

Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens *)

Von Alexander TOLLMANN **)

Mit 11 Abbildungen

L. KOBER gewidmet,
der uns lehrte, die ozeanische Dimension
der Tethys zu sehen und in der Orogenese ein kosmisch-geologisches Ereignis
planetarischen Ausmaßes zu erkennen.

Zusammenfassung

Die vorliegende Studie zeigt zunächst, daß die Breite der Geosynklinale, die sich bei Abwicklung des Deckenbaues der Ostalpen ergibt, in den letzten Jahren durch sechs Gruppen von Erkenntnissen in unserer Vorstellung eine weitere wesentliche Zunahme erfuhr, sodaß man heute mit einer ursprünglich an die 1000 km heranreichenden Breite des jetzt 150 km breiten Gebirges rechnen muß – eine kräftige Befürwortung der mobilistischen Vorstellung der Plattentektonik. In einem historischen Abschnitt wird gezeigt, daß auch vor Einsetzen des modernen plattentektonischen Begriffsinventars in den Ostalpen von einer Reihe von Autoren derartige Gedanken entwickelt und angewendet worden waren, allerdings noch mit eigenständiger Nomenklatur, der in vielem die Priorität gegenüber modernen Ausdrücken gebühren würde.

Im Hauptabschnitt werden plattentektonische Fragen der Ostalpen behandelt. Die Krustenverdünnung auch im Ostalpin wird zur Begründung der spezifischen aristogeosynklinalen Faziesausbildung, die bei rascher Subsidenz vor sich gegangen ist, wahrscheinlich gemacht. Für das Aufreißen der kontinentalen Kruste und Ozeanbildung in der penninischen, eugeosynklinalen Zone während des Jura und der Unterkreide werden echte Riftsysteme verantwortlich gemacht. Die für die Existenz von Subduktionszonen in der Ära der Orogenese sprechenden Fakten werden zusammengestellt, das Einfallen der Subduktionszonen gegen Süden und nicht gegen Norden belegt, die verschiedenen Flysche und ihre Position werden ebenso wie die Metamorphose in Zusammenhang mit der Subduktion gebracht. Einige wenig beachtete bruch- und drifttektonische Phänomene der Jungentwicklung der Ostalpen und der angrenzenden europäischen Platte werden heraus-

*) Beitrag Nr. 37 zu Projekt 2778 des Hochschulschwerpunktes N 25 „Tiefbau der Ostalpen“.

**) Adresse des Verfassers: Prof. Dr. Alexander Tollmann, Institut für Geologie, Universität Wien, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

gearbeitet, so besonders das durch Rifting entstandene Grabenbruchsystem im Raum des Wiener Beckens und die über 150 km weite Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht.

In einem letzten Kapitel wird die Eigenart der Plattentektonik im Westabschnitt der Tethys klargestellt: Die bisherigen Bilder haben fast stets zu wenig auf die jetzt sichtbaren Gebirgzusammenhänge Rücksicht genommen, besonders die Trennung von Nord- und Südstamm dieses Kettengebirges; deren Vergenzen sowie ihre gewaltigen Überschiebungsbeträge wurden bisher zu wenig im plattentektonischen Schema eingebaut. Unter Berücksichtigung dieser Gegebenheiten, der Ophiolithzonen, Metamorphoseerscheinungen, vor allem auch der Sedimentfazies etc. zeigt sich die Tethys als ein in bezug auf Untergrund und Fazieszonen komplexes Meeresgebiet, das sich mit typischen Tethys-Sedimenten in der Trias bis zum Rifbogen erstreckte und im Jura über Mittelamerika bis zum Pazifischen Ozean gegen Westen hin verlängerte. Im mediterran-vorderasiatischen Raum hat sich in Jura/Kreide eine etwa 8000 km lange zentrale Platte kontinentaler Kruste als Zwischenkontinent zwischen Eurasien und Afroarabien herausgebildet, im Mittel über 1000 km breit, die hier als „Kreios“ bezeichnet wird. Diese vielfach flach überflutete Kreiosplatte war von einem Nord- und Südarms von ozeanischer Tethys begleitet, von deren Boden Ophiolithreste im Nord- und Südarm untergeordnet erhalten sind. Im Zuge der jungkretazisch-tertiären Orogenese wurden diese Ozeanstreifen verschluckt, die Ränder der Eurasiatischen Platte und von Afrika, Arabien und Indien schließlich unter die zu gewaltigem Deckenstapel zusammengestauchten Randzonen des Kreios-Kontinentes subduziert, welcher selbst hierdurch auf einen so geringen Bruchteil seines einstigen Ausmaßes reduziert worden ist, daß er bis heute nicht als individuelle Einheit erfaßt worden war.

Der Typus der Subduktionsstruktur dieses mediterranen Orogens kann als konvergierende Doppelsubduktion beschrieben werden, wobei sich die gegeneinander geneigten, beiderseits unter den hierbei sich verschmälernden Kreios-Streifen einfallenden Subduktionszonen abschnittsweise in der Tiefe treffend verteilen.

Summary

In an introductory paragraph, the paper describes a series of discoveries made during the last years in the Eastern Alps; they lead to the conclusion that the original breadth of the alpine geosyncline in this region approached 1000 km. There follows a passage dedicated to the history of the problem, which reveals that many of the ideas about plate tectonics were already familiar to men like AMPFERER, SCHWINNER, KRAUS etc.; the terminology they applied to studies in the Eastern Alps was different but by no means unsuitable; in many cases they have priority claims by rights.

The main chapter of this study finally turns to deal with basic questions of plate tectonics in the Eastern Alps; the specific facies of an aristogeosynclinal type developed through attenuation of the continental crust of the Austroalpine unit in Triassic times. The formation of ocean-crust in the eugeosynclinal Penninic trough which occurred in Jurassic and Lower Cretaceous times was caused by rifting; ample proof is found for the existence of large subduction zones in the

course of orogenesis during higher Cretaceous and Tertiary times. Such subduction zones were invariably directed towards the south, a fact for which there is also good evidence. The connection between subduction zones, flysch and metamorphism can be demonstrated. The existence of specific graben structures of great depth in Central Europe, of the Vienna Basin and the Rhine Graben type shows this plate to have been rifted in a west-east direction in younger times.

The closing chapter points out that during a considerable period of the Mesozoic era, "Kreios" (nov. nom.), a continent predominantly inundated by a shallow sea, about 8000 km long and about 1000–1500 km broad, extended, in the Tethys area, between Gondwana and Eurasia, from the western Mediterranean region to Afghanistan, being bordered by oceanic troughs both to the north and the south. Ophiolite remains as a trace of the oceanic crust that made up the bottom rock of the troughs north and south of Kreios. The Tethys Zone as a whole consisted of a number of special facies types (and later tectonic systems) such as the miogeosynclinal shelves of the foreland-plates Eurasia and Gondwana (e. g. Helvetic system), the eugeosynclinal Penninic system with oceanic crust, the inner shelves constituted by the margins of the continent Kreios with attenuated sialic crust and aristogeosynclinal facies (e. g. Austroalpine unit) and remnants of continental crust in the core of Kreios (e. g. "Zwischengebirge").

The type of subduction system occurring in the Mediterranean ensemble is represented by a pair of convergent subduction zones, which meet in the deep and push against each other in certain sections.

Inhalt

I. Einleitung	294
II. Die jüngst erzielten Ergebnisse über Dimension und Gliederung der Geosynklinalen der Ostalpen als Basis plattentektonischer Überlegungen	295
III. Anmerkungen zur historischen Stellung der plattentektonischen Vorstellungen im Alpenraum	302
IV. Plattentektonische Fragen der Ostalpen	305
1. Die Krustenverdünnung in der Trias	305
2. Die großtektonische Zerlegung des Ostalpenraumes im Jura und in der Tiefskreide	307
3. Orogenese, Subduktionszonen, Flysch und Metamorphose in Kreide und Alttertiär der Ostalpen	311
a) Orogenese und Bewegung der angrenzenden Platten	311
b) Subduktionszonen	312
b1) Hinweise auf die Existenz von Verschluckungszonen (Subduktionszonen) in den Ostalpen	312
b2) Hinweise auf die Position und Verlagerung der Hauptsubduktionszonen	314
b3) Hinweise für die Einfallsrichtung der Hauptsubduktionszonen	314
b4) Flyschbildungen	316
b5) Metamorphose	319

c) Querzerrdriftung an jungtertiären Grabensystemen der europäischen Platte; Bruchtektonik	322
V. Anmerkungen zu plattentektonischen Fragen des mediterran-mesogäischen Raumes	329
1. Die heutige tektonische Struktur des mediterranen Gebietes	329
2. Bildung und Ausgestaltung des Tethysozeans	333
3. Der mediterrane Typus der konvergierenden Doppelsubduktion	342
Literatur	343

I. Einleitung

Die Alpen sind wohl das am besten durchforschte Gebirge der Erde, in dem Generationen von Geologen ihre Erfahrungen sammelten und Baustein auf Baustein zu einem Gebäude fügten, das Ordnung in die ungeheure Vielfalt der Formen brachte und die hinter den Erscheinungen stehenden Gesetzmäßigkeiten erfassen ließ. Der Weg der Forschung von Leopold von BUCH und Arnold ESCHER von der LINTH angefangen bis zur Gegenwart war voll von erhebenden Erkenntnissen und ebenso von schwer entwirrbaren Problemen, er lief in viele Seitenlinien, verlief sich aber doch nie endgültig, sondern sein Fortschreiten in der Zeit ist auch für den systematischen Skeptiker evident: Die gravierenden Probleme wurden und werden mit dem weiten Fortschritt der Spezialkartierung und regionalen Kenntnisse, mit dem Aufbau und Ausbau der Stratigraphie, der Metamorphoselehre samt radiometrischer Altersbestimmung und in tektonischer Hinsicht vor allem durch das Instrument der Deckenlehre, das uns die Großzügigkeit des Baues in seinen Grundlinien erst schauen lehrte, gelöst. So wurden die Alpen in vieler Hinsicht Musterbeispiel für den Gebirgsbau der Kettengebirge der Erde schlechthin und man versuchte mit mehr oder weniger Erfolg die Bauprinzipien dieses Gebirges in anderen Deckengebirgen der Erde – auch voralpidischer Prägung – wiederzuerkennen. Allein schon bei diesem Unterfangen zeigte sich, daß wohl im mediterranen Gebirgssystem weithin enge Parallelen mit den Bauprinzipien der Alpen bestehen, daß daneben aber ganze Gebirgsketten der Erde, wie etwa die Anden, durchaus keinen solchen engen Vergleich bestehen können.

Hier gibt nun die nächste Stufe der großtektonischen Erkenntnis, die Plattentektonik, klare Antwort auf die soeben angeschnittene Frage. Es besitzt der mediterran-mesogäische Gebirgsstrang ein vom übrigen Deckenschema der Plattentektonik abweichendes Prinzip der neuen Globaltektonik, das die Ursache für die spezifische, hochkomplizierte Gestaltung der Kettengebirge dieses Stranges bildet, das bisher noch nicht herausgearbeitet worden ist, und im folgenden zur Darstellung gelangen soll. Es ist das Prinzip des großdimensionalen *gedoppelten Riftsystems und der damit verbundenen konvergenten Subduktionszonen*, das schließlich zur Bildung des zweiseitigen Gebirgsbaues führte, auf den zuerst für dieses mesogäische System L. KOBER aufmerksam gemacht hat, was in den modernen Versuchen der plattentektonischen Deutung dieses Raumes – wahrscheinlich auf Grund der in Deutsch geschriebenen Arbeiten und Bücher KOBERs – bei den vorwiegend nicht deutschsprachigen

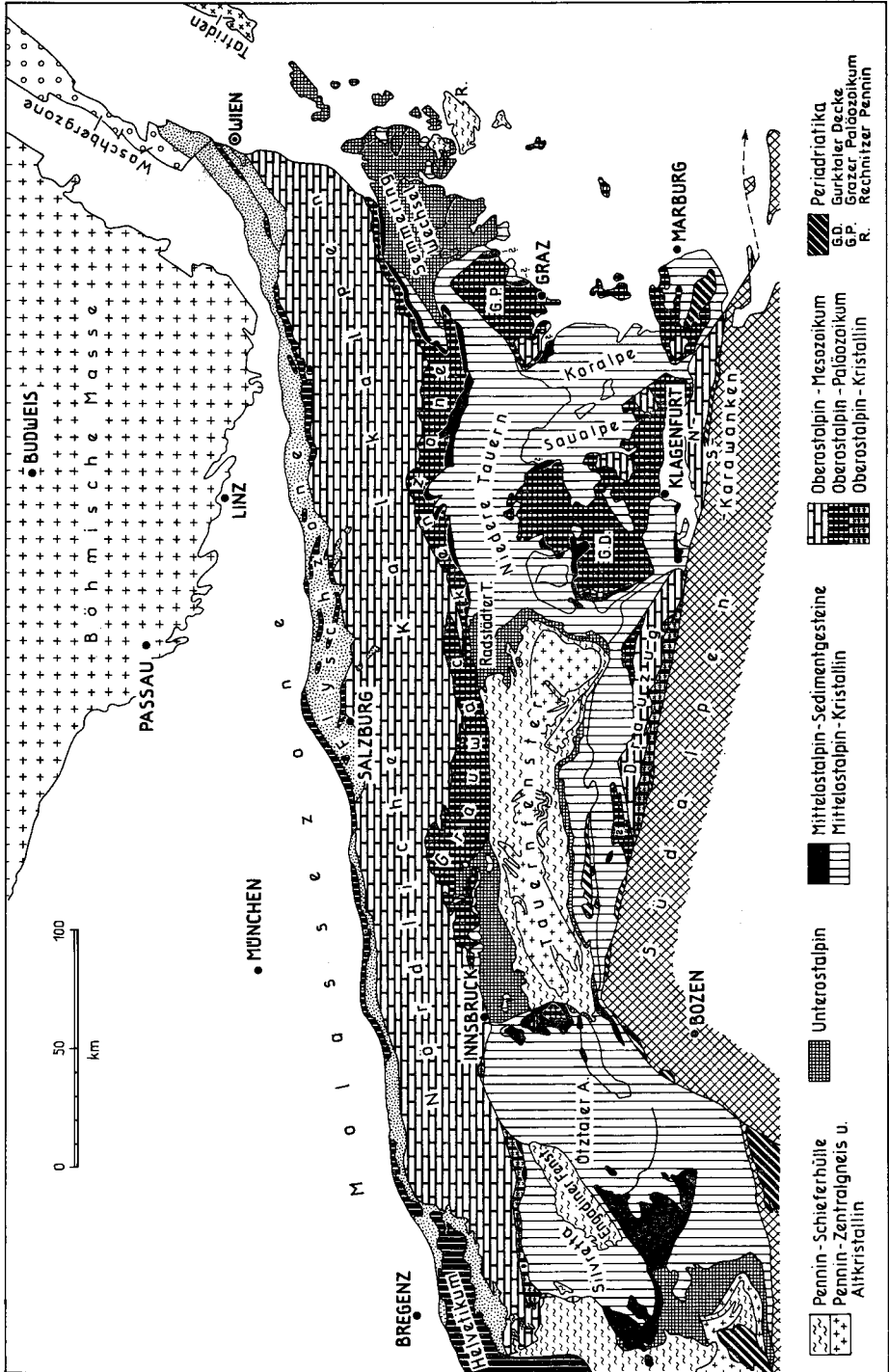
globaltektonischen Analysen wohl aus Sprachschwierigkeiten heraus untergegangen war. (Das im folgenden gezeichnete Bild mag zunächst dem Prinzip nach dem Doppelorgon E. KRAUS' mit der doppelten Verschluckungszone ähnlich sehen, das E. KRAUS ja auch aus der alpinen Struktur abgeleitet hatte und dann darin ein weltweit gültiges Prinzip zu sehen glaubte, allein sowohl die Basis dieser Auffassung, bei der die Doppelnarbe in den Nordstamm – im alpinen Beispiel mit einem Ast etwa unter den Südrand der Kalkalpen – verlegt worden war, als auch die über den angemessenen Raum hinausgehende Verallgemeinerung zu einem Grundprinzip des Gebirgsbaues sind heute hinfällig geworden.)

Im folgenden wird es nötig sein, vor Eingehen auf die plattentektonischen Eigenheiten und Mechanismen des Ostalpenorogens und seiner Stellung im mediterranen Raum die Neuergebnisse über den Bau der Ostalpen aus den letzten Jahren zusammenfassend zu referieren, um durch die Darlegung der heute erarbeiteten paläogeographischen Situation, der die bisherigen Vorstellungen noch weit übertreffenden palinspastisch ermittelten Breite der Geosynklinale dieses Gebirges und dem gegenüber früheren Vorstellungen noch weiter angewachsenen Ausmaß des orogenen Zusammenstaus die Basis für die daran anschließenden plattentektonischen Erörterungen zu schaffen.

II. Die jüngst erzielten Ergebnisse über Dimension und Gliederung der Geosynklinale der Ostalpen als Basis plattentektonischer Überlegungen

Die heutige Breite der Ostalpen beträgt rund 150 km. Mit Bekanntwerden des gewaltigen Deckenbaues der Alpen hat man Berechnungen über die Breite der alpidischen Geosynklinale dieses Raumes nach Abwicklung der Decken angestellt. Die Berechnungen bzw. Schätzungen der Geosynklinalbreite der Alpen ergaben Werte von 300 km (R. STAUB, 1953, S. 38 f.), 450 km (J. CADISCH, 1956, S. 46), 500–800 km (R. TRÜMPY, 1958, S. 88). L. KOBER hatte 1955 (S. 13, 316, 342) für die Ostalpen eine ursprüngliche Breite von 300 km vom Rand des Helvetikums bis zur Alpin-dinarischen Grenze veranschlagt, für die Westalpen (S. 331) nur 270 km. Die Schätzung von KOBER, der trotz allen Maßhaltens in seiner Zeit als „Ultranappist“ deklariert wurde, liegen deshalb so niedrig, da er bei der damals noch allgemein vorherrschenden Kontraktionstheorie als Antrieb der Gebirgsbildung mit Recht nicht über ein gewisses Maß an möglicher Kontraktion in der Zeiteinheit hinausgehen konnte. Bereits mit der Erfassung einer neuen, weiteren tektonischen Großenheit in den Ostalpen, dem 1959 vom Verfasser abgegliederten Mittelostalpin, ergab sich aber eine Abwicklungsbreite allein des Nordstammes der Ostalpen von 600 km (A. TOLLMANN, 1963, S. 183) – damals für viele aus dem gewohnten Mechanismus heraus nicht erklärbar und abgelehnt, heute durch die Etablierung der Plattentektonik sehr gut verständlich.

In der Zeit nach dieser in der „Ostalpensynthese“ (1963) bereits in der Vorstellung vorgenommenen nötigen bedeutenden Vergrößerung des Geosynklinalraumes der Ostalpen sind nun in den letzten Jahren bei neueren Untersuchungen immer weitere Fakten im Bau des Gebirges selbst bekannt geworden, die auf eine immer weitere Vergrößerung des Ablagerungsraumes hinzielten, sodaß derzeit dem Verfasser (1977, S. 4 f.) eine Breite bis an die 1000 km nicht mehr als zu groß erscheint.



Folgende Fakten sprechen für die Wahrscheinlichkeit solcher gewaltigen Breiten des Raumes der Ostalpen bzw. bestätigen manche angezweifelten älteren Angaben über den gewaltigen Deckenbau dieses Gebirges (Abb. 1).

1. Der Beweis der vielfach von deutscher Seite bzw. wenigstens für deutsches Territorium angezweifelten bedeutenden Überschiebung der *Molassezone* durch den Alpenkörper ist heute vielfach erbracht. Es seien hier nur zwei Belege hierzu in Erinnerung gerufen: Die Tiefbohrung Urmannsau 1 bei Kienberg der ÖMV-AG (A. KRÖLL & G. WESELY, 1967), die in den niederösterreichischen Kalkalpen abgeteuft worden ist, hat 14 km südlich des Nordrandes der Flyschzone nicht nur die autochthone oberoligozäne Molasse auf dem Sockelkristallin der zutiefst noch ab 3015 m angefahrenen Böhmisches Masse durchörtert, sondern auch noch obereozäne bis unteroligozäne Molasseschürflinge innerhalb des Helvetikums im Liegenden von Flysch und Kalkalpen nachgewiesen, sodaß man den tiefsten Teil des Molassetroges noch weit unter den Alpenkörper gegen Süden hin zurückverlegen muß, um diese nordverfrachteten Späne beziehen zu können. Als zweiter Beweis sei nur noch das refraktionsseismische Profil des Alpenrandes im Meridian Rohrdorf/Bayern und Kufstein erwähnt, nach dem die Nördlichen Kalkalpen hier von einem z. T. rund 4 km mächtigen Gesteinskörper mit wesentlich geringerer Longitudinalwellengeschwindigkeit bis etwa 15 km hinter die Kalkalpenstirn zurück unterlagert werden, dessen Verhalten mit dem der Molasse (und Flysch) übereinstimmt (G. ANGENHEISTER et al., 1975, S. 97, Abb. 13).

2. Das weite Zurückreichen des *Helvetikums* unter den Kalkalpen und weiter gegen Süden ist heute nicht nur aus der Sicht der alpidischen Serien zu belegen, sondern kam jüngst auch durch neue Gesichtspunkte bezüglich des kristallinen Untergrundes zum Ausdruck. G. FRASL (Koll. Salzburg 1978) konnte zeigen, daß in den im Helvetikum auftretenden, vom Untergrund losgerissenen Blöcken von St. Gilgen im Westen über Buchdenkmal und Schaitten in der Mitte bis in den Raum Neulengbach im Osten ein spezifischer Typus von Pumpellyit führendem Quarzdiorit aufscheint, sodaß man in der Heimat des Helvetikums bereits südlich jenseits der gegen SW unter die Alpen hineinstreichenden verschiedenen Zonen der Böhmisches Masse angelangt ist, in einem Areal also, das in der erwähnten Längsrichtung weithin eine riesige Intrusion in Form dieser Quarzdiorite aufweist, vergleichbar bestimmten Typen aus den penninischen Zentralgneisen.

3. Die große ursprüngliche Breite der *Flyschzone* ist mindestens seit der Wiederbestätigung des von R. BRINKMANN (1936, S. 438 ff.) entdeckten Flyschfensters von Windischgarsten durch S. PREY et al. (1955, 1959) in das Bewußtsein der Fachwelt gedrungen. Heute kommt durch die Untersuchungen von P. FAUPL (1975, S. 537; 1976, S. 468) im Flysch-Wienerwald eine noch viel größere nötige ursprüngliche Breite dieser Flyschzone zum Ausdruck: Hier mußte nach der Detailuntersuchung neben einem nördlichen Kahlenberger Teiltrog aus Gründen unterschiedlicher Materialanlieferung nach dem Schwermineralgehalt jen-



Abb. 1: Der tektonische Bau der Ostalpen nach A. TOLLMANN, 1977, Abb. 1. Das Pennin zieht in der gesamten Länge der Ostalpen bis über die Rechnitzer Schieferinsel hinaus durch, sodaß keine Abnahme der Überschiebungsbeträge gegen Osten eintritt.

seits einer zu fordernden Kaumberger Schwellenzone in der Oberkreide ein südlicher gelegener Kaumberger Trog mit der Fazies der Kaumberger Schichten aufgestellt werden, für deren distale Sedimenttypen bei einer Anlieferung des Materials von der Flysch-internen Kaumberger Schwelle im Norden (nach den Durchmessern der erforderlichen Tiefseefächer) eine Mindestbreite von 80–100 km zu veranschlagen ist, wobei aber noch immer nicht das „Süd“-Ufer dieses Flysch-teiltrog es erreicht ist.

4. Der in den sechziger Jahren von deutscher Seite in Abrede gestellte Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen (vgl. V. JACOBSHAGEN 1961 etc.) konnte durch zahllose Neueobachtungen von klein- und großtektonischen Elementen, besonders Faltenvergenzen, in den entscheidenden Abschnitten durch den Verfasser (1970, 1971) wiederum rehabilitiert werden, die Abfolge von Allgäu-, Lechtal-, Inntal- und Krabachjochdecke ist hier heute besser belegt denn je, sodaß damit die bekannten, entsprechend breiten Abwicklungsbeträge voll zur Geltung kommen.

5. In den Zentralalpen wuchs die Ablagerungsbreite des Raumes der Ostalpen in neuester Zeit zunächst in erster Linie durch den hier entschleierten bedeutenden, zuvor nicht in diesem Ausmaß geahnten Deckenbau im Penninikum des Tauernfensters: gewaltiger Deckenbau steckt in der früher als schlicht gedeuteten Schieferhülle mit der die Gesamtbreite des Tauernfensters einnehmenden Glocknerdecke bzw. Oberen Schieferhülldecke (vom Verfasser 1961 ausgliedert) und der besonders im Mittel- und Ostteil breiten Unteren Schieferhülldecke bzw. Rote Wand-Decke, deren stellungsmäßiges Äquivalent im westlichen Tauernfenster nach W. FRISCH (1977, S. 677) in Form der Wolfendordecke geringerer Breite besitzt. Darüber hinaus aber zeigt das tektonisch abgescherte altkristalline „Alte Dach“ des Zentralgneises wiederum besonders im östlichen Teil des Tauernfensters großzügigen Deckenbau (Storzdecke Ch. EXNER, 1971). Wickelt man auch diese Decke gegen Süden ab, so erscheinen darunter noch zwei Zentralgneiseinheiten, die höhere Gasteiner Decke im Osten bzw. Zillertaler Decke im Westen und die tiefere Gößgrabeneinheit im Osten bzw. die Granatspitzeinheit im Westen: Die Gründe für deren aller Deckennatur – gegenüber der früher nach der Zeit KOBERS eine zeitlang herrschenden Auffassung von autochthonen Zentralgneiskernen – wurden vom Verfasser im Jahr 1975a dargelegt. Dabei hat dieser Zentralgneis, der in Form von Faltenkernen in der Schieferhülle steckt, sicherlich nicht variszisch seine Deckenstruktur gegenüber der alten Schieferhülle erhalten und ist als Deckenbündel nur an der Basis des Gesamtkomplexes alpidisch allochthon, wie W. FRISCH (1976, S. 377) gegenüber dem Verfasser einschränken wollte, sondern wir haben genügend Indizien (zu junges Alter des Zentralgneises, Einbeziehung mesozoischer Schichten in ebendiesen Deckenbau östlich des Granatspitzkernes etc.) für einen alpidisch echten Deckenbau auch im Zentralgneis-Stockwerk ganz in der Art des Schweizer penninischen Faltendeckenbaues unter Einbeziehung von Gneiskernen, sodaß wir es z. B. im westlichen Tauernfenster mit mindestens zwei alpidischen Gneisdecken – der Granatspitzdecke und der Zillertaler Decke –, nicht nur mit einem alpidisch nicht deckentektonisch geteilten Block, also nicht mit einer „Venedigerdecke“ W. FRISCH (1976; 1977) zu tun

haben, d. h. also, daß nicht die Riffdecken im Sinne dieses Autors als variszische Struktur innerhalb einer solchen „Venedigerdecke“ zu deuten sind.

Die Breite der penninischen Geosynklinale im Bereich der zentralen Ostalpen im Raum des Tauernfensters war also nach Entschleierung dieses Deckenbaues in den „Zentralgneiskernen“, im altkristallinen Anteil und in der jüngeren Schieferhülle gewaltig. Hinzu kommt, wie vom Verfasser 1975a, S. 289, ausgeführt, daß an der Basis der Glocknerdecke Reste von echtem Ozeanboden mitgeschürft sind, sodaß wir hier den Hinweis auf eine einst wohl bedeutende Ozeanbodenzone im Südpennin erhalten, besonders wenn wir die kilometermächtigen basischen Laven der hiermit verbundenen Glocknerdecke mit ihrer gewaltigen Ausdehnung ins Auge fassen. Trotz aller Metamorphose sind ja von Ch. MILLER (Kolloqu. Salzburg 1978) in der nachtriadischen Schieferhülle jüngst noch gut erhaltene Pillow-Laven im Bereich der Bonner Matreier Hütte erkannt worden.

