

Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte

Von WERNER FUCHS*)

Mit 9 Abbildungen und 1 geologischen Farbkarte (Beilage)

Dem Andenken meiner lieben Mutter gewidmet

*Alpen
Westkarpaten
Paläogeographie
Obertrias
Mittelkreide
Tektogenese
Geomechanik*

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	571
1. Einleitung	572
2. Das Südalpin und Ostalpin	577
2.1. Ergänzungen zum Südalpin	592
2.2. Ergänzungen zum Periadriatischen Lineament	592
2.3. Ergänzungen zur Innerdinarischen Ophiolithzone (Meliataserie)	593
2.4. Ergänzungen zum Oberostalpin	593
2.5. Ergänzungen zum Mittelostalpin	593
2.6. Ergänzungen zum Unterostalpin	594
3. Das Penninikum	597
3.1. Das Südpenninikum	598
3.2. Das Mittelpenninikum	600
3.3. Das Nordpenninikum	602
4. Der Epikontinentalbereich	606
5. Bemerkungen zur Geomechanik der Tektogenese	611
Schluß	613
Literatur	613

Zusammenfassung

Die Möglichkeiten der Plattentektonik werden in unvoreingenommener Weise zur Eröffnung neuer Wege der Interpretation der Paläogeographie und Tektogenese von Ostalpen und Westkarpaten herangezogen. Entscheidend für die Rekonstruktion der Paläogeographie des Altalpidikums erweist sich die Mittelkreide, die den Leitlinien der penninischen Krustenzerreiung folgt. Die Trias dagegen ist davon unabhängig. Sie ist Ausdruck einer die variszische Epoche von der alpidischen trennenden eigenen Ära der Geodynamik, des Labinikums. Darauf begründet sich nun ein einfacheres, besser überschaubares und verständlicheres Bild der Wiederherstellbarkeit der primären Situation der einstigen Depoträume. Die Aufgliederung der Krustenabschnitte ist von den Westalpen über die Ostalpen bis hin zu den Westkarpaten einheitlich durchführbar und vergleichbar. Für die Tektogenese verantwortlich ist der durch die Plattentektonik abgesicherte Unterschiebungsmechanismus. Dieser aber zeigt auf, daß es nirgendwo in den Alpen und Westkarpaten wirklich weiträumige Süd-Nord-Überschiebungen gegeben hat. Die scheinbar so weit von Süden nach Norden verfrachteten Deckenstrukturen lassen sich vielmehr auf tief gegen Süden vorgetragene Unterschiebungen

der jeweiligen nördlichen Vorländer zurückführen, was mit Abscherungen und Zurückhaltungen mehr oder weniger vollständiger Jungschichtenkomplexe von ihren Sockelmassen an den Unterschiebungskanten verbunden gewesen ist.

Summary

The possibilities of plate tectonics are used in an unprejudiced manner for new ways of explaining palaeogeography and tectogenesis in the Eastern Alps and Western Carpathians. The situation in Middle Cretaceous times (following guide lines of the "Penninic" opening of lithosphere) is considered to be essential for the reconstruction of palaeogeography during the geodynamic epoch of the "Altalpidikum". The facies zones of the Triassic, however, prove to be independent. They were caused by geodynamic circumstances which separated the Variscan era from the Alpidic one (= "Labinikum"). Thereby the restoration of former sedimentation areas gains in plausibility. The arrangement of crustal segments is practicable and comparable from the Western Alps through the Eastern Alps until to the Western Carpathians. The subduction mechanism embedded in plate tectonics is responsible for the tectogenesis. The apparent transport of nappes from south to north can be attributed to subductive movements of the northern borderlands at times towards south, in the course of which more or less complete sedimentary complexes of the southward flowing northern basements were lifted and retained at the subduction edges.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. WERNER FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Postfach 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

1. Einleitung

Die kritische Überprüfung des überlieferten Wissensgutes auf seinen aktuellen Gültigkeitsanspruch, das rasche Einbringen letzter Resultate der Erdölprospektion aus Geophysik und Tiefbohrungen sowie die überlegte Rücksichtnahme der Erfordernisse der Plattentektonik verhalfen 1976 dem Verfasser, Wesen und Position der Molasse zum Orogen aus neuem, teilweise sicherlich unkonventionellem, aber eben deshalb gerade weiterführendem Blickwinkel betrachten zu können. Seither ist das jungalpidische Geschehen in den Alpen und Westkarpaten über alle nationalen und geographischen Grenzen hinweg den Tatsachen entsprechender und verständlicher abzuwickeln.

Die anschließende Mitarbeit an der geologischen Umgebungskarte von Wien 1 : 200.000 führte dem Autor nur zu bald vor Augen, daß eine ähnliche Einstellung auch für die Gesamtgeologie der Ostalpen fruchtbringend und nützlich wäre. Denn wohl ist die sich durchsetzende mobilistische Schau geodynamischer Oberflächengestaltung der Erde vor den Alpen natürlich nicht stehengeblieben und hat da ausgesprochen anregend gewirkt. Doch werden die sich damit erschließenden Möglichkeiten nach Meinung des Verfassers bislang nicht voll ausgeschöpft. Eine vorbehaltlose Auseinandersetzung mit der plattentektonischen Modellvorstellung scheint nämlich vielfach noch zu kühn, den bergenden Rahmen tradiierter Erkenntnisse allzu gewaltsam sprengend. Es sind daher bis jetzt bloß Versuche unternommen worden, diese wahrhaftig umwälzende Idee in die bestehenden Lehrschemata einzuordnen. Dabei werden für deren Aufrechterhaltung und Adaption an die modernen Gegebenheiten Kräfte und Mittel eingesetzt, die in der Eröffnung zukunftsweisender Perspektiven wertvollere Verwendung fänden. Man verharret auf dem bisher Vertretenen und vermag sogar Bestätigung und weitere Existenzberechtigung für längst veraltete oder als falsch erwiesene Ansichten davon abzuleiten. Dagegen böte sich mit der Plattentektonik die Gelegenheit, aus überholten und erschlafenen, nicht mehr tragfähigen Konzepten auszubrechen und frische, unverbrauchte Überlegungen anzustellen. Eine derartige Gesinnung verlangt jedoch nicht nur geistige Selbständigkeit und Unabhängigkeit, sondern überdies nicht zu unterschätzenden persönlichen Mut. Wird es doch zumindest teilweise notwendig sein, von vertrauten und anerkannten Leitbildern abzugehen und alle Risiken neuer Suche anzunehmen. Denn die lange und ehrwürdige geologische Erforschungsgeschichte der Alpen ist nicht durchwegs ein Erbe, das den Geist beflügelt. Mitunter drückt es hart, beengt und trübt den Blick nach vorne.

Darum gebührt dem Buch der Geologischen Bundesanstalt „Der Geologische Aufbau Österreichs“ unter allen publizierten Synthesen jüngeren Datums zum gleichen Thema ein hervorragender Platz. Hier hat R. OBERHAUSER als wissenschaftlicher Redakteur erfolgreich einen von doktrinen Zwängen sich lösenden Weg beschritten, sich und seinen Mitautoren Freiheit und Entfaltung gewährt, Vorausseilenden Förderung, Zögernden Unterstützung und Ermutigung zuteil werden lassen. Die beachtliche Geschlossenheit des Werkes, die trotz der Vielzahl von Beitragenden erreicht worden

ist, verwischt jedoch nicht die durchaus merkbar unterschiedliche Affinität, die der einzelne der modernen Betrachtungsweise entgegengebracht hat. Es liegen demnach noch eine Reihe von Chancen brach, unbeweglich gewordene Anschauungen durch Überdenken aus anderen bisher nicht üblichen, nicht erwogenen oder nicht berücksichtigten Aspekten aufzulockern und somit scheinbar Altbekanntes plötzlich in neuem Licht zu sehen. Gedankengänge dieser Art, die zum Teil verblüffende Antworten auf verbliebene ungelöste Fragen erbrachten, waren dem Verfasser während der Beschäftigung mit der Umgebungskarte von Wien gekommen. Um sie aber nicht einem ähnlichen Schicksal auszuliefern, das schon so mancher kluge Einfall in der Vergangenheit erfahren mußte, nämlich vergessen oder ignoriert zu werden, weil allein in seinem mehr oder minder begrenzten Spezialfach verhaftet, bemühte sich der Schreiber, sie in den Gesamtzusammenhang der Ostalpengeologie zu integrieren. Das Ergebnis ist eine großtektonische Neuorientierung für Ostalpen und Westkarpaten. Darüber hinaus soll es Zweck der Zeilen sein, plattentektonisch arbeitenden Wissenschaftlern, deren geistige Heimat nicht unmittelbar die Geologie ist und die sich deshalb bei ihren Schlußfolgerungen zumeist auf Übersichtsdarstellungen etablierter Schulen verlassen, aufzuzeigen, daß es daneben alternativ eine dem Neuen kritisch aufgeschlossene, aber von festgefahrener Dogmatik und bloßem Epigonentum unbeeinträchtigte Forschung gibt.

Ein Wirksamwerden der Revision der tektonischen Großgliederung Österreichs ist freilich an gewisse Vorbedingungen geknüpft. Manche davon mag fürs erste trivial und überflüssig anmuten. Erörterung und Abklärung sind hingegen für den Verfasser von ausschlaggebender Wichtigkeit, beruhen doch darauf erhebliche Mißverständnisse und Fehldeutungen, die den möglichen Wissensfortschritt behindern oder gar versperren. Der Leser wird zum gedanklichen Nachvollzug ein Mindestmaß an Objektivität und Flexibilität aufbringen müssen.

① Ein großtektonischen Problemen der Ostalpen gewidmetes Unterfangen darf nicht vor zufälligen politischen oder physischen Trennlinien einhalten. Zu eng gezogene Gesichtsfelder haben immer zu Überbewertungen scheinbarer Inkongruenzen auf regionaler Basis verführt. Von derartigen Horizonten aus konnten etwa noch 1971 Beziehungen zwischen West- und Ostalpen von A. THURNER und solche zwischen Ostalpen und Westkarpaten bis 1975 von M. MAHEL geleugnet werden. Diesen also bis in die jüngste Vergangenheit Geltung fordernden Interpretationen ist entgegenzuhalten, daß die Ostalpen als Ausschnitt eines Großraumes selbstverständlich in unlösbar kausaler Verbindung mit den West- und Südalpen, mit den Dinariden, mit dem Untergrund der ungarischen Tiefebene und mit den Karpaten, aber ebenso mit dem Vorland stehen. Sie sind bei aller individuellen Eigenart, die übrigens auch den anderen Segmenten zuzugestehen ist, nicht isoliertes, sondern eingebundenes Glied einer Ereigniskette.

② Frühzeitig in der nahezu zweihundertjährigen Geschichte geologischer Forschung hatte man die Alpen als aus Hauptzonen aufgebaut erkannt, die ehemals in eigenständigen Sedimentationströgen entstanden und dann später durch orogenetische Bewegungen zum gegenwärtigen einheitlichen Gebirge zusammengeschweißt worden wären. Man prägte dafür die vorerst

tektonisch, nachfolgend auch faziell untermauerten Begriffe Helvetikum – Penninikum – Ost- und Südalpin. Die Stratigraphie erarbeitete für jeden der Bereiche detaillierte Schichtsequenzen in Raum und Zeit und ermöglichte damit paläogeographische Rückschlüsse. Die Einteilung müßte indessen gerade jetzt unter dem Eindruck der Plattentektonik eine subtilere Handhabung finden. Fast ausnahmslos wird nämlich bis heute etwa von der Trias des Penninikums oder der Trias des Helvetikums gesprochen. Dabei bleibt völlig unbedacht, daß den neuen palinspastischen Auffassungen gemäß zur Trias-Zeit der penninische Raum noch gar nicht existierte und das spätere Helvetikum damals Teil des noch faziell ungegliederten nördlichen Epikontinental-schelfs war. Daraus erwachsen begreiflicherweise schwerwiegende Irrtümer. Es wird darum in Hinkunft nicht zulässig sein, das Südpenninikum zum Beispiel als ein in der Trias in Fazies vom Unterostalpin nicht abgrenzbares, erst ab Lias darin Selbständigkeit erlangendes eigenständiges paläogeographisches Element zu betrachten (unter vielen Autoren jüngst von P. FAUPL, 1978, so charakterisiert). Gleicherweise sollte es am Modell des Helvetikums fortan nicht mehr statthaft sein, das lithologisch indifferente vorkretazische Schichtinventar verschiedener tektonischer Einheiten, die aus vordem nördlichen Abschnitten stammen, zur Parallelisierung untereinander und zur Heimweisung in die ursprüngliche Trogverteilung heranzuziehen (wie das vor allem von A. TOLLMANN getan wird).

③ Die Plattentektonik nötigt des weiteren, postulierte oder bestrittene Zusammenhänge und Analogien großtektonischer Natur zwischen Alpen und Westkarpaten aus jetzt veränderter Position zu prüfen. Denn nach einer Anfangsphase des Sammelns fundamentaler Erfahrungen und Erkenntnisse zunächst innerhalb leicht überschaubarer Kleinräume hatten darauf Anstrengungen eingesetzt, auffallende Gemeinsamkeiten bestimmter Regionen über größere Strecken hinweg zu verfolgen und damit Vergleiche anzustellen. Die Bemühungen gipfelten schließlich in der von L. KOBER in die Literatur eingeführten und ausgedehnt angewandten Gliederung in Externiden, Metamorphiden, Zentraliden und Interniden. Die Klassifikation hat durch A. TOLLMANN bis in die Gegenwart Einfluß und war durch ihn mit der Aufstellung der Eschatiden (1968) zusätzlich bereichert worden. Das Durchziehen der tektonischen Anordnung aus den Alpen in die Westkarpaten war nicht ohne Vorbehalte aufgenommen worden, schien D. ANDRUSOV (1968) schwierig und für M. MAHEL bis 1975 überhaupt undurchführbar. Seither unterzieht letzterer seine Haltung einer vollkommenen Kehrtwendung. In einer immer rascheren Folge einander widersprechender Publikationen nähert er sich jetzt allmählich dem richtigen Vorstellungsbild, wie es schon zu Beginn der sechziger Jahre bestanden hat. Die angeblichen Unstimmigkeiten haben sich u. a. eben auf Grund der Untersuchungen des Verfassers im Sinne der Plattentektonik (W. FUCHS, 1976 und 1980) als bloß verschieden intensiv und zeitlich von West nach Ost retardierende Einbeziehungen der jeweiligen Vorländer in die zyklischen Paroxysmen der jungalpidischen Orogenese identifizieren und beheben lassen. Nach dem Siegeszug der Plattentektonik ist deshalb ein Festhalten am Schema von L. KOBER und A. TOLLMANN nachteilig und falsch. Es ist Dokumentation eines bereits historisch gewordenen Verständnisses vom geologischen Werden der Alpen, das sich vor-

wiegend nach der heute sichtbaren tektonischen Zonierung im Gebirge ausrichtete und davon seine paläogeographische Auslegung ableitete.

Auch die betreffende Terminologie sollte in Zukunft vermieden werden. Die unterschiedlichen Standpunkte führen sonst zu teilweise schon bestehenden Begriffsverwirrungen. So verstand L. KOBER (1931) seine Interniden als „Zwischengebirge“, als innere, von der Orogenese nicht überwältigte Schollen. H. STILLE umschrieb dagegen mit Interniden 1940 Gebirgszonen, die den Metamorphiden von L. KOBER entsprechen, die ihrerseits in der Sicht des Autors gemäß jener Diktion in Externiden plus Eschatiden und eigentliche Metamorphiden aufzuspalten wären. Die ihrer „externen“ Position wegen von L. KOBER und A. TOLLMANN zu den Externiden gerechnete alpine und karpatische Flyschzone ist ihrer Herkunft nach zu den „Metamorphiden“ bzw. „Interniden“ zu reihen. Die als Eschatiden apostrophierte Molasse ist in den Alpen aus dem Helvetikum zunächst hervorgegangen, müßte demnach zumindest teilweise zu den Externiden geschlagen werden. Die aufgezählten Beispiele belegen genügend die angerichtete Konfusion und diskreditieren folglich jede weitere Verwendung der besagten Fachausdrücke.

④ Über den Faziesvergleich im Alter übereinstimmender Sedimente und die Festlegung von deren tektonischer Stellung im heutigen Gebäude des Gebirges versucht man, nach palinspastischer Abwicklung der oft mehrfach orogenetisch deformierten und verkürzten bzw. nach Einschaltung inzwischen längst verlorengegangener gewaltiger Krustenstücke zu möglicher paläogeographischer Rekonstruktion der primären Trogreihung und damit der ursprünglichen Lagebeziehungen der späteren dislozierten Elemente zueinander zu gelangen. Notwendige Voraussetzung ist die richtige Auswahl der hierfür günstigsten Zeitspanne. Doch eben in diesem so bedeutungsvollen Ansatz gehen die Meinungen auseinander, wobei sich im großen zwei Anschauungen gegenüberstehen. Die eine besonders von A. TOLLMANN verfochtene erklärt vornehmlich die Obertrias zum Hauptmerkmal der Faziesräume. Seit jeher habe die reiche Differenzierung ihrer Ausbildung und ihr großräumiges Vorkommen den Bedingungen zur Lokalisierung der einstigen Depotraumaabfolge entsprochen. Im übrigen fehlten so manchem wichtigen Bauteil der Alpen jüngere Schichten.

Mittelbare Konsequenz und Weiterung solcher Einschätzung der Bedeutung der Trias für die Wiedergabe der vormaligen Situation sind nach Meinung des Verfassers faziesorientierte Bearbeitungen einzelner Triasstufen im westlichen Oberostalpin gewesen (u. a. KRAUS, O. & OTT, E., 1968; KRAUS, O., 1969; FRISCH, J., 1975; BECHSTÄDT, T., 1978). Das Scheitern der paläogeographischen Aussagen hinsichtlich der Reihenfolge innerhalb des gesamten Ostalpins (nämlich der gegenwärtigen in den Ostalpen gleichlaufend bzw. einander teilweise in West–Ost-Richtung ablösend) darf also nicht allein dem Grundtenor der Autoren angelastet werden. Ebenso ließ sich 1963 W. SCHLAGER bei der Suche nach fazieller Anbindung des Drauzuges an die Nördlichen Kalkalpen in erster Linie von der Trias leiten. Seit 1978 ist auch M. MAHEL der Auffassung, daß die relativ schmalen Sedimentationsräume der künftigen Westkarpaten schon in der Trias als herzynisches Erbe unterschiedlicher Krustenstabilisierung durch Granitisation festgestanden hätten. Schließlich gründen

sich die neulich von R. BRANDNER (1984) publizierten Gedanken ebenfalls auf Umstände des Spätpaläozoikums und Frühmesozoikums, deren Wahrscheinlichkeit er im Gegensatz zur übertrieben pessimistischen Stellungnahme von H. FLÜGEL (1980b) bezüglich der Wiederherstellbarkeit der Ausgangssituation des alpidischen Zyklus wohl zu optimistisch und einseitig beurteilt.

Demgegenüber billigen der Obertrias die Vertreter der anderen Ansicht zwar eine gewisse paläogeographisch verankerte, Strukturmerkmale signalisierende Funktion zu. Aber schon 1912 hatte F. HAHN beobachtet, daß sich fazielle Unterschiede bis ins Barrême nicht an die späteren tektonischen Einheiten hielten. 1958 betonte R. TRÜMPY das allmähliche Hervortreten und Erkennbarwerden einiger kommender tektonischer Hauptabschnitte ab dem Karn, doch wären die Faziesgürtel schräg dazu ausgerichtet. 1964 bezeichnete R. OBERHAUSER die Mittelkreide als „leitend“ für das Bajuvarikum und bestimmend für die Fixierung der ehemaligen Heimat des Drauzuges. Seit 1965 kritisiert S. PREY die Überbewertung der Trias durch A. TOLLMANN bei paläogeographischen Darlegungen, unterstreicht die Tatsache des Nichtübereinstimmens älterer Sedimentationsräume mit dem gegenwärtigen Streichen der Gebirgszonen, macht auf die erst ab der mittleren Kreide einsetzende fazielle Unterscheidbarkeit innerhalb des nördlichen Kontinentalsaumes der Tethys aufmerksam und faßt zusammen (1980:33): „In der Paläogeographie der Mittelkreide ist die Ausgangssituation für die erste große, die altalpidische Gebirgsbildung der Alpen gegeben, die ihren Höhepunkt im Turon erreichte.“ 1982 hatte ferner K. SCHMIDT noch den Umstand des unabhängigen Verlaufes der Jura-Kreide-Faziesareale von jenen der Trias hervorgehoben.

Auf Grund selbständiger Überlegungen schließt sich der Verfasser dieser zweiten Meinung an. Er möchte sie indessen mit allen Konsequenzen dahingehend präzisieren, als er verbindliche Aussagekraft zum ehemaligen Lageplan jenen Ablagerungen definitiv zuspricht, die knapp vor oder während des altalpidischen Orogenzyklus abgesetzt worden waren, also den Sedimenten der Mittelkreide. Das Intervall von Oberapt bis Turon ist für die Paläogeographie signifikant. Dem vorgeblichen Mangel an Nachrichten über Schichten gerade dieses Alters etwa aus Unter- und Mittelostalpin – zuletzt von S. PREY (1980) beklagt – kann durch ein wenig vom Üblichen abrückendes Durchdenken der Tatsachen begegnet werden: Während der Subduktion des Südpenninikums unter das Ostalpin im Verlaufe der Mittelkreide kam es zur Abscherung leichter Krustenanteile von der schweren, in die Tiefe abströmenden ozeanischen Lithosphäre. Häufig wurden hiebei auch darin verpackte abgehobelte Späne des ophiolithischen Ozeanbodens hochgerissen und beide gemeinsam stauwulstartig vor der ostalpinen Front angehäuft. Wiederholt stiegen demnach jeweils rasch erodierte Inselketten auf, die Abtragungsmaterial besonderer Zusammensetzung in die benachbarten südlichen Meeresbecken lieferten. Neben buntem Sedimentbestand kennzeichnen diese Erosionsprodukte exotische Gerölle, insbesondere basischer Ozeankruste, und in der Schwermineralfraktion Chromspinelspektren (siehe WOLETZ, G., 1963; OBERHAUSER, R., 1964, 1968; DIETRICH, V., 1976). Reste des Südpenninikums liegen heute in der Arosa- und Matreier Zone vor.

Jene in der Mittelkreide im Süden unmittelbar angrenzenden Faziesräume aber waren das Unter- und Mittelostalpin. Diese Zonen empfingen die von Norden geschütteten, nach Süden feinkalibriger werdenden Klastika. Die Absätze werden durch die Losensteiner Schichten in der Cenomanrandschuppe und im Allgäu-Ternberg-Frankenfeser Deckensystem repräsentiert. Die auch bis dato nahezu allseits unbezweifelte, geschlossenen oberostalpine Abkunft der Nördlichen Kalkalpen hatte deshalb seinerzeit L. KOBER veranlaßt, das Penninikum der Hohen Tauern durch das Oberostalpin bereits vorgosauisch abgedeckt zu denken wegen der Cenomandaten in dessen Stirnpartien. Nachweise von Alb (ZEIL, W., 1955) ermutigten später A. TOLLMANN und W. MEDWENITSCH, dieses Geschehen sogar noch in voraustrische Zeit vorzuverlegen. Dagegen unterstrich R. OBERHAUSER immer wieder die Identität oder zumindest Vergleichbarkeit der Schichtsäulen von Prättigau, Unterengadiner und Tauernfenster, nachdem schon lange vorher auf derartige Parallelisierungsmöglichkeiten hingewiesen worden war. Im Prättigau aber gibt es fossilbelegte Einstufungen ins Eozän. Im Unterengadiner Fenster hatte sich bis vor kurzem der paläontologische Nachweis auf Maastricht beschränkt. Neueste Arbeiten konnten indessen u. a. da jetzt gleichfalls Eozänfunde anführen (RUDOLPH, J., 1982; OBERHAUSER, R., 1983). Es ist mithin nur eine Frage der Zeit, bis trotz zugegebenermaßen beträchtlich höherer Metamorphose der Gesteine altersgleiches Fossilgut aus den von S. PREY für oberkretazisch bis alttertiär verdächtigten Flyschserien der Großarler Nordrahmenzone (des Embacher Flysches) im Tauernfenster gemeldet werden kann. A. TOLLMANN sah sich unter dem Druck der Tatsachen gezwungen, dem Embacher Flysch ohne Fossilbeweise maximal höheres Unterkreidealter einzuräumen und die „Überschiebung“ des Tauernpenninikums durch das Oberostalpin in die Oberkreide zurückzunehmen. In der Diskussion konnte R. OBERHAUSER gegen A. TOLLMANN ganz offensichtlich Punkte gewinnen und behält in der folgenden Sinndeutung endgültig recht. Indem der Verfasser nämlich, wie schon bemerkt, die Losensteiner Schichten als Ablagerungen unter- bis mittelostalpinen Trogbereiche südlich des Südpenninikums betrachtet, geht er – allerdings aus anderer Motivierung und Zielsetzung als M. RICHTER (1930) und E. CLAR (1965) – von der oberostalpinen Einheit der Nördlichen Kalkalpen ab. In Cenomanrandschuppe und Kieselkalkzone sind die zwar weit im Norden dislozierten, aber überlieferten Jungschichten des Unterostalpins, im Tiefbajuvarikum des Allgäu-Ternberg-Frankenfeser Deckensystems jene des Mittelostalpins vorhanden und damit doch paläogeographischen Erwägungen greifbar! Fragen des Transportmechanismus, wie sie gerade für die Platznahme der darüber hinaus zahlreichen schmalen, aber langgestreckten tektonischen Bauelemente am Nordrand der Ostalpen bei Krafteinwirkung aus dem Süden erwachsen waren und lange geophysikalisch gebildeten Geologen der älteren Generation prinzipiell den geistigen Zugang zum Nappismus verwehrt hatten, löst die Plattentektonik ohne Schwierigkeiten und entbindet weiters von der nun grundlos gewordenen Angst vor extremen „Schubweiten“. Allein das aus den Punkten 2 bis 4 erzielbare paläogeographische Arrangement der einzelnen tektonischen Bestandteile der Ostalpen macht so manche Ungereimtheiten (wie Faziesrekurrenzen „über oft viele Tröge hinweg“) und Probleme (in bezug auf Korrelationen) transparent und erklärbar,

obwohl noch eine letzte, aber sehr wichtige Prämisse zu erläutern ist.

⑤ Hier gilt es, das Problem „Tethys“ für die Ostalpen im Lichte neuerer Veröffentlichungen darzustellen. Noch immer werden nämlich nicht nur im ostalpinen Schrifttum die Ophiolithzonen des zirkummediterranen Raumes auf bloß einen Ozean, auf die Tethys schlechthin, bezogen. Dabei findet der Begriff häufig unverändert in der frühen, kontinentale Schelf- und ozeanische Tiefseegebiete nicht unterscheidenden Auffassung Verwendung. Die Tethys wäre jener tropische Meeresgürtel gewesen, der während des Jungpaläozoikums und des gesamten Mesozoikums (die tertiären Folgebecken bleiben außer Betracht) boreale, australe und pazifische Faunenprovinzen geschieden hätte. Mittlerweile haben aber plattentektonisch abgestimmte Forschungen Ergebnisse erzielt, die eine Abkehr von der nach wie vor verbreiteten Schau erzwingen. Sie haben auch direkten Bezug auf die Paläogeographie der Ostalpen. Grundsätzlich müssen hinfort zwei zeitlich und räumlich autonome Ozeantröge auseinandergehalten werden. Denn zum ersten drängte sich ozeanische Lithosphäre in der Permotrias allmählich von Südosten her unter Aufreißen in die bis dahin zusammenhängende ost- und südalpine Plattform als eine ungefähr in den heutigen mittleren Ostalpen endende Bucht von Panthalassa. Ihr sollte der erstmals von F. KÄHLER in die Literatur eingebrachte Name Paläotethys im Sinne von H. P. LAUBSCHER & D. BERNOULLI (1977) zugesprochen sein. Ihre langsam gegen Nordwesten fortschreitende Expansion ist u. a. durch das Aufscheinen von Hallstätter Gesteinen zu fassen, die als pelagische Saumsedimente die Öffnung des Ozeans belegen (in der Türkei ab Oberperm, in Griechenland ab Skyth, in den Dinariden ab Oberskyth/Unteranis und endlich in den Ostalpen ab Mittel- bis Oberanis). Die Verbreitung der Hallstätter Fazies endet westlich von Lofer.

Zum zweiten bildete sich davon in Zeit und Raum völlig unabhängig ab Oberlias die eigentliche Tethys oder – wie sie der Schreiber nennen möchte – die Penninische Tethys. Für ihre Entstehung waren die beginnende Öffnung des zentralen Atlantiks und der damit anhebende, von Westen nach Osten fortschreitende Zerfall von Pangäa verantwortlich. Die Penninische Tethys ist also nicht einfach Nachfolgerin der Paläotethys durch „Übergreifen auf größere Areale ab Jura“ (BECHSTÄDT, T. et al., 1976). Ihr Rifting geschah vielmehr auf dem ehemaligen nördlichen Kontinentalrand der Paläotethys und verursachte deren zumindest teilweise Schließung im Unterjura (BERNOULLI, D. & LEMOINE, M., 1980).

Für diesen Fragenkreis unmittelbar von Belang und aufschlußreich sind Erkenntnisse, die seit den siebziger Jahren in Ungarn, Rumänien und Jugoslawien gewonnen worden sind. Sie sollten und müßten eigentlich bei jedem paläogeographischen Vorhaben in den Ostalpen beachtet und berücksichtigt werden. Dann könnte nämlich der weite Bereich von „Tisia“ oder der „Pannonischen Masse“ nicht länger mehr in der Auslegung als Interniden von L. KOBER und A. TOLLMANN als starres Zwischengebirge behandelt werden, obwohl sich schon 1960 H. KÜPPER mit der Annahme einer Auffächerung der ostalpinen Teilgeosynklinalen darüber hinweg in Richtung Osten und Südosten dagegen gewandt hatte. So werden die Apuseniberge mit den Inneren Westkarpaten verglichen (PATRULIUS, D. et al., 1971; SANDULESCU, M., 1972; beide fide BURCHFIELD, B., 1976).

Das Bihorautochthon entspräche dem Tatrikum, die Codrudecken dem Subtatrikum und die Bihariadecken dem Gemerikum. Die rege Bohrtätigkeit erwies die Fortsetzung dieser tektonischen Elemente im Untergrund der Großen Ungarischen Tiefebene. Es bestünden Verbindungen zwischen der Vojvodina und dem Codrusystem und zwischen dem Mecsek plus Villány mit dem Bihorautochthon bzw. mit dem Zemplin. Die ursprünglichen Lagebeziehungen wären allerdings später durch Seitenverschiebungen und Rotationen verzerrt und zerrissen (u. a. SZEPESHÁZY, K., 1981). Die Meliataiserie konnte als mittel- bis obertriassische Ophiolithfolge erkannt werden, deren Conodonten eindeutig dinarischer Provenienz wären. Damit wäre der dinarische Südstast doch in den Westkarpaten vertreten (KOZUR, H. & MOCK, R., 1973). 1979 sprachen J. CHANNELL et al. die Meliataiserie als Rest eines ozeanischen Troges an, der einst zwischen Oberostalpin und Südalpin gelegen wäre (einschränkend muß hier der Verfasser jedoch einfügen, daß dieses Meer als Golf der Haupttethys im Jura angesehen wird).

Seit 1980 publiziert S. KOVÁCS Gedanken, die besonders stimulierend auf Bemühungen paläogeographischer Restauration wirken. Die Meliataiserie stünde nicht im Zusammenhang mit dem alpinen Penninikum, welches ja erst ab Mitteljura in Bildung begriffen war, sondern wäre die Nordwestbucht (= das Nordwestende) der Innerdinarischen Eugeosynklinale. Weite Karbonatplattformen umschlossen sie halbkreisförmig (vgl. hierzu auch die Vorstellungen von S. PREY, 1978 und 1980; der Autor), im Norden die der nord- und zentralalpinen Fazies der Europäischen Platte, im Süden jene der südalpin-dinarischen Fazies der Apulischen Platte. Der Faziesübergang vom Südalpin ins Ostalpin wäre an der Gailtal-Plattensee-Linie verschoben. Die südalpine Ausbildung des Bükk begründe sich deshalb nicht auf eine ehemalige „Ausstülpung“ der Dinarischen See gegen Nordosten über die Bohrungen Karat 1 und Bugyi 5 (= Igal-Bükk-Eugeosynklinale von G. WEIN, 1969). Die für eine paläogeographische Einheit dieser Art viel zu schmale Igal-Bükk-Zone (20–30 km) wäre eher ein tektonischer Streifen, sozusagen die „Schleifspur“ der an der Periadriatischen Naht und deren Verlängerung, der Agram-Zemplin-Linie, einst stattgehabten Horizontalbewegungen vom Ausmaß einiger hundert Kilometer. Gleichzeitig mit diesen Dislozierungen wäre auch östlich des Hernad ein ansehnliches Stück der Karpatenkette aus dem Verband gerissen, gedreht und gegen Süden bzw. Südwesten abgedriftet worden (die Lücke umfaßt die jetzigen Nordost- bzw. Ukrainischen Karpaten, lediglich der Zemplinberg wäre annähernd primär ortsfest). Apusenigebirge, Mecsek und Villány wären davon nach der jungen Absenkung der Großen Ungarischen Tiefebene an der Oberfläche verbliebene „Inseln“. Synchron dazu, d. h. von Oberjura bis Unterkreide, wäre es zur Entwicklung des Innerpannonischen Mobilgürtels (des Szolnokflysches) gekommen in Übereinstimmung mit der Hauptozeanisierung der westlichen Tethys. Die nun ganz anders verstandene „Tisia“ hätte schon in Oberjura und Unterkreide ihre heutige Lage erreicht.

Der Schreiber bejaht weitgehend den eben kurz skizzierten paläogeographischen Entwurf, ist aber bezüglich der zeitlichen Zuordnung der Ereignisse anderer Überzeugung. Er glaubt, daß diese weitreichenden horizontalen Verschiebungen an Periadriatischer Naht und

Agram-Zemplin-Linie einschließlich Rotation und „Verschleppung“ des vorerwähnten Karpatenausschnittes in der Oberkreide und im Alttertiär stattgefunden hätten. Denn in den Apusenibergen liegt altalpidischer Deckenbau vor (u. a. UNRUG, R., 1979). Im Mecsek und Villány waren gleichfalls die mittelmeketazischen Phasen kräftig wirksam gewesen (WEIN, G., 1968; wenn in Ungarn insgesamt nur ein austrisch geschaffener Schuppen-, aber kein Deckenbau angenommen wird, möchte dem der Verfasser folgendes Argument entgegensetzen: Im Wiener Becken haben viele Bohrungen den alpinen Untergrund seiner Versenkung in die Tiefe wegen als an den tektonischen Flächen steil einfallend erwiesen [vgl. dazu etwa die Profile bei KRÖLL, A. & WESSELY, G., 1973 oder KRÖLL, A. et al., 1981 oder WESSELY, G., 1983]. Würde man nicht obertags von weiträumigen Decken, könnte das dort vermittelte Bild wohl auch als Schuppung gedeutet werden. Brächte man demgemäß die „Schuppen“ an der Basis der Ungarischen Tiefebene in ihren vor dem Niederbruch relativ flach geneigten Zustand zurück, so kämen sicherlich bemerkenswerte „Überschiebungen“ zustande). Alle drei Gebiete, Apuseniberge, Mecsek und Villány, mußten während der Deformationen der Mittelkreide noch geschlossen innerhalb der karpatischen Großstrukturen gestanden sein.

Der Szolnok-Debreczen-Flysch, der die Agram-Zemplin-Linie begleitet, hat oberkretazisch-alttertiäres Alter (u. a. KÖRÖSSY, L., 1965). Er könnte als Turbiditfolge eines Tiefseegrabens im Sinne von R. HESSE (1975) verstanden werden, der sich im „Reibungsbereich“ konvergenter und gleichzeitig verschieden seitlich ausweichender Schollenränder gebildet hatte.

Auch von österreichischer Seite ließen sich hinsichtlich der Datierung der lateralen Dislokationen großen Stiles mit Coniac bis Mitteleozän erwägenswerte Gründe beibringen: Aus den im ostalpinen Raum weitverbreiteten unterkretazischen Schrambachschichten von zumeist mergelig-kalkiger Entwicklung gehen im Tirolikum der mittleren und östlichen Kalkalpen die klastisch beherrschten Roßfeldschichten hervor, deren grobe wildflyschartige Brekzien mit Olistholithen Produkte der Austroalpinen Phase darstellen (TOLLMANN, A., 1963). Die ersten altalpidischen Einengungsbewegungen hatten anscheinend das unmittelbar südlich befindliche Juvavikum erfaßt, von wo die Geröllschüttungen gegen Norden erfolgten (TOLLMANN, A., 1976; FAUPL, P. & TOLLMANN, A., 1979). In den Schwermineralspektren deuten hohe Prozentsätze von Chromspinell und gewissen Hornblenden bzw. Granat und Staurolith (WOLETZ, G., seit 1957; FAUPL, P. & MILLER, C., 1978) auf ehemalige Oberflächenvorkommen von Ultrabasiten und Metamorphiten im „orogeninternen“ Liefergebiet. Während aber dieser Bereich beispielsweise bei P. FAUPL (1978) nur recht vage bezeichnet werden kann, ist er auf der paläogeographischen Vorlage des Verfassers leicht und konkret zu ermitteln. Die Verbreitung der Roßfeldschichten deckt sich nämlich auffallend mit der Erstreckung der einstigen nordwestlichsten Paläotethys über den Faziesgürtel des Juvavikums hinweg (bestehend aus dem Lagunen- und Riffkomplex der Dachsteinkalkfazies und der da „kanalartig“ eingreifenden Tiefseegrenzregion der Hallstätter Fazies). Die tiefjurassischen Flyschschichten im Hangenden des ophiolithisch-pelagischen Gesteinspaketes der Mittel- bis Obertrias in der Meliätaserie (MOCK, R., 1980) sind Indiz für die im Jura vonstatten gegangene Schließung wenigstens des Nordwestendes der Innerdinarischen Eugeosynklinale.

Der Prozeß der Verschluckung des Südpenninikums während der Mittelkreide setzte in der Unterkreide mit dessen Anpressung an das südlich gelegene Widerlager des Ostalpins ein und rief dort zunächst Stauchungen und Abscherungen im Süden hervor. Dabei wurden Teile der zwar begraben, trotzdem, noch in etwa primäre Position innehabende Meliätaserie obduziert und auch die damals noch vorhandene kristalline Basis des Juvavikums entblößt. Beider Erosionsschutt gelangte so in die sich gleichzeitig nördlich auf tirolischem Boden eintiefende Rinne des Sedimentationsareals der Roßfeldschichten. In diesem einen Fall behielte demzufolge D. RÖDER (1976) mit der Herleitung des Chromspinells in den Ostalpen aus dem Süden von den dinarischen Ophiolithzonen recht.

Die Lienz Dolomiten als westlichster Teil des Drauzuges verweisen mit der Situation der Lavanter Schichten (hohe Unterkreide) auf die damals noch bestehende originale Beheimatung im Süden der westlichen Lechtaldecke. Vormalig existierende fazielle Übergänge ins Oberostalpin und Südalpin müssen heute natürlich mit unterdessen erodierten Zwischenbereichen überbrückt werden. Hingegen könnten jene typisch südalpinen Gerölle aus den Basalkonglomeraten der Gosauvorkommen von Kainach bis Mixnitz, von denen H. FLÜGEL (1983) berichtete, vortreffliche Zeitmarken für das „Vorbeiwandern“ von Bükk und Meliätaserie nach ihren Zielorten abgeben.

Die aus den Roßfeld- und Lavanter Schichten ableitbaren, für die Paläogeographie so wichtigen Daten lassen danach aus triftigen Gründen laterale Mobilität im Bereiche der heutigen Großsuturen in der Unterkreide und damit auch im Jura ausgeschlossen erscheinen. Eine solche konnte erst nach den Phasen der mittelmeketazischen Krustenreduktionen angelaufen sein. Mit den südalpinen Komponenten in den mittelsteirischen Gosaubecken, deren jetziges Nord-Süd-gerichtetes Ablagerungsgefüge durch wahrscheinliche Rotation in das eigentliche Süd-Nord-orientierte zurückgeführt werden müßte (vgl. FLÜGEL, H., 1983), könnte zeitlich indessen nahezu der Auftakt des Geschehens indirekt dokumentiert worden sein.

Diese einleitenden Ausführungen machen es doch wohl augenfällig, daß mit der Plattentektonik unter Ausschaltung nicht mehr adäquater Vorstellungsmodelle endlich zeitgemäße und fruchtbringende Denkweisen in die ostalpine Paläogeographie einziehen sollten. Mit den eben abgehandelten fünf Problemkreisen weitet sich das bisher verfügbare Gesichtsfeld zu erstaunlichen Dimensionen. Ihr Ausloten bedeutet für den Verfasser zwangsläufig Konfrontation mit den herrschenden Ansichten, in erster Linie erwartungsgemäß mit dem Werk von A. TOLLMANN, das unverändert nachdrücklich die Geologie Österreichs prägt. Längst wird es den modernen Anforderungen nicht mehr gerecht. Das unverdiente Beiseiteschieben richtiger Gedanken und Lösungen anderer oder das Abschwächen und Unterlassen unerläßlicher Korrekturen verstärken den Eindruck. Es gelingt ihm immer weniger glaubwürdig, dieses in manchen wichtigen Zügen noch auf L. KOBER beruhende Ideengut den laufend neu anfallenden Erkenntnissen anzugleichen. Das Maß einer solchen „Einbaufähigkeit“ ist offenbar erschöpft. Dennoch scheiterten bislang vielfältige Bemühungen, sich der geistigen Fesseln zu entledigen, letztlich an sich selbst, an ihrer stets zu engen Fachbezogenheit im Gegensatz zum

breiten, scheinbar alles überschauenden, wort- und schreibgewaltigen Sachverständnis von A. TOLLMANN. Mit dem Gemeinschaftsbuch der Mitglieder der Geologischen Bundesanstalt zur Ostalpengeologie ist nun in bedeutsamen Kapiteln eine entscheidende Wende weg davon eingetreten, die in den folgenden Zeilen des Autors fortgeführt und abgerundet werden soll.

Die vom Verfasser dargebotenen neuen Denkanstöße ergeben ein paläogeographisches Bild (Abb. 1), das sicherlich von bisher vertrauten Vorstellungen abweicht, das aber den modernen Erfahrungsstand befriedigender widerspiegelt! Es wurde auch versucht, den geodynamischen Prozeß des Riftens und damit die Entstehung vorher nicht existenter Sedimentationsflächen auf dem Schema sinnfällig zu machen. Denn neben der Beachtung der Situation zur Mittelkreide ergeben sich damit weitere erhebliche Konsequenzen für die primäre Trogordnung. Ursprüngliche Breitenverhältnisse konnten und brauchten für den angestrebten Zweck nicht berücksichtigt zu werden. Auf dem Entwurf gelangte ferner noch die Faziesverteilung in der Obertrias zur Eintragung, um so deren Gebundenheit an die sich von Südosten her bis in den heutigen mittleren Ostalpenraum ausdehnende Paläotethys zu demonstrieren. Die Obertrias hat für die künftigen alpidischen Strukturen, die sich offenkundig nach dem Verlauf der jüngeren Penninischen Tethys ausrichteten, keinen unmittelbaren Leitwert. Die weiten Schelfflächen der Paläotethys führten eher im Nordwesten, d. h. in den westlichen Ost- und Südalpen der Gegenwart, zu ausgedehnter Faziesindifferenz, davon bis jetzt noch viel zu wenig Notiz genommen worden ist!

Zum Vergleich stellt der Autor die „Paläogeographische Skizze der Hauptfazieszonen der Ostalpen während des Geosynklinalstadiums in Trias und Jura“ von A. TOLLMANN (1980a) gegenüber (Abb. 2). Hier kann sich der Leser überzeugen, daß sich an der gedanklichen Substanz der Konzeption von A. TOLLMANN seit den späten fünfziger und frühen sechziger Jahren, sieht man von der „plattentektonischen Rahmenleiste“ ab, kaum etwas geändert hat. Das System ist erstarrt und deshalb für die weitere wissenschaftliche Entwicklung nur mehr Hemmnis, das endlich überwunden gehört.

2. Das Südalpin und Ostalpin

Zu Beginn sind gerade für das Ostalpin einige nomenklatorische Angelegenheiten zu bereinigen. Zum ersten ist jetzt Austroalpin der Terminus, der vorwiegend in Deutschland und in der Schweiz auch in deutschsprachigen Artikeln immer mehr das herkömmliche Ostalpin verdrängt. G. ANGENHEISTER et al. (1975) und H. BÖGEL (1976) führten ihn unter Hinweis auf die (übrigens in Englisch abgefaßte!) Arbeit von E. CLAR (1973) ein, um etwaigen Verwechslungen zwischen „Ostalpin“ und „Ostalpin“ zu begegnen. A. TOLLMANN sieht 1977 darin eine unnötige Rückübersetzung des gebräuchlichen englischen „Austroalpine“ ins Deutsche durch H. BÖGEL. Nun ist aber der Ausdruck schon 1912 über F. HAHN in das deutsche Schrifttum gelangt. In einer Fußnote macht er auf dessen damals bereits weitverbreitete Verwendung im Fachjargon Süddeutschlands aufmerksam. Mit Austroalpin bzw. Austroalpiner Masse verstand man jedoch seinerzeit die besondere fazielle

Ausbildung des Mesozoikums der Nördlichen Kalkalpen bzw. die Nördlichen Kalkalpen selbst, scharf abgegrenzt von Fazies und Örtlichkeit des Zentralalpins (S. 340). Austroalpin ist demnach nur ein Ausschnitt des Begriffes Ostalpin und deckt nicht einmal völlig das Oberostalpin bislang üblicher Fassung ab. Für den Verfasser besteht also vom Fachlichen her keine Veranlassung, vom klar umrissenen Ostalpin abzugehen.

Die begründete Annahme des Autors, daß Cenomanrandschuppe und Kieselkalkzone bzw. Allgäu-Ternberg-Frankenfelder Deckensystem die während der Subduktion an den Unterschiebungskanten zurückbehaltenen Jungschichten des Unterostalpins bzw. Mittelostalpins darstellen, macht zum zweiten eine Revision des jeweiligen Umfanges der drei Unterteilungen des Ostalpins unentbehrlich. Zunächst bedeutet das konsequenterweise die Abkehr von einer ausschließlich oberostalpinen Herleitung der Nördlichen Kalkalpen, welche nur geographisch, nicht aber geologisch-tektonisch als Einheit verbleiben. Das Oberostalpin muß also um die beiden tiefsten Deckenelemente der Nördlichen Kalkalpen reduziert werden. Damit kann aber in Zukunft die von L. KOBER und somit auch von A. TOLLMANN häufig zitierte Bezeichnung „kalkalpin“ gleichsam als Synonym für „oberostalpin“ nicht weiter benützt werden. Die in den Nördlichen Kalkalpen meist gebrauchte Gliederung von F. HAHN (1912) in Bajuvarikum – Tirolikum – Juvavikum ist so glücklich getroffen, daß sie auch unter den neuen Gesichtspunkten Gültigkeit behält, insbesondere dann, wenn das Bajuvarikum in Hoch- und Tiefbajuvarikum und letzteres noch mit A. TOLLMANN (1976b) in das eigentliche Tiefbajuvarikum (Allgäu-Ternberg-Frankenfelder Decke) und das Tiefstbajuvarikum (Cenomanrandschuppe und Kieselkalkzone) aufgespalten werden. Demgegenüber entspricht die von L. KOBER und A. TOLLMANN praktizierte Unterscheidung der Nördlichen Kalkalpen in (kalk-)voralpine (Bajuvarikum und Tirolikum umfassend) und (kalk-)hochalpine Decken (das Juvavikum betreffend) nicht mehr modernen Ansprüchen.

In den Westkarpaten ist ab nun der 1907 von V. UHLIG ohnehin äußerst unglücklich gewählte Begriff „Subtatrikum“ zu streichen. Er beinhaltet nämlich in der Sicht des Autors mittelostalpine (Veporkristallin und dessen tektonisch entfernte Jungschichtenfolge in der Křížnadecke) und oberostalpine Elemente (von der Chočdecke aufwärts). Des weiteren muß vom bis dahin gängigen Oberostalpin die Meliataiserie abgezogen werden. Sie ist mit S. KOVÁCS (1980, 1982) das Nordwestende der Innerdinarischen Eugeosynklinale und erfordert deshalb eine tektonisch eigenständige Behandlung.

Die Schichtsäule des Mittelostalpins (im Sinne von A. TOLLMANN, 1959) ist durch die tektonisch amputierten Jungschichten des Allgäu-Ternberg-Frankenfelder Deckensystems zu ergänzen. Diese lagen zu Ende des altalpidischen Orogenzyklus, in dessen Verlauf das vordem einheitliche Ostalpin unter dem Druck des nach Süden abtauchenden Südpenninikums in seine drei wesentlichen Elemente zerlegt worden war, im Profilbereich oberkarnischer Salinarhorizonte von der Trägerdecke abgeschert, im Norden zurückgelassen, vom darübergerateten Oberostalpin der Nördlichen Kalkalpen im Zuschnitt des Verfassers (also vom Hochbajuvarikum aufwärts) zugedeckt und somit weiterer Sedimentation nach dem Unterturon entzogen vor. Deshalb wurde auch nur der mittelostalpine Hauptkörper mit seiner

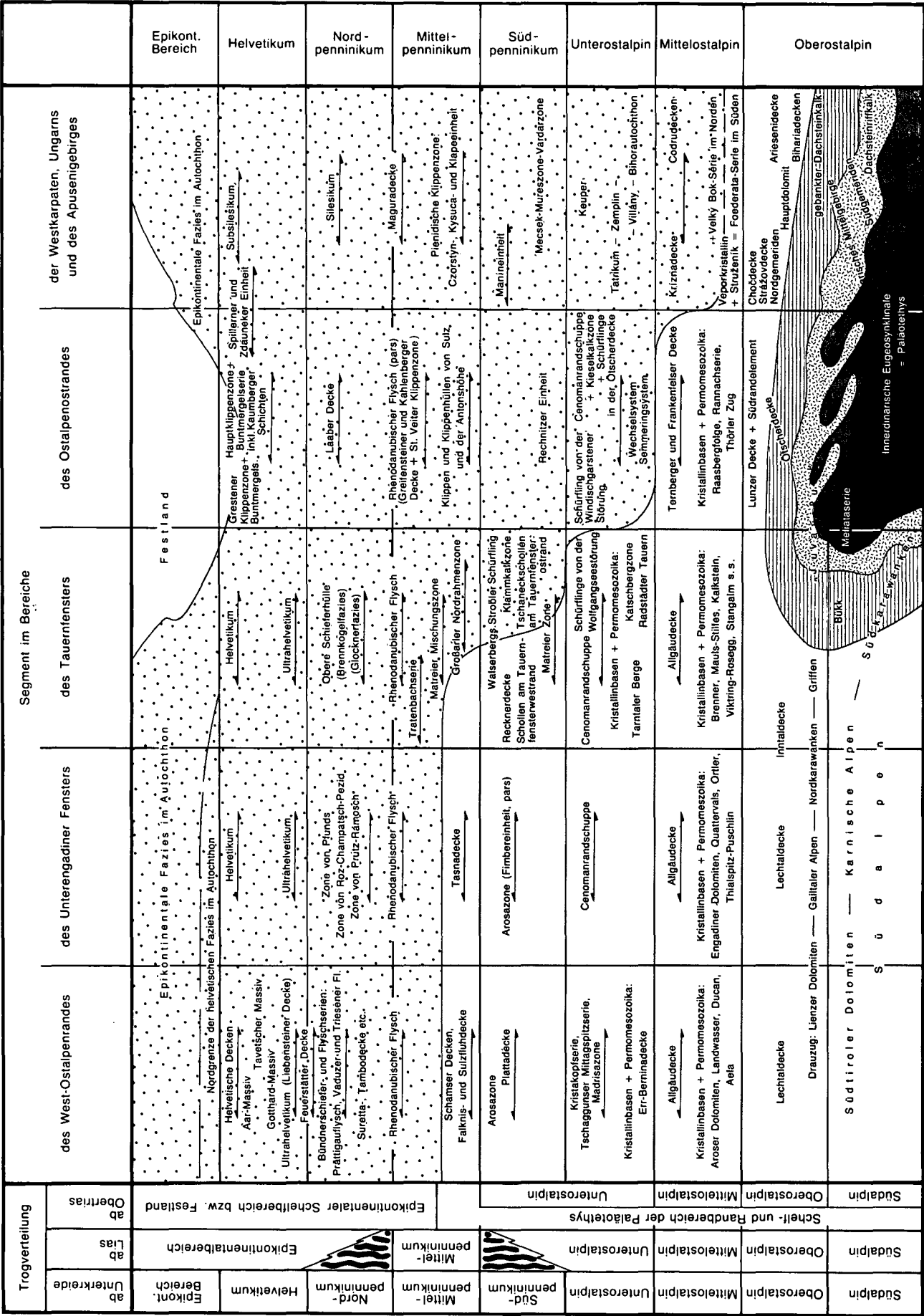


Abb. 1: Paläospastische Rückführung der tektonischen Baueinheiten in den heutigen Ostalpen zu paläogeographischer Wiederherstellung und Reihung der ursprünglichen Sedimentationsräume unter besonderer Beachtung der Situation zur Mittelkreide (mit Eintragung der Faziesgrenzen während der Obertrias).

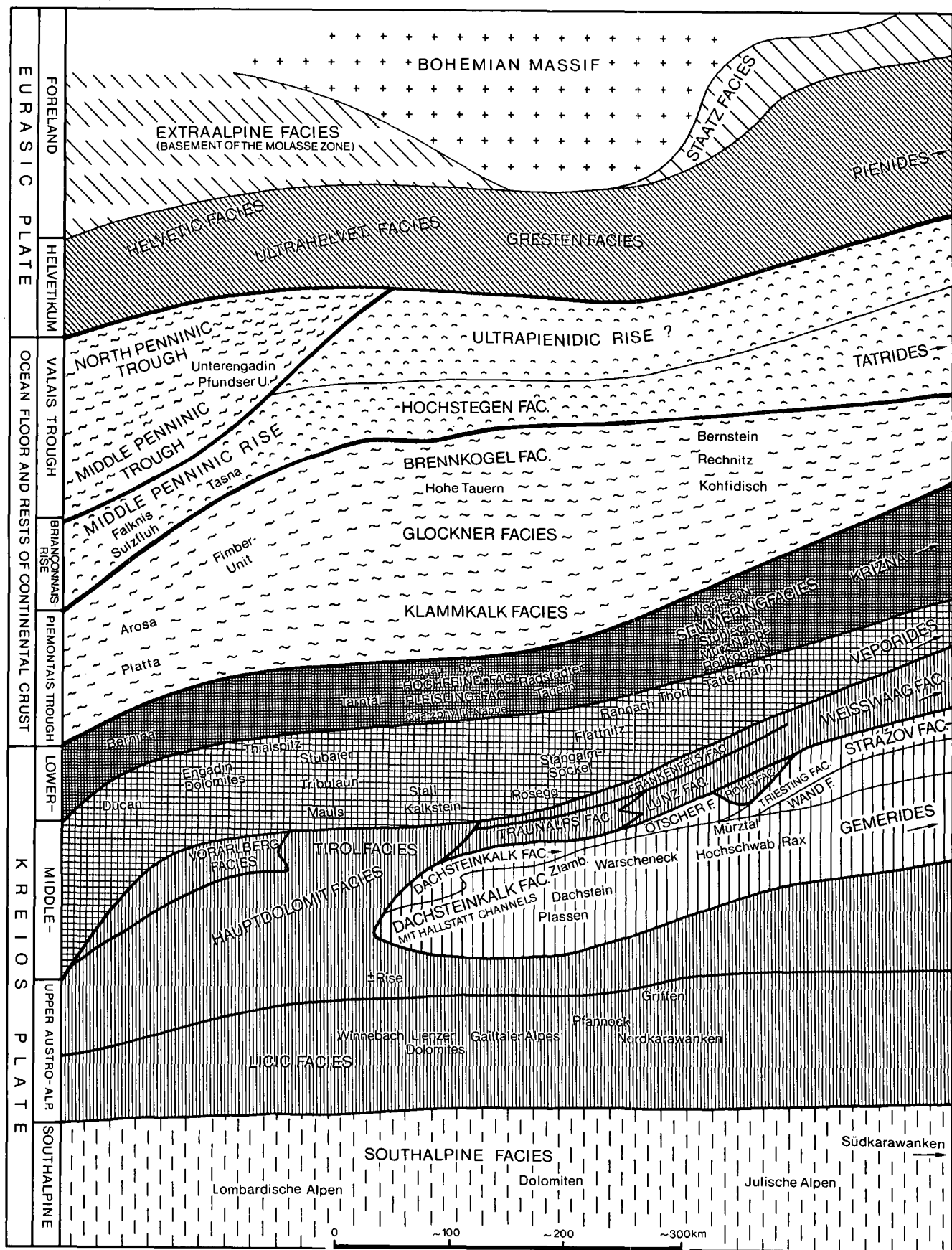


Abb. 2: Zum Vergleich für Abb. 1 die Darstellung von A. TOLLMANN (1980a:203).

restlichen älteren Sedimenthaut von der oberkretazischen Metamorphose im Gefolge des Subduktionsgeschehens erreicht.

Analog dazu ist die Situation in den Westkarpaten. Auch dort ist der einstige stratigraphische Verband von mittelostalpinem Veporkristallin (mit seinen jetzt anhibis epimetamorph gezeichneten Mantelrelikten von Velký Bok-Serie im Norden und Struženík = Foederata-Serie im Süden) und den jüngeren Hüllsedimenten, die gegenwärtig die nichtmetamorphe Krížnadecke repräsentiert, tektonisch durch die Verschluckungsakte in der Mittelkreide zerrissen worden. Bereits 1960 und 1963 hatte D. ANDRUSOV diese Auffassung vertreten. Massive, aber wie die Zukunft zeigen sollte, völlig haltlose fazielle Einwände von außen und eine aus heutiger Sicht zu subjektiv betonte Bevorzugung der Bedeutung gewisser tektonischer Lineamente als „Narbenzonen“ großer Krustenverluste durch ihn selbst ließen 1968 indessen D. ANDRUSOV teilweise beträchtlich von diesen richtigen Vorstellungen abweichen. Dagegen ist M. MAHEL nach langen fachlichen Irrwegen 1982 zur Anschauung von D. ANDRUSOV aus den frühen sechziger Jahren zurückgekehrt.

Das Mittelostalpin in der von A. TOLLMANN neu definierten Form hat faziell und tektonisch seine gut fundierte Legitimation. Es hat mit den frühen Prägungen „Mittelostalpin“ von R. STAUB (1920) und L. KOBER (1922), die durch in späteren Jahren mehrfach vorgenommene Abwandlungen des Begriffsinhaltes zurecht in Mißkredit geraten waren, nichts gemein. Der Anstoß zu dieser die Ostalpengeologie so befruchtenden Entdeckung war jedoch von W. SCHMIDT ebenfalls schon 1921 gekommen. Mit der Aufforderung notwendiger Fahndung nach Relikten des „Semmeringmesozoikums“ als Deckenscheider zwischen Grauwackenzone und ostalpinem Kristallin (S. 106) hatte er den richtigen Weg gewiesen, obwohl sein übriges geologisches Bild aus gegenwärtiger Warte nur mehr historisches Interesse wecken kann. Aber es dauerte bis 1957, da diese Anregung durch H. FLÜGEL & V. MAURIN erste bescheidene Früchte zu zeitigen begann. Dann aber wurde der Gedanke 1958 und insbesondere 1959 ff von A. TOLLMANN aufgegriffen und großzügig auf die gesamten Ostalpen übertragen. Mit der Erfassung der faziellen und tektonischen Eigenständigkeit des Mesozoikums auf den Zentralalpen war der alpine Deckenbau in den Ostalpen erstmals wirklich verständlich, wenn auch mechanisch noch nicht erklärbar geworden. Das daraus entstandene Problem gewaltiger Transportentfernungen lieferte deshalb auch der bis heute nicht verstummten Gegnerschaft das gravierendste Gegenargument. Vor allem die Bewältigung der Kraftübertragung für den nötigen „Deckenschub“ von meist langgestreckten und dünnen Gesteinsmassen von Süden her schien abwicklungsmäßig unlösbar. Mit intensiver Suche nach Mechanismen und Deutungen, die zwar als Ergebnis gleiche Lagerungsverhältnisse wie der extreme Nappismus erbrächten, aber dessen enorme „Überschiebungsweiten“ nicht übernehmen mußten, trachtete man nach überzeugenderen Erklärungen. So sehr diese Einwände vor dem Wirksamwerden der Plattentektonik in den Ostalpen gerechtfertigt gewesen sein mögen, so unverständlich ist jetzt ihre zähe Aufrechterhaltung angesichts der großartigen, durch die mobilistische Schau einsichtig gemachten Krustenvorgänge.

Der Umfang des Unterostalpins ist gleichfalls stratigraphisch und regional um die Jungschichtenfolge

von Cenomanrandschuppe und Kieselkalkzone zu erweitern. Dieses bisher zu den „ostalpinen Nördlichen Kalkalpen“ gerechnete Randelement hat altalpidisch eine dem Allgäu-Ternberg-Frankfurter Deckensystem vergleichbare Geschichte erfahren. Im Niveau oberkarnischen Salinars abgetrennt und vom südwärts gedrängten Mutterkörper im Norden im Bereiche der Unterschiebungskante zurückgelassen, wurde es schließlich im höheren Turon von den Sedimentdecken des Mittel- und Unterostalpins im Sinne des Verfassers überlagert. Damit entging auch der junge Schichtanteil des Unterostalpins der Metamorphose in der Oberkreide.

Zusätzliche „Arealgewinne“ des Unterostalpins sind durch die Hinzufügung des Tatrikums in den Westkarpaten zu melden (im übrigen war diese Parallelisierung von D. ANDRUSOV schon 1960 vollzogen worden). Lithologische Ausbildung und stratigraphische Reichweite der Hüllserien der „Kerngebirge“ nur bis in die Mittelkreide (Sedimentationsabschluß im Turon) erweisen u. a. nämlich die von J. DEBELMAS (1960) und A. TOLLMANN (1965) betriebene Gleichsetzung mit dem westalpinen Briançonnais (Mittelpenninikum) als unrichtig.

Für den Autor gehören auch die ostalpinen Schollen u. a. an der Basis des Silvrettakristallins am westlichen Ostalpenrand (Kristakopfenster – Tschaggunser Mittagsspitze – Madrisazone) zum Unterostalpin. Denn die sich gegen Nordwesten schließende Bucht der Paläotethys hatte in der Trias in den heute westlichen Ost- und Südalpen großräumige Faziesuniformität bewirkt. In den tektonischen Stockwerken von der Arosazone über das gesamte Ostalpin bis hin zum Südalpin liegen die triassischen Gesteine gleichförmig entwickelt vor. Es gibt in diesem Bereich kein einziges (!) Leitgestein der Trias, das eines der tektonischen Elemente besonders charakterisierte. Erst im Lias sonderte sich das Unterostalpin mit seinen typischen Liaskieselkalen faziell von den übrigen Gebieten. Diese rasche und tiefe Absenkung kündigte das in seinem nördlichen Territorium bevorstehende baldige Aufreißen der kontinentalen Kruste zum folgenden Ozean der Penninischen Tethys an. Der Liaskieselkalk der Tschaggunser Mittagsspitze belegt folglich demgegenüber viel eher die sowohl stratigraphisch als auch räumlich vermittelnde Position dieses Schollenteppichs zwischen dem unterostalpinen Trägerkörper der Err-Berninadecken und dessen im Laufe der Unterschiebungen im Norden zurückgehaltenen Jungschichten der Cenomanrandschuppe.

Weiters möchte der Autor die Grenze zwischen Unterostalpin und Südpenninikum wie R. TRÜMPY (1960) in der Schweiz nun ebenso in den Ostalpen mit dem Auftreten der ersten Ophiolithe ziehen, was besser in die allgemeine Evolution paßt. Das legt entgegen A. TOLLMANN (1980b) die Ausscheidung der Recknerdecke aus dem Großverband des Unterostalpins und ihre Einreihung in das Südpenninikum nahe. Matreier Zone und Äquivalente werden deshalb schon des längeren zum Südpenninikum gezählt.

Die paläogeographische Globalsituation zu Ende des Paläozoikums gibt Abb. 3 wieder. Die künftigen Sedimentationsgebiete südalpin-dinarischer und ostalpinen Fazies waren damals noch geschlossen und ungegliedert Teil des zentralen Abschnittes der östlichen Peripherie von Pangäa. Aber schon signalisierten von Südosten nach Nordwesten ausgreifende Flachmeere das Vorfeld einer in gleicher Richtung stattfindenden Oze-

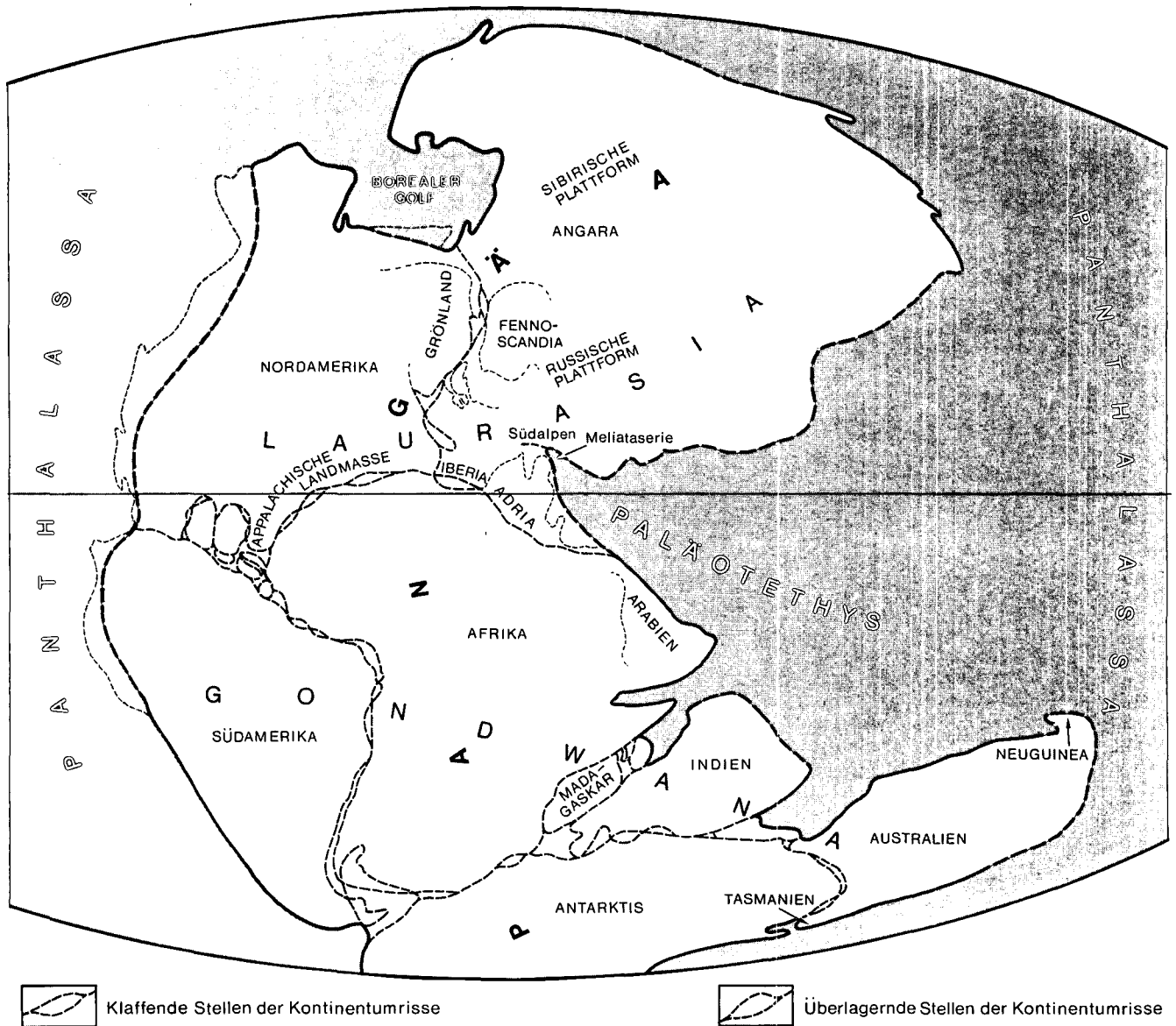


Abb. 3: Paläogeographische Karte des Großkontinentes Pangäa während des Oberperms von V. MAACK (1981), nach R. S. DIETZ & J. C. HOLDEN (1970), vom Verfasser im Bereich der nordwestlichen Paläotethys abgeändert, wobei die Situation bis in die Obertrias fortsetzend zum Ausdruck gebracht wurde.

anisierung der kontinentalen Kruste unterhalb der noch einheitlichen Plattform (vgl. auch BÜCHI, U. & TRÜMPY, R., 1976). Langsam zerriß ozeanische Lithosphäre von Südosten her den Zusammenhang. Es öffnete sich die Paläotethys als Nebenozean von Panthalassa. Im alpinen Raum wurden Ostalpin und Südalpin allmählich von Südosten gegen Nordwesten von der platznehmenden ozeanischen Kruste auseinandergedrängt. Sie formten zunehmend deren nördlichen bzw. südlichen Schelfrahmen. Die Paläotethys erreichte ihre maximale Ausdehnung nach Nordwesten in der Mitteltrias (vgl. u. a. OBRADOVIĆ, J., 1980; KARAMATA, S. et al., 1980), was auf Abb. 3 vom Schreiber vorweggenommen worden ist. Die gleichzeitig weite Muschelkalktransgression über Zentrallaurasia hinweg stand gewiß damit in Verbindung. Ozeanboden grenzte mit der Meliata-Serie bis an den Ostrand der jetzigen Südalpen, wobei das Bükkgebirge damals deren östlichsten Exponenten darstellte (KOVÁCS, S., 1980 und 1982). Um dieses Nordwestende der Innerdinarischen Ophiolithzone mit ihrem Tiefwassersaum aus Hallstätter Gesteinen hingen jedoch die breiten miogeosynklinalen Schelfränder von Südalpin

und Ostalpin noch kalottenartig zusammen, wo es zu beachtenswert großflächiger Faziesgleichschaltung kam. Eugeosynklinale Verhältnisse herrschten also in der Trias nur innerhalb des vom Hallstätter Faziesgürtel umfriedeten Areals vor (ein Fingerzeig auf die sich dort abwickelnde Entstehung und Radiation der Planktonforaminiferen soll nicht unterbleiben: W. FUCHS [1967 und 1975]) mit der kennzeichnenden pelagischen Hungersedimentation, wofür R. TRÜMPY (1955) den Ausdruck leptogeosynkinal verwendet hatte (dazu als jüngeres Synonym das kaum je gebrauchte agathogeosynkinal von A. TOLLMANN, 1972). In der Mitteltrias hatte die Ausbreitung der Paläotethys an ihrem Nordwestende noch embryonale Krustendehnungen in den Südalpen der Gegenwart hervorgerufen, deren frühzeitiges Ersterben aber das Abflauen der expansiven Kräfte ankündigte (= aborted rifting, FERRARA, G. & INNOCENTI, F., 1974, fide CRISCI, C. et al., 1984; EVANS, A., 1975).

In diesem Zusammenhang möchte der Verfasser betonen, daß er wie R. TRÜMPY (1960) das Ostalpin als instabilen Schelf aus miogeosynklinalem Trogbereich stammend betrachtet. Die Beweisführung von A. TOLL-

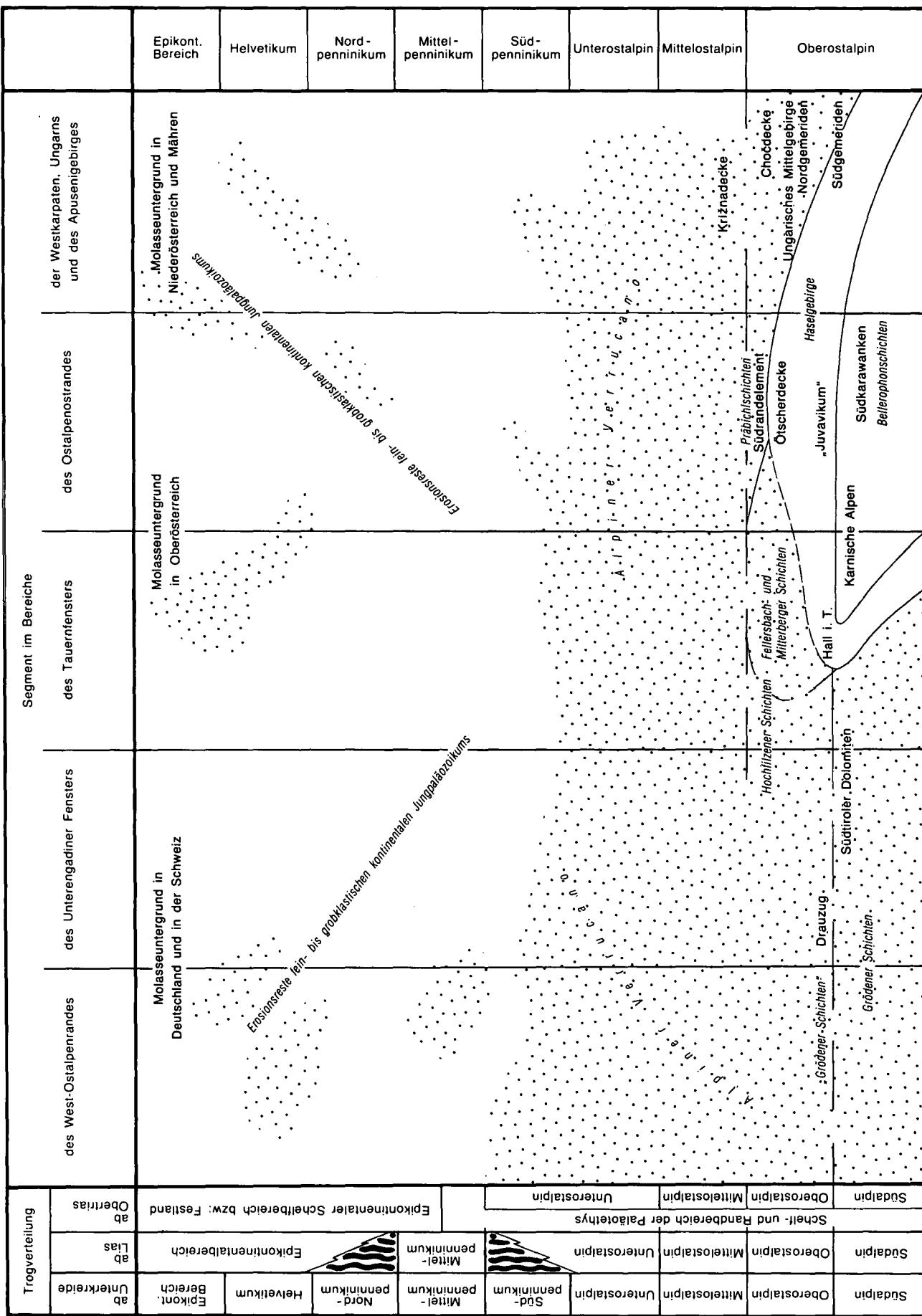


Abb. 4: Paläogeographischer Rekonstruktionsversuch für das Oberperm.

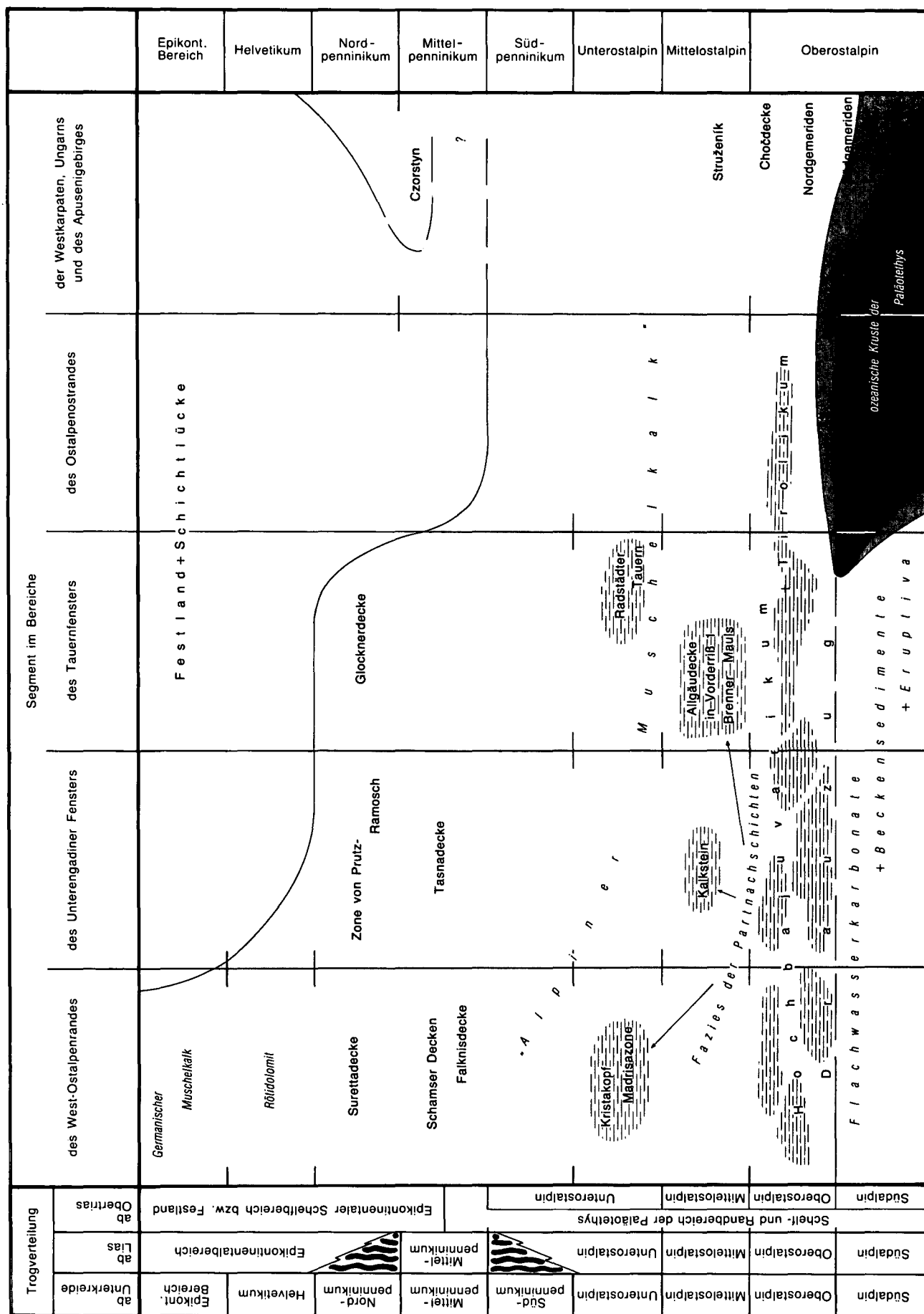


Abb. 6: Paläogeographischer Rekonstruktionsversuch für die Mitteltrias.

MANN (1968) für eine gemeinsam mit dem Penninikum vollgeosynklinale Entwicklung des Ostalpins, wobei gerade dessen Vorlandeeinflüssen am stärksten entzogener Fazies eine Sonderstellung als aristogeosynklinale Zustände, beruht auf heute nicht mehr vertretbaren und schon in der Einleitung kritisierten Grundlagen: Die Interniden sensu H. STILLE wurden genetisch einfach im Hinblick auf früh gefaltete Zonen den Metamorphiden und Zentraliden im System von L. KOBER gleichgestellt, die wesentliche Rolle des „initialen Vulkanismus“ für eugeosynklinale Bereiche unterspielend. Überdies erweisen sich mit dieser Arbeit seine paläogeographischen Ableitungen (etwa bezüglich des Tethysproblems, der Natur der Hallstätter Fazies oder der Bedeutung der Trias für Zwecke der Rekonstruktion primärer Reihung von Sedimentationsräumen) als veraltet oder falsch.

Mit den eingangs vom Verfasser erörterten Prämissen läßt sich nun eine paläogeographische Entwicklung in den Ostalpen erkennen, deren Abrollung ursächlich durch die mobilistische Idee der Plattentektonik ermöglicht wird. Das neue Gedankengut ist hier nicht einfach einem verdorrten Stock herkömmlicher Schulmeinungen aufgepfropft worden. Diese Schau bringt aber so manche noch drückende Frage fazieller, paläogeographischer und tektonischer Art einer vielleicht nicht erwarteten Lösung näher. Vor allem gilt es einmal, das räumliche und fazielle Verteilungsmuster in der Trias von den belastenden, weil überholten oder unrichtigen Gesichtspunkten von A. TOLLMANN zu säubern. Sechs anspruchsvolle paläogeographische Karten ohne Maßstab vom Oberperm bis Lias sollen dem Autor dabei helfen:

Im Oberperm (Abb. 4) liegt der zur Betrachtung stehende Raum noch ziemlich einheitlich vor. Primär oder später erosiv isolierte Vorkommen fein- bis grobklastischer Ablagerungen des Alpenen Verrucanos zeigen gegen Süden sich schließende Verbreitung und stärkeren aquatischen Einfluß. Lediglich im Südosten (im Südalpin der Zukunft) erscheint der Ausläufer eines zeit- und teilweise hypersalinen Flachmeeres, das die Bellerophon-schichten absetzt. Als von innen nach außen geringmächtiger werdender Evaporitsaum (vom Juvavikum gegen das östliche Tirolikum hinaus) vermittelt das Haselgebirge zwischen der See und dem Festland. Faziell noch schleifender leiten davon die leicht salinaren Fellersbach- und Mitterberger Schichten gegen Nordwesten zur rein kontinentalen Sedimentation über. Auch die Präbichlschichten loziert der Verfasser an den Nordrand des marinen Areals. Sie transgredieren über Grauwackenzone und bilden am Südrand der Nördlichen Kalkalpen im Osten die dem Alpenen Verrucano entsprechende Basis der tektonisch stark reduzierten Schichtfolge des sogenannten Südrandelementes. Die Lage der Schuppe unter den juvavischen Einheiten von Schneebergdecke und verschürften Resten der Mürzpendecke verweist auf eine tirolische oder hochbajuvavische Position. Unter Bedachtnahme paläogeographischer Erwägungen betrachtet sie der Autor als liegende Ergänzung der Lunzer Decke. Damit ist der ursprünglich sicher nördliche Ablagerungsraum der Präbichlschichten und deren klastischer Materialbezug aus einem nötigen Hinterland gesichert. Demgegenüber hatte 1972 A. TOLLMANN diese Sedimente unter dem Eindruck der heute vorliegenden tektonischen Anordnung einer Schwellenzone zugeschrieben, die sich zwischen der nördlichen Salinarfazies des „Kalkhochalpins“ bis südlichen „Kalkvorlpin“ (das ist die Öt-

scherdecke inklusive der nördlichen Teilstruktur der Reisalpendecke: Kleinzell) und der südlichen Salinarfazies der Hallstätter Decke befunden haben sollte. Inmitten solch salinarer Umgebung bleibt allerdings die Frage nach der Herleitung des Gros der psephitischen Schüttungen unbeantwortet.

Es ergeben sich dadurch interessante Parallelen von Lunzer Decke plus Südrandelement zur Lechtaldecke im Westen mit ihrer teilweise noch bestehenden Phyllitgneisbasis und zur Choßdecke im Osten mit ihrem mächtigen Paläozoikum. Aus solcher Sicht könnte die höhere Einheit der Grauwackenzone im Osten, die Norische Decke, wie die oberostalpine Phyllitgneiszone im Westen demnach Bauteil des Hochbajuvarikums sein. Die Veitscher Decke im Osten hingegen wäre als tektonischer Liegendabschnitt eines vormals nördlicheren Raumes anzusehen (SCHÖNLAUB, H. P., 1980). (Da die Präbichlschichten mit deutlicher Winkeldiskordanz nur der Norischen Decke aufruhend, der Veitscher Decke aber fehlend, möchte der Verfasser doch mit H. P. CORNELIUS (1952) die Anlage der „Norischen Überschiebung“ eher in variszischer Zeit vermuten. Von den Gesichtspunkten, die A. TOLLMANN (1959–1977) für ein alpidisches Alter des internen Deckenbaues der östlichen Grauwackenzone aufzählt, hätte einzig jener Gewicht, der die von H. P. CORNELIUS selbst entdeckten, später in ihrer zeitlichen Zuordnung indessen bezweifelte Trias-Rauhwacken an der Norischen Linie im Massinggraben bei Veitsch als zentralalpine triassische Schürflinge hervorhebt). Die heutige dachziegelartige Zerlegung und Aufeinanderfolge des jetzigen oberostalpinen Deckenkörpers insgesamt läßt sich durch den Unterschiebungsmechanismus der Plattentektonik leicht erklären. Die direkte Überlagerung der Grauwackenzone durch die Schneebergdecke im Untergrund des Wiener Beckens, ermittelt an den Profilen der Bohrungen Solle-nau 1 und Tattendorf 1 (WACHTEL, G. & WESSELY, G., 1981), spräche nicht gegen die Auffassung des Schreibers. Dort fehlen eben Fetzen tektonisch tieferer Schuppen. Umso größere Bedeutung und Wichtigkeit verdienten dann die wohl bestehenden tektonischen Trennfugen zwischen Schneebergdecke und Grauwackenzone.

Im Skyth (Abb. 5) trifft das boreale Flachmeer von Nordwesten mit den aus Südosten vordringenden Schelfzonen der Paläotethys zusammen. Der Germanische Buntsandstein findet in der Paläogeographie des Verfassers über den Melser Sandstein, Ladiser Quarzit und äquivalente Bildungen im südlichen Epikontinentalbereich direkt Verbindung mit dem alpinen Buntsandstein des westlichen Ostalpins. Mit der Einordnung des Südrandelementes als ehemalige stratigraphische Basis der Lunzer Decke liegt, vom mittleren Drauzug ostwärts rasch das ganze Oberostalpin im Sinne des Schreibers umfassend, ein fazieller Übergangsstreifen vor, wo Alpiner Buntsandstein oder Werfener Quarzit des Seis überlagert werden von Werfener Schichten des Campils. Im Südalpin (abgesehen vom westlichsten Abschnitt) werden Werfener Schichten während des gesamten Skyth deponiert.

In der Mitteltrias (Abb. 6) erreicht die kontinentale Krustenzerreißen durch den Ozean der Paläotethys ihren Höhepunkt (nach einer kurzfristigen Unterbrechung mit regressiven und evaporitischen Tendenzen im Oberskyth/Unteranis) und mit der Meliataserie ihre nordwestlichste Ausdehnung (KOVÁCS, S., 1980 und 1982). Der sich von Südosten gegen Nordwesten ab-

nehmend Raum schaffende Ozeanboden drängt Südalpin und Ostalpin auseinander. Die bis westlich Lofer verfolgbare periphere Tiefwasserzone der Hallstätter Entwicklung zeichnet gemeinsam mit den nach paläogeographischer Rückführung außen anschließenden Karbonatplattformen von Dachsteinkalk- und Hauptdolomitfazies einen buchtähnlichen Abschluß für die Paläotethys in den mittleren Ostalpen der Gegenwart (vgl. PREY, S., 1978 und 1980; KOVÁCS, S., 1980 und 1982). Damit in engstem Zusammenhang steht die weitflächige Muschelkalktransgression, der nur im Nordosten vom Vindelizisch-Böhmischen Festland Einhalt geboten wird. Während das Südalpin eine lebhaft Gliederung in Flachwasserkarbonate und Beckensedimente zeigt, die beide noch nachwirkend von den vulkanogenen Ereignissen in der Paläotethys betroffen werden, ist der im Nordwesten fortsetzende und in den Germanischen Muschelkalk überleitende Sedimentationsraum des „Alpinen Muschelkalkes“ recht gleichförmig gestaltet. Im Ladin tritt wohl die Beckenfazies der Partnachschichten im Oberostalpin innerhalb der Wettersteinkalke und -dolomite häufiger auf, sie kommt aber noch nördlicher, wenn auch seltener vor: im Mittelostalpin (Kalkkögel-Pfrieskopfnordseite, Mauts-Stilfes, Kalkstein und Allgäudeckenabschnitt in der Bohrung Vorderriß 1) und im Unterostalpin (Pleislingdecke der Radstädter Tauern, Kristalkopfenster, Tschaggunsener Mittagsspitze und Madrisazone; dieser Fazies verdächtig hält der Autor überdies gewisse dunkle Tonschiefer im Liegenden des Wettersteindolomites in den Tarntaler Bergen und dünn-schichtige schwarze Dolomite ähnlicher stratigraphischer Stellung in den Mürztaler Alpen und im Semmering-Wechselgebiet). Die deshalb gewiß unberechtigte Aufwertung der Partnachschichten zum „oberostalpinen Leitgestein“ durch R. TRÜMPY & D. HACCARD (1969) bzw. durch A. TOLLMANN (1970) hat nur allzu leicht durchschaubare Beweggründe im Hinblick auf eine jeweils recht subjektiv beabsichtigte Herleitung der Nördlichen Kalkalpen.

Erste kompressive Krustenaktivitäten in der nord-westlichen Paläotethys zur Wende Ladin/Karn (PISA, G. et al., 1980) möchte der Verfasser mit den plötzlichen gravierenden Änderungen der Sedimentationsbedingungen im Karn (ab Jul) in Verbindung setzen (Abb. 7). Das entspräche in etwa auch der frühen Ansicht von einer spätladinischen Hebung weiter Krustenteile im Gefolge der Junglabrinischen Phase (vgl. hierzu TOLLMANN, A., 1976:132ff). Das Meer zieht sich aus dem Norden zurück, wo sich die terrestrische Keuperfazies einstellt. Von dort wird feinklastischer Detritus in die übrigen immer seichter werdenden Marinbereiche der Nordalpinen Raibler Schichten und Lunzer Schichten transportiert. Auftauchende Inseln und Schwellen führen einerseits zu Abschnürungen mit Bildung hypersalinen Milieus, andererseits zu Verlandungen mit Ansiedlung der Lunzer „Kohlenflora“. Das ergibt in der Mächtigkeit erheblich schwankende, im ganzen jedoch eher schwächere Sedimentabsätze. Die Hallstätter Zone behält ihren Tiefwassercharakter, wird aber nur unvollkommen von dem örtlich kontinuierlich vom Ladin ins Nor fortwachsenden Riffgürtel des Hochjuvavikums gegen terrigene Einschüttungen aus dem Lunzer Faziesraum abgeschirmt. Der Ozean verzahnt sich „kanalarig“ mit dem meeresseitig tief zerschlitzen, lückenhaften Riffkomplex des Schelfaußenrandes. Mit der hier im Verständnis des Verfassers vertretenen paläogeographischen Ordnung bekommt die Lunzer Fazies jetzt

auch einen wesentlich leichter begreifbaren genetischen „Hintergrund“ mit dem gleich nördlich benachbarten Keuper.

Faziesausbildung und -verteilung im Nor (und Rhät) zeigen in den Ostalpen zwar fast mit dem Karn vergleichbare, aber jetzt konsolidierte und marin betontere Raumverhältnisse (Abb. 8). Der Ozean der Paläotethys, der weiterhin Südalpin und Ostalpin im Südosten scheidet, greift mit seinen randlichen Tiefwassersedimenten in Hallstätter Fazies unterschiedlich tief (= „kanalarig“) in den seewärts stark gegliederten, aber unvermittelt steil aufragenden Kontinentalsockel ein. Dessen Schelfaußenrand wird von dem barriereriffähnlichen Komplex des Dachsteinschelfkalkes eingenommen. Nach einem Hinterriffbereich mit gebanktem Dachsteinkalk erstreckt sich von da ab eine weite, faziell eintönige lagunäre Seichtwasserfläche, wo Hauptdolomit und Plattenkalk abgelagert werden. Saurierfahrten im Hauptdolomit der mittelostalpinen Engadiner Dolomiten lassen im Westen eine besonders geringe, vom Tidenhub bestimmte Wassertiefe abschätzen. Gegen das Festland zu mit seiner Keuperfazies schalten sich im Hauptdolomit entlang des gesamten Nordrandes immer häufiger bunte Keuperschiefer als Zeichen verstärkten terrestrischen Einflusses ein.

Im Rhät unterliegt die Nordgrenze des Meeres wiederholten Schwankungen: Zum ersten vertieft sich die See zunächst etwas und deponiert anstelle des lagunären Hauptdolomites die Beckenfazies der Kössener Schichten, in die von Süden her anfangs auf Schwellen Riffknospen einwandern (Kössener Korallenkalk), bis das Gebiet dann insgesamt mit dem Oberrhätalk vom südlichen Riffwachstum eingeholt wird. Das Meer überschreitet auch den bisherigen Küstensaum gegen Norden besonders im Osten und hinterläßt dort marine Faunen. Zum zweiten dehnt hinwiederum die Keuperfazies verschiedentlich ihren Verbreitungsbereich kurzfristig weit nach Süden aus, beispielsweise mit den Schattwalder Schichten (KÖHLER, E. & ZACHER, W., 1982 fide BRANDNER, R., 1984) im Westen bis in die oberostalpine Lechtaldecke, im Osten vorwiegend nur bis in die mittelostalpine Ternberg-Frankenfelder Decke mit Spuren auch noch bis in den Nordosten der oberostalpinen Lunzer Decke.

Zu Anfang des Lias (Abb. 9) erfolgt eine schroffe Umstellung der Paläogeographie. Die in der Trias dominierende, Nordwest-Südost laufende „Trogachse“ der Paläotethys mit Schwerpunkt für die Ostalpen im Südosten verliert ihre Bedeutung durch die Schließung zumindest des nordwestlichsten Endes des Ozeans im Unterjura. Das dokumentieren die mächtigen Flysche aus jener Zeit in der Meliata-Serie (MOCK, R., 1980). Mit der Öffnung der Penninischen Tethys während des Oberlias/Unterdoggers verlagern sich die geologisch prägenden Ereignisse mit jetzt ungefähr West-Ost gerichteten Bahnen weit nach Norden. Folgen dieser „Altkimmerischen Phase“ sind Tiefwassersedimentation im Vorfeld beginnender eugeosynklinaler Bedingungen im Unterostalpin und Flachwasserabsätze (die Rhät/Lias-Grenze überschreitendes Riffwachstum) bzw. Verlandungen im Südosten (im Juvavikum).

Von Westen kommende und um diese Zeit noch nicht über den gegenwärtigen Alpenostrand weiterführende Strukturelemente kündigen die Geburt der Penninischen Tethys an: Eine südliche Tiefenfurche mit Lias-kieselkalke und Brekzien auf nördlichem unterostalpinem Boden ist Vorbote des Riffens und Entstehens des

Abb. 8: Paläogeographischer Rekonstruktionsversuch für das Nor.

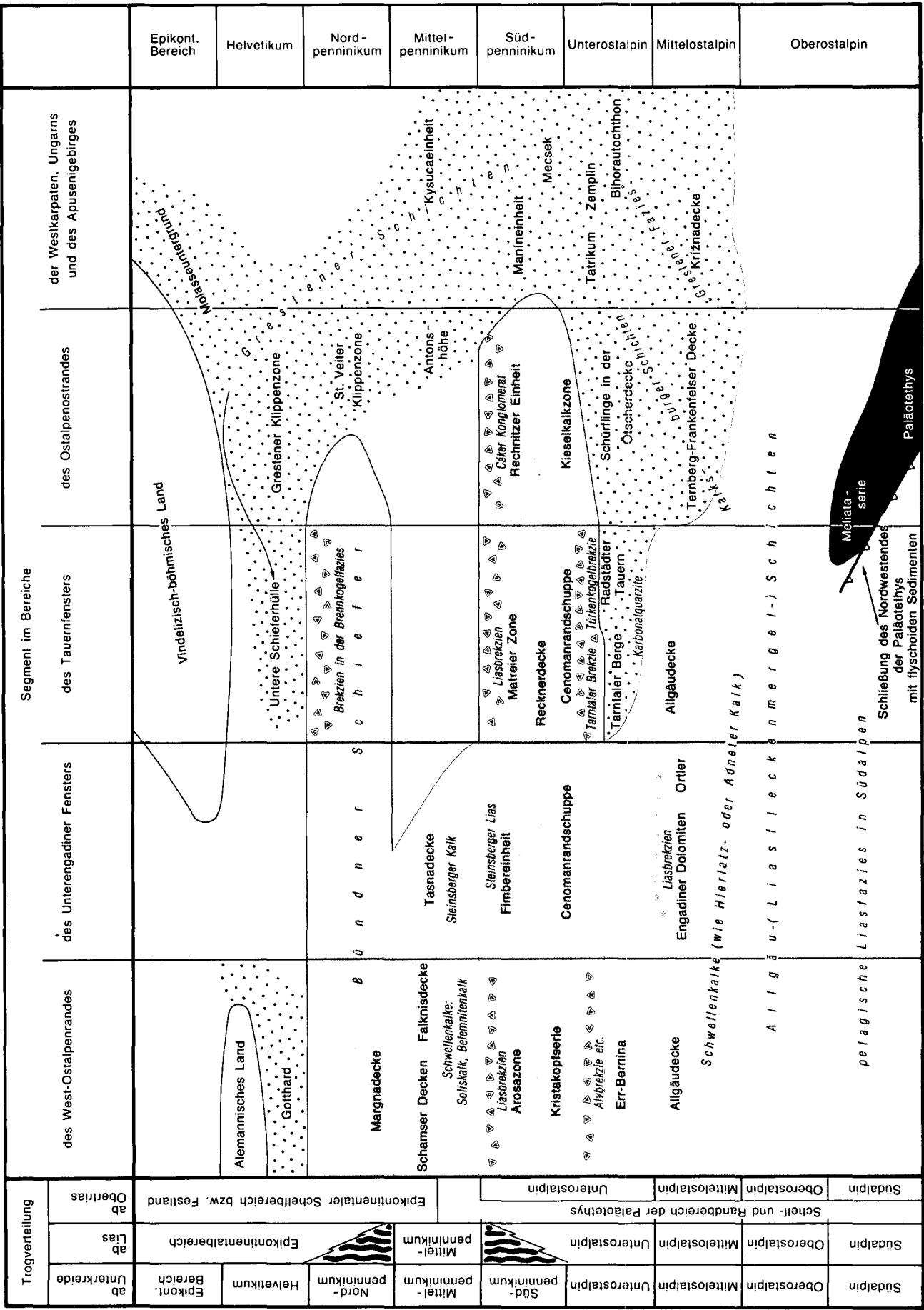


Abb. 9: Paläogeographischer Rekonstruktionsversuch für den Lias.

südpenninischen Ablagerungsraumes. Die später aufquellenden basischen Massen des neuen Ozeanbodens werden vielfach Reste der vorhergehenden unterostalpinen kontinentalen Lithosphäre umschließen. Sie täuschen heute etwa in der Arosa- und Matreier Zone einen „permotriassischen Schichtanteil“ des Südpenninikums vor. Man war sich deshalb früher bei der Zuordnung dieser alpinen Deckeneinheiten nicht im klaren, die Permotrias schien für Unterostalpin, die jüngere Schichtfolge aber für Penninikum zu sprechen. Die starke tektonische Auswälzung der Zonen heute im Gebirge begünstigte dann eine Annahme als unterostalpin-penninische Mischungszone oder als ebensolcher Reibungshorizont. In letzter Zeit hat das erwachte Verständnis für die Ophiolithführung allgemein die Einreihung ins Penninikum gefördert. Die Permotrias wird jedoch unverändert weiter als normale stratigraphische Basis angesehen.

Eine zweite vorerst weniger deutlich geformte Tiefenfurche ist im südlichen Epikontinentalbereich in Bildung begriffen. Brekzien in der Margnadecke und in der Brennkogelfazies des Tauernfensters verweisen auf die Krustendehnung zum künftigen Nordpenninikum. Auch dort repräsentieren die präjurassischen Sedimente, besonders im Westen häufig noch mit kristallinem Grundgebirge stratigraphisch verbunden, Relikte der vor der Platznahme des nordpenninischen Ozeans ehemals existenten kontinentalen Lithosphäre. Die Anlage des nordpenninischen Troges erfolgt gleichzeitig mit jenem des Südpenninikums. Das beweist die stratigraphische Aufschlüsselung der Bündner Schiefersequenzen im Nordpenninikum mit Hilfe der Palynologie (PANTIĆ, N. & GANSSER, A., 1977; BOLLI, H. et al., 1980; ISLER, A. & PANTIĆ, N., 1980; PANTIĆ, N. & ISLER, A., 1981). Das Aufreißen des nordpenninischen Sedimentationsraumes ist also nicht erst ein Folgephänomen der mittelmekranischen Verschluckung des Südpenninikums, wie das W. FRISCH (1976) in seinen paläogeographischen Abwicklungen annimmt. Ein West-Ost gelängter Rest der einstigen kontinentalen Kruste verbleibt zwischen den beiden sich ausbreitenden Ozeanbecken als mittelpenninische Schwelle eigener Faziesprägung und andersartiger Geochemie eines Vulkanismus bestehen.

Das einsetzende Riffen zum kommenden Penninikum hat aber zu Beginn des Lias von Westen her vorläufig nur die östlichen Ostalpen erreicht. Weiter gegen Osten ist die kontinentale Kruste noch heil. Trotz lückenhafter Nachrichten ist ersichtlich, daß dort überall auf weiten Gebieten bei geographisch identischen Voraussetzungen die terrigen bestimmte Grestener Fazies deponiert wird: auf nördlichen außeralpinen Bereichen bis tief nach Süden auf später alpidisch involvierten Erdoberflächenabschnitten: Molasseuntergrund nördlich der Donau = Vorland, Grestener Klippenzone und Untere Schieferhülle = Helvetikum, St. Veiter Klippenzone = Nordpenninikum, Pienidische Klippenzone und von hier aus westwärts noch den Steinsberger Lias in der Tasnadecke beeinflussend = Mittelpenninikum, Manin-einheit und Mecsek = Südpenninikum, Schürflinge in der Ötscherdecke bis hin zu den Karbonatquarziten der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge = Unterostalpin und endlich Krížna-, Frankenfeser und Ternberger Decke = Mittelostalpin. Mit derartiger Interpretation finden die Analogien der Kalksburger Schichten des Lias und ebenso die Posidonienschichten des Doggers in den Nördlichen Kalkalpen zur „außeralpinen Grestener Fazies“ eine plausible Erklärung. Dagegen konnten die

paläogeographischen Vorstellungen von A. TOLLMANN bezüglich dieser bemerkenswerten „Faziesrekurrenzen über viele Tröge hinweg“ keine Lösung beisteuern.

Der vorgeführte paläogeographische Zeitraffer läßt unzweifelhaft die Vorteile der Wiederherstellung der primären Trogreihung durch den Verfasser erkennen. Vieles bisher schwer Deutbares oder durch obsoleete Lehrmeinungen Verzeichnetes gewinnt damit an Verständlichkeit und findet annehmbare Antworten. Die augenfällige Belanglosigkeit der Trias (insbesondere der Obertrias) als paläogeographischer oder tektonischer „Bezugshorizont“ für die alpidischen Strukturen scheint dem Autor eines der wesentlichen Resultate seiner Bemühungen zu sein. Die triassischen Faziesbezirke zeigen sehr eindrucksvoll ihre von der Paläotethys diktierte, Südost-Nordwest geregelte Zonierung (innerhalb eines solchen Rahmens gibt es weder Bedarf noch Platz für die „südliche Hauptdolomitfazies“ in der Art der Licischen Fazies von A. TOLLMANN, 1977). Die weiträumige indifferente Hauptdolomitfazies im Westen stellt das Nordwestende des Ozeans der Paläotethys vor.

Gerade dieser Faziesausgleich zur Triaszeit in den heutigen westlichen Ostalpen hatte 1930 M. RICHTER bewogen, das Ostalpin als bloß einen Faziesraum zu betrachten, der später nur tektonisch zerlegt worden wäre (das „Unterostalpin“ etwa wäre die ehemalige Stirn der Allgäudecke). Eine Aufgliederung in Unter-, Mittel- und Oberostalpin (nach R. STAUB oder L. KOBER) wäre deshalb nicht angebracht, es läge vielmehr eine geschlossene Faziesabfolge von Err/Bernina – Arosazone (in damals üblicher Fassung einschließlich der jetzt unterostalpinen subsilvrettiden Schollen, wie Madrisazone etc.) – Allgäudecke – Lechtaldecke – Innthaldecke – Arosen Dolomiten – Ela und Ortler vor. Nördlich der Allgäudecke könnte bei beobachtbaren Mächtigkeitsabnahmen und Schichtverarmungen kein Platz für nennenswertes Mittelostalpin sein. Das würde sonst einen faziellen Rückfall nördlich der ostalpinen Geantiklinale bedeuten.

Das war nach Meinung des Verfassers seinerzeit eine durchaus geistvolle, aus westlicher Perspektive naheliegende Alternative zu den trotz mehrmaliger Veränderungen kaum überzeugender gewordenen Unterteilungen des Ostalpins durch R. STAUB und L. KOBER. Heute noch (1980) hält R. TRÜMPY unbeeindruckt von den Vorhaltungen hinsichtlich der faziell und tektonisch nicht zu überwindenden Schwierigkeiten bei solcher Anschauung weiter im Osten daran fest. Mit der Schöpfung eines Zentralostalpins – wenn auch vorläufig ausdrücklich als rein geographischer Terminus verstanden – scheint aber auch dort mit der Zeit ein gewisses Einlenken voraussehbar.

Die von A. TOLLMANN seit 1958 erarbeiteten engen Faziesbeziehungen zwischen der Trias des Zentralalpins und der Trias der tiefsten Decken der Nördlichen Kalkalpen (Ternberg-Frankenfeser Decke) ließen 35 Jahre später E. CLAR auf der Suche nach Begründungen für einen weniger extremen Überschiebungsbau ähnliche Gedanken vorerst für die östlichen Ostalpen äußern (1965). Zutreffend sah er unter dem alleinigen Blickwinkel der Triasentwicklung zwischen „Unter-, Mittel- und teilweise Oberostalpin“ faziell keine Unterschiede. Diese ostalpinen Stockwerke wären demnach bei wohl ehemals primärer Nord-Süd-Anordnung nur tektonisch definierbar. Während der Subduktionsakte des Südpenninikums hätte die ostalpine Platte ihren ei-

genen Nordsaum faltend überwältigt, womit erst tektonisch das „Unterostalpin“ entstanden wäre. Die Frankenfelder Decke als Jungschichtenanteil des Thörl Zuges etc. ließe das „Mittelostalpin“ in den bajuvarisch-tirolischen Nordrandbereich des oberostalpinen Sedimentationsraumes der Nördlichen Kalkalpen zwanglos eingliedern, was beträchtliche Raumersparnis bei der Deckenabwicklung ergäbe. (Der Einspruch von A. TOLLMANN, ebenfalls 1965, gegen diese Deutung, wobei er vor allem das Vorkommen von Reiflinger Kalk usw. in der stratigraphisch tiefer reichenden angeblichen Südschuppe von Frankenfelder Decke im Fenster von Brettl ins Treffen führte – vgl. A. RUTNER [1960] – erwies sich schon zwei Jahre danach als übereilt. Die Bohrung Urmannsau 1 durchteufte tatsächlich bisher von der Frankenfelder Decke nicht gekannte ältere Schichten mit u. a. Wettersteinkalk und -dolomit [KRÖLL, A. & WESSELY, G., 1967]. Diesen Irrtum mußte 1976b A. TOLLMANN eingestehen. Die Schuppe ist jetzt Stirnelement der Lunzer Decke. Er vergaß aber herauszustreichen, daß damit der einzige gewichtige Beweisgrund gegen die Auffassung von E. CLAR gefallen war). In späteren Arbeiten (1973, 1975) unterdrückte E. CLAR dann völlig jede fazielle Rücksicht bei der Gliederung des Ostalpins: Allochthones Ostalpin oder Hochostalpin (Sedimentdecken mit gelegentlichen Kristallinbasenresten = Nördliche Kalkalpen) – Autochthones Ostalpin oder Tiefostalpin (mächtige Kristallindecken mit mehr minder bedeutenden Sedimenthüllen = Ducan, Engadiner Dolomiten etc.) – Mesozoikum zwischen ostalpinem Kristallin als stratigraphischer Grundlage und überschobener Grauwackenzone (= Rannachserie etc.) – und schließlich die tektonisch überfahrene einstige Stirn des Ostalpins (= Unterostalpin). Die konsequente Anwendung dieser Einteilung des Ostalpins schafft jedoch statt Klärungen nur neue Verwirrungen. Im übrigen ist die ursprüngliche Motivation, nämlich „Raumersparnis im Überschiebungsbau“ zu erzielen, längst durch die Möglichkeiten der Plattentektonik hinfällig geworden.

Trotzdem hat das Konzept, die Nördlichen Kalkalpen insgesamt als abgeschernte Sedimenthülle der „ostalpinen“ Kristallinmassen der Zentralalpen zu betrachten, nichts an Aktualität und Faszination eingebüßt. In den letzten Jahren glauben sogar L. KRECZY & W. FRANK (1981) und W. FRANK (1983), mit thermischen Argumenten diese Theorie weiterhin abstützen zu können. Aber der Verfasser vermag in der Feststellung des Fehlens eines zeitlichen Hiatus in der subsequenten Metamorphose zwischen ostalpinem Kristallin einerseits und Nördlichen Kalkalpen plus Grauwackenzone andererseits keinen Beweis primär stratigraphischen Verbandes dieser tektonischen Einheiten zu erblicken. Denn schon während der mittelmiozänen Deckenstapelung des Ostalpins mußte das Oberostalpin großteils seinen Kristallinsockel verloren und in etwa die „hängende“ Position über dem mittelostalpinen Kristallin eingenommen haben (dessen Jungschichten wiederum als Allgäu-Ternberg-Frankenfelder Deckensystem an der Unterschiebungskante zurückgehalten worden waren). In dieser „pseudostratigraphischen“ Überlagerung waren dann beide von derselben durch Glimmeralter von 90 bis 75 Ma belegbaren oberkretazischen Metamorphose im Gefolge der Verschluckung des Südpenninikums eingeholt und geprägt worden.

Die „mechanischen Voraussetzungen“, die seinerzeit M. RICHTER und E. CLAR zu den durchaus positiv zu be-

wertenden „Einschränkungen“ im Deckenbau veranlaßt haben, sind heute mit der Plattentektonik grundsätzlich andere. Die Öffnung riesiger Ozeane und deren nachfolgende Schließung mit „weiten Überschiebungen“ im Bereiche der Ostalpen stellen keine fundamentalen paläogeographischen und geodynamischen Probleme mehr dar. Damit sind aber jenen Interpretationen sowohl Basis als auch Aussagekraft genommen. Ihre Bedeutung sollte hinfort auf die Forschungsgeschichte beschränkt werden.

Die heterogene Herkunft der Nördlichen Kalkalpen ließe sich mit den 1924:51 von H. JENNY zwar ganz anders gemeinten, die Intention des Verfassers indessen genau umschreibenden Worten formulieren: „In den nördlichen Kalkalpen sind die mesozoischen Gesteine von den Rücken verschiedener Decken, ..., zu einem einheitlichen, selbständigen Gebirge zusammengeschweißt.“ Die Nördlichen Kalkalpen sind ein orogenetisches Gebilde aus unter-, mittel- und oberostalpinen Jungschichten. Deshalb bereitete immer schon die „kalkalpine Nordrandzone“ insbesondere im faziesvielfältigen Osten detaillierten Übersichtsdarstellungen der Nördlichen Kalkalpen unter dem Gesichtspunkt von deren ausschließlich oberostalpinem Ursprung Schwierigkeiten. So mußten u. a. W. SCHLAGER & W. SCHÖLLBERGER jenem Ostalpenabschnitt beim Einbau ihrer sechs Wenden und vier Stadien abweichende Eigenarten zubilligen (1975). Und innerhalb des oberostalpinen Faziesmosaiks der Nördlichen Kalkalpen von A. TOLLMANN fällt die Frankenfelder Fazies ohne genügende Rechtfertigung mit ihren teils zentralalpinen, teils außeralpinen Bezügen augenfällig aus dem Rahmen.

Der aus verschiedenen großtektonischen Elementen zusammengesetzte Charakter der Nördlichen Kalkalpen findet aber in noch weiteren Tatsachen Bestätigung: Dafür sprechen die von A. TOLLMANN mehrfach (u. a. 1971, 1976) betonten tiefgreifenden tektonischen Trennungen der Cenomanrandschuppe und Kieselkalkzone vom Allgäu-Ternberg-Frankenfelder Deckensystem und die ebenso durchschneidenden tektonischen Flächen zwischen diesem Tiefbajuvarikum s. s. und dem Hochbajuvarikum. Wären dagegen diese tiefsten Deckenelemente nach A. TOLLMANN (1972) wirklich nur die „abgesplitterte Stirn“ der Nördlichen Kalkalpen, so müßte doch irgendwo ihr „Schrägzuschnitt auf ganzer Länge“ durch „gebundene Linienführung“ Unterbrechungen aufweisen. Denn das zeigen die höheren Decken der Kalkalpen verschiedentlich in Form tektonischer „Übergänge“, indem beispielsweise sich die Inntaldecke allmählich aus der Lechtaldecke löst oder das Tirolikum im Osten nur unvollkommen tektonisch vom Hochbajuvarikum geschieden ist (vgl. A. TOLLMANN, 1976).

Auch der tektonische Baustil und die damit verbundene, von Süden nach Norden zunehmende Faltungsinintensität in den einzelnen Deckeneinheiten, die A. THURNER (1962 und 1971) aus der Sicht des Autors völlig zurecht für die Deckengliederung der Nördlichen Kalkalpen heranziehen wollte, stellen beredte Hinweise zur Verfügung. Die Ursachen liegen aber gewiß nicht in der Faziesheteropie, wie das A. THURNER und auch A. TOLLMANN (1976) meinen. Diese könnte im faziesindifferenten Westen der Ostalpen ja keineswegs Anlaß für die dort hingegen in extenso gleichgestaltigen Deckenbildungen geben. Vielmehr liefert der Subduktionsprozeß selbst die Begründungen für die klar beobachtbare Abnahme der Heftigkeit der tektonischen Ausdrucksfor-

men von den tiefen zu den hohen Deckenstockwerken in den Nördlichen Kalkalpen. Während der altpalpidischen Orogenese „von oben nach unten“ sich steigernde Abscherungen und Zurückhaltungen von Jungschichtenverbänden der sich unter Stau zum Unter-, Mittel- und Oberostalpin dreifach gliedernden ostalpinen Platte führten zu den heute bekannten Baumustern: zum gänzlich zerrissenen und vielenorts dezimierten Schichtverband von Cenomanrandschuppe und Kieselkalkzone, für welche letztere H. KÜPPER (1954) den treffenden Ausdruck einer „tektonischen Megabrekzie“ verwendete, als Jungschichten des Unterostalpins, zum engen nordvergenten Falten- und Schuppenbau des Allgäu-Ternberg-Frankenfeser Deckensystems als Jungschichten des Mittelostalpins und endlich zum immer weniger gestörten und zunehmend regelmäßig und ruhiger gefalteten Deckenstil vom Hochbajuvarikum aufwärts als Jungschichten des Oberostalpins.

Von solchen Überlegungen heraus wäre gerade hier der richtige Ort, fernerhin auf tektonisch getrennte Ausscheidungen von Frankenfeser und Lunzer Decke am Alpenostrand und im Untergrund des Wiener Beckens zu drängen. Der Verfasser ist sich dabei der entgegenstehenden Schwierigkeiten betreffs Oberflächenkartierung und Bohrprofilbegutachtung durchaus bewußt. Mit der von G. WESSELY regionalgeologisch sicher vertretbaren Einführung einer Zusammenfassung in ein Frankenfeser-Lunzer Deckensystem (1975) kämen jedoch die jetzt vom Autor vorgeschlagenen paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen nicht zum Tragen. Es wäre deshalb empfehlenswert, die von G. ROSENBERG etwa 1961 aufgezeigten Unterscheidungsmöglichkeiten der beiden Decken trotz aller Mühe fortzuführen (z. B. kontinuierliche Sedimentation im Übergangsbereich Rhät/Lias in der Frankenfeser Decke – Schichtlücke in der Lunzer Decke).

Dieses vom Verfasser für das Ostalpin der Ostalpen gezeichnete Bild hat auch Gültigkeit in den Westkarpaten in Anlehnung an D. ANDRUSOV (1960 und 1963), wo der altpalpidisch angelegte Bau der Inneren Westkarpaten weitgehend von jungalpidischen Vorgängen verschont geblieben ist. M. MAHEL hatte 1963 zwar die vielen offenkundigen Faziesentsprechungen zwischen den unteren Decken der Nördlichen Kalkalpen und den Tatriden bzw. der Krížnadecke zugegeben, sie aber als Ergebnis starker Verschiebung der Geosynklinalachse ausgelegt. Es behält H. STILLE entgegen M. MAHEL (1978) mit seiner 1954 geäußerten Ansicht recht, daß zwei bedeutende Subduktionszonen die Westkarpaten geprägt hätten, nämlich eine altpalpidische die Inneren und eine jungalpidische die Äußeren Westkarpaten. Die seit 1968 von D. ANDRUSOV selbst und anderen unter heute ziemlich unrühmlicher Bezeichnung der Faziesanalyse als Narbenzonen beträchtlicher Krustenverluste überbewerteten großen Lineamente scheiden in dieser Funktion aus. Die Krížnadecke ist keinesfalls von irgendeinem fiktiven, gegenwärtig längst verschwundenen Gebiet, sondern von sehr realem, noch existentem Raum, dem Veporkristallin, abzuleiten (vgl. hierzu die Gesinnungsänderung bei M. MAHEL seit 1982!).

Das dem Südalpin, vor allem aber dem Ostalpin in überblickender Allgemeinschau gewidmete Kapitel hat zahlreiche bisher kaum oder nur unzureichend erklärte Phänomene in der Auslegung des Verfassers plötzlich mit ganz anderen, bestimmt überraschenden, jedoch verständlicheren Inhalten versehen. Die neue Einschätzung der Trias für die geologische Geschichte der Ost-

alpen läßt den Autor jenen Zeitabschnitt mit R. BRANDNER (1984) – indessen in durchaus selbständiger und unterscheidender Auffassung – als Labinische Ära besonders hervorheben. Die Permotrias ist für ihn nämlich nicht geodynamisches Übergangsstadium zwischen variszischer und alpidischer Epoche, sondern im Gegenteil Eigengesetzmäßigkeiten unterworfenen, Variszikum und Alpidikum trennendes Zeitalter!

Da der Verfasser mit dem vorgelegten Entwurf zu meist neue Wege beschreitet, ist es ihm vielfach nicht möglich, einfach die tradierte Systematik zu übernehmen. Demgegenüber wäre eine straffe Gliederung der Arbeit nach seinen Gesichtspunkten jetzt noch verfrüht, weil noch nicht verständlich. Zur Auffüllung etwaig offen gebliebener Fragen sind daher gewisse Nachträge anzufügen.

2.1. Ergänzungen zum Südalpin

Der Vulkanismus in den Südalpen hat bislang kontroverielle Deutungen erfahren. Einerseits legen geologische Beobachtungen embryonale, denn bald wieder abgewürgte Krustendehnungen nahe = aborted rifting (FERRARA, G. & INNOCENTI, F., 1974 fide C. CRISCI et al., 1984; EVANS, A., 1975; BECHSTÄDT, T. et al., 1978). Andererseits sprechen paläomagnetische Daten (neben allseits anerkannten, West–Ost gerichteten Verschiebungen Afrikas und Europas auch schon in der Untertrias erhebliche Nord–Süd-Bewegungen [FROMM, K. & PUCHER, R., 1978]) und der Chemismus der Vulkanite (Shoshonite statt Andesite) gerade für das Gegenteil, nämlich für Krustenkompression, doch fehlen hierfür wieder fast alle bezeichnenden Phänomene eines Subduktionsprozesses (BÉBIEN, J. et al., 1978; CASTELLARIN, A. et al., 1980). G. PISA et al. unterschieden 1980 zwischen einer Riftphase ab Mittelanis und einer darauffolgenden Einengung an der Grenze Ladin/Karn. Die Geophysik bescheinigt dem Zustand der Lithosphäre unter dem Südalpin geringe Störung mit Merkmalen ehemaliger Position an Riftflanke (MÜLLER, S., 1983). Zuletzt versuchten C. CRISCI et al. (1984) die widersprüchliche Situation von tektonischem Milieu und der Art des zwischen Unteranis (FARABEGOLI, E. & ZANCHE, V., 1980) und Unterkarn ausgeworfenen Magmentyps durch Teilaufschmelzung eines während der herzynischen Orogenese tief veränderten und mit Krustenmaterial verunreinigten oberen Mantels zu erklären. Damit entfielen diesen Zeichen kompressiver und distensiver Tektonik in den Südalpen die von R. BRANDNER (1984) induzierte Bedeutung als Charakteristika der als Übergangsära zwischen der variszischen (Schließung der Paläotethys) und der alpidischen Gebirgsbildung (Öffnung der „Neotethys“ und des Atlantiks) verstandenen Trias. Dagegen bliebe die Interpretation der primär augenfällig dominierenden Riftindikationen als im Anfangsstadium bereits wieder erstickte Krustendehnung im Zusammenhang mit dem gegen Nordwesten endenden Vordringen der Paläotethys in der Sicht des Verfassers aufrecht.

2.2. Ergänzungen zum Periadriatischen Lineament

Auf geologischen Karten und im Satellitenbild tritt diese geophysikalisch nicht faßbare alpine Großsuture eindrucksvoll in Erscheinung als Zone der Steilstellung, des Zusammenschubes, der Mylonitisierung und Krustenverkürzung, aber auch bedeutender Horizontal- und

Vertikalverstellungen. Der Verfasser vermutet ihre eigentliche Ursache und Anlage in der altkimmerisch erfolgten Ausschaltung der Paläotethys und des von ihr gegen Nordwesten ausstrahlend beeinflussten Raumes zwischen den späteren südalpin-dinarischen und ostalpinen Faziesbereichen. Derartige intrakrustale Anschoppungen in der nordwestlichen Fortsetzung als Folge der weiter im Südosten konsumierten ozeanischen Lithosphäre der Paläotethys könnten Licht auf die gerade in Höhe des Periadriatischen Lineamentes festgestellten größeren Krustendicken von 40 bis 50 km werfen. Altalpidische (TOLLMANN, A., 1977; PREY, S., 1978) und jungalpidische Krustenverluste (OBERHAUSER, R., 1980; FUCHS, W., 1980) haben das damals noch als Fläche zu denkende Areal zur gegenwärtigen „Narbenzone“ reduziert, Erosionsphasen und Lateral-dislokationen überdies noch die ursprünglich fließenden unwesentlichen Faziesübergänge zwischen Südalpin und Ostalpin unterbrochen und somit erst scheinbar akzentuierte Unterschiede geschaffen.

2.3. Ergänzungen zur Innerdinarischen Ophiolithzone (Meliataserie)

Dieses nordwestlichste Teilstück der triassischen Paläotethys war zur Gosauzeit gemeinsam mit dem „Streifen“ Südalpin: Karat 1 – Bugyi 5 – Bükk entlang weitreichender Seitenverschiebungen in den Süden der Westkarpaten verschleppt worden. Savische Krustenbewegungen im Zuge der Verschluckung basaler (ozeanischer) nordpenninischer Lithosphäre in den Westkarpaten brachten schließlich die Meliataserie in das tektonisch Liegende der oberostalpinen Silicadecke (Südgermeriden).

2.4. Ergänzungen zum Oberostalpin

Die Hauptdolomitfazies des Drauzuges im Süden der Dachsteinkalk- und Hallstätter Entwicklung der östlichen Ostalpen bedeutet für A. TOLLMANN eine Faziesrekurrenz, der er als südoberostalpinen „Lici-scher Fazies“ Rechnung trägt. Die Südalpen hätten im Vergleich zum ungefähr in primärer Position befindlichen Drauzug eine westgerichtete Verschiebung entlang dem Periadriatischen Lineament erfahren, wofür er auch zahlreiche beweisende Fakten anzuführen bemüht ist (1977). Nachdem aber die Untersuchungen des Verfassers das paläogeographische Konzept von A. TOLLMANN als großteils hinfällig befunden haben, ist davon nun auch betreffs der Beheimatung des Drauzuges und der daraus resultierenden Untergliederung des Oberostalpins in drei Subzonen (nördliches Oberostalpin = Nördliche Kalkalpen, zentrales Oberostalpin = Kärntner Permotrias auf Gurktaler Decke und südliches Oberostalpin = Drauzug und Pfannockscholle) abzugehen. Die faziellen Bezüge des Drauzuges zur Nordtiroler Fazies sind schon seit R. STAUB (1924) bekannt. Lithologische und stratigraphische Parallelen konnte R. OBERHAUSER (1960) in den Kreideschiefern der Lienzer Dolomiten und der Lechtaldecke im Rhätikon entdecken, was ihn später (1963 ff) veranlaßte, Drauzug und westlichstes Bajuvarikum zu verbinden, ohne allerdings deren relative Positionen zueinander genauer festzulegen. Der 1976 von A. TOLLMANN daraus gezogene negative Schluß, daß damit ja noch Tirolikum und Juvavikum zwischen Drauzug und Südalpen eingereiht werden müßten, wogegen aber die Fazies

des Drauzuges opponiere, ist gänzlich ungerechtfertigt. Denn dort im Westen gibt es kein Tirolikum und schon gar kein Juvavikum mehr im Süden der hochbajuvarischen Lechtaldecke. Der Autor möchte also, der Erkenntnis von R. OBERHAUSER beipflichtend, den Drauzug südlich der westlichen Lechtaldecke beheimaten (damit im Gegensatz zu S. PREY [1975], der ihn im Norden lokalisiert). Das ist natürlich heute nicht fugenlos möglich, leitet aber zwanglos, indessen ebenfalls wieder nicht lückenlos zum Südalpin über.

Die über zwei Jahrzehnte währende Auseinandersetzung zwischen R. OBERHAUSER und A. TOLLMANN um den „Zeitpunkt der Tauernfensterschließung“ ist nun klar zugunsten des ersteren entschieden, nachdem die von A. TOLLMANN bezogene Stellung ohnedies unhaltbar geworden war. Seine 1977 publizierte Behauptung, daß infolge des Mangels von Tertiärnachweisen in den großen Pennin fenstern der Ostalpen die orogenetische Formung des Penninikums offenbar schon in der Kreide abgeschlossen war, ist wenige Jahre darauf durch alttertiäre Fossilien im Unterengadiner Fenster widerlegt worden (RUDOLPH, J., 1982; OBERHAUSER, R., 1983). Der vom Verfasser deduzierte heterogene Aufbau der Nördlichen Kalkalpen aus unter-, mittel- und oberostalpinen Sedimentdecken und die noch folgende großtektonische „Aufschlüsselung“ der Hohen Tauern liefern hiezu den endgültigen Beweis. Die Mittelkreide des Bajuvarikums mit ihrem exotischen Geröllbezug aus dem Norden impliziert damit nicht mehr eine vorgosauische „Überschiebung des Tauernpenninikums“ durch das „Oberostalpin der Nördlichen Kalkalpen“. Damit gewinnt auch die Formulierung von R. TRÜMPY (1980), die Nördlichen Kalkalpen wären frühzeitig mit dem Südpenninikum in Verbindung gestanden, eine ganz andere Dimension.

Mit der jetzt erwiesenen Feststellung, daß vorgosauische Internektontik des Ostalpins und „Tauernzus Schub“ zeitlich getrennte Ereignisse sind (OBERHAUSER, R., 1964), fällt im Verein mit den oben erwähnten Fossilfunden auch die Auffassung von A. TOLLMANN (ab 1960) von mehrphasigen, von Osten gegen Westen jünger werdenden „Fernüberschiebungen“ des Oberostalpins über das Penninikum (in den Hohen Tauern vorcenomanisch, im Unterengadiner Fenster oberkretazisch und im Prättigau alttertiär). Gleichfalls aufgeben mußte neulich R. TRÜMPY die alte, bereits aber von H. JENNY (1924) bekämpfte Meinung verschieden zeitiger Orogenparoxysmen von Westalpen (alttertiär) und Ostalpen (vorgosauisch), nachdem sich sein Ortlerpaläogen als Mittelkreide entpuppt hatte (vgl. CARON, M. et al., 1982).

2.5. Ergänzungen zum Mittelostalpin

Den westlichsten Teil der Nördlichen Kalkalpen baut allein die hochbajuvarische Lechtaldecke auf. Das Verschwinden der Allgäudecke, der mittelostalpinen Sedimentdecke, möchte der Verfasser mit den Worten von M. GWINNER (1978:239) erklären: „Eine ausgesprochen randliche Zone mit einer Fazies, die der Allgäu-Decke („Tiefbajuvarikum“) vergleichbar wäre, fehlt hier. Es scheint, als ob die entsprechenden ostalpinen Serien in diesem westlichen Teil der Ostalpen in Gestalt der Aela-Aroser Dolomiten-Decke („Mittelostalpin“ sensu R. STAUB) tektonisch weiter zurückgeblieben wären.“ Dort auf den mittelostalpinen Sockeldecken sind, heute natürlich erosiv stark beschnitten, größere

Areale von Jungsedimenten mit ihrer originalen Basis noch stratigraphisch verbunden. Als Begründung für das Auslassen der Abscherung im karnischen Horizont trotz gleicher fazieller Voraussetzungen im Schichtbestand könnte die mangelnde Überlagerung mächtigerer oberostalpinen Deckeneinheiten im äußersten Westen (Tirolikum und Juvavikum schließen erst viel weiter im Osten an) im Verein mit der paläogeographischen Rekonstruktion der Ausgangsverhältnisse durch den Verfasser angeführt werden.

Die Interpretation der „Pfriemesscholle“ im Norden der Kalkkögelgruppe südwestlich von Innsbruck als unter Brennermesozoikum des Mittelostalpins eingewickelter oberostalpiner Span (GEYSSANT, J., 1973) steht völlig unter der Wirkung der in bezug auf die Madrisazone etc. geäußerten Ansichten von A. TOLLMANN (1970) (Partnachschieben = oberostalpine Faziesindikatoren, ostalpine Schollen an der Basis des Silvrettakristallins deshalb oberostalpiner Spurschollenteppich). Das mit viel Akribie beigebrachte Beweismaterial (u. a. Unterschiede der Metamorphosebeeinflussung, Verschiedenheiten tektonischer Durchbewegung) kann in der Gesamtschau, die die allgemeinen Gegebenheiten und die vorliegende Revision berücksichtigt, das Artifizielle der Auslegung des Profils als „Scheinserie“ nicht mildern.

Fast auf ganzer Länge ist der unter- und mittelostalpine Anteil des ostalpinen Sedimentdeckenkomplexes der Nördlichen Kalkalpen (Cenomanrandschuppe plus Kieselkalkzone und Allgäu-Ternberg-Frankenfelder Deckensystem = das Tiefbajuvarikum s. l.) frei von Gosauvorkommen. Durch die Vorgosauische Dislokationsphase war er durch das Oberostalpin, mit dem Hochbajuvarikum beginnend, abgedeckt worden. Lediglich in der östlichen Frankenfelder Decke im Abschnitt zwischen Kaumberg und Alland stören Gosauablagerungen diese auffallende Regelmäßigkeit. Nun haben allerdings Neukartierungen des Raumes um Kaumberg durch B. PLÖCHINGER (Arbeitsberichte) gezeigt, daß ein Gutteil der Gosau dort in Wirklichkeit Mittelkreide ist und daß die Grenze Flysch/Kalkalpen zugunsten des Flysches teilweise südwärts verlegt gehöre, was die „Gosau“ zusätzlich verkleinern würde.

Der übrig verbleibenden Gosau „auf“ Frankenfelder Decke könnte nach Meinung des Verfassers vielleicht folgende Deutung zugesprochen werden: Der Kalkalpennordrandbereich gerade innerhalb des sogenannten Alpen-Karpatenknickes ist insgesamt eine Zone erhöhter tektonischer Komplikationen nachgosauischen Alters als Reaktion der oberflächennahen Krustenschichten des Ostalpins auf in der Tiefe abrollende Subduktionsvorgänge des Jungalpidikums (FUCHS, W., 1976, 1980). Ein weit nach Südosten morphologisch wirksamer Sporn der Böhmisches Masse, also das Untergrundrelief, hat ursächlich das Umschwenken des alpinen Streichens in das karpatische bewirkt (schon seit F. HAUER [1853] und zuletzt A. KRÖLL et al. [1981]) und nicht eine vorgebliche Faziesanisotropie zwischen West und Ost (HERTWECK, G., 1961; TOLLMANN, A., 1976). Es „verschwindet“ die Lunzer Decke. Die breit heranreichenden Teilelemente der Ötscherdecke werden auf kurze Erstreckung von der südlichsten Struktur, der Göllederdecke, überwältigt. An den sich eng scharenden tektonischen Grenzflächen, aber nicht nur dort, treten hochgerissene Späne der unterostalpinen Sedimentdecke des Semmeringsystems (siehe weiter unten) mit Keuper- und Grestener Fazies sowie Mittelkreide als

Schürflinge auf. Die Aufnahmen von G. WESSELY um Alland (1981, 1983, 1984) haben über Frankenfelder Decke einen in Schollen aufgelösten Basalteppich von Reisalpendecke erfaßt, der bis an den gegenwärtigen Kalkalpennordrand reicht. Es wäre nun zu prüfen, ob die darunter liegenden und teilweise ebenfalls bis an die Kalkalpenperipherie kartierbaren Gosauvorkommen mit u. a. bezeichnenderweise Gießhübler Schichten nicht einfach „letzte obertägig anstehende Reste“ der in diesem Teilstück sonst unter Tirolikum gepreßten Lunzer Decke darstellen. Schon 1968 hatte R. OBERHAUSER ausdrücklich hervorgehoben, daß das Zusammenaufscheinen von Cenoman und Gosau in der Frankenfelder Decke keinen Transgressionsverband kennzeichne.

Der angeblich deckenfaziell trennende Leitwert von Rot- oder Spatkalken des Lias ist von A. TOLLMANN in der Argumentation gegen eine Parallelisierung von Frankenfelder und Krížnadecke (PREY, S., 1960, 1965) bei weitem überschätzt worden (LEIN, R., 1970:22). Schon G. ROSENBERG hatte 1965:166 an Hierlatzkalkvorkommen in der Frankenfelder Decke nichts Besonderes gefunden. Die restliche Beweisführung von A. TOLLMANN für den Vergleich von Krížnadecke mit dem unterostalpinen Semmeringsystem ist durch die bereits diskutierte Kapitel vorliegender Studie hin-fällig geworden.

2.6. Ergänzungen zum Unterostalpin

In der vom Verfasser rekonstruierten Paläogeographie hat das Unterostalpin (wie das vorher abgehandelte Mittelostalpin auch) eine vollständige Jungschichtenfolge bis ins Turon. Die tiefere Kreide hat dort nicht etwa schon primär gefehlt (OBERHAUSER, R., 1968). Ebenso war der Großteil des Unterostalpins (mit Ausnahme von Err und Bernina) nicht bereits in der Mittelkreide tektonisch ausgeschaltet gewesen (FAUPL, P., 1978).

Im Fenster des Kristakopfes unter oberostalpinen Phyllitgneiszone, in der sowohl unter Phyllitgneiszone als auch unter mittelostalpinem Silvrettakristallin befindlichen Tschagggunser Mittagspitzserie und im „Spurschollenteppich“ der Madrisazone zwischen Silvrettakristallin und südpenninischer Arosazone erblickt der Verfasser unterostalpine Schuppenfetzen, die die Verbindung herstellen zwischen der während der altpaläozoischen Subduktionen getrennten unterostalpinen Sockeldecke von Err bzw. Bernina und der an der Unterschiebungskante zurückbehaltenen unterostalpinen Sedimentdecke der Cenomanrandschuppe. In der Vergangenheit hatte man die Kristakopf-„scholle“, bevor man ihre Fensteratur erkannt hatte (W. HEISSEL et al., 1965) als Sedimentkeil der Lechtaldecke inmitten der Phyllitgneiszone interpretiert (REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O., 1964). Über die Einordnung der beiden anderen Zonen war man sich lange Zeit nicht einig gewesen. Zunächst behielt die Ansicht der Vergleichsmöglichkeiten mit der damals meist noch für unterostalpin gehaltenen Arosazone die Oberhand. Heute wird allgemein die Gegenmeinung bevorzugt, die die „kalkalpinen Züge“ des Schichtinventars betont hatte. Bei der nie in Frage gestellten oberostalpinen Homogenität der Nördlichen Kalkalpen war auch für niemanden die Notwendigkeit gegeben, andere als Oberostalpin bestätigende Deutungsschemata zu finden, wobei auffallenderweise die Anstrengungen die jeweilige persönliche Einstellung

zum Problem reflektieren. R. TRÜMPY & D. HACCARD sahen 1969 darin den 1930 von M. RICHTER postulierten subsilvrettiden Zusammenhang von Lechtaldecke und Arosen Dolomiten gefestigt, mit Hilfe derselben Phänomene leitete 1970 davon A. TOLLMANN den Beweis der suprasilvrettiden Herkunft der Nördlichen Kalkalpen ab, und R. OBERHAUSER versuchte 1970 über großartige Tauchfaltenstrukturen den Konnex mit der südlichen Lechtaldecke aufrechtzuerhalten. Das einzig wirklich typische „Leitgestein“ innerhalb des Schollenhorizontes ist der eindeutig auf Unterostalpin weisende Liashornsteinkalk in der Tschaggunser Mittagsspitze (wie der Verfasser weiter oben ausgeführt hat). Dieses Gestein hatte schon 1970 R. OBERHAUSER bewogen, an eine „subbajuvarische“ Position der Schuppe zu denken. Durchgesetzt hat sich jedoch die von P. HALDIMANN (1975) erarbeitete Darlegung, wonach sich diese dem Rhätikon sonst fremde Fazies in einem Vorkommen in der Wandflussschuppe der nördlichen Lechtaldecke wiederfinden ließe, was im Verein mit seinen übrigen stratigraphisch-faziellen Bezugnahmen (die hingegen in der neuen paläogeographischen Schau des Autors unhaltbar geworden sind) Beweis genug war und ist, die Tschaggunser Mittagsspitze als abgesplitterten Stirnteil der Lechtaldecke, die Madrisazone als Rest der südlichen Lechtaldecke hervorzukehren. Immerhin hat neulich (1980:297) R. OBERHAUSER, allerdings neben anderen Möglichkeiten, auch einen faziell und räumlich verbindenden Charakter des gesamten Schollenkranzes mit dem Unterostalpin von Err und Bernina in Erwägung gezogen.

Bislang war auch die tektonische Stellung der Cenomanrandschuppe in den Ostalpen sehr umstritten gewesen. H. LÖGTERS hatte 1937 erstmals ihre baugeschichtliche Eigenständigkeit erkannt und sie als Cenoman-Klippenzone gesondert von der Flysch-Klippenzone (der jetzigen Grestener Klippenzone) ausgeschieden. Das „flyschartige Gepräge“ der Mittelkreide und entsprechende Schwermineralspektren ließen jedoch einen Teil der Geologen an der Einheitlichkeit der Cenomanrandschuppe zweifeln. Sie wäre kein homogenes Gebilde, sondern teils den Nördlichen Kalkalpen, teils dem Flysch zugehörig (ZEIL, W., 1955), oder sie wäre ein kalkalpines Element mit Übergang in Flysch (SCHNABEL, W., 1970).

Eine andere Gruppe von Forschern (RICHTER, D., 1957; JACOBHAGEN, V. & OTTE, O., 1968; RICHTER, M., 1970; MÜLLER, K., 1973) vermutete im nahezu faziell identischen Schichtbestand von Arosazone und Cenomanrandschuppe einen einstigen engen Zusammenhang der beiden Sedimentationsräume, wobei man ganz offensichtlich die paläogeographische Bedeutung der als „Leitgestein der Arosazone“ apostrophierten Ophiolithe nicht genügend berücksichtigte. Die Arosazone ginge unter Abnahme der tektonischen Durchbewegung gegen Osten in die Cenomanrandschuppe über, das Südpenninikum verschmolze in den Ostalpen mit dem Oberostalpin (wogegen in Graubünden sich noch mächtige Serien dazwischen befänden) bzw. die Cenomanrandschuppe vermittele von Arosazone zum Oberostalpin. Schon 1930 hätte M. RICHTER die Arosazone gleich im Norden der ostalpinen Geosynklinalen beheimatet, deshalb keile das Unterostalpin von Err und Bernina gegen Osten aus. Das Unterostalpin der Ostalpen käme folglich nicht aus demselben Faziesbereich, sondern wäre bloß in tektonisch analoger Lage. Eine räumlich nahe Troglverwandtschaft bedachten

jüngst R. OBERHAUSER und vor allem B. PLÖCHINGER (1980:240): „Ihre (= Cenomanrandschuppe, der Autor) mittelkretazische Serie ist ähnlich jener der Arosazone, so daß man auf eine sedimentäre Nachbarschaft schließen kann.“ Weiterführende Konsequenzen daraus unterblieben jedoch.

Dem widersprach A. TOLLMANN heftig. Die Cenomanrandschuppe wäre ein tiefgreifend abgetrenntes, tektonisch völlig selbständiges kalkalpines Frontalelement. Eigentümlichkeiten ihrer Mittelkreide im Vergleich zu jener von Allgäu- und Lechtaldecke verwiesen auf bedeutende Überschiebung durch die Allgäudecke. Das Schichtinventar wäre unzweifelhaft tiefbajuvarisch und könnte darum keinem kalkalpenfremden Bauteil angehören. Trotz ähnlicher Mittelkreide wären Arosazone und Cenomanrandschuppe tektonisch unvereinbar. „Die kalkalpine Natur der Cenoman-Randschuppe als Ganzes ist heute auf Grund ihrer Schichtglieder, dem Gegensatz zur Grestener Zone im Osten und zur Arosazone im Westen trotz mancher andersartiger Deutungsversuche der Vergangenheit nicht mehr zu bezweifeln.“ (1976b:200). Eine Verbindung von Arosazone mit Cenomanrandschuppe verhinderten die trennenden Faziesbereiche von Unter- und Mittelostalpin.

Bedenkt man die verfügbaren Fakten, so werden die Vorteile der paläogeographischen Interpretation des Verfassers nur allzu leicht offenbar. Wie zutreffend waren die Erkenntnisse jener Wissenschaftler, die das Nebeneinander von Arosazone und Cenomanrandschuppe erschaut hatten, und doch wie abwegig waren die daraus gezogenen Schlußfolgerungen! Ein wenig Mut zum Überwinden nicht mehr stützender Tradition hätte die Lösung erbracht. Es ist aus diesem Grunde nicht verwunderlich, wenn 1983:A79 von K. CZURDA formuliert wird: „Nach Kenntnis des Randcenomans wird es schwer, die Arosazone gar einem vom Ostalpin getrennten Sedimentationstrog, dem Penninikum, zuzuschreiben.“ Eine vorbehaltlose Würdigung der Mittelkreide als „Trogindikator“ erweist nämlich die Cenomanrandschuppe als damals unmittelbar südlich der südpenninischen Arosazone befindlich und damit ihre unterostalpine Herkunft. Die fazielle Vergleichbarkeit (DIETRICH, V., 1970) oder die Gemeinsamkeiten (TRÜMPY, R., 1975) der Permotrias von Südpenninikum und Unterostalpin beruhen darauf, daß das Südpenninikum auf nördlichem Unterostalpin entstanden ist und diese älteren, ihm eigentlich gar nicht zustehenden Schichten inkorporiert hat (vgl. Kapitel zur Lias-Paläogeographie). Die „kalkalpine Natur“ der Cenomanrandschuppe, von A. TOLLMANN als Argument für ihre über Tröge hinweg von der Arosazone verschieden weit notwendige Rückführung gebraucht, ist damit gegenstandslos. Durchaus im Absichtsbereich des Schreibers liegt demgegenüber die neue Definition der Cenomanrandschuppe durch G. BACHMANN & M. MÜLLER (1981:40): „Der Name ‚Rand‘-Schuppe ist demnach nicht ganz zutreffend. Die Einheit vielmehr hat den Charakter einer ausgewalzten und verschuppten Decke ...“.

Die tiefbajuvarischen Schürflinge an der Wolfgangseestörung (PLÖCHINGER, B., 1971) und an der Windischgarstener Störung (PLÖCHINGER, B. & PREY, S., 1968) hat der Verfasser als während jungalpidischer Nachbewegungen aufgepreßte Fetzen der weitgehend zerrissenen und aufgelösten unterostalpinen Sedimentdecke der Cenomanrandschuppe gedeutet. Faziellen Anlaß für diese direkte Zuordnung gibt es hier in den zentralen Ostalpen nicht. Bestimmend dafür

waren vielmehr die noch allgemein zusammenhängende Formation der mittelostalpinen Jungschichtensequenzen des Allgäu-Ternberg-Frankenfelder Deckensystems (im Vergleich zum tektonisch weitgehend aufgelösten Verband der unterostalpinen Sedimentdecke der Cenomanrandschuppe) und die Verhältnisse am Alpenostrand (wo die Keuperfazies entsprechende kalkalpeninterne Späne unmißverständlich von der Frankenfelder Decke scheidet).

Die Kieselkalkzone (im Verständnis von B. PLÖCHINGER, 1980:255) ist die Fortsetzung der gegen Osten immer stärker isoliert und reduziert aufscheinenden Cenomanrandschuppe östlich der Erlauf bis Alland. Sie war 1931 von P. SOLOMONICA als eigene nördliche Schuppe von der Frankenfelder Decke abgetrennt worden, als „Gosau“ (heute wohl Mittelkreide) führender, klippenartig auf Flysch liegender Zug. Bemerkenswerterweise hatte L. KOBER dieser Zone vorher leontinischen Rang zugesprochen! Es besteht jedoch entgegen A. TOLLMANN (1976:200) keine genetische Verknüpfung mit der „Kieselkalkzone“ innerhalb der östlichen Frankenfelder Decke, die deren „fester und wesentlicher Bestandteil“ ist. Damit entfallen aber auch seine aus dieser Situation geschöpften und gegen Westen gerichteten Auslegungen über die Herkunft des Randelementes insgesamt.

In den als fazielle Verzahnung oder als Fenster von Frankenfelder Decke verstandenen kleinflächigen Zonen im Bereiche der Ötscherdecke am Alpenostrand hatte G. HERTWECK (1960) als erster tektonische Schürflinge erkannt. In seiner unveröffentlichten Dissertation hatte er sie wegen der als Grestener Arkose angesprochenen Quarzite mit der Grestener Klippenzone in Verbindung gesetzt (fide G. WESSELY, 1967). Später (1961 und 1964) bemerkte er im kieselig ausgebildeten Lias die Übereinstimmung mit der Kieselkalkzone des Kalkalpennordrandes. Die Quarzite und Quarzkonglomerate stufte er als Grestener Liasarkose bzw. als Werfener Quarzit ein. Die Abscherung der tektonischen Trümmer von Kieselkalkzone wäre altalpidisch – austrisch, ihre Emporschüpfung hauptsächlich an tektonischen Bahnen jünger – tertiär erfolgt.

E. CLAR (1965) betrachtete die Schürflinge als Abkömmlinge jenes Abschnittes der Frankenfelder Decke, der ursprünglich als Jungschichtenanteil dem Semmering-Unterostalpin aufgelegt war. Neben der damit erreichten „Raumersparnis“ glaubte er zudem, darin die Erklärung für die Parallelisierungsmöglichkeit der Krížnadecke sowohl mit der Frankenfelder Decke als auch mit dem Semmeringssystem gefunden zu haben.

Im Schürfling von Groisbach interpretierte G. WESSELY (1967) die Quarzite und Quarzkonglomerate, die in Begleitung von roten und grünen Tönen und grauen Dolomiten aufscheinen, als karpatischen Keuper, wie er in der Pienidischen Klippenzone, in der Manineinheit und im Semmeringssystem anzutreffen wäre, und übertrug diese stratigraphische Auslegung auch auf die von G. HERTWECK entdeckten Schürflinge. Der kalkalpenfremden Keuperfazies wegen wären jedoch diese Schuppenfetzen eher aus externen, nämlich pienidischen oder (1981 in WACHTEL, G. & WESSELY, G.) pienidisch-tatrischen Bereichen zu beziehen. Der grobklastische Keuper wäre identisch mit jenem der St. Veiter Klippenzone oder der Hauptklippenzone. Außerdem dürften die Tatriden nicht mit dem Unterostalpin gleichgestellt werden, sie tauchten vielmehr östlich des Rosaliengebirges gleichermaßen unter Mittel- wie Unterostal-

pin auf (S. 155). Aus derartig außen gelegener Position könnte deshalb ihre Abscherung nicht mittelkretazisch, sondern erst relativ jung (tertiär) erfolgt sein.

Die Paläogeographie des Schreibers vermag nun diese Einzeldaten zu einem einheitlichen und verständlichen Bild zusammenzufügen. Die Schürflinge am Alpenostrand sind demnach durch den mittelkretazischen Verschluckungsprozeß weiter nach Süden verschleppte Fetzen der an der Unterschiebungskante zurückgestauten Kieselkalkzone als Jungschichtenfolge des unterostalpinen Semmeringssystems, deren Aufpressung an Decken- und Schuppengrenzen sich erst während jungalpidischer Nachbewegungen ereignet. Dazu passen Vorstellungen von G. WESSELY, der 1975 noch das Semmeringmesozoikum in den Bohrungen Weigelsdorf 1, Götzendorf 1, Maria Ellend 1 und Orth 1 (mit Mitteltriaskalken und -dolomiten – bunten Schiefern, Dolomit und grobkörnigen Quarziten des Keupers – fossilführendem Rhät und kalksandigem ?Lias) nach Ansicht des Autors völlig richtig als Ganzes karpatischer Mantelserie zuordnen wollte oder 1981 im Profil B auf Abb. 9 in A. KRÖLL et al. die „tektonische Tauchspur“ des Tatrikums in Form abgelöster Mesozoikumlappen in vollkommen den Absichten des Verfassers entsprechender Art einzeichnete.

Die am Alpenostrand unter unterostalpinen Grobgniesserie fensterartig auftauchende Wechselserie war mit der ersten zusammenfassenden Betrachtung der Ostalpengeologie durch A. TOLLMANN (1959) dem Penninikum zugereicht worden. Diese großtektonische Position war dann ziemlich allgemein angenommen worden. Unter den wenigen, die sich einer solchen Ansicht verschlossen hatten, war P. BECK-MANNAGETTA, allerdings aus fachlichen Motiven, die heute kaum mehr als zutreffend gelten können. Die „Trendwende“, nämlich die „Rückkehr“ der Wechselserie ins unterostalpine Stockwerk, wurde von W. VETTERS (1970) eingeleitet und nicht von P. FAUPL (wie das mehrfach in der Literatur verbreitet wird). Letzterer sprach noch 1970 die Wechselserie durchaus im Sinne von A. TOLLMANN für Penninikum an und schwenkte erst 1972 auf Unterostalpin um.

Einen Nachweis von Wechselserie „weitab vom Alpenostsporn“ in den beiden nördlichen Kristallinauftragungen des Ruster Berglandes am Westufer des Neusiedler Sees hatte der Verfasser erbracht (W. FUCHS, 1965). Der von junger Bedeckung entblößte dritte Grundgebirgsbereich westlich von Mörbisch und Kroisbach im österreichisch-ungarischen Grenzgebiet war von ihm jedoch eindeutig als Grobgniesserie identifiziert worden, woran auch Ergebnisse aus Ungarn nichts ändern (VENDEL, M., 1973; KÓSA, L. & FAZEKAS, V., 1981), die darin Wechselserie erkennen wollen.

Das Tatrikum der Westkarpaten war von D. ANDRUSOV (1960 und 1963) sowie von S. PREY (1960 und 1965) mit dem Unterostalpin der Ostalpen parallelisiert worden. Die Gleichsetzung der karpatischen Tatriden mit dem Briançonnais der Westalpen, wie sie J. DEBELMAS (1960) und A. TOLLMANN (1965) propagierten, war auf wenig Aufnahmebereitschaft gestoßen. Die Geophysik hat die schon 1930 von M. LIMANOVSKI postulierte und auch 1968 von D. ANDRUSOV vermutete Allochthonie der tatrischen „Kerngebirge“ bestätigt (MAHEL, M., 1976, u. a.). Die unterschobenen Elemente werden aber widersprüchlich teils als schweres (MAHEL, M., 1981), teils als leichteres Krustenmaterial (ANDRUSOV,

D., 1968, u. a.) angegeben (vielleicht liegt beides vor!). Im Sinne der vom Verfasser weiter oben bereits skizzierten paläogeographischen Evolution der Ostalpen sind auch in den Westkarpaten die lithologischen und stratigraphischen Gemeinsamkeiten zwischen unterostalpinem Tatrikum und Südpenninikum so groß, daß etwa A. PAHR (1983) den Sedimentmantel der Kleinen Karpaten als Penninikum ohne Ophiolithe umschreiben möchte. Aber gerade in den fehlenden ehemaligen Ozeanbasalten liegt ja der ganze Unterschied (vgl. Arosazone – Cenomanrandschuppe)! Die Vergleichbarkeit von Tatrikum mit dem Unterostalpin am Alpenostrand (in der Fassung des Autors: Sockeldecken plus tektonisch amputierte Sedimenthüllen) hat vielmehr durch die Feststellung von A. PAHR (1975, fide M. MAHEL, 1983; 1983) gewonnen, daß in beiden Einheiten ein übereinstimmender tektonischer Stockwerksbau von liegenden Metamorphiten (Bösing-Pernekserie = Wechselserie) und hangenden Graniten (Kleine Karpatenseerie = Grobgnesserie) herrscht.

3. Das Penninikum

Zunächst soll mit aller Deutlichkeit aufmerksam gemacht werden, daß der penninische Sedimentationsraum zum überwiegenden Teil (nämlich Süd- und Nordpenninikum) als Depotfläche erst allmählich ab Oberlias/Unterdogger durch Riffen und nachfolgenden Austritt von Ozeanbodenbasalten entstanden ist (vgl. OBERHAUSER, R., 1980:35). Er hat vorher in keiner wie immer gearteten Weise existiert! Vorhandene permotriassische Schichtglieder und Kristallinkörper haben bisher bei allgemein zu flüchtiger Betrachtung des Problems eine ältere Ablagerungssequenz mit eventueller Grundgebirgsbasis vorgetäuscht. Tatsächlich jedoch hat man darin nur Relikte von vormals dort bestehenden Trogbereichen des nördlichen Unterostalpins bzw. des südlichen Epikontinentalareals zu sehen. Im Laufe des Dehnungsprozesses sind Splitter der alten aufklaffenden sauren Kruste von der nun verstärkt neue Flächen bildenden ozeanischen Lithosphäre einverleibt worden. Echtes Verständnis um plattentektonische Vorgänge in den Ostalpen nötigt zu dieser genetischen „Entflechtung“ permotriassischer und posttriassischer Sedimente im Penninikum mit allen sich daraus ergebenden Konsequenzen für die primäre Raumordnung (vgl. die linke Rahmenleiste der Abb. 1!). Man kann sich ja auch für den Atlantik der Gegenwart, welcher sich damals synchron mit dem Penninikum geöffnet hat, auf keine Permotrias als einstige stratigraphische Unterlage berufen!

Lediglich das Mittelpenninikum bildet dabei eine Ausnahme. Es ist ein bedeutender Rest der ehemaligen kontinentalen Kruste, dessen Permotrias mit gelegentlich erhalten gebliebenem Kristallin nun in der Tat hier die normale stratigraphische Basis der jüngeren Schichten darstellt. Diese letzteren unterscheiden sich indessen durch ihre charakteristische Schwellenfazies, begründet in der Hochlage wegen geringeren spezifischen Gewichtes der Gesamtzone, augenfällig von den im Norden und Süden in ozeanischem Milieu deponierten pelagischen Absätzen.

Im eigentlichen ozeanischen Penninikum gibt es also keine Permotrias! Alle Überlegungen, die bislang generell eine während jener Zeitspanne vorherrschende fazielle Indifferenz von Penninikum und Unterostalpin in Betracht gezogen haben, sind unrichtig. Sie haben des-

halb auch nicht zu wirklicher Lösung anstehender paläogeographischer Fragen beitragen können. Mit der nun vorgenommenen notwendigen Ausschaltung falscher Vorstellungen, welche bis heute ganz wesentlich und allgemein die Paläogeographie des Penninikums bestimmt haben, steht jetzt ein neuer und zielgerichteter Weg offen.

Das Penninikum hatte mit seiner frühalpiden Öffnung bzw. damit erst Entstehung und seiner späteren Schließung im Altalpidikum mit Nachwehen bis ins Jungalpidikum hinein unzweifelhaft „den aktiven Part“ im Ensemble der Großeinheiten während der alpidischen Geschichte der Ostalpen inne. Nachdem E. KRAUS (1951), auf die von O. AMPFERER (1906) eingeführte Verschluckungstheorie bezugnehmend, den Unterschiebungsmechanismus in den Ostalpen angewendet und C. EXNER (1952) den Sialwulst unter den Hohen Tauern als durch Tiefensog verursachte Einengung des Penninikums erkannt hatte, präsentierte 1953, auf das alles gründend, E. CLAR eine Deutung der alpinen Orogenese, die in der Subduktion des Penninikums die Triebfeder erblickte und die mit ihrer Aussage gegenwärtig noch Gültigkeit beanspruchen darf. Aber erst seit der zweiten Hälfte der siebziger Jahre haben wirklich sämtliche penninischen Fenster in den Ostalpen bis hin zur Rechnitzer Schieferinsel im Osten als solche Anerkennung und damit Vergleichswürdigkeit mit dem in der Schweiz breit entwickelten Deckensystem des Penninikums gefunden. Indessen stehen bis heute in Diskussion die einzelnen Zonen des westalpinen Penninikums, die nach Osten in die Ostalpen und Westkarpaten fortsetzen sollen.

R. TRÜMPY verlängerte 1960 den Valaistrog (das Nordpenninikum) der Schweiz bis ins Tauernfenster, wobei ihn die damals zumeist akzeptierte Autochthonie der Zentralgneiskerne nicht weiter störte. Die höheren penninischen Einheiten sah er nur bis ins Unterengadiner Fenster vertreten.

A. TOLLMANN ist nach langjährigen Fehleinschätzungen jetzt (1977) bereits so weit, daß Plattadecke und Arosazone nicht mehr unterostalpine, sondern südpenninische Bauteile repräsentieren, die sich allerdings, ostwärts wieder mächtig anschwellend, in den Schieferhülldecken der Hohen Tauern wiederfinden sollen. Auch Falknis-, Sulzfluh- und Tasnadecke sind nun mitelpenninisch, werden jedoch mit der seit 1965 dem Briançonnais der Westalpen angeblich korrelierten Hochstegenzone im Tauernfenster (also mit den Zentralgneiskernen und deren mehr minder autochthoner Hülle) in Beziehung gebracht. Den weiteren Verlauf des schweizerischen Nordpenninikums erkennt er im Unterengadiner Fenster und nunmehr auch in der „Ostalpen-Flyschzone“, dafür bis vor kurzem noch eine allen Erfahrungen geradezu widersprechende Auslegung durch Jahre kolportiert worden ist (schräges Nachaußenstreichen der Flyschjungschichten von endender nordpenninischer Unterlage im Westen über helvetische Basis im Wiener Raum hinaus ins Vorland, um so die „externe“ Position der karpatischen Flyschzone im Norden der für ihn nach wie vor helvetischen Pienidischen Klippenzone zu erreichen).

Die Existenz überhaupt nur eines penninischen Ozeans in den Ostalpen (ohne weitere Untergliederungen) verfochten C. HAWKESWORTH et al., 1975. Dagegen glaubten V. DIETRICH (1980) und R. OBERHAUSER (1983), daß Nord- und Südpenninikum sich im oder knapp östlich des Unterengadiner Fensters zu einem

einigen Trog vereinigten, weshalb die Frage nach nordpenninischen und/oder südpenninischen Abschnitten im Tauernfenster müßig wäre.

Eine an der Erdoberfläche aufscheinende Fortsetzung des Penninikums in die Westkarpaten läge nach D. ANDRUSOV (1960) nicht vor. Doch konnten G. WOLETZ (1967) und R. OBERHAUSER (1968) die Manineinheit auffälliger Parallelen wegen mit der Arosazone vergleichen (was im Sinne des Verfassers eine Interpretation als abgeschernte und im Norden zurückgehaltene Schichtenfolge von Südpenninikum gestattet). Mittel- und Teile des Nordpenninikums ließen sich in Pienidischer Klippenzone und karpatischer Flyschzone nach Osten verfolgen (vgl. OBERHAUSER, R., 1980; PREY, S., 1980).

Die momentane Situation der großtektonischen Ordnung im penninischen Stockwerk der Ostalpen und Westkarpaten bedarf unter Berücksichtigung plattentektonischer Aspekte und des darin eingebetteten paläogeographischen Bildes des Verfassers vor allem im Tauernfenster einer Revision, wo nach Meinung des Schreibers die Erosion einen durch Hyperkollision (DEBELMAS, J., 1980) viel komplexeren zwiebelschalenartigen Bau der Erdkruste freigelegt hat, als das bislang angenommen worden ist (z. B. Tauernfensterinhalt nur eine Einheit: u. a. CLIFF, R. et al., 1971; RAITH, M. et al., 1980), und am Alpenostrand bzw. in den Westkarpaten, wo die Gleichsetzung der verschiedenen Klippenzonen „hüben wie drüben“ immer noch Schwierigkeiten bereitet.

3.1. Das Südpenninikum

Aus neuem Verständnis heraus (Vulkanitförderung = Folge distensiven Krustenverhaltens, 1958; Brekzienbildung = Folge tektonischer Aktivität an Steilböschungen in Tiefseeumgebung, 1955) hatte R. TRÜMPY (1960) erstmals die Ophiolithführung zum Index für den eugeosynklinalen Penninbereich erhoben und demzufolge Plattadecke und Arosazone bei sonst völlig identischem Schichtinventar als Hoch- bzw. Südpenninikum vom übrigen Unterostalpin abgesondert. Wenn R. TRÜMPY dann 1975 schreibt, daß das liassische Aufreißen der Kruste nicht an der Grenze Penninikum zu Ostalpin, sondern beträchtlich südlicher erfolgt wäre, so hat er recht im Unrecht. Denn wohl schafften sich die aufsteigenden Ozeanbasalte innerhalb des nördlichen Unterostalpins Raum, ein Penninikum hatte es jedoch damals noch nicht gegeben! Diese nun schon mehrfach vorgestellte Interpretation des Verfassers findet in den Beobachtungen von V. DIETRICH (1980) Bestätigung, wonach die Trias- und Liasgesteine von Plattadecke und Arosazone stets tektonisch eingeklemmt seien, während die Oberjura- und Unterkreideablagerungen sedimentäre Kontakte zu den Ophiolithen aufwiesen. Die engen, trotzdem trennenden paläogeographischen und tektonischen Beziehungen von Arosazone und Cenomanrandschuppe sind mit dieser Arbeit wiederholt schon aufgezeigt worden: Danach ist die Cenomanrandschuppe zu definieren als der während der mittelkretazischen Subduktionen an der Unterschiebungskante abgeschernte und zurückbehaltene Jungschichtenanteile des einst unmittelbar südlich der südpenninischen Arosazone unterostalpin verbliebenen Trogareals.

Im Unterengadiner Fenster ist nur ein Teil der Fimberineinheit von A. TOLLMANN (1977) mit der Arosazo-

ne zu vergleichen, weil R. OBERHAUSER (1983) mikropaläontologisch Oberkreide und sogar Alttertiär in den Flyschen belegen konnte. Es mögen jedoch auch in den Ostalpen jene Verhältnisse bestanden haben, wie sie sich in der Schweiz (in hochgelegenen Flyschen der Präalpen = Simmendecke etc.) und in den Westkarpaten (Manineinheit) abzeichnen. Das Südpenninikum dürfte dort aller Wahrscheinlichkeit nach zu mittelkretazischer Zeit nur unvollkommen abgedeckt vorgelegen sein. Externe Abschnitte des Stauwulstes waren dann noch in der Oberkreide und vielleicht im Alttertiär der Sedimentation in einem Tiefseeegrabenmilieu ausgesetzt gewesen.

Das Tauernfenster gewährt nach Ansicht des Verfassers nicht nur Einblick in ein bloß altalpidisch errichtetes Krustenstockwerk, sondern auch und viel mehr in jungalpidisch erfolgte enorme Unterschichtungen tektonischer Großeinheiten. Der durch Erosion tief angeschnittene „mehrschichtige“ Aufbau der Hohen Tauern ist komplizierter als früher gedacht. Seit H. LAUBSCHER in Anknüpfung an Forschungsergebnisse in den rezenten Weltmeeren 1971 die alpinen Ophiolithe als Überreste ozeanischer Lithosphäre gedeutet hat (welche zwar später durch Orogenese überwiegend subduziert, zum geringeren aber disloziert, tektonisch vermischt und metamorph verändert, doch dem „Gebirge“ angegliedert worden wäre), haben endlich durch die Plattentektonik verständliche und mechanisch abwickelbare dynamische Vorstellungen in den Ostalpen Einfluß gewonnen. Die geochemischen Untersuchungen von M. BICKLE & J. PEARCE (1975) bestärkten die Bemühungen, indem sie in den meisten Fällen die Abkunft der Metabasite von Ozeanbodenbasalten nachweisen konnten.

Für den Autor ist (unter Hinweis auf „seine“ Paläogeographie) das Südpenninikum im Tauernfenster nur in Gestalt eines sehr schmalen, häufig unterbrochenen oder sogar streckenweise fehlenden Schuppenkranzes vorhanden (was ganz in Gegensatz zu A. TOLLMANN steht, der ja die gesamten Schieferhülldecken diesem Deckensystem zurechnet). Hierher gehört im südlichen Fensterahmen die Matreier Zone (1977 von A. TOLLMANN unverändert als unterostalpin/penninische Mischungszone deklariert). Der Schreiber möchte auf die langjährige und dabei fruchtlose Diskussion um die tektonische Position der Matreier Zone (penninisch – unterostalpin – penninisch/unterostalpin) nicht eingehen, doch will er einer von W. FRISCH (1976) vorgebrachten Argumentationsweise begegnen, die ihr Auslangen in der Feststellung fand, die Matreier Zone müsse unterostalpin sein, weil sie über südpenninischer Glocknerdecke läge und im übrigen wäre die Zuordnung eine Übereinkunftsangelegenheit. Hingegen hatte schon 1950 und 1952 W. J. SCHMIDT die Matreier Zone als eigenständige, überall klar abtrennbare Einheit beschrieben, die mit eindeutiger tektonischer Diskordanz zum Penninikum im Norden, aber auch zum Ostalpin im Süden stünde. Sie könnte aus diesem Grunde keinesfalls bloß oberster penninischer Verschürfungshorizont sein. 1968 setzte R. OBERHAUSER ophiolithreiche höhere Decken im Tauernfenster der Arosazone im Westen gleich und präziserte diesen Vergleich 1980:37, indem er die Matreier Zone in Verbindung mit dem Südpenninikum anführte. M. BICKLE & J. PEARCE hatten 1975 die Ophiolithe in der Matreier Zone als Ozeanbodenbasalte identifiziert, und 1980 konnten H. KREUZER et al. darin echte Ophiolithfolgen erkennen.

Am Westrand des Tauernfensters liegen für den Autor Äquivalente der Matreier Zone nur in den während des Autobahnbaues im Silltal erschlossenen Trias- und Serpentinischollen vor (TOLLMANN, A., 1977:137) = Silltaler Schollen.

In der östlichen Peripherie des Tauernfensters vertreten das Südpenninikum die sogenannten Tschaneckschollen (EXNER, C., 1980), bestehend aus Permotrias und serpentinierten Ultrabasiten. Aus der Sicht des Verfassers ist deren tektonische Einpressung, durch nachträgliche orogenetische Bewegungen kaschiert, schon primär bei der Platznahme geschehen.

Die Ophiolithführung der Recknerdecke im Nordwesten des Tauernfensters bedeutet dem Verfasser relevantes Indiz für deren Heimweisung in das südpenninische Deckensystem. Der fazielle Akkord im Schichtumfang von Südpenninikum und Unterostalpin findet in der Trogverteilung und -entstehung im Sinne des Autors Erklärung (falsche paläogeographische Rückschlüsse aus dem „(unter-) ostalpinen Charakter“ von Arosazone bzw. Recknerdecke hatten 1968 V. JACOBHAGEN & O. OTTE bzw. 1980b A. TOLLMANN dazu verleitet, Riften nicht nur im Südpenninikum bisheriger Fassung, sondern ebenso im Unterostalpin bisheriger Fassung zu fordern). Bereits 1921 hatte R. STAUB den Reckner für eine Einspießung der Oberen Schieferhülle gehalten. 1967 verglich M. ENZENBERG die Recknerdecke ganz richtig mit der damals allerdings in Österreich noch zum Unterostalpin gezählten Arosazone. Die Recknerdecke wäre auch erheblich komplizierter gebaut als die mit dem Innsbrucker Quarzphyllit in stratigraphischem Verband stehende Hippolddecke. Der Verfasser rechnet überdies die von H. WIGGERING (1983) mit dem Recknerserpentin vergleichbar und möglicherweise tektonisch vom Unterostalpin selbständig befundenen Ophiolithe bei Matrei am Brenner dazu.

Dieselben, nun mit dieser Arbeit jedoch überholten paläogeographischen Ansichten hatten für die südpenninische Klammkalkzone im nordöstlichen Fensterahmen der Hohen Tauern gleichfalls eine ähnlich langwierige Unentschiedenheit in der Zuordnung zum Penninikum oder zum Unterostalpin nachsichgezogen. Heute ist ihre Zugehörigkeit zum Südpenninikum kaum mehr bestritten, weshalb „Hinweise“ von H. PEER & W. ZIMMER (1980) auf einen sedimentären Zusammenhang von Klammkalkzone und Nordrahmenzone eher als Rückschritt in der fachlichen Erkenntnis zu werten sind.

Die westlich von Salzburg zwischen Nördlichen Kalkalpen und Flyschzone tektonisch eingeklemmte Walserbergzone mit einer von Alb bis Turon reichenden Sandsteinfohle mit auffallendem Schwermineralspektrum reiht der Verfasser mit R. OBERHAUSER (1980:40) als abgeschernte Jungschichten ins Südpenninikum. Diese Serie war seinerzeit durch S. PREY vom Flysch abgetrennt und mit nach seiner Meinung „tiefen randkalkalpinen“ Elementen in Beziehung gebracht worden (Klippenzone von Mauer, Manineinheit). Dagegen bevorzugten G. WOLETZ (1967) und R. OBERHAUSER (1968) eher eine Parallelisierung mit der Arosazone und mit der tektonisch anders eingestuft Manineinheit. 1972 stellte M. FREIMOSER die Walserbergserie zurück in die Flyschzone und meldete den Nachweis von Maastricht. Zuletzt (1980) betonten S. PREY und B. PLÖCHINGER die verwandtschaftlichen Züge zur Cenomanrandschuppe. Der Schreiber glaubt, daß betreffs des Maastrichtfundes, sofern er tatsächlich der Walserbergzone angehören sollte, dann Betrachtungen gelten

müßten, wie er sie im Abschnitt zur Fimbereinheit in Erwägung gezogen hat.

Das von B. PLÖCHINGER (1961) dem Ultrahelvetikum zugeschriebene Vulkanitvorkommen im Fenster von Strobl an der Wolfgangseestörung bezieht der Autor ins Südpenninikum mit ein. Denn seiner Auffassung nach müßte nicht nur der Flysch, sondern auch die sich bis ins Mitteleozän erstreckende Buntmergelschicht tektonisch abgesondert werden. Dazu motiviert ihn nicht nur die Notiz von M. RICHTER, der 1970 die spaltführenden Elemente bei Strobl als Schuppe von Arosazone verdächtigte, sondern vor allem und in erster Linie das Resultat der Messungen von M. BICKLE & J. PEARCE, die 1975 gerade in den Ozeanbodenbasaltabkömmlingen der „Klippenzone“ von Strobl die größten Dehnungsraten (spreading rates) im Vergleich zu den Tauernophiolithen (insbesondere jenen in der Glocknerdecke) erhielten.

Der eine oder andere der erosiv isolierten und losen Pikritfunde am Alpenostrand (etwa auf der Frankenfelsdecke oder auf der Sulzer Klippenzone oder im Jungtertiär des Wiener Beckens) könnte letzter Rest einstiger südpenninischer Späne in dieser Region sein.

Weitere Areale des Südpenninikums liegen in der Rechnitzer Schieferinsel, im Eisenberg und in anderen Auftragungen und Fenstern am Alpenostrand vor. Bereits H. P. CORNELIUS waren die Affinitäten im Serienbestand von Oberer Schieferhülle des Tauernfensters und vom Geschriebenstein im Burgenland aufgefallen (1940:282). Die ziemlich rasche Anerkennung der penninischen Stellung der Vorkommen im Osten geht auf eine kurze dezidierte Mitteilung von W. J. SCHMIDT (1951) zurück. In Ungarn ist erst in jüngster Zeit die Abkehr von der Interpretation als ostalpinen Altpaläozoikum zu bemerken (u. a. G. LELKES-FELVÁRI, 1982). Aber auch in Österreich zögerte man mit der bedingungslosen Angleichung und vermutete eher einen eigenen, mit den Hohen Tauern nicht kommunizierenden Pennintrog (P. BECK-MANNAGETTA, 1976). Dabei ist der von E. CLAR (1975) vorgebrachte berechtigte Einspruch (eine völlige Identifikation von Hohen Tauern und Rechnitz käme deshalb nicht in Frage, weil Rechnitz wahrscheinlich vortertiär überschoben und epimetamorph geworden wäre, die Hohen Tauern aber mit R. OBERHAUSER erst im späten Eozän von derartigen Ereignissen betroffen worden wären) heute kein Hindernis mehr. Wird doch Rechnitz seit 1968 von R. OBERHAUSER mit der südpenninischen Arosazone verbunden, und ist Rechnitz doch im Tauernfenster nach Ansicht des Verfassers nur mit einer schmalen Außenzonen altpaläidisch-mittelkretazischer Prägung zu vergleichen (nämlich mit der Matreier Zone und ihren Äquivalenten).

Das Aufspüren magnetischer Anomalien läßt den südpenninischen Ophiolithgürtel von Rechnitz quer durch das anschließende Tiefland gegen Nordosten in Richtung Veporkristallin und Gemeriden verfolgen (VARGA, I., 1978). Er setzte zur Mittelkreide durchlaufend zum damals noch original beheimateten Mecsek fort (etwa auf der Höhe der heutigen Ukrainischen Karpaten) und dehnte sich von dort weiter über die Mureszone des Siebenbürgischen Erzgebirges in die Vardarzone erstreckt.

Ein fortsetzendes Streichen des alpinen Penninikums ostwärts in die Westkarpaten wird ja jetzt selbst von tschechoslowakischer Seite nicht mehr geleugnet. Positive Schwereabweichungen im Untergrund des Tatrikums werden als Auswirkungen subduzierter ozeani-

scher Kruste ausgelegt (= Vahikum [MAHEL, M., 1981]). Radioalter und Fossilnachweise in den Konglomeraten der Križnadecke bestätigen einen mittelmittelkretazischen basischen Vulkanismus (BUJNOVSKÝ, A. et al., 1981), der ein gegenwärtig längst verschwundenes Gebiet zwischen Pienidischer Klippenzone und Tatriden (= das „Exotische Massiv“ oder die „Exotische Kordillere“) erfaßt haben soll. Demgegenüber hatten schon 1967 bzw. 1968 G. WOLETZ und R. OBERHAUSER die Analogien zwischen Arosazone und Maníneinheit aufgezeigt. Letztere war lange u. a. bloß als Teil des Tatrikums (D. ANDRUSOV) oder der Križnadecke (M. MAHEL) betrachtet worden. Erst ab 1968 gestand ihr D. ANDRUSOV eine Position als innerste Decke der Pienidischen Klippenzone zu, und 1980 war dann auch M. MAHEL bereit, sie trotz vieler Gemeinsamkeiten mit der Križnadecke als selbständiges Element anzuerkennen. Für den Autor stellt die Maníneinheit in Anlehnung an G. WOLETZ und R. OBERHAUSER jenen leichten Schichtenanteil des Südpenninikums vor, der bei dessen Verschluckung losgerissen und an der Unterschiebungskante aufgehalten worden war (im Gegensatz zu S. PREY [1975], der darin einen zentralkarpatischen, tiefen Decken der Nördlichen Kalkalpen entsprechenden und nur tektonisch der Pienidischen Klippenzone angegliederten Abkömmling erblickt). Die weitgehende fazielle Vergleichbarkeit der Sedimente der Maníneinheit mit denen des Tatrikums oder der Križnadecke erklärt die neue Paläogeographie des Schreibers. Der Senonflysch der Maníneinheit wurde auf dem nachturonisch nur partiell der Sedimentation entzogenen südpenninische Stauwulst in Tiefseerinnenmilieu deponiert.

In abrundender Zusammenschau zum Südpenninikum erscheint es dem Verfasser wenig vorteilhaft, ja geradezu irreführend, wenn durch P. FAUPL (1978) für den schuttliefernden südpenninischen Stauwulst während der Mittelkreide die alte, von C. KOCKEL (1922) ins Schrifttum eingebürgerte Bezeichnung „Rumunischer Rücken“ reaktiviert wird. Es handelt sich doch dabei um ein genetisch völlig verschieden, nämlich autochthon verstandenes paläogeographisches Element, das im Verein mit anderen ähnlichen Hochgebieten in Raum und Zeit (wie Cetischer Rücken etc.) später besonders von H. HAGN zu einer Art Wellblechpaläogeographie ausgebaut worden war (Trog – Schwelle – Trog – Schwelle – Trog), davon er sich indessen angesichts der Analyse der Tektogenese der Molasse durch den Autor (W. FUCHS, 1976) abrupt abkehrte (1978). Keine einzige dieser angeblichen Schwellenzonen hat bisher eingehenderen Nachforschungen (einschließlich alpeninternen Tiefbohrungen) standgehalten! Sie geben sich vielmehr im Lichte der vom Verfasser präsentierten Paläogeographie als echt „zylindristisches“ Gedankengut zu erkennen.

3.2. Das Mittelpenninikum

Während des Entstehungsprozesses des ozeanischen Raumes der Penninischen Tethys ab Oberlias/Unterdogger war ein beachtliches Stück kontinentaler Kruste zwischen dem süd- und dem nordpenninischen Teilbecken bestehen und erhalten geblieben. Dieses Briançonnais oder Mittelpenninikum besitzt ein präjurassisches Schichtinventar über kristalliner Basis, das vergleichbare Mächtigkeitsreduktion und Bedeutungsabnahme von Jungpaläozoikum und tieferer Trias in

West–Ost-Richtung merken läßt, wie sie auch vom Dauphinois zum Helvetikum hin zu beobachten sind. Das unterstreicht den ehemaligen voralpidischen Zusammenhang der beiden heute tektonisch „weit“ getrennten Großzonen. In der alpidischen Dehnungsphase unterschied sich zunächst das Mittelpenninikum mit turbiditischen Tiefwassersedimenten noch kaum von den benachbarten Tiefseetrögen (etwa Tristelschichten). Dann aber an der Wende Alb/Cenoman kam allmählich trotz beträchtlicher Wassersäule das geringere spezifische Gewicht der sauren Lithosphäre als Schwellenregion zum Tragen. Die Ausbildung der mittelpenninischen Ablagerungen stellte sich auf pelitisch-hemipelagische Fazies um (= Couches rouges), die in der Folge mit dem Alttertiär kurz vor der Subduktion in Wildflyschfazies umschlug. Das Sedimentationsgeschehen ist auf ganzer Länge einheitlich!

Damit wendet sich der Verfasser gegen die verbreitete Meinung, daß das Mittelpenninikum mit dem Ostalpin im Osten schon in der Oberkreide kollidiert und von diesem gegen Westen retardierend überwältigt worden wäre (FRISCH, W., 1977; FAUPL, P., 1978; SCHMIDT, K., 1982). Eine solche Anschauung gründet auf dem von A. TOLLMANN (1965) getroffenen Vergleich, wonach sich das westalpine Briançonnais in den Ostalpen und Westkarpaten in zwei Teilzonen wiederfände, nämlich im heute noch obertags anstehenden südlichen Strang des Ultrapienidischen Rückens mit Hochstegenzone im Tauernfenster und Hochtatrikum in den Westkarpaten bzw. in den gegenwärtig von der Erdoberfläche längst verschwundenen mittleren und nördlichen Ketten des Ultrapienidischen Rückens zwischen Flyschzone und Penninikum in den Ostalpen und zwischen Zentralkarpaten und Pienidischer Klippenzone in den Westkarpaten. Die Bündner Schieferfazies hätte am Alpenostrand ihr Ende erreicht und würde durch eine lückenhafte Schwellenfazies im Hochtatrikum ersetzt (1969). Es ist das eine Inbezugstellung, der der Verfasser im Hinblick auf seine durch die Plattentektonik geprägte Paläogeographie widersprechen muß (vgl. die Kapitel zuvor!). Seiner Ansicht nach hat nicht nur das Riffen und Expandieren der Penninischen Tethys von Westen (Alpen) nach Osten (Karpaten) verspätet eingesetzt (siehe Rechnitz, Maníneinheit, Mecsek etc.), sondern auch das Schließen in derselben Richtung!

Unter Bedachtnahme der Analogien der oberkretazischen und alttertiären Jungschichten hatte dagegen schon 1968 R. OBERHAUSER die Parallelisierung von Briançonnais über Falknis- und Sulzfluhdecke hin zur Pienidischen Klippenzone gewagt und das auch 1980 vertreten. Die Hochstegenzone könnte dabei einfach nicht mittelpenninisch sein (1976), weil doch die nordpenninischen Kalkphyllite im Unterengadiner Fenster zwanglos mit solchen im westlichen Tauernfenster zu verbinden wären (worauf übrigens schon ältere Autoren verwiesen hätten). Lediglich im Bereich des Tauernfensters scheine Mittelpenninikum nicht faßbar zu sein. Der zentrale penninische Rücken wäre dort wahrscheinlich morphologisch nicht wirksam gewesen, weshalb sich die Frage nach nord- und/oder südpenninischen Trogteilen in den Hohen Tauern nicht stelle (1983). Sinnvoll sei jedoch eine Dreigliederung des Penninikums wieder vom Alpenostrand ostwärts.

Bei Beachtung der Aussagemöglichkeiten der verschiedenen Jungschichtenkomplexe ergeben sich viel plausiblere tektonische Korrelationen. Darüber hinaus glaubt der Autor, doch auch im Tauernfenster dem Mit-

telpenninikum zuordenbare Bauteile ermitteln zu können.

Schamser Decken sowie Sulzfluh- und Falknisdecke vertreten das mittelpenninische Stockwerk am westlichen Ostalpenrand (TRÜMPY, R., 1960). Der Verfasser möchte den Vorstellungen von U. GRÜNER nicht folgen, der die Schamser Decken 1981 für das Ostende des Briançonnais hielt und Falknis-, Sulzfluh- und Tasnadecke am ehesten im nördlichen Unterostalpin beheimaten wollte, sprächen nicht die stets tektonisch höhere Position des Südpenninikums von Arosazone und Plattadecke und deren Sedimentationsabschluß im Turon dagegen. Seine dem ausweichende Konstruktion, nämlich Falknis-, Sulzfluh- und Tasnadecke wären von den Schamser Decken einst durch das Südpenninikum der Plattadecke voneinander geschieden gewesen und im Osten hätte die Arosazone von Nordosten nach Südwesten halbfensterförmig vorgegriffen, ist paläogeographisch wegen des unterschiedlich hochreichenden stratigraphischen Umfanges der Elemente nicht nachzuvollziehen.

Für V. DIETRICH & U. FRANZ (1976) hört das Mittelpenninikum bereits an der West-/Ostalpengrenze auf. Im allgemeinen wird jedoch noch die Tasnadecke im Unterengadiner Fenster als östliche Fortsetzung der mittelpenninischen Schwellenregion betrachtet. Jüngst konnte darin die Sedimentationsdauer durch J. RUDOLPH (1982) und R. OBERHAUSER (1983) bis ins tiefere Eozän mit Foraminiferenfunden belegt werden. 1983 und 1984 äußerte W. FRISCH Zweifel an der berechtigten Aufrechterhaltung der tektonischen Eigenständigkeit der Tasnadecke und interpretierte sie als Zone von Großgleitungen kristalliner und noch die Kreide umfassender permomesozoischer Gesteine in Flyschmatrix. Die aufkommenden Schwierigkeiten innerhalb seiner Konzeption (etwa bei der Herleitung des Hauptdolomites) resultieren indessen letztlich in paläogeographischen Voraussetzungