fernüberschiebungen in den Ostalpen (Mittelausschnitt).

gerölle in den Gosaukonglomeraten kann an den Rücken im Norden gedacht werden, da ja weiterhin der Sedimentationsraum des Flysches und Helvetikums noch frei lag. Unter diesem Gesichtspunkt ist das alte Problem der Heimat der exotischen Gerölle der Gosau neu zu untersuchen! Die Transgression der Gosau in den Zentralalpen, die nach O. KÜHN 1947, S. 194 dem Untersanton angehört, zeigt, daß schon vor Ablagerung der Gosau hier die relativen Bewegungen der verschiedenen Teildeckensysteme des Ostalpins beendet waren und eine kräftige Erosion große Teile der oberostalpinen Decke abgetragen hatte. Die tiefgreifende Erosion vor Ablagerung der Gosau, die bis in die untersten Partien des Oberostalpins, z. T. bis ins Mittelostalpin vorschritt und durch die Unterbrechung der Verbindung des Oberostalpins auf weiten Strecken zur Wurzelzone eine weitere nachgosauische Bewegung zwischen diesen Einheiten unmöglich machte, erkennt man einerseits an zentralalpinen Kristallinkomponenten in der Muttekopfgosau, andererseits besonders an den Gosauvorkommen in den Zentralalpen. Solche Gosauablagerungen, die demnach gerade für Überlegungen hinsichtlich des Alters der Deckenbewegungen in den Zentralalpen von besonderem Wert sind, blieben in folgenden Abschnitten erhalten: Kainacher Becken, Krappfeld, St. Paul, SE Lavamünd, Karawankenostende und Jarzkogel im Poßruck (Taf. 2).

Da die Deckenbildung in den Kalkalpen keineswegs gleichzeitig und in einer Phase vor sich ging, sondern für die verschiedenen Teilgebiete im einzelnen analysiert werden müßte, sei hier von der Besprechung der für den Gesamtalpenbau nur bedingt wichtigen Phasenfolge der kalkalpinen Deckenentwicklung in Einzelheiten abgesehen und nur auf einige grundsätzliche Gegebenheiten aufmerksam gemacht. Zumindest die Aufschiebung des Juvavikums muß bereits vorhochneokom weit gediehen gewesen sein, wie vorher begründet wurde. Durch die weite Verbreitung des Cenoman im Westen läßt sich dort besonders gut die Deckenentwicklung der Kalkalpen in den frühen Phasen beurteilen. Die Anlage etwa der großtektonischen Elemente der Lechtaldecke läßt sich nach M. RICHTER 1937, S. 66 als vorcenoman erkennen. Im allgemeinen aber lassen die Überschiebungen im Westabschnitt sonst ein nachcenomanes, vorgosauisches Alter erkennen: So liefert das in Fenstern und Halbfenstern auftretende Cenoman der Allgäu-Decke unter der Lechtal-Decke den Beweis für die jüngere Überschiebung. Ebenso ist das Cenoman der Lechtal-Decke an zahlreichen Stellen von der Inntal-Decke überschoben, der dabei erzeugte Faltenbau aber durch die Gosautransgression als vorgosauisch gekennzeichnet (E. SPENGLER 1951, S. 347). Die Hauptausgestaltung der Deckenüberschiebung ging demnach im Westen erst in der subherzynischen Phase vor sich. Die Auffassung von E. SPENGLER, daß die Überschiebung der Lechtal-Decke wesentlich jünger sei, u. zw. nacheoän (1956, S. 66), beruhte teils auf regionalen Überlegungen, teils auf der Annahme, daß im Großen Walsertal Flyschgesteine an der Basis der Lechtal-Decke mitgeschleppt wurden (1951, S. 347). O. AMPFERER hatte 1932 das Fenster vom Klesenza-Joch erkannt und dort Flyschgesteine vermutet. Dieses Argument der Flyschschürffinge innerhalb der Kalkalpen wurde hier aber von D. RICHTER widerlegt, der im Inhalt des Klesenza-Fensters inklusive der Kreideschiefer eine Schürffingsmasse von unterostalpinen Arosa-Gesteinen mit Spilitbrocken erkannte (1957, S. 348) *).

*) Vgl. M. SCHIDLOWSKI 1960 (Lit.-Nachtrag).

Daß der Deckenbau der Kalkalpen noch bis zur subherzynischen Phase entscheidend geformt wurde, bedeutet, daß gerade für diesen Akt der Gebirgsbildung in den Nördlichen Kalkalpen die sonst generell für den Deckenfernschub nicht anwendbare Vorstellung einer Gleittektonik gewisse Wahrscheinlichkeit besitzt. Man müßte sonst auch noch bei dieser späten, subherzynischen Phase des Ausbaues der Deckenüberschiebungen mit einer enormen Ausdehnung des Oberostalpins bis zur Wurzelzone rechnen, die dann rasch noch vorgosauisch abgetragen hätte werden müssen. Eine andere Denkmöglichkeit bei der Vorstellung aktiver Tektonik besteht allerdings noch in der Annahme der Druckübertragung durch die Stirnteile der tieferen tektonischen Einheiten, wenn bereits früh die Verbindung des Oberostalpins zur Wurzelzone erosiv unterbrochen hätte sein sollen.

Für diesen frühen Zeitraum der Deckenbildung in der alpidischen Orogenese kann also nach dem oben Ausgeführten die bisher aus allgemeinen Überlegungen entwickelte Vorstellung, wie sie z. B. L. KOBER gab, daß nämlich Tauern- und Wechselfenster schon vorgosauisch vom Ostalpin überschoben waren, nun durch die Kombination der Art der Überschiebung mit der cenomanen Sedimentschüttung in das Stirnbereich der Kalkalpen von N her, erwiesen werden und zugleich die Bedeutung der vorcenomanen Fernüberschiebungen klargestellt werden.

Unter den nachgosauischen Phasen ist die Bedeutung der laramischen Phase für den Deckenschub in den Ostalpen noch schwer erfaßbar, wahrscheinlich aber relativ unbedeutend. Durch Bewegungen in dieser Phase wurde z. B. durch Heraushebungen die Schüttungsrichtung der Sedimentation im Norden gegen Ende der Gosau geändert und wurden von Süden her aus der Grauwackenzone in die Kalkalpen Quarz und Schiefer-Gerölle für das Konglomerat im Hangenden der Nierentaler Schichten geliefert (E. SPENGLER 1927, S. 144). Der Hauptakt der nachgosauischen Gebirgsbildung im Alttertiär brachte die nächste erfaßbare große Fernüberschiebung der ostalpinen Decken über die helvetische Zone und die Deckenbildung in dieser. Dabei verhielt sich, wie erwähnt, das gesamte Ostalpin, wahrscheinlich auch das Pennin im Mittel- und Ostabschnitt der Ostalpen als Trägerdeckenmasse der an der Stirn liegenden oberostalpinen Kalkalpen, sodaß die Hauptbewegung im Hangenden des Helvetikums und seines gegen S fortsetzenden Sockels ablief. Das Bild dieses Aktes stimmt etwa mit der von E. CLAR 1953, S. 99 dargestellten Auffassung überein, bei der ein in die Tiefe absteigender Massenstrom in Zusammenhang mit der allerdings ebenfalls sicher aktiven Nordverfrachtung der höheren Deckenteile steht. Gegenüber den vorcenomanen Bewegungen hingegen ist das Ausmaß des Weitertransportes der Deckenmassen im Alttertiär allerdings doch wesentlich geringer, sodaß nicht, wie E. SPENGLER 1927, S. 145 annahm, die savische Phase die Hauptgebirgsbildungsphase der Ostalpen darstellt. SPENGLER behielt diese Auffassung auch noch in neuerer Zeit bei, wie die Darstellung 1956, S. 65 zeigt, wo die Nördlichen Kalkalpen an der Wende von der Oberkreide zum Tertiär noch S des penninischen und unterostalpinen Ablagerungsraumes gedacht wurden und 1959, S. 299, wo ebenfalls der große ostalpine Deckenschub über Pennin, Unterostalpin und Flysch als Tertiär bezeichnet wurde. Diese Auffassung ist durch die Erkenntnis des Mittelostalpins im Zusammenhang mit der zentralalpinen Gosau-Position und dem Eozän von Kirchberg unmöglich.

Im Zusammenhang mit der neuen, im Alttertiär wirksamen Nahtstelle am Südrand der Kalkalpen, wo der Druck des nachschiebenden Mittelostalpins bzw. der tieferen Einheiten übertragen wurde, steht die vom Ostende der Kalkalpen,

vom Schneeberg an bis zum Dachsteinmassiv durch eingeklemmte Gosau nachweisbare Südbewegung am Kalkalpensüdrand. Im Werfener Schuppenland wurde diese von F. TRAUTH (1916 und 1917), W. DEL-NEGRO (1950, S. 83) und E. SPENGLER (1956, S. 65) als bedeutend gedachte Südbewegung in neuester Zeit wiederum von W. HEISSEL (1955) in Frage gestellt, da zwischen Werfener Schichten und der Karbonatgesteinsplatte in den Kalkalpen im Raum Werfen normaler sedimentärer Verband herrscht und dadurch die von F. TRAUTH hier angegebene südvergente „Hochalpenüberschiebung“ dort so nicht existieren könne. Inwieweit allerdings innerhalb der Werfener Schiefer der Werfener Schuppenzone auch Südschübe analog den weiter im Osten durch eingeklemmte Gosau gesicherten Südbewegungen existieren, wird schwer erweisbar sein. Die auf weiten Strecken auf der Südseite der Kalkalpen vom Schneeberg bis zum Dachstein gesicherten nachgosauischen Südbewegungen sind bei dem hier skizzierten Bild einer Druckübertragungszone in diesem Streifen geradezu zu erwarten und daher durchaus verständlich.

Für die zentralen Teile des Hauptteiles der Ostalpen — vom Westen abgesehen — bedeutet die nachgosauische Zeit zwar keine Periode der differentiellen Deckenbewegungen mehr, wohl aber weiterer Einengung, die in Form von steilen Einfaltungen und von Südaufschuppungen am Südrand der Nordalpen (Mauls-Stilfes usf.) zum Ausdruck kommt.

Als eine selbständige jüngere Phase im Alpenbau galt seit O. AMPFERER, K. LEUCHS und F. HERITSCH bei vielen Autoren der in den gesamten Ostalpen beobachtbare „Ost-West-Schub“ *). Während z. B. durch A. ROTHPLETZ (1900) und auch durch O. AMPFERER dieser westvergente Bewegung eine große Selbständigkeit und eine ganz bedeutende Rolle bei der Gebirgsbildung der Alpen zugeschrieben wurde, bezweifelten andererseits seit alters etliche Autoren die Selbständigkeit dieser Querfaltung. In der Pionierzeit der Deckenlehre wurde von manchen Gegnern dieser Auffassung manche große Querlinie, wie z. B. die West-Ostalpen-Grenze oder die Katschberglinie am Ostrand des Tauernfensters, durch westvergente Aufschiebungen im Sinne relativer Autochthonie zu erklären versucht, doch ist heute durch detaillierte tektonische Gefügestudien bereits klar die wirkliche, gegenüber der nordvergente Bewegung ganz wesentlich untergeordnetere Bedeutung des „Ost-West-Schubes“ erkannt worden.

Querfaltungen und Querüberschiebungen existieren im Gesamttraum der Ostalpen von der Hohen Wand (E. KRISTAN 1958, S. 279) und dem Semmering-Wechsel-System im Osten bis zum Rhätikon (O. SCHMIDEGG 1955, S. 169) im Westen, von der Flyschzone im Norden bis zur alpin-dinarischen Grenze im Süden. In sämtlichen Fällen ist die Querfaltung als jüngeres Element gegenüber der Längsfaltung erkannt worden, meist unmittelbar an Faltenüberlagerungen. Auch bei den beiden scheinbaren Ausnahmefällen — der Ötscherdeckenstirn bei Lunz und dem Tiefennin der östlichen Tauern — ist die Querfaltung doch jünger, wie unten ausgeführt werden wird.

Von Bedeutung ist der Umstand, daß die Querfaltung nicht nur einer einzigen Phase des Alpenbaues angehört, wie früher vermutet worden war (F. HERITSCH 1923, S. 205; O. AMPFERER 1939, S. 205), sondern zu recht verschiedenen Zeiten entstand, aber immer im unmittelbaren Gefolge oder als Endphase der beim

*) Vgl. A. TOLLMANN: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau (Literatur-Nachtrag).

Deckenvorschub erzeugten Längsfaltung. Die Quersfaltung in der Zentralzone weist in Übereinstimmung mit den dortigen Deckenüberschiebungen ein hohes Alter auf: Im Unterostalpin der Radstädter Tauern entstand die Quersfaltung noch unter den gleichen Verformungsbedingungen wie der Deckenbau, worauf bei Besprechung der Mosermannlgruppe, 1958, S. 106, aufmerksam gemacht worden war. Bis 300 m breite, westvergente liegende Falten sind dort erschlossen. B. SANDER verwies 1920, S. 234, darauf, daß im Schneebergerzug südwestlich vom Tauernfenster der Westschub nach der Längseinmuldung, aber noch vor der (wahrscheinlich alttertiären — vgl. H. FÜRCHTBAUER 1959, S. 941) Tauernkristallisation stattgefunden habe. In den Nördlichen Kalkalpen, deren Überschiebung auf den Flysch wesentlich später erfolgte als der Deckenschub in den Zentralalpen, finden wir aber den Quersfaltensbau ebenso wie in der Buntmergelserie und im Flysch selbst, wo Deckenbewegungen ja noch bis zur Wende von Alt- und Jungtertiär vor sich gingen. Aber auch in den Westalpen mit ihrem gegenüber den Ostalpen wesentlich jüngeren Deckenbau sind in allen Abschnitten Falten quer zur Haupttransportrichtung kenntlich (E. BEDERKE, Vortrag Würzburg 1960). Das bedeutet aber, daß es unmöglich ist, in der Quereinengungstektonik einen einzigen, von der Haupttransporttektonik klar getrennten, früher etwa ins Oligozän verlegten, selbständigen Akt zu erblicken. Sämtliche Quersfaltens aus den zu verschiedenen Zeiten bewegten Teilen der Alpen in eine einzige Phase zu pferchen, widerspräche außerdem dem Baustil dieser Quersfaltung. Diesen offenbar vorhandenen zeitlichen Differenzen in der E-W-Tektonik zwischen Zentralalpen und Nordrand und zwischen Ost- und Westalpen kann man nur Rechnung tragen, wenn man annimmt, daß in jedem der Hauptabschnitte diese Einengung quer zur Transportrichtung unabhängig voneinander erfolgte und dann ist es am einleuchtendsten, wenn man sie eben in Zusammenhang mit dem Deckentransport bringt: Ein Erklärung für ihre Entstehung gäbe dann die beim Deckentransport — namentlich in den tieferen, stärker ausgewalzten Decken — zufolge der Auswälzung sicher stets vorhandene Streckung in Längsrichtung (die man ja auch noch im Handstückbereich, besonders in den ausgewalzten Brekzien erkennen kann), die bei zunehmendem Ausmaß zu einer solchen Faltung quer zur Transportrichtung führen muß, damit der in Längsrichtung allenthalben auftretende Materialüberschuß untergebracht werden kann. Auch das relativ jüngere Alter bei noch gleichem Verformungsstil fände dadurch eine Erklärung: Der Quersfaltenswurf wird ja eben erst in der Spätphase einer ferntransportierten Decke zustande kommen, da erst mit zunehmender Ausdünnung die Platznot deren Bildung erfordert. Demnach aber wären auch Einzelbeobachtungen von Quersfaltens, die nochmals von Längsfaltens überprägt wurden (Beobachtungen von F. KARL) und solche, die gegen E vergieren, verständlich, da demnach Längs- und Quersfaltung ja noch in Zusammenhang stünde. Auch müßte man keine eigene Kraftquelle für die Ost-West-Tektonik suchen, wie sie ein selbständiger tektonischer Akt erfordert hätte.

In Übereinstimmung damit steht, daß die Quersfaltung stets senkrecht auf die zugehörige Längsfaltung orientiert ist ($B \perp B'$). Bei den von der West-Ost-Richtung abweichenden Faltenzonen stellt sich diese senkrecht darauf orientierte Quersfaltung entsprechend ein, in den Stubai Alpen etwa trifft man ein NW-SE und SW-NE orientiertes Faltenssystem. A. RUTNER hat 1949 die Faltenssysteme in der Lunzer und Ötscher-Decke im Lunzer Gebiet analysiert und erkannt, daß hier durch eine vorgosauische Verformung SW-NE streichende Falten mit senkrecht

darauf stehenden (jüngeren) Querfalten entstanden, nachgosauisch aber genau W-E gerichtete Längsfalten und abermals senkrecht darauf schwächere Querfalten geprägt worden waren. Die deutlichen Querfalten in der Ötscherstirn sind daher zwar älter als die W-E-orientierten Längsfalten, diese aber gehören ja bereits einem späteren, selbständigen Faltungszyklus an. Auch hier ist also das Prinzip, daß die Querfaltung immer als Spätfolge einer ihr zugeordneten Längsfaltung auftritt, nicht durchbrochen. Ein ganz ähnlicher Fall liegt im Tiefpennin der Tauern in der Ankogel-Hochalm-Region vor, wo Ch. EXNER einerseits jüngere, andererseits ältere meridionale Achsen gegenüber den im alpinen Streichen orientierten Faltenachsen festgestellt, die Querachsen aber als wiederauflebende variszische Strukturen gedeutet hatte (1957, S. 154). Die Lösung der Frage nach dem Alter der Querachsen dieses Raumes ergibt sich aus der regionalen Tektonik, die zwei Hauptbauakte erfordert, in die sich dann die von Ch. EXNER (1957, S. 132) im Detail beschriebenen Achsenüberlagerungen einordnen: in der älteren Phase mit S-N-Bewegung, in der die Schieferhüll-Decken herantransportiert wurden, entstanden W-E orientierte Längsfalten und hierauf senkrecht dazu Querfalten. In der jüngeren Einengungsphase, durch die die bereits übereinandergestapelten Decken in Form der Mallnitzer Mulde noch tief eingepreßt wurden, entstanden die WNW-ESE streichenden Falten mit abermals senkrecht dazu gerichteten späteren Querfalten.

Das gleiche Prinzip des durch Auswalzung bei der Deckenbewegung verursachten seitlichen Ausweichens von Materialüberschuß, das in der Spätphase der Vorwärtsbewegung zur Querfaltung führt, ist ebenso mitverantwortlich für die westvergenten großen Querstrukturen wie Schliniglinie, Wettersteingebirgswestvorstoß, Weyerer Bögen, Querstruktur von Brettl u. a., die durch seitliches Materialausweichen erzwungen wurden. Bei starker Auswalzung in größeren Gebirgstiefen (bestimmte Abschnitte der Westalpen) kann die seitliche Materialstauchung sogar zum regionalen Dominieren der Querachsen führen.

Die jüngsten Bewegungen in den Ostalpen sind einerseits am Alpennordrand zu erfassen, wo Nachschübe und Überschiebungen in den Ostalpen bis zur Wende Helvet-Torton anhielten, andererseits an den Faltungen des Helvet der inneralpinen Molasse in den Längstälern kenntlich, schließlich aber besonders in der Wurzelzone des Oberostalpins bis in die Gegenwart zu verfolgen.

Am Alpennordrand läßt sich das Alter der letzten Überschiebungen besonders in den mikrofossilführenden, genau einstuftbaren Sedimenten, jüngst auch durch eine Reihe von Bohrungen erschlossen, genau datieren. Die Einzelheiten der Überschiebungsphasen wurden schon im Abschnitt Helvetikum-Molasse, S. 138f. beschrieben. Erinnert sei nur daran, daß im Westen Österreichs die wohl auf die Aufschiebung von Helvetikum und Flysch zurückgehende Schuppung der Molasse im Zeitraum zwischen Chatt und Burdigal erfolgte (präaquitan in Perwang 1 NNE Salzburg, postaquitän bei Bad Hall, O. Ö.) und daß im Osten in Annäherung an die bis ins Nachuntertorton reichenden Überschiebungen in den Karpaten auch in Österreich die Bewegungen bereits jugendlicher sind (postburdigal in Texing, N. Ö.; posthelvet in Staatz NW Mistelbach).

Die jüngsten kräftigen Bewegungen schließlich lassen sich, wie erwähnt, N der alpin-dinarischen Narbenzone konstatieren. Nach der weitreichenden Erosion des Deckenkörpers des Oberostalpins und nach Unterbrechung des Zusammenhanges zur Wurzelzone äußert sich die Nachbewegung in Überschiebungen

der wurzelnahen Schollenreste mit Nordvergenz auf die Randzone der davorliegenden jungen Beckenfüllungen. In dieser Hinsicht sind seit alters die weiterhin nordbewegten Nordkarawanken bekannt. Eindrucksvoll hatte A. KIESLINGER (1929, Fig. 3, S. 215) die beträchtliche Überschiebung der Volinjakscholle über kohleführendes Miozän beschrieben. Ebenfalls imposant ist die saigere Aufrichtung und Überschiebung des pliozänen, vielleicht schon pleistozänen Barentalkonglomerates durch die Singerbergtrias, unter der weiter gebirgseinwärts noch die ? tortonisch-sarmatischen Rosenbacher Kohleschichten fensterartig auftauchen. F. HERITSCH & O. KÜHN haben 1951, Abb. 20, S. 284 auf die weitere Andauer der Bewegung im Bereich der „Wurzelzonen“ aufmerksam gemacht und auf die im Vellachtal am Nordrand der Karawanken S von Miklautzhof unter dem Vorschub des rhätischen Plattenkalkes noch saiger aufrichteten würmeiszeitlichen (!) Schotter und Sande verwiesen, ebenso auf die junge, auch gegenwärtig feststellbare Absenkung des Gailtales vor den Karnischen Alpen. E. KRAUS bezeichnete 1955, S. 121 dieses Senkungsfeld im Vorland der Karnischen Alpen und Karawanken als „Inneralpine Vortiefe“. Jüngst wies wiederum F. KAHLER (1955, S. 174) auf Grund der Lagerung einer Reihe von Hangbrekzien in den Karawanken, besonders jener von Maria Elend, auf die beträchtliche post-Mindel-Riß-interglaziale Bewegung der Karawanken hin. In der Gegenwart schließlich dokumentieren die berüchtigten „Bergschläge“ in den Bergbauen im wurzelnahen Gebirgsstreifen die Spannungszustände im Gestein. Nach E. TSCHERNIG (1958) ereigneten sich allein im Bleiberger Bergbau von 1900—1949 2000 solcher Bergschläge.

12. Der Zusammenhang zwischen Metamorphose und alpidischer Tektonik

Einige Anmerkungen sollen zunächst auf die klaren Zusammenhänge von Dislokationsmetamorphose und alpidischer Tektonik hinweisen. Wiederum ist gerade das Permomesozoikum ein guter Gradmesser für die Wirksamkeit der Umwandlungserscheinungen, die sich in den verschiedenen Tiefen, Stockwerken und Zonen der Ostalpen während der alpidischen Orogenese, also namentlich in der Kreide, z. T. auch noch im Alttertiär ereigneten. Es zeigt sich, daß in den oberen tektonischen Stockwerken der Ostalpen die tektonisch bedingten Umwandlungen relativ schwach waren, in den mesozoischen Serien, im Paläozoikum und im Kristallin. Die allmähliche Zunahme der Dynamometamorphose gegen die tieferen Decken hin läßt sich klar beobachten, vergleicht man etwa den Metamorphosegrad der durch die Tektonik kaum veränderten oberostalpinen mesozoischen Sedimentserien, der nur schwach, aber stets durch die Durchbewegung kenntlich umgewandelten mittelostalpinen alpidischen Sedimenthülle, der bereits kräftig veränderten Serien im Unterostalpin mit den Bänderkalkmarmoren, verwalzten Brekzien, den gestreckten Belemniten, den zu Phylliten verwandelten Tonschiefern usf. Im penninischen Mesozoikum schließlich ist auch in den Ostalpen die Umwandlung am weitesten fortgeschritten. So hohe Metamorphosegrade allerdings wie im Schweizer Tiefpennin werden nicht erreicht.

Neben dieser tektonisch bedingten Metamorphose, deren Wirken man besonders an der mit Kornvergrößerung und gelegentlicher Kristallneusprossung einhergehenden mechanischen Verformung des mesozoischen Materials und andererseits in einer rückschreitenden Verwandlung des Kristallins entlang der Bewegungs-

flächen ablesen kann, läßt sich in den Zentralalpen eine zweite, auf diese tieferkretazische Phase der Dynamometamorphose im Alttertiär folgende Metamorphosephase abtrennen, in der durch thermische Beeinflussung lokal starke Veränderungen, auch verbunden mit lokalen Stoffwanderungen auftreten. Diese Phase ist bisher namentlich in der Tauernschieferhülle studiert worden. Die ausschließlich durch die tektonische Beanspruchung bedingte Metamorphose des Gesteins bewirkt hingegen auch bei großer Mächtigkeit des Materials und daher großer Tiefenlage der unteren Abschnitte trotz der mit Umkristallisation verbundenen mechanischen Veränderungen noch keine wesentliche Veränderung der Mineralfazies. H. P. CORNELIUS zeigte am Beispiel des Grenzgebietes der Ost- und West-Alpen, wo die Epizone mindestens 5 km mächtig ist, daß trotz der enormen tektonischen Beanspruchung, die an dem gegen die Tiefe zu wesentlich stärker veränderten Gefüge und dem Ausmaß der Umkristallisation zu erkennen ist, die Mineralfazies nicht über die Grünschieferfazies hinaus aufgestiegen ist. Bei stärkerer thermischer Beeinflussung hingegen — etwa im Bereich eines Magmenherdes in nicht zu großer Tiefe — läßt sich innerhalb des gleichen tektonischen Stockwerkes vom Rand gegen das Zentrum der thermischen Beeinflussung die starke Zunahme des Metamorphosegrades auch in den gleichen Serien erkennen, wie z. B. G. FRASL (1958) ausführlich vom Mittelabschnitt der Hohen Tauern beschrieben hat. Ganz die gleiche Erscheinung, auch in Zusammenhang mit dieser „Tauernkristallisation“ ist seit langem vom mittelostalpinen Stubai-Mesozoikum am Westrand des Tauernfensters bekannt, hier natürlich dem höheren Stockwerk angepaßt, in schwächerem Ausmaß. Hier liegt das karnische Niveau etwa am Nordrand (Kalkkögel) noch als Tonschiefer, im Mittelabschnitt als Phyllit und im S (Tribulaungruppe) als Biotit-schiefer vor. Im gleichen Sinn läßt sich die Zunahme der alpidischen Metamorphose im altpaläozoischen Quarzphyllit der Steinacher Decke und ihrer Fortsetzung im Süden, dem Schneeberger Zug, erkennen, was auf das Emporreichen der Tauernkristallisation im Süden zurückzuführen ist, wo der Schneeberger Zug steil und tief eingepreßt ist und so wohl fast das ganze mittelostalpine Kristallin darunter abgequetscht wurde (vgl. S. 93).

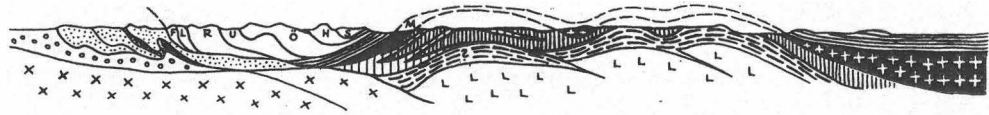
Die Umwandlungen innerhalb des Altkristallins der höheren Stockwerke der Ostalpen zufolge der alpidischen Dislokationsmetamorphose sind viel geringer, als früher manche Forscher annahmen und nur auf die randlichen Bewegungszonen beschränkt. F. HERITSCH z. B. nahm 1922 an, daß das steirisch-kärntnerische Altkristallin (Koralpe, Saualpe usw.) bei Einbeziehung in den Deckenbau weitgehend bis durchgehend diaphthoritisiert sein müßte und nicht so erhalten geblieben sein könnte. Es ist dies die sinngemäß auf das Kristallin übertragene einstige Vorstellung der Zertrümmerung, die gegen den Ferntransport der Nördlichen Kalkalpen angewendet worden war. In Übereinstimmung damit faßte F. HERITSCH (1922, S. 84) den Großteil der Zentralalpen als starren Block in der vorgosauischen und alttertiären Gebirgsbildung auf. Das ist nicht der Fall. Wohl wurde gerade durch die Klarstellung der Überschiebungsgrenzen zwischen Ober- und Mittelostalpin, die in weiten Abschnitten im mittelostalpinen Untergrund auftretende, bisher z. T. unerklärbare (K. METZ 1958, S. 219) Diaphthoresone sinnvoll gedeutet, aber ihre Mächtigkeit ist trotz des lokal bedingt wechselnden Ausmaßes nicht allzugroß. Im wesentlichen blieben in der mächtigen kristallinen Platte des Mittelostalpins die voralpidischen Strukturen und der alte Metamorphosegrad trotz der Verfrachtung erhalten. Es wurde über alte, südvergente Strukturen

in den Schladminger Tauern berichtet, von den Tiroler Zentralalpen kennen wir den voralpidischen Schlingenbau, dessen steilstehende Strukturen erhalten sind und wo nur die Mylonitisierung an den Scherflächen den alpidischen Einfluß anzeigt.

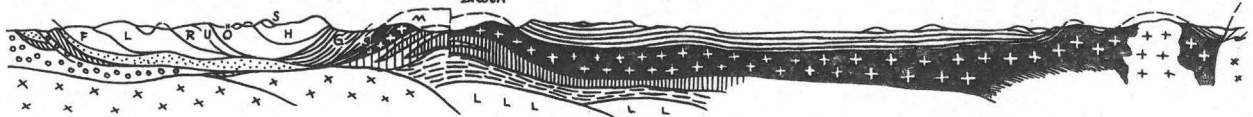
Die erwähnten Diaphthoresezonen und Horizonte der Phyllonitisierung bilden allerdings wichtige Leithorizonte für Bewegungsflächen innerhalb des Ostalpins. Auf ihre Bedeutung gerade an der Obergrenze des Mittelostalpins wurde bei Besprechung dieser Einheit hingewiesen. Das alpidische Alter dieser Diaphthorezone ist durch die streckenweise Einklemmung von Mesozoikum an der Bewegungsbahn und an der Umprägung älterer Achsenrichtungen in die alpidische W-E-Richtung in dieser Zone zu erweisen. Auf sicherlich auch noch vorhandene ältere Diaphthorite in den Ostalpen muß nun erst unter diesem neuen Aspekt geachtet werden! Als berühmtestes Beispiel für Diaphthorese im Zusammenhang mit der alpidischen Überschiebungstektonik diente bisher in den Ostalpen das Twenger Kristallin an der Basis der tieferen unterostalpinen Decken in den Radstädter Tauern, an dem ja F. BECKE 1909 den Begriff der Diaphthorese abgeleitet hatte, sowie jenes an der Basis des Mittelostalpins in der Katschbergzone. Auf den Wert der Diaphthoresezonen im ostalpinen Kristallin für tektonische Untersuchungen, auf den hier besonders aufmerksam gemacht wurde, hat namentlich H. MOHR (1923, S. 126) mit Nachdruck verwiesen. Obgleich MOHR dieses „untrüglichste Kennzeichen für neuerlich durchbewegte kristalline Schiefer“ und dessen Bedeutung für tektonische Untersuchungen gebührend würdigte, gilt auch heute noch die Feststellung MOHRs, daß diesem von F. BECKE 1909 entwickelten, so fruchtbaren Gedanken noch immer zu wenig Beachtung geschenkt wird.

Inwieweit auch noch E vom Tauernfenster mit einer aufsteigenden jungalpidischen Metamorphose nach der Fernüberschiebung zu rechnen ist, können erst neue Untersuchungen mit dieser Fragestellung erweisen. Weiter im Westen sind ja in einigen Abschnitten der Alpen, wohl im Zusammenhang mit spätalpidischen Granitbildungen der Tiefe, junge Kristallisationen bekannt, die nach dem alpidischen Deckenbau wirksam wurden: So die Tauernkristallisation in den Ostalpen, die Tessiner Kristallisation und der Kristallisationshof in der Umgebung des Mt. Cenis in den Westalpen (E. BEDERKE 1959, S. 32). Sollte der Nachweis einer progressiven Metamorphose, die mittelostalpinen Kristallin und oberostalpinen Paläozoikum gemeinsam ergriff, etwa im Raum der Saualpe-Koralpe in geschlossenen Profile zu belegen sein, so würde damit zugleich das jungalpidische Alter dieser Kristallisation erwiesen sein. Sie müßte im Anschluß an die mit Diaphthorese verbundenen vorcenomanen Phasen etwa im Alttertiär stattgefunden haben. Für ein besonders hohes Emporreichen junger, alpidischer Granitisation im Abschnitt des Seckauer-Bösenstein-Massivs sprach sich in neuerer Zeit bekanntlich K. METZ auf Grund seiner Beobachtungen an der Basis der Rannachserie aus. Nun aber eröffnet sich zum ersten Mal ganz allgemein die Möglichkeit in tektonisch höheren Partien der zentralen Ostalpen das jungalpidische Alter von aufsteigenden Metamorphosen, die mittelostalpinen Kristallin und die vorcenoman überschobene oberostalpine Sedimentserie bereits gleichermaßen ergriffen, klar gegenüber voralpidischen Metamorphosen abzugrenzen und die Fazies dieser Umprägung zu erfassen. Möge diese Erkenntnis, die sich aus der tektonischen Untergliederung des höheren Ostalpins ergibt, befruchtend auf die jahrzehntelangen Bestrebungen einer altersmäßigen Datierung der letzten Metamorphosephasen in weiten Teilen der Zentralalpen wirken.

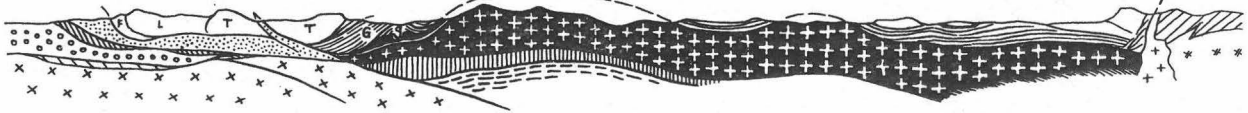
SCHÖPFL H.MANDLING HWAND SCHEIBLINGKN. SCHÄFFERN BERKSTEIN RECHNITZ EISENBG. GÜSSING



TEXING MA.ZEL STUDENT TROISECK TROFAIACH-BRUCH GRAZ WILDON SAUSAL POBRUCK BACHERN



SENGS.G. WINDISCHG. ROTTENMANN NIEDERE TAUERN SCHEIFLING GUTTARING KLAGENF.B. KARAWANKEN



TRAUNSTEIN HOHE SCHROTT DACHSTEIN ENNS RADSTÄDT. TAUERN STANGALM DOBRATSCH



NEUBEUERN KUFSTEIN GERLOS RIESERFERNER WINNEB. DOLOMITEN



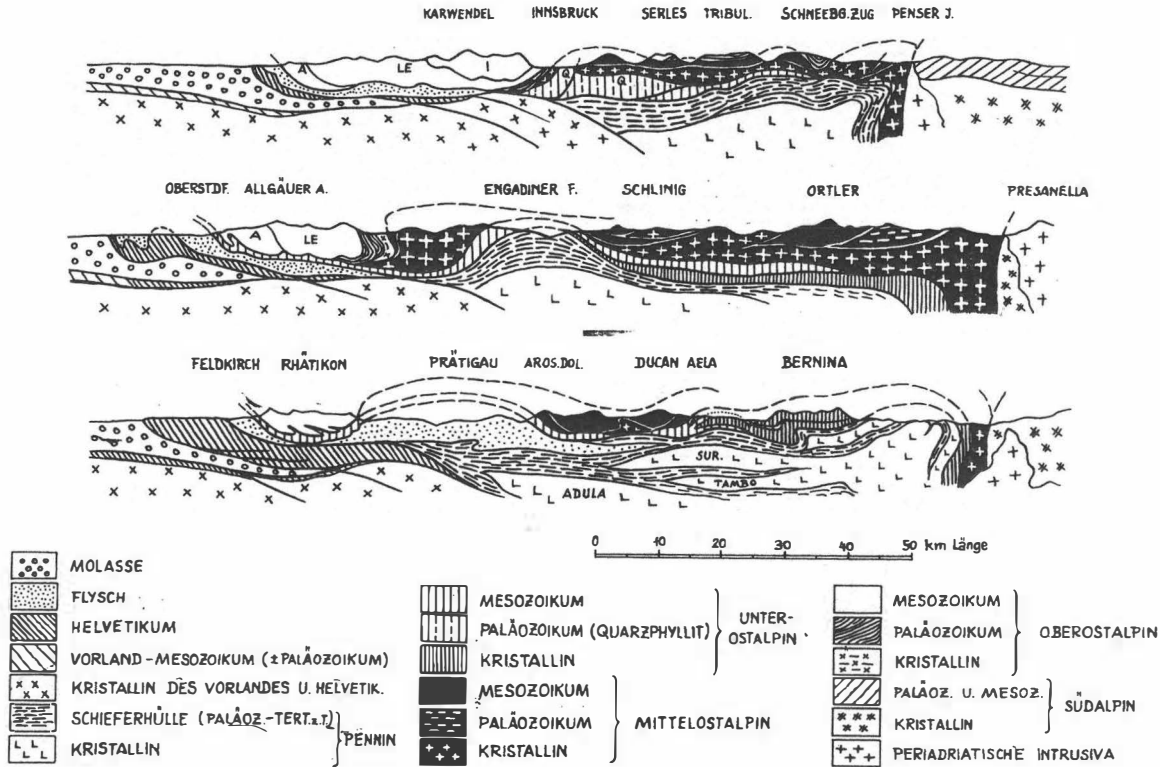


Abb. 22. Ostalpenprofile.

Abk.: A = Allgäudecke, B = Bajuvarikum, D = Dachsteindecke, F = Frankensfelder Decke, G und g Obere und Untere Grauwackendecke, H = Hochalpine Decke, HA = Hallstätter Decken, I = Inntaldecke, L = Lunzer Decke, LE = Lechtaldecke, M = Mittelostalpin, Ö = Gölledercke, Q = Quarzphyllitdecke, R = Reisalpendecke, S = Schneebergdecke, T = Tirolikum, U = Unterbergdecke.

III. Die bisherigen Ostalpensynthesen

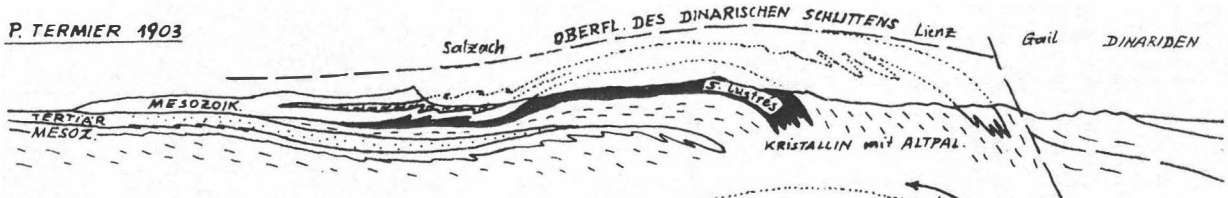
Zum Vergleich mit der hier gegebenen Synthese vom Deckenbau der Ostalpen sollen in Kurzform die für die Entwicklung unserer Vorstellungen vom Bau der Ostalpen entscheidenden Synthesen dargelegt werden. Hierbei kann nur zu den wesentlichsten bisherigen Deutungen Stellung genommen werden. Vorauszuschicken ist auch, daß durch die neuen Ergebnisse der österreichischen Geologen aus den letzten Jahrzehnten und Jahren so viele neue Einzelheiten aus allen Abschnitten und Arbeitsbereichen von den Ostalpen bekannt sind, daß heute, nach über 50 Jahren nach der Darlegung des TERMIERSchen Konzeptes die Existenz eines großzügigen Deckenbaues der Ostalpen nicht im mindesten mehr bezweifelt werden kann. Daher halten auch die älteren und neueren Konzepte einer relativen Autochthonie, wie sie früher namentlich in der SCHWINNERSchen Auffassung, zuletzt schließlich in der Übersicht von K. METZ über das steirisch-kärntnerische Kristallin gegeben wurden, einer Kritik auf Grund der gegenwärtig bekannten Daten nicht stand. Auf eine Synthese der Alpen wurde in diesen, auf der Grundlage der Autochthonie basierenden Arbeiten ja im allgemeinen verzichtet (Vorarbeit zu einer Synthese bei R. SCHWINNER 1947, S. 115), da ja die tektonischen Gegebenheiten durch lokale, verschieden gerichtete, untereinander in großem Rahmen nicht unmittelbar kausal verknüpfte Dislokationen erklärt werden sollten. Ferner aber können die aus dem Anschauungsbereich eines Teilabschnittes der Nördlichen Kalkalpen gewonnenen Vorstellungen nicht als Grundlage für eine Ablehnung oder Zustimmung in der Frage eines bestimmten Konzeptes vom Gesamtalpenbau oder in der Frage nach der Herkunft der Nördlichen Kalkalpen dienen, wie dies etwa C. W. KOCKEL und seine Schule in neuerer Zeit versuchte. Eine Stellungnahme kann nur auf Grund aller entscheidenden Daten der Ostalpen gegeben werden. An diesem Mangel scheiterte auch der Versuch von E. KRAUS, die Nördlichen Kalkalpen in einer nördlichen Narbenzone eingewurzelt zu denken, wie schon ausgeführt wurde (S. 184).

Die bahnbrechende Erkenntnis auf dem Weg zum richtigen Verständnis der Struktur der Ostalpen war die Synthese von P. TERMIER, der 1903 mit einem Schlag eine Reihe von Grundfragen der Ostalpentektonik einer Lösung zuführte (Abb. 23). Vergleicht man hiermit die späteren Synthesen, so erkennt man die nachhaltige und tiefgreifende Wirkung der TERMIERSchen Auffassung, nicht nur durch die endgültig richtig gelösten Fragen, sondern auch im wiederholten Auftauchen von Ideen von P. TERMIER in späteren Synthesen, die heute nicht mehr aufrechtzuerhalten sind. So kehrt z. B. die Auffassung vom „Dinarischen Schlitten“, der die Nordalpen überfahren haben sollte, in modifizierter Art in den Arbeiten von R. STAUB, in den frühen Synthesen L. KOBERS, auch in der Darstellung von P. FAILLOT u. a. wieder. Die Vorstellung von TERMIER von einer

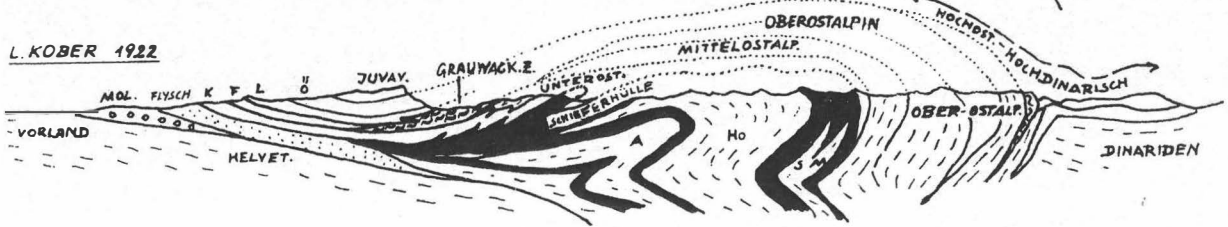
durchlaufenden Abgliederbarkeit und Selbständigkeit einer Internzone der Nordalpen (Ivrea, Tonale, Penserjoch, Gailmassiv usw.) hat lange das Forschen der Tektoniker in diesem Abschnitt bestimmt und zum Versuch einer Abgrenzung zwischen Campo- und Ötzeinheit oder zur Verbindung der in verschiedener Position bei jüngeren Bewegungen eingeklemmten Sedimentkeile zwischen Schneeberg und Kalkstein Anlaß gegeben. Diese gedachten Verbindungen sind allerdings schon seit geraumer Zeit als unhaltbare Hypothese widerlegt worden. Schließlich hat auch die Vorstellung TERMIERS vom Bau des Ostalpins als riesige liegende Falte mit aufrechter und verkehrter Serie die Meinung späterer Forscher nachhaltig beeinflußt: V. UHLIG bei der Deutung der Radstädter Tauern, H. MOHR bei der Annahme einer Überfalte zur Erklärung der Decken im Semmering-Wechsel-System, L. KOBER bei der Deutung des als Riesenfalte aufgefaßten Ostalpins beiderseits des Tauernfensters. Auch der TERMIER'sche Gedanke von der Fortsetzung der Schieferhülle des Tauernfensters in einem Sporn gegen SW im Schneebergerzug kommt noch später in etlichen Arbeiten wieder und scheint auch noch auf der VETTERS-Karte von Österreich auf. Gerade das lange Fortwirken dieser später als unzutreffend erkannten Punkte der TERMIERSchen Auffassung dokumentieren die Nachhaltigkeit seiner sonst in genialer Weise die Kernpunkte des Ostalpenbaues wie Engadiner Fenster, Tauernfenster, Deckennatur der Schieferhülle usw. erfassenden Synthese.

In mehreren fundamentalen Arbeiten hat L. KOBER die Grundzüge des Ostalpenbauplanes dargestellt (1912, 1922, 1923, 1926, 1931, 1938, 1955). Trotz der Modifikationen in den verschiedenen Synthesen wird von L. KOBER in allen Arbeiten als Fundament für die Beurteilung des Deckenbaues der Ostalpen das Auftauchen des vom Unterostalpin umrahmten Pennin im Tauernfenster und das Auftauchen des tieferen Ostalpins im Semmeringsystem an die Spitze der Betrachtungen gestellt, ferner auf den zweiseitigen Bau der Alpen hingewiesen. Untrennbar verbunden mit den großen Fenstern der Zentralalpen und der Nordvergenz in den Nordalpen ist in den Werken KOBERS die Erkenntnis des generellen Ferntransportes des Ostalpins inklusive der Nördlichen Kalkalpen über die tieferen Einheiten des Pennin nach N. Die Gliederung dieser ostalpinen Masse wechselt allerdings in den einzelnen Arbeiten von L. KOBER nicht unbeträchtlich: 1912 wurde die große Masse des Ostalpins (das Radstädter Deckensystem wurde noch als tiefere Einheit abgegliedert) zweigeteilt: Der tiefere Teil („unterostalpine Decken“) sollte aus der Verbindung von Altkristallin über dem „Lepontin“ und Karbonoperm mit der voralpinen (Lunzer) Kalkalpendecke bestehen, deren Wurzeln im westlichen Drauzug liegen sollten. Die höhere Deckeneinheit („Oberostalpin“), die an der Norischen Linie überschoben sein sollte, wurde von den Dinariden abgeleitet und zu ihr das Silur-Devon der Ostalpen, die Hallstätter und die Hochalpine (Dachstein-) Decke der Kalkalpen gerechnet. Für diese Einheit wurde die alpin-dinarische Narbe als Wurzelzone gewertet. 1923 wurde dann eine einschneidende Umgruppierung der Einheiten des Ostalpins durchgeführt: Dem Unterostalpin wird die Schladminger Masse mit den Radstädter Tauern im Liegenden zugerechnet, das mächtige Kristallin der „Decke der Muralpen“ wird in das „Mittelostalpin“ eingereiht. Gegen oben hin allerdings konnte kartenmäßig noch keine klare Trennung gegen das Oberostalpin vorgenommen werden, da die Grenzen innerhalb dieses alpidisch einheitlichen Kristallins gesucht worden waren. Außer dem Versuch, ein Mittelostalpin abzugliedern, ist in dieser Synthese ferner besonders bemerkenswert, daß der Thörl-

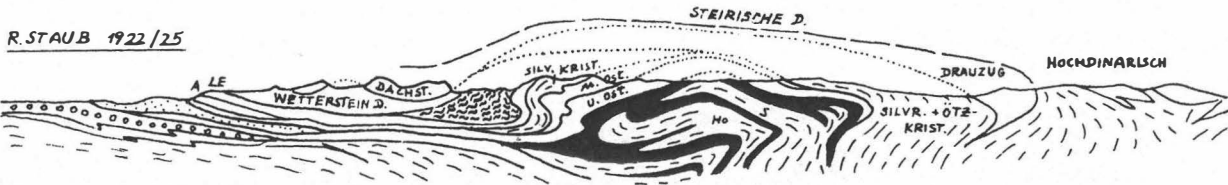
P. TERMIER 1903



L. KOBER 1922

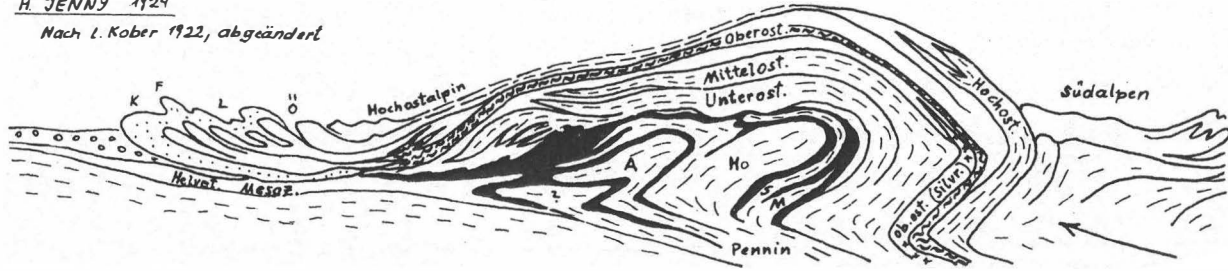


R. STAUB 1922/25



H. JENNY 1924

Nach L. Kober 1922, abgeändert



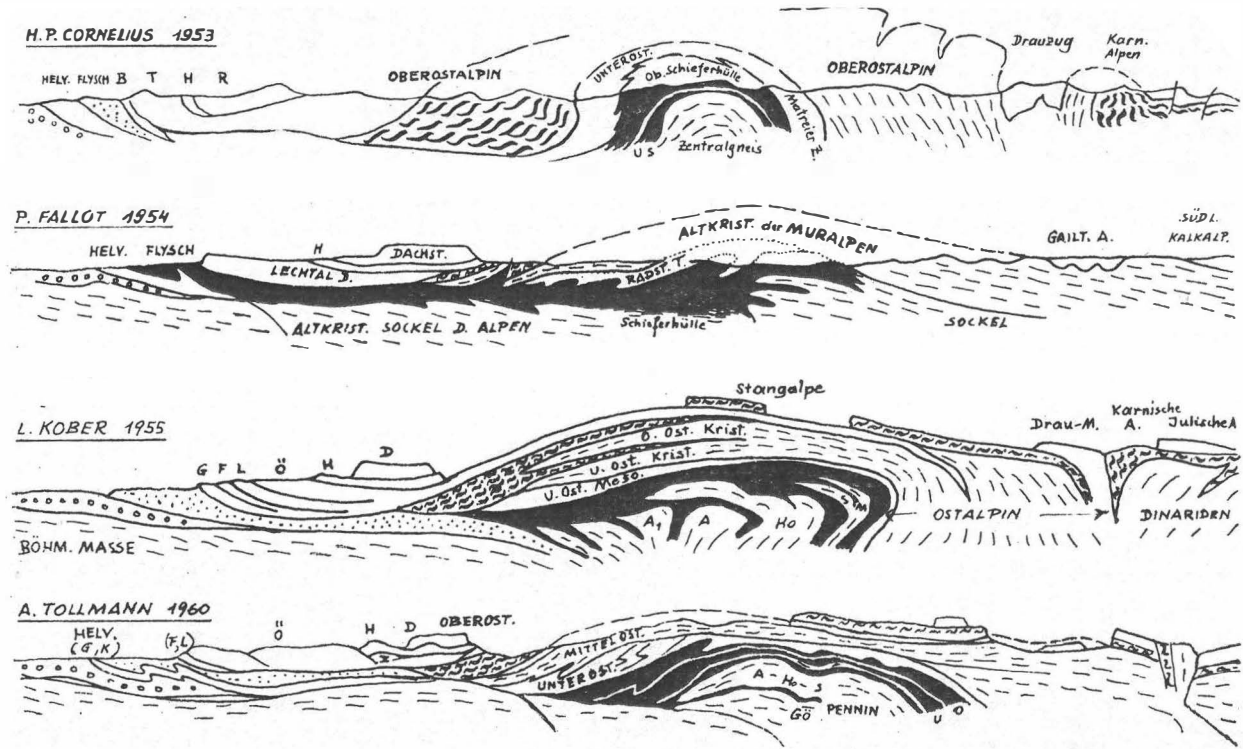


Abb. 23: Ostalpensynthesen im Profil! | Signaturen: gestrichelt — Kristallin, gewellt — Paläozoikum, schwarz — penninische Schieferhülle, weiß — Mesozoikum i. a., punktiert — Flysch, geringelt — Molasse. Abkürzungen: A, A₁ Ankogel-Decke, B Bajuvarikum, D Dachstein-Decke, F Frankenfeser Decke, G Grestener Zone, Gö Gößgrabenkern, H Hallstätter Decke, Ho Hochalm-Decke, K Klippen-Decke (Grestener Decke), L Lunzer Decke, LE Lechtal-Decke, M Modereckdecke, O Obere Schieferhüll-Decke, Ö Ötscher-Decke, R Reiteralp-Decke, S Sonnblickdecke, U Untere Schieferhüll-Decke, US Untere Schieferhülle, Z Zlambachdecke.

kalk als Semmeringmesozoikum angesehen wurde (S. 138), die Grauwackenzone demnach als ein schwimmendes, wurzelloses Element galt und Teile davon zusammen mit den Karbonschollen des Brenner, der Stangalpe, der Devonscholle der Grebenze als eigene tektonische Überschiebungsmasse, als Trägerdecke der Kalkalpen betrachtet wurde (S. 139). Es ist also in dieser Auffassung schon Wesentliches enthalten, das sich jetzt durch die lückenhafte aber generelle Unterlagerung des fossilführenden Paläozoikums der Ostalpen durch mittelostalpinen Mesozoikum ergab. Allerdings wird dieser wertvolle Gedanke, daß das Paläozoikum die Trägerdecke der Nördlichen Kalkalpen sei, durch die heterogene Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen wiederum geschwächt (S. 185), da ja KOBEL hier vermutete, daß die Frankenfelsecke an das Stangalmmesozoikum, die Lunzer- und Ötscherdecke an den Drauzug und die Hochostalpine Decke an die karnische Kette bzw. die Hochdinarische Region anzuschließen sei.

In den späteren Arbeiten ging L. KOBEL unter dem Eindruck einer Karpaten-Studienreise wiederum von dieser Auffassung der großräumigen Überschiebung innerhalb des Ostalpins, also von einem Bilde, das den tatsächlichen Gegebenheiten noch am nächsten kam, ab. Seit 1931 wurde das Paläozoikum und Mesozoikum von Kärnten inklusive Drauzug usf. zum autochthonen Dach der Ostalpen gestellt (S. 61), die Wurzeln der Nördlichen Kalkalpen demnach im Schladminger- und Silvretta-Kristallin angenommen, wodurch die Faziesbezirke des Ortlers, des Brenners, der Stangalpe dann auch ursprünglich im S der Faziesbezirke der Kalkalpen zu liegen gekommen wären. Diese Auffassung, daß die Silvretta-Decke und ihre Analoga im Osten als höchste oberostalpine kristalline Decke die Heimat der Nördlichen Kalkalpen seien (1955, S. 263), daß die Draukalkalpen (Karawanken), die Kärntner Trias (Eberstein, St. Paul) und die Stangalmtrias als autochthones Dach zu denken seien (1955, S. 269), behielt KOBEL bis zur Gegenwart bei.

In der Alpensynthese von R. STAUB 1924 wurde die ostalpine Masse wie folgt gegliedert: Im Radstädter Deckensystem, das aber sicherlich einer einzigen tektonischen Großeinheit angehört, glaubte STAUB Unter- und Mittelostalpin wiederzufinden, die Schladminger Masse und ihre Analoga werden bereits dem Oberostalpin zugezählt. Hier trennte STAUB als tiefere Decke die Seckauer-Bösenstein-Schladminger Masse-Silvretta Decke mit den primär verbunden gedachten Einheiten der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen ab, als höhere Decke die Muralpen-Öztalermasse, die bei ihrem Anschub die Nördlichen Kalkalpen nach N abgeschoben haben sollte. Als noch höhere Schuppen galten Bundschuhgneis, Masse der Seetaler Alpen, der Kor- und Saualpe, als höchste Einheit schließlich die Reihe der paläozoischen Schollen (Murau, Stangalpe, Graz), die zu einer „Steirischen Decke“ zusammengefaßt und als dinarische Klippen bezeichnet wurden (1924, S. 191–193). STAUB hatte in dieser Synthese die Silvrettamasse als ursprüngliches Grundgebirge der Sedimente der Allgäu-, Lechtal- und Wetterstein-Decke aufgefaßt, während die Inntal-, Hallstätter- und Dachstein-Decke, die Aflenzener Trias, das Mesozoikum des Königstuhles und des Drauzuges primär der Öztal-Muralpen-Masse angehören sollten. Diese Aufteilung des kalkalpinen Raumes auf zwei Großeinheiten und die Zuordnung zu bestimmtem kristallinem Untergrund im jetzigen Zentralalpengebiet ist heute ebenso wie die Gliederung des steirisch-kärntnerischen Kristallins in eine Anzahl alpidischer Teildecken hinfällig. Bis in die neuere Zeit behielt R. STAUB seine ursprüngliche Vorstellung bei, daß die Wurzeln der tiroliden Schubmassen, d. h. der Silvrettadecke im weiteren Sinn im nördlichsten Kristallin-

basisteil der Südalpen, im orobischen und insubrischen Kristallin zu suchen seien (1949, S. 226). Aber weder am Südrand des orobischen Kristallins noch in den südlichsten Teilen des ostalpinen Kristallins der Nordalpen lassen sich durchgehende Deckengrenzen verfolgen. Anzeichen für die Ableitung der höchsten tektonischen Einheiten, des Oberostalpins, von den Südalpen sind nicht gegeben.

In die Zeit der großen zusammenfassenden Arbeiten über den Bau der Ostalpen fällt auch das Werk von H. JENNY (1924). JENNY gelang darin hinsichtlich der Gliederung des Ostalpins E vom Tauernfenster die den natürlichen Gegebenheiten in diesem Raum bestens gerechtwerdende Deutung: Er erkannte die tektonische Trennung des in diesem Abschnitt von ihm nur auf das Paläozoikum und auflagernde Mesozoikum beschränkten Oberostalpins vom tieferen „Unterostalpin“. Mitbestimmend war für diese Ansicht das kurz vorher von K. HOLDHAUS entdeckte Stangalmmesozoikum im Liegenden des Karbon. Damit war für diesen Abschnitt, damals allerdings noch nicht im einzelnen begründbar, die Großgliederung gegeben, wie sie auch heute durch weitere Einzelheiten unterbaut, nur bestätigt werden kann. Noch nicht so klar wurde die als „Unterostalpin“ bezeichnete Masse im Liegenden gegliedert, von der heute ein nicht nur tektonisch sondern auch faziell klar abtrennbarer Teil, das Mittelostalpin, abgegliedert werden kann. Hinfällig hingegen ist die auch noch bei JENNY angeführte Zweigliederung des Oberostalpins durch die von ihm vorgenommene Abtrennung einer „Hochostalpinen Decke“ mit dem Silur-Devon der Grauwackenzone, des Grazer Paläozoikums und der Hallstätter- und Dachstein-Decke. Die im Ostteil der Ostalpen von H. JENNY in den Grundzügen richtig erkannte Abgrenzung des Oberostalpins wurde allerdings bei der Anwendung auf den Westteil der Ostalpen unzutreffend gehandhabt, indem der alte Gedanke einer Trennungsmöglichkeit innerhalb des (mittel)ostalpinen Kristallins in alpidische Einheiten aufgegriffen wurde und die lokal eingeschuppten Vorkommen von Kalkstein, Maultal und Schneeberg für die Annahme durchlaufender Deckengrenzen verwendet wurden. Demnach wurden Silvretta, Ötztal und ein an der Nord-Süd-Alpengrenze ziehender Streifen von Kristallin als Teile des Oberostalpins aufgefaßt, daher wurde auch das Stubai-Mesozoikum zu dieser Einheit gestellt und die altbekannte Parallele in der Position von den Serien der Stangalm im E und dem Brenner-Mesozoikum im W des Tauernfensters nicht berücksichtigt. Auch der Innsbrucker Quarzphyllit wird trotz seiner tiefen Position zum Oberostalpin gerechnet. Während also JENNYS Gliederung im Westabschnitt der Ostalpen noch in manchem revisionsbedürftig war, stellt seine Fassung des Oberostalpins im Ostabschnitt einen entscheidenden Fortschritt dar. Trotzdem setzte sich dieses Erkenntnis in der Folge bei den Ostalpengeologen nicht durch, da sie sich auf nur wenige Beweise stützen konnte, und geriet wieder in Vergessenheit.

Eine fundamentale Zusammenfassung aller im Sinne seiner Auffassung für den Deckenbau der Ostalpen sprechenden Tatsachen gab H. P. CORNELIUS 1940, in der außer auf die Bedeutung des Tauernfensters besonders auf den Anschluß der Zonen der Ostalpen an die Karpaten und Westalpen Wert gelegt wurde. Nicht lösbar allerdings war auch für CORNELIUS das Problem der Einwurzelung der Kalkalpen, da die Trennung von Ober- und Mittelostalpin noch nicht vorgenommen worden war. CORNELIUS setzte daher die theoretischen Wurzeln der Ultradecken der Kalkalpen im W unter die Ötztal-Decke, im E über die Grauwackenzone, über Muralpen, Tauern- und Semmering-Fenster, wo sie längst abgetragen worden sein sollten

(S. 289). Die zentralalpine Fazies des Ortler, Tribulaun usf. ließ CORNELIUS nicht als solche gelten (S. 277). Im Gegensatz zu KOBER schloß CORNELIUS ein vorgosauisches Alter der ostalpinen Überschiebung generell aus (S. 297) und erachtet eine derartige Überschiebung erst in der laramischen Phase für möglich. Es darf aber nicht die Überschiebungszeit vom Westende mit der der übrigen Teile der Ostalpen gleichgesetzt werden, da im Hauptabschnitt die Fernüberschiebungen in den zentralen Zonen bereits in vorcenomanen Phasen vor sich gingen (s. S. 193).

Ein stark vereinfachtes Bild des Ostalpenbaues gab in neuerer Zeit P. FALLOT (1954). Er betrachtete die Nördlichen Kalkalpen als abgelöste Sedimenthaut der Tiroliden-Silvrettiden. Als einzige große Überschiebung wird jene der Silvrettiden auf die Tauern erachtet. Dabei wird das Altkristallin der Zentralalpen als unmittelbare Fortsetzung des südalpinen Kristallins aufgefaßt, sodaß P. FALLOT im Gailtal keine Narbe und N davon keine eigene Wurzelzonen für die einzelnen Decken annimmt. Gegen diese vereinfachte Darstellung der Verhältnisse der Ostalpen spricht die Existenz einer Reihe von klar definierten Großeinheiten auch innerhalb des Ostalpins.

Zuletzt hat sich auch E. SPENGLER (1956, 1959) nach der Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen mit der Frage nach der Herkunft und Einwurzelung der Nördlichen Kalkalpen befaßt. SPENGLER wies auf die Schwierigkeiten hin, die sich für die Unterbringung des ursprünglich so breiten Raumes der Kalkalpendecken ergeben, da bei einfacher Abwicklung nach S über dem ostalpinen Kristallin der Raum für die Heimat des Südteiles der Hallstätter Decke durch das Stangalmmesozoikum eingenommen ist. SPENGLER gab hierfür drei Deutungsmöglichkeiten: A) Der Ablagerungsraum der Hallstätter Decke reicht doch nicht so weit nach S (z. B. bei der Auffassung der Decke als zerreißende Gleitdecke und bei Annahme einer späteren Einengung des als Heimat der Hallstätter Decken angenommenen kristallinen Untergrundes der Niederen Tauern u. a.) B) Primäre Einwurzelung des Stangalmmesozoikums zwischen Hallstätterkalkfazies und Dachsteinkalkfazies. C) Der Ablagerungsraum der gesamten Kalkalpen lag S des Stangalm-Mesozoikums, wonach nach E. SPENGLER das Stangalm-Mesozoikum mitsamt dem größten Teil des Muralpen-Kristallins als Unterostalpin betrachtet werden müßte.

Die dritte Deutungsmöglichkeit von E. SPENGLER deckt sich in vielem mit der von mir auf Grund einer Reihe von verschiedenen Beobachtungen im Gesamttraum der Ostalpen dargelegten Auffassung. E. SPENGLER hatte sich allerdings 1956, S. 62 und 1959, S. 307 für die Deutung A entschieden, wonach also das Kristallin der Zentralalpen in der Silvretta- und Ötzmasse und in den Niederen Tauern samt dem Paläozoikum der Grauwackenzone als primäre stratigraphische Unterlage der höheren Kalkalpendecken fungiert, während die tieferen Kalkalpendecken als nördlicher abgelagert gedacht wurden. Der Nachweis des zentralalpiner Mesozoikums im Liegenden der paläozoischen Schubmasse läßt heute aber keine andere Deutung mehr zu, als die der generellen Überfahung des „Mittelostalpins“ durch das enger gefaßte Oberostalpin mit den Nördlichen Kalkalpen.

Die vom Verfasser nach Feststellung der Bedeutung des Stangalmmesozoikums für den Bau des Ostalpins östlich vom Tauernfenster (1958, S. 71) gegebene Darstellung des Gesamtbaues der Ostalpen (1959) beinhaltet als wichtigsten Gesichtspunkt die in allen Abschnitten der Ostalpen klar erfaßbare Abgliederung des Mittelostalpins als tektonisch und faziell selbständige Einheit, wodurch dem Ober-

ostalpin mit den Nördlichen Kalkalpen ein noch südlicheres Heimatgebiet als dem Kristallin der Zentralalpen mit seinen eigenständigen mesozoischen Sedimentresten zukommt. Die Überschiebungsweiten, die sich daraus ergaben, übertrafen alle unsere bisherigen Erwartungen.

In der vorliegenden Arbeit schließlich kann über weitere Ergebnisse hinsichtlich des Baues auch der übrigen Einheiten der Ostalpen berichtet werden, wobei über Helvetikum-Flysch, Pennin und Ostalpin einige grundsätzlich neue Daten zu erwähnen waren. Wichtige Erkenntnisse lieferte ferner die nun mehr ins einzelne gehende Darstellung der 1959 nur angedeuteten bzw. 1960 kartenmäßig dargestellten Weiterverfolgung der Decken in die Karpaten und an der Westostalpen-Grenze. Zum ersten Mal konnte schließlich nun ein detaillierterer fazieller Vergleich des gesamten Mesozoikums der Ostalpen, auch jenes der Zentralalpen, durchgeführt werden, der eine Bestätigung der tektonischen Ergebnisse darstellt.

IV. Ausblick

Zugleich mit der Neugliederung des Ostalpins und der damit verbundenen geänderten Auffassung vom Bau der Ostalpen ergeben sich neben einer Reihe unmittelbarer Erkenntnisse betreffs Bau der Einzelabschnitte, Baustil, Phasengliederung usf. eine Anzahl neuer Gesichtspunkte auch für weitere Fragestellungen, von denen einige bereits grundsätzlich behandelt wurden (z. B. die Fortsetzung der Zonen in den Karpaten), auf andere aber nur im folgenden verwiesen werden soll. Die enorme alpidische Verschiebung des Oberostalpins, das ja das gesamte fossilführende Paläozoikum der Ostalpen enthält, ist entscheidend für die Rekonstruktion der Verhältnisse der Sedimentationströge im Paläozoikum hinsichtlich fazieller und räumlicher Beziehungen innerhalb des alpinen Orogens und hinsichtlich des Anschlusses bestimmter Regionen an das außeralpine Paläozoikum. Galt doch gerade in den Reihen der Paläozoikum-Forscher das Paläozoikum der Ostalpen als in alpidischer Zeit relativ gering verstellt. So stand z. B. die bekannte Deutung von H. GAERTNER (1934), der drei paläozoische Geosynklinaltröge in den Ostalpen annahm, ganz unter diesem Gesichtspunkt der Autochthonie. Die Meinung von der Autochthonie des Paläozoikums in den Ostalpen ging bei einzelnen Autoren so weit, daß sie die durch spätalpidische Bewegungen erzeugten Mulden, in denen dann die Deckenreste des Oberostalpins erhalten geblieben sind (z. B. Schüssel der Gurktaler Alpen), als alte, schon bei der paläozoischen Sedimentation vorhandene Mulden ansahen, umgrenzt von den auch heute noch herum erhaltenen Schwellen und hierfür sogar in der Sedimentausbildung des Paläozoikums Anhaltspunkte zu finden trachteten. Die Auffassung mutet an wie jene M. VACEK's (1884) von der fjordartigen Einlagerung des Radstädter Mesozoikums in ein bis heute ähnlich erhaltenes Relief, nur noch auf das Paläozoikum übertragen. So schrieb z. B. R. SCHWINNER 1951, S. 173: „Durch dieses Schwellensystem wurden Senkungsräume umgrenzt, aus denen sich die Geosynklinalen des Altpaläozoikums und aus diesen die Ketten des Variskischen Gebirges erhalten haben . . . Das ist nicht — als Selbsttäuschung — aus der zufälligen Form der verbliebenen Erosionslappen zurückdatiert.“ Die jetzige Form des mittelostalpinen kristallinen Untergrundes ist aber zufolge einer anderen Heimat des Oberostalpins für das jetzt darüberliegende Paläozoikum damals nicht maßgebend gewesen.

Revisionsbedürftig ist z. B. auch die Ansicht, die K. MERZ 1952, S. 272—274 über die einstige Stellung und Bindung der voralpidischen Bauelemente der Ostalpen dargelegt hatte. K. MERZ hatte die Grauwackenzone als heterogenes System verschiedener variszischer Gebirgsstämme dargestellt: Die Norische Einheit (Obere Grauwackendecke) wurde „als die in den Alpen liegende Fortsetzung des moravosilesischen Altvariszikums“ betrachtet, die „jüngere Grauwackenzone“ (Veitscher Decke), die ja ursprünglich den nördlichen Stirnteil der Norischen Decke darstellte,

zwischen diese und die Gleinalm geschaltet gedacht, die Nordtiroler Grauwackenzone schließlich in einen anderen variszischen Gebirgsstamm einbezogen, da sie METZ mit dem ihr variszisch ja fremden Untergrund des Mittelostalpins, den Niederen Tauern und der Koralm gebunden hatte (S. 273).

Bei solchen Betrachtungen unter dem Gesichtspunkt relativer Autochthonie wurden häufig auch Strukturen selbst des Mesozoikums der Kalkalpen (Weyerer Bögen) auf alte Meridionalzüge, auf variszische Anlagen zurückgeführt und diese Annahmen wurden wieder als Einwände gegen den Deckenbau verwendet. Aber weder die Erhaltung variszischer oder älterer Strukturen z. B. in dem als Block transportierten mittelostalpinen Kristallin, noch jüngerer Querbrüche in den Alpen und ähnlich gerichtete Brüche im Vorland sind Argumente gegen den Deckenbau der Alpen, wie man in manchen älteren Arbeiten lesen konnte; ebenso dürfen eben diese erhaltenen transportierten Strukturen nicht zu einer unmittelbaren Rekonstruktion alter Gebirgszüge unter Außerachtlassung der alpidischen Tektonik herangezogen werden, wie dies in manchen älteren Arbeiten geschah (J. STINY 1931; H. MOHR 1924, S. 131; R. SCHWINNER 1927, S. 377; 1933, S. 156; F. HERITSCHE 1928, S. 228 usf.). Dabei wurden in mancher dieser Arbeiten oft auch noch alpidische und variszische Bewegungen verwechselt (R. SCHWINNER 1933, S. 156), da das junge Alter etlicher überschobener Sedimentgesteinszüge noch nicht allgemein anerkannt war, die Bewegungsrichtungen unrichtig gedeutet, da noch keine Achsenuntersuchungen und Untersuchungen mit kleintektonischen Methoden vorgenommen worden waren. Kurz, variszische Rekonstruktionen können erst nach Kenntnis der alpidischen Strukturen und deren Rückführung mit Aussicht auf Erfolg durchgeführt werden.

Die paläozoischen Vergenzrichtungen, die, wie das Beispiel der voralpidischen Nordvergenz in den Karnischen Alpen zeigt, unabhängig ist von der späteren Position im alpidischen Orogen, muß für die alten Strukturen in der Grauwackenzone und in den übrigen paläozoischen Schollen neu untersucht werden, stets unter Beachtung möglicher enormer alpidischer Deckentektonik innerhalb des Paläozoikums (Beispiel: Stolzalpenüberschiebung, Norische Überschiebung). Besonders auch die Frage nach alpidischem Deckenbau im Grazer Paläozoikum ist einer unvorangegangenen Neuprüfung zu unterwerfen.

Eine weitere Frage, die nun unter einem anderen Gesichtswinkel zu beurteilen ist, ist jene nach dem Alter des „Altkristallins“ der Zentralalpen, also der jetzt dem Mittelostalpin zugeordneten Kristallinmasse. Bisher mußte deren Alter auf Grund der für primär gehaltenen Auflagerung des nicht stark metamorphen, z. T. fossilführenden Paläozoikums als vor- oder altpaläozoisch angesehen werden. Für einzelne Abschnitte allerdings wurde in neuerer Zeit besonders durch K. METZ bereits junges, z. T. sogar alpidisches Alter postuliert. Durch die zwischen mittelostalpinem Kristallin und oberostalpinem Mesozoikum erkannte Überschiebungsfläche wurde nun eine neue Situation in der Beurteilung des Alters des Kristallins geschaffen, da mit diesem primär nur Mesozoikum und schwach metamorphe Serien unbekanntes Alters (im Westen) verbunden sind! Dennoch ist ein hohes, voraläozoisches Alter des Großteiles des mittelostalpinen Kristallins im Westabschnitt anzunehmen, da von den Thurntaler Phylliten bzw. der Kreuzeckgruppe an bis zum Campokristallin mäßig metamorphe phyllitische Gesteine wohl altpaläozoischen Alters dem Kristallin primär aufliegen. Die Frage, ob variszische Granitstöcke innerhalb dieses Kristallins auftreten und wie weit noch alpidische Granitisation

die permotriadische Hüllserie beeinflusste, bzw. jungalpidische Metamorphosen Mittel- und Oberostalpin gemeinsam ergriffen, ist jedoch gerade jetzt wieder aktuell geworden.

Eine Reihe von Problemen bietet auch noch die genaue Erfassung der Bewegungsakte in den einzelnen alpidischen Phasen, so z. B. die Phasen der Fernüberschiebung, die sekundäre N-S-Einengung, Einfaltung und Steilstellung bestimmter Zonen in den Zentralalpen, die genaue zeitliche Festlegung des Durchgreifens der Tauernkristallisation auch an Hand der Abtragungsprodukte mit den durch diese noch ergriffenen Gesteine in Molassebecken. Schließlich können auch manche Fragen über den Zeitpunkt und Ort von Vererzungen in Zusammenhang mit der phasenmäßig besser erfaßten Deckenbildung neu überlegt werden, besonders solche, bei denen man in der heutigen Unterlage keine Zuführungswege findet und sedimentäre Vererzung nicht in Frage kommt.

Literatur

Allgemeine Darstellungen

- CADISCH, J.: Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung. — Vh. Natf. Ges. Basel, 54, Jg. 1942—43, 32—58, Basel 1943.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. Dt. Geol. Ges., 92, 271—310, Berlin 1940.
- : Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 159, 281—290, Wien 1950.
- DEL-NEGRO, W.: Geologie von Salzburg. 348 S., Innsbruck (Wagner) 1950.
- DIENER, C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. S. 327—646 in: E. SUSS: Bau und Bild Österreichs, 1110 S., Wien, Lpz., 1903.
- HERITSCH, F.: Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. — Geol. Rdsch., 3, 172—194, 236—258, Leipzig 1912.
- : Geologie von Steiermark. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 57, Graz 1922.
- : Die Grundlagen der alpinen Tektonik. 259 S., Berlin (Borntraeger) 1923.
- : Die Deckentheorie in den Alpen. — Fortschr. Geol. Pal., 6, H. 17, 75—210, Berlin 1927.
- JENNY, H.: Die alpine Faltung. Ihre Anordnung in Raum und Zeit. — 176 S., Berlin (Borntraeger) 1924.
- KLEBELSBERG, R.: Geologie von Tirol. 872 S., Berlin (Borntraeger) 1935.
- KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 88, 345—396, Wien 1912.
- : Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 5, Jg. 1912, 368—481, Wien 1912.
- : Das östliche Tauernfenster. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 98, 201—242, Wien 1922.
- : Bau und Entstehung der Alpen. 1. Aufl., 282 S., Berlin (Borntraeger) 1923.
- : Geologie der Landschaft um Wien. 150 S., Wien (Springer) 1926.
- : Über Bau und Entstehung der Alpen. — Forsch. Fortschritte, 2, S. 155, Berlin 1926.
- : Der geologische Aufbau Österreichs. 204 S., Wien (Springer) 1938.
- : Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl., 379 S., Wien (Deuticke) 1955.
- KRAUS, E.: Der Abbau der Gebirge. I: Der alpine Bauplan. 352 S., Berlin (Borntraeger) 1936.
- : Die Baugeschichte der Alpen. 1. Teil, 552 S., 2. Teil 489 S., Berlin (Akademie-Verl.) 1951.
- : Neue Überlegungen zum Bau der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, Jg. 1954, 141—158, Wien 1955.
- METZ, K.: Geologische Karte der Steiermark, 1 : 300.000, Graz (Akad. Verl.) 1957.
- : Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, 201—250, Wien 1958.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 89, 87—103, Graz 1959.
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. — Jb. Geol. St.-A., 71, 173—224, Wien 1921.
- SCHAFFER, F. X.: Geologie der Ostmark. 1. Aufl., 599 S., Wien (Deuticke) 1943.
- : Geologie von Österreich. 2. Aufl., 810 S., Wien (Deuticke) 1951.
- SCHMIDT, W.: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jb. Geol. St.-A., 71, 101—116, Wien 1921.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. In: SCHAFFERS Geologie von Österreich, 2. Aufl., 105—232, Wien 1951.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, 82, N. F. 52, 272 S., Bern 1924.

- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. Géol. France, 4. Sér., 3, 711—766, Paris 1903.
- TERMIER, H. & G. TERMIER: Alpes orientales. In: L'évolution de la Lithosphère. II. Orogénèse, 2^d fasc., 691—704, Paris (Masson) 1957.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 10, 3—62, Wien 1959.
- : Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — Geol. Rdsch., 50, im Druck.
- UHLIG, V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, 462—491, Wien 1909.
- VETTERS, H.: Geologische Karte von Österreich, 1 : 500.000, Wien 1933; mit Erläuterungen, 351 S., Wien 1937.

Zu Abschnitt 1: Ostalpin-Überblick

- ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und zur alpin-dinarischen Grenze. — Jb. Geol. B.-A., 94, Jg. 1949—51, 195—236, Wien 1950—51.
- BECK, H.: Geol. Spez.-Karte Österreich, Blatt Hüttenberg und Eberstein, Wien 1931.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — Kober-Festschrift, 131—147, Wien (Hollinek) 1953.
- : Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. — Jb. Geol. B.-A., 98, 67—92, Wien 1955.
- : Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Ebenda, 102, 313—352, Wien 1959.
- BEMMELN, R. W. van: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen, 1. Teil. — Ebenda, 100, 179—212, Wien 1957.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizeralpen. 1. Aufl. 383 S., Zürich (Beer) 1934.
- CORNELIUS, H. P.: Geol. Spez.-Karte Österreich, Blatt Mürzzuschlag, Wien 1936.
- : Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. Dtsch. Geol. Ges., 92, 271—310, Berlin 1940.
- : Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze“. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 36—38, 231—244, Wien 1949.
- : Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 159, 281—290, Wien 1950.
- : Die Geologie des Mürztalgebietes. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 4, 1—94, Wien 1952.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I; 1. Beitrag, Bd. 162, 279—294, Wien 1953; 2. Beitrag, Bd. 164, 131—144, Wien 1955.
- FLÜGEL, H. & V. MAURIN: Triasverdächtige Gesteine am Südostrand des Grazer Paläozoikums. — Karinthin, 34—35, 198—206, Knappenberg 1957.
- : Geol. Karte des Weizer Berglandes, 1 : 25.000, Wien 1958.
- HAMMER, W.: Bemerkungen zu R. STAUBS „Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler“. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1938, 227—237, Wien 1938.
- HAUSER, A. & W. BRANDL: Das Alter des Sölker Marmors. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 86, 68—71, Graz 1956.
- HOLDHAUS, K.: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 14, 1921, 85—103, Wien 1922.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, 16. Sdh., 1—78, Klagenft. 1953.
- KIESLINGER, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe IX. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 137, 491—532, Wien 1928.
- KUNTSCHNIG, A.: Das Bergland von Weiz. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 63, 91—110, Graz 1927.
- MAURIN, V.: Aufnahmebericht 1958 über Blatt „Köflach—Voitsberg“. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1959, A 37—A 42, Wien 1959.

- PLOTENY, P.:** Zentralalpines Mesozoikum bei Neumarkt in Steiermark? — *Karinthin*, 34—35, 206—208, Knappenberg 1957.
SCHMIDT, W.: Grauwackenzone und Tauernfenster. — *Jb. Geol. St.-A.*, 71, 101—116, Wien 1921.
SCHWINNER, R.: In F. HERITSCH: *Geologie von Steiermark*, Graz 1922.
 —: Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach usw., 1: 25.000. Mit Erläuterungen. Graz 1931.
 —: Geologische Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). — *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1932, 65—75, Wien 1932.
 —: Variscisches und alpines Gebirgssystem. — *Geol. Rdsch.*, 24, 144—159, Berlin 1933.
SPENGLER, E.: Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. — *Jb. Geol. St.-A.*, 70, 235—254, Wien 1920.
STAUB, R.: Zur Nomenclatur der ostalpinen Decken. — *Ecl. geol. Helv.*, 16, 35—38, Lausanne 1920 (—22).
STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen. Vorläufige Mitteilung). — *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1945, 199—214, Wien 1947.
THURNER, A.: Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. — *Mitt. Natw. Ver. Stmk.*, 63, 26—44, Graz 1927.
TOLLMANN, A.: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). — *Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien*, 9, 57—73, Wien 1958.
UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geologisch-tektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — *Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I*, 117, 1379—1422, Wien 1908.

Zu 2a: Semmering — Wechsel-System

- ANDRIAN, F. & K. M. PAUL:** Die geologischen Verhältnisse der kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn. — *Jb. Geol. R.-A.*, 14, 325—366, Wien 1864.
ANDRUSOV, D.: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 30—31, Jg. 1937—1938, 157—185, Wien 1939.
BECK, H. & H. VETTERS: Zur Geologie der Kleinen Karpaten. — *Beitr. Pal. Geol. Österr.-Ung. Orient*, 16, H. 1 u. 2, 1—106, Wien, Lpz. 1904.
BISTRITSCHAN, K.: Ein Beitrag zur Geologie des Wechselgebietes. — *Diss. Phil. Fak. Univ. Wien*, 116 S., Wien 1939.
CORNELIUS, H. P.: *Aufnahmebericht über Blatt Mürzzuschlag*. — *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1931, 34—38, Wien 1931.
 —: Geologische Spez.-Karte von Österreich, Blatt Mürzzuschlag, 1: 75.000, Wien 1936.
 —: Die Geologie des Mürztalgebietes. — *Jb. Geol. B.-A.*, Sdb. 4, 1—94, Wien 1952a.
 —: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone usw. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 42—43, Jg. 1949—1950, 1—234, Wien 1952b.
CZJZEK, J.: Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. — *Jb. Geol. R.-A.*, 5, 465—529, Wien 1854.
DEL-NEGRO, W.: Semmeringfenster und Alpensynthese. — *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1931, 137—138, Wien 1931.
ERICH, A.: Neuere Untersuchungen in der Grauwackenzone von Bernstein im Burgenland. Vorläufige Mitteilung. Ebenda, Jg. 1945, 66—70, Wien 1947.
KOBER, L.: Die tektonische Stellung des Semmering und Wechselgebietes. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 38, 268—276, Wien 1925.
 —: *Geologie der Landschaft um Wien*. 150 S., Wien (Springer) 1926.
KRISTAN, E. & A. TOLLMANN: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — *Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien*, 8, 75—90, Wien 1957.

- KÜMEL, F.: Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge. — Min. Petr. Mitt., 47, 141—184, Leipzig 1936.
- LECHNER, K.: Kristallines Grundgebirge. In: Erläuterungen zur geol. Karte Mattersburg—Deutschkreutz. — S. 9—26, Wien (Geol. B.-A.) 1957.
- MAHEL, M.: Stratigraphische Probleme in der Hüllenserie der Kleinen Karpaten. — Geolog. práce, 15, 5—17, Bratislava 1959.
- MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, 104—213, Wien 1910.
- : Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 88, 633—652, Wien 1912.
- : Ist das Wechselfenster ostalpin? — 12 S., Graz 1919.
- : Das prätriadische Grundgebirge im Nordostsporn der Alpen. — Z. Dt. Geol. Ges., 80, 1928, V 266—268, Berlin 1929.
- PAHR, A.: Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland). — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 103 S., Wien 1955.
- : Aufnahmeberichte über Blatt 137, Oberwart. — Verh. Geol. B.-A., 1957, S. 48—50; 1958, S. 230—231; 1959, S. A 46—47.
- RICHARZ, S.: Die Umgebung von Aspang am Wechsel. — Jb. Geol. R.-A., 61, 285—338, Wien 1911.
- SCHMIDT, W.: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jb. Geol. St.-A., 71, 101—116, Wien 1921.
- SCHMIDT, W. J.: Die Geologie des neuen Semmeringtunnel. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 109, Abh. 2, 595—654, Wien 1952.
- : Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, Jg. 1954, 360—365, Wien 1956.
- SCHWINNER, R.: Zur Geologie von Birkfeld. — Mitt. natw. Ver. Stmk., 72, 67—100, Graz 1935.
- : Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebiete. — Mitt. Reichsstelle Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1, 81—97, Wien 1940.
- : Geologische Probleme der Raabalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39—41, Jg. 1946—1948, 85—98, Wien 1951.
- TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. — Ebenda, 50, Jg. 1957, 325—354, Wien 1958.
- TOULA, F.: Führer für die Exkursion auf den Semmering. — Exk.-Führer 9. Int. Geol. Kongr. Wien, 50 S., Wien 1903, mit Karte 1: 25.000.
- WIESENEDER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostlandes. — Min. Petr. Mitt., 42, 136—181, Leipzig 1932.
- : Ergänzungen hierzu. Ebenda, 48, 317—324, Leipzig 1937.

Zu 2b und c: Troiseckzug und Grauwackenzone

- BÖCHER, H.: Zur Geologie des Hochreichart und des Zinken in den Seckauer Tauern. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 63, 136—149, Graz 1927.
- CORNELIUS, H. P.: Geologische Spezk.-Karte Österreich, Blatt Mürzzuschlag, 1: 75.000, Wien 1936.
- : Erläuterungen zur geol. Karte des Raxgebietes. — 54 S., Wien 1936.
- : Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. R.-A. Bodenforsch. Wien, 2, 1—7, Wien 1941a.
- : Das Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone. — Ebenda, 2, 19—52, Wien 1941b.
- : Die Geologie des Schneeberggebietes. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 2, 111 S., Wien 1951.
- : Die Geologie des Mürztalgebietes. — Ebenda, Sdb. 4, 94 S., Wien 1952a.
- : Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone usf. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 42—43, Jg. 1949—1950, 1—234, Wien 1952b.

- FLÜGEL, H.: 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 88, 51—78, Graz 1958.
- FRITSCH, W.: Die Gumpeneckmarmore. — Mitt. Mus. Joanneum, H. 10, 1—12, Graz 1953.
- : Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. — Ebenda, S. 13—19, Graz 1953.
- HAMMER, W.: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. — Jb. Geol. B.-A., 74, 1924, 1—34, Wien 1925.
- HAUSER, A.: Gibt es ein Rannachkonglomerat? — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, Bd. 1, H. 2, 107—133, Wien 1950.
- HAUSER, A. & W. BRANDL: Das Alter des Sölker Marmors. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 86, 68—71, Graz 1956.
- HAUSER, L.: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kaintaleckschollen. — Jb. Geol. B.-A., 88, 1938, 217—259, Wien 1939.
- HAUSER, L. & K. METZ: Serizitporphyröide von Edling bei Trofaiach. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1935, 138—141, Wien 1935.
- HERITSCH, F.: Die Trofaiachlinie. — Ebenda, Jg. 1911, 274—278, Wien 1911.
- : Zur Kenntnis der Tektonik der Grauwackenzone im Müürztal (Obersteiermark). — Cbl. Min. etc., Jg. 1911, 90—95, 110—117, Stuttgart 1911.
- HOMANN, O.: Der geologische Bau des Gebietes Bruck/Mur—Stanz. — Mitt. Mus. Joanneum, H. 14, 47 S., Graz 1955.
- KOBER, L.: Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, 492—511, Wien 1909.
- METZ, K.: Die tektonische Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. — Zbl. Min. etc., Abt. B, Jg. 1937, 315—328, Stuttgart 1937.
- : Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — Jb. Geol. B.-A., 88, Jg. 1938, 165—193, Wien 1939.
- : Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Wien, N. F. 1, 161—220, Wien 1940.
- : Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach Westen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1945, 91—103, Wien 1947.
- : Die regional-tektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. — Berg-Hüttenm. Monh., 96, 86—94, Wien 1951.
- : Zur Frage der voralpidischen Bauelemente in den Alpen. — Geol. Rdsch., 40, 261—275, Stuttgart 1952.
- : Tektonik und Metamorphose in den Seckauer Tauern und in der Grauwackenzone. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. C, 82—84, Wien 1952.
- : Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1951, 1—84, Wien 1953.
- : Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern. — Mitt. natw. Ver. Stmk., 83, 130—157, Graz 1953.
- : Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, 201—250, Wien 1958.
- MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — Ebenda, 2, 104—213, Wien 1910.
- SCHWINNER, R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. — Geol. Rdsch., 20, 211—244, 343—370, Berlin 1929.
- : Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Vh. Geol. B.-A., Jg. 1936, 117—124, Wien 1936.
- : Geologische Probleme der Raabalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39—41, Jg. 1946—1948, 85—98, Wien 1951.
- SPENGLER, E.: Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. — Jb. Geol. St.-A., 70, 235—254, Wien 1920.

- : Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1926, 127—141, Wien 1927.
- SPENGLER, E. & J. STINY: Geologische Spez.-Karte Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Afenz. 1 : 75.000. Wien 1926.
- STINY, J.: Porphyרבkömmlinge aus der Umgebung von Bruck/Mur. — Cbl. Min etc., Jg. 1917, 407—414, Stuttgart 1917.
- : Zur südlichen Fortsetzung der Weyrer Bögen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1931, 220—230, Wien 1931.
- STINY, J. & F. CZERMAK: Geologische Spez.karte Österreich, Blatt Leoben und Bruck a. d. Mur. 1 : 75.000. Wien 1932.
- THURNER, A.: Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1947, 83—94, Wien 1949.
- VACEK, M.: Über die geologischen Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. — Ebenda, Jg. 1886, 455—464, Wien 1886.
- : Über die krystallinische Umrandung des Grazer Beckens. — Ebenda, Jg. 1890, 9—20, Wien 1890.
- VETTERS, H.: Die „Trofaiachlinie“. Ein Beitrag zur Tektonik der nordsteirischen Grauwackenzone. — Ebenda, Jg. 1911, 151—172, Wien 1911.
- WIESENEDER, H.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 50, 273—304, Leipzig 1939.

Zu 2d: Grazer Paläozoikum

- BOIGK, H.: Zum Bau der Grazer Decken. — Z. Dt. Geol. Ges., 102, 247—271, Hannover 1951.
- CLAR, E.: Zur Geologie des Schöcklgebietes bei Graz. — Jb. Geol. B.-A., 83, 113—136, Wien 1933.
- : Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. — N. Jb. Min. etc., Abh., Beil. Bd. 74, Abt. B, 1—39, Stuttgart 1935.
- FLÜGEL, H.: Vom variscisch-alpidischen Bau des Grazer Paläozoikums. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 89, 162—168, Wien 1952.
- : Die stratigraphischen Verhältnisse des Paläozoikums von Graz. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., Jg. 1953, 55—92, Stuttgart 1954.
- : 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 88, 51—78, Graz 1958.
- : Aufnahmen 1958 auf Blatt „Grazer Bergland“. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1958, A 19—A 22, Wien 1959.
- : Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes. 1 : 100.000. Wien (GBA.) 1960.
- FLÜGEL, H. & V. MAURIN: Triasverdächtige Gesteine am Südrand des Grazer Paläozoikums. — Karinthin, 34—35, 198—206, Knappenberg 1957.
- : Geologische Karte des Weizer Berglandes 1 : 25.000. Wien (GBA.) 1958.
- : Geologische Wanderungen im Weizer Bergland. Weiz, Nr. 6, 51 S., Weiz 1959.
- HERTSCHE, F.: Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz. IV. Teil. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 94, 354—374, Wien 1917.
- KIESLINGER, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe IX. Der Bau der Koralpe und seine Beziehungen zu den Nachbargebieten. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 137, 491—532, Wien 1928.
- KUNTSCHNIG, A.: Das Bergland von Weiz. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 63, 91—110, Graz 1927.
- MAURIN, V.: Aufnahmsbericht 1958 über Blatt „Köflach—Voitsberg“. — Verh. Geol. B.-A., A 37—A 42, Wien 1959.
- METZ, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 89, 87—103, Graz 1959.

- MOHR, H.: Stratigraphie und Tektonik des Grazer Paläozoikums im Lichte neuerer Forschungen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, Jg. 1914, 46—49, Wien 1914.
- : Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. — Z. Dtsch. Geol. Ges., 75, Jg. 1923, 114—133, Berlin 1924.
- PLESSMANN, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westrand der Grazer Bucht. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1954, 295—310, Stuttgart 1955.
- ROBITSCH, J.: Das Radegunder Kristallin. — Mitt. Natw. Strmk., 77—78, 101—138, Graz 1949.
- SCHOUPPÉ, A.: Die paläozoischen Bewegungsphasen im Raume von Graz. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, Jg. 1951, 223—235, Wien 1953.

Zu 2e: Gurktaler Decke

- BECK, H.: Aufnahmsberichte über Blatt Hüttenberg—Eberstein. — Verh. Geol. B.-A. Jg. 1927, 31—36; Jg. 1929, 30—33; Wien.
- : Geologische Spezkarte Österreich, Blatt Hüttenberg und Eberstein. Wien 1931.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — Kober-Festschrift, 131—147, Wien (Hollinek) 1953.
- : Geologische Aufnahmen ... 1953. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1954, 21—27, Wien 1954.
- : Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. — Jb. Geol. B.-A., 98, 67—92, Wien 1955.
- : Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Gurk, Turrach usf. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1959, A 13—A 15, Wien 1959.
- : Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Jb. Geol. B.-A., 102, 313—352, Wien 1959.
- : Eisenvererzung und Tektonik in den östlichen Zentralalpen — ein Deutungsversuch. — Montan-Rundschau, 8, 1—3, Wien 1960.
- BENESCH, F.: Die mesozoischen Inseln am Poßruck (Mittelsteiermark). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 173—194, Wien 1914.
- BRUNLECHNER, A.: Die paläozoische Scholle bei Viktring. — Carinthia II, 5, 192—195, Klagenfurt 1897.
- CLAR, E.: Über die Görttschitztaler Störungslinie (Norejalinie) bei Hüttenberg. — Karinthin, 15, 65—71, Knappenberg 1951.
- : Metamorphes Paläozoikum im Raume von Hüttenberg. — Ebenda, 22, 225—230, Knappenberg 1953.
- CLAR, E. & F. KAHLER: Begleitworte zur Geologischen Übersichtskarte von Kärnten 1: 500.000. — Carinthia II, 143, 18—22, Klagenfurt 1953.
- CLAR, E. & H. MERXNER: Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. Ebenda, 63 (143), 67—92, Klagenfurt 1953.
- CORNELIUS, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze“. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 86—88, 231—244, Wien 1949.
- : Zur Einführung in einige Probleme der ostalpinen Zentralzone. — Geol. Rdsch., 40, 257—261, Stuttgart 1952.
- HABERFELLNER, E.: Das Alter der Vererzung vom Hüttenberger Erzberg. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 70, 61—63, Wien 1933.
- : Tektonik und Vererzungsphasen am Hüttenberger Erzberg. — Z. Dt. Geol. Ges., 87, S. 62, Berlin 1935.
- HERITSCH, F.: Geologischer Führer durch die Zentralalpen östlich von Katschberg und Radstädter Tauern. — Samml. Geol. Führer, 32, 156 S., Berlin (Borntraeger) 1926.
- : Obersilur bei Tiffen zwischen Ossiacher See und Feldkirchen. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 77, 103—126, Wien 1940.
- HÖFER, H.: Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 103, 467—487, Wien 1894.

- HOLDHAUS, K.: Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 58, 19—21, Wien 1921.
- : Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 14, Jg. 1921, 85—103, Wien 1922.
- : Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — Ebenda, 25, Jg. 1932, 177—194, Wien 1933.
- KAHLER, F.: Zwischen Wörthersee und Karawanken. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 68, 83—145, Graz 1931.
- : Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, Sdh. 16, 78 S., Klagenfurt 1953.
- : Urwelt Kärntens. I. Teil. — Ebenda, Sdh. 18, 106 S., Klagenfurt 1955.
- KAHLER, F. & H. WOLSEGGGER: Zur Geologie des Gebietes nördlich von Klagenfurt. — Ebenda, 123—124, 1—13, Klagenfurt 1934.
- KARL, F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 97, 135—152, Wien 1954.
- KIESLINGER, A.: Die Lavantaler Störungszone. — Jb. Geol. B.-A., 78, 499—527, Wien 1928.
- : Geologie und Petrographie der Koralpe, IX. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 137, 491—532, Wien 1928 a.
- : Kristalliner Anteil auf: Geologische Spez. Karte Österreich, Blatt Unterdrauburg, 1: 75:000, Wien 1929.
- : Karawankenstudien I. Die Tektonik in den östlichen Karawanken. — Cbl. Min. etc., Abt. B, Jg. 1929, 201—229, Stuttgart 1929.
- : Bachern und Karawanken. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1931, 111—125, Wien 1931.
- : Geologie und Petrographie des Bachern. — Ebenda, Jg. 1935, 101—110, Wien 1935.
- KOBER, L.: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 130, Jg. 1921, 375—381, Wien 1922.
- METZ, K.: Die Frage der Vergleichbarkeit von nordeuropäischem und alpinem „Grundgebirge“. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., Jg. 1952, 253—260, Stuttgart 1952.
- MOHR, H.: Über tauriskische Gebirgsreste in der Klagenfurter Beckenumrahmung. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1926, 100—105, Wien 1926.
- PETRASCHECK, W.: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. — Ebenda, Jg. 1927, 151—164, Wien 1927.
- PILGER, A.: Zur Gliederung der kristallinen Serien von Friesach in Kärnten. — Ber. R.-A. Bodenforsch. Wien, Jg. 1942, 6—11, Wien 1942.
- PLOTENY, P.: Geologie des Gebietes zwischen Neumarkt und dem Zirbitzkogel. — Diss. Phil. Fak. Univ. Graz, 226 S., Graz 1956.
- : Zentralalpines Mesozoikum bei Neumarkt in Steiermark? — Karinthin, 34—35, 206—208, Knappenberg 1957.
- REDLICH, K. A.: Die Geologie des Gurk- und Görttschitztales. — Jb. Geol. R.-A., 55, 327—348, Wien 1905.
- SCHWINNER, R.: In F. HERTISCH, Geologie von Steiermark. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 57, Graz 1921.
- : Die Niederen Tauern.- Geol. Rdsch., 14, 26—56, 155—163, Berlin 1923.
- : Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 136, 333—382, Wien 1927.
- : Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach usw., 1: 25.000. Mit Erläuterungen. 11 S., Graz 1931.
- : Geologische Aufnahme bei Turrach (Steiermark). — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1932, 65—75, Wien 1932.
- : Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Ebenda, Jg. 1936, 117—124, Wien 1936.

- SEELMEIER, H.: Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christof-Berges und St. Magdalensberges bei Klagenfurt. — Z. Dt. Geol. Ges., **92**, 430—441, Berlin 1940.
- SOLYOM, F.: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. — Diss. Friedr. Wilh. Univ. Berlin, 58 S., Berlin 1942.
- SPENGLER, E.: Zur Tektonik des obersteirischen Karbon-Zuges bei Thörl und Turnau. — Jb. Geol. St.-A., **70**, 235—254, Wien 1920.
- SPITZ, A.: Nachgosauische Störungen am Ostende der Karawanken. — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1919, 280—288, Wien 1919.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums. Vorläufige Mitteilung. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1945, 199—214, Wien 1947.
- : Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums. — Jb. Geol. B.-A., **99**, 75—199, Wien 1956.
- THURNER, A.: Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., **63**, 26—44, Graz 1927.
- : Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **144**, 199—229, Wien 1935.
- : Zur Klärung der Verhältnisse um Innerkrems in Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **28**, Jg. 1935, 73—91, Wien 1937.
- : Reliefüberschiebungen in den Ostalpen. — Fortschr. Geol. Pal., **14**, H. 48, 347 S., Berlin (Borntr.) 1943.
- : Das Murauer Paläozoikum — eine Schubmasse. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., Sdb., Jg. 1956, Angel-Festschrift, 158—169, Graz 1956.
- : Die tektonische Gliederung im Gebiet des oberen Murtales (Lungau bis Niederwölz). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, Jg. 1957, 315—324, Wien 1958a.
- : Geol. Karte der Rep. Österreich, 1 : 50.000, Blatt Stadl-Murau. Wien (GBA.) 1958.
- : Erläuterungen zur geol. Karte Stadl-Murau. 106 S., Wien (Geol. B.-A.) 1958b.
- : Die Geologie des Gebietes zwischen Neumarkter und Perchauer Sattel. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **168**, 7—25, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, **9**, 57—73, Wien 1958.
- TORNQUIST, A.: Die Deckentektonik der Murauer und Metnitzer Alpen. — N. Jb. Geol. Pal., Beil. Bd. **41**, 93—148, Stuttgart 1917.
- : Die westliche Fortsetzung des Murauer Deckensystems und ihr Verhältnis zum Paaler Carbon. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **126**, 155—176, Wien 1917.
- : Intrakretazische und alttertiäre Tektonik der östlichen Zentralalpen. — Geol. Rdsch., **14**, 110—145, Berlin 1923.
- TOULA, F.: Die Kälke der Grebenze im Westen des Neumarkter Sattels in Steiermark. — N. Jb. Min. etc., Jg. 1893/II, 169—173, Stuttgart 1893.
- WEINERT, H.: Tonalit bei Feldkirchen in Kärnten. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **152**, 243—254, Wien 1943.
- : Geologische Landesaufnahme bei Feldkirchen in Kärnten. — Carinthia II, **54** (194), 5—13, Klagenfurt 1944.
- WINKLER, A.: Bemerkungen über das Grundgebirge an der Nordabdachung des Remschnigg-Poßruck-Gebirges. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1927, 238—242, Wien 1927.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruck-Gebirges in Steiermark. — Jb. Geol. B.-A., **83**, 19—74, Wien 1933.
- : Neue Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. I und II. — Geol. Rdsch., **27**, 156—195, 225—259, Berlin 1936.
- : Erläuterungen zur Geologischen Spez.-Karte Österreich, Blatt Marburg. 68 S., Wien 1938.

- WORSCH, E.: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. — Carinthia II, 42 (127), 41—57, Klagenfurt 1937.
- ZIRKL, E.: Bericht 1955 über Aufnahmen in den Gurktaler Alpen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1956, 107—109, Wien 1956.
- : Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt 184, Turrach. — Ebenda, Jg. 1959, A 101—A 103, Wien 1959.

Zu 2f: Abschnitt S des Tauernfensters

- ANDERLE, N.: Drautal (Möllbrücke-Iselsberg). — Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 88—95, Wien 1951.
- ANGEL, F. & E. KRAJICEK: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. — Carinthia II, 49 (129), 26—57, Klagenfurt 1939.
- BECK, H.: Aufnahmsberichte über Blatt Mölltal. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1930—1939.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). 1. Teil. — Jb. Geol. B.-A., 100, 179—212, Wien 1957.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 162, 279—294, Wien 1953 und 164, 131—144, Wien 1955.
- DAL PIAZ, G.: Anteil an Blatt Monguelfo, Carta geologica delle Tre Venezie, 1 : 100.000, Firenze 1930.
- : La struttura geologica delle Austriidi. Nota II: Il sistema austroalpino a sud della finestra tettonica degli Alti-Tauri. — Rend. R. Acc. Lincei, 23, 269—274, Roma 1936.
- EXNER, CH.: Sedimentkeile und Mylonite im altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). — Mitt. Natw. Ver. Stmk., Angel-Festschr., 32—39, Graz 1956.
- FURLANI, M.: Der Drauzug im Hochpustertal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 5, Jg. 1912, 252—271, Wien 1912.
- : Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 97, 33—55, Wien 1921.
- HERITSCH, H.: Die Gesteine des Gailtaler Kristallinzuges zwischen Birnbaum und Dellach im Gailtal. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 77—78, 61—92, Graz 1949.
- HERITSCH, F., F. KAHLER & P. PAULITSCH: Eine Exkursion ins Gailtal usf. — Carinthia II, 63 (143), 60—66, Klagenfurt 1953.
- HERITSCH, F. & O. KÜHN: Die Südalpen. In: SCHAFFERS Geologie von Österreich, 233—301, Wien 1951.
- KARL, F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 97, 135—152, Wien 1954. (Darin Kalksteiner Trias S. 143f.).
- SANDER, B.: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. — Ebenda, 62, 219—288, Wien 1912.
- : Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. — Schlernschr., 16, 111 S., Innsbruck 1929.
- SCHMIDEGG, O.: Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). — Jb. Geol. B.-A., 87, 111—132, Wien 1937.
- : Geologische Aufnahmen 1957 auf Blatt St. Jakob i. Defreggen (171). — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1958, 260—261, Wien 1958.
- SCHWINNER, R.: Paläozoikum in der nordwestl. Goldeckgruppe (ober Sachsenburg, Kärnten). — Ber. R.-A. Bodenforsch. Wien, Jg. 1943, 147—156, Wien 1943.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol. — Cbl. Min. etc., Jg. 1932, Abt. B, 481—490, Stuttgart 1932.
- STAUB, R.: Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. — Dkschr. Schweiz. Natf. Ges., 72, 1, 1—115, Zürich 1937.

- : Betrachtungen über den Bau der Südalpen. — *Ecl. geol. Helv.*, **42**, 215—408, Basel 1949.
- TELLER, F.: Neue Vorkommnisse diploporenführender Dolomite und dolomitische Kalke im Bereiche der altkrystallinen Schichtenreihe Mitteltirols. — *Verh. Geol. R.-A.*, Jg. 1883, 193—200, Wien 1883.

Zu 2g: Ostalpin W vom Tauernfenster

- AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. — *Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I.*, **142**, 145—155, Wien 1933.
- : Beiträge zur Geologie des Rätikon. — *Jb. Geol. B.-A.*, **83**, 137—172, Wien 1933.
- AMPFERER, O. & W. HAMMER: Erläuterungen zur geol. Spez.-Karte Österreich, Blatt Landeck. 88 S., Wien 1924.
- ANDREATTA, C.: Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe. — *N. Jb. Min. etc., Mh.*, Jg. 1952, 13—28, Stuttgart 1953.
- : *Carta geologica delle Tre Venezie*, 1 : 100.000, Foglio 9, Monte Cevedale. Firenze 1951.
- ARBENZ, P.: Über die Faltenrichtungen in der Silvretta-Decke Mittelbündens. — *Ecl. geol. Helv.*, **16**, 116—119, Lausanne 1920—22.
- BLANCHI, A., G. DAL PIAZ & G. MERLA: *Carta geologica delle Tre Venezie*, 1 : 100.000, Foglio Monguelfo, Padova 1930.
- BLUMENTHAL, M. M.: Der Sedimentzug der Tschaggunser Mittagsspitze usf. — *Jber. Natf. Ges. Graubünden*, **74**, 33—108, Chur 1936.
- BOESCH, H.: Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten usf. — *Diss. Univ. Zürich*, 110 S., Zürich 1937.
- : Erläuterungen zu Blatt 424 Zernez. — *Geol. Atlas Schweiz* 1 : 25.000.
- BRAUCHLI, R.: Geologie der Lenzerhorngruppe. — *Beitr. Geol. K. Schweiz. N. F.* **49**, II. Abt., 106 S., Bern 1921.
- BURKARD, G.: Geologische Beschreibung der Piz S-chalambert-Gruppe (Unterengadiner Dolomiten). — *Diss. Phil. Fak. Univ. Bern*, 64 S., Basel 1953.
- CADISCH, J.: Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. — *Ecl. geol. Helv.*, **43**, 1950, 172—180, Basel 1951.
- : Geologie der Schweizer Alpen. 2. Aufl., 480 S., Basel (Wepf) 1953.
- CADISCH, J., W. LEUPOLD, H. EUGSTER & R. BRAUCHLI: Geologische Untersuchungen in Mittelbündens. — *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, **64**, 359—417, Zürich 1919.
- CHRIST, P. & W. NABHOLZ: *Geol. Generalkarte der Schweiz* 1 : 200.000, Blatt 4: St. Gallen-Chur, Bern 1959.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung des westlichen Ostalpenrandes. — *Ecl. geol. Helv.*, **21**, 157—163, Basel 1928.
- DAL PIAZ, G.: Sui rapporti geologici che intercedono fra la serie delle Cima Bianche di Telve etc. — *Atti della Acc. Sci. Veneto-Trentina-Istria*, **24**, 12 S., Padua 1933.
- : La struttura geologica delle Austridi. — *Nota I: Atti. R. Ist. Veneto sci. lett. ecc.*, **95**, 353—367, Venezia 1936. — *Nota II: Rend. R. Accad. Lincei*, **23**, 269—274, Roma 1936. — *Nota III: Atti. R. Acad. Sci. Torino*, **71**, 3—29, Torino 1936. — *Nota IV: Studi Trentini sci. nat.*, **17**, S. 3, Trento 1936.
- DÜNNER, H.: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. — *Diss. Univ. Zürich*, 134 S., Winterthur 1934.
- EGGENBERGER, H.: Geologie der Albulazone zwischen Albulahospiz und Scans (Graubünden). — *Ecl. geol. Helv.*, **19**, 524—571, Basel 1926.
- EUGSTER, H.: Geologie der Ducangruppe. — *Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F.*, **49**, III. Abt., 134 S., Bern 1923.
- : Der Ostrand des Unterengadinerfensters. — *Ecl. geol. Helv.*, **18**, 249—252, Basel 1923.

- : Die westliche Piz Uertsch-Kette. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F., 49, IV. Abt., 31 S., Bern 1924.
- : Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten. — Ecl. geol. Helv., 52, 555—562, Basel 1959.
- FRECH, F.: Über ein neues Liasvorkommen in den Stubai-er Alpen. — Jb. Geol. R.-A., 36, 355—360, Wien 1886.
- : Die Tribulaungruppe am Brenner in ihrer Bedeutung für den Gebirgsbau. — Richthofen-Festschr., 77—114, Berlin 1893.
- : Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. — Wiss. Erg.-Hefte zur Z. Dt. Öst. A. V., II. Bd., 1. H., 98 S., Innsbruck 1905.
- FREL, F.: Geologie der östlichen Bergünststöcke. — Beitr. Geol. K. Schweiz, 79, N. F. 49, VI. Abt., 30 S., Bern 1925.
- FUCHS, F.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen. — Jb. Geol. B.-A., 89, 233—284, Wien 1939.
- HAMMER, W.: Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. — Jb. Geol. R.-A., 61, 1—40, Wien 1911.
- : Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). — Ebenda, 68, 205—258, Wien 1918.
- : Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. — Samml. geol. Führer, 22, 150 S., Berlin (Borntraeger) 1922.
- : Erläuterungen zur geologischen Spez.-Karte Österreich, Blatt Nauders. 62 S., Wien 1923.
- : Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1931, 175—188, Wien 1931.
- : Bemerkungen zu R. STAUBS „Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler“. — Ebenda, Jg. 1938, 227—237, Wien 1938.
- HEGWEN, W.: Beitrag zur Geologie der Quattervalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark (Graubünden). — Jbu. Phil. Fak. II Univ. Bern, 7, 98f., Bern 1927.
- HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz. 2 Bd., Leipzig 1919—1922.
- HEISSEL, W. & W. MEDWENITSCH: Führer zur Exkursion Westtirol und Vorarlberg. — Tagg. Geol. Ges. Wien, 26 S., Wien 1958.
- HESS, W.: Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraéle (Graubünden). — Ecl. geol. Helv., 46, 39—142, Basel 1953.
- HOTTINGER, A.: Referate über Arbeiten W der Hohen Tauern. — N. Jb., Ref., Abt. III, Jg. 1936, 568—573, Stuttgart. 1936.
- INHELDER, H.: Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten. — Diss. Univ. Zürich. 77 S., Zürich 1952.
- KAPPELER, U.: Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. — Diss. Univ. Zürich. 124 S., Zürich 1938.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien usf. — Jb. Geol. B.-A., 102, 1—192, Wien 1959.
- KERNER, F.: Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. — Ebenda, 61, 409—411, Wien 1911.
- : Die Überschiebung am Blaser, westlich vom mittleren Silltale. — Ebenda, 68, 123—160, Wien 1918.
- : Der Schuppenbau der Gipfelregion des Steinacher Joches. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1922, 75—81, Wien 1922.
- : Die Überschiebung am Gipfel des Kesselspitz (Stubai). — Ebenda, Jg. 1925, 106—108, Wien 1926.
- KLÄY, L.: Geologie der Stammerspitze. — Ecl. geol. Helv., 50, 328—467, Basel 1957.
- KLEBELSBERG, R.: Der Westrand des „Tauernfensters“. — Z. Dt. Geol. Ges., 93, 282—290, Berlin 1941.

- KRASSER, L.: Tektonische Untersuchungen an der Basis der Silvretta-Decke im Val Tuoi (Unterengadin). — Geol. Rdsch., **31**, 163—187, Stuttgart 1940.
- LEUPOLD, W.: Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden. — Jbu. Phil. Fak. II Univ. Bern, **2**, 145—166, Bern 1922.
- : Exkursion Nr. 87. In: Geol. Führer Schweiz, Fasz. **XIV**, 997—1013, Basel 1934.
- MEDWENTITSCH, W.: Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters *usf.* — Kober-Festschr., 168—192, Wien (Hollinek) 1953.
- MEYER, O.: Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **18**, Jg. 1925, 68—152, Wien 1927.
- MUTSCHLECHNER, G.: Ein Ammonitenfund in den Partnachschiechten an der Saile bei Innsbruck. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1933, 63—65, Wien 1933.
- : Ein neues Jura-Vorkommen im Gschnitztal (Tirol). — Veröff. Mus. Ferd., **37**, 89—97, Innsbruck 1957.
- OTT, E.: Geologie der westlichen Bergünnerstöcke. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. **49**, Abt. V, 103 S., Bern 1925.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. — Z. Ferdin., **3 F.**, 8. H., 232 S., Innsbruck 1859.
- : II. Beiträge zur Geognosie Tirols. — Jb. Geol. R.-A., **18**, 45—52, Wien 1868.
- : Beiträge zur Geognosie von Tirol. — N. Jb. Min. etc., Jg. 1871, 256—274, Stuttgart 1871.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe. I.: Jb. Geol. B.-A., **81**, 305—330, Wien 1931; II. Ebenda, **85**, 225—258, Wien 1935.
- : Über das Kristallin zwischen dem Rells- und Gampadelztal im Rätikon-I. — Ebenda, **87**, 195—206, Wien 1937.
- : Neue Vorkommen von Grauwacke im Klostertal und im Montafon. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1955, 180—187, Wien 1955.
- RICHTER, M.: Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. — Jb. Geol. B.-A., **80**, 497—540, Wien 1930.
- : Über den Bau der Nördlichen Kalkalpen im Rätikon. — Z. dt. geol. Ges., **110**, 307—325, Hannover 1958.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Die Grenze Westalpen-Ostalpen im tektonischen Bilde Europas. — Ebenda, **102**, Jg. 1950, 181—187, Hannover 1951.
- ROESLI, F.: Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Zuoz (Engadin). — Jbu. Phil. Fak. II. Univ. Bern, **7**, 140—156, Bern 1927.
- : Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. — Ecl. geol. Helv., **37**, Jg. 1944, 355—383, Basel 1945.
- SANDER, B.: Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prättigauer Serien. — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1911, 339—346, Wien 1911.
- : Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. — Ebenda, Jg. 1915, 140—148, Wien 1915.
- : Tektonik des Schneeberger Gesteinzuges zwischen Sterzing und Meran. — Jb. Geol. R.-A., **70**, Jg. 1920, 225—234, Wien 1921.
- : Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Bressanone, 1 : 100.000. — Note illustrative, 60 S., Padova 1925.
- : Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. — Schlernschr., **16**, 111 S., Innsbruck 1929.
- SANDER, B. & W. HAMMER: Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Merano, 1 : 100.000, Padova 1924. — Note illustrative, 72 p., Padova 1926.
- SCHILLER, W.: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. — Ber. Nat. Ges. Freiburg/B., **14**, 107—180, Freiburg/B. 1904.
- SCHLAGINTWEIT, O.: Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal. — Z. Dt. Geol. Ges., **60**, 198—272, Berlin 1908.

- SCHMIDEGG, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1933, 83—95, Wien 1933.
- : Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. — Jb. Geol. B.-A., 86, 115—149, Wien 1936.
- : Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch (Brenner-Gebiet). — Veröff. Mus. Ferdin., 26, Jg. 1946, 1—19, Innsbruck 1949.
- : Patscher Kofel bei Innsbruck. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 123—130, Wien 1951.
- : Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I. — Jb. Geol. B.-A., 98, 145—172, Wien 1955.
- : Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, 1955, 271—295, Wien 1956.
- : Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., 102, 353—406, Wien 1959.
- SCHWINNER, R.: Das Paläozoikum am Brenner. — Cbl. Min. ect., Abt. B, Jg. 1925, 241—249, 273—280, Stuttgart 1925.
- SPITZ, A.: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. — Jb. Geol. R.-A., 68, 1918, 171—204, 1919.
- SPITZ, A. & G. DYHRENFURTH: Die Triaszonen am Berninapaß (Piz Alv) und im östlichen Puschlav (Sassalbo). — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1913, 403—415, Wien 1913.
- : Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scansf und dem Stifserjoch. — Beitr. Geol. K. Schweiz, 74, N. F. 44, 235 S., Bern 1915.
- STAUB, R.: Zur Nomenclatur der ostalpinen Decken. — Ecl. geol. Helv., 16, 35—38, Lausanne 1920—22.
- : Übersicht über die Geologie Graubündens. — Geol. Führer Schweiz, Fasc. III, 205—239, Basel (Wepf) 1934.
- : Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. — Dkschr. Schweiz. Natf. Ges., 72/1, 1—115, Zürich 1937.
- : Betrachtungen über den Bau der Südalpen. — Ecl. geol. Helv., 42, 1949, 215—408, Basel 1950.
- : Der Bau der Glarneralpen. 187 S., Glarus (Tschudi) 1954.
- : Vom Bau der Dentblanche-Decke und seinen Beziehungen zum Bernina-System. — Ecl. geol. Helv., 50, 171—230, Basel 1957.
- : Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. — Beitr. Geol. K. Schweiz, 133, N. F. 103, 184 S., Bern 1958.
- STAUB, R. & J. CADISCH: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. — Ecl. geol. Helv., 16, 223—285, Lausanne 1921.
- TORRICELLI, G.: Geologie der Piz Lad-Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin). — Jb. Natf. Ges. Graubünden, 85, Chur 1956.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins (Graubünden). — Schwz. Min. Petr. Mitt., 14, 196—278, Zürich 1934.
- : Der Gneiszug Pra Putèr-Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraillendecke zur Silvretta-Oetztaldecke. — Ecl. geol. Helv., 27, 135—146, Basel 1934.

Zu 3a und b: Tauernfenster und Rahmen

- ANGEL, F. & R. STABER: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Wiss. Alpenver. h., 13, 112 S., Innsbruck 1952.
- BECKE, F.: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 117, 371—404, Wien 1908.
- : Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. — Ebenda, 118, 1045—1072, Wien 1909.

- BECKE, F. & F. LÖWL: Exkursion im westlichen und mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. — 9. Int. Geol. Kongreß, Führer 8 und 9, 41 und 27 S., Wien 1903.
- BECKE, F. & V. UHLIG: Erster Bericht über petrographische und geologische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstädter Tauern. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 115, 1695—1739, Wien 1906.
- BENEDICT, P. C.: Zur Tektonik der südlichen Granatspitzgruppe (Hohe Tauern). — Diss. Phil. Fak. II Univ. Zürich, 105 S., Wien 1952.
- BISTRITSCHAN, K. & E. BRAUMÜLLER: Die Geologie des Stollens Rauris-Kitzloch im Bereiche des Tauernnordrandes (Salzburg). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 49, Jg. 1956, 85—106, Wien 1958.
- BLATTMANN, S.: Deformationstypus der Radstädter Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 87, 207—233, Wien 1937.
- BLESER, P.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. — Diss. Phil. Fak. Univ. Zürich, 89 S., Luxemburg 1934.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 30—31, Jg. 1937—1938, 37—150, Wien 1939.
- : Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. — Z. Dtsch. Geol. Ges., 96, Jg. 1944, S. 136, Berlin 1947.
- BRAUMÜLLER, E. & S. PREY: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. — Berichte R. A. Bodenforsch. Wien, Jg. 1943, 113—140, Wien 1943.
- CLAR, E.: Modereckdecke oder Rote-Wand-Gneisdecke? — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1932, 153—157, Wien 1932.
- : Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 146, 249—316, Wien 1937.
- : Vom Baustil der Radstädter Tauern. — Mitt. Alpenld. Ver., 32, Jg. 1939, 125—138, Wien 1940.
- : Von der Tarntaler Breccie (Lizum). — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 149, 71—84, Wien 1940.
- : Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1953, 93—104, Wien 1953.
- : Gesteinswelt und geologischer Bau längs der Großglockner-Hochalpenstraße. — Carinthia II, 63 (143), 176—184, Klagenfurt 1953.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Geologie von Lützelstübach, Hohe Tauern. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1935, 145—147, Wien 1935.
- : Literaturnotiz zu Giambattista Dal Piaz usf. — Ebenda, Jg. 1936, 143—147, Wien 1936.
- : Zur Geologie des oberen Felber und Matreier Tauerntales usf. — Ber. Reichsstelle Bodenf., Jg. 1941, 14—20, Wien 1941.
- : Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern). — Ebenda, 1944, 25—31, Wien 1944.
- CORNELIUS, H. P. & E. CLAR: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1 : 25.000. — 34 S., Wien 1935.
- : Geologie des Großglocknergebietes, 1. Teil. — Abh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf., 26, 1—305, Wien 1939.
- DAL PIAZ, G.: Studi geologici sull' Alto Adige orientale e regioni limitrofe. — Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10, 242 p., Padova 1934.
- DEL-NEGRO, W.: Zum Streit über die Tektonik der Ostalpen. — Z. Dt. Geol. Ges., 93, 34—40, Berlin 1941.
- DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). — Diss. Techn. H. Zürich, 131 S., Zürich 1938.
- DÜNNER, H.: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. — Diss. Phil. Fak. II Univ. Zürich. 134 S., Winterthur 1934.

- EGGER, A.: Beitrag zur Geologie der südöstlichen Venedigergruppe (Hohe Tauern). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., Wien 1954.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. 1. Teil. — Jb. Reichsst. Bodenf. Wien (Jb. Geol. B.-A., 89), Jg. 1939, 285—314, Wien 1939.
- : 2. Teil: Bewegungsbild der Silbereckmulde. — Mitt. Reichsst. Bodenf. Wien, 1, 241—306, Wien 1940.
- : Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, 3. Teil). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 36, Jg. 1942, 49—106, Wien 1944.
- : Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick Gneiskernes. — Jb. Geol. B.-A., 93, Jg. 1948, 57—81, Wien 1949.
- : Tektonik, Feldspat- und Feldspathausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil. — Tscherms. Min. Petr. Mitt., 3. F., Bd. 1, 197—284, Wien 1950.
- : Tauernfenster. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 76—87, Wien 1951.
- : Geologische Probleme der Hohen Tauern. — Ebenda, Sdh. C, 86—95, Wien 1952.
- : Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. — Carinthia II, 143, 124—128, Klagenfurt 1953.
- : Zum Zentralgneisproblem der östlichen Hohen Tauern. — Radex-Rdsch., Jg. 1953, 417—433, Radenthein 1953.
- : Die Südostecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. — Jb. Geol. B.-A., 97, 17—37, Wien 1954.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein. 168 S., Wien (GBA) 1957. Geologische Karte hierzu 1 : 50,000, Wien 1956.
- FISCHER, H.: Der Wenns-Veitlehner-Kalk-Marmorzug. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1955, 187—197, Wien 1955.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachungen. — Jb. Geol. B.-A., 96, 143—192, Wien 1953.
- : Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. — Min. Mitt. Blatt. Joanneum, 2, 41—63, Graz 1957.
- : Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 101, 323—472, Wien 1958.
- FRASL, G. & W. HEISSEL: Über die Fossilfunde in den Fuscher Phylliten. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1953, 150—151, Wien 1953.
- FRECH, F.: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. — Wiss. Erg. hefte. Z. D. Ö. Alpenvereins, 2. Bd., 1. Hf., 98 S., Innsbruck 1905.
- FUCHS, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze—Großvenediger. — Jb. Geol. B.-A., 101, 201—248, Wien 1958.
- FÜRCHTBAUER, H.: Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandmolasse. — Ecl. geol. Helv., 51, 928—941, Basel 1959.
- HAMMER, W.: Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. — Jb. Geol. B.-A., 85, 1—19, Wien 1935.
- : Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). — Ebenda, 86, 265—301, Wien 1936.
- : Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaues und der Kitzbüheler Alpen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1938, 171—181, Wien 1938.
- HARTMANN, E.: Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern (Tuxer Voralpen). — Jb. Geol. R.-A., 63, 207—388, Wien 1913.
- : Geologische Übersicht über die Tarntaler Berge (Tuxer Voralpen und Tauern Westende). — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1913, 109—121, Wien 1913.
- HERITSCH, F.: Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. I. Die Hohen Tauern: S. 172—194. — Geol. Rdsch., 3, Leipzig 1912.

- HOLZER, H.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dietelsbachtal. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 1, H. 3, 1—30, Wien 1949.
- : Über geologische Untersuchungen am Westrand der Granatspitzgruppe (Hohe Tauern). — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 161, 185—192, Wien 1952.
- : Über die phyllitischen Gesteine des Pinzgaues. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1953, 115—121, Wien 1953.
- HOTTINGER, A.: Über geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. — Ecl. geol. Helv., 24, 167—190, Basel 1931.
- : Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzbachtal in den östlichen Hohen Tauern. — Ebenda, 28, 249—368, Zürich 1935.
- KARL, F.: Die Komponenten des oberkarbonen Nöblach-Konglomerates (Tirol). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, Jg. 1955, 71—88, Wien 1956.
- : Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — Jb. Geol. B.-A., 102, 1—192, Wien 1959.
- KLEBELSBERG, R.: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). — Z. Dt. Geol. Ges., 92, 582—586, Berlin 1940.
- : Der Westrand des „Tauernfensters“. — Ebenda, 93, 282—290, Berlin 1941.
- KOBER, L.: Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 121, 105—119, Wien 1912.
- : Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umgebung. — Ebenda, 121, 425—458, Wien 1912.
- : Das östliche Tauernfenster. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 98, 201—242, Wien 1922.
- : Entgegnung an A. WINKLER: „Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern“. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1923, 154—160, Wien 1923.
- : Mesozoische Breccien in der Schieferhülle der Sonnblickgruppe. — Cbl. Min. etc., Abt. B, 1928, 607—608, Stuttgart 1928.
- : Mesozoische Breccien in der Oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 65, S. 275, Wien 1928.
- : Modereckdecke oder Rote Wandgneisdecke? — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1933, 131—132, Wien 1933.
- KÖBL, L.: Die Tektonik der Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 133, 291—327, Wien 1924.
- : Zur Tektonik des Tauernfensters. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 68, 242—244, Wien 1931.
- : Das Nordostende des Großvenedigermassivs. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 141, 39—66, Wien 1932.
- : Geologie der Alpen (Vortrag). — Z. Dt. Geol. Ges., 90, 536, Berlin 1938.
- KÖBL, L. & A. SCHIENER: Zur Petrographie und Tektonik der Groß-Venediger-Gruppe in den Hohen Tauern. — Cbl. Min. etc., B, 1928, 174—179, Stuttgart 1928.
- KUPKA, E.: Zur geologischen Stellung des Ahornkernes in den westlichen Hohen Tauern. — Kober-Festschrift, 159—167, Wien 1953.
- : Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, Jg. 1954, 1—13, Wien 1956.
- LEITMEIER, H.: Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschung in den Ostalpen unvereinbar? — Jb. Geol. B.-A., 98, 33—66, Wien 1955.
- LÖWL, F.: Exkursion quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. — Führer 9. Int. Geol. Kongr. Wien, 9, 27 S., Wien 1903.
- MEDWENTITSCH, W.: Übersichtsbegehungen 1955 in den nördlichen Radstädter Tauern usf. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1956, 65—69, Wien 1956.

- MEIER, O.: Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 18, Jg. 1925, 68—152, Wien 1927.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). — Ebenda, 48, Jg. 1955, 155—165, Wien 1956.
- OHNESORGE, Th.: Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieses Gebietes. — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1908, 119—136, Wien 1908.
- OHNESORGE, Th. & O. AMPFERER: Geologische Spez.-Karte Österreich, Blatt Rattenberg, 1 : 75.000, Wien 1918.
- PETERS, K.: Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgauens, insbesondere der Centralalpen. — Jb. Geol. R.-A., 5, 766—808, Wien 1854.
- PREY, S.: Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, Jg. 1936, 429—454, Wien 1937.
- : Modereckdecke und Rote-Wand-Gneisdecke. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1938, 190—192, Wien 1938.
- : Über die Katschbergschiefer. — Ber. Reichsst. Bodenf. Wien, Jg. 1941, 115—119, Wien 1941.
- SANDER, B.: Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe (Navistal, Tirol). — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1910, 43—50, Wien 1910.
- : Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prättigauer Serien. — Ebenda, Jg. 1911, 339—346, Wien 1911.
- : Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. V. Westende der Tauern (Tuxer Alpen). — Geol. Rdsch., 3, 520—523, Leipzig 1912.
- : Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (I. Bericht). — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 82, 257—319 (Separatum 1911), Wien 1914.
- : Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. — Jb. Geol. St.-A., 70, Jg. 1920, 273—296, Wien 1921.
- : Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Bressanone, 1 : 100.000. Padova 1925. — Nota illustrativa, 60 p.
- : Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen. — Schlernschr., 16, 111 S., Innsbruck 1929.
- : Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. — Z. Dt. Geol. Ges., 91, 326—328, Berlin 1939.
- : Zur Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Breccie. — Ber. Reichsst. Bodenforsch. Wien, Jg. 1941, 121—129, Wien 1941.
- SCHMIDEGG, O.: Bericht 1948 über ... Aufnahmen im Gebiete von Gerlos. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1949, 82—92, Wien 1951.
- SCHMIDT, W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 99, 309—339, Wien 1924.
- SCHMIDT, W. J.: Die Matreier Zone in Österreich. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 1. Teil: 159, 291—332, Wien 1950; 2. Teil: 160, 711—760, Wien 1951; 3.—5. Teil: 161, 343—371, Wien 1952.
- SCHWINNER, R.: Das Bewegungsbild des Klammkalkzuges (Eine tektonische Verknüpfung zwischen Nord- und Zentralalpen). — Cbl. Min. etc., Abt. B, Jg. 1933, 280—290, Stuttgart 1933.
- : Zur Stratigraphie der Tarntaler und der Radstädter Berge. — Jb. Geol. B.-A., 85, 51—80, Wien 1935.
- SPITZ, A.: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. — Ebenda, 68, Jg. 1918, 171—204, Wien 1919.
- STARK, M.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet usf. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 121, 195—226, Wien 1912.
- STAUB, R.: Klippendecke und Zentralalpenbau. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 103 (133), 184 S., Bern 1958.

- STUR, D.: Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hoch-Golling und dem Venediger. — Jb. Geol. R.-A., 5, 818—852, Wien 1854.
- SUETS, E.: Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. — Ebenda, 44, Jg. 1894, 589—670, Wien 1895.
- THIELE, O.: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 2, H. 2, 1—21, Wien 1951.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1956, 146—164, Wien 1956.
- : Semmering und Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, 325—354, Wien 1958.
- : Geologie der Mosermannl-Gruppe (Radstädter Tauern). — Jb. Geol. B.-A., 101, 79—115, Wien 1958.
- : Bericht über die geologischen Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1959, A 91—A 95, Wien 1959.
- : Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, Jg. 1959, im Druck.
- TRAUTE, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 1. und 2. Teil. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien., m.-n. Kl., 100, 101—212, Wien 1926 und 101, 29—65, Wien 1928.
- UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geologisch-tektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 117, 1379—1422, Wien 1908.
- WIEBOLS, J.: Zur Tektonik des hinteren Groß-Arl-Tales. — Jb. Geol. B.-A., 93, Jg. 1948, 37—55, Wien 1949.
- WINKLER, A.: Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1923, 89—111, Wien 1923.
- : Tektonische Probleme in den östlichen Hohen Tauern. — Geol. Rdsch., 15, 373—384, Berlin 1924.
- : Geologische Probleme in den östlichen Tauern. 1. Teil. — Jb. Geol. B.-A., 76, 245—322, Wien 1926.
- YOUNG, A. P.: On the Stratigraphy and Structure of the Tarnthal Mass (Tyrol). — Quart. Journ. Geol. Soc. London, 64, 596—603, London 1908.

Zu 4a und b: Kalkalpen, Helvetikum, Flysch, Molasse

- ABERER, F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradshaim. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39—41, Jg. 1946—1948, 1—73, Wien 1951.
- : Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, 23—94, Wien 1958.
- ABERER, F. & E. BRAUMÜLLER: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. — Ebenda, 49, Jg. 1956, 1—40, Wien 1958.
- ALLEMANN, F., R. BLASER & P. NÄNNY: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. — Ecl. geol. Helv., 44, 159—168, Basel 1951.
- AMPFERER, O.: Zur Großtektonik von Vorarlberg. — Jb. Geol. B.-A., 82, 31—64, Wien 1932.
- : Probleme der Arosazone im Rätikon-Gebirge. — Mitt. Alpenld. geol. Ver., 33, Jg. 1940, 97—112, Wien 1942.
- ANDRUSOV, D.: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, Jg. 1958, 1—18, Wien 1960.
- BETTENSTÄEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch usf. — Z. Dt. Geol. Ges., 109, 566—592, Hannover 1958.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. — Erdöl-Ztschr., 75, 122—130, Wien 1959.

- BRINKMANN, R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. — Sber. preuss. Ak. Wiss., ph.-m. Kl., **31**, 12 S., Berlin 1936.
- BRINKMANN, R., K. GUNDELRACH, H. LOEGTERS & W. RICHTER: Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. — Geol. Rdsch., **28**, 438—447, Stuttgart 1937.
- CORNELIUS, H. P.: Das Klippengebiet von Balderschwang. — Geol. Archiv, **4**, 1—213 mit Unterbrechungen, München 1926—27.
- DEL-NEGRO, W.: Zur Alpensynthese. — Geol. Rdsch., **19**, 493—498, Berlin 1928.
—: Zum Streit über die Tektonik der Ostalpen. — Z. Dt. Geol. Ges., **93**, 34—40, Berlin 1941.
- FRIEDL, K.: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **13**, Jg. 1920, 1—80, Wien 1921.
—: Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. — Ebenda, **23**, Jg. 1930, 128—141, Wien 1931.
- GANSS, O. & P. SCHMIDT-THOMÉ: Die gefaltete Molasse zwischen Bodensee und Salzach. — Z. Dt. Geol. Ges., **105**, Jg. 1953, 402—496, Hannover 1955.
- GATTINGER, T.: Geologie der Kremsmauergruppe in Oberösterreich. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., Wien 1953.
- GÖTZINGER, G.: Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. — Ber. R. A. Bodenforsch., Jg. 1944, 73—80, Wien 1944.
—: Die Flyschzone. In: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. 43—93, Wien (GBA.) 1954.
- GÖTZINGER, G., R. GRILL, H. KÜPPER & H. VETTERS: Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000. Wien 1952.
- HAGN, H. & O. HÖLZL: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns usf. — Geol. Bavar., **10**, 1—208, München 1952.
- HEISSEL, W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, Jg. 1957, 95—132, Wien 1958.
- HERTWECK, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting usf. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 110 S., Wien 1960.
- HUCKRIEDE, R. & V. JACOBSHAGEN: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf-Pettneu). — Z. Dt. Geol. Ges., **109**, Jg. 1957, 373—388, Hannover 1958.
- JANOSCHEK, R.: Die Molassezone. — In: Erdöl in Österreich. 75—86, Wien 1957.
- JANOSCHEK, R., H. KÜPPER & E. ZIRKL: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **47**, Jg. 1954, 235—308, Wien 1956.
- KIRCHMAYER, M.: Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, **4**, 3—28, Wien 1956.
—: Die Triasbasis im Becken von Grünau im Almtal (Oberösterreich). — N. Jb. Geol. Pal., Mh., Jg. 1957, 29—37, Stuttgart 1957.
- KOBER, L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **4**, Jg. 1911, 63—116, Wien 1911.
—: Wiener Landschaft. — Wiener Geogr. Studien, **15**, 85 S., Wien 1947.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **15**, Jg. 1922, 63—168, Wien 1923.
—: Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1956, 205—214, Wien 1956.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **156**, 181—200, Wien 1947.
- LOEGTERS, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmal. — Jb. Ob. Öst. Musealver., **87**, 369—437, Linz 1937.
- NADER, W.: Die geologischen Verhältnisse um Hainfeld an der Gölßen. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 116 S., 3 Taf., Wien 1953.

- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. B.-A., Sbd. 3, 1—91, Wien 1951.
- PAPP, A.: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, 251—270, Wien 1958.
- PREY, S.: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiete zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1949, 123—127, Wien 1951.
- : Helvetikum und Flysch. In: Geologischer Führer zu den Exkursionen. 38—48, Wien 1951.
- : Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. C, 98—102, Wien 1952.
- : Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O. Ö.). — Jb. Geol. B.-A., 96, 301—343, Wien 1953.
- : Streiflichter zum Problem der „Scherlinge“ in der Flyschzone. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1953, 138—145, Wien 1953.
- : Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (N.Ö.). — Jb. Geol. B.-A., 100, 299—358, Wien 1957.
- : Tertiär im Nordteil der Alpen und im Alpenvorland Österreichs. — Z. Dt. Geol. Ges., 109, Jg. 1957, 624—637, Hannover 1958.
- PREY, S., A. RUTNER & G. WOLETZ: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1959, 201—216, Wien 1959.
- RICHTER, D.: Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walsertales (Vorarlberg). — N. Jb. Geol. Pal., Abh., 103, 341—374, Stuttgart 1956.
- : Beobachtungen im Fenster von Nüziders (Vorarlberg). — Ebenda, Mh., Jg. 1956, 506—510, Stuttgart 1956.
- : Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. — Ebenda, Abh., 105, 285—372, Stuttgart 1957.
- : Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu. — Geol. Rdsch., 46, 413—420, Stuttgart 1957.
- RICHTER, M.: Die nordalpine Flyschzone zwischen Vorarlberg und Salzburg. — Cbl. Min. etc., B, 1922, 242—255, Stuttgart 1922.
- : Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Dtsch. Boden, 5, 179 S., Berlin (Borntraeger) 1937.
- : Die Molassefenster in der Flyschzone von Niederösterreich. — N. Jb. Geol. Pal., Abh., Abt. B, 92, 3—46, Stuttgart 1950.
- : Molasse und Alpen. — Z. Dt. Geol. Ges., 102, Jg. 1950, 177—180, Hannover 1951.
- : Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill. — Dtsch. Geol. Ges., Stille-Festschr., 190—204, Stuttgart 1956.
- : Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. — Z. Dt. Geol. Ges., 108, Jg. 1956, 156—174, Hannover 1957.
- : Über den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rätikon. — Ebenda, 110, 307—325, Hannover 1958.
- RICHTER, M. & G. MÜLLER-DEILE: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). — Ebenda, 92, 416—430, Berlin 1940.
- RICHTER, M. & R. SCHÖNENBERG: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — Ebenda, 105, 57—79, Hannover 1954.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Die Grenze Westalpen-Ostalpen im tektonischen Bilde Europas. — Ebenda, 102, Jg. 1950, 181—187, Hannover 1951.
- SCHMIDEGG, O.: Zum tektonischen Gefüge des Rätikon I (Oberes Rellstal und oberes Brandnertal). — Jb. Geol. B.-A., 98, 145—172, Wien 1955.

- SOLOMONICA, P.: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 68, 137—139, Wien 1931.
- : Zur Geologie der sog. Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 27, Jg. 1934, 1—119, Wien 1935.
- SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. In: SCHAFFERS Geologie von Österreich, 2. Aufl., 302—413, Wien 1951.
- : Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-A., 1. Teil: 96, 1—64, 1953; 2. Teil: 99, 1—74, 1956; 3. Teil: 102, 193—312, Wien 1959.
- SPITZ, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, 351—433, Wien 1910.
- TERCIER, J.: Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. — Ecl. geol. Helv., 29, 213—250, Basel 1936.
- TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. B.-A., 103, H. 1, Wien 1960.
- TRAUTH, F.: Zur Tektonik der subalpinen Grestener Schichten Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 1, 112—134, Wien 1908.
- : Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. — Beitr. Pal. Geol. Öst.-Ung. Orient, 22, 1—78, Wien 1909.
- : Die „Neuhauser Schichten“, eine litorale Entwicklung des alpinen Bathonien. — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1919, 333—339, Wien 1919.
- : Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederöstr. Voralpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 14, Jg. 1921, 105—265, Wien 1922.
- : Geologie der Klippenregion von Ober St. Veit und des Lainzer Tiergartens. — Ebenda, 21, Jg. 1928, 35—132, Wien 1930.
- : Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 71, 92—99, Wien 1934.
- : Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, Jg. 1936, 473—573, Wien 1937.
- : Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1948, 145—218, Wien 1948.
- : Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. — Ebenda, Jg. 1954, 89—140, Wien 1954.
- VEIT, E.: Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. — N. Jb. Geol. Pal., Abh., 97, 149—188, Stuttgart 1953.
- VETTERS, H.: Aufnahmsbericht über die Flyschzone und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754) usf. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1929, 41—45, Wien 1929.
- : Über die Möglichkeiten von Erdölvorkommen in der nordalpinen Flyschzone Österreichs. — Bohrtechniker-Ztg., 56, Nr. 5, Wien 1938.
- VONDERSCHEMITT, L.: Neue Fossilfunde im Flysch des Val d'Illiez (Valais). — Ecl. geol. Helv., 28, 550—553, Basel 1935.
- WEBER, F.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, 1958, 295—352, Wien 1960.
- WOLFF, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jb. Geol. B.-A., 94, 167—194, Wien 1950.
- ZEIL, W.: Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — N. Jb. Geol. Pal., Abh., 101, 141—226, Stuttgart 1955.
- : Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. — Geol. Rdsch., 45, 134—143, Stuttgart 1956.
- : Untersuchungen in der kalkalpinen Kreide Bayerns. — Z. Dt. Geol. Ges., 106, Jg. 1954, 468—477, Hannover 1956.

- : Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Pal., Abh., 103, 375—412, Stuttgart 1956.
- : Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. — Z. Dt. Geol. Ges., 111, 74—100, Hannover 1959.

Zu 5: Bindung Ostalpen-Karpaten

- ANDRUSOV, D.: Etude géologique de la Zone des Klippes internes des Carpathes occidentales. III. Tl. — Rozpr. stát. geol. ústavu CSR, 9, 135 S., Praha 1938.
- : Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 30—31, Jg. 1937—38, 157—185, Wien 1939.
 - : Geológia Československých Karpát. Bd. 1: 304 S., Brat. 1958; Bd. 2: 375 S., Bratislava 1959.
 - : Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, Jg. 1958, 1—18, Wien 1960.
- BALOGH, K. (Red.): Führer zu den Ausfügen für die Teilnehmer der Konferenz über das ungarische Mesozoikum. 101 S., Budapest 1959.
- : Das Mesozoikum Nordungarns. — Votr. auszugs Mesoz. Konfer., 11 S., Budapest 1959.
- BECK, H. & H. VETTERS: Zur Geologie der Kleinen Karpaten. — Beitr. Pal. Geol. Öst.-Ung. Or., 16, H. 1 u. 2, 1—106, Wien 1904.
- BIRKENMAJER, K.: Significance of the Haligovce Klippe for the geology of the Pieniny Klippen-Belt (Carpathians). — Ann. Soc. Géol. Pologne, 29, 73—88, Krakow 1959.
- BLEAHU, M. & R. DIMITRESCU: Stratigraphie und Tektonik der Westkarpaten mit bes. Berücksichtigung des Kristallins und Mesozoikums. — Anal. rom.-sov. Geogr.-Geol., 2 (31), 29—42, Bucuresti 1957.
- CISZEWSKA, K. & M. KSIAZKIEWICZ: Ein Vergleich des Wienerwald-Flysches mit dem Karpaten-Flysch. — Bull. Ac. Pol. Sci., Ser. A, 1937, 493—507, Cracovie 1937.
- FÜLÖP, J.: Die kretazischen Bildungen Ungarns. — Votr. auszugs Mesoz. Konf., 16 S., Budapest 1959.
- FUSAN, O.: Entwicklung des Jungpaläozoikums in den Westkarpaten. — Ebenda, 3 S.
- HORUSITZKY, F.: Die ungarische Trias im Spiegel der Großtektonik. — Ebenda, 14 S.
- KOBER, L.: 1912: S. 3 ab.
- : Neue Beiträge zur Karpathengeologie. — Forsch. Fortschr., 6, 107—109, Berlin 1930.
 - : Wiener Landschaft. — Wiener geogr. Stud., 15, 85 S., Wien 1947.
- KOTAŃSKI, Z.: Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. — Acta geol. polon., 9/2, 113—142, Warszawa 1959.
- KRISTAN, E. & A. TOLLMANN: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 8, 75—90, Wien 1957.
- KSIAZKIEWICZ, M.: Geology of the northern Carpathians. — Geol. Rdsch., 45, 369—411, Stuttgart 1956.
- LUGEON, M.: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. — Bull. Soc. Vaudoise sci. nat., 4^e ser., vol. 39, No. 146, 17—63, Lausanne 1903.
- MAHEL, M.: Erwägungen über den Deckenbau der Westkarpathen. — Geolog. práce, Zprávy 3, 3—26, Bratislava 1955.
- : Eine neue Einheit in den Westkarpaten. — Ebenda, 51, 31—52, Bratisl. 1959a.
 - : Die Ausbildungen des Mesozoikums in den Westkarpaten. — Votr. Auszug Mesoz. Konf., 5 S., Budapest 1959.
 - : Neue Gliederung und neuer Blick auf die historisch-geologische Entwicklung des Mesozoikums in den Zentralkarpaten. — Geologické Práce, 55, 61—81, Bratisl. 1959.
- PANTÓ, G.: Der mesozoische Magmatismus in Ungarn. — Votr. auszugs Mesoz. Konf., 8 S., Budapest 1959.

- RABOWSKI, F.: Les klippen et leurs rôle dans la chaîne carpathique. — Bull. Serv. géol. Pologne, **3**, 294—296, Warszawa 1925.
- RICHARZ, P.: Der südliche Teil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. — Jb. Geol. R.-A., **58**, 1—48, Wien 1909.
- SCHMIDT, E. R.: Geomechanik der Ausbildung der mesozoischen Kratosynklinalen. — Votr. Auszug Mesoz. Konf., 7 S., Budapest 1959.
- SCHMIDT, W. J.: Die Geologie des neuen Semmeringtunnel. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **109**, 595—654, Wien 1952.
- STAUB, R.: Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. — Ecl. geol. Helv., **44**, 29—130, Basel 1951.
- STILLE, H.: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beih. Geol. Jb., **8**, 239 S., Hannover 1953.
- SWIDERSKI, B.: Sur l'arc des Karpathes occidentales. — Ecl. geol. Helv., **26**, 111—130, Basel 1933.
- SZENTES, F.: Mesozoische Krustenbewegungen in Ungarn. — Votr. auszug Mesoz. Konf., 3 S., Budapest 1959.
- TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, Jg. 1957, 325—354, Wien 1958.
- : Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen usw. — Geol. Rdsch., **50**, im Druck.
- TOLWINSKI, K.: Die tektonischen Hauptelemente der Karpathengebirge. — Acta geol. Polonica, **6**, No. 2, 75—226, Warszawa 1956.
- UHLIG, V.: Die Geologie des Tatragebirges. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Teil I: **64**, 643—684, Wien 1897; Teil II—IV: **68**, 1—88, Wien 1899.
- : Bau und Bild der Karpathen. — In: Bau und Bild Österreichs, 3. Teil. 651—911, Wien, Lpz. 1903.
- : Über die Tektonik der Karpathen. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **116**, 871—982, Wien 1907.
- VENDEL, M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**, Jg. 1958, 281—294, Wien 1960.

Zu 6: Faziesräume

Vergl. allgemeine Darstellungen und Literatur der regionalen Abschnitte 1—4.

- ACCORDI, B.: Verrucano alpino. — S. 134—135 in: Lex. strat. int. I, Europe, fasc. 11, Italia. Paris (Centre nat. rech. sci.) 1956.
- AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. — Jb. Geol. B.-A., **80**, 103—146, Wien 1930.
- : Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. 125 S., Wien (GBA.) 1932.
- ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und zur alpin-dinarischen Grenze. — Jb. Geol. B.-A., **94**, 195—236, Wien 1949—51.
- ARTHABER, G.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes; Lethaea geognostica, II. Teil, Das Mesozoikum, 1. Bd., 472 S., Stuttgart 1906.
- BISTRAM, A.: Das Dolomitgebiet der Lukaneralpen. — Ber. Natf. Ges. Freiburg i. B., **14**, 1—84, Freiburg i. B. 1904.
- BITTNER, A.: Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1884, 99—113, Wien 1884.
- : Aus dem Schwarza- und dem Hallbachthale. — Ebenda, Jg. 1893, 320—338, Wien 1893.
- CORNELIUS, H. P.: Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Tl. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. **70** (100), 321 S., Bern 1935.
- CORNELIUS, H. P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. — Jb. Geol. B.-A., **87**, 133—194, Wien 1937.

- : 1949 vgl. Abschnitt 9.
- : Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 159, 281—290, Wien 1950.
- : Die Geologie des Mürztalgebietes. — Jb. Geol. B.-A., Sonderbd. 4, 94 S., Wien 1952.
- FRANK, M.: Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz. — N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. 64, Abt. B, 325—426, Stuttg. 1930.
- : Zur Fazies und Bildung der Trias in den nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Salzach. — Ebenda, Beil. Bd. 74, 402—440, Stuttg. 1935.
- FRAUENFELDER, A.: Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. — Ecl. geol. Helv., 14, 247—367, Lausanne 1916.
- GEYER, G.: Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. — Jb. Geol. R.-A., 39, 497—784, Wien 1889.
- HOUTEN, L. van: Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. — Ecl. geol. Helv., 22, 1—40, Basel 1929.
- HUENE, F. v.: Das Alter des Verrucano auf Grund zahlreicher Reptilfahrten. — Ebenda, 33, 184—185, Basel 1940.
- KAHLER, F.: Sedimentation und Vulkanismus im Perm Kärntens und seiner Nachbarräume. — Geol. Rdsch., 48, 141—147, Stuttgart 1959.
- : Fortschritte in der Stratigraphie des Jungpaläozoikums Südosteuropas. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, Jg. 1958, 67—88, Wien 1960.
- KOBER, L.: Alpen und Dinariden. — Geol. Rdsch., 5, 175—204, bes. S. 196, Lpz. 1915.
- : Mesozoische Brekzien in der Oberen Schieferhülle der Sonnblick- und Glocknergruppe. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 65, S. 275, Wien 1928.
- KOCKEL, C. W., M. RICHTER & H. G. STEINMANN: Geologie der bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. D. Ö. Alpenver., 10, 231 S., Innsbruck 1931.
- MEDWENITSCH, W.: 1953 vgl. Abschnitt 2g.
- PLA, J.: Grundbegriffe der Stratigraphie usw. — 252 S., Wien, Lpz. (Deuticke) 1930.
- PILGER, A. & R. SCHÖNENBERG: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Z. Dt. Geol. Ges., 110, 205—215, Hannover 1958.
- PREY, S. & F. KAHLER: Beiträge zu einem Karawankenprofil. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, 271—292, Wien 1958.
- RASSMUSS, H.: Der Gebirgsbau der lombardischen Alpen. — Z. Dt. Geol. Ges., B. Mon. ber., 86—101, Berlin 1913.
- REDLICH, K. A.: Die Geologie des Gurk- und Görschitztales. — Jb. Geol. R.-A., 55, 327—348, Wien 1905.
- ROSENBERG, G.: ... Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 102, 477—479, Taf. 16—18, Wien 1959.
- SAVI, P.: Osservazioni geognostiche su i terreni antichi toscani ecc. — Nuovo Giorn. Letterati, No. 63, 204—209, Pisa 1832.
- SCHAFFER, F. X.: Verrucano ist kein stratigraphischer Begriff. — Cbl. Min. Geol. Pal., Abt. B, Jg. 1934, 56—61, Stuttgart 1934.
- SENN, A.: Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. — Ecl. geol. Helv., 18, 550—632, Basel 1924.
- SITTER, L. U. de & C. M. de SITTER-KOOMANS: The Geology of the Bergamasc Alps Lombardia, Italy. — Leidse Geol. Meded., Tl. XIV B, 1—257, Leiden 1949.
- STAUB, R.: Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 46, III. Abt., 198 S., Bern 1917.
- TOLLMANN, A.: vgl. regionale Lit.
- TREVISAN, L.: Verrucano. — Lexique strat. internat., vol. 1, fasc. 11, Italia, 133—134, Paris 1956.

- TRÜMPY, E.: Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei). — *Ecl. geol. Helv.*, **23**, 379—487, Basel 1930.
- ZIRKL, E.: Die basischen Eruptivgesteine des Hörndlwaldgebietes. — S. 286—302 in: JANOSCHEK, KÜPPER & ZIRKL: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **47**, Jg. 1954, 235—308, Wien 1956.

Zu 7: Geosynklinalentwicklung

- ARBENZ, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. — *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, **64**, 246—275, Zürich 1919.
- ARGAND, É.: Sur l'arc des Alpes Occidentales. — *Ecl. geol. Helv.*, **14**, 145—191, Lausanne 1916.
- BUBNOFF, S. v.: Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. 149 S., Stuttg. (Nägele) 1921. Bes. S. 99—110.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. — *Geol. Rdsch.*, **16**, 350—377, 417—434, Berlin 1925.
- FRANK, M.: Das Wandern der „Tektonischen Vortiefe“ in den Alpen. — *Cbl. Min. etc.*, Abt. B, Jg. 1930, 9—22, Stuttg. 1930.
- JENNY, H.: Zur Geschichte des alpinen Faltungsraumes. — *Geol. Rdsch.*, **19**, 283—313, Berlin 1928.
- KUENEN, Ph. & A. CAROZZI: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. — *Journ. Geol.*, **61**, 363—373, Chicago 1953.
- STAUB, R.: Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. — *Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F.*, **46**, Abt. III, 198 S., Bern 1917.
- STEINMANN, G.: Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? — *Geol. Rdsch.*, **16**, 435—468, Berlin 1925.
- TRÜMPY, R.: Wechselbeziehung zwischen Paläogeographie und Deckenbau. — *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, **100**, 217—231, Zürich 1955.
- : Quelques problèmes de paléogéographie alpine. — *Bull. Soc. géol. France*, 6^e sér., t. 7, 443—461, Paris 1957.
- : Die Vorgeschichte der Kettengebirge. — *Verh. Schwz. Natf. Ges.*, **138**, 80—92, Glarus 1958.
- : Remarks on the pre-orogenic history of the alps. — *Geol. en mijnbouw*, N. S., **20**, 340—352, s'Gravenhage 1958.

Zu 8: Baustil der Ostalpen

- AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. — *Jb. Geol. R.-A.*, **56**, 539—622, Wien 1906.
- : Gegen den Nappismus und für die Deckenlehre. — *Z. Dt. Geol. Ges.*, **92**, 313—327, Berlin 1940.
- : Tektonische Nachbarschaft Karwendel—Sonnwend-Gebirge. — *Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, Abt. I, **150**, 181—199, Wien 1941.
- : Über die Bedeutung von Gleitvorgängen für den Bau der Alpen. — *Ebenda*, **151**, 9—26, Wien 1942.
- AMPFERER, O. & W. HAMMER: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. — *Jb. Geol. R.-A.*, **61**, 531—710, Wien 1911.
- BEMMELN, R. W. van: Die Anwendung der Undationstheorie auf das alpine System in Europa. — *Proc. Ak. Wetensch. Amsterd.*, **36**, 686—693, Amsterdam 1933.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizeralpen. — 1. Aufl., 383 S., Zürich (Beer) 1934.
- : Geologische Probleme der rätschen Alpen. — *Jber. Natf. Ges. Graubünden*, **76**, Chur 1939.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Kritik der Gleithypothesen der Gebirgsbildung. — *Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, **86**, 86—93, Wien 1949.

- GIGNOUX, M.: La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. — Bull. Soc. géol. France, 18, Paris 1948.
- HUBBERT, M. K. & W. W. RUBENY: Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. — Bull. Geol. Soc. America, 70, 115—166, Baltimore 1959.
- KRAUS, E.: Über die Strukturen der orokinetischen Narbenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, Jg. 1955, 113—128, Wien 1956.
- NABHOLZ, W. K.: Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aar-Massiv—Seengebirge. — Geol. Rdsch., 42, 155—171, Stuttgart 1954.
- SCHARDT, H.: Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. — Verh. Schweiz. Natf. Ges., Jg. 1906, 39 S., St. Gallen 1907.
- SONDER, R. A.: Über das Ausmaß des alpinen Krustenzusammenschubes. — Ecl. geol. Helv., 33, 353—362, Basel 1940.
- SPENGLER, E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., 19, 1—26, Berlin 1928.
- TRÜMPY, R.: vgl. Abschnitt 7.
- VENING MEINESZ, F. A.: Die Entstehung von Faltengebirgen, Mittelgebirgen, von Kontinenten und Ozeanen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1959, 4—19, Wien 1959.
- WENK, E.: Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. — Ecl. geol. Helv., 46, 9—21, Basel 1953.

Zu 9: Wurzelzonen

Vgl. auch Lit. über regionale Abschnitte, bes. 2f.

- AMPFERER, O.: Gegen den Nappismus und für die Deckenlehre. — Z. Dt. Geol. Ges., 92, 313—327, Berlin 1940.
- ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und zur alpin-dinarischen Grenze. — Jb. Geol. B.-A., 94, 195—236, Wien 1949—51.
- BUBNOFF, S. v.: Das Wurzelproblem und die alpine-dinarische Grenze. S. 89—97 in: Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. 149 S., Stuttg. (Schwzbt.) 1921.
- CADISCH, J.: Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. — Geol. Rdsch., 19, 105—119, Berlin 1928.
- : Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung. — Verh. Natf. Ges. Basel, 54, 32—58, Basel 1943.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. — N. Jb. Min. etc., Beil. B. 40, 253—363, Stuttgart 1916.
- : Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze“. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 36—38, 231—244, Wien 1949.
- CORNELIUS, H. P. & M. FURLANI-CORNELIUS: Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepaß. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 102, 207—301, Wien 1930.
- EXNER, Ch.: Der rezente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39—41, 75—84, Wien 1951.
- GUTENBERG, B.: Zur Frage der Gebirgsurzeln. — Geol. Rdsch., 46, 30—38, Stuttgart 1957.
- HAUG, E.: Sur les racines des nappes supérieures des Alpes occidentales. — C. r. Ac. Sci. Paris, 148, 1427—1430, Paris 1909.
- HENNY, G.: Sur quelques conséquences de la rectification de la limite alpinodinarique dans les environs du massif de l'Adamello. — Ecl. geol. Helv., 14, 233—239, Lausanne 1916.
- KAHLER, F.: Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 73, 179—182, Wien 1936.
- KOBER, L.: Die Dinariden. S. 144f. in: Der geologische Aufbau Österreichs, Wien 1938.
- KRAUS, E.: Neue Gedanken zur Entstehung der Alpen. — Ecl. geol. Helv., 47, 61—75, Basel 1954.

- MINTROP, L.: Die Problematik der Gebirgswurzeln. — Geol. Rdsch., 41, 67—78, Stuttg. 1953.
- SANDER, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. I. Alpinodinarische Grenze in Tirol. — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1916, 206—215, Wien 1916.
- SCHWINNER, R.: Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 90, Jg. 1945, 95—115, Wien 1947.
- STAUB, R.: Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica. — Ecl. geol. Helv., 16, 28—34, Lausanne 1920—22.
- : Die Wurzelregion der Ostalpen (S. 211—215) und die alpin-dinarische Grenze (S. 215—221) in: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. K. Schwz., N. F., 52 (82), Bern 1924.
- : Betrachtungen über den Bau der Südalpen. — Ecl. geol. Helv., 42, 1949, 215—408, Basel 1950.
- SUËSS, E.: Die Entstehung der Alpen. — 168 S., Wien (Braumüller) 1875.
- WILCKENS, O.: Wo liegen in den Alpen die Wurzeln der Überschiebungsdecken? — Geol. Rdsch., 2, 314—330, Leipzig 1911.
- WINKLER, A.: Über den Bau der östlichen Südalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 16, Jg. 1923, 1—272, Wien 1924.
- : Bemerkungen zu R. Staub's „Südalpen und Dinariden“. — Cbl. Min. etc., B, Jg. 1926, 160—168, Stuttgart 1926.
- : Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau. — Jb. Geol. B.-A., 78, 221—240, Wien 1928.
- : Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen I, II. — Geol. Rdsch., 27, 156—195, 225—259, Stuttgart 1936.

Zu 11: Phasengliederung

Vergl. Literatur der regionalen Abschnitte, bes. 3 und 4.

- AMPFERER, O.: Im Kampfe für Reliefüberschiebung und O-W-Bewegung. — Verh. Zweigst. Wien Bodenforsch., Jg. 1939, 196—205, Wien 1939.
- ARGAND, É.: Sur l'arc des Alpes Occidentales. — Ecl. geol. Helv., 14, 145—191, Lausanne 1916.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. — Jb. Geol. B.-A., 95, 1—102, Wien 1952.
- CADISCH, J.: Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. — Geol. Rdsch., 19, 105—119, Berlin 1928.
- : Geologie der Schweizer Alpen. 2. Aufl., Basel 1953. Darin bes.: Die Schubphasentheorien. S. 280—286.
- CLAR, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1953, 93—104, Wien 1953.
- FALLOT, P.: Promenade d'hypothèse en hypothèse. — Verh. Kon. Nederl. Geol. Mijnb. Genotsch., Geol. Ser., 16, Brouwer-Festschr., 100—113, s'Gravenhage 1956.
- HEISSEL, W.: Das Unterinntaler Tertiär. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 116—119, Wien 1951.
- : Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen-Bischofshofen (Salzburg). — Jb. Geol. B.-A., 98, 183—201, Wien 1955.
- HERITSCH, F.: Das Alter des Deckenbaues in den Ostalpen. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 121, 615—632, Wien 1912.
- : Die Grundlagen der alpinen Tektonik. — 259 S., Berlin (Borntraeger) 1923.
- JENNY, H.: Die alpine Faltung. Ihre Anordnung in Raum und Zeit. — 176 S., Berlin (Borntr.) 1924.
- KAHLER, F.: Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. — Geol. Rdsch., 43, 169—174, Stuttg. 1955.

- KIESLINGER, A.: Karawankenstudien I. — Cbl. Min. etc., Abt. B, Jg. 1929, 201—229, Stuttgart 1929.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. 2 Teile, 552 und 489 S., Berlin (Akademie-Verl.) 1951.
- : Über die jüngsten Bewegungstendenzen der Alpen. — Geol. Rdsch., 43, 108—138, Stuttgart 1955.
- KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals. — Jb. Geol. B.-A., 101, 249—291, Wien 1958.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sber. Ak. Wiss. Wien, n.-m. Kl., Abt. I, 156, 181—200, Wien 1947.
- LEISCHNER, W.: Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 10, 63—94, Wien 1959.
- LEUCHS, K.: Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. — Geol. Rdsch., 21, 81—96, Berlin 1930.
- : Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. — Z. Dt. Geol. Ges., 87, 703—719, Berlin 1935.
- : Orogenesen im Kalkalpengebiete in Trias-, Jura- und Unterkreidezeit. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 157, 39—53, Wien 1948.
- MEDWENITSCH, W.: Geologie und Tektonik der alpinen Salzlagerstätten. — Mitt. Haus Natur Salzbg., Jg. 1955, 1—15, Salzburg 1955.
- : Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, 133—200, Wien 1958.
- NÄNNY, P.: Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. — Diss. Univ. Zürich, 128 S., Zürich (Fretz) 1948.
- RICHTER, D.: vgl. Abschnitt 4.
- RICHTER, M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Deutscher Boden, 5, 179 S., Berlin (Borntraeger) 1937.
- ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschungen. I. — 261 S., München 1900.
- RUTTNER, A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlaufaltales. — Jb. Geol. B.-A., 93, 1948, 99—128, Wien 1949.
- SCHMIDT, W.: Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1922, 92—114, Wien 1922.
- SPENGLER, E.: Über die von H. Stille in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. — Cbl. Min. etc., Abt. B, Jg. 1927, 138—148, Stuttgart 1927.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. 443 S., Berlin (Borntr.) 1924.
- TRAUTH, F.: Vorläufige Mitteilung über den geologischen Bau der Südseite der Salzburger Kalkalpen. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 53, 40—43, Wien 1916.
- : Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, Jg. 1916, 77—86, Wien 1917.
- TSCHERNIG, E.: Gebirgsschläge im ostalpinen Blei-Zink-Bergbau. — Abh. Dt. Ak. Wiss. Berl., Kl. Bergbau, Jg. 1958 2a, 138—142, Berlin 1958.

Zu 12: Metamorphose und Tektonik

- ANDREATTA, C.: Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose. — N. Jb. Min., Mh., Jg. 1954, 2—17, Stuttgart 1954.
- ANGEL, F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — Jb. Univ. Graz, Jg. 1940, 251—304, Graz 1940.
- BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalpkerns. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 118, 1045—1072, Wien 1909.
- BEDERKE, E.: Zentralgneisproblem und Regionalmetamorphose. — Geol. Rdsch., 26, 140—141, Stuttgart 1935.

- : Tektonik und Metamorphose im Penninikum der Westalpen. — Freiberger Forsch. h., C 57, 28—33, Berlin 1959.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Vergleichung der mechanischen Metamorphose kristalliner Gesteine am westlichen Ostalpenrand. — Cbl. Min. etc., Abt. B, Jg. 1923, 225—234, Stuttgart 1923.
- : Zur Charakteristik der alpinen Metamorphose, S. 309—321. In: Geologie der Err-Julier-Gruppe, 1. Teil. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 70 (100), 321 S., Bern 1935.
- GRUBENMANN, U. & P. NIGGLI: Die Gesteinsmetamorphose. 539 S., Berlin (Borntr.) 1924.
- HAMMER, W.: Bemerkungen zur Phasenfolge im Kristallin der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1925, 155—159, Wien 1926.
- MOHR, H.: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. — Z. Dt. Geol. Ges., 75, Jg. 1923, V 114—133, Berlin 1924.
- NIGGLI, P.: Die Gesteinsassoziationen und ihre Entstehung. — Verh. Natf. Ges. Neuenburg, 2, 123f., Nb. 1920.
- : Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 30, 500—538, Zürich 1950.
- : Die metamorphen Bildungen. S. 80—119 in: J. CADISCH: Geologie der Schweizer Alpen, 2. Aufl., Basel 1953.
- SANDER, B.: Über tektonische Gesteinsfazies. — Verh. Geol. R.-A., Jg. 1912, 249—257, Wien 1912.
- : Zur petrographisch-tektonischen Analyse. — Jb. Geol. B.-A., 78, 183—253, Wien 1923.
- SCHMIDT, W.: Die Gesteinsumformung. — Dkschr. Naturhist. Mus. Wien, 3, 64 S., Wien 1925.
- STAUB, R.: Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. — Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 65, 323f., Zürich 1920.
- : Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 28, 422—442, Zürich 1948.
- WENK, E.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Silvrettakristallins. — Ebenda, 14, 196—278, Zürich 1934.

Zu 13: Synthesen

Vergl. auch insbes. die Literatur des Abschnittes „Allgemeine Darstellungen“.

- BEMMELEN, R. W. VAN: Die Anwendung der Undationstheorie auf das alpine System in Europa. — Proc. Ak. Wet. Amsterd., 36, 686—693, Amsterdam 1933.
- BUBNOFF, S. v.: Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. — 149 S., Stuttgart (Schweizerb.) 1921.
- CADISCH, J.: Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung. — Verh. Natf. Ges. Basel, 54, 32—58, Basel 1943.
- : Gedanken über einige tektonische Probleme mit bes. Berücksichtigung der Alpen. — Verh. Kon. Nederl. Geol.-Mijnb. Genootsch., Geol. Ser., 16 (Brouwer-Festschr.), 42—53, s'Gravenhage 1956.
- CLAR, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1953, 93—104, Wien 1953.
- FALLOT, P.: Comparaison entre Cordillères Bétiques et Alpes Orientales. — Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., Tom. Hern. Pachaco, 259—279, Madrid 1954.
- KOBER, L.: Alpen und Dinariden. — Geol. Rdsch., 5, 175—204, Lpz. 1915.
- : Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 130, 1921, 375—381, Wien 1922.
- : Das alpine Europa und sein Rahmen; 310 S., Berlin (Bornträger) 1931.
- KRAUS: Neue Gedanken zur Entstehung der Alpen. — Ecl. geol. Helv., 47, 61—75, Basel 1954.

- RICHTER, M.: Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. — Jb. Geol. B.-A., 80, 497—550, Wien 1930.
 —: Die Entwicklungen der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. — Z. Dt. Geol. Ges., 100, 338—347, Hannover 1950.
 SCHWINNER, R. 1947: s. Abschnitt 9.
 SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-A., 96, 99 und 102, Wien 1953, 1956, 1959.
 STAUB, R.: Klippendecke und Zentralalpenbau. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 103 (133), 184 S., Bern 1958.

Zu 14: Ausblick

- AMFERER, O.: Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. — Jb. Geol. B.-A., 81, 237—304, Wien 1931.
 CORNELIUS, H. P.: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 159, 281—290, Wien 1950.
 GÄRTNER, H. R.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. — Z. Dt. Geol. Ges., 86, 191—192, 241—265, Berlin 1934.
 HERITSCH, F.: Die vormesozoischen Gebirgsbildungen in den Ostalpen. — Ebenda, 79, Jg. 1927, V 217—231, Berlin 1928.
 METZ, K.: Zur Frage der voralpidischen Bauelemente in den Alpen. — Geol. Rdsch., 40, 261—275, Stuttgart 1952.
 MOHR, H.: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. — Z. Dt. Geol. Ges., 75, Jg. 1923, V 114—133, Berlin 1924.
 SCHWINNER, R.: Der Bau des Gebirges östlich der Lieser (Kärnten). — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 136, 333—382, Wien 1927.
 —: Variszisches und alpines Gebirgssystem. — Geol. Rdsch., 24, 144—159, Berlin 1933.
 STINY, J.: Zur südlichen Fortsetzung der Weyrer Bögen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1931, 220—230, Wien 1931.

Nachtrag zur Literatur

Seit Abschluß des Textes im Jahre 1960 erschien noch eine Anzahl von einschlägigen Arbeiten. Besonders sei auf folgende Werke verwiesen:

1. Report of the 21st sess. Norden. Intern. Geol. Congr., Copenhagen 1960.
2. Verhandl. Comité Néogène Méditerranéen Wien, Bd. 52 der Mitt. Geol. Ges. Wien, Jg. 1959, 265 S., Wien 1960.
3. Festschrift zum 70. Geburtstag von Ernst Kraus. — Abh. dtsch. Ak. Wiss. Berl., Kl. III, Jg. 1960, Nr. 1, 378 S.
4. Orogenesis. Band 50 der Geol. Rdsch., 715 S., Stuttgart 1960.
5. 5^e congrès de l'association Carpatobalkanique. Band 60 von Geologické práce, 343 S., Bratislava 1961.

Außerdem sei noch auf folgende Artikel aufmerksam gemacht:

- ANDRUSOV, D.: Gedanken über das alpin-karpatische Falten-Decken-System. — Geologický Sborník, 11, 2; 171—178 (161—178), Bratislava 1960.
 BIRKENMAJER, K.: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. — Jb. Geol. B.-A., 103, 1—36, Wien 1960.
 DEL-NEGRO, W.: Salzburg. — Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie. 56 S., Wien 1960.
 —: Neue Vorstellungen über den Bau der Ostalpen. — Mitt. Natw. Arb. Gem. Haus Natur Salzburg, geol.-min. Arb., Sr. 1961, 2—17, Salzburg 1961.
 ERICH, A.: Die Grauwackenzone von Bernstein. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, Jg. 1960, 53—115, Wien 1961.

- FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1960, 202—220, Stuttgart 1960.
- HAGN, H.: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geolog. Bavarica, 44, 3—208, München 1960.
- JANOSCHEK, R.: Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — Erdölzeitschrift, 77, 161—175, Wien 1961.
- KÜPPER, H.: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtskarte des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, 1—33, Wien 1961.
- MAHEL, M.: Neue Gliederung und erdgeschichtliche Entwicklung des zentralkarpatischen Mesozoikum. — Annal. Inst. Geol. Publ. Hungarici, 49, fasc. 1.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1960, 274—283, Wien 1960.
- PLÖCHINGER, B.: Über ein neues Klippen-Flyschfenster in den Salzburgischen Kalkalpen. — Ebenda, Jg. 1961, 64—68, Wien 1961.
- PREY, S.: Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Ebenda, Jg. 1960, 197—214, Wien 1960.
- RUTTNER, A.: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. — Ebenda, Jg. 1960, 227—236, Wien 1960.
- SCHIDLÓWSKI, M.: Die geologischen Verhältnisse am Klesenza-Fenster in den Vorarlberger Alpen. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., Jg. 1960, 458—469, Stuttgart 1960.
- THURNER, A.: Die Gurktaler Decke (Bemerkungen zu Tollmanns Deckengliederung in den Ostalpen). — Ebenda, Jg. 1960, 481—490, Stuttgart 1960.
- TOLLMANN, A.: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, im Druck.

Tafelerläuterungen

Taf. 1: Erläuterung s. S. 10.

Taf. 2—10: Erläuterung als Signatur den Tafeln beigelegt. Erläuterung für Taf. 6—10 auf Tafel 6 (nicht „6a“). Taf. 9 wurde verkleinert: Mächtigkeiten aus Zahlenangaben zu entnehmen.

Taf. 11: Sammelprofil durch den mittleren Abschnitt der Ostalpen; B = Bajuvarikum, D = Dachsteindecke, Grauw. Z. = Grauwackenzone, Gurkt. D. = Gurktaler Decke, H = Hochfeindecke (unterostalpin), Ha = Obere Hallstätter Decke, K = Kesselspitzdecke (unterostalpin), K+ = pennin. Zentralgneiskerne, L = Lantschfelddecke (unterostalpin), M = Mittelostalpin, O = Obere Schieferhülledecke, P = Pleislingdecke (unterostalpin), Q = Quarzphyllitdecke (unterostalpin, mit Radstädter Quarzphyllit), R = Rosegger Trias (mittelostalpin), St = Stangalm-mesozoikum (mittelostalpin), T = Tirolikum, U = Untere Schieferhülledecke, V = Alpiner Verrucano des Mittelostalpin, Z = Zlambachdecke (Untere Hallstätter Decke).

Zusammenfassung

Durch die Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums gelang dem Autor 1959 die Aufgliederung der „Oberostalpinen Einheit“ der Ostalpen in zwei großtektonische Einheiten, das „Mittelostalpin“ und das „Oberostalpin“ in neuem Sinn. Das Mittelostalpin besteht aus dem Großteil des Altkristallins der Zentralalpen außerhalb der Fenster und einer lückenhaften mesozoischen Hülle, Paläozoikum fehlt weitgehend. Das Oberostalpin hingegen wird unter Zurücktreten des Kristallins aus fossilführendem Paläozoikum (Grauwackenzone, Gurktaler Decke usw.) und nichtmetamorphem Mesozoikum in nordalpiner Fazies (Kalkalpen, Drauzug usw.) aufgebaut. Die Überschiebungsweite des Oberostalpins überschreitet im Osten der Ostalpen 180 km. In dieser Arbeit werden die detaillierten Belege hierfür angeführt: Tektonische Beobachtungen, Bewegungsrichtung, Lagerung, Fazies und Metamorphosegrad der mesozoischen Sedimente, regionale Zusammenhänge und die bisher rätselhaft gewesene Diaphthoreszone an dieser gigantischen Überschiebungsfläche sprechen gleichsinnig für diese große Überschiebung innerhalb des Ostalpins.

Aber auch über den Bau der anderen großtektonischen Einheiten der Ostalpen ergaben teils eigene Beobachtungen, teils die Auswertung der neuen Detailkartierungen verschiedener Autoren einige grundsätzliche Neuerkenntnisse. Das Unterostalpin ist im Rahmen des Tauernfensters nicht als verkehrt liegender Schenkel des einst als riesige Falte gedachten, überlagernden (mittelostalpinen) Kristallins zu werten, sondern besteht aus einer Reihe aufrechter Decken. Auch im unterostalpinen Semmeringsystem überwiegt aufrechter Schuppenbau, wenn auch Großfalten-Decken vorhanden sind. In der penninischen Schieferhülle des gesamten Tauernfensters wurde ein weitgespannter, flacher Deckenbau konstatiert: Die Untere und Obere Schieferhülle sind auch tektonisch selbständige, weiter untergegliederte Deckensysteme. Am Nordostrand der Alpen sind die Grestener Zone und die Buntmergelserie Bestandteile des Helvetikums. Die St. Veiter Klippenzone im Wiener Raum ist keine weit über den Flysch geschobene Decke, sondern wahrscheinlich die normale Basis des Eozänflysches. Der Flysch setzte sich im Wiener Raum schon primär sedimentär schräg über den älteren helvetischen Untergrund der Gesteine der Grestener Zone gegen NE nach außen fort.

Neben den regionalen Neuergebnissen ergab sich eine Reihe neuer Erkenntnisse allgemeiner Art über die Entwicklung und den Baustil der Ostalpen. Zum ersten Mal konnte eine detailliertere fazielle Synthese der Ostalpen, auch der zentralalpiner Zonen gegeben werden, bei der die faziellen Beziehungen der einstigen benachbarten Teiltröge klar zum Ausdruck kamen, ferner der Einfluß aus dem außeralpinen Raum von N, aus dem Schweizer Gebiet von W und besonders der starke Einfluß aus den Karpaten vom E in den einzelnen Zonen dargelegt werden konnte. Eine wesentliche Änderung erfuhr die Auffassung vom Stil der Deckentektonik in den Ostalpen. In überwiegendem Maß handelt es sich um flache bis dünne, oft nur auf die Sedimenthaut beschränkte Abscherungsdecken, die in den Nordalpen aktiv von ihren Wurzelzonen gegen das Vorland gegen Norden über weite Strecken hin, im Extremfall über mehr als 180 km verfrachtet wurden. Das Auftreten der großen Fenster der Ostalpen ergibt sich aus dem primären Fehlen des Mittelostalpins in diesen Abschnitten. Da bei jeder Einheit nur die schmale oberste Schicht der Kruste als Decke verfrachtet wurde, muß in der Wurzelzone jeder großtektonischen

Einheit eine Verschluckung einer enormen Masse von Sockel-Sialmaterial vor sich gegangen sein. Es gibt daher nicht nur eine Narbenzone oder zwei, sondern jedes Deckensystem hat seine eigene Narben-(Wurzel)-Zone. Die Hauptüberschiebung von Pennin und Ostalpin im Raum der Zentralalpen ging in den vorcenomanen Phasen vor sich, was erstmalig bewiesen werden konnte. Die Deckenbildung im Helvetikum ist zeitlich unabhängig davon. Frühe und späte Hauptbewegungen wirkten in verschiedenen Teilen der Alpen verschieden, im Westen wirken erst die späteren Phasen entscheidend.

Die neuen faziellen und tektonischen Überlegungen vom Bau der Ostalpen erlauben auch eine Antwort auf die umstrittenen großtektonischen Fragen und das Problem der Wurzelzonen der Westkarpaten, da sich die Zonen der Alpen gegen E weiterverfolgen lassen. Die Flyschzone setzt im Wiener Wald primär über den älteren Teil des Helvetikums zum Außenrand über. Das Helvetikum leitet mit den älteren Schichtgliedern in die Pieniden. Die Tatriden (Hochtatrikum) sind ein neues Element der Karpaten, das das gegen E endende Pennin ablöst. Das Unterostalpin zieht als Krížna-Deckensystem gegen E fort, unter- bis mittelostalpin sind die Veporiden, oberostalpin die Choč-Decke mit ihrer Wurzelzone in den ebenfalls weit überschobenen Gemeriden und dem Ungarischen Mittelgebirge.

Summary

As the results of investigation of the central-alpine Mesozoic, the autor succeeded in separating the former „Upper-Austroalpine Unit“ of the eastern Alps into two tectonic units (nappes), the „Middle-Austroalpine“ and, in a restricted sense, the „Upper-Austroalpine“. The Middle-Austroalpine nappe consists of the old crystalline rocks of the central Alps — outside of the windows — with an incomplete Mesozoic cover, but the Palaeozoic is largely absent. On the contrary, the Upper-Austroalpine nappe consists mainly of fossiliferous Palaeozoic (Grauwackenzone, Gurktaler Decke etc.) and unmetamorphosed Mesozoic of the north alpine facies (Kalkalpen, Drauzug etc.), but an insignificant quantity of the old crystalline rocks. The distance of overthrusting of the Upper-Austroalpine nappe amounts to 180 km in the eastern part of the Alps. In this work, detailed examples are presented to prove this overthrusting. Tectonic position, movement directions, facies and the metamorphic grade of the Mesozoic sediments, regional relationships and the formerly puzzling diaphthoresis zones prove the existence of this gigantic overthrusting surface.

Partly through new observations and partly from interpretation of the new detailed mapping of various authors it is possible to reinterpret the structure of the other eastalpine tectonic units. The Lower Austroalpine, in the rocks, which immediately surround the Tauern-window, is not the overturned limb of a gigantic, old crystalline-cored fold-nappe, but consists of a series of non inverted nappes. Although schuppen-structure prevails in the Lower-Austroalpine of the Semmering-system (in the east of the Semmering-pass), fold-nappes exist here too. In the Pennine „Schieferhülle“ in the Tauern-window the structure consists of a series of broad thin nappes. The lower and the upper „Schieferhülle“ are tectonically separated nappes, each with its own schuppen-system. The Grestener zone and the „Buntmergelserie“ at the NE-border of the Alps are part of the Helvetides. The Klippenzone of St. Veit near Vienna is not a nappe pushed far over the flysch, but is perhaps the normal basement of the Eocene flysch. To the east, the Buntmergelserie and the flysch were deposited in a trough, which strikes NE across the older Helvetic basement of the Grestener zone.

Besides the regional results, new knowledge of a general nature has been gained concerning the development and the structural style of the east Alps. For the first time, a detailed synthesis of the facies of the eastern Alps, as well as the central alpine zones, can be given. The relationships of the facies of formerly adjacent troughs can be clearly seen, and furthermore, the influence of the outer alpine region to the north, of the Swiss region to the west, and particularly of the Karpathians to the east can be detected in varying degrees in the particular troughs.

The conception of the style of nappes of the east Alps is significantly changed. For the most part, the nappes are „Abscherungsdecken“, which are often limited to the sedimentary skin. In the northern Alps they were actively transported great distances from their rootzones northward on the foreland, in extreme cases for distances of more than 180 km. The existence of the great windows of the eastern Alps is caused principally by the primary absence of the Middle-Austroalpine in these sectors. Because only the uppermost layer of the crust was transported as nappes, the other crustal material must have been drawn into the rootzones of the nappes. Therefore there are not only one or two „Narbenzonen“ in the east Alps,

but every nappesystem has its own Narbenzone. The chief overthrusting of Pennine and Austroalpine in the area of the central Alps can now be proved to have occurred in the pre-Cenomanian phases. The nappe-formation in the Helvetides is spatially and temporally independent of the central overthrusting. Early and late movements had varying intensities in different parts of the Alps. In the west the later phases were most important.

This new knowledge concerning the facies and tectonics of the east Alps permits an answer to the controversial tectonic question and problem of the rootzones of the West-Karpathians, because the zones of the Alps can be followed eastward to them. At the time of sedimentation, the flysch zone crossed the older Helvetic basement in the area of Wiener Wald and eastwards. The Helvetic basement continues eastwards as the Pienidy. The Tatrids are a new element of the Karpathians, which takes the place of the Pennine. Eastwards the Lower-Austroalpine becomes the Krížna-nappe. The Vepor-crystalline occupies the same position as the Lower- or Middle-Austroalpine. The continuation of the Upper-Austroalpine is the Choč-nappe, the considerably overthrustured Gemerids and the Hungarian Mittelgebirge.

Résumé

D'après les nouvelles recherches du mesozoïque des Alpes centrales l'auteur a pu diviser la nappe austro-alpine supérieure des Alpes occidentales en deux nappes: l'Austro-alpin moyen et, dans un nouveau sens, l'Austro-alpin supérieur. L'Austroalpin moyen comprend la majeure partie du vieux Cristallin des Alpes centrales — au dehors des fenêtres — et une couverture mesozoïque incomplète, le paléozoïque non-métamorphique manque pour la plupart. L'Austro-alpin supérieur est formé de paléozoïque fossilifère (Zone des Grauwackes, Nappe de Gurktal etc.) et de mesozoïque non-métamorphique en faciès nordalpin (Alpes calcaires septentrionales, Drauzug etc.), le cristallin manque en majeure partie. La distance de chevauchement de l'Austro-alpin supérieur dépasse 180 km à l'est des Alpes orientales. Les causes détaillées sont présentées dans cette oeuvre. Observations tectoniques, direction de mouvement, position, faciès et grade de la métamorphose des sédiments mesozoïques, relations régionales et les zones de diaphthorèse, qui sont restées jusqu'ici une énigme, sont également une preuve de ce grand chevauchement dans l'Austro-alpin.

D'après les observations personnelles et d'autre part d'après l'interprétation des travaux de différents auteurs il est aussi possible de faire quelques conclusions concernant la structure des autres unités tectoniques des Alpes orientales. L'Austro-alpin inférieur dans le cadre de la fenêtre du Tauern n'est pas un flanc retourné d'un pli immense avec un noyau cristallin, mais consiste en un rang de nappes normales non-retournées. Des écailles normales dominent aussi dans le système de Semmering — une partie de l'Austro-alpin inférieur — mais ici il y a aussi des grandes nappes résultant de plis. Dans le Schieferhülle pennique de la fenêtre des Tauern nous avons constaté une tectonique avec des nappes minces et étendues. La Schieferhülle inférieure et supérieure représentent probablement en totalité des nappes indépendantes, divisées par des écailles. La zone de Gresten et la "Buntmergelserie" au bord nord-est des Alpes font partie des Helvetides. La zone de St. Veit, près de Vienna, n'est pas une nappe poussée loin sur le flysch, mais vraisemblablement la base normale du flysch éocène. Le flysch continuait ici déjà dans l'ère de sédimentation en biais sur les vieilles fondations helvétiques de la zone de Gresten vers le NE.

A côté des connaissances régionales nouvelles un certain nombre de nouvelles notions générales sur le développement et le style du tectonique des Alpes orientales s'est imposé. En premier lieu l'auteur donne une synthèse détaillée du faciès du mesozoïque des Alpes orientales, inclusivement les zones des Alpes centrales, qui explique les relations facielles des synclinaux voisins. A un degré variable on peut remarquer dans les différentes zones des Alpes l'influence de la région extraalpine au nord, de la région de la Suisse à l'ouest et particulièrement celle des faciès des Carpathes à l'est. Un changement essentiel s'est produit au sujet de la forme des nappes des Alpes orientales. Principalement il s'agit de séries décollées, qui sont souvent réduites à la pellicule sédimentaire. Elles furent transportées dans les Alpes du nord d'une manière active de leurs zones de racines vers l'avant-pays du nord sur de grandes distances, même jusqu'à 180 km. L'existence des grandes fenêtres des Alpes orientales est causée par le manque primaire de l'Austro-alpin moyen dans ces régions. Dans la zone des racines de chaque nappe il devait y avoir eu un avalage d'une énorme masse de matériel de socle, c'est pourquoi de chaque nappe seulement la partie mince supérieure de la croûte fut transportée. Il n'y

a pas seulement une ou deux zones de "Narben", mais chaque système de nappe a sa propre "Narbe". Il fut prouvé pour la première fois, que le principal chevauchement des nappes penniques et de l'Austro-alpin dans la région des Alpes orientales centrales s'est passé en phases pré-cénomanes. Tôt et tard les mouvements s'effectuaient différemment dans les différentes parties des Alpes; à l'ouest les phases qui s'effectuèrent plus tard étaient les plus importantes.

Les nouvelles réflexions facielles et tectoniques sur la structure des Alpes orientales permettent également de donner une réponse aux problèmes de la tectonique et des zones de racines dans les Carpathes occidentales, parcequ'on peut poursuivre les zones des Alpes vers l'est dans les Carpathes. La zone de flysch traverse en Forêt Viennoise les Helvetides au bord extérieur. Les Helvetides conduisent avec leurs formations les plus anciennes au Pienides. Les Tatrides sont un nouvel élément des Carpathes, qui prend la place de l'unité pennique. L'Austro-alpin inférieur se dirige vers l'est comme Krížna-nappe. Le cristallin des Veporides correspond à l'Austro-alpin inférieur ou moyen. L'Austro-alpin supérieur est représenté dans les Carpathes par la nappe de Choč et les Gemerides, aussi transportés très loin, et par le "Mittelgebirge" Hongrois (Bacony etc.).

Новые исследования в области центрально-альпийского мезозоя позволили автору выделить «Верхне-Австроальпийский покров» в «Средне-Австроальпийский покров» и «Верхне-Австроальпийский покров» в новом понимании. Средне-Австроальпийский покров состоит из кристаллических сланцев и интрузивных пород центральных Альп за исключением окон и неполной мезозойской оболочки. Палеозоя в сущности нет. Верхне-Австроальпийский покров состоит из палеозоя с окаменелостями (Граувакенцоне, Гурктальский покров итд.) и неметаморфического мезозоя северно-альпийской фаций (Северные известковые Альпы, Зона Дравы итд.); Кристаллические сланцы и интрузивные породы не играют существенную роль. Ширина шарьяжа Верхне-Австроальпийского покрова на востоке Восточных Альп превышает 180 км. В этой работе подробно излагаются доказательства этого утверждения: тектонические наблюдения, направление движения, напластование, фации и степень метаморфизма мезозойских осадков, региональные связи и основания зоны диафореза при этой гигантской шарьяжной плоскости, происхождение которой до сих пор не было объяснено, каждое по отдельности доказывают наличие этого громадного шарьяжа внутри Австроальпийской покровной системы.

Частью собственными исследованиями, частью по использовании новых детальных работ других авторов, удалось придти к некоторым новым принципиальным заключениям также о строении других тектонических единиц Восточных Альп. На краю Тауэрнского окна Нижне-Австроальпийский покров не является перевернутым крылом огромной складки с кристаллическим ядром, как это предполагали классики геологии, а состоит из ряда покровов, не расположенных в обратном порядке. В Нижне-Австроальпийской системе Земмеринга также преобладают чешуи с нормальными сериями, хотя там имеются и лежачие складки. В пеннинской сланцевой оболочке («Шиферхюлле») всего Тауэрнского окна автор установил значительно разпространенные, но тонкие покровы: Нижнюю и верхнюю сланцевую оболочку — самостоятельные тектонические покровные системы.

На северновосточном краю Альп Грестенская зона и «Серия пестрых мергелей» («Бунтмергельсерие») принадлежат зоне Гельветид. Санкт Фейтская зона утесов вблизи Вены не является покровом, надвинутым далеко на флиш, а стратиграфическим основанием эоцена. Гельветская серия пестрых мергелей как самостоятельный тектонический элемент, расположенный ниже флиша, оканчивается может-быть запад от Венского Леса. Здес флиш простирался уже первично-седиментарно на северо-восток наискось через более старое гельветское основание Грестенской зоны.

Кроме региональных заключений удалось достигнуть ряд новых результатов, касающихся общего характера развития и строения Восточных Альп. Впервые удалось дать детальный фацияльный синтез Восточных Альп, касающийся и центральноальпийских зон, причем выяснились фацияльные взаимоотношения соседних бассейнов. Замечаются также и фацияльные влияния приходящие из внеальпийской области на

севере, из Швейцарской области на западе и особенно из Карпатской области на востоке. Существенно изменился взгляд на стиль покровной тектоники Восточных Альп. По существу речь идет о больших, но тонких покровах, часто отделенных только тонкой оболочкой осадочных пород, которые в Северных Альпах были активно надвинуты из радикальной зоны на север, на расстояние не менее 180 км. Одна из причин существования больших тектонических окон в Восточных Альпах объясняется первичным недостатком Средне-Австроальпийского покрова в соответствующих областях. В радикальной зоне каждой из этих главных тектонических единиц огромные массы сиал-материала погружены вглубь. Только верхняя кора каждой единицы надвинута в виде покрова. Поэтому имеется не одна или две зоны погружения вглубь; у каждой покровной системы есть своя собственная зона погружения вглубь. Главное покровное движение Пеннинских и Австроальпийских систем в центральных Альпах произошло во время предценоманских фаз, что здесь было доказано впервые. Движения в Гельветской системе не были одновременны с подвигами в центральных Альпах. Действия старших и младших движений в разных областях Альп различны, на западе прежде всего имели место младшие фазы.

Новые фацияльные и тектонические соображения о строении Восточных Альп позволяют дать также и ответ на донные спорные тектонические вопросы и особенно на проблемы радикальных зон в Западных Карпатах, потому что продолжения покровных зон Альп видны и там. Флишковая зона в Венском Лесе пересекает Гельветско-Пиенидное основание к северозападу. Старшие свиты Гельветской зоны продолжают в пиениды. Татриды являются новым карпатским элементом, сменяющим Пеннинскую систему на востоке. Нижне-Австроальпийский покров является продолжением Крижнанского покрова, а кристаллическое основание Вепорид соответствует Нижне- или Средне-Австроальпийской системе. Верхне-Австроальпийский покров является продолжением Хочского покрова с Гемеридами и Северно-Венгерскими Горами.

Früher erschien:

Geologie von Österreich

Herausgegeben von F. X. Schaffer. 2. veränderte und erw. Auflage, unter Mitarbeit von R. Grill, F. Heritsch, O. Kühn, R. Janoschek, F. X. Schaffer, R. Schwinner, E. Spengler, L. Waldmann und A. Winkler-Hermaden. 810 Seiten mit 97 Abbildungen im Text und 5 Karten. Wien, 1951.

„Das Buch . . . ist . . . in der Gediegenheit und Ausführlichkeit seiner Darstellung ein unentbehrliches Handbuch nicht nur für den Fachgeologen, sondern für jeden, dessen Arbeiten oder Interessen an geologische Fragen grenzen.“

(Österr. Bauzeitschrift, 1952, Bd. 7, Heft 9)

LEOPOLD KOBER

Bau und Entstehung der Alpen

Zweite völlig neubearbeitete Auflage. 397 Seiten mit 100 Abbildungen im Text und 3 Tafeln. Wien, 1955.

„Es ist dies ein eigenwilliges Buch eines großen, die Geschichte des alpinen Deckenbaues von der hohen Warte eines fast 50jährigen Mitschaffens überblickenden Meisters und zugleich eines geradezu ungestüm ins Neuland vordringenden Geistes.“

*(Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, 1955,
Bd. 100, Heft 5)*

OTTO MAULL

Handbuch der Geomorphologie

Zweite neubearbeitete und erw. Auflage. 600 Seiten mit 53 Abbildungen und 16 Tabellen im Text und 81 Abbildungen auf 44 Tafeln im Anhang. Wien 1958.

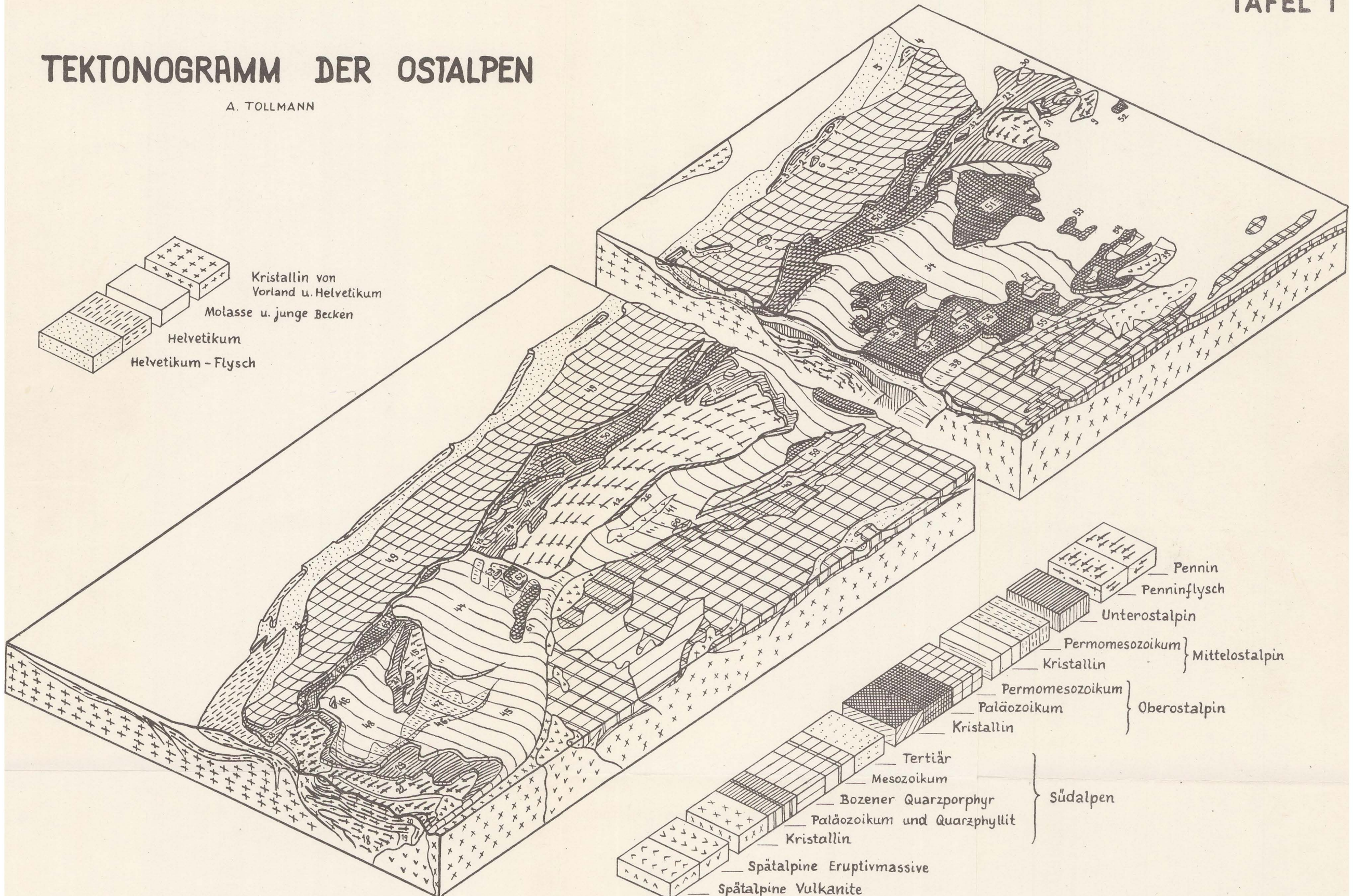
„In dem so sehr mannigfaltig ausgerichteten Werk und Streben Otto Maulls ist die ‚Geomorphologie‘ als ein ungewöhnlich vielseitiges und damit echtes ‚Handbuch‘ oft und wohl mit Recht als seine wichtigste Leistung betrachtet worden.“

(Die Erde, 1960/2)

VERLAG FRANZ DEUTICKE WIEN

TEKTONOGRAMM DER OSTALPEN

A. TOLLMANN



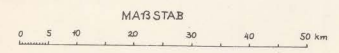
Kristallin von
 Vorland u. Helvetikum
 Molasse u. junge Becken
 Helvetikum
 Helvetikum - Flysch

Pennin
 Penninflysch
 Unterostalpin
 Permomesozoikum } Mittelostalpin
 Kristallin
 Permomesozoikum } Oberostalpin
 Paläozoikum
 Kristallin
 Tertiär
 Mesozoikum
 Bozener Quarzporphyr
 Paläozoikum und Quarzphyllit } Südalpen
 Kristallin
 Spätalpine Eruptivmassive
 Spätalpine Vulkanite

Tektonische Karte der Ostalpen

(Nördliche und Südliche Kalkalpen nicht untergliedert)


Alexander Tollmann 1961

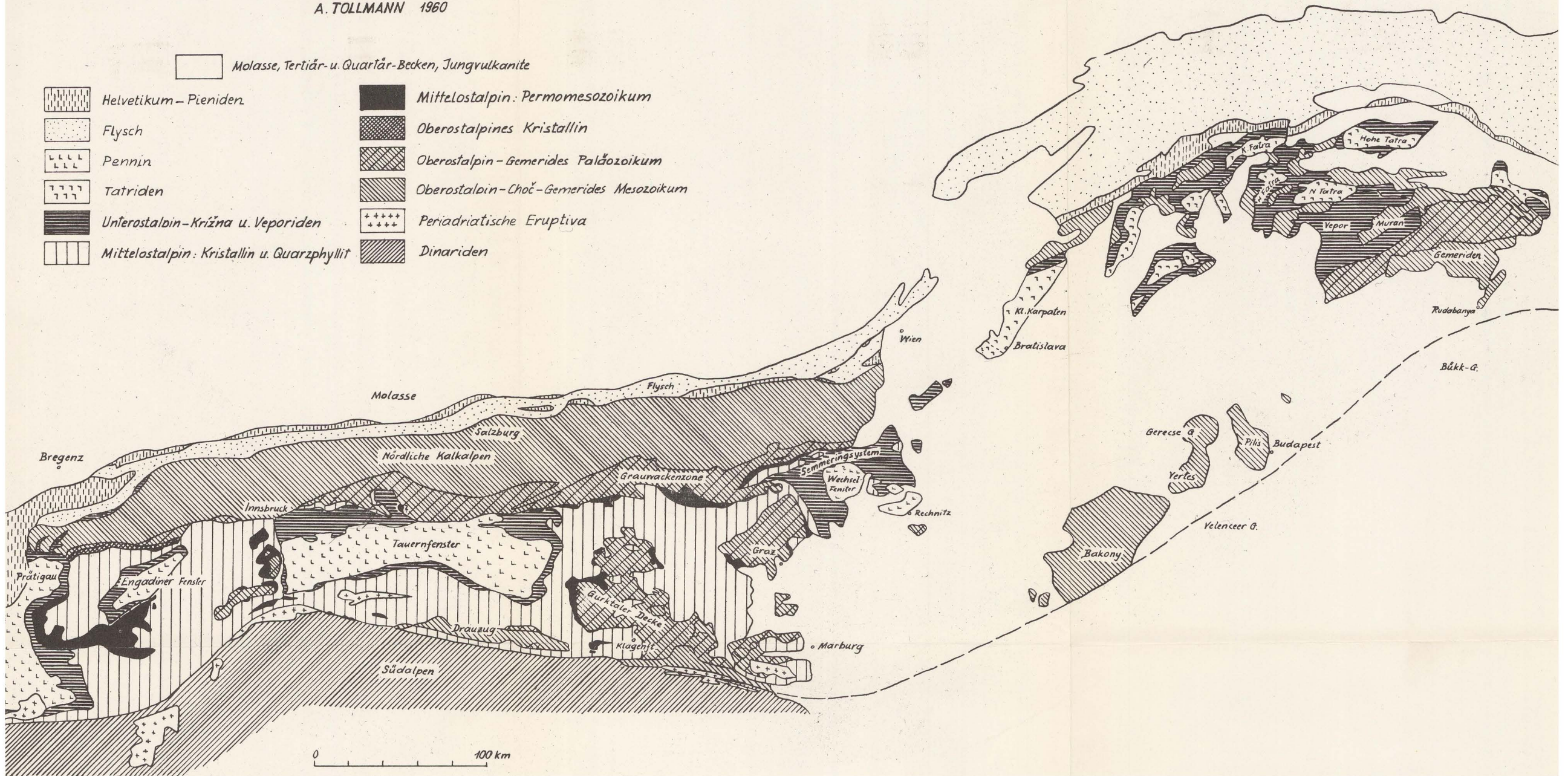


- | | | |
|--|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> □ TERTIÄR- u. QUARTÄRBECKEN □ MOLASSE □ GOSAU DER ZENTRALALPEN □ PERIADRIATISCHE ERUPTIVA HELVETIKUM □ FLYSCH □ HELVETIKUM u. BRESTANER ZONE PENNIN □ BÜNDNER-SCHIEFER-FLYSCH □ SCHIEFERHÜLE (PALÄO-, MESOZ.) □ ZENTRALALPEN u. ALTKRISTALLIN □ KLAMMKALK-ZONE □ MÖLLE □ WECHSELGEBIRGE | <ul style="list-style-type: none"> UNTEROSTALPIN □ MESOZOIKUM ab ANIS □ SEMMERINGQUARZIT (SKYTH) u. ALPINE VERKÜNDUNG (FERN) □ QUARZPHYLLIT (PALÄOZOIKUM) □ MATRIKEL SCHUPPENZONE (S) u. GÜRLIG-SCHUPPENZONE (N) □ ALTKRISTALLIN MITTELOSTALPIN □ MESOZOIKUM ab ANIS □ SEMMERINGQUARZIT (SKYTH) u. ALPINE VERKÜNDUNG (FERN) □ QUARZPHYLLIT (PALÄOZOIKUM) □ DIAPHYRIT □ KRISTALLIN | <ul style="list-style-type: none"> OBEROSTALPIN □ MESOZOIKUM □ GRÖßERE SCHICHTEN □ NARBON □ übriges PALÄOZOIKUM □ KRISTALLIN SÜDALPEN □ MESOZOIKUM □ GRÖßERE SCHICHTEN □ BODENER QUARZPORPHYR □ übriges PALÄOZOIKUM u. QUARZPHYLLIT □ KRISTALLIN |
|--|---|--|
- SCHICHTGRENZE
 — BRUCHGRENZE
 - - - DECKENGRENZE
 - - - ALPINE-DINARISCHE GRENZE

Der Zusammenhang zwischen Alpen und Karpaten

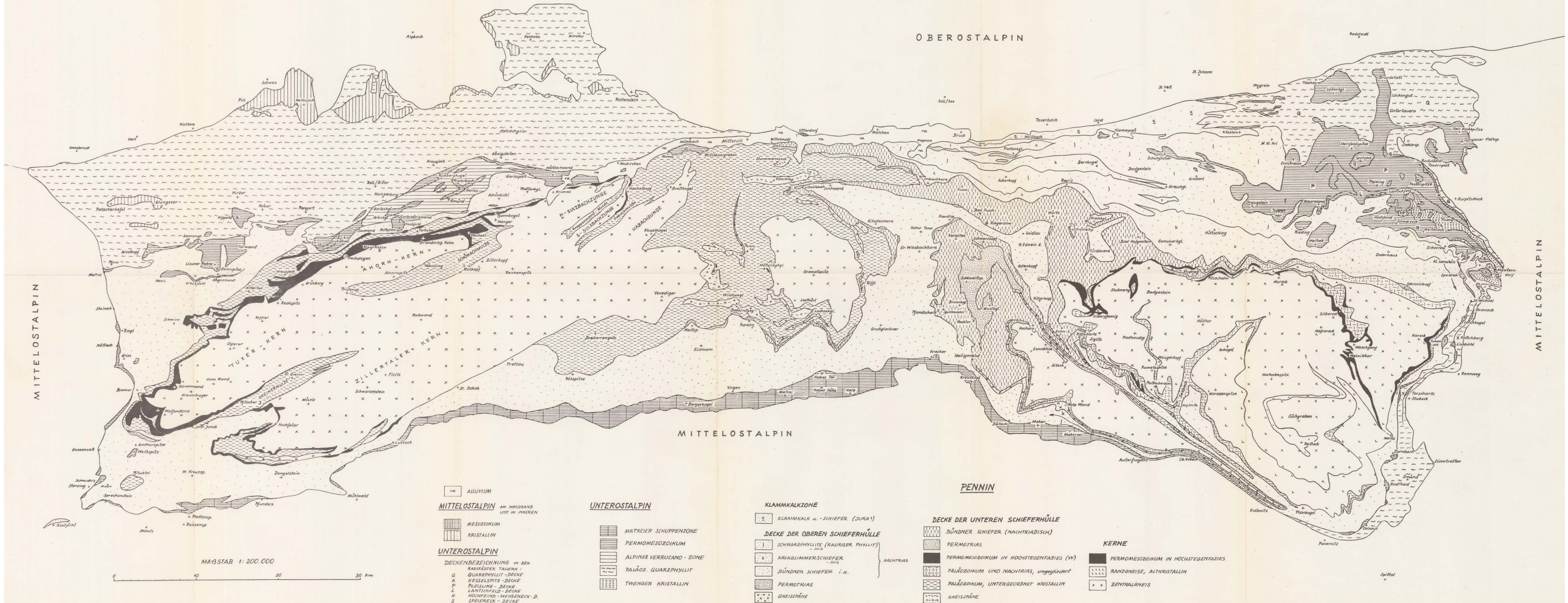
A. TOLLMANN 1960

- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Molasse, Tertiär- u. Quartär-Becken, Jungvulkanite |  | Mitteloostalpin: Permomesozoikum |
|  | Helvetikum – Pieniden |  | Oberostalpin: Kristallin |
|  | Flysch |  | Oberostalpin – Gemerides Paläozoikum |
|  | Pennin |  | Oberostalpin – Choč – Gemerides Mesozoikum |
|  | Tatriden |  | Periadriatische Eruptiva |
|  | Unterostalpin – Krížna u. Veporiden |  | Dinariden |
|  | Mitteloostalpin: Kristallin u. Quarzphyllit | | |



Tektonische Karte des Tauernfensters

A. TOLLMANN 1961



ra ALLUVIUM

MITTELOSTALPIN am HOCHRAND UND IM INNEREN

MESOZOIKUM

KRISTALLIN

UNTEROSTALPIN

DECKENBEZEICHNUNG IN DEN RÄUMLICHEN TAUREN:

- Q QUAREPHYLIT-DECKE
- K KESSELSPIZ-DECKE
- P PÄLZLING-DECKE
- L LANTENFELD-DECKE
- H HOCHFELD-WERBENECK-D.
- S SPIEIERECK-DECKE

UNTEROSTALPIN

- MATREIER SCHUPPENZONE
- PERMOMESOZOIKUM
- ALPINE VERRUCANO-ZONE
- PALÄOZ. QUAREPHYLIT
- TWENGER KRISTALLIN

KLAMMKALKZONE

- KLAMMKALK u. -SCHIEFER (JURA)
- DECKE DER OBEREN SCHIEFERHÜLLE
- SCHWARZPHYLIT (RAURISER PHYLIT)
- KALKGLIMMERSCHIEFER
- BÜNDNER SCHIEFER i. d. NACHTRIAS
- PERMOTRIAS
- GNEISSPÄNE

PENNIN

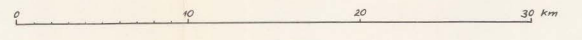
DECKE DER UNTEREN SCHIEFERHÜLLE

- BÜNDNER SCHIEFER (NACHTRIASISCH)
- PERMOTRIAS
- PERMOMESOZOIKUM IN HOCHSTEGENFAZIES (W)
- PALÄOZOIKUM UND NACHTRIAS, umgedreht
- PALÄOZOIKUM, UNTERGEORDET KRISTALLIN
- GNEISSPÄNE

KERNE

- PERMOMESOZOIKUM IN HOCHSTEGENFAZIES
- RANDGNEISS, ALTKRISTALLIN
- ZENTRALGNEISS

MAßSTAB 1:200.000

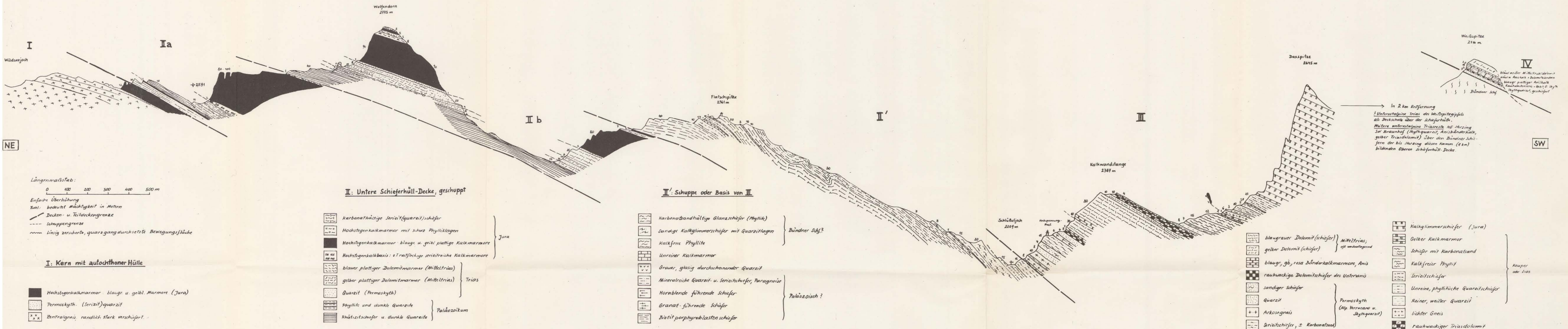


MITTEL OSTALPIN

MITTEL OSTALPIN

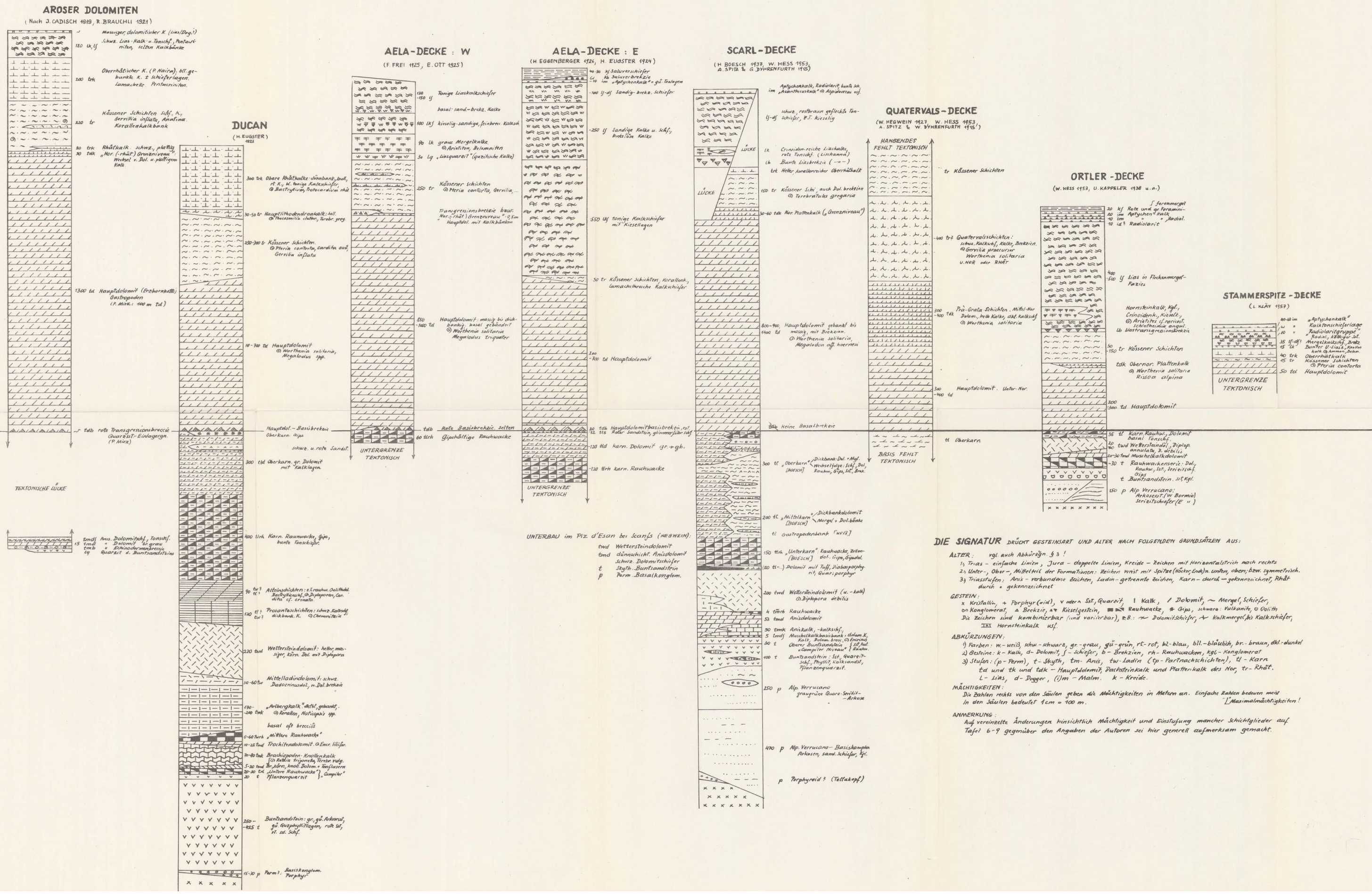
OBEROSTALPIN

MITTEL OSTALPIN



Das mittelostalpine Mesozoikum in den Ostalpen - W

A. TOLLMANN 1960



Das mittelostalpine Mesozoikum in den Ostalpen - E

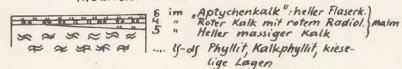
A.TOLLMANN 1960

(Signatur und Anmerkungen siehe Tafel 6a)

SERLES

(F. FRECH 1905, G. MUTSCHLECHNER 1957, O. SCHMIDEGG 1954, A. TOLLMANN 1959)

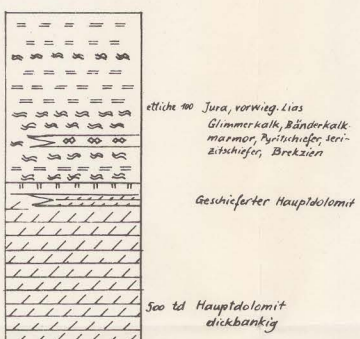
MULSCHROFEN:



SERLES:

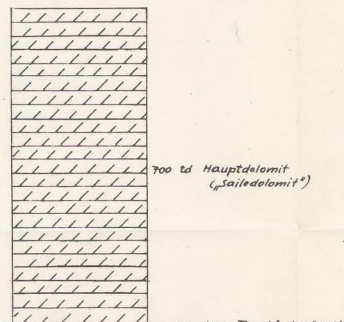


TRIBULAUN (H. DÜNNER 1934)



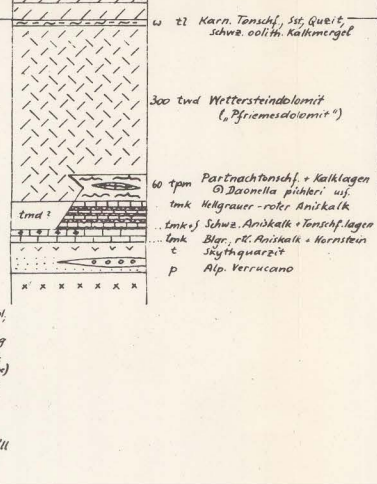
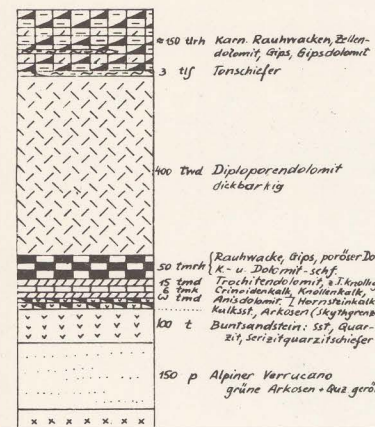
KALKKÖGEL-NE

(B. SANDER 1915, A. SPITZ 1919, A. TOLLMANN 1959)



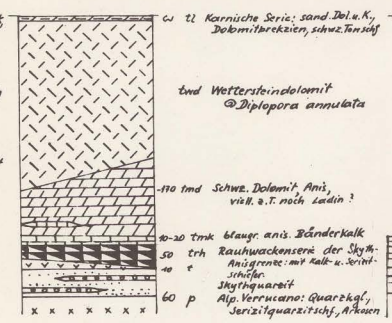
JAGGL

(W. HAMMER 1911, U. KAPPELER 1938)

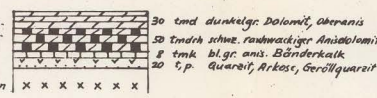


MAULS-STILFES

(M. FURLANI 1928, A. TOLLMANN 1959)

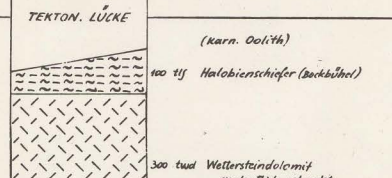
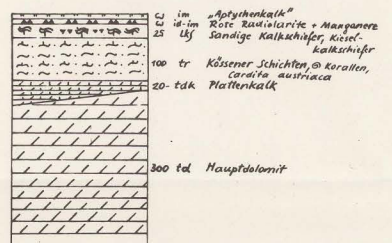


KALKSTEIN (A. TOLLMANN 1959)



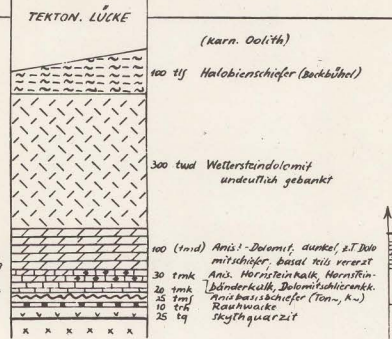
STANGALM-FLATTNITZ

(K. HOLDHAUS 1921, H. STOWASSER 1956, A. TOLLMANN 1958)



THÖRL

(A. TOLLMANN 1959)



Die lombardische Entwicklung des Mesozoikums

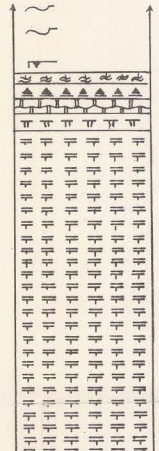
(Signatur und Anmerkungen siehe Tafel 6a)

A. TOLLMANN

BERGAMASKER ALPEN - W

Abschnitt E Lago di Lecco

Nach A. DESIO 1929, R. STAUB 1950, Ed. TRUMPY 1930



kr Scaglia, höhere Unterkreide
i-kn Majolica (TITHON-BARRÈME) hornsteinführender dichter Kalk
id-im Radiolarit u. Aptychenkalk (BAZ-TITA)
ii-id Ammonitico rosso (TOARC-BALEN)
Lk glimmerfüh. Kalk (DOMÈR)

Lk Lombardischer Liaskalk: Kalk, Kieselkalk, Hornsteinkalk, auch Riffkalk

75 trd Conchodolomit (O. Rhät)

450 tr' Mittelrät: Küssener Schichten

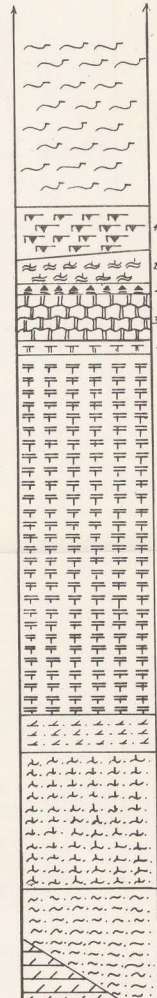
220 tr Küssener Schichten (Contortaschichten)

1000 tdk Hauptdolomit, hellgrau, dickbankig
Worthenia solitaria, Megalodus guembeli, M. M. triquetra

BERGAMASKER ALPEN - Mitte

Bes. Abschnitt Val Brembana

Nach U. & M. DE SITTER 1919



kr Scaglia - Flyschfazies
Mgl., Sst., Schf., Pflanzreste

100 m-kn Majolica: weißer Foraminiferenkalk mit schwarz Radiolarite

15-65 im Aptychenkalk: rote u. grüne Mgl.

20 id-im Roter Radiolarit

30-100 lk-id Ammonitico rosso: rote Mergel mit Kieselkalk (Ammoniten)

30 Lk Domer-Kalk: hell, gr., u., rosa Kieselige K.

80 Lk Lombardischer Liaskalk: schwarz, dkl. bl. Kalk mit Hornsteinlagen SINEMUR

80 trd Conchodolomit (O. Rhät) Dachsteinfazies: Dol. + K.

300 tr Küssener Schichten (Karpatische Faz.), M. RHÄT; Korallen, Terebratula gregaria, Solithalk.

220 tr Küssener Schichten (Contortaschi.) u. RHÄT (Schwäbische Fazies). Schwarze Schiefer u. Kalk. Avicula contorta

1500 td Hauptdolomit (NDR): gr., zuckerartig, oft brekziös. Worthenia solitaria, Megalodus guembeli, M. triquetra, Gyroporella vesiculifera, Grippoporella curvata

100 etk Oberer Raiblerkalk: grbl., geschl., brecc. K., grüne Tuffsandsteinmergel
[tuff] Raubwacke darneben: röt., gelb., tektonisch ausgestaltet.

150 ets Raibler Sandstein: röt., gelb., feinkörnige Sst., Mgl., tuffigere rote Sandsteine, spärli. Dolomit

200 etk Unterer Raiblerkalk u. -dol.: 20-50 m grüne K., Dol. Myophoria hferst. K. u. Dol. mit Myophoria whatleyae, Gervillia bipartita. Graubi. (Hornsteinbänder-)Kalk. 20-50 m plattiger, reiner Dolomit

0-800 twk Esinokalk: normal, weißes geschichtete K., auch: blaugr. -schwa. K. mit Lamachelle. Diplopora annulata, Amphalopt. Proteroceras trigonella, Terebr. vulgaris, Daconella lomelli

1000 twk Esinodolomit Diplopora annulata, Amphalopt.

400 twk Wengenerschichten: K., Mgl., Tuffit Posidonomya wengensis

100-180 twk Ladin. Perledo-Varenna-Plattenkalk. (40 m anisische u. bituminöse)

twk Calimerokalk: Skarallen

twk Buchenstein Kieselkalk

20 twk Buchenstein Pietra verde, Tuff Trindodus-Schi. (K., Mgl.) Grapt. Trindodus Recoaro-Kalk, knoll. Brachiopodenkalk Spirigera trigonella, Terebr. vulgaris

150 twk Gracilis-Schi.: gbb. sand. K., gelbbraun. Dol., Sst.

30-50 t Mendoladolomit (Anis) Diplopora philosopi

50-100 t Raubwackendolomit: unreine Raubwacke, gl. Dol., Sandsteinlagen (Servino Sst.) DVTM

200 t Servinosandstein: rote, gelb., glimmerige Karbonatsandsteine. Pflanzreste.

200 t Skyth. Sandstein u. Konglomerat

150 p Grädener Schichten mit Porphyrr. naltigen roten Konglomeraten

20 p Permischer Quarzporphyr Attkristallin

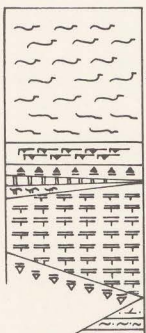
0-200 p Carona-Schichten (U Perm): geschichtet, e.T. sandige Schf.

0-500 p Vulkanite: Vulkan-Sst., Tuff, Porphyre; Kgl.

50 p Unterperm. Basalkonglomerat mit Untergrund-Komponente, Porphyrr., Sst.

TESSINER KALKALPEN LUGANERSEEGBIET

Nach J. CADISCH 1953, A. FRAUENFELDER 1916, R. STAUB 1950, A. WIRZ 1945



300 kr Kreideflysch: Scaglia (APT-CENOMAN)

Schichtdicke
50 kn Majolica (TITHON-BARRÈME) Hornstein
30 id-im Radiolarit (BAZOC-KIAMMERIDES)
Ammonitico rosso (TOARC-BAZOC)
Rote glimmer. Mergelkalk (DOMÈR)

250 Lk Lombardischer Liaskalk mit Echindermenbrekzie

Lb Bunte Liastransgressionsbrekzie in Merlobazozois

80 trd Conchodolomit (O. RHÄT)

tr Küssener Schichten

400 td Hauptdolomit: dklgr. - h. gr., gebankt Worthenia solitaria

60-150 et Bunte Raibler Schichten: Dol., Dol.-Mgl., Dol.-Brecc., Kalk Sst.; rote Mgl., Gips, Raubwacke

600-700 twd Schlierdolomit (Esinodolomit, Saltratedolomit)

500 twk Oberer Meridokalk: Bitum. K., K.-Mgl. (spp. v. O. Wengener, Cassinier Schi. u. Unterer Raibler Schi.) Posidonomya wengensis

40-80 twk Unterer Meridokalk: schw., plattige Kalkschf. (Calp. Wengener Schi.) Protrachyceras archelaus

t Tuff

tmd Mendoladolomit u. Diplopora

50 tmd Anis dunkler Plattendolomit

20 t Campifer Schi.: R. Mgl., Sst., Mgl., Dolomitlagen. Myophoria castata, M. laevigata

30 p Grädener Schichten: Quarzporphyr

300-900 Porphyrit, basal wenig Tuff

Unterperm. v. Manno: Kgl., Sst., Mgl. v. perm. Karbonat

Basis: Altkristallin

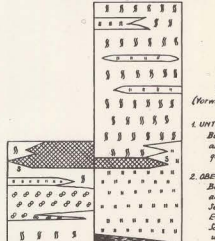
Fazienquerschnitt durch das Mesozoikum im Mittelabschnitt der Ostalpen

A. TOLLMANN 1960

PENNIN

TAUERNFENSTER

HUTTEN + GARTENHUTTEN
JURA stark schrägliegend!
N. Untere Schieferhülle-Decke
S. Obere Schieferhülle-Decke
(nach CORNEUS & GART 1951, G. KEMER 1957, G. FRASEL 1958
A. HOTTINGER 1955 u. eigenen Bestimmungen)



METADIAKONIE ZONE

(Vergleichen oder ausschließlich Jura)

UNTERE SCHIEFERHÜLLE-DECKE

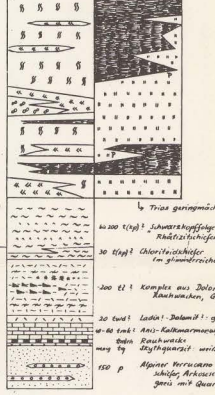
Bänderungsschieferung verjüngend
nach Schieferungsrichtung, Karbonat-
gneise und Breccien

OBERE SCHIEFERHÜLLE-DECKE

Bänderungsschieferung verjüngend
nach Schieferungsrichtung, Karbonat-
gneise (S) und Quarzite (Q)
Einschaltungen, Muscovit-
Schieferung (M), Quarzite, Quarz
wie in obiger, höherer Schieferung

HELVETIKUM

GREISTENNER ZONE + BUNTHÜGELSERIE
von E. KERNER
(nach R. JANDSCHER 1956, S. FREY 1952/1953/1957
und T. TRAUTW. 1949, 1949/50, 1950, 1951, 1952)



0 Untergrenze: Buntsandstein-Grauwacke

UNTEROSTALPIN

HOCHFELD-FAZIES

HOCHFELD-WEIDENECK-DECKE
(nach E. GART 1957, A. TOLLMANN 1958)

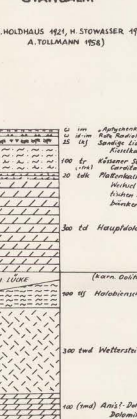


0-100 m Alpinen Hettangium (Perm.)
100 m Tauger Kristalle - Basis

MITTELSTALPIN

PLEISLING-FAZIES

PLEISLING-DECKE
(A. TOLLMANN 1958)



0-100 m Alpinen Hettangium (Perm.)
100 m Tauger Kristalle - Basis

OBEROSTALPIN (NORDALPINE FAZIES)

TIROLIKUM-STIRN: TRAUENSTEIN

(nach F. WEBER 1950)



TIROLIKUM-SÜDTEIL: TOTES GEBIRGE - SE

(G. BEYER 1951, A. TOLLMANN 1958)



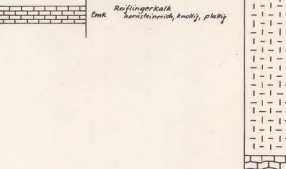
BAJUARIKUM

KREMSMAUER-VORBERGE
(G. TATINGER 1953)



STANGALM

(K. HÖLDOHN 1952, H. STOWASSER 1958,
A. TOLLMANN 1958)



0-100 m Alpinen Hettangium (Perm.)
100 m Tauger Kristalle - Basis

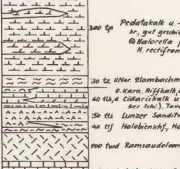
U. HALLSTÄTTER DECKE

(ZELAMBACH-FAZIES)



O. HALLSTÄTTER DECKE

(HALLSTÄTTERKALK-FAZIES)



DACHSTEIN-DECKE, S

DACHSTEIN-S
(G. GARTIS & E. KÖHLER 1954)



DRAUZUG

DOBRATSCH
(N. ANDERLE 1950)



0-100 m Alpinen Hettangium (Perm.)
100 m Tauger Kristalle - Basis

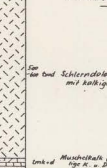
SÜDALPIN

KARNISCHE ALPEN

GARTNERFOPPEL
(N. ANDERLE 1950, F. HERTSCH 1943,
F. KÄHLER & S. FREY 1958)



OBERTALPIN IM BERGBOHRENTAL RAUM



TEXTONISCHE UNTERGRENZE



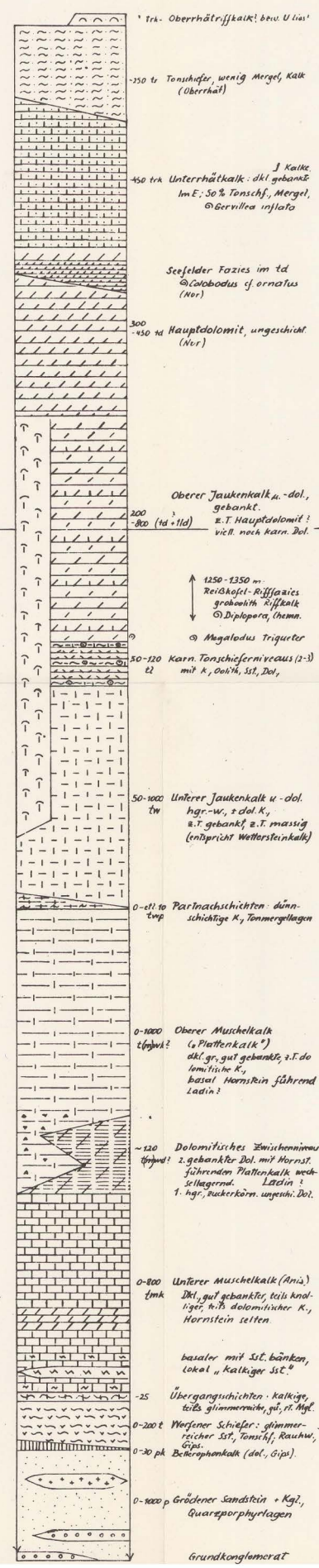
0-100 m Alpinen Hettangium (Perm.)
100 m Tauger Kristalle - Basis

Das nordalpine Mesozoikum in den Zentralalpen und an ihrem Südrand

A. TOLLMANN 1960

(Signatur und Anmerkungen siehe Tafel 6a)

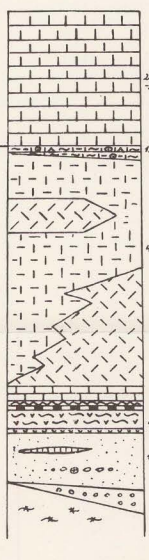
WESTL. GAILTALER ALPEN (Nach R.W. v. BEHMELEN, 1957)



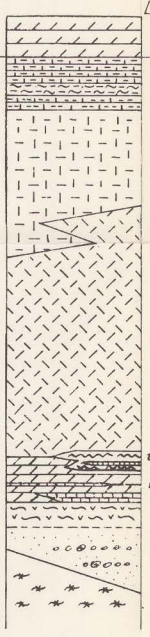
LIENZER DOLOMITEN (M. CORNELIUS-FURLANI 1953) Mächtigkeiten nicht angegeben

- NEOKOM: Schwarze Tonschf., Sst., flyschartige sandige Schl., Keruanti.
- MALM: Aptychenkalk, S. u. und rll. dünn-schichtige Kalk mit Hornstein
- M. LIAS: Kalk, rote Mergel
- U. LIAS: Basaltbrekchie d. roten K. gebankte Kalk, z. Kieselagen, z. Kieselknollen Ammoniten
- RHÄT: Oberhätter heller Riffkalk Dkt. gr. fossilreiche Kalk und Schiefer
- NOR: Hauptdolomit hell, gebankt, basal brekchiös
- KARN: Cardita Schichten: Wechselfolge von dünn-schichtigen und dickbankigen Kalken u. schw. Schiefer. 15m. (bzw. mehr mehrere Tonschf. bänder im Dolomit)
- LADIN: Wettersteindolomit hell, gut gebankt mächtig
- ANIS: Gutensteinerkalk, dkt. im W. glimmerreiche Mergel mit Brachiopoden
- SKYTH: Werfener Schichten in Spuren.
- PERM: (Bellerophonkalk fehlen) Gröden Sandstein mit Quarz- und Porphyrgestein Grundkonglomerat mit eckigen Komp. Krüfallner Sockel u. Phyllite

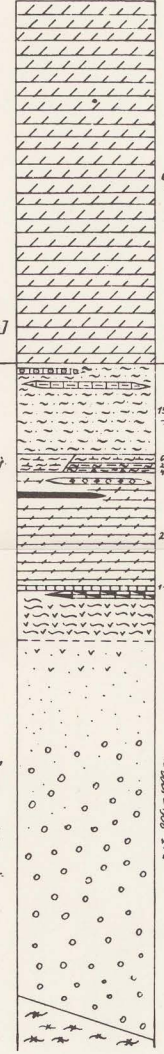
DOBRATSCH (Nach R. ANDERLE 1950)



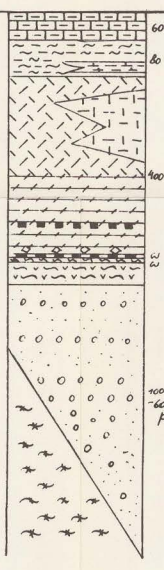
N-KARAWANKEN: FERLACHER HORN (Nach S. PREY 1958)



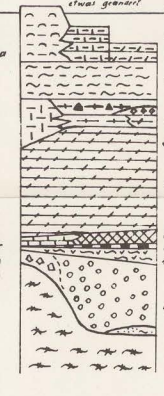
EBERSTEIN (Nach F. SOLYDM 1942)



GRIFFEN (Nach P. BECK-MANNAGETTA 1953) etwas abgeändert



ST. PAUL (Nach P. BECK-MANNAGETTA 1955) (H. BECK 1929, H. HÖFER 1934) etwas geändert



NNE

SSW | NNW

SSE

Eferding (Wels) Traunstein E Hohe Schrott Saarstein Dachstein Ennstal Seekarspitze Radstädter Tauern Königstuhl Westl. Gurktaler Alpen Gerlitzen Rosegg Westl. Karawanken