6. Eine weitere nicht unbedeutende Verbreiterung der zentralalpiner Geosynklinale ergab sich jüngst ferner im Bereich des *Unterostalpins* am Oststrand der Alpen im Raum des Semmering-Wechselsystems, wo eine weitere, tiefere unterostalpine Decke, nämlich die „Wechseldecke“ bedeutenden Ausmaßes erfaßt werden konnte. Im Jahre 1976 (S. 58 ff.) wurde vom Verfasser einerseits die bedeutende Breite der Unterlagerung der unteren Grobgneisdecke des Unterostalpins am Alpenostrand, der Kirchberger Decke, durch die Wechseleinheit in acht Fenstern zwischen dem Raum Eisenstadt und Bernstein im Sinne der Annahme von A. PAHR (1972, S. 254) herausgearbeitet und wurde andererseits die Allochthonie dieser Wechseleinheit durch Klarstellung der Unterlagerung durch die penninische Rechnitzer Serie im Bernsteiner Fenster und durch die tektonisch tiefere Position der Rechnitzer Serie gegenüber der Wechseleinheit auf Grund der Tiefbohrung Maltern (Daten bei A. PAHR, 1975, S. 494, Abb. 2) vom Verfasser im Jahr 1977 bewiesen. Hinzu kommt die Trassierung der penninischen Serpentinikörper aus dem Raum von Rechnitz mit Hilfe der magnetischen Suszeptibilität gegen Westen unter die Südflanke der Wechselkuppel, mit 3–4° gegen Westen abtauchend (G. WALACH, 1977a, S. 54). Es ergibt sich nach allem, daß der Wechsel keine Aufkuppelung des Autochthons darstellen, wie früher angenommen, sondern eine Decke bildet, von penninischer Rechnitzer Serie unterlagert, die zufolge der nunmehr aufgedeckten Fenster eine Mindestbreite von 50 km besitzt, um welchen Betrag etwa die alpidische unterostalpine Teilgeosynklinale in diesem Raum zu erweitern ist. Das lange Zeit in diesem Raum bestrittene Pennin von Rechnitz ist ja heute (1.) durch seine erwiesenermaßen das Unterostalpin unterlagernde Position, (2.) seine penninische Fazies der Serie und (3.) durch die aus Kalkschiefern gewonnenen kretazischen Mikrofossilien (H. SCHÖNLAUB, 1973) bekanntlich belegt. Obgleich auch in diesem Pennin aus dem Vergleich mit der intensiven Deckentektonik im Tauernfenster keine Autochthonie zu erwarten ist, kann hier mangels tieferer Aufschlüsse noch nichts über die Beziehung des Rechnitzer Mesozoikums zu seiner nicht aufgeschlossenen Unterlage ausgesagt werden.

7. Der bereits bei den älteren obigen Breitenberechnungen der Ostalpenabwicklung eingegangene zusätzliche gewaltige Betrag bei der Erfassung des 165 km weit vom Oberostalpin überschobenen *Mittelostalpins* soll hier nicht mehr besprochen werden. Es sei nur erwähnt, daß nach Detailuntersuchung von etlichen

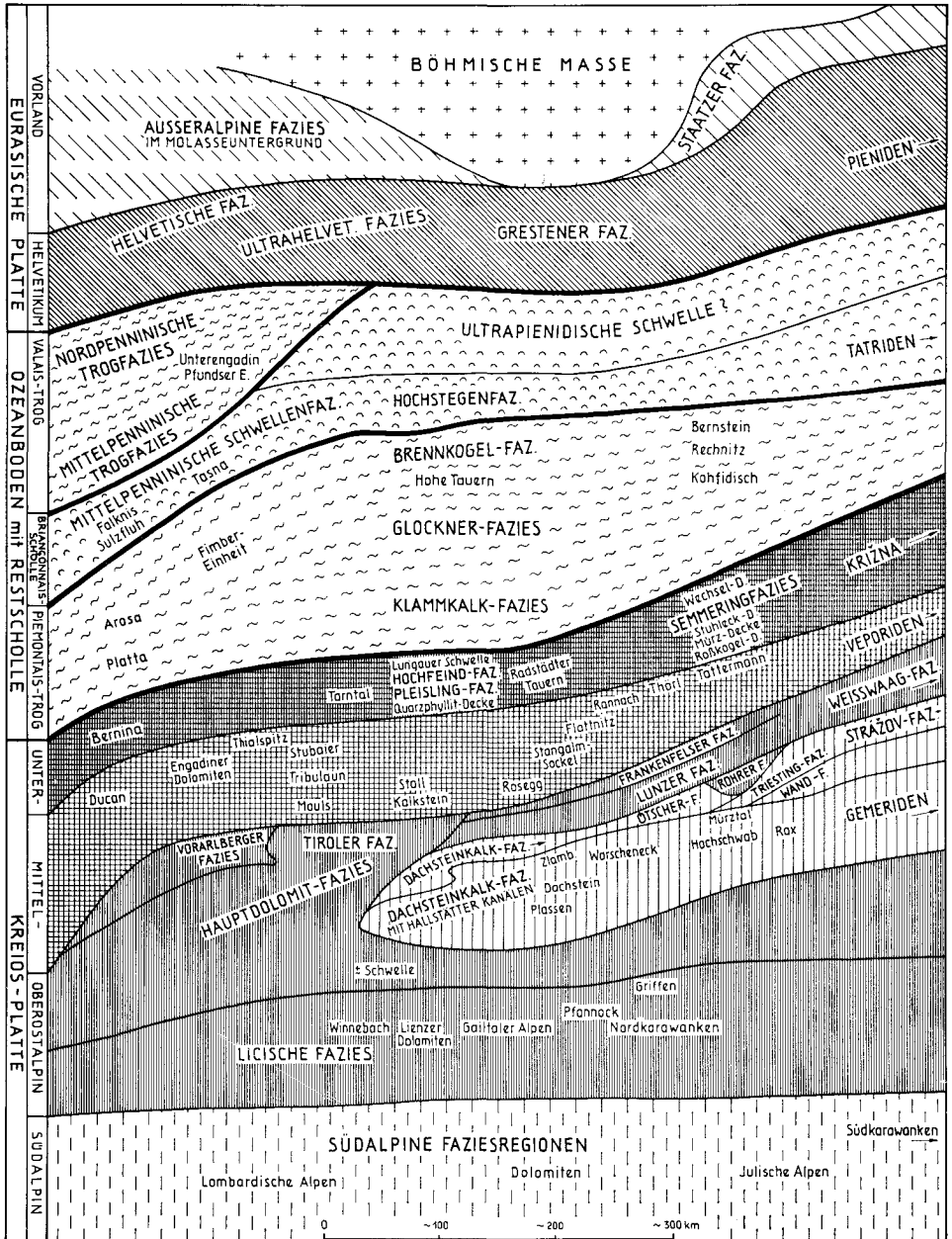


Abb. 2: Die Entwicklung des Deckenbaues der Ostalpen unter Eintragung der Fazieszonen und markanter Lokalitäten. Die sich heute hierbei ergebende Breite mag unter Berücksichtigung eines nicht unbedeutenden penninischen Ozeanbodens an die 1000 km heranreichen.

kritisch betrachteten Abschnitten dieser GroÙeinheit nun eine Reihe weiterer Argumente für die tektonische Selbständigkeit dieses Deckenstockwerkes vorliegt, worauf vom Verfasser in der Geologie von Österreic (1977, Bd. 1, S. 192 ff.) schon näher eingegangen worden ist.

8. Auch im Raum des Oberostalpins der Zentralalpen kam es mit der weiteren Erforschung des Stangalm-Mesozoikums zu einer abermaligen Vergrößerung des erforderlichen mesozoischen Ablagerungsraumes des Oberostalpins, wie vom Verfasser 1975b dargelegt. Es zeigte sich nämlich, daß die Fazies der Nördlichen Kalkalpen nicht nur vom mittelostalpinen Anteil des Stangalm-Mesozoikums nicht abgeleitet werden kann, sondern auch nicht etwa durch Gleitung vom Rücken der Gurktaler Decke hier zu beziehen ist, da auf dieser Decke eine permomesozoische Serie ebenfalls eigenständiger Faziesprägung liegt, die mit charakteristischen Schichtgliedern vom Grödener (Griffener) Sandstein aufwärts getrennt gehalten werden muß, sodaß man außer der nordoberostalpinen, kalkalpinen Fazies eine zentraloberostalpine und eine südoberostalpine (Licische Fazies, TOLLMANN 1978) unterscheiden muß.

Überblicken wir demnach die hier angeführten neuen, noch über die „Ostalpen-synthese“ von 1963 hinausgehenden Fakten, so zeigt der bedeutende Flächenzuwachs besonders im Flysch, im Penninikum, im Unterostalpin und Oberostalpin noch über die Erfassung des Mittelostalpins hinausgehend eine gigantische GröÙe des alpinen Geosynklinaltrogens an, wozu noch in neuerer Zeit die Erfassung weiterer, neuer zwischengeschalteter Sediment-liefernder subaerischer Schwellen während des Mesozoikums im Flysch (Kaumberger Schwelle, FAUPL 1975, S. 537), Unterostalpin (Lungauer Schwelle TOLLMANN 1977, S. 106), nördlichen Oberostalpin (S vom Roßfeld P. FAUPL & A. TOLLMANN 1979) und im südlichen Oberostalpin im Bereich der Licischen Fazies (N vom westlichen Drauzug O. KRAUS 1969, S. 132, 134) hinzukommt (Abb. 2).

Wenn man bedenkt, welch Zuwachs an Wissen, aber auch Zuwachs an tektonischen Einheiten sich seit der noch gar nicht so lange vergangenen Ära KOBERS und seinen im Vergleich dazu noch gemäßigten tektonischen Vorstellungen – die ungerechtfertigt auf so viel Widerstand und so viel Unverstand stießen – bis heute ergeben hat, staunt man, wie viel an GröÙe und Schönheit noch immer im geologischen Bau der Alpen verborgen war und ist. Noch in die Zeit des Versuches einer Restaurierung der Autochthonie in weiten Bereichen der Alpen von mancher Seite fiel die Erkenntnis der plattentektonischen Grundgestaltung der Erdkruste, die für den endgültigen Siegeszug der Deckenlehre genau so wesentlich war, wie der Zuwachs an Detailwissen um den großartigen Gebirgsbau der Ostalpen, der mit den modernen Methoden noch viel differenzierter als in der Vergangenheit zu erfassen war. Plattentektonik, die weite Palette der modernen Methodik und der rapide Zuwachs an Detailkenntnissen haben zusammen den Boden für das Verständnis des Allochthonie-Prinzips in unserem Gebirge geebnet und den letzten Versuch einer Rückkehr zu gebundener Tektonik hinweggefegt. Rascher als in den vorigen Generationen, wo die Anerkennung des Tauernfensters über ein halbes Jahrhundert hin erkämpft werden mußte, läßt sich heute der Fortschritt festigen.

III. Anmerkungen zur historischen Stellung der plattentektonischen Vorstellungen in den Alpen

Viele Gedankengänge, Teilergebnisse und mechanische Überlegungen der Plattentektonik sind für die Deutung des Alpenbaues nicht neu, sondern hier ist von einer bestimmten Richtung der Alpengeologie bereits seit langem der Weg für den Durchbruch dieser neuen Ideen bereitet worden – allerdings im Gegensatz zur Auffassung der Kontraktionstheoretiker. Obgleich bei einem Durchdenken der Tektonik des mediterranen Gebietes nun nach der Errichtung des neuen Gedankengebäudes der Plattentektonik für die Deutung auch dieses Kettengebirgssystems gewaltige neue Impulse ausgehen und noch genügend spektakuläre neue Ergebnisse betreffs des gesamten mediterranen Gebietes zu erwarten sind, soll hier doch auf der anderen Seite darauf hingewiesen werden, daß zahllose Grundbegriffe der neuen globalen Tektonik einschließlich dem Begriff der Subduktion in den Alpen erarbeitet worden sind, wenn auch heute von außeralpinen Geologen neue „moderne“ Namen dafür eingesetzt worden sind. Diese Kenntnis der grundlegenden Vorgänge und Strukturen auf der Basis einer extrem mobilistischen Anschauung war auch die Ursache dafür, daß die Plattentektonik bei den Alpengeologen im Gegensatz zu außeralpinen Forschern nicht ein bisheriges geologisches Weltbild umstürzen, sondern nur erweitern konnte, war Ursache für die sehr beherrschte Aufnahme der für andere Regionen der Erde wahrhaft revolutionierenden Theorie. O. AMPFERER, G. STEINMANN, E. ARGAND, R. STAUB, R. SCHWINNER, L. KOBER, E. KRAUS und viele andere haben ganz entscheidende Teilimpulse für dieses Konzept geliefert, zum Teil auch Grundlegendes über die Mechanik beigetragen.

So stammt bekanntlich von O. AMPFERER (1906, S. 601, 603) die Theorie der *U n t e r s t r ö m u n g*, in welcher er Genese der Falten- und Deckengebirge auf thermisch bedingte Massenströmungen in der Tiefe, in einer plastischen Zone unterhalb der festen Kruste verlegt, die demnach passiv am Rücken dieser Strömung mitgedriftet wird. Bereits in dieser Darstellung ist die richtige mechanische Deutung der Orogenese gegeben und mit dem Hinweis auf den thermischen Antrieb dieser Strömung die letzte Ursache für den Bewegungsimpuls erkannt. Bei O. AMPFERER & W. HAMMER (1911, S. 701) finden wir bereits die Einführung des Begriffes der *V e r s c h l u c k u n g s z o n e*, also der nachmals unter dem Wort Subduktionszone so bekannt gewordenen Region des Abtauchens der subduzierten Platte unter die Oberplatte.

G. STEINMANNs (1905, S. 44 ff.) „*T r i n i t ä t*“ zur Erkenntnis von Resten von Tiefseeböden im Orogen, nämlich die Kombination von Ophiolith (Peridotit-Gabbro-Basalt-Reihe), Radiolarit-Tiefseeton oder pelagischem Kalk – in einer eigenen klassischen Studie in ihrer Bedeutung für die Deckengebirge der Erde beleuchtet – muten auch noch nach einem dreiviertel Jahrhundert hochmodern an.

Der Begriff der starren „*P l a t t e n*“ der Vorländer, zwischen denen bei der tangentialen Kompression die Deckengebirge gefaltet werden, stammt – in Abwandlung von E. SUESS (1883 „*A n t l i t z*“, S. 239) – von L. KOBER (1925, S. 169) als Synonym für seine „*K r a t o g e n e*“ (1921, S. 21) – den späteren „*K r a t o n e n*“ STILLES. Am Beispiel etwa des mediterranen Gebirges waren darunter die

Afrikanische und Eurasische Platte verstanden, auch wenn bei KOBER noch die Kontraktion als Antrieb der Schollendrift gewertet worden war. Man betrachte die Darstellung dieser Kollision der Kontinentalplatten der Mesogäis-Ränder etwa bei E. ARGAND (1924, S. 351), bei R. STAUB (1924, S. 353 oder Taf. 8, 30), bei O. AMPFERER (1926, S. 128, Abb. 3; 1930, S. 334, Abb. 23) etc. und man wird staunen über die Klarheit der Erfassung und Darstellung des plattentektonischen Driftgeschehens. (Grundsätzliche Überlegungen über die relative Bewegung der Großschollen der Erdkruste reichen ja hier weiter zurück. Außer den klassischen Arbeiten von A. WEGENER u. a. sei hier auch auf die 1886 erschienene Studie des „Dilettanten der Geologie“, wie er sich selbst bezeichnet, k.k. Hauptmann Carl Freiherr LÖFFELHOLZ von COLBERG aufmerksam gemacht.)

In dieser Zeit der Überlegungen im Sinne der Drifttheorie wird auch von E. ARGAND (1924, S. 355, 361) der Versuch einer gewissen *Ausglättung der extremen Bogenformen der Gebirgsschlingen* im mediterranen Orogen unternommen, eine Vorstellung, die gewiß zutrifft, ohne daß wir bis jetzt noch paläomagnetische Beweise im einzelnen für diese Annahme besitzen. Doch spricht der heute erkannte Mechanismus der Bogenbildung sehr für eine späte Ausgestaltung der scharfen Kurvenschlingen aus gemäßiger Anlage. ARGANDs kühner Gedankenflug, seine aus der Drifttheorie erfließenden Bilder der Gestaltung der Mesogäis in „La tectonique de l'Asie“ mit der Antizipation der Rotation der Mikrokontinente des Mittelmeergebietes einschließlich der zutreffenden Drehung der Iberischen Halbinsel sind bewundernswert.

In die Zeit zwischen den beiden Weltkriegen fällt dann der Ausbau und die geophysikalische Untermauerung der *Unterströmungstheorie* sowie deren Übertragung aus den Alpen auf die gesamte Erdkruste durch alpine Forscher: R. SCHWINNER legte in der grundlegenden Arbeit von 1920 (S. 188 ff.) die Prinzipien der thermischen Konvektionsströme in bezug auf die Kugelschale der Erde nieder, hierbei auf die Einzelheiten der Gestaltung und des Mechanismus eingehend, wie etwa die Übertragung der Bewegung aus der aktiven Zone der Tiefe (die er S. 178 als *Tektonosphäre* bezeichnet – nun zu Unrecht durch das jüngere Synonym *Asthenosphäre* ersetzt) durch Friktionskuppelung (S. 205) auf die feste Kruste. Der abströmende Subduktionsstrom beim Zusammenstoß von kontinentaler und ozeanischer Kruste in Zonen der Gebirgsbildung wird dort von ihm auch graphisch klar zum Ausdruck gebracht (Abb. 2, S. 211). Unter SCHWINNERS späteren Arbeiten zum Thema muß wenigstens noch die 1947 erschienene Studie über die Bénardschen Zellen als Großfelder der temperaturbedingten Konvektionsströmungswirbel der Erdkruste Erwähnung finden. Auf solcher Basis muten die Darstellungen von E. KRAUS (1951, S. 286, Abb. 103; S. 290, Abb. 106–107 etc.) über den Mechanismus der sich unter dem mittelatlantischen Rücken bzw. unter Island teilenden aufstrebenden Unterströmung und der damit verbundenen Krustendehnung im Atlantik oder seine Darstellung des Gebirgsbaues der Anden durch die Unterströmung des pazifischen Krustenmaterials im Atakamagraben unter die südamerikanische Scholle (1951, S. 456, Abb. 140) modern an. Das jüngere Synonym *Subduktion* für den von O. AMPFERER geschilderten Verschluckungsvorgang wurde von A. AMSTUTZ (1951, S. 326) als passendere französische Übersetzung für die mit der Ver-

schluckung verbundene Unterschiebung angewendet („ce mot n'est-il pas préférable a celui de sous-charriage?“), dann aber von D. ROEDER im Englischen gleichsam als neuer Begriff verbreitet und schließlich als scheinbare Neuerkenntnis in Form von „Subduktion“ in die deutsche Literatur zurückübernommen. Ebenso sind in den Alpen weitere, mit der Frage der „Subduktion“ zusammenhängende Fakten bereits sehr früh erarbeitet worden, so etwa das Wandern der Subduktionszonen und damit der Deckenbildung im Orogen von innen nach außen, das z. B. von V. UHLIG, L. KOBER, H. STILLE u. a. seit dem Einzug der Deckenlehre wiederholt betont worden war. Der Modernismus geht so weit, daß sogar für die Überschiebung („overthrusting“) von Abscherungssplintern, besonders ozeanischer Kruste, ein neuer Begriff, das Modewort „Obduktion“ (R. COLEMAN, 1971, S. 1216) eingeführt und in erweitertem Sinne für (Abscherungsdecken-)Überschiebungen kolportiert worden ist. Daß aber die zahllosen, grundlegenden Fakten und die damit verbundenen althergebrachten geologischen Begriffe aus dem Inventar des Alpengeologen, die viele Erkenntnisse der modernen Plattentektonik antizipiert haben, in der modernen angloamerikanischen Literatur nicht aufscheinen, mag nur zum Teil auf sprachliche Schwierigkeiten dieses Forscherkreises zurückgehen, zum guten Teil einfach auf mangelhaftes Literaturstudium. Manche außeralpine, besonders amerikanische Plattentektoniker gehen mit der Einführung der new global tectonics in den Alpen und im Mediterran ohne Rücksicht auf sichtbare Gebirgzzusammenhänge und durchlaufende ablesbare Strukturen um wie der Elefant im Porzellanladen. Deshalb die folgenden Zeilen.

Daß die oben erwähnte moderne Namenmacherei durch Rückeinbürgerung von englisch übersetzten Bezeichnungen wiederum in dieser Form ins Deutsche sogar an unseren alteingeführten alpinen regionalen Grundbegriffen versucht wird, muß jeder mit ein wenig historischem Sinn oder der Kenntnis der Prioritätsregeln in der Naturwissenschaft als schändlich empfinden. Wenn etwa H. BÖGEL (1976, S. 569) für die großtektonische Einheit des „Ostalpin“ das aus der üblichen englischen Übersetzung (z. B. E. CLAR, 1973, S. 253) rückgeholte Wort „Austroalpin“ hier einbürgern möchte, so wirkt seine Erklärung für diese Neuerung, die nach seinen Angaben einer „unvermeidbaren Verwechslung“ des tektonischen Begriffes „Ostalpin“ mit dem Gebirge der „Ostalpen“ vorbeugen soll, gar nicht überzeugend, da in den nunmehr 70 Jahren seitdem dieser Begriff im Sprachgebrauch der Alpengeologen geläufig ist, niemand die Ostalpen mit dem Ostalpin verwechselt hat.

Wenden wir uns aber wieder der Frage der Anwendung der modernen Erkenntnisse der Plattentektonik im alpin-mediterranen Raum zu. Mit dem Jahr 1956 wurde die geniale Drifttheorie A. WEGENERS (1912) mit dem Polwanderungskurven-Vergleich durch S. RUNCORN und E. IRVING neu belebt, nach der stürmischen Entwicklung in den folgenden Jahren, wo stets weitere gravierende geophysikalische Erkenntnisse auf dem Gebiet der globalen Tektonik folgten, durch die Installierung der Theorie der Plattentektonik im Jahre 1964 in Cambridge/England, Princeton/New Jersey, Lamont/New York und am Scripps Ozeanographischen Institut von La Jolla/Kalifornien wurde die Grundidee von WEGENER mit einigen Modifikationen ein halbes Jahrhundert nach ihrer schon seinerzeit wohlbegründeten und fundierten Darstellung endlich anerkannt. So wie

die Deckenlehre M. BERTRANDs vom 18. Februar 1884 – deren Siegeszug schon zehn Jahre später begann und bereits mit dem Internationalen Geologenkongreß in Wien 1903 besiegelt war – mit einem Schlag die Schleier vor den Grundfragen der Tektonik zerriß und die befreiende Lösung für gerade die schwierigsten Rätsel bei der Entzifferung des Gebirgsbaues brachte, so stellt die Erkenntnis der Plattentektonik die nächsthöhere Stufe im Verständnis der Gestaltung der Erdkruste dar. Die damit auftauchenden Probleme und einige sich anbietende Lösungen in den Alpen werden im folgenden skizziert. Bei zahlreichen bisherigen Rekonstruktionen im Sinne der Plattentektonik im Mediterran, die von nichtalpinen Geologen verfaßt worden waren, sind über die modernen, besonders geophysikalischen Erkenntnisse zum Thema hinaus stets zu wenig die bereits mindestens seit L. KOBER (1931) bekannten grundlegenden Gebirgszusammenhänge am Mittelmeer, die Vergenzen in Nord- und Südost und deren Grenzen beachtet worden.

IV. Plattentektonische Fragen der Ostalpen

1. Die Krustenverdünnung in der Trias

Das Hauptmerkmal in der älteren Vorgeschichte der Ostalpen in der Trias liegt im Einsetzen einer typisch geosynklinalen Sedimentation im Hauptabschnitt in der zentralen Zone der Ostalpen, die später als Ostalpin fernüberschoben worden ist. Bedeutende Mächtigkeit der sich anhäufenden karbonatischen Sedimente auf rasch sinkendem Boden, eine eigene, vom Vorland und der miogeosynklinalen Entwicklung der alpinen Randzonen in Lithofazies und Faunencharakter klar unterschiedene Ausbildung der Triasserie und eine lückenlose Sedimentation sind die Hauptmerkmale der Sedimenthaut, die auf grundlegenden Änderungen der Krustenstruktur gegenüber der variszischen Ära in diesem zur Tethys gehörenden Raum schließen lassen. Das Ausmaß und die Geschwindigkeit des Absinkens des zentralen Krustenstreifens der Ost- und Südalpen muß nach der Mächtigkeit einzelner Schichtglieder in Nordkalkalpen, Drauzug und Südtiroler Dolomiten etc. bedeutend gewesen sein, wenn man bemerkt, daß im Niveau des Wettersteinkalkes in einem Zeitraum von vielleicht 5 Millionen Jahren in den Nordkalkalpen 1730 m, im Drauzug 1200 m Sedimentmächtigkeit erreicht werden oder der Hauptdolomit in den Nördlichen Kalkalpen in einem etwa gleichlangen Zeitintervall 2200 m mächtig wird (A. TOLLMANN, 1976a, S. 115, S. 190). Diesem litho- und biofaziell sehr spezifischen Charakter der Sedimentausbildung, der im zentralen Bereich über die gesamte Tethys hin anhält und sich stärkstens von der Vorlandsedimentation unterscheidet, wurde auch in der Bezeichnung Aristogeosynklinale für den medianen Längsstreifen der gesamten Geosynklinale durch den Autor (1968a, S. 210; 1976a, S. 464) Rechnung getragen.

Die einfachste Art der Erklärung dieser Erscheinung des raschen Absinkens des zentralen Streifens der Tethys in der Trias – denn dieses Phänomen läßt sich auch in den anderen Abschnitten des mediterranen Orogens erfassen – wäre die Annahme der Krustenausdünnung, z. B. im Zusammenhang mit dem Beginn einer Ozeanöffnung, eines Spreadings. Hierdurch könnte man einerseits das erforderliche Absinken der Krustenoberfläche begründen, andererseits dem Umstand Rechnung

tragen, daß bei dem späteren kretazisch-tertiären Zusammenstau der Kruste im Zuge der Orogenese bei einer Einengung einer normalen Kruste von rund 800–1000 km auf 150 km ein ganz ungeheurer, nicht vorhandener Überschuß an saurem Krustenmaterial vorliegen müßte, der weit den heute bis etwa 50 km tief reichenden Krustenwulst, also die geophysikalische Gebirgswurzel der Alpen, überträfe. Die Berechnung hierüber an Hand des Beispiels der Ostalpen durch J. HELWIG (1976) anläßlich seines Wiener Aufenthaltes fiel auch ganz in diesem Sinne aus: Bei dem Zusammenstau durch die Gebirgsbildung ergäbe sich ein wesentlich größerer Tiefenwulst von Kontinentalkrustenmaterial in den Alpen als heute vorhanden, eine Ausdünnung der Kruste im Geosynklinalstadium ist demnach zu fordern.

Dem stellt sich nun als Schwierigkeit entgegen, daß wir bei einer namhaften Krustenverdünnung – gerade auch auf Grund des von J. HELWIG (l.c.) herangezogenen Vergleichsbeispiels von der Krustenzerreißung am Roten Meer – mit einer intensiven Durchschwärmung des ausdünnenden und zerreißenden kontinentalen Kristallins durch basische Vulkanite rechnen müssen. In den Ostalpen sind nun bei etlichen Deckensystemen, gerade auch beim Ostalpin, mehr oder weniger umfangreiche Reste der kristallinen Basis erhalten geblieben und zeigen keinerlei Durchschläge von basischen triadischen Vulkaniten. Gerade etwa das mächtige mittelostalpine Kristallin hat noch unversehrt die voralpidischen Strukturen ohne eine klar erfaßbare alpidische Ausdünnung und ohne triadische Vulkanit-Einschaltungen erhalten – voralpidische oder oligozäne Ganggesteine in Silvretta bzw. im Kristallin nahe der Periadriatischen Naht sind aus diesen Überlegungen naturgemäß auszuschließen.

Berücksichtigen wir aber die Tatsache, daß saures Krustenmaterial bei der Orogenese nicht einfach in den Mantel hinunter verschwinden kann, auch kraft seiner chemischen Zusammensetzung nicht von diesem vollkommen assimiliert werden kann, so werden wir uns wohl doch mit der Annahme einer Krustenverdünnung bereits in der Trias zur Erklärung des Einsetzens der Subsidenz befreunden müssen (Abb. 3): Zunächst mag ja die Gewißheit der Krustendehnung und Ozeanbodenbildung innerhalb des Pennin im Jura als Hinweis auf diese generelle Tendenz im Frühstadium der Geosynklinale gewertet werden. Sodann müssen wir uns vor Augen halten, daß gerade im zentralen Bereich der Geosynklinale in der Trias eben schon kräftige Hinweise auf Krustenverdünnung durch massives Aufdringen von Eruptiva gegeben sind: Und zwar vor allem in den Südtiroler Dolomiten und der angrenzenden übrigen südalpinen Trias stellen sich Eruptiva vom tieferen Anis bis in das Karn mit Schwerpunkt im Ladin ein, analoge Verhältnisse wurden aus dem Drauzug in den Gailtaler Alpen bekannt und schließlich gibt es auch in den Nördlichen Kalkalpen neben der weit verbreiteten oberanisisch-ladinischen Tuffstreu, die in zahlreichen Lagen in allen Faziesbereichen einschließlich des Kristalltuffes in den Partnachschichten der Krabachjochscholle auftritt, eine 100 m mächtige Melaphyr-, Agglomerat- und Tuffmasse in den mitteltriadischen Arlbergschichten bei Lech in Vorarlberg. Es ist ferner zu bedenken, daß wir ja gerade von dieser kalkalpinen Trias mit ihren großen Mächtigkeitwerten keinen kristallinen Sockel erkennen, der tektonisch fast ausnahmslos reduziert worden ist, sodaß darin sehr wohl Merkmale einer Krusten-

verdünnung abzulesen gewesen sein könnten (das Gailtaler Kristallin als einziger namhafter Rest oberostalpinen Kristallins weist mit seinen Malchitgängen wohl nur Vulkanite jüngeren, allerdings noch nicht radiometrisch datierten Alters auf).

Bei dem erwähnten Dehnungsmechanismus wird man wohl an eine Zerlegung der Kruste durch schräge, gestaffelte Bruchstörungen oder durch listrische Flächen denken können, die an den Rändern sich senkender Krustenteile wie bei Großgrabensystemen (vgl. Wiener Becken) gegeneinander gerichtet sind – etwa im Sinne von R. TRÜMPY (1976, S. 597, Abb. 1). Auch in diesem Stadium muß noch kein namhafter Vulkanismus in Erscheinung treten (vgl. Wiener Becken), der erst bei Zerreißung der Gesamtkruste in entsprechendem Ausmaß frei wird. Unter diesen Gesichtspunkten ist auch die Abwesenheit von Gangintrusionen triadischer Vulkanite im übrigen ostalpinen und im penninischen Kristallin verständlich, da in der zentralalpinen Fazies aus der doch namhaft geringeren Mächtigkeit der Triasserie eine wesentlich geringere Subsidenz und damit eine geringere Veränderung der Kruste abzuleiten ist.

Mit Fortschreiten der Entwicklung in der Trias macht sich dann an der Trias/Jura-Grenze auch tatsächlich weithin in den Kalkalpen bzw. in der aristo-geosynklinalen Fazies des mediterranen Gebietes eine Krustenzerrung durch Aufreißen von tiefen Spaltensystemen in der Obertrias bemerkbar, die mit Liasrotkalken erfüllt worden sind. Der Prozeß setzt untergeordnet schon innerhalb der Obertrias ein (und zwar unabhängig von den durch kräftige Mächtigkeitsunterschiede bewirkten Spalten im Grenzgebiet der Hallstätter Kanäle auch mitten im Dachsteinkalk der Plattformentwicklung), wird aber erst an der Trias/Jura-Grenze besonders auffällig (vgl. W. SCHÖLL & J. WENDT, 1971, S. 90; J. WENDT, 1971, S. 93 ff.; A. TOLLMANN, 1976a, S. 315).

2. Die großtektonische Zerlegung des Ostalpenraumes im Jura und in der Tiefkreide

Ab dem höheren Lias erfaßt den penninischen Raum der Ostalpen samt den angrenzenden unterostalpinen Randsaum (Hochfeindfazies) eine rapide Abwärtsbewegung. Nachdem im tieferen Lias – gut kontrollierbar im erwähnten fossilführenden Randsaum – noch Belemnitenkalke, Breccien und Sandsteinlagen auftreten, setzt hierauf auch hier eine mächtige uniforme Kalkschiefer-Tonschiefermasse auf, die man im Pennin gemeiniglich als Schistes lustrés, als Bündnerschiefer, bezeichnet. In bestimmten Teilfaziesbereichen dieser im Tauernfenster am besten aufgeschlossenen Masse stellen sich wohl bereits im Jura mächtige basische submarine Vulkanitdeckenergüsse ein; die Ozeankruste des Südschnittes der Glocknerdecke ist in Form von Serpentiniten, vielfach mit Resten von Diallag und rhombischem Pryoxen, schollenweise mitgeschürft erhalten. Die Prasinitlagen reichen in dieser eugeosynklinalen, mehrere Kilometer mächtigen Serie hoch empor, wohl noch in die Unterkreide hinein. Im Rechnitzer Pennin sind die die Grünschiefer begleitenden Kalkschiefer noch durch kretazische Mikrofossilien belegt. Radiolarite des Malm als Anzeiger der Tiefsee sind sowohl vom Tauernpennin als auch im Rechnitzer Raum im Fenster von Meltern bekannt. Mächtige Serpentinittöcke sind mit dieser Serie nicht nur im Pennin des Tauernfensters

und von Rechnitz-Bernstein am Alpenostrand verbunden, sondern erscheinen noch in unmittelbarer „stratigraphischer“ Verbindung mit Malmradiolariten im unterostalpinen System der Tarntaler Berge (Reckner) im Rahmen des Tauernfensters in Tirol. Pillowstrukturen sind in den penninischen submarinen Ergüssen zufolge des hohen Metamorphosegrades in den Ostalpen nur spärlich erhalten.

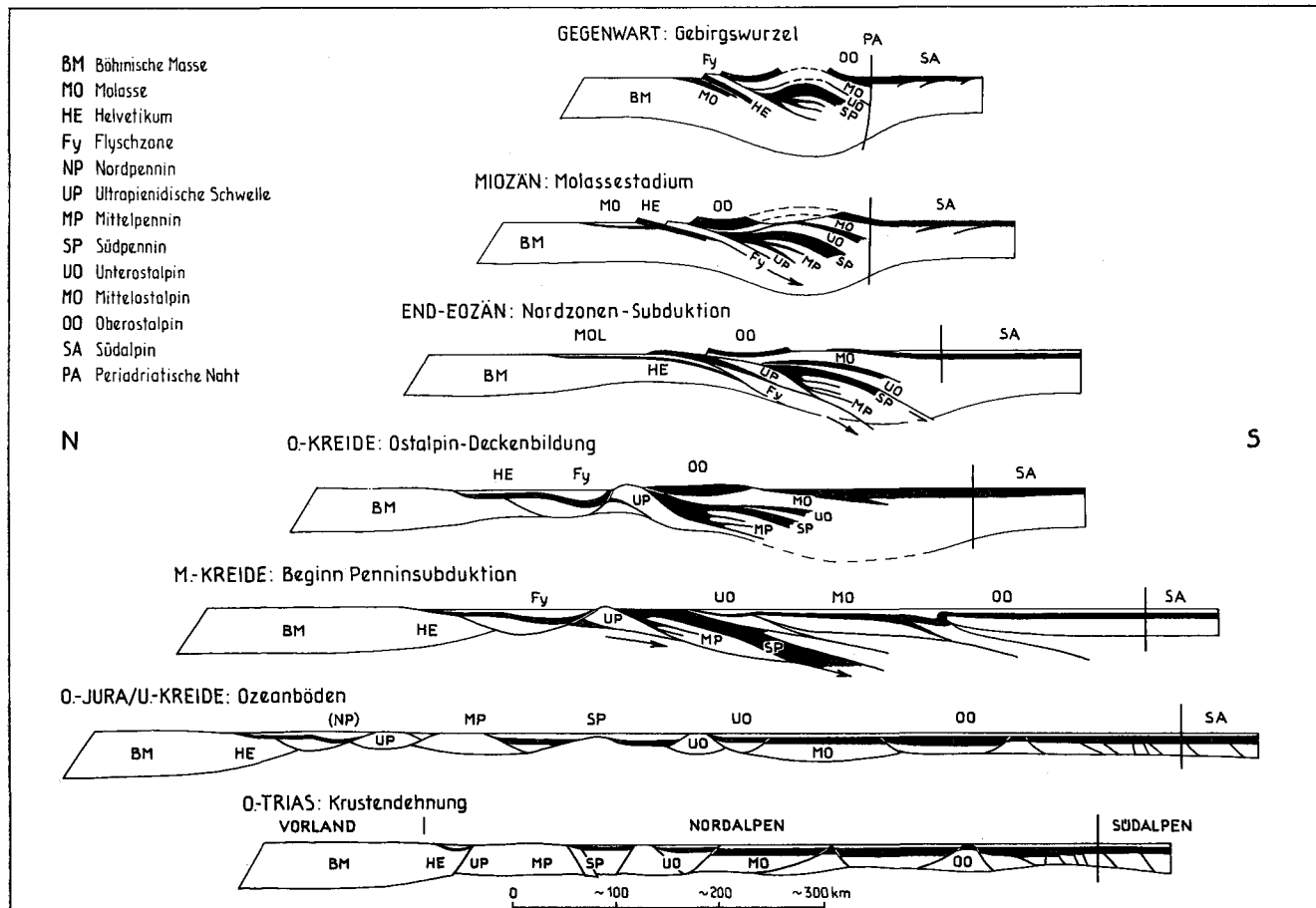
Nach allem ist es sicher, daß in der Zeit des Jura in der penninischen Zone der Ostalpen die Kontinentkruste aufriß und im Bereich der Glocknerdecke durch ein Spreading, wohl entlang eines längsorientierten Riftsystems, sich Ozeankruste neu bildete. Daß trotz der mäßigen, heute beim Deckenschub mitverfrachteten Ultrabasitreste doch eine recht ansehnliche Ozeankruste hier bestanden haben mag, die beim späteren Zusammenschub in Rechnung zu stellen ist, mag aus der Tatsache hervorgehen, daß der Hauptteil des Krustentiefenwulstes unter den Ostalpen nach seismischen Ermittlungen (H. MILLER et al., 1977, S. 306) nicht aus saurem, sondern basischem Material besteht. Da wir im Gesamtbereich des mediterranen Gebietes (von einzelnen Gleitschollen abgesehen) während des Jura und der Unterkreide keinen Deckenschub, damit aber auch keine Einengung und Subduktion registrieren können, hat dieses Spreadingssystem kein im Bereich des Mediterrangebietes gleich funktionierendes Trenchsystem zur Kompensation, sondern es muß sich der Ausgleich zur Krustenneubildung weitab von hier auf der anderen Seite der Kontinentalplatte vollzogen haben. Als Ausgleichszonen für das (ja nicht nur auf die Alpen beschränkte) Öffnen von z. T. breiten ozeanischen Riftzonen im Mediterrangebiet während des Jura kommt mit dem hierfür nötigen Auseinanderrücken von Laurasia und dem zerfallenden Gondwana das damals in Funktion stehende Subduktionssystem am gegenüberliegenden Rand von Laurasia in Ostasien, Nordasien und Alaska sowie der Außenrand des gegen Süden abrückenden Gondwana mit seinem frühesozoischen Gondwanidengürtel in Frage – Näheres S. 336 und Abb. 8.

Dieses Auseinanderdriften im mediterranen-mesogäischen Raum ist wohl im Zusammenhang mit dem weiteren Aufreißen der Zwei-Großkontinent-Furche gegen Westen von Gibraltar über Kuba und Mittelamerika bis zum Pazifik hinüber zu sehen, das in dieser Zeit eine typische Erweiterung der Tethys gegen Westen bewirkt und auch als Faunenweg der Tethys damals in Funktion tritt, während die Einbeziehung dieses Abschnittes als Mittelstück des sich erst später und quer entwickelnden Atlantik einer nächsten, neuen Etappe des Zerfalles der Kontinente angehört.

Bei der jurassisch-tiefkretazischen Gestaltung des penninischen Ozeans der (Ost-)Alpen ist zu berücksichtigen, daß wir neben dem südpenninischen, piemontesischen, ophiolithreichen Hauptozean noch den nordpenninischen, valaisischen Ozeankrustenstreifen auszugliedern haben, sodaß das paläogeographische Bild dieser Zeit, wie es für die Westalpen skizziert worden ist (z. B. H. LAUBSCHER, 1969, S. 552, Abb. 1; U. BÜCHI & R. TRÜMPY, 1976, S. 597, Abb. 1 etc.; non: H. LAUBSCHER & D. BERNOULLI, 1977, S. 132, Abb. 4), ebenso noch für den Westteil der Ostalpen gilt, wo das Nordpennin (Valais) wohl mit seiner schmalen ozeanischen Basis (basaltische Sills und Pillows, Serpentinite etc. in den

Westalpen) im Bereich des Engadiner Fensters und darüber hinaus gegen ENE wohl unter den Kalkalpen ausläuft, während die breite penninische Hauptzone mit Resten ihrer ozeanischen Kruste über das Tauernfenster bis nach Rechnitz und in der Bohrung Vat bis unter die Ungarische Tiefebene zu verfolgen ist. Es ist interessant, hier auf die Morphologie dieser Zone zu verweisen. Zwischen langgestreckten schmalen Riftsystemen ist hier eine saure Krusten-Längsscholle in Form des Briançonnais-Landes, das nach Auffassung des Verfassers (1964a, S. 363; 1965, S. 472) in der Zentralgneiszone der Hochstegenschwelle im Tauernfenster fortsetzt, erhalten geblieben (Abb. 3). Zwei getrennte, sich verbreitende, auseinanderrückende Riftzonen müssen hier einen kontinentalen Längsstreifen zwischen sich stehen lassen haben, dessen spät einsetzende, geringmächtige, kondensierte Schichtfolge in Hochstegenfazies wir aus dieser besonderen Situation des Tauchgleichgewichtes und des relativen Auftriebes der sauren Krustenschollen verstehen können. Es wäre durchaus verfehlt, aus dieser sich aus dem besonderen Aufbau und Stellung des mittelpenninischen sauren Krustenstreifens ergebenden geringmächtigen und spät einsetzenden Sedimentation über dem Zentralgneis zu schließen, daß die Hochstegenentwicklung ein Teil des helvetischen Faziesraumes sei, wie W. FRISCH (1975, S. 83) darzulegen bestrebt war. Die auch geringmächtige, spät einsetzende randliche miogeosynklinale helvetische Fazies der Grestener Zone hat so viele faziell eigenständige Züge, daß aus der naturgemäß späten Einbeziehung dieses Südrandstreifens der Böhmisches Masse in die alpine geosynklinale Entwicklung, der mächtigen sauren Kruste etc. keineswegs die Zuordnung der mittelpenninischen, faziell durchaus eigenständigen Hochstegenentwicklung zum helvetischen Faziesraum unter Berufung auf eine paläogeographische Skizze von H. BÖGEL in G. ANGENHEISTER et al. (1975) gefordert werden darf. Ebenso paßt der vom gleichen Autor damals (S. 82) unter Berufung auf W. FRANK (1969) und später vorgebrachte Baustilvergleich der „Zentralgneis-Kerne“ mit den helvetischen Massiven und nicht mit den penninischen Gneiskerndecken nicht, da wir heute in diesem mittelpenninischen Zentralgneis der Tauern keine relativ autochthonen Massive mehr erblicken, sondern im Sinne des Verfassers (1975, S. 290) hier uns von der Autochthonie dieser Gneis-„Kerne“ aus mehreren Gründen gelöst haben, welcher Auffassung sich auch W. FRISCH (1976, S. 377) für den Gesamtkomplex grundsätzlich angeschlossen hat.

Über die Einordnung dieser im Jura bis in die Unterkreide im Pennin der Alpen neugebildeten Ozeanbödenstreifen in das plattentektonische Schema ist verschiedentlich diskutiert worden. Man hat z. B. auch die Meinung vertreten (vgl. A. G. FISCHER, 1975; J. DENNIS, 1976, S. 78, oder für die Kreide M. BOC-CALETTI et al., 1974, S. 22), daß es sich bei diesen aufreißenden Ozeanstreifen der Geosynklinale um die Bildung von Ozeanböden in Randbecken (marginal basin) hinter dem Keil einer Oberplatte handle. Diese Meinung trifft für unser Beispiel nicht zu, einerseits nach der Konfiguration des sich weithin auch noch über Pieniden und weitere Orogenstücke des Nordstammes des mediterranen Systems hinziehenden Streifens, andererseits vor allem, weil zu dieser Zeit aus der geologischen Struktur der Alpen eine Subduktionszone als Voraussetzung für die Bildung von Inselbogen und Randbecken durch Abwesenheit aller Merkmale



hiefür auszuschließen ist. Diese Subduktionszonen treten im alpinen Raum mit all ihren heute noch greifbaren Auswirkungen erst ab der mittleren Kreide in Funktion.

3. Orogenese, Subduktionszonen, Flysch und Metamorphose in Kreide und Alttertiär der Ostalpen

a) Orogenese und Bewegung der angrenzenden Platten

Nach wie vor ist bisher die feinste und sicherste Methode zur Festlegung des Beginnes, des Höhepunktes, des Ausklanges und der Teilphasen der Gebirgsbildung im Mediterran und in den Alpen aus dem Gebirgsbau, den Überschiebungen und den darübergehenden Transgressionen die Daten der Kompression, des Zusammenschubes zwischen den großen Platten abzulesen. Nur mangelhaft informieren die durchaus noch unzureichenden Daten, die durch paläomagnetische Messungen aus den Platten selbst über deren Kinematik erzielt wurden, auch wenn wir die modernen Zusammenstellungen (z. B. B. BIJU-DUVAL et al., 1977, Tab. 1, S. 159 und Abb. 2 oder P. TAPPONIER, 1977, Abb. 2) heranziehen. Naturgemäß ist es trotzdem reizvoll zu sehen, wie deutlich etwa die aus dem Gebirgsbau der Alpen, speziell der Ostalpen, ablesbaren kräftigen Einengungsphasen (austroalpine und austrische Phase in der Mittelkreide, mediterrane Phase in der Oberkreide und illyrisch-pyrenäische Phase gegen Ende des Eozäns – um nur die markantesten zu nennen) sich in der Plattenbewegung Afrika/Europa selbst widerspiegeln. Der große Trend kommt wohl in all den für diesen Raum maßgebenden Arbeiten trotz variablem Detail seit A. SMITH (1971, S. 2052) bis zu den letztgenannten Publikationen zum Ausdruck: Nach den seitlichen und öffnenden Bewegungen Afrikas im älteren Mesozoikum stellt sich ab der Unterkreide ein mäßiges schräges Heranschwenken Afrikas an Europa ein, hält bei 90 Millionen Jahren (Cenoman-Turon) und vielleicht noch darüber hinaus an, pendelt dann mit den Stichzahlen 68 und 49 Millionen Jahren (Maastricht und Ypres) nur wenig aus der Ruhelage und zeigt nachher: 44 Mill. J. (Lutet), 35 Mill. J. (Stampien), 9 Mill. J. (Torton) eine kräftige, konstante, direkte Annäherung der Kontinente, also bedeutende Einengung des mediterranen Raumes. Wir finden demnach im großen bestätigt, was wir aus der Orogengeschichte kennen: Den Beginn der Einengung in der höheren Unterkreide, die Hauptorogenese in der Mittel- und Oberkreide noch vor der Gosau, dann die vom Verfasser (z. B. 1966 b, S. 86) wiederholt herausgearbeiteten relative Ruhe zur Zeit der andernorts wirksamen „Laramischen Phase“ an der Wende Kreide/Alttertiär und dann die erneute tertiäre Gebirgsbildung, die sich in den Ostalpen geländemäßig erst mit gewaltigem Einsatz innerhalb des Obereozäns fassen läßt.

←

Abb. 3: Die Entwicklung der Ostalpen vom Geosynkinalstadium in der Trias bis zum heutigen Bild, gezeigt an einem schematischen Profil im Mittelabschnitt dieses Gebirges. Die bereits in der Trias einsetzende Krustendehnung erreicht mit der Ozeanbodenbildung im Oberjura und in der Unterkreide ihr Maximum, ab der mittleren Kreide beginnt die von innen gegen außen fortschreitende, zunächst sich im Pennin besonders stark auswirkende Subduktion, die zu intensivem und grandiosem Deckenbau geführt hat.

b) Subduktionszonen

b1) Hinweise auf die Existenz von Verschluckungszonen (Subduktionszonen) in den Ostalpen

K. SCHMIDT (1976, S. 63) schrieb in seiner Spezialstudie über „Subfluenz und Subduktion in den Alpen“ über die Möglichkeit des Beleges von kretazischen Subduktionszonen in den Alpen: „Sichere Anhaltspunkte für die Existenz eines ausgeprägten lithosphärischen Subduktionssystems in den Alpen während der Kreide gibt es, abgesehen von den Hochdruckparagenesen, kaum. Es fehlen die Vulkanite und Metallogenesen einer typischen volcanic-front, wie auch echte Mélange-Bildungen.“

Nun, so trist sind die Verhältnisse in den Alpen keineswegs. Außer (1.) an den paarigen Hochdruck- und Hochtemperatur-Metamorphosegürteln und den entsprechenden absoluten Alterswerten (s. u.) läßt sich die Subduktion ebenso unabdingbar (2.) an der enormen kretazischen Krusteneinengung durch Deckenbildung und Fernschub sowie die Deckengrenzen transgressiv plombierendem Gosau-Senon erfassen, sie läßt sich (3.) mit dem Einsetzen und Andauern der Kreide-Flyschbildung markieren, es fehlt ferner (4.) die kretazische Mélange nicht (s. u.). V. DIETRICH & U. FRANZ (1976b, S. 366) sehen auch in den Ophiolithdetritus-Schüttungen (5.) in den klastischen Sedimenten der Nordkalkalpen einen Hinweis auf die Wirksamkeit einer Subduktionszone mit einzelnen aufgepreßten Flyschkeilen und ultrabasischen Spänen.

In bezug auf die alpidische Vererzung glaubt W. E. PETRASCHECK (1974; 1976) einen Anteil durch Ausschmelzung von Krustengesteinen im Zuge dieser Subduktion ableiten zu können. Es muß allerdings tatsächlich betont werden, daß man in den Ostalpen keinen erzbringenden Kreidevulkanismus im Zusammenhang mit der kretazischen Subduktion kennt. Das Fehlen kretazischer kalkalkalischer Vulkanite im Zusammenhang mit Fehlen umfangreicher Subduktion ozeanischer Krustenmasse und Bildung von Inselbögen hat das Ausbleiben der Lagerstätten vom Typus der „porphyry copper ore“, der disseminierten Molybdänlager sowie massiver Sulfid-Stöcke und damit verbundener Bildungen bewirkt (A. EVANS, 1975, S. 255; W. TUFAR, 1977, S. 391, Abb. 1).

Betreffs der erwähnten großräumigen kretazischen Überschiebungen sei hervorgehoben, daß der mit gewaltiger Verschluckung verbundene Bau der großen ostalpinen Deckensysteme und ihrer Untereinheiten zufolge der Gosau-transgression in Zentralalpen und Kalkalpen vor dem Senon bereits erfolgt war (Abb. 3). Umstritten war lange, ob zu dieser Zeit das Ostalpin bereits über dem Südpennin überschoben war, das Tauernfenster abdeckend. E. CLAR und R. OBERHAUSER sprachen sich wiederholt gegen diese vom Verfasser mehrfach vertretene Auffassung aus. Heute sprechen neue Fakten für einen derartigen Zuschub des Tauernpennins noch während der Kreidezeit. Die auch in den Tauern nachgewiesene altalpine Metamorphose, die sicher mit der Subduktion des Tauernpennins unter das überschiebende Ostalpin zu binden ist, kann aus Vergleichswerten aus dem Schweizer Pennin einerseits (Alkali amphibol-Werte 100–80 Millionen Jahre, Phengitwerte 90–60 Millionen Jahre), dem umrahmenden ost-

alpinen Kristallin andererseits (120 bzw. 90–80 Mill. Jahre) – vgl. Zusammenfassung hierüber bei A. TOLLMANN (1977, S. 34) wohl als kretazisch betrachtet werden. Ferner haben V. DIETRICH (1976, S. 24, 29) und V. DIETRICH & U. FRANZ (1976a, S. 367 f.; 1976b, S. 103) im Zusammenhang mit dieser Frage darauf hingewiesen, daß der Chromspinell in der Oberkreide, besonders im Cenoman der Randzone der Nördlichen Kalkalpen bei einer Lieferung von Norden auf Subduktion und teilweise Obduktion der Ophiolithkruste des Pennins (als Liefergebiet) hinweist und daß die Lieferung dieser Schwerminerale und des Ophiolithdetritus in der höheren Gosau in den Kalkalpen aussetzt, sodaß damit das Tauerngebiet als Liefergebiet nicht mehr zugänglich war (vgl. A. TOLLMANN, 1977, S. 44). Die Meinung von D. ROEDER (1976, S. 95), diese Chromitschüttung in der Gosau aus dinarischen „Obduktiten“ ableiten zu können, ist nicht berechtigt, da dieses Chromitspektrum in der noch von Norden her belieferten tieferen Gosau auftritt und einem anderen Spektrum in der höheren Gosau Platz macht, die teils von Norden, teils von Süden her geschüttet ist (E. ERKAN, 1973, S. 34 f.); ferner ist auch schon in dem nur von Norden her geschütteten Cenoman (W. ZEIL, 1955, S. 189; J. LÖCSEI, 1974, S. 18, 48) dieser Chromitgehalt vorhanden, was gegen dinarische Ophiolithe als Liefergebiet spricht.

Daß ferner das Einsetzen der langgestreckten Flyschtröge den Beginn der orogenetischen Gestaltung, der Subduktion des Vorlandes im großen anzeigt, ist in den Alpen schon lange bekannt. Aus der Konfiguration der Hauptflyschzone, ihrer schmalen Form, den längsgerichteten Paläoströmungen, der enormen Kontinuität einzelner Turbiditlagen in der Längsrichtung und aus anderen Merkmalen konnte R. HESSE (1975, S. 22) bereits ableiten, daß diese Flyschzone tatsächlich eine Tiefseegrabenfüllung und kein Turbiditsediment einer abyssischen Ebene darstellt, sodaß wir auch auf Grund dieser speziellen Merkmale auf einen Trench schließen könnten. Erste Flysche erscheinen in den Ostalpen schon in der Unterkreide, die Hauptflyschzone setzt mit Apt/Alb ein. Nördlich dieser rhodanubischen Hauptflyschzone stellt sich auch in der einst unmittelbar davor liegenden Zone eine eindrucksvolle *Mélange* in der Feuerstätter Decke im Grenzgebiet Mittelpennin/Nordpennin ein, in der bereits mit dem Hauterive-Barrême in den Junghansenschichten die exotikareichen Schüttungen einsetzen, die – in der Oberkreide von Spiliten und Serpentiniten begleitet – andauern und im Alttertiär Riesblockkonglomerate, alles tektonisch extrem verwalzt, umfaßten. Wenn wir mit K. HSÜ (1971; 1974), A. MITCHELL & H. READING (1971, S. 265), M. BLAKE & D. JONES (1974) und anderen unter *Mélange* eine tektonisch intensiv überformte, häufig druckbetont metamorphe, chaotische Formation aus sedimentären, vorwiegend feinklastischen Gesteinen, besonders Peliten und Grauwacken, ferner aus Olisthostromen, Olistholithen und Gleitmassen, ferner auch ophiolithischen Gesteinstypen als Bildungen einer Subduktionszone an Plattenrändern betrachten, dann verdient dieser tektonisch außerordentlich strapazierte Wildflysch mit seinen Riesenblöcken und Ophiolithen der Feuerstätter Decke aufs beste die Bezeichnung *Mélange*. In der Schieferhülle der Tauern hingegen ist gegenüber der Angabe von W. FRISCH eine derartige *Mélange* nicht typisch ausgebildet.

b2) Hinweise auf die Position und Verlagerung der Hauptsubduktionszonen

Die Hauptsubduktion setzt bereits in der (höheren) Unterkreide mit der Abführung des Südpennins der Tauern gegen Süden hin ein: Der wohl unterkretazische Flysch von Embach am Ausgang des Rauriser Tales gibt Hinweis darauf. Hierbei beginnt das nordwärts darüber empor vorrückende Ostalpin in die künftigen Großeinheiten aufzusplintern. Diese ostalpine Decke ist nicht Nordrand des afrikanischen Kontinentes, wie meist dargestellt, sondern Nordrand des intra-tethyschen Zwischenkontinentes, einer eigenen kontinentalen Platte, die S. 340 unter der Bezeichnung Kreios-Platte näher vorgestellt wird. Die Subduktion verlagert sich in der Kreide gegen außen, gegen Norden, in das Mittel- bis Nordpennin, worauf die später einsetzende Flyschbildung (Apt/Alb in der Hauptflyschdecke) und deren Subduktion erst im Alttertiär hinweist. Im Alttertiär liegt der Schwerpunkt der Verschluckung von mittel- bis nordpenninischem Flysch zu Ende des Eozäns, wo die Plattenbewegung ihr zweites Maximum erreicht haben muß, da zu dieser Zeit auch in bedeutendem Ausmaß der Südsaum der zusammenhängenden europäischen Platte, nämlich das Helvetikum, in die abströmende Bewegung einbezogen wird. Mit dem Obereozän endet in dieser helvetischen Randzone die Sedimentation endgültig. In der nächstjüngeren Hauptphase der durchaus nicht gleichmäßig rasch ablaufenden Bewegung wird an der Wende von Paläogen und Neogen (savische Phase) nun unter weiterer Auswärtsverlagerung des Verschluckungsraumes bereits der Südteil der neu gebildeten Molasseregion in die absteigende Bewegung einbezogen.

b3) Hinweise für die Einfallsrichtung der Hauptsubduktionszonen

Zur Frage der Richtung des Einfallens der Subduktionszonen in den Ostalpen hat sich in jüngster Vergangenheit eine Diskussion entwickelt. Während der Hauptteil der Forscher mit Recht ein südwärtiges Einfallen und Abtauchen der subduzierten Massen annimmt (z. B.: W. ERNST, 1973, S. 2068, Abb. 9; H. CLOSS, 1975, S. 55, Abb. 1; J. DEBELMAS, 1975, S. 204, Abb. 4; C. HAWKESWORTH et al., 1975, S. 407, Abb. 2; V. DIETRICH, 1976, S. 47, Abb. 4; V. DIETRICH & U. FRANZ, 1976b, S. 365, Abb. 1 etc.), haben andere Forscher in verschiedener Form dagegen Stellung genommen und die vielfältigsten individuellen ad-hoc-Hypothesen hierüber entwickelt, ohne sie mit stichhaltigen Argumenten zu unterbauen (Abb. 4). So schrieb E. OXBURGH (1972, S. 202) von einer flake tectonics (Spantektonik) in den Ostalpen, indem er die flach gegen Süden einfallende Ostalpin-Überschiebung im oberen Drittel der Kruste spitzwinkelig nach Norden zurückdreht und die Subduktionszonen in ihrer Hauptsache gegen Norden unter das Böhmisches Vorland einfallen läßt. D. ROEDER (1976, S. 96) macht mehrfach wechselnde Vergenzen in der Unterplatte und will die „prä-kollisionalen“ nordvergenten Aufschiebungen in den Alpen durch eine nordfallende Subduktion am Südrand der Unterplatte erklärt wissen (S. 97). Einen Umschlag (flip) der Hauptsubduktionszone durch „plate flip“ von Nordeinfallen zu Südeinfallen glauben K. HSÜ & S. SCHLANGER (1971, S. 1213, Abb. 3) mit Beispiel des Flyschstadiums des Helvetikum/Penninikum-

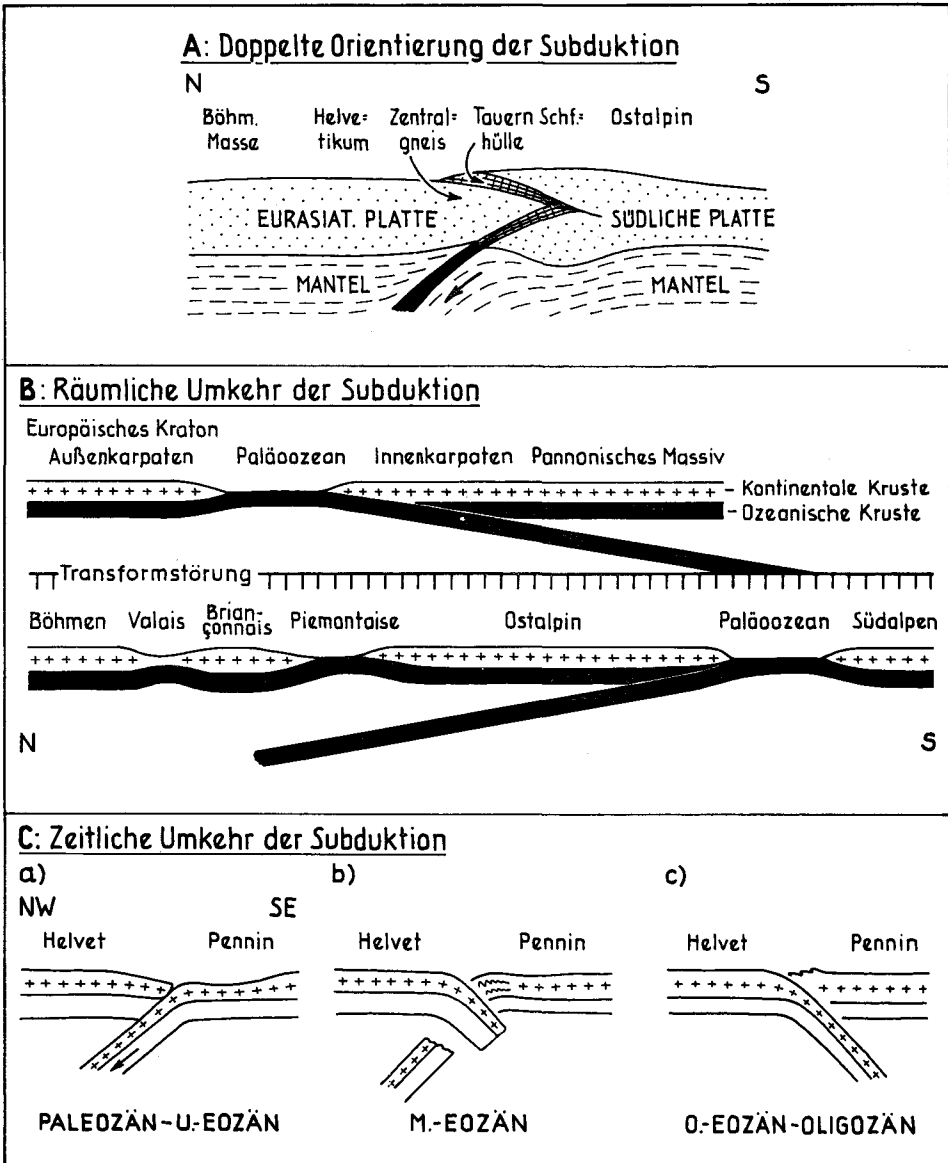


Abb. 4: Beispiele unrealistischer Modelle über den Wechsel der Subduktionsrichtungen in den Alpen, die im Gegensatz zum einheitlichen und gleichsinnigen Geschehen während der Orogenese stehen. A) Räumlich und zeitlich zugleich nach Süden und Norden fallende Subduktionszone: Spantektonik nach E. OXBURGH (1972). B) Räumliche Umkehr der Subduktionsrichtung an einer Transformstörung nach J. CHOROWICZ & J. GEYSSANT (1976, Abb. 3). C) Zeitliche Umkehr der Subduktion im Alttertiär der Schweizer Alpen nach K. HSU & S. SCHLANGER (1971).

Randes in der Schweiz ersehen zu können. Das Umschlagen aber einer schon für den Beginn und das Ende des Jura erdachten Subduktionszone, die in den Alpen flach und überdimensional gegen Norden, in der Fortsetzung in den Karpaten aber genau konträr zur gleichen Zeit nach Süden eintauchen sollte, haben J. CHOROWICZ & J. GEYSSANT (1976, Abb. 3–4) an einer nicht realen Transform-Störung Wien–Split vollziehen wollen. Ohne weitere nur kurzlebigen Ideen dieser Art anführen zu wollen, erscheint es nach allem doch nötig, die vorliegenden Argumente für das Südeinfallen der Verschluckungszonen in den Alpen mitzuteilen.

Es bestehen folgende Möglichkeiten, die Einfallrichtung der fossilen Subduktionszone in diesem Falle festzulegen:

1. Der wahrhaftig gewaltige Deckenschub sowohl der Einzeldecken als auch der großen Hauptdeckensysteme geht in allen Hauptphasen mit namhafter Förderweite, sowohl den älteren als auch jüngeren, durchwegs gegen Norden. Dies zeigt bei relativer Betrachtung der Verhältnisse klar die gegen Süden in die Tiefe bewirkte Abführung der jeweils nördlicher vorlagernden Krustenteile.
2. Die Bogenform der Alpen und des damit zusammenhängenden Karpatenbogens als Teilstücke des alpinen Nordstammes ist in scharf konvexer Anordnung gegen außen, gegen das europäische Vorland gerichtet. Ihre sicherlich während der Entwicklung zu dieser heutigen extremen Schlingenform verschärfte Bogenkontur weist aber auch bei strafferem Verlauf in älteren Phasen nach dem allgemein gültigen Prinzip gegen die unterschiebende Platte, was wiederum südabsteigende Subduktionszonen ergibt.
3. Die Anordnung der älteren alpidischen Metamorphosegürtel zeigt ganz im Sinn von A. MIYASHIRO (1961) eine paarige Gruppierung mit der Hochdruck-/Tiefemperaturparagenese in der äußeren, nördlicheren Zone der Alpen, dem Penninikum und mit Werten um 100–80 Mill. J. der Temperaturbetonten Metamorphose im ostalpinen System, Kristallin und Sediment, im Rahmen des Tauernfensters, also in der inneren, südlicheren großtektonischen Einheit. Auch diese Anordnung spricht für die südfallende Subduktionsbahn.
4. Das Hauptmaterial der zusammengestauten Kruste, besonders der Unterkruste, nimmt unter den Nordalpen gegen Süden hin immer mehr an Mächtigkeit zu, wie die geophysikalischen Untersuchungen erbrachten (vgl. K. SCHMIDT, 1976, S. 62; H. MILLER et al., 1977, S. 306). Für nordfallende Subduktionszonen liegen hingegen keine Argumente vor.

b4) Flyschbildungen

Bereits im Vorplattentektonik-Zeitalter hat man dem Flysch als Anzeiger der Umstellung des Geosynkinalstadiums in das orogene Stadium in den Kettengebirgen besondere Aufmerksamkeit gezollt. Jüngst ist hierzu noch eine Flut von Arbeiten über die Bedeutung und Position des Flysches im Rahmen der Plattentektonik gekommen. Hier soll uns im Zusammenhang mit dieser Frage nur das Auftreten und die Bedeutung der Flyschvorkommen in den Ostalpen kurz befassen. Generell läßt sich sagen, daß durch den häufig tonigen Charakter des jede Bank begleitenden schmalen autochthonen Sedimentes vielfach tatsächlich Tiefseebildungen in Flyschen der Ostalpen nachweisbar waren, ferner läßt sich vorausschicken, daß in der Phase der Flyschbildung insofern die Einengungs-

tektonik begonnen hat, als die materiallieferenden Zwischenkordillern als interne Rücken der werdenden Alpen über den Wasserspiegel emporgepreßt worden sind, dabei untergeordnet wohl auch bereits Ozeankrustenmaterial, worauf Chromitbeteiligung in manchen Flyschserien hinweist.

Es wurde erwähnt, daß im Südpennin die Flyschbildung in den höchsten und nördlichsten Teilen der Schieferhülle des Tauernfensters (Embach, Rauristal) wohl der Unterkreide zuzuordnen ist, obgleich durch die kräftige Metamorphose keine (mikro)fossilmäßige Datierung möglich war und auch außer der Gradierung der Bänke fast keine Flyschstrukturen mehr erhalten sind (S. PREY, 1977, S. 316 ff.; A. TOLLMANN, 1977, S. 30).

Interessant ist für den Zeitraum der Unterkreide ferner die Bildung einer schmalen Tiefseerinne in den Nördlichen Kalkalpen, in der zwar noch kein echter Flysch gebildet wurde, die aber eine intensiv terrigen beeinflusste, Turbidit-führende vorstoßende Serie eines Tiefseerinnen-Environments enthält. Es handelt sich um die im Tirolikum 50 km weit in W-E-Richtung zwischen Saalach und Traun hinziehende Roßfeldschichtserie, deren spezifischer, eben erwähnter Charakter durch P. FAUPL & A. TOLLMANN (1979) beschrieben wird: Zur Mergelgruppe der Beckenfazies gesellt sich noch randlich, in Tiefmilieu abgelagert, die die Hauptrinne und den sie begleitenden „Damm“ erfüllende Sandsteingruppe, die gravitativ bedingten Sedimenttransport erkennen läßt. Die im oberen Teil der Roßfeldschichten einsetzenden, lithologisch scharf getrennten grobklastischen Ablagerungen mit ihren Gleitfaltenstrukturen und eingesedimentierten Großblöcken, die durch kleinräumige lokale Sedimentfächer gebildet wurden, welche quer zur Längsrichtung des Troges den Beckenabhang von den Flanken her hinabstießen, können durch den gewaltigen Korngrößensprung nicht einfach als proximalere Ablagerungen eines sich allmählich vorbauenden Tiefseefächers verglichen werden, sondern der gesamte Komplex der klastischen Serie zeigt das Faziesmuster einer vorstoßenden Tiefseerinnenbildung, wie man sie rezent über aktiven Subduktionszonen kennt. Man wird demnach hier im Nordteil der mittleren Kalkalpen auf Vorgänge in deren Untergrund aufmerksam, die auf beginnende Subduktion hinweisen. Interessant ist ferner die Feststellung von P. FAUPL (l. c.), daß im Schwermineralspektrum der von Süden kommenden Schüttungen der Roßfeldschichten bereits Chromit und rotbraune Hornblenden auftreten, daß es demnach außer dem in der höheren Kreide wirksamen, von Norden in die Kalkalpen schüttenden Chromitliefergebiet des „Ultrapeniendischen Rückens“ auch orogener interne derartige Liefergebiete gibt.

Die Hauptflyschrinne, aus der die mächtige Flyschzone der Ostalpen herausgeschert worden ist, bildet der rhenodanubische Flyschtrog, der im Westen der Ostalpen (Vorarlberg) im Grenzbereich von Mittel- und Nordpennin beheimatet war, dort im Norden von dem Mélange-hältigen Feuerstätter Pennin begleitet. Die Flyschfüllung der rhenodanubischen Zone umfaßt Turbiditserien vom Apt/Alb bis zum Mitteleozän. Die tektonisch unterteilte Einheit streicht vom Alpenostrand in die noch breiter anschwellende karpatische Flyschzone hinüber. Das Interessante an diesem Hauptflyschtrog der Ostalpen ist der Umstand, daß die Anlage dieses mächtigen, vielfach unter die Kompensationstiefe absinkenden Tiefseebeckens schräg zu den älteren Strukturen abgesenkt wurde, im Westen an den

Nordrand des Mittelpennins anknüpft, wie R. HESSE (1973) gezeigt hat, im Wiener Raum aber bereits über der helvetischen Grestener Fazies des St. Veiter Tiergartens transgrediert und in den Karpaten schließlich nördlich der helvetischen Pieniden beheimatet ist. Auf diesen Schrägverlauf hat der Verfasser (1963, S. 131; 1965a, S. 105, Abb. 1) hingewiesen; heute wird die Schräglage auch von S. PREY anerkannt. Zwar muß die Breite dieses Flyschtroges ursprünglich bedeutend gewesen sein (vgl. FAUPLs Mitteilung über den Kaumberger Flyschtroge, S. 297), aber in der gesamten Konfiguration als gebirgsweit hinlaufende Tiefseezone unter der Kompensationsgrenze, mit vorherrschender Längsströmung etc., sieht R. HESSE (1975, S. 22) mit Recht Hinweise auf eine Tiefseeegrabenfüllung und nicht auf Turbiditablagerungen auf abyssischer Ebene, Tiefseefächer oder Riftkanalsediment. Zweifellos steht dieser tief absinkende lange Tiefsee-graben in unmittelbarem Zusammenhang mit dem südlich anschließenden südwärts fallenden Subduktionssystem. Wir begegnen demnach hier dem Phänomen, daß die Subduktionszone bei parallel nordgerichtetem Vorrücken der Oberplatte bzw. Abtauchen der Unterplatte sich phasenhaft nach Norden verlagert. Da aber (Mittel- und) Nordpennin in den Ostalpen gegen Osten hin ausspitzen, so bewirkt diese Nordverlagerung der Subduktionszone und Flyschbildung eine Schräganordnung des Flyschabsatzes gegenüber den alpinen Randeinheiten: Im Westen (Vorarlberg) ist in dieser Phase der Hauptflyschbildung der Troge noch über dem Mittel- bis Nordpennin gelegen, im Osten aber (Wiener Raum) hat er schon den Rand der kontinentalen Eurasiatischen Platte mit ihrer älteren helvetisch-pienidischen Sedimentauflagerung erfaßt (Abb. 5).

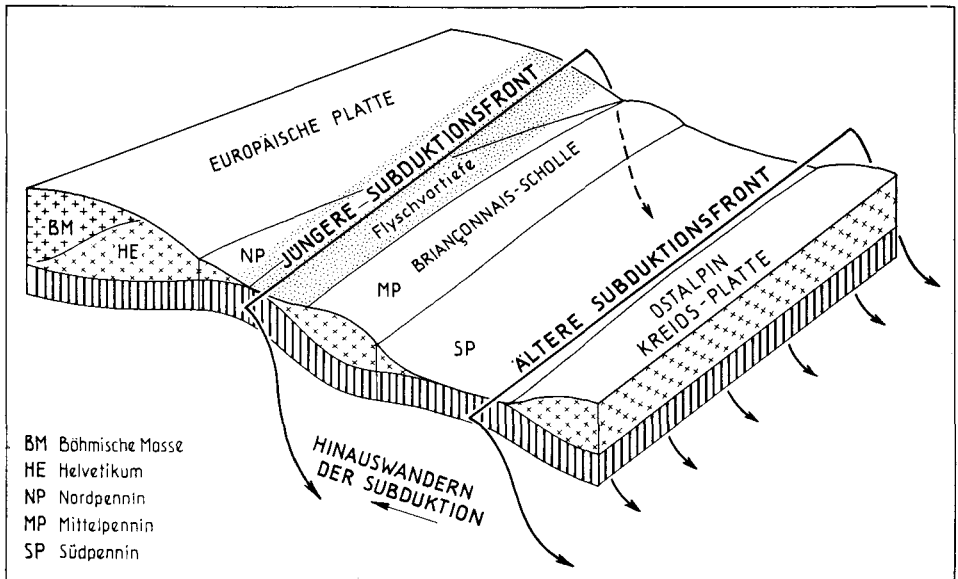


Abb. 5: Der Schrägverlauf des Flyschtroges in den Ostalpen kommt durch eine parallele Verlagerung der Subduktionsfront aus dem Südpennin nach Norden zustande, da das Nordpennin gegen Osten hin ausspitzt und daher die durch die Subduktion bedingte Vortiefenrinne sich im Osten bereits über den Nordkontinentrand mit seiner pienidischen Auflagerung vorschieben muß.

Schließlich ist noch interessant, die sicherlich vom Untergrund her diktierten tiefen lokalen Absenkungen von Kalkalpentteilen während dieses Oberkreide/Alttertiär-Zeitraumes in unsere Überlegungen einzubeziehen. In vielen Gosau-Becken der Kalkalpen treten in der höheren Gosau im Zeitraum des oberen Senons und Alttertiärs mächtige Turbiditabfolgen auf, im klassischen Becken von Gosau etwa – um nur ein Beispiel zu nennen – im NW-Teil des Beckens mit einer Dominanz der vom Sandstein beherrschten Zyklen, im zentralen Teil der Gosaumulde SW der Ortschaft Gosau bis zu den Höllgräben mit prächtigen Schlammturbiditen. R. HESSE & A. BUTT (1976) und P. FAUPL & R. SAUER (1978) haben gezeigt, daß ein Teil der Gosau-Becken mit ihren Turbiditfüllungen der höheren Gosau bis unter die Kompensationsgrenze abgesunken waren, also tiefe Löcher im Verband der Kalkalpen entstanden waren. Da die Kalkalpen zu dieser Zeit noch über dem Süd- bis Mittelpennin standen, wird die Anlage dieser Tiefseewannen auf die Subduktionsvorgänge in ihrem tektonischen Untergrund zurückzuführen sein, nur ist die Ursache der sehr unregelmäßigen Verteilung des Absinkens kalkalpinen Bodens noch nicht verständlich.

b5) Metamorphose

Beim Metamorphosegeschehen in Kreide und Alttertiär soll uns hier nur die im Vordergrund stehende Frage interessieren, ob sich so wie vielfach in Orogenen entlang von Subduktionsfronten der paarige Metamorphosegürtel auch hier durch die Alpen verfolgen läßt.

Wir müssen in dem über einen Großteil der Kreide und das Tertiär hin anhaltenden Subduktionsvorgang und der damit verbundenen Metamorphose bzw. zuordenbarem Vulkanismus mindestens zwei grundlegend verschiedene Geschehen trennen. Zunächst wollen wir uns dem kretazisch-alttertiären Zyklus zuwenden. Für diese Zeit läßt sich, wie schon oben angedeutet, tatsächlich der paired belt in den Ostalpen erfassen. Die Hochdruck/Tieftemperaturmetamorphose ist in den letzten Jahren im Pennin der Tauern vielfältig erfaßt worden, also in jenem Teil, in dem zuerst in der Kreidezeit die kühle Ozeankruste unter gewaltigem Druck des sich darüber schiebenden Ostalpins nach Süden subduziert wurde. In immer weiteren Teilphasen – durch Frau Ch. MILLER wurden zuletzt fünf Phasen ausgegliedert – ist dieses Geschehen durchschaubar geworden (vgl. Übersicht und Zitate bei A. TOLLMANN, 1977, S. 31 ff., S. 380): Wohl der altpidischen, kretazischen Phase (deren absolutes Alter noch nicht radiometrisch erfaßt werden konnte) gehört die druckbetonte Phase der Blauschieferfazies und der an einzelnen Punkten in der Schieferhülle südlich vom Großvenediger erreichten Eklogitfazies an, bei der Drucke zunächst von 6 kb, schließlich von 8–11 kb und doch auch beträchtliche Temperaturen von 500° C (bis maximal 550° C) erreicht wurden. Nimmt man an, daß diese Vorgänge der altpidischen Metamorphose zuzuordnen sind, wofür gewichtige Argumente sprechen, so entspräche dieser druckbetonten Metamorphose des Pennins die altpidische druckschwächere Metamorphose des ostalpinen Altkristallins, damals noch weiter im Süden gelegen, heute im Süd- und Westrahmen des Tauernfensters datiert: sie erreicht hier, bis in die Sedimenthaut des Mittelostalpins aufsteigend, allerdings

nur Werte von 550° , wobei sich verschiedene Grünschiefer-Subfazies einstellen, einschließlich der Almandin-Subfazies. Altersmäßig geht M. SATIR (1975, S. 38 ff.) über die bisher üblichen Altersdatierungen von 80–90 Millionen Jahren im Schneeberger Zug hier bis auf 120 Millionen Jahre zurück. Wir haben demnach in der nördlicheren, penninischen Zone den druckbetonten, in der südlicheren, ostalpinen Zone den temperaturbetonten Gürtel vor uns, wenn auch hier eben nicht so hoch aufgewärmt, aber doch in der erwarteten Anordnung.

In der späteren, tertiären, wohl eozänen (zwischen 55 und 36 Millionen Jahre) Hauptphase der Tauernmetamorphose tritt im Pennin des Tauernfensters eine Umkristallisation des Altbestandes unter Nachlassen der Druckbetonung in Grünschiefer- bis schwach temperierter Amphibolitfazies auf. Eine Reihe von Forschern hat diese zweite Hauptphase im Mineralbestand erfaßt, früh V. HÖCK (1974, S. 118) mit Hilfe von Pseudomorphosen nach Lawsonit in den Knoten der Schiefer der Unteren Schieferhülle der Glocknergruppe. Diese zweite Hauptphase der raschen Subduktion, während welcher Helvetikum und Flyschzone unter das weiter nachrückende Ostalpin abgeführt wurden, mag auch die gewaltige Aufschmelzung von Krustengesteinen bewirkt haben, die ab höherem Eozän, besonders im Oligozän, in Form der Tonalitstöcke und ihres Gangefolges im Raum der Nord-Südalpen-Grenze entlang der Periadiatischen Naht emporgedrungen sind.

Eine gänzlich andere, zweite Epoche der thermischen Auswirkungen des in die Tiefe subduzierten und aufgeschmolzenen Materials tritt im Jungtertiär im Ostrandbereich der Ostalpen auf, der mit der Oststeiermark, ja sogar noch mit dem unteren Lavanttal in die Westausläufer des innerkarpatischen-ungarischen Vulkanbogens fällt. Das Studium dieses Vulkanbogens in den Karpaten hat gezeigt (M. BLEAHU, M. BOCCALETTI et al., 1973, S. 5027 ff.), daß sich hier, in Übereinstimmung mit den geophysikalischen Messungen im Pannonischen Becken, im Jungtertiär und bis zur Gegenwart offenbar eine Krustenausdehnung nach dem Mechanismus der Hinterinselbogenbecken vollzog, unter Aufschmelzung der einstigen ozeanischen Krustenreste, die in dieser Zeit (nach der Methode des K_2O/SiO_2 -Diagrammes nach T. HATHERTON & W. DICKINSON, 1969, der ihr entstammenden Kalkalkali-betonten Schmelzen) bereits in Tiefen von 130–180 km gelangt waren: Der ältere jungtertiäre Vulkanismus begann in diesem Karpatenraum mit rhyolithischen Eruptionen im Burdigal in der Zentralslowakei, setzte mit andesitischen Laven im Dunazug, Mátra, Bükk etc. fort und endete mit Alkalibasalten des Pannon bis Pleistozän vom Balaton, Pojana Ruska, Banat etc., deren Auftreten nach BLEAHU et al. auf den Übergang vom Inselbogensvulkanismus zum Randbecken-Spreading hinweisen. Aus dem K_2O/SiO_2 -Verhältnis dieser Vulkanite konnte von den genannten Autoren tatsächlich das Absteigen einer diesem Vulkanismus zuordenbaren Subduktionsfläche gegen Süden rekonstruiert werden, sodaß hier die weitere jungtertiäre Ausgestaltung der Bogenform eine Stütze findet.

Für den Ostrand der Alpen aber bedeutet dies nach dem Auftreten der gleichen, dieser Provinz angehörigen Vulkanite in der zeitlichen Abfolge von

Rhyolithen, Daziten, Andesiten bis zum Basalt zwischen Oberburdigal und Unterpannon (A. TOLLMANN, 1972, S. 202), daß diese im Kerngebiet des Vulkanobogens gültige Jungentwicklung einschließlich der sich gegen die Gegenwart hin verstärkenden Krustenverdünnung ebenfalls gilt. Wir werden diese für die junge Gestaltung des Alpenostabschnittes sehr wichtige Erscheinung weiter im Auge behalten.

Das gleiche, oben an Hand des Vulkanismus aufgezeigte, steil unter den Karpatenbogen einwärts gerichtete Abtauchen der Vorlandplatte, das bis in die Gegenwart anhält, zeigt auch die Auswertung der von G. MÜLLER et al. (1978, S. 214) mitgeteilten Daten über das rumänische Erdbeben von Vrancea vom 4. März 1977, welche das Absteigen der aktiven Fläche gegen das Innere des Karpatenbogens hin von Bebenherden von 79 km Tiefe über 93 km, 109 km etc. anzeigen.

Analog findet man Hinweise auf das Südfallen der tertiären Hauptsubduktionszone in der westlichen Fortsetzung der Ostalpen, in den Schweizer Alpen, wo die als Plattengrenze betrachtete und seismisch erfaßte Grenzfläche zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre nach H. NEUGEBAUER et al. (1976, S. 704) von etwa 80 km im Norden auf etwa 120 km im Süden einfällt. Für eine derartige Richtung des Abströmens des kühlen Krustenmaterials zeugt in den Schweizer Alpen nach L. RYBACH (1976, S. 585) auch die entsprechend südverlagerte unsymmetrische Ausbuchtung im Verlauf der Isothermen unter dem Gebirge, die am Beispiel der 1000°-Linie von 50 km im Norden auf 75 km im Süden einfällt, bedingt durch die noch erhaltene subduzierte Restkälte.

Hinzu kommt noch folgende Überlegung. In der jungen Entwicklung des Alpen-Karpaten-Orogens können wir im Ostabschnitt der Alpen auf Grund des seismischen Alpenlängsprofils von Judenburg an ostwärts das rasche Herausheben der Obergrenze des Mantels von rund 50 km auf 27 km und noch weniger in Ungarn erkennen (H. MILLER, 1976, S. 1122). Im ungarischen Zwischengebirge, der Tisia, selbst ist ein fortschreitender Prozeß der Verdünnung der Kruste, verbunden mit einem kräftig erhöhten Wärmefluß im Gange. Von manchen Geophysikern wird in älteren Arbeiten ein Emporkommen des Mantels bis auf 20 km (V. SCHEFFER, 1960; L. STEGENA, 1964), ja lokal sogar bis 10 km angegeben (V. SCHEFFER, 1962), während in neueren Arbeiten (z. B. L. STEGENA et al., 1975, S. 78, Abb. 5; F. HORVATH et al., 1977, S. 339, Abb. 4) nur die zuerst genannten Werte aufscheinen. Da am Alpenostrand trotz der außerordentlich kräftigen Einengung des Orogens im Profil des Rechnitzer Pennins und eines demnach zu erwartenden kräftigen primären Krusten-Tiefenwulstes sekundär eine starke Reduzierung dieses Tiefenwulstes unter erhöhtem Wärmefluß von unten her ohne kubaturmäßig vergleichbarem Oberflächen-Vulkanismus – der oststeirische Vulkangürtel fällt hier nicht ins Gewicht – möglich war, erscheint es denkbar, daß der Beginn einer Ablation der Erdkruste von unten her bei noch verhaltenem Vulkanismus möglich ist, der sich dann flächenmäßig erst bei Zerreißen der Kontinentalkruste geltend macht.

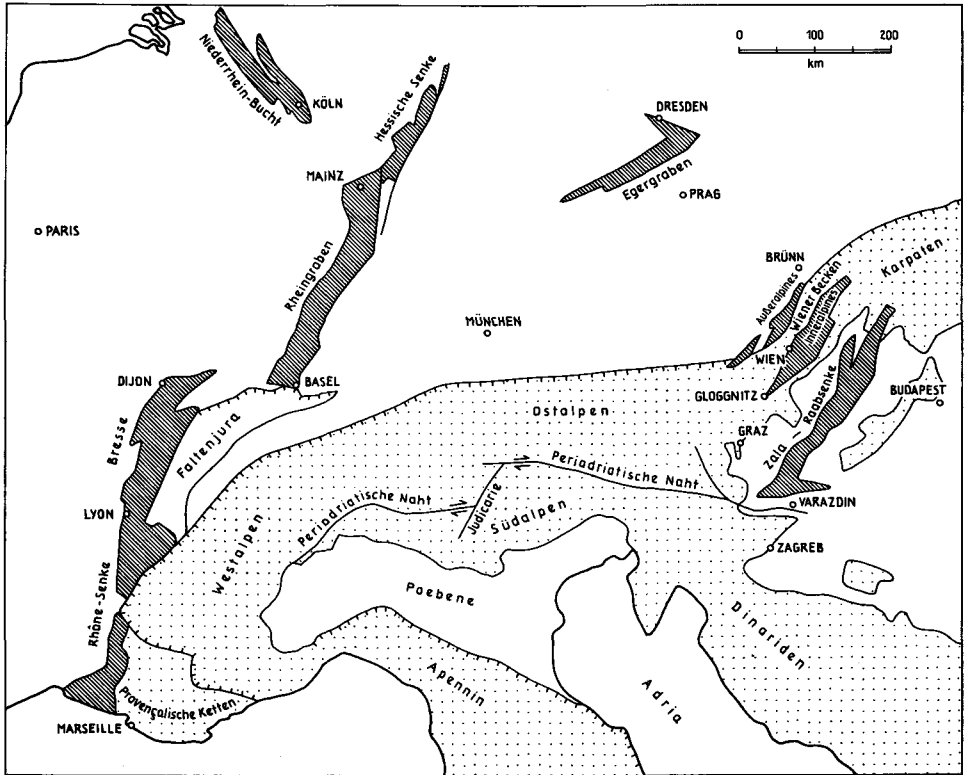


Abb. 6: Das Aufreißen von Gräben und Riftsystemen der Europäischen Platte subparallel zum jungen Öffnen des Nordatlantik, bedingt durch eine ostwärts gerichtete Dehnung an variszischen Lineamenten. Schema nach H. ILLIES & G. GREINER (1976, S. 26, 30), im alpinen Anteil ergänzt.

c) Querzerrdriftung an jungtertiären Grabensystemen der europäischen Platte; Bruchtektonik

Mit Abschwächung der nordgerichteten Hauptdruckphase im höheren Alttertiär macht sich im europäischen Anteil der Eurasiatischen Platte eine neue Bewegungstendenz geltend, die aus den sich in dieser Platte selbst ablesbaren Spuren auf eine ungefähr WNW-ESE gerichtete Bewegung und Zerlegung schließen läßt: Diese Spuren liegen zunächst in dem mit mehreren NNE-SSW gerichteten Großgrabenstrukturen Typus Rheingrabensystem, Außeralpines- und Inneralpines Wiener Becken-System (und zugeordnetem Westpannonischen Grabensystem in Ungarn), sie liegen ferner in der bedeutenden Rechtsseitenverschiebung Europas gegenüber mediterranen Subkontinenten an der Periadriatischen Naht, an der eben auch Europa selbst beteiligt sein wird. Die Ursache ist evident: Sie liegt in der nun im Tertiär, namentlich im jüngeren Tertiär, sehr rasch erfolgenden Öffnung des Nordatlantik mit ebendieser Richtung seines Spreading-Systems. Wir haben demnach einerseits mit einer relativen Gesamtverschiebung des europäischen Plattenanteils gegen Osten hin zu rechnen, außerdem aber

zeichnet sich in der Anlage großer Grabensysteme, in denen es bereits zu einem Aufsteigen des Mantels unter beträchtlicher Krustenverdünnung kommt, der Versuch der Anlage weiterer lokaler Riftsysteme unter dem europäischen Kontinentsockel selbst ab, die als versetzte Fortsetzungen des Roten Meer-Rifts zu arbeiten begannen. Zu den beiden angeschnittenen Punkten interkratonische Grabensysteme Europas und Ausmaß der Verschiebung an der Alpin-Dinarischen Naht seien im folgenden einige nähere Erläuterungen gegeben (Abb. 6).

Die Rolle des Rheingrabens und des ihm zugeordneten Grabengürtels, der eine selbständige Westeuropäische Platte abzudriften bestrebt ist, wurde von geologischer Seite besonders durch H. ILLIES in einer Flut von Arbeiten zwischen 1962 und der Gegenwart (vgl. etwa 1964, 1965, 1969, 1972, 1974, 1975), R. MAAS (1977b) und anderen geschildert und ist ebenso ausführlich durch geophysikalische Untersuchungen studiert, über deren letzten Stand die Arbeit von C. PRODEHL, J. ANSORGE et al. (1976) informiert.

Der Rheingraben selbst (Abb. 6), dessen Geologie und Geophysik hauptsächlich auch der Inhalt eines eigenen Bandes „Graben Problems“ im Internationalen Upper Mantle Project No. 27 (H. ILLIES & St. MUELLER, 1970) gewidmet ist, begann als Mittelteil des rhönisch-rhenanischen Grabengürtels zwischen Mittelmeer und Nordsee mit Vorläufern ab Mitteleozän, vornehmlich ab Oligozän, bis zu einer Tiefe von 3350 m an den sich bildenden Abschiebungen abzusinken, wobei sich ein Zerrungsbetrag von 4,8 km senkrecht zur Grabenachse ergab. Die Bewegung hält bis in die Gegenwart, derzeit mit 0,7 mm/Jahr, an. Die Kruste unter dem Rheingraben ist durch Zerrung auf rund 25 km ausgedünnt, darunter hat sich ein auch durch die jüngsten geophysikalischen Messungen wiederum bestätigtes „Riftkissen“ aus aufgestiegenem Mantelmaterial gebildet. Zerrungstektonik und seitliches Ausweichen der rahmenden Krustenblöcke können nicht im Sinne von H. ILLIES (1972, S. 27) auf Schweregleitung der aufgebogenen Krustenplatten zurückgeführt werden, sondern müssen, wie das analoge Zerrgrabensystem des Wiener Beckens (s. u.) zeigt, das keine solchen aufgebogenen Ränder besitzt, schon auf den Plattentransport durch subkrustale Strömungen, eben auf Rift- und Driftvorgänge bezogen werden. Auf die zahllosen mit dem Mantelaufstieg verbundenen Gegebenheiten einschließlich des erhöhten Wärmeflusses, der Seismik, des Vulkanismus etc., ist hier nicht einzugehen, sondern auf H. ILLIES & St. MUELLER (1970) u. a. zu verweisen. Die Richtung dieses Systems von Rhône-, Bresse-, Rhein- und Hessischem Graben verläuft NNE.

Das genaue Gegenstück zum Rheingraben bildet nun das Inneralpine Wiener Becken, das sich mit NNE-Richtung von Gloggnitz in den Zentralalpen bis Napajedl in Mähren erstreckt (Abb. 6). Auch hier haben wir ein gewaltiges Grabenbruchsystem gleicher Art vor uns, das sich ebenso durch das Auseinanderweichen der Flanken als ein Phänomen der Zerrung und Zerreißen der Kruste der Europäischen Platte mit gleicher Orientierung gebildet hat. Obgleich auf diesen Umstand vom Verfasser seit 1970a, S. 63 f., wiederholt verwiesen worden ist, zu welcher Zeit auch das Wiener Becken bereits als ein Riftsystem, genauer gesagt ein „Rift in Rift“ bezeichnet, direkt mit dem Ostafrikanischen Grabensystem genetisch gleichgestellt und in seiner Genese geklärt worden ist, ist dies für das Verständnis der Art der Zerlegung der Europäischen

Platte bis in die jüngste Vergangenheit kaum berücksichtigt worden und fand diese Struktur erst in den Arbeiten von H. ILLIES (1975, S. 256) und H. ILLIES & G. GREINER (1976, S. 29 f.) in ihrer vergleichenden Betrachtung Eingang, wurde aber unter Nichtkenntnis der oben erwähnten Arbeit des Verfassers mit der miozänen Orogenese in den Ostkarpaten etc., mit kompressiver Verspannung normal zu den Grabensystemen in Zusammenhang gebracht, wobei sich dann das Streß-Feld im Pliozän und Pleistozän gedreht haben sollte und die Zerrgräben in die moderne NW-SE-Richtung gezwungen haben sollte. Diese Erklärung trifft in mehrerer Hinsicht nicht zu: Zunächst müßte man bei einer Abhängigkeit der für die Grabenbildung im Wiener Becken verantwortlichen Zerrung von der Richtung normal zur herrschenden Gebirgskompression im Miozän ja nicht die Ostkarpaten, sondern eben diesen Ostrandabschnitt der Alpen ins Auge fassen, wo die Kompression mit noch im Miozän kräftigen Überschiebungen (Äußere Klippenzone etc.) gegen NW gerichtet war und sich daher aus dieser (damit hinfälligen) Kraftquelle eine Kompression und nicht Dilatation des Wiener Beckens ergab. Zweitens liegt keine Drehung des Kraftfeldes und damit der Gräben in jüngerer Zeit in die NW-Richtung vor. Kraftfeld und Grabenanlage funktionierten die ganze Zeit über bis zur Gegenwart in gleichem Sinne. Der jüngste, 170 m tiefe jungpleistozäne Graben der Mitterndorfer Senke innerhalb des achsialen Bereichs im Südteil des Wiener Beckens liegt der alten Achse ähnlich, nur ein wenig mehr gegen NE orientiert. Drittens stimmt die aus den rezenten Erdbeben abgeleitete Druckkomponente mit einer nördlich gerichteten Kompression und einer senkrecht dazu gerichteten Dilatation mit der alten Dilatationsrichtung des Wiener Beckens überein, sodaß kein Anlaß zur Annahme einer Schwenkung des Streß-Feldes im Grabenbereich in jüngster Zeit vorliegt.

Auch im Wiener Becken konnte durch Präzisionsnivellements ähnlich wie im Rheingraben die Andauer der Absenkung in der Gegenwart belegt werden: So im Marchfeld (G. GANGL, 1969, S. 14) und im südlichsten Teil bei Wiener Neustadt (G. GANGL, 1974, S. 45), wo ein Senkungsbetrag von 1 mm/Jahr auftritt.

Zur Frage der Tektogenese des Wiener Beckens nahm in neuerer Zeit H. STOWASSER (1958, S. 398) Stellung. Es ist das Verdienst dieser Arbeit, auf den enormen Tiefgang der an der Oberfläche ablesbaren Erscheinungen durch die gesamte Kruste bis in den Mantel hingewiesen zu haben. Bei einem Versetzungssinn der Schollen an der Oberfläche von 6–7 km in vertikaler Richtung (die von Neogen erfüllte Tiefe des Beckens erreicht allein schon ohne Berücksichtigung des aufgestiegenen Alpenkörpers 5,5 km), ist unbedingt mit einem gewaltigen Tiefgang zu rechnen. Nur können wir heute nicht mehr an eine Krustentiefe der Böhmisches Masse im Bereich des Beckenuntergrundes von 40, ja 70 km (l. c., Abb. 1) denken, sondern wir wissen zunächst vom weiter im Süden verlaufenden seismischen Alpenlängsprofil vom Ausdünnen der Kruste in den Alpen gegen den Ostrand, wir werden aber aus dem Vergleich mit dem Rheingraben bei einem solchen gewaltigen Zerrbruchsystem ein analoges Aufsteigen des Mantels unter dem Wiener Becken erwarten. Obgleich die wenigen bisherigen geothermischen Messungen keine überdurchschnittlichen Werte ergeben haben, so ist doch das Emporkommen heißer Wässer an den Strukturen Oberlaa-Laxenburg und an den Störun-

gen der Thermenlinie am Westrand des Beckens nicht zu vergessen. Die Erdbebenherde am Alpenostrand sitzen in einer mittleren Tiefe von $9,9 \pm 3,3$ km (G. GANGL, 1974, S. 39).

In der genannten Arbeit von H. STOWASSER wird die Ursache der Entstehung des Wiener Becken-Grabenbruchs noch traditionsgemäß in der alten Vorstellung gesucht, daß das sigmoidale Umbiegen der Streichrichtung von den Alpen zu den Karpaten der Grund hierfür wäre – dies fällt als Ursache mit Sicherheit weg, da wir ja im Alpen-Karpatensystem bzw. im gesamten mediterranen System viele solche und noch schärfere konkave und konvexe Bögen kennen und keineswegs damit kausal verbunden jeweils einbrechende Grabensysteme auftreten.

Nun, betrachten wir vergleichend die Anordnung, Richtung, Struktur und den sich daraus ergebenden Mechanismus des Wiener Beckens mit den weiteren Bruchstrukturen im Rahmen des Ostalpenkörpers und seines Vorlandes, dann ergibt sich sehr leicht das Verständnis für diese gewaltige Grabenstruktur. Zunächst ist das Studium der aus den Satellitenbildern sich ergebenden Hauptbruchlinien des alpinen Raumes und seines Vorlandes, wie es vom Verfasser (1977a, S. 23, Abb. 1) vorgenommen worden ist, äußerst lehrreich. Es hat sich hierbei ergeben, daß die großen, spätvariszisch angelegten Bruchlinien der südlichen Böhmisches Masse mit ihren von den alpinen Brüchen abweichenden Hauptrichtungen WNW-ESE und NNE-SSW in alpidischer Zeit vielfach wiederbelebt und wiederbenutzt worden sind, da sie sogar unter der Molassezone durch im unverdauten Sockel des nördlichen Alpenkörpers erhalten und funktionsfähig geblieben sein müssen und von dort sich in Flyschzone und Kalkalpen, ja bis in die Grauwackenzone und im Osten noch ein wenig darüber hinaus gegen Süden durch die überschobenen alpinen Decken durchgepaust haben. Die Tatsache, daß die Brüche des Sütteiles der Böhmisches Masse in alpidischer Ära zum Teil wiederauflebten, war bereits früher bekannt (A. TOLLMANN, 1970a, S. 78), auch daß sie sich noch in der Molassezone bemerkbar machten, neu aber war das Ausmaß, in dem man sie noch bis weit in den Nordteil der Alpen hinein verfolgen kann. Der Tiefgang dieser Hauptbrüche, die sich vielfach über 100 km und mehr verfolgen lassen, sich durch das ganze alpine Deckengebäude durchpausen und an die offenbar die rund 4–5 km tief liegenden Erdbebenzentren im Waldviertel gebunden sind, ist bedeutend. Die Zertrümmerung der Kruste muß, betrachtet man etwa die hervorstechendsten Hauptrichtungen mit NNE-Verlauf (Vitiser Störung, Diendorfer Störung etc.), entlang dieser Linien oder besser Zonen sehr tief, wahrscheinlich in ihrer Gesamtmächtigkeit vollzogen sein, wenn man etwa die breiten Mylonitzonen berücksichtigt, die an der Diendorfer Störung beim Bau der Melker Donaubrückenpfeiler angetroffen worden sind oder die nach den gravimetrischen Messungen von H. FIGDOR (Alpengravimetrie-Kolloquium Wien 1977) im Raum von Platt bei Zellerndorf in Niederösterreich 450 m betragen muß. Gerade an der letztgenannten Störung sind ja aus diesem Raum von H. FIGDOR die bedeutenden rezenten Bewegungen beschrieben worden, das wiederholte Verbiegen der Eisenbahnschienen, das Aufreißen von handbreiten Spalten in den Mauern der Häuser von Platt etc. Es kann als bewiesen gelten, daß diese tiefreichende Astschar des jungvariszischen Systems bis in die Gegenwart Lockerstellen im Gefüge

der Kruste darstellen. Das Wiener Becken und seine Begleitgräben aber sind alle in der Richtung dieser NNE-Störungen angelegt! Diese Richtung ist seit ihrer Anlage im Jungpaläozoikum wiederholt benützt worden: Die Diendorfer Störung selbst, zunächst als Seitenverschiebung angelegt, setzt bekanntlich gegen NNE in die Boskowitz Furche in Mähren fort. Bereits Rotliegendes ist in einer Grabenstruktur entlang dieser Störung in Österreich bei Zöbing, in wesentlich größerem Ausmaß an scharfem Graben in der Boskowitz Furche eingesenkt und dadurch erhalten. Im Jura macht sich die gleiche Tendenz des Absinkens von grabenartigen Schollenstreifen mit NNE-Richtung im heutigen Untergrund des Außeralpinen Wiener Beckens im Staatzer Trog geltend. Daß diese äußerst mächtige schieferreiche Trogfüllung tatsächlich bereits im Jura vor sich ging und nicht nur später ein Stück Kruste in dieser Richtung eingesenkt und dadurch deren mesozoische Bedeckung erhalten blieb, zeigen die Mächtigkeitsverhältnisse der Serie westlich und östlich des Mailberger Liasbruchsystems und der etwas weiter östlich gelegenen Malmtrögfüllung (F. BRIX et al., 1977, Abb. 1, 6 etc.), noch weit in den Untergrund der alpinen Decken westlich von Wien gegen Süden hin geortet. Es ist beachtlich, daß in dieser Zeit des Aufreißens des Mittelatlantik und des Ostwärtsdriftens der Afrikanischen Platte entlang des europäischen Südrandes dieser Rand einen solchen Einriß quer zu dem gleichaltrigen penninischen Riftsystem erhielt (Aulakogen). Die jungalpidische Zerrungstektonik entlang dieser alten Lockerstellen der Böhmisches Masse aber beginnt hier im Miozän, dem Eggenburgien. Das Außeralpine Wiener Becken ist die erste entstehende Struktur, die am großen Mailberger Bruch mit (S)SW-(N)NE-Verlauf und weiteren inneren, parallel dazu verlaufenden Brüchen in der Zeit zwischen Eggenburgien und Karpatien, also dem Aquitan und Burdigal, einsackt. Im genauen zeitlichen Anschluß nach Ausbildung dieses Grabens, der ein selbständiges, von der übrigen Orientierung der Molassezone abweichendes Teilstück darstellt, verlagert sich die Grabenbildungstendenz entlang gleichwertiger alter böhmischer Störungen in NNE-Orientierung gegen Osten, in den Raum des nachmaligen Inneralpinen Wiener Beckens, das seine Konfiguration etwa seit dem Badenien bis zur Gegenwart erhält. Vor Kenntnis des aus den Satellitenbildern hervorgehenden Umstandes, daß sich die böhmischen Richtungen im nichtverdauten Sockel aus Böhmisches Masse bis mindestens zur Grauwackenzone, im Osten darüber hinaus bis in den Untergrund des Leithagebirges erhalten haben, hätte man es nicht wagen können, die Parallelität der Richtung des Wiener Beckens zu den übrigen NNE-Großstörungen im Südosten der Böhmisches Masse in genetischen Zusammenhang zu bringen. Heute wird diese Beziehung aufs lebhafteste nahegelegt.

Daß nun das Wiener Becken als ein echter Dehnungsgrabenbruch der Kruste entstanden ist, wurde – wie erwähnt – aus seiner Spezialstruktur heraus bereits 1970a, S. 64, vom Verfasser abgelesen: Es besitzt den typischen Bau der großen Zerrgrabensysteme der Erde mit der Inversionsstruktur im Zentralfeld, nämlich einer Mittelhorstzone, die die Gänserndorfer Zentrale Scholle, von der Kagranner Senke im Westen und der Lasseer Senke im Osten begleitet, darstellt. Die Entstehung solcher Grabenstrukturen durch Auseinanderverschieben der Krustenränder über der verbleibenden Unterlage hat H. MURAWSKI (1969, S. 206 f., Abb. 10) im Experiment direkt belegen können! Bei der hierbei vor sich gegangenen kräfti-

gen Ausweitung dieses Krustenstreifens, die sich aus den Staffelbruchtreppen an den Rändern ablesen läßt, ist analog den Verhältnissen im Rheingraben mit einem gewissen Aufstieg des Mantels gerade unter einer solch gewaltigen Struktur zu rechnen. Aus der im Satellitenbild ablesbaren Reichweite der unverdauten Kruste im Untergrund der Nordalpen im Zusammenhang mit dem Durchpausen der böhmischen Bruchlinien ergibt sich auch die kausale Begründung für die Reichweite des Wiener Beckens gegen Süden, gegen das Alpen-Innere: Bis zur Grauwackenzone und den Nordrand des Semmeringsystems kommen böhmische Strukturen aus der Tiefe hoch, genau bis zu dieser Region reißt auch das Wiener Becken, eben offenbar an solchen alten Vorzeichnungen, gegen Süden hin auf, während weiter im Inneren der Alpen durch Rekrystallisation des tiefen Untergrundes diese alten Strukturen nicht mehr wirksam und bemerkbar sind!

Diese zuvor dargelegte Auffassung von der Auseinanderzerrung der Kruste zur Bildung des Wiener Beckens findet übrigens auch in den rezenten, aus den jüngsten Erdbebenmessungen abgeleiteten Spannungsverhältnissen ihre Stütze: Die Erdbeben im südlichen Wiener Becken (Ebenfurth, 1963; Wiener Neustadt 1972, Neunkirchen 1972) zeigen nach G. GANGL (1974, S. 42 f.) eine N-S bis NE-SW gerichtete Druckspannung bzw. anders gesagt, eine Entlastung, also Dehnung des Gebietes in Richtung W-E bis NW-SE, mit der auch das in der Gegenwart meßbare weitere Absinken des südlichen Wiener Beckens E von Wiener Neustadt harmoniert (s. o.).

Überblicken wir dieses Ereignis des Aufreißens großer Gräben während der Jungentwicklung dieses Krustenstückes in größerem Rahmen (L. KOPECKY, 1974, S. 204, Abb. 3; H. ILLIES & G. GREINER, 1976, S. 25 ff., Abb. 8-9; P. KRONBERG, 1977; F. BERGERAT, 1977 etc.), so ergibt sich in Mitteleuropa neben den untergeordneten Bruchgrabenzügen in WNW-Richtung besonders ein breit geöffnetes Bruchspaltensystem mit NNE-Richtung, woraus nur der Egergraben (Ohře-Graben) NW Prag in die NE-Richtung ausschwenkt. Die Richtungen sind zweifellos auf die wiederauflebenden alten Strukturen zurückzuführen.

Parallel zum Wiener Becken stellt sich in Westungarn noch ein gleichorientierter tiefer Grabenzug, der Raabgraben, ein, mit Absenkungsbeträgen im NE Kleine Ungarische Tiefebene) von 4000 m, im SW (Zalabecken) von 5000 m – V. SCHEFFER, 1963, S. 73 ff.; K. BALOGH & L. KÖRÖSSY, 1974, S. 398 ff.; L. STEGENA et al., 1975, S. 79. Zwar wird diese Struktur von den ungarischen Geologen ebenfalls auf ein Durchpausen älterer Linien im Untergrund zurückgeführt, was aber hier bei der Anlage über dem abgesunkenen alpinen Raum schwer denkbar ist. Die Achsen der übrigen Senkungströge Ungarns jenseits des Plattensees zeigen eine andere Orientierung (L. STEGENA et al., 1975, Abb. 6 d).

Im großen gesehen hat H. ILLIES die großen europäischen Gräben mit Recht in einem mit jenen der Afrikanischen Platte betrachtet. Vom ostafrikanischen Grabensystem kennen wir dessen Bildungsmechanismus. Der Vergleich mit unseren großen Gräben wird sich in plattentektonischer Sicht auch in bezug auf deren Genese durchführen lassen.

Werden mit dem eben skizzierten Aufreißen großer Quergräben in Europa Ansätze zu einer Zerlegung des Kontinentes in seiner Jungentwicklung sichtbar, so ist nunmehr im Raum der Ostalpen die seit langem vermutete Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht (Abb. 6), die früher schon durch eine paläomagnetisch erfaßte Rotation der Südalpenscholle ins Auge gefaßt war, für die Zeit des ausgehenden Alttertiärs aus geologischen Daten beweisbar geworden: Auch in der speziellen Arbeit zu diesem Thema von H. BÖGEL (1975) war der Bewegungssinn an dieser Naht noch nicht klargestellt gewesen. Bei einem Vergleich der Fazies der einzelnen mesozoischen Schichtglieder zu beiden Seiten der Naht zeigt sich aber in aller Deutlichkeit ein rechtssinniger Versatz der beiden Flanken, der mindestens etwa 150 km beträgt, durch fast ein Dutzend Belege beweisbar (E. SCHERIAU-N., 1977, S. 70; A. TOLLMANN, 1977, S. 583 ff.; 1978a). Demnach kann die von H. LAUBSCHER (1971a, S. 198 ff.; 1971b, S. 824 etc.) aus überregionalen Überlegungen entwickelte Vorstellung von einer bedeutenden – bei ihm 300 km weiten – Seitenverschiebung an dieser Linie aus dem lokalen Befund bestätigt werden. Übrigens kann diese Seitenverschiebung nicht im Sinne von Th. BECHSTÄDT (1977) negiert werden, da ja heute genügend paläomagnetische, nicht einfach abstreitbare Daten über die Gegenurzeiger-Rotation der Südalpen-Scholle gegenüber dem tertiären Europa vorliegen, die diese Rechtsseitenverschiebung an dieser einzigen hierfür vorhandenen durchgehenden Naht belegen.

Für eine voralpidische Wirksamkeit der Periadriatischen Linie ergeben sich keine Hinweise. Sie kann nicht voralpidisch angelegt sein, da sie den alpidischen Deckenbau durchschlägt und demnach jünger ist (A. TOLLMANN, 1977, S. 587). Den Nachweis des Fehlens einer Rotation oder Seitenverschiebung an einem gedachten Vorläufer der Periadriatischen Naht im Jungpaläozoikum haben jüngst übrigens auch H. HEINZ & H. MAURITSCH (1978, Vortrag Geol. Verein. Münster) erbracht.

Absolut unrealistisch hingegen ist die von Th. BECHSTÄDT (1977) in seiner Habilarbeit entwickelte Vorstellung einer schrägen kretazischen Lateralverschiebung von ungefähr 350 km Förderweite mitten durch den Westteil der Ostalpen, bei deren Zurücknahme die Nordkarawanken und Gailtaler Alpen ursprünglich in die westliche Fortsetzung der Nordkalkalpen westlich vom Rhätikon zu liegen kämen. Eine derartige Rekonstruktion (l. c., Abb. 17) widerspricht weitgehend den heute schon sehr gut bekannten Faziesbeziehungen der Hauptzonen der Ostalpen, nimmt keine Rücksicht auf die durch die einstige mächtige Überschiebung und Deckenüberlagerung verursachte Metamorphose im Mittelostalpin, zerreißt die gemeinsamen Züge und direkt ablesbaren Verbindungen der Einheiten westlich und östlich des Tauernfensters (wobei der Abschnitt östlich vom Tauernfenster, der diese Auffassung BECHSTÄDTs unmittelbar widerlegt, aus seiner Betrachtung ausgeklammert wurde), nimmt keine Rücksichten auf sichtbare tektonische Überlagerungen der Teileinheiten des Ostalpins und deren Vergenz und Abwicklung und scheitert schließlich allein schon an dem Umstand, daß von dieser riesigen und gewaltigsten aller gedachten Seitenverschiebungen im alpinen Raum nirgends eine Spur in der Natur zu sehen ist.

V. Anmerkungen zu plattentektonischen Fragen des mediterran-mesogäischen Raumes

1. Die heutige tektonische Struktur des mediterranen Gebietes

Überlegen wir zunächst die Position des alpinen Bogens im mediterranen Orogen und dessen plattentektonisches Schicksal. Gehen wir von der heutigen tektonischen Situation aus. Die genaue Erfassung der faziellen und tektonischen regionalen Zusammenhänge der Zonen unter Berücksichtigung der Vergenz der Deckenüberschiebung ist auch für alle plattentektonischen Überlegungen die einzige solide Basis, auf der aufgebaut werden muß. Arbeiten, die nur einige Gesichtspunkte des gesamten Orogens betrachten, etwa auf Grund des Auftretens von Ophiolithen, Flyschzonen etc., Verbindungen ohne Berücksichtigung der gegebenen regionalen Zusammenhänge ziehen, sind auch bei Betrachtung aller modernen zusätzlichen Ergebnisse wie Schollenrotationen nach paläomagnetischen Daten, heutigen Ozeanboden-Arealen, seismischen Fakten etc. zum Scheitern verurteilt, wie ein guter Teil der Flut von kurzlebigen Aufsätzen mit plattentektonischen „Modellen“ und deren Entwicklungsetappen vom mediterranen Gebiet zeigt.

Betrachten wir demnach zunächst die maßgebende Großstruktur des Gebirgssystems am Mittelmeer. Zuerst von L. KOBER – namentlich in seinem Werk von 1931 – herausgearbeitet, verdient die heute allgemein anerkannte Tatsache hervorgehoben zu werden, daß dieses Kettengebirgssystem einen zweiseitigen Bau aufweist, zwei der Länge nach im Gesamtrogen verfolgbare, jeweils gegen die Vorlandplatte – Eurasien im Norden, Afrika im Süden – kräftig überschobene Stämme zeigt.

Die Auspressung des geosynklinalen Inhaltes, aber auch des kristallinen Substrates oder von Ozeanbodenresten, geschah unter der Kraft der riesigen zusammendriftenden Kontinente mit solcher Energie, daß sowohl im Nordstamm als auch im Südstamm vielerorts Schubweiten der Zentraldeckensysteme über 100 km zustande kamen. Da die primären Verbindungen der Teilabschnitte im Nord- bzw. im Südstamm ebenso wie die entgegen den gegen innen hin absteigenden Subduktionszonen gerichteten großen Deckenschübe für alle weiteren Betrachtungen grundlegend sind, soll hier zunächst eine kurze Übersicht über den Gesamtbau gegeben werden (Abb. 7).

Der Nordstamm setzt im Westen mit der Betischen Kordillere in Südspanien ein: Die Vergenz ist gegen Norden gerichtet, ein grandioser Deckenbau durch das 120 km lange und 30 km breite Fenster der Sierra Nevada belegt, die Schubweite der Malagabetischen Decke gegen Norden überschreitet 100 km. Die östliche Fortsetzung des Gebirges über die Balearen hinaus reißt mit Aufreißen des jungen Ozeanbodens von Alboran und Ligurischer See ab, der Korsika-Sardinienblock wird gegen den Uhrzeigersinn nach SE in die einstige Fortsetzung der Ketten hineingeschwenkt, sodaß man erst wiederum in Ostkorsika Reste der Fortsetzung des gegen außen (ursprünglich Norden) überschobenen alpidischen Systems in Form einer penninischen, in die Westalpen hinüberweisende Zone findet. In den Westalpen nun, dem klassischen Land des Deckenbaues, ist die Vergenz gegen außen (zunächst Westen, dann Norden) seit M. BERTRAND (1884) bekannt. Die Préalpes Romandes und die Klippen der Nordschweiz weisen

auf einen 100 km gegen Norden erfolgten Deckentransport hin. In den Ostalpen ist seit P. TERMIER (1904) der Deckenbau durch Erfassung des 170 km langen und 50 km breiten Tauernfensters mit seinem metamorphen penninischen Inhalt belegt, seit 1959 vom Verfasser durch die Ausgliederung des Mittelostalpins eine Schubweite allein der höchsten tektonischen Einheit, dem Oberostalpin, von 165 km nachgewiesen. Namentlich die Arbeiten von D. ANDRUSOV (vgl. 1968) haben in den Westkarpaten den bedeutenden nordvergenten Deckenbau klargestellt mit Schubweiten von 100 km am Beispiel des Choč-Gemeriden-Systems. In den Ostkarpaten belegt das von M. MURGOCI (1905) erkannte 200 km lange und 65 km breite Paringfenster mit seinem Inhalt von Danubikum und Severindecke, großzünftig durch das Getische Deckensystem nach außen überschoben, über dem selbst noch die Klippen des von ganz innen stammenden Transsylvanischen Systems lagern, den bedeutenden Deckenbau. Die moderne Darstellung des Baues der Ostkarpaten von M. BLEAHU, M. SANDULESCU und vielen anderen (vgl. z. B. V. IANOVICI et al., 1976) haben die Auffassung dieses großzügigen Deckenbaues weiter gefestigt. Der Balkan setzt jenseits des Donaudurchbruches im Eisernen Tor den Nordstamm gegen SE hin fort. Er galt lange bei den einheimischen Forschern als ein nur mäßige Überschiebungsstruktur aufweisendes Gebirge (vgl. E. BONČEV et al., 1974). Die Entdeckung des Strandschafens in Südostbulgarien und der Türkei durch den Verfasser (1965), wo in einer Länge von 270 km und Breite von 50 km die metamorphe Serie einschließlich des Mesozoikums der Strandscha-Einheit unter den nordvergenten Ferndecken von Srednogorie und Stara-Planina hervortritt, hat wiederum eine Transportweite der zentralen Decken von über 100 km gegen außen bewiesen. Die Fortsetzung des Nordstammes leitet aus dem mediterranen Raum mit dem nordvergenten Pontus, dem Kleinen Kaukasus, Elbursgebirge, den afghanischen Randketten, dem Pamir in das Gebiet des Inneren Himalaya nördlich der Indussutur bis auf das Tibetplateau hinüber und weiter gegen Osten.

Kaukasus, Dobrudscha, Faltenjura, Provençalische Ketten und Pyrenäen sind auslaufende Seitenäste des Nordstammes.

Über den Rifbogen verbindet sich im Westen der Nordstamm mit dem Südstamm, der mit dem Tell-Atlas einsetzt. Auch von hier hat L. KOBER (1931) als erster den Deckenbau beschrieben, der dann besonders durch die Bohrungen der S. N. REPAL ab 1948 großartig bestätigt worden ist. Fünf, z. T. bis 1500 km weit verfolgbare Faziesdecken glitten in sehr später Phase (Miozän) hier südvergent 40 km weit in das Hodna-Ouarsenis-Becken ein. Die höchste Einheit, die Numidische Flyschdecke, hat einen noch weit größeren Weg gegen Süden zurückgelegt. Die Fortsetzung des Südstammes verläuft über Sizilien mit den über 100 km weit transportierten Gleitdecken in den Apennin (vgl. z. B. A. CAIRE, 1970, 1971, 1975). Seit der Entdeckung des Metamorphidenfensters von Carrara durch G. STEINMANN bis zu den modernen Untersuchungen durch P. ELTER et al. ist der großartige, hier gegen das Adriavorland, also gegen Osten gerichtete, bis 120 km weite Schub des Deckenpaketes des Apennins fast über die ganze Breite der Halbinsel hinweg, klargestellt worden. Nach der Verdeckung durch die

Poebene setzt der Südstamm mit nur mäßiger Schuppung zunächst in den Südalpen, dann mit rasch anlaufendem und bald bedeutendem Deckenbau in den Dinariden und jetzt intensiv in Bearbeitung stehenden Helleniden fort. L. KOBER (1931) hatte in den Pelagoniden ein Metamorphidenfenster gesehen, dessen Natur bis heute noch nicht eindeutig geklärt ist, er hatte das erneut bestätigte Attika-Fenster erfaßt. Schon im Außenabschnitt des östlichen Südstammes ist hier über dem Fenster von Tripolitza in Griechenland unter der Pindus-Decke 80 km Überschiebung belegt, die gesamte Schubweite wird noch beträchtlich größer sein. Die Fortsetzung des Südstammes führt über Kreta in den Pontus mit seinem jüngst z. T. entzifferten südvergenten großzügigen Deckenbau in Südanatolien und der eindrucksvollen alpidischen Melange im Inneren. Er leitet weiter über die Iraniden, in denen nicht nur weit außen im SW die gegen die Arabische Platte und ihre Randfalten gerichtete zweigeteilte (L. RICOU, 1971) Zagros-Hauptüberschiebungsregion mit ihren Ophiolithen und der Melange mit einer Mindestschubweite von 40 km (J. STÖCKLIN, 1974) hervorzuheben ist, sondern in denen gegen innen hin noch kräftiger Deckenbau bis über das vom Verfasser 1977 begutachtete metamorphe Triasgebiet NW Isfahan herrscht, das offenbar auf das Auftauchen einer tektonisch tieferen Einheit hinweist. Daß auch noch eine alpidische Zerlegung des Zentralirans in Mikrokontinente vor sich gegangen ist, erweisen die inneren Zonen von tektonisch extrem beanspruchter Colored Melange, von Radiolariten und Ophiolithen alpidischen Alters, die den Lut-Block s.l. im Osten, Süden und Westen (Baft, Nain) umrahmen (J. STÖCKLIN, 1968, 1974; A. PILGER, 1971; A. MIR-MOHAMMEDI & A. PILGER, 1977). Die Ausläufer der Iraniden greifen über den Golf von Oman in das Omangebirge auf der arabischen Halbinsel über. Dort liegen über den autochthonen und parautochthonen mesozoischen Serien deckenförmig zunächst ein Radiolarit-Pillowlava-Komplex, darüber nochmals mit 100 km Schubweite in der Oberkreide überschoben der Semail-Ophiolith (F. ALLEMANN & T. PETERS, 1972). Hinter dieser Aufschiebungsfront stellt sich im Norden jenseits des Golfes von Oman in SE-Persien die breite, südvergent geformte tertiäre Flyschzone von Makran ein. Durch junges und gewaltiges Hereindriften der Indischen Platte ist nun die östliche Fortsetzung des Südstammes hier durch die Owen-Störungszone im Arabischen Meer und ihre Fortsetzung an Land, die Chaman-Seitenverschiebung, gegen NE abgelenkt und abgestutzt (R. STONELEY, 1974, Abb. 4; A. PILGER & A. RÖSLER, 1976; 1977). Trotzdem lassen sich, nun gegen NE geschwenkt, die Haupteinheiten wie zuvor weiter verfolgen: Das (mio)geosynklinale Faltenland des Südkontinentrandes N Karachi, die Ophiolithzone bei Quetta und der Tertiärflysch dahinter. Die weitere Fortsetzung des Südstammes verläuft im Himalaya, der in seiner Hauptmasse südlich der Indus-Ophiolith-Narbe dem Südstamm angehört und demnach hauptsächlich aus Gondwana-Material aufgebaut ist. Die enormen Südschübe im Himalaya sind bekannt: Im Niederen Himalaya wird die parautochthone Einheit in mehreren Fenstern (Shali, Rangit) sichtbar, überlagert von kleineren Zwischendecken und der großen Chail-Decke, die in Nepal bis 100 km Schubweite zeigt. Der Hochhimalaya umfaßt die Untere und Obere Kristallindecke, letztere bis 10 km mächtig und über 100 km weit gegen Süden überschoben, weiter innen die Tibetzone mit den Tethysserien und dem darüber überschobenen

Indusflysch kretazisch-alttertiären Alters mit Massen von basischen Vulkaniten und exotischen Blöcken (A. GANSSER, 1964; G. FUCHS, 1976).

Der Überblick über die räumliche Verbindung der Teilstücke des gegen den afrikanisch-arabisch-indischen Plattenkomplex, also im großen gegen Süden überschobenen Südstammes und des gegen Laurasia, also vorwiegend nordüberschobenen Nordstammes sowie die als Maßzahl immer wieder auftretenden Überschiebungsbeträge von rund 100 km bei den inneren Deckenkomplexen verweist bereits aus diesem Argument (das im folgenden durch weitere gestützt wird, vgl. auch S. 337) auf zwei große Verschlussregionen, eine südabsteigende Hauptsubduktionsbahn am Nordrand des eurasischen alpidischen Kettengebirges und eine nordabsteigende am Außenrand des Südstammes dieses Orogenzuges.

2. Bildung und Ausgestaltung des Tethysozeans

Vor der Erkenntnis der Plattentektonik war die Frage nach der Beschaffenheit des Tethysozeans, dessen Existenz zuerst von E. SUESS (Bezeichnung: 1901, S. 25) erfaßt worden war, problematisch: Es handelte sich offenbar um einen Vorläufer des mediterran-mesogäischen Meeres, der sich in entsprechender, der Gebirgsabwicklung adäquater Breite über älteren kristallinen Gesteinen zu Beginn des Mesozoikums durch eine kräftige Subsidenz dieses Krustenstreifens entwickelte, hierbei zunächst zu einer mächtigeren Sedimentanhäufung als im Vorland durch reiche Karbonatproduktion eines Seichtmeeres in der Trias führte, dann aber durch noch rascheres Absinken des Bodens („Leptogeosynklinale“) – wie man angenommen hatte – zu einem partiellen Regime der Tiefsee in Jura bis Unterkreide führte.

Im Hinblick auf die Plattentektonik interessiert uns aber im Zusammenhang mit der Frage der Subsidenz vor allem die Beschaffenheit des jeweiligen Untergrundes der Tethys-Ablagerungen: Ob kontinentale oder Ozeankruste vorliegt, wofür wir abschnittsweise jeweils entsprechende Hinweise im Gebirgsbau vorfinden. Diese Überlegungen nach einer Trennung und Durchverfolgung von ozeanischer oder kontinentaler Kruste in den einzelnen Teilbereichen der Tethys soll uns im folgenden beschäftigen. Den Namen Tethys werden wir in gewohnter Art weiterhin für jene Meeresbereiche des Mesozoikums in dem mesogäischen Raum beibehalten, in denen typisch geosynklinale Verhältnisse herrschten, also für mächtige, litho- und biofaziale typisch mediterran ausgebildete Serien eines Karbonatkomplexes, die sich über einer offenbar in Ausdünnung befindlichen kontinentalen Kruste bildeten (Aristogeosynklinale), oder für Tiefseeablagerungen über Ozeankruste in Eugeosynklijal-Teilbereichen; auch die sich abbeugenden, an diese beiden Teilregionen angrenzenden Kontinentalränder mit stark mediterranem Einfluß in Sediment-Mächtigkeit, Fazies und Fauna, vom Typus des Helvetikums, also die miogeosynklinale Randbereiche, wollen wir noch in den Begriff Tethys in der bisher üblichen Weise einbeziehen. Es ist demnach eine durchaus vielfältige, aber stets von den Vorländern gut geschiedene Faziesgruppierung in der Tethys, wie jüngst auch A. G. FISCHER (1973) so anschaulich ausgeführt hat.

Der Begriff *aristogeosynklinale Fazies* wurde vom Verfasser 1968a, S. 210, noch ohne Bezug auf die plattentektonische Stellung dieser Zone im Gesamtorogen deshalb geschaffen, da dieser Vorland-fernster, in litho- und biofazieller Hinsicht für die zentralen Teile der Tethys bezeichnendster Fazieszonentypus mit seinen Hallstätter Kalken und -Faunen, mit den so mächtigen Triasriffkalkmassen und Plattformsedimenten über rasch sinkendem Boden, aber noch ohne nennenswerte Vulkanite sich weder der miogeosynklinalen, vorlandbeeinflussten Fazies, noch der an mächtigem Feindetritus und mächtigen Vulkaniten reichen Fazies der Eurogeosynklinale zuordnen ließ. Zuvor hatte man diesen Typus, der nicht in die beiden geläufigen Begriffe paßte, entweder zu der einen oder der anderen Entwicklung dazugeschlagen, oder aber im Sinne von H. ZANKL (1967, S. 137) diese Entwicklung überhaupt aus der alpinen Geosynklinale herausgenommen und dem Schelf angegliedert. Es wurde aber bereits damals vom Verfasser betont, daß dieser Typus ja nicht an den Südrandschelf der Tethys gebunden war, sondern in der innersten und später zugleich mobilsten Zone beheimatet war.

Heute läßt sich im Sinne der Plattentektonik eine ausgezeichnete Erklärung für diesen eben sehr wohl selbständigen und berechtigten Typus der *Aristogeosynklinale-Fazies* finden: Die kräftige Subsidenz beruht in der Krustenausdünnung, das Fehlen namhafter Vulkanitmassen ist der kontinentalen Natur der ausgedünnten Kruste zuzuschreiben. Das fazielle Schema Miogeosynklinale-Eugeosynklinale-Aristogeosynklinale harmoniert weitgehend mit dem von A. G. FISCHER (1975) erwähnten Tethys-Teiltypen: Randlicher Schelf – Ozeanisches Areal – Mobiler Gürtel, sodaß wir heute die Begründung für die Hauptfazieszonen nachgeliefert haben (allerdings hatte FISCHER in dem Begriff des „mobilen Gürtels“ auch die fossilen, nur in Resten erhaltenen Ozeanböden einbezogen, ferner eine andersartige Gruppierung vorgenommen).

Betrachten wir unter diesem Gesichtspunkt die *Ausdehnung der Tethys in der Trias* gegen Westen. Wir können keineswegs dem Trend in manchen neuen Arbeiten (B. BIJU-DUVAL et al., 1977, S. 162, Abb. 3; Tafeln und analog W. FRISCH, 1978, S. 267, Abb. 1) folgen, die Tethys in dieser Zeit auf eine hypothetische Ozeankrustenzone zu beschränken und schon östlich der Apulischen Tafel, gerade noch in die Alpen hineinreichend, gegen Westen zu begrenzen. Die mediterranen Makro- und Mikrofaunenelemente der Tethystrias sowie bezeichnete Lithofaziestypen reichen über Sizilien und den Rifbogen (Chaîne calcaire) bis in die Betische Kordillere, wo im Rondatrog mächtige Obertrias-Karbonate mit Megalodonten, basale Obertrias mit Cassianer Mikrofauna etc. auftritt. Auch wenn hier noch keine Zerreißung der kontinentalen Kruste eingetreten ist, muß die Region bis zum Rifbogen demnach bereits damals der Tethys zugeordnet werden.

Mit dem Jura einsetzend kommt es nun im Bereich der Tethys zu einer Intensivierung von Ozeanbodenbildung, wie die im Nord- und Südstamm erhaltenen Ophiolithzonen, deren Alter vorwiegend mit Jura und Kreide datiert werden konnte, belegen. Einer durchaus verfehlten Nomenklatur hat sich D. ROEDER (1976, S. 87) für diese Vorgänge im Westmediterraneanbereich bedient, wenn er schreibt: „Die Alpen entstanden im penninischen Nebenmeer der Tethys, das sich

im Jura und der Unterkreide durch Transformation des Mittelatlantik entwickelte.“ Analog wiederholt sinngemäß in Anlehnung daran und an B. BIJU-DUVAL (1977) auch W. FRISCH (1978, S. 269) die Idee, im Pennin der Alpen die Fortsetzung des Aufreißens des Atlantik, durch eine Transformstörung über das westliche Mediterrangebiet versetzt, sehen zu können. Diese Ausdrucksweise ist denkbar unglücklich: Das Pennin der Alpen ist nur ein Teil des westlichen Abschnittes des Tethysozeans, der gegen Osten sich verbreiternd und reichlich Ozeankruste führend fortsetzt. Wir müssen daher unter Berücksichtigung des Begriffes Tethys im Sinne von A. G. FISCHER (1975) sagen, daß sich die durch ihre regionale E-W-Anordnung, durch ihre Faunen und ihr Fazies charakterisierte Tethys mit dem Abdriften von Afrika von Nordamerika im Jura gegen Westen erweitert, und über jenes Stück, das später zum Mittelatlantik eines durchgehenden, ab der Kreide aufreißenden Gesamtatlantik wird, sich bis zum Pazifischen Ozean ausdehnt: Die mitteljurassischen bis unterkretazischen Seichtwasserfaunen von Mexiko, Kolumbien etc. weisen den Tethystyp auf, die Tiefseesedimente samt entsprechenden Mikrofaunen wie Calpionellen etc. reichen im Oberjura und in der Unterkreide über die Kap Verden, die Nachbarschaft der Bahamas und Karolinen zum Großen Antillenbogen: Die Tethys stellt W-E-Verbindung von einem Ufer des Pazifik zwischen Laurasia und Gondwana bis zum anderen Ufer des Pazifik her. A. G. FISCHER hat mit Recht hierbei schon darauf verwiesen, daß nun eine durchgehend tropische W-E-Meerestraße ganz im Gegensatz zu den heutigen Verhältnissen eröffnet war, die einerseits durch die sicherlich auch damals vorherrschenden Ostwinde eine kräftige, gegen Westen gerichtete Längsströmung aufwies. Vom Verfasser ist diese kräftige Längsströmung schon lange als eine der Voraussetzungen für die Bildung von großdimensionalen langen Teilfazieströgen ohne Schwellentrennung (A. TOLLMANN, 1967, S. 80) vorausgesetzt worden. Besonders gut manifestiert sich die herrschende Längsströmung in den zahllosen gut ausgeprägten Strömungsmustern der Fylschlängströge. Aber auch für die geologisch gesehen schlagartige Verbreitung der Organismenarten der Tethys hat diese kräftige Längsströmung eine bedeutende Rolle gespielt: Sogar festsitzende Gruppen wie Stielcrinoiden, die nur ein ganz kurzlebiges freies Larvenstadium haben, setzen tethysweit mit neuen Arten stets gleichzeitig ein.

In dem beschriebenen Sinne ist also weder das Pennin der Alpen (oder ein anderer damit verbundener alpiner Faziesteilrog) im Jura „Teil des frühen Atlantik“, sondern natürlich echter Bestandteil der Tethys, deren Erweiterung gegen Westen über Trias und Jura hin in dem dargelegten Sinne entgegen D. ROEDER von den alpinen Geologen – wie etwa zuletzt durch J. AUBOUIN, 1977, S. 425, Abb. 3, sehr klar veranschaulicht – bereits seit langem klargestellt worden ist (Abb. 8).

Mit dem Jura tritt besonders mit der Ozeankrustenbildung in alt- und jungkimmerischer Zeit eine gewaltige Erweiterung der ja schon in der Trias sich breit gegen Osten öffnenden Tethys ein. Die räumliche Kompensation zu dieser Ozeanbodenbildung vollzieht sich nach den geologischen Daten der angrenzenden Plattenränder in Jura und Unterkreide nur sehr untergeordnet durch Subduktion an den anschließenden Rändern der benachbarten Platten: Am SE-Rand der

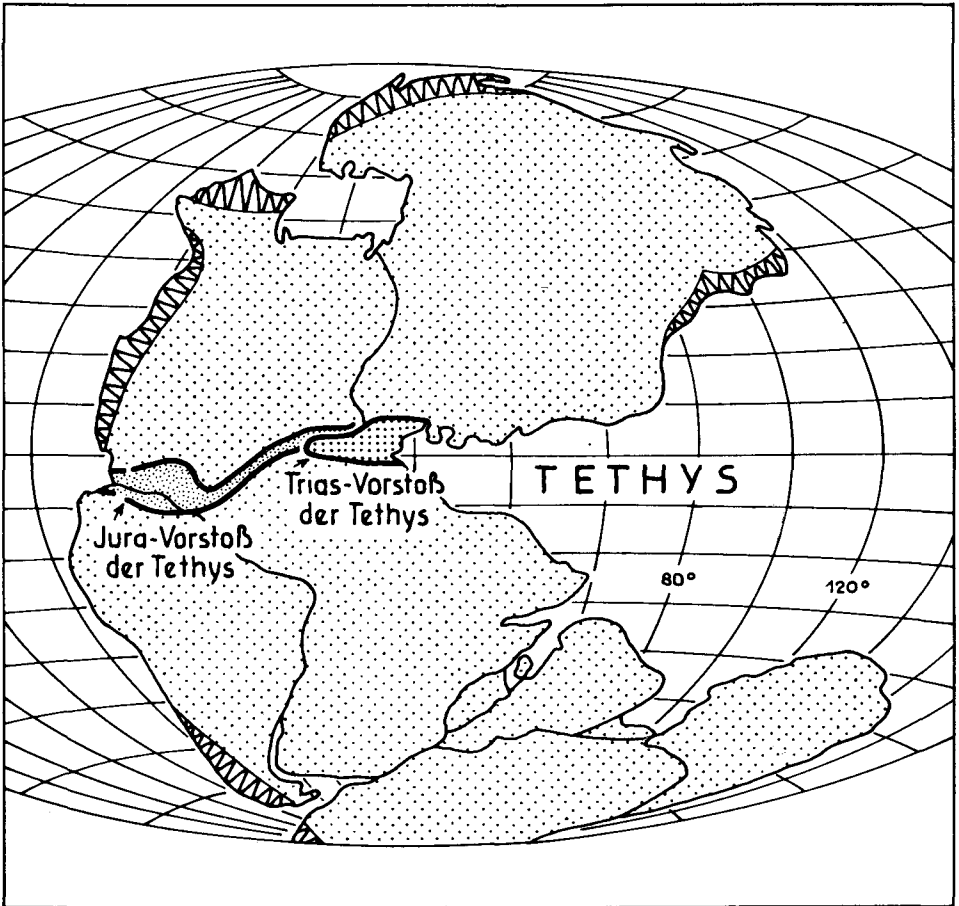


Abb. 8: Die phasenhafte Entwicklung der Tethys in der Trias und im Jura gegen Westen hin bis an den Pazifischen Ozean nach J. AUBOUIN, 1977. In dieser Phase ist der Vorläufer des Mittelabschnittes des Atlantischen Ozeans noch Bestandteil der sich gegen Westen ausweitenden Tethys mit ihrer spezifischen Fauna. Das mit der Erweiterung der Tethys verbundene Auseinanderdriften der Großschollen Laurasia und Gondwana findet in der gleichzeitigen Faltung und damit wohl verbundener Subduktion an deren vordringenden Außenrändern seinen Ausgleich.

Eurasiatischen Platte zeugt die jungkimmerische Gebirgsbildung vom Südrand des Tibetplateaus an über Burma bis Malakka und Borneo, daß hier durch Subduktion und Orogenese ein gewisser Ausgleich durch Krustenverkürzung für einen Teil des zuwachsenden Tethysozeans vorliegt (Abb. 8). Im Bereich des heutigen Europa spürt man erstmalig im nachvariszischen Zyklus in der Kreios-Kontinentplatte an den jungkimmerischen kräftigen Diskordanzen (A. TOLLMANN, 1966, S. 55 ff.) eine Einengung, im Südteil der Eurasiatischen Platte in Mitteleuropa aus gleicher Zeit Stauchung an Hand der saxonischen Gebirgsbildung an der Wende Jura/Kreide (vgl. bereits H. STILLE, 1924, S. 141) und kimmerische Bewegung in Krim und Dobrudscha.

Die Hauptkompensation zur weiteren kräftigen Öffnung der Tethys kann sich aber aus Raumgründen erst an der nächsten verfügbaren Naht, nämlich am Außenrand der auseinanderstrebenden Kontinental-Großschollen vollziehen. Hier sind die Hauptsubduktionszonen aus dem ältermesozoischen Zyklus zu erwarten und auch tatsächlich anzutreffen. Am Außenrand von Laurasia gehört die ost- und nordasiatische, jungkimmerisch gefaltete Region von Sichota-Alin im Süden über das Werchojansker Gebirge bis zu den vorgelagerten arktischen Inseln im Norden hierher, am amerikanischen Kontinent zählt der Randsaum von Alaska im Norden dazu (A. YANSCHIN, 1966, tekt. Kt.; J. MOORE, 1974, S. 811 ff.). Am westlichen Außenrand von Laurasia spiegelt sich die zentrifugale Drift in der mit Subduktion verbundenen malmischen Nevadiden-Faltung (Pacific-Revolution) der Außenzonen der Rocky Mts. von Westmexiko und Niederkalifornien bis Alaska wider (D. ROEDER, 1967, Taf. 1).

Am Außensaum von Gondwana aber ist seit langem, besonders seit A. DU TOIT (1937) der frühesozoische Gondwaniden-Faltengürtel bekannt, dem die Sierra de la Ventana in Argentinien und die Ellworth- und Pensacola-Berge in der Antarktis angehören (vgl. I. DALZIEL, 1974, S. 569; B. WINDLEY, 1977, S. 207, Abb. 13.3) – Abb. 8. Eine oberjurassische Einengung während der sogen. araukanischen Phase des Oberoxford ist in den südlichen Anden von Chile und Argentinien nur stellenweise und schwach in Form von Diskordanzen zu erfassen gewesen (J. AUBOUIN et al., 1973a, S. 208; 1973b, S. 42), während die frühesozoischen Bewegungen am Außenrand der antarktischen Scholle bereits als vormitteljurassisch datiert sind (I. DALZIEL, l. c.).

Für Jura und Unterkreide nun ergibt sich ein wesentlich anderes Bild des Tethysraumes, als es bisher gemeiniglich gezeichnet worden ist. Wir müssen für eine zutreffende Rekonstruktion, abgesehen von den paläomagnetischen Hinweisen auf Kleinschollendrehungen, vor allem auf eine richtige Abwicklung von Nord- und Südstamm entgegen der Deckenschubrichtung achten. Ferner müssen wir die großen Zwischengebirgskerne kontinentaler Kruste im Raum zwischen alpidisch gefaltetem Nord- und Südstamm in Rechnung stellen. Sodann geben uns die zwar gelegentlich unterbrochenen, aber doch in gesamt Längserstreckung des Nordstammes und des Südstammes hinziehenden Ophiolithzonen eindeutige Hinweise, daß sich vorwiegend in der Zeit des Jura und der Unterkreide beiderseits der zentralen Zone mit den alten Zwischengebirgskernen und den inneren Decken mit ihrer sauren Kruste noch Streifen mit Ozeanböden ausgedehnt haben, deren Breitenausmaß verschieden beurteilt wird, für die aber in manchen Regionen konkrete Hinweise auf beträchtliche ursprüngliche Breiten vorliegen. Es muß hier besonders betont werden, daß diese Ozeanböden sowohl im Nord- als auch im Südstamm eingebaut waren, daß sie durch weite Regionen kontinentaler Kruste des Zwischenareals zwischen Ophiolithzonen des Nordstammes und des Südstammes getrennt waren und keineswegs einfach zu einem Tethysozeanbodenstreifen zusammengezogen werden können, wie dies bis in die Gegenwart immer wieder geschieht (L. STEGENA et al., 1975, S. 73, Abb. 1a etc.).

Der Verlauf dieser Ozeanbodenstreifen läßt sich auf Grund der ja nur durch Zufall und in sehr verschiedenem Umfang erhaltenen Ophiolithkruste (H. ZWART,

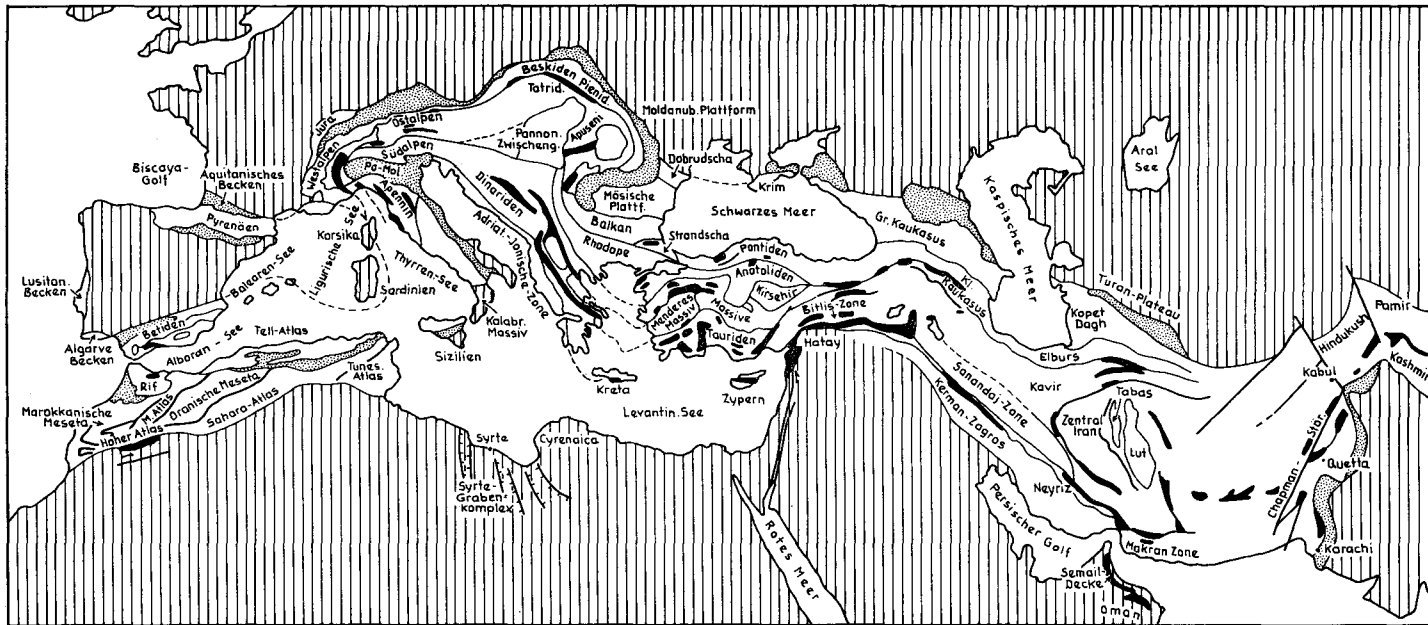


Abb. 9: Die Verbreitung von Resten von Ozeanböden, die im mediterranen Deckengebirgssystem durch Späne und Zonen von Ophiolithen markiert sind. Nach der im Text genannten Literatur.

1967, Abb. 2; J. DEWEY et al., 1973, Abb. 5; D. BERNOULLI & H. JENKYN, 1974, Abb. 1; L. RICOU, 1971, Abb. 1; J. STÖCKLIN, 1974, Abb. 1; R. STONELEY, 1974, Abb. 4, 6; A. MIR-MOHAMMEDI & A. PILGER, 1977, Abb. 1; P. TAPPONNIER, 1977, Abb. 1 etc.) in beiden Stämmen rekonstruieren (Abb. 9). Reste des nördlichen Ozeanbodenstreifens im Nordstamm sind in der Betischen Kordillere, im Pennin der Westalpen, in den penninischen Fenstern der Ostalpen, in der Pienidischen Zone der Westkarpaten, im Danubikum (Paringfenster) der Südkarpaten, im Strandschafenster der Balkankette, reichlich im Pontischen Gebirge und spärlich im westlichen Elburzug und bei Mashad in Nordostpersien vorhanden. So weit im besser bekannten Europa verfolgbar, liegen diese Vorkommen im Nordstamm fast ausschließlich in den Metamorphiden, also in jener eugeosynklinalen Zone zwischen dem miogeosynklinalen Außenrandstreifen der umgestalteten Vorlandplatten-Randzone und den Zentraliden im Sinne von L. KOBER (1931, S. 7), also der inneren, mobilen, später die Ferndecken liefernden, z. T. aristogeosynklinalen Zone mit ausgedünnter Kontinentalkruste im Inneren des Nordstammes. Diese Zone der Metamorphiden, in der sich vorwiegend der Ozeanboden des Nordstammes bildete, wurde später, wie der von L. KOBER (1931, S. 8) gegebene Name schon ankündigt, bevorzugt subduziert, unter die Masse der innen angrenzenden Zentraliden abgeführt und dabei eben beträchtlich metamorph geprägt.

Im Süd Stamm können wir grundsätzlich ähnliche, spiegelbildlich angeordnete Muster antreffen. Die Ophiolithzonen sind, besonders mit Fortschreiten gegen Osten hin, geschlossener, großzügiger, bedeutender, sodaß man schon daraus schließen mag, daß der hier aufgezehrte ozeanische Krustenstreifen auch einst noch wesentlich breiter als der nördliche gewesen sein mag. Die Ophiolithkette (Abb. 9) im Südstamm reichte vom Hohen Atlas über den Apennin (Liguriden), über Dinariden und Helleniden (Innere Radiolarit-Ophiolith-Region mit Vardarzone und wohl zugehöriger Subpelagonisch-osthellenischen Zone; Äußere Radiolarit-Ophiolith-Region mit der Budva-Olonos-Pindus-Zone) über Kreta, Pontisches Gebirge und Zypern zu der die Zagrosüberschiebung der Iraniden begleitenden Ophiolithregion von Kermanshah, Neyriz, dann den Omanbogen in Ostarabien, und weiter über die Pakistankette N Karachi und N Quetta hinüber zur gewaltigen Indus-Sutur zwischen dem südvergenten Himalaya und dem Tibetplateau. Das Alter dieser Ophiolithe schwankt im einzelnen, von Ausnahmen abgesehen, in beiden Stämmen zwischen Oberjura und tieferer Oberkreide.

Überblickt man diese hier in aller Kürze mitgeteilten Fakten, so ergibt sich folgende Antwort auf die vielfach bisher noch mit Recht als ungelöst betrachtete Frage (vgl. A. PILGER & A. RÖSLER, 1977, S. 153) nach der Beschaffenheit der Tethyskruste: Zwischen Eurasischer Platte und den nachmaligen Teilplatten von Gondwana lag im geosynklinalen Stadium der Tethys eine in der Zeit von Jura bzw. (Unter-)Kreide durch einen breiten ozeanischen Krustenstreifen vorwiegend im Bereich der späteren Metamorphiden des Nordstammes im Norden und einen noch wesentlich breiteren Ozean im Süden abgegliederte langgestreckte Platte aus kontinentalem, an den Rändern verdünntem Krustenmaterial, in ihrer Entwicklungsgeschichte in weiten Teilen und langen Zeiträumen (mäßig) unter den Seespiegel der Tethys abgesenkt – Abb. 10. Diese Platte trennte die ozeanischen

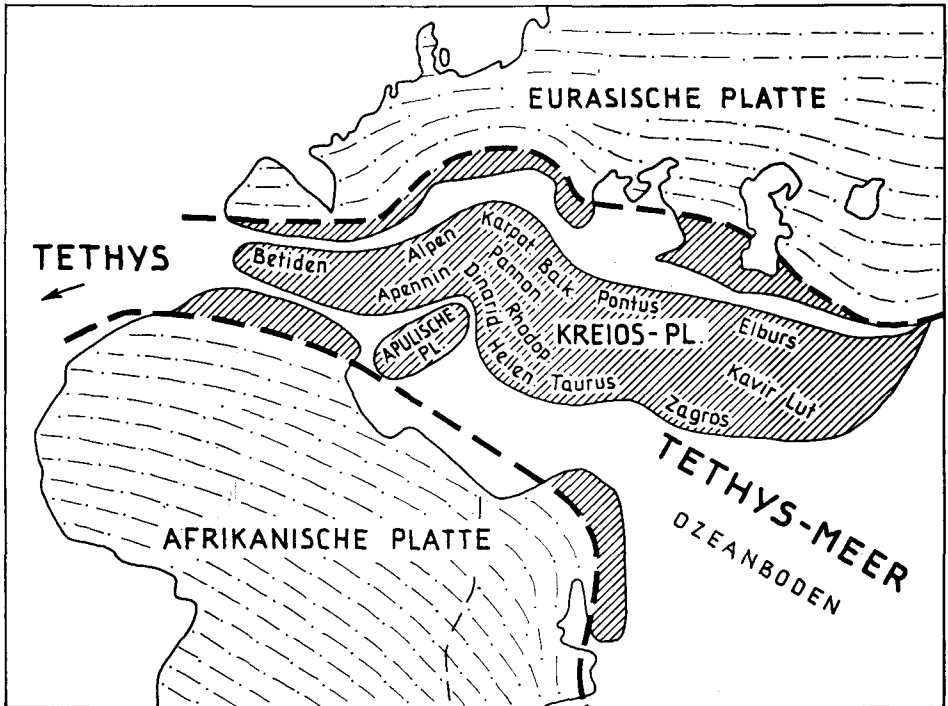


Abb. 10: In der Zeit des Jura und der Kreide differenziert sich zwischen Afrika und Europa durch die Entstehung eines Nord- und Südtethys-Ozeanstreifens ein neuer Zwischenkontinent mit z. T. verdünnter Kontinentalkruste, genannt Kreios, heraus, von dem Großteile durch lange Zeiträume vom Tethysmeer flach überspült wurden. Als Tethys wird im Sinne der Originaldefinition der Gesamtbereich des in seinem Charakter von der außeralpinen See gut unterschiedenen mesogäischen Meeres bezeichnet, das Vorlandplatten-Randstreifen, Ozeanböden und den Kreioskontinent mit verdünnter Kruste gleichermaßen bedeckte und demnach mio-, eu- und aristogeosynklinale Bereiche unterscheiden läßt.

Anteile der Tethys in einen Nord- und Südtethysozeanbereich. Diese Platte des Zwischenkontinentes setzte im Westen mit den bei Abwicklung innerhalb der Ophiolithzone liegenden kristallinen Massen der nachmaligen zentralen Decken (Alpjariden, Malagabetikum etc.) in der Betischen Kordillere ein, enthielt jeweils die inneren Deckengruppen des Nord- und Süd Stammes, so etwa das breit abgewinkelte Ostalpin in den Ostalpen, verbreiterte sich aber gegen Osten hin besonders durch Hinzutreten von alpidisch unverdauten Zwischengebirgskernen älteren Datums, also z. B. die Tisia (Pannonische Masse), das Rhodopemassiv, das Zentralanatolische Zwischenmassiv, schließlich das zentralpersische und afghanische Innenland zwischen den beiden Randstämmen, wenn es auch zeitweise zu einer inneren alpidischen Gliederung von Teilstücken (Beispiel: Isolation des Lut-blockes) kam. Jenseits östlich des afghanischen Zwischenlandes schließen sich Nord- und Süd Stamm ohne zwischengelegenes Terrain mit ozeanischen Gesteinen in der Indussutur und endete damit diese zwischen Eurasien und den Gondwanaschollen gelegene Kontinentalplatte. Dieser selbständige, bei Abwicklung der

Decken und Berücksichtigung der Zwischenmassive durchaus ansehnliche, etwa 1000–1500 km breite und etwa 8000 km lange selbständige Kontinent soll in Analogie zur Bezeichnung Tethys, der Tochter von Uranos und Gea aus dem Geschlecht der Titanen, mit dem Namen eines anderen Titanen, Kreios – der Herrschende –, bezeichnet werden. Die diese Kreios-Platte vorwiegend seicht überflutende zentrale Tethys wird durch sie in den erwähnten Nord- und Südarml der ozeanischen Tethys getrennt: Eine Einschränkung der Bezeichnung Tethys bei B. BIJU-DUVAL et al. (1977, Tafeln) auf den Nordarm und die Verwendung des Begriffes Mesogäa auf den Südarml steht in vollkommenem Widerspruch zur Erstdefinition und dem gesamten bisherigen Gebrauch dieser Begriffe: Mesogäa ist ein jüngerer Synonym für Tethys, beide Namen beziehen sich auf den Gesamttraum des Tethysmeeres und nicht auf Teilstücke.

Nichts mit diesem Kreios-Kontinent, der ein innerer Kontinent zwischen den ozeanischen mesozoischen Tethysarmen war, haben jene in jüngerer Zeit entgegen dem Uhrzeigersinn verdrehten Mikrokontinente des Mittelmeerraums zu tun, die wie der Hauptteil der Iberischen Halbinsel und Korsika, ferner Sardinien und die Apulische Scholle, die abgerissenen Teile der Kontinentalgroßplatten in den Vorländern der Tethys waren.

Zur späteren Gestaltung von Kreios – nämlich die umfangreiche Einbeziehung seiner Randteile in den Deckenbau der zentralen Orogenabschnitte des alpidischen Systems, die Zerlegung an Seitenverschiebungen oder durch Aufreißen in Teilstücke (Ostiran) und die junge Rotation im Zusammenhang mit der Verschärfung der Bogenbildung nach der Hauptorogenese, auch im Zusammenhang mit der Ausbildung der jungen Ozeankrusten-Becken im Bereich des heutigen Mittelmeeres – soll hier nicht im einzelnen Stellung genommen werden, da hierüber schon zu viele und zu hypothetische, voneinander kräftig abweichende Bildserien verschiedener Autoren vorliegen, aber noch der Großteil der Paläomagnetmessungen und anderer moderner Untersuchungen für eine verantwortbare solide phasenmäßige Abwicklung fehlt. Bei der „Ausrichtung“ der Schlingen zu einst geradem Verlauf und allen übrigen Rekonstruktionen sollten aber stets die ursächlichen Gebirgsverbindungen berücksichtigt werden, daß nicht Teile des Südstammes (Sizilien, Apennin) in den Nordstamm eingegliedert werden, wie etwa in der vielzitierten „klassischen“ Darstellung der Neuzeit von S. W. CAREY (1958) – vgl. K. J. HSÜ (1971) –, wo übrigens noch die freie Tethys-See gerade verkehrt in das Innere der Kreiosplatte verlegt worden war an Stelle der durch Ophiolith markierten beiden Außenrandzonen.

Mit der notwendigen Abtrennung eines eigenen Kontinentes innerhalb des Tethysbereiches ist auch für die einzelnen Abschnitte des mediterranen Orogens eine andere plattentektonische Schau als bisher nötig geworden: Für die Ostalpen etwa gilt nicht mehr, wie bisher vielfach gesagt, daß mit dem Ostalpin Afrikas Nordrand auf den penninisch-helvetischen Südrand Europas fährt, sondern es wird der Südrand Europas unter Kreios abgeführt. Oder bei Betrachtung des iranisch-afghanischen Gebietes gilt dann für diesen Abschnitt gegenüber den bisher vertretenen verschiedenen Auffassungen der Zugehörigkeit zur Eurasiatischen Platte oder zu Gondwana (sogar zu Indien) – vgl. Diskussion von A. PILGER & A. RÖSLER (1977, S. 159) – die selbständige Stellung im Verband der Kreios-

platte zwischen diesen Großschollen. Die Zugehörigkeit des iranischen Abschnittes während des Hauptteils des Paläozoikums zu Gondwana wurde übrigens jüngst durch H. FLÜGEL (1972) und J. STÖCKLIN (1974) begründet. Im späteren Zeitraum des Mesozoikums wurde übrigens offenbar der persisch-afrikanische Abschnitt des Kreios-Kontinents durch innere Ophiolithzonen vorübergehend in kleinere Elemente aufgespalten.

In Kürze soll noch zu der Frage Stellung genommen werden, wo die zwischen Jungpaläozoikum und Unterkreide phasenhaft an Riftsystemen vor sich gehende weitere Öffnung der Tethys durch Subduktionszonen kompensiert wird. Es kommt am ehesten der Außenrand von Laurasia in Frage, also besonders der Westrand (und eventuell der NE-Rand) des Pazifik-Vorläufers (s. Abb. 8), wo wir auch für die besonders kräftige Öffnungsphase der Tethys in Oberjura und Unterkreide die erforderliche Subduktion durch die jungkimmerische Orogenese am Ostrand Asiens nachweisen können. Der zirkumpazifische Randsaum war ja offenbar lange Zeit, so wie auch heute, der Hauptkonsument des an den Riftsystemen entstehenden Krustenüberschusses: Derzeit hat er ja nicht nur den kräftigen Zuwachs der pazifischen Ozeankruste zu beiden Seiten des ostpazifischen Rückens zu verdauen, sondern auch über die amerikanischen Platten hinübergeliefert den gesamten Überschuß, den das mittelatlantische Riftsystem produziert sowie einen Anteil aus dem Indischen Ozean.

3. Der mediterrane Typus der konvergierenden Doppelsubduktion

Durch die spezifische Situation in der westlichen Tethys, wo nicht nur Großkontinent mit Großkontinent in Kollision tritt, sondern auch zusätzlich noch ein schwächerer, durch randliche Krustenausdünnung zusätzlich geschwächter Zwischenkontinent der Kreiosplatte eingeschaltet ist, kommt dementsprechend auch ein eigener Subduktionstypus zur Ausbildung. Mit der verstärkten Annäherung der Großkontinente von Süden und Norden ab der mittleren Kreide beginnt mit rascher Subduktion zunächst der ozeanische Zwischenstreifen und bald auch unter Einbeziehung der angrenzenden kontinentalen Plattenränder dieser Prozeß der Orogenese. Heute ist das Einsetzen dieser Hauptphase bereits in der Kreide über den ostmediterranen Raum hinaus für das westmediterrane Gebiet anerkannt und auch im persisch-arabischen Abschnitt belegt.

Das Ergebnis der beidseitigen Unterfahmung des Kreios-Zwischenkontinents durch die großen Vorlandplatten liegt in dessen intensiver und zunehmender Einengung durch Zusammenschoppung von Süd- und Nordrand zu jeweils gegen außen gerichteten Deckenstapeln (Abb. 11). Zugleich nähern sich die im Untergrund von Kreios gegeneinander gerichteten Subduktionszonen mehr und mehr, bis schließlich bei Fehlen größerer unverdauter Zwischengebirge in der Tiefe die Unterplatten bzw. Unterströmungen aufeinander treffen und sich so zu einem vertikalen Abwärtsstrom vereinigen. Dieses Bild hat für die alpinen Verhältnisse bereits H. LAUBSCHER (1969, Abb. 3c; 1970, Abb. 7c) in Anlehnung an H. HESS und F. VENING MEINESZ richtig gedeutet. Wir müssen demnach im Umformungsstadium des Zwischenkontinentes Kreios mit konvergierenden Subduktionsbündeln rechnen, die nach ihrem Aufeinandertreffen steil in die Tiefe hinabsetzen.

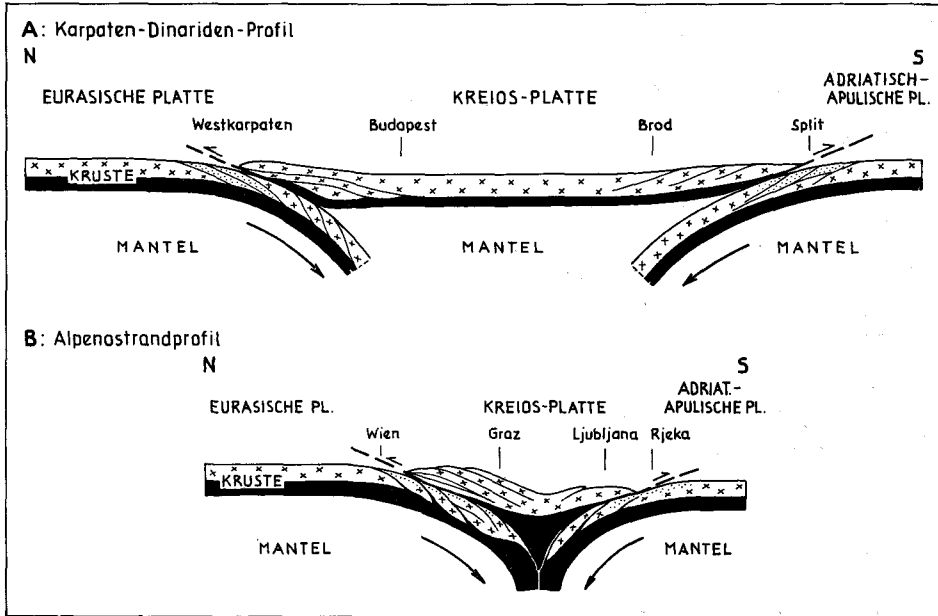


Abb. 11: Die beidseitige Unterfahrung der Kreiosplatte durch die angrenzenden Kontinentalplatten nach Überwältigung der zwischengeschalteten Ozeanböden während der alpidischen Orogenese ergab den mediterranen Typus der Doppelsubduktion, der in schmäleren Abschnitten der Kreiosplatte zu einem Aufeinandertreffen und zu steiler Abführung der beiden konvergierenden Abwärtsströme führte.

Literatur

- ALLEMANN, F. & PETERS, T.: The Ophiolite-Radiolarite Belt of the North-Oman Mountains. — *Eclogae geol. Helv.*, **65**, 657—697, 12 Abb., Taf. 1, Basel 1972.
- ALVAREZ, W.: A former continuation of the Alps. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, **87**, 891—896, 2 Abb., Boulder 1976.
- AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. — *Jb. geol. R.-A.*, **56**, 539—622, 42 Abb., Wien 1906.
- Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 2. Fortsetzung. — *Jb. geol. B.-A.*, **76**, 125—151, 18 Abb., Wien 1926.
- Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 4. Fortsetzung. — *Jb. geol. B.-A.*, **80**, 309—338, 25 Abb., Wien 1930.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. — *Jb. geol. R.-A.*, **61**, 531—710, 50 Abb., Taf. 32—34, Wien 1911.
- AMSTUTZ, A.: Sur l'évolution des structures alpines. — *Arch. Sci.*, **4**, 323—329, Genève 1951.
- ANDRUSOV, D.: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. — 188 S., 70 Abb., Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1968.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotransverse vom Chiemsee bis Vicenza. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **148**, 50—137, 14 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1975.
- ARGAND, É.: La tectonique de l'Asie. — *C.r. 13e Sess. Congr. géol. intern. Liège*, **1**, 171—372, 27 Abb., Liège 1924.
- AUBOUIN, J.: Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale: esquisse d'une comparaison du cadre alpin. — *Bull. Soc. géol. France*, (7) **19**, 421—435, 7 Abb., Paris 1977.
- AUBOUIN, J., AUDEBAUD, E. et al.: De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la Cordillère des Andes. — *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, (2) **15**, 207—216, 1 Abb., Paris 1973.

- AUBOUIN, J., BORELLO, A. et al.: Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. — *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, (2) **15**, 11—72, 12 Abb., 11 Photos, 1 Taf., Paris 1973.
- BALOGH, K. & KÖRÖSSY, L.: Hungarian Mid-Mountains and adjacent areas. — [In:] M. MAHEL [Hrsg.]: *Tectonics of the Carpathian Balkan Regions*. — S. 391—403, 9 Abb., Bratislava (Geol. Inst.) 1974.
- BECHSTADT, Th.: Faziesanalyse der Permotrias des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. — *Habil.schr. Geowiss. Univ. München*, 189 S., 17 Abb., München (Photomechan. Vervielfält.) 1977.
- BELLON, H. & BROUSSE, R.: Le magmatisme périméditerranéen occidental. — *Bull. Soc. géol. France*, (7) **19**, 469—480, 8 Abb., 2 Tab., Paris 1977.
- BERGERAT, F.: Le rôle des décrochements dans les liaisons tectoniques entre le Fossé de la Saône et le Fossé Rhénan. — *C.r. somm. Soc. géol. France*, **1977**, 195—199, 2 Abb., Paris 1977.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H. C.: Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. — *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, **19**, 129—160, 8 Abb., Tulsa 1974.
- BERTRAND, M.: Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. — *Bull. Soc. géol. France*, (3) **12**, 318—330, Abb. 5—7, 1 Kt., Taf. 11, Paris 1884.
- BIJU-DUVAL, B., DER COURT, J. & LE PICHON, X.: From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas. — [In:] B. BIJU-DUVAL & L. MONTADERT [Hrsg.]: *Int. Symp. struct. Hist. Mediterr. Basins, Split 1976*, 143—164, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 1—8, Paris (Ed. Technip) 1977.
- BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. [Hrsg.]: *Structural History of the Mediterranean Basins*. — *Symp. int. 25 congr. comm. int. explor. sci. Méditerranée, Split 1976*. 448 S., zahlr. Abb. u. Tab., Taf. 1—8, Paris (Ed. Technip) 1977.
- BLAKE, M. & JONES, D.: Origin of Franciscan Melanges in Northern California. — *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, **19**, 345—357, 2 Abb., 1 Tab., Tulsa 1974.
- BLEAHU, M.: Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine System. — *Rev. roum. géol. géoph. géogr., géol.*, **20**, H. 1, 7—19, 2 Abb., 1 Tab., Bucuresti 1976.
- BLEAHU, M., LUPU, M. et al.: Rumanian Carpathians. — [In:] M. MAHEL [Hrsg.]: *Tectonics of the Carpathian Balkan Regions*. — S. 221—283, 12 Abb., Bratislava (Geol. Inst.) 1974.
- BOCCALETTI, M.: Plate Tectonics Model for the Evolution of the Western Mediterranean. — *Geologica Balcanica*, **5**, H. 2, 19—28, 5 Abb., Taf. 1, Sofia 1975.
- BOCCALETTI, M., GUAZZONE, G. & MANETTI, P.: Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: I bacini marginali. — *Mem. Soc. geol. ital.*, **13**, suppl. 2, 1974, 1—39, 29 Abb., Pisa 1974.
- BOCCALETTI, M., HORVATH, F. et al.: The Tyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins. — *Tectonophysics*, **35**, 45—69, 12 Abb., Amsterdam 1976.
- BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. — *Verh. geol. B.-A.*, **1975**, 163—199, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1975.
— Eine Geotraverse durch die mittleren Ost- und Südalpen. — *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, **56**, 567—579, 2 Abb., Zürich 1976.
- BONČEV, E. et al.: The Bulgarian Carpathian-Balkan area. — [In:] M. MAHEL [Hrsg.]: *Tectonics of the Carpathian Balkan Regions*. — S. 303—345, 23 Abb., Bratislava (Geol. Inst.) 1974.
- BRINKMANN, R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. — *Sitzber. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl.*, **31** (1936), 436—445, 5 Abb., Berlin 1936.
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. — *Erdoel-Erdgas-Z.*, **93**, Sdb., 12—35, 8 Abb., Hamburg/Wien 1977.
- BUCHT, U. & TRUMPY, R.: Bemerkungen zum geologischen Profil längs der Geotraverse Basel-Chiasso. — *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.*, **56**, 589—603, 1 Abb., Taf. 1, Zürich 1976.
- BURK, C. & DRAKE, Ch. [Hrsg.]: *The geology of Continental Margins*. — 1009 S., zahlr. Abb. u. Tab., Berlin etc. (Springer) 1974.
- CADISCH, J.: Gedanken über einige tektonische Probleme mit besonderer Berücksichtigung der Alpen. — *Verh. kon. nederl. Geol.-Mijnb. Genootsch., geol. ser.*, **16** [BROUWER-Festschr.], 42—53, 's-Gravenhage 1956.
- CAIRE, A.: Tectonique de la Méditerranée centrale. — *Annales Soc. géol. Nord*, **90**, 307—346, 24 Abb., Lille 1970a.

- Sicily in its mediterranean setting. — [In:] ALVAREZ, W. & GOHRBANDT, K. [Hrsg.]: *Geology and History of Sicily*, 145—170, 10 Abb., Taf. 1, Tripoli (Petrol. Explor. Soc. Libya) 1970b.
- Chaînes alpines de la Méditerranée centrale. — *Sciences de la terre*, 6, Tectonique de l'Afrique, 61—90, 12 Abb., Paris (Unesco) 1971.
- Italy in its mediterranean setting. — [In:] C. SQUYRES [Hrsg.]: *Geology of Italy*, S. 11—74, 15 Abb., 1 Kt., Tripoli (Earth Sci. Soc. Libyan Arab. Rep.) 1975.
- CAREY, S. W.: A tectonic approach to continental drift. [In:] CAREY, S. W. [Hrsg.]: *Continental Drift, a Symposium*, S. 177—355, Hobart (Univ. Tasmania) 1958.
- CHOROWICZ, J. & GEYSSANT, J.: La paléofaïlle transformante Split-Karlovac-Vienne. — *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, (2) 18, 127—141, 4 Abb., Paris 1976.
- CLAR, E.: Review of the Structure of the Eastern Alps. — [In:] K. de JONG & E. SCHOLTEN [Hrsg.]: *Gravity and Tectonics*, 253—270, 9 Abb., New York etc. (Wiley) 1973.
- CLOSS, H.: A subduction model for the Alps derived from geophysical results. — *Rapp. procès-verbaux réun. comm. int. l'expl. sci. mer méditerranée*, 23, fasc. 4a, 55—57, 1 Abb., Monaco 1975.
- COLEMAN, R.: Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites along Continental Edges. — *J. geophys. Res.*, 76, 1212—1222, 6 Abb., Washington 1971.
- COLEMAN, P. J.: On Island Arcs. — *Earth-Sci. Rev.*, 11, 47—80, 9 Abb., Amsterdam 1975.
- DALZIEL, I.: Evolution of the Margins of the Scotia Sea. — [In:] A. BURK & Ch. DRAKE [Hrsg.]: *The geology of Continental Margins*. S. 567—579, 8 Abb., Berlin etc. (Springer) 1974.
- DEBELMAS, J.: Les Alpes et la théorie des plaques. — *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, (2) 17, 195—208, 4 Abb., Paris 1975.
- DENNIS, J. G.: Geosynklinale, Orogenese und Plattentektonik. — *Z. dt. geol. Ges.*, 127, 73—85, 7 Abb., Hannover 1976.
- DERCOURT, J.: L'expansion océanique actuelle et fossile: ses implications géotectoniques. — *Bull. Soc. géol. France*, (7) 12, 261—317, 17 Abb., Paris 1970.
- DEWEY, J. F., PITMAN, W. C., RYAN, W. B. & BONNIN, J.: Plate tectonics and the Evolution of the Alpine System. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, 84, 3137—3180, 19 Abb., Boulder 1973.
- DIETRICH, V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. — *Geotekt. Forsch.*, 50, 1—84, 4 Abb., 3 Tab., 1 Kt., Stuttgart 1976a.
- Evolution of the Eastern Alps: A plate tectonics working hypothesis. — *Geology*, 4, Nr. 3, 147—152, 3 Abb., Boulder 1976b.
- DIETRICH, V. & FRANZ, U.: Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). — *Geotekt. Forsch.*, 50, 85—109, 7 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1976a.
- Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung). — *Geol. Rdsch.*, 65, 361—374, 1 Abb., Stuttgart 1976b.
- ELLENBERGER, F.: Epigénèse et décratonisation. — *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, (2) 4, sect. 1, 357—382, Paris 1976.
- ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 65 (1972), 33—108, 18 Prof. Taf. 1—6, Wien 1973.
- ERNST, W. G.: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, 84, 2053—2078, 9 Abb., Boulder/Colorado 1973.
- Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschist belts. — *Tectonophysics*, 26, 229—246, 7 Abb., Amsterdam 1975.
- EVANS, A.: Mineralization in Geosynclines — the Alpine Enigma. — *Mineral. Deposita*, 10, 254—260, Berlin 1975.
- EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). — *Jb. Geol. B.-A.*, 114, 1—119, 16 Abb., Taf. 1—6, Wien 1971.
- FAUPL, P.: Schwermminerale und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1975, 528—540, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1975.
- Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1976, 449—470, 6 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1976.
- FAUPL, P. & SAUER, R.: Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide-Alttertiär). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1978, 65—86, 6 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1978.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A.: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. — *Geol. Rdsch.*, 68, 20 S., 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1979.

- FISCHER, A. G.: Tethys and its Connotations. — [In:] C. SQUYRES [Hrsg.]: *Geology of Italy; Tripoli (Earth Sci. Soc. Libyan Arab. Rep.)* 1975.
- FLÜGEL, H.: Zur Entwicklung der „Prototethys“ im Paläozoikum Vorderasiens. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1972**, 602—610, 1 Abb., Stuttgart 1972.
- FRISCH, W.: Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies — ein Vergleich des Jura. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1975**, 82—90, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1975.
- Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. — *Geol. Rdsch.*, **65**, 375—393, 3 Abb., Stuttgart 1976.
- Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1977**, 675—696, 3 Abb., Stuttgart 1977.
- Die Alpen im westmediterranen Orogen — eine plattentektonische Rekonstruktion. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **24** (1977), 263—275, 5 Abb., Wien 1978.
- FUCHS, G.: The geology of the Himalayas in synoptic view. — *Colloques intern. CNRS*, **268**, Himalaya, 173—180, Paris (CNRS) 1976.
- GANGL, G.: Die Erdbebenstätigkeit in Österreich 1901—1968. — *Arb. Zentralanst. Meteorol. Geodyn.*, **7**, 34 S., 11 Abb., Tab. 1—2B, 1 Beil., Wien 1969.
- Seismotektonische Untersuchungen am Alpenostrand. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, **66—67** (1973—74), 33—48, 4 Abb., Wien 1974.
- GANSSER, A.: Geology of the Himalayas. — *Region. geol. Ser.* [Hrsg.: L. U. de SITTER], 289 S., 149 Abb., etl. Tab., 95 Photos, London etc. (J. Wiley) 1964.
- GLANGEAUD, L.: Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale. — *Revue géogr. phys. géol. dyn.*, (2) **10**, 83—135, 16 Abb., Paris 1968.
- GIESE, P., GUNTHER, K. & REUTTER, K.-J.: Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. — *Z. dt. geol. Ges.*, **120** (1968), 151—195, 8 Abb., 3 Taf., Hannover 1970.
- GIESE, P. & PRODEHL, C.: Main Features of Crustal Structures in the Alps. — [In:] GIESE, P. et al. [Hrsg.]: *Explosion Seismology in Central Europe*. 347—375, 35 Abb., 1 Tab., Berlin etc. (Springer) 1976.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K.: Erdbeben im ostalpinen Raum. — *Arb. Zentralanst. Meteorol. Geodyn.*, **19**, 23 S., 1 Tab., 13 Abb., 3 Beil.-Taf., Wien 1976.
- HATHERTON, T. & DICKINSON, W.: The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs. — *J. geophys. Res.*, **74**, 5301—5310, Washington 1969.
- HAWKESWORTH, C., WATERS, D. & BICKLE, M.: Plate tectonics in the Eastern Alps. — *Earth and planetary sci. letters*, **24**, 405—413, 3 Abb., Amsterdam 1975.
- HELWIG, J.: Shortening of continental crust in orogenic belts and plate tectonics. — *Nature*, **260**, No. 5554, 768—769, 3 Abb., 2 Tab., London 1976.
- HESSE, R.: Flysch-Gault und Falknis-Gault (Unterkreide) etc. — *Geologica et Palaeontologica*, Sdb 2, 90 S., 14 Abb., 8 Tab., 12 Taf., Marburg 1973.
- Dokumentiert der penninische Flysch der Ostalpen als Tiefsee-Grabenfüllung eine kretazisch-alttertiäre Plattengrenze? — *Nachr. dt. geol. Ges.*, **13**, 21—23, Hannover 1975.
- HESSE, R. & BUTT, A.: Paleobathymetric of Cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the calcit compensation level. — *J. Geol.*, **34**, 505—533, 12 Abb., 1 Tab., Chicago 1976.
- HÖCK, V.: Lawsonitpseudomorphosen in den Knotenschiefern der Glocknergruppe (Salzburg-Kärnten, Österreich). — *Der Karinthin*, **71**, 110—119, 4 Abb., 1 Tab., Knappenberg 1974.
- HORVATH, F. & STEGENA, L.: The Pannonian Basin: A Mediterranean Interarc Basin. — [In:] B. BIJU-DUVAL & L. MONTADERT [Hrsg.]: *Int. Symp. struct. Hist. Mediterr. Basins*, 333—340, 6 Abb., Paris (Ed. technip) 1977.
- HSU, K. J.: Origin of the Alps and Western Mediterranean. — *Natur*, **233**, 44—48, 4 Abb., London 1971a.
- Franciscan Mélanges as a Model for Eugeosynclinal Sedimentation and Underthrusting Tectonics. — *J. geophys. Res.*, **76**, 1162—1170, 4 Abb., Washington 1971b.
- Alpine Flysch in a Mediterranean Setting. — *Proceed. 24th Intern. Geol. Congr.*, sect. **6**, 67—74, 3 Abb., Montreal 1972a.
- The concept of the geosyncline, yesterday and today. — *Transact. Leicester liter. philos. Soc.*, **66**, 26—48, 5 Abb., Leicester 1972b.
- Mélanges and their distinction from olistostromes. — *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, **19**, 321—333, 7 Abb., 1 Tab., Tulsa 1974.
- HSU, K. & SCHLANGER, S.: Ultrahelvetic Flysch Sedimentation and Deformation Related to Plate Tectonics. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, **82**, 1207—1218, 3 Abb., Boulder 1971.

- IANOVICI, V., BORCOS, M., BLEAHU, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DIMITRESCU, R. & SAVU, H.: *Geologia Muntilor Apuseni*. — 631 S., 176 Abb., 4 Tab., 22 Taf., 1 geol. Kt., Bucuresti (Edit. Acad.) 1976.
- ILLIES, H.: Kontinentverschiebungen und Polverschiebungen — Ursache und Probleme. — *Geol. Rdsch.*, **54**, 549—579, 14 Abb., Stuttgart 1964.
- Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. — *Oberrhein. geol. Abh.*, **14**, 1—54, 26 Abb., Karlsruhe 1965.
- An intercontinental belt of the world rift system. — *Tectonophysics*, **8**, 5—29, 12 Abb., Amsterdam 1969.
- The Rhine Graben Rift System — Plate Tectonics and Transform Faulting. — *Geophys. Surveys*, **1**, 27—60, 21 Abb., Dordrecht 1972.
- Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. — *Oberrhein. geol. Abh.*, **23**, 1—24, 12 Abb., Karlsruhe 1974.
- Recent and paleo-intraplate tectonics in Stable Europe and the Rhinegraben rift system. — *Tectonophysics*, **29**, 251—264, 6 Abb., Amsterdam 1975.
- ILLIES, H. & GREINER, G.: Regionales stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa. — *Oberrhein. geol. Abh.*, **25**, 1—40, 12 Abb., 1 Tab., Karlsruhe 1976.
- ILLIES, H. & MUELLER, St. [Hrsg.]: Graben Problems. — *Sci. Rep. Intern. Upper Mantle Project*, **27**, 316 S., 158 Abb., 8 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1970.
- JACOBSSHAGEN, V.: Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **113**, 153—206, 11 Abb., 5 Beil., Stuttgart 1961.
- McKENZIE, D. P.: Plate tectonics of the Mediterranean region. — *Nature*, **226**, 234—243, London 1970.
- KOBER, L.: Der Bau der Erde. — IV, 324 S., 46 Abb., 2 Taf., Berlin (Borntraeger) 1921.
- Gestaltungsgeschichte der Erde. — *Samml. Borntraeger*, **7**, 200 S., 60 Abb., 1 Kt., Berlin (Borntraeger) 1925.
- Das alpine Europa. — 310 S., 33 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger) 1931.
- Bau und Entstehung der Alpen. 2. Auflage. — 379 S., 100 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1955.
- KOPECKY, L.: Detection of faults and determination of their order in the regions of platform volcanism. — *Sbornik geol. ved., geol.*, **26**, 197—226, 8 Abb., Praha 1974.
- KRAUS, E.: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. — 588 S., 144 Abb., Berlin (Akademie-Verl.) 1951.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. — *Jb. geol. B.-A.*, **112**, 81—152, 18 Abb., Taf. 1—7, Wien 1969.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmansau 1. — *Erdoel-Erdgas-Z.*, **83**, 342—353, 3 Abb., 1 Taf., Wien-Hamburg 1967.
- KRONBERG, P.: Die regionale und überregionale Bruchtektonik Mitteleuropas. — *Geotekt. Forsch.*, **53**, 7—41, 21 Abb., Stuttgart 1977.
- LAUBSCHER, H.: Mountain building. — *Tectonophysics*, **7**, 551—563, 3 Abb., Amsterdam 1969.
- Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. — *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, **50**, 565—596, 11 Abb., Taf. 1, Zürich 1970.
- The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications. — *Amer. J. Sci.*, **271**, 193—226, 11 Abb., New Haven 1971a.
- Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. — *Geol. Rdsch.*, **60**, 813—833, 6 Abb., Stuttgart 1971b.
- Alpen und Plattentektonik. — *Z. dt. geol. Ges.*, **124**, 295—308, 9 Abb., Hannover 1973.
- Plate boundaries and microplates in alpine history. — *Amer. J. Sci.*, **275**, 865—876, 6 Abb., New Haven 1975.
- LAUBSCHER, H. & BERNOULLI, D.: Mediterranean and Tethys. — [In:] B. BIJU-DUVAL & L. MONTADERT [Hrsg.]: *Int. Symp. struct. Hist. Mediterr. Basins*, Split 1976; 129—132, 4 Abb., Paris (Ed. technip) 1977a.
- Mediterranean and Tethys. — S. 1—28, 9 Abb., [in:] NAIRN, A., KANES, W. & STEHLI, F. [Hrsg.]: *The Ocean Basins and Margins*, vol. **4A**, Plenum Publishing Corp., 1977b.
- LÖCSEI, J.: Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. — *Jb. geol. B.-A.*, **117**, 17—54, 8 Abb., 1 Tab., Taf. 3—5, Wien 1974.
- LÖFFELHOLZ von COLBERG, C.: Die Drehung der Erdkruste in geologischen Zeiträumen. — 62 S., München (Böcklein) 1886.

- MAAS, R.: Gebirgsbildungs-Theorien (Literaturbericht 1970—1973). — Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1976**, 1403—1469, 5 Abb., Stuttgart 1977a.
— Ein Beitrag zum Problem der Rheingrabenbildung. — Ber. natforsch. Ges. Freiburg Br., **67**, 161—174, Freiburg 1977b.
- MAKRIS, J.: Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schweremessungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik. — Hamburger geophys. Einzelschr., **15**, 65 S., 23 Abb., 6 Kt., Hamburg 1971.
- MILLER, H.: A Lithospheric Seismic Profile along the Axis of the Alps, 1975. I: First Results. — *Palaeogeophysics*, **114**, 1109—1130, 10 Abb., Basel 1976.
- MILLER, H., GEBRANDE, H. & SCHMEDES, E.: Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktions-seismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpen-Längsprofils. — *Geol. Rdsch.*, **66**, 289—308, 10 Abb., Stuttgart 1977.
- MIR-MOHAMMEDI, A. & PILGER, A.: Beziehungen von Erzlagerstätten zu magmatischen und tektonischen Vorgängen im westlichen zentralen Iran. — *Clausthaler geol. Abh.*, **27**, 1—10, 2 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1977.
- MITCHELL, A. H. & READING, H. G.: Evolution of island arcs. — *J. Geol.*, **79**, 253—284, 7 Abb., Chicago 1971.
- MIYASHIRO, A.: Evolution of metamorphic belts. — *J. Petrol.*, **2**, 277—311, Oxford 1961.
- MOORE, J. C.: The Ancient Continental Margin of Alaska. — [In:] A. BURK & Ch. DRAKE [Hrsg.]: *The geology of Continental Margins*. S. 811—816, 3 Abb., Berlin etc. (Springer) 1974.
- MULLER, G., BONJER, K.-P., STÖCKL, H. & ENESCU, D.: The Romanian Earthquake of March 4, 1977. — *J. Geophys.*, **44**, 203—218, 13 Abb., Würzburg 1978.
- MURAWSKI, H.: Bruchtektonik mit modifizierter Bruchbildung. — *Geol. Rdsch.*, **59**, 193—212, 12 Abb., Stuttgart 1969.
- NEUGEBAUER, H., BRÖTZ, R. & RYBACH, L.: On the Dynamics of the Swiss Alps along the Geotransverse Basel-Chiasso. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**, 703—706, 1 Abb., Zürich 1976.
- OXBURGH, E.: Flake Tectonics and continental collision. — *Nature*, **239**, 202—204, 3 Abb., London 1972.
- PAHR, A.: Zur Geologie des Raumes um Schaffern (Oststeiermark). — *Miner. Mittbl. Joanneum*, **1972/2**, 57—63, 1 Kt., Graz 1972.
— Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinsel und deren Konsequenzen für den Antimonbergbau. — *Berg- u. hüttenmänn. Mh.*, **120**, 492—495, 2 Abb., 1975.
- PETRASCHECK, W. E.: Alpine metallogenesis and plate tectonics — still a problematic correlation. — *Problems of ore deposits. Fourth IAGOD Symp.*, **2**, 504—508, 3 Abb., Varna 1974.
— Mineral zoning and plate tectonics in the Alpine-Mediterranean Area. — *Spec. Pap. geol. Assoc. Canada*, **14**, 353—359, 3 Abb., Ottawa 1976.
- PILGER, A.: Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge. — *Clausthaler geol. Abh.*, **8**, 27 S., 4 Abb., 5 Taf., Clausthal 1971.
- PILGER, A. & RÖSLER, A.: Temporal relationships in the tectonic evolution of the Afar Depression (Ethiopia) etc. — [In:] A. PILGER & A. RÖSLER [Hrsg.]: *Afar between Continental and Oceanic Rifting*, 1—25, 8 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1976a.
— The contemporaneous tectonic events of the Indian Ocean and neighbouring areas. — *Abh. braunschweigischen wiss. Ges.*, **26**, 67—98, 7 Abb., 5 Tab., Göttingen 1976b.
— Gondwana, Indik und Tethys in ihren zeitlich-tektonischen Zusammenhängen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **128**, 153—184, 5 Abb., Hannover 1977.
- PREY, S.: Fylscherscheinungen in den „fylschartigen Serien“ des östlichen Tauernnordrandes. — *Verh. geol. B.-A.*, **1977**, 313—320, 3 Abb., Wien 1977.
- PREY, S., RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Das Fylschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — *Verh. geol. B.-A.*, **1959**, 201—216, 1 Abb., Taf. 3, Wien 1959.
- PRODEHL, C., ANSORGE, J. et al.: Explosion-Seismology Research in the Central and Southern Rhine Graben — A Case History. — [In:] P. GIESE et al. [Hrsg.]: *Explosion Seismology in Central Europe*. 313—328, 14 Abb., Berlin etc. (Springer) 1976.
- RICOU, L.: Le croissant ophiolitique peri-Arabe, une ceinture de nappes mises en place au crétacé supérieur. — *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, (2) **13**, 327—350, 11 Abb., Paris 1971.
- ROEDER, D.: Rocky Mountains. — *Beitr. region. Geol. Erde*, **5**, 318 S., 108 Abb., 1 Taf., 5 Beil., Berlin (Borntraeger) 1967.
— Subduction and Orogeny. — *J. geophys. Res.*, **78**, 5005—5024, 15 Abb., Washington 1973.
— Tectonic effects of dip changes in subduction zones. — *Amer. J. Sci.*, **275**, 252—264, 10 Abb., New Haven 1975.

- Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. — Z. dt. geol. Ges., **127**, 87—103, 11 Abb., Hannover 1976.
- RYAN, W., STANLEY, D., HERSEY, D., FAHLQUIST, D. & ALLAN, T.: The tectonics and geology of the mediterranean sea. — The sea, **4**, H. 2, 387—492, New York etc. 1970.
- RYBACH, L.: Die Schweizer Geotraverse Basel-Chiasso. Eine Einführung. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56**, 581—588, 2 Abb., Zürich 1976.
- RYBACH, L., WERNER, D., MUELLER, St. & BERSET, G.: Heat flow, heat production and crustal dynamics in the Central Alps, Switzerland. — Tectonophysics, **41**, 113—126, 4 Abb., 2 Tab., Amsterdam 1977.
- SANDULESCU, M.: Essai de synthèse structurale des Carpathes. — Bull. Soc. géol. France, (7) **17**, 299—358, 30 Abb., Paris 1975.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der suedlichen Oetzalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. — Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**, 84 S., 19 Abb., 8 Tab., 3 Kt., 1 Taf., Padova 1975.
- SCHIEFFER, V.: Some contribution to the geophysical knowledge of the Carpathian basins. — Acta techn., **30**, 423 ff., Budapest 1960.
- On some problems of the regional geophysics of the Carpathian basins. — Ann. Univ. Sci. Budapest R. Eötvös, sect. geol., **5**, 127 ff., Budapest 1962.
- Geophysikalische Angaben zur Tektonik des Grenzgebietes der Ostalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, **55** (1962), 61—84, 14 Abb., 1 Tab., Wien 1963.
- SCHERIAU-N., E.: Das periadriatische Lineament etc. — BHM., **122**, H. 2a, 70—72, 1 Abb., Wien 1977.
- SCHMIDT, K.: „Subfluenz“ und „Subduktion“ in den Alpen. — Z. dt. geol. Ges., **127**, 53—72, 5 Abb., Hannover 1976.
- SCHÖLL, W. & WENDT, J.: Fossil-Lagerstätten Nr. 19: Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **139**, 82—98, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1971.
- SCHÖNLAUB, H.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. — Jb. geol. B.-A., **116**, 35—49, 4 Abb., Taf. 1—8, Wien 1973.
- SCHWINNER, R.: Vulkanismus und Gebirgsbildung. Ein Versuch. — Z. Vulkanol., **5**, 175—230, 2 Abb., 1 Tab., Berlin 1920.
- SMITH, A. G.: Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. — Bull. geol. Soc. Amer., **82**, 2039—2070, 16 Abb., Boulder 1971.
- Plate Tectonics and Orogeny. — Tectonoph., **33**, 215—285, 17 Abb., Amsterdam 1976.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. geol. Kt. Schweiz, **52** (N.F. 82), 272 S., 70 Abb., 2 Prof.-taf., 1 tekt. Kt., Bern 1924.
- Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge. — [In:] H. KUPPER et al. [Hrsg.]: Skizzen zum Antlitz der Erde (L. Kober-Festschr.), 1—51, 4 Abb., Taf. 1—2, Wien (Hollinek) 1953.
- STEGENA, L.: The structure of the earth's crust in Hungary. — Acta geol. Budapest, **8**, 413—431, Budapest 1964.
- STEGNA, L., GÉCZY, B. & HORVÁTH, F.: Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. — Tectonophysics, **26**, 71—90, 10 Abb., Amsterdam 1975.
- STEINMANN, G.: Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. — Ber. natforsch. Ges. Freiburg, **16**, 18—67, 1 Tab., Freiburg/Br. 1906.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — 443 S., 14 Abb., Berlin 1924.
- STÖCKLIN, J.: Structural history and tectonics of Iran. A review. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **52**, 1229—1258, 10 Abb., Tulsa 1968.
- Possible Ancient Continental Margins in Iran. — [In:] C. BURK & C. DRAKE [Hrsg.]: The Geology of Continental Margins, 873—887, 4 Abb., 1 Tab., Berlin etc. (Springer) 1974.
- STONELEY, R.: Evolution of the Continental Margins Bounding a Former Southern Tethys. — [In:] C. BURK & C. DRAKE [Hrsg.]: The Geology of Continental Margins, 889—903, 9 Abb., 1 Tab., Berlin etc. (Springer) 1974.
- STOWASSER, H.: Einige Bausteine zur Tektogenese des Wiener Beckens. — Erdoel-Z., **74**, 395—400, 1 Abb., Wien-Hamburg 1958.
- SUESS, E.: Das Antlitz der Erde. 3. Bd., 1. Hälfte. — 508 S., 23 Abb., 6 Taf., 1 Kt., Prag etc. (Tempisky & Freytag) 1901.
- TAPPONNIER, P.: Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée. — Bull. Soc. géol. France, (7) **19**, 437—460, 5 Abb., Paris 1977.
- TARLING, D. H. & RUNCORN, S. K.: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. — 2. Bd., XXX + 1184 S., zahlr. Abb., London & New York (Academic Press) 1973.

- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. géol. France, (4) **3**, 1903, 711—765, 4 Abb., Taf. 22—23, Paris 1904.
- TOIT, A. DU: Our wandering continents. — 366 S., Edinburgh (Oliver & Boyd) 1937.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, 1—62, 1 Taf., Wien 1959.
- Vom Bau der Alpen. Neue wissenschaftliche Erkenntnisse. — Universum, **16**, 439—445, 5 Abb., Wien 1961.
- Ostalpensynthese. — VIII + 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.
- Comparaison entre le Pennique des Alpes occidentales et celui des Alpes orientales. — C. R. Soc. géol. France, **1964**, 363—365, 1 Tab., Paris 1964.
- Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. geol. B.-A., Sdh. **G**, 103—133, 1 Abb., Wien 1965a.
- Das Strandscha-Fenster, ein neues Fenster der Metamorphiden im alpinen Nordstamm des Balkans. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1965**, 234—248, 1 Abb., Stuttgart 1965b.
- Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, **57** (1964), H. 2, 469—478, Wien 1965c.
- Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekton. Forsch., **21**, 1—156, 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966.
- Das Längen-Breiten-Verhältnis der geosynklinalen Sedimenttröge. — Geol. Rdsch., **56**, 78—94, 1 Abb., Stuttgart 1967.
- Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **18** (1967), 207—248, Taf. 8, Wien 1968.
- Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. — Geotekt. Forsch., **34**, 1—90, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1970a.
- Der Deckenbau der westlichen Nord-Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **136**, 80—133, 1 Abb., Stuttgart 1970b.
- Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. — Jb. geol. B.-A., **114**, 273—360, 49 Abb., Taf. 11—12, Wien 1971.
- Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, **64** (1971), 173—208, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1972.
- Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**, 286—319, 1 Abb., Stuttgart 1975a.
- Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **150**, 19—43, 7 Abb., Stuttgart 1975b.
- Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums etc. — Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. **2**, XVI + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976a.
- Neue Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. — Ber. Geol. Tiefbau Ostalpen, **3**, 58—64, 1 Abb., Wien (Zentralanst. Meteor. u. Geodyn.) 1976b.
- Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, 1—27, Taf. 1, Stuttgart 1977a.
- Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. — XVI + 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977b.
- Die Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht auf Grund des Vergleiches der Triasfazies. — Schriftenr. erdwiss. Kommiss. österr. Akad. Wiss., 179—192, 1 Abb., Wien 1978a.
- Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **68** (1975), 129—142, 2 Abb., Wien 1978b.
- TRUMPY, R.: Die Vorgeschichte der Kettengebirge. — Verh. schweiz. natforsch. Ges., **138**, 80—92, Glarus 1958.
- Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. geol. Soc. Amer., **71**, 843—908, 14 Abb., Taf. 1—2, New York 1960.
- On crustal subduction in the Alps. — [In:] M. MAHEL [Hrsg.]: Tectonic problems of the Alpine System (D. Andrusov-Festschrift), 121—130, 2 Abb., Bratislava (Veda) 1975.
- TRUNKO, L.: Karpatenbecken und Plattentektonik. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, 218—252, 3 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1977.
- TUFAR, W.: Die Evolution der Lagerstätten. — Gießener geol. Schr., **12**, (R. WEYL-Festschr.), 383—428, 27 Abb., 4 Tab., Gießen 1977.
- VENING MEINESZ, F. A.: Die Entstehung von Faltengebirgen, Mittelgebirgen, von Kontinenten und Ozeanen. — Verh. geol. B.-A., **1959**, 4—19, 4 Abb., Wien 1959.
- WALACH, G.: Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen. [In:] H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps, S. 53—54, Salzburg etc. (vervielf. Manus.) 1977a.

- Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 etc. — Publ. Zentralanst. Meteor. Geodyn., **215**, 22 S., 5 Abb., 4 Beil., Wien 1977b.
- WENDT, J.: Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. — Paläontographica, A, **136**, 121—192, 20 Abb., 7 Tab., Taf. 15—18, Stuttgart 1971.
- WINDLEY, B. F.: The Evolving Continents. — XVIII + 385 S., 146 Abb., 14 Tab., London etc. (J. Wiley) 1977.
- YANSHIN, A. [Hrsg.]: Tektonitscheskaja Karta Jewrasii. 12 Blätter, 1 : 5,000.000, Moskwa (Geol. Inst. Akad. Nauk) 1966.
- ZANKL, H.: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **56**, 128—139, 1 Abb., Stuttgart 1967.
- ZEIL, W.: Die Kreidetransgression der Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **101**, 141—226, 13 Abb., 1 Tab., Taf. 18—26, Stuttgart 1955.
- ZWART, H.: Orogenesis and Metamorphic Facies Series in Europe. — Meddel. dansk geol. Forening, **17**, 504—516, 4 Abb., Kopenhagen 1967.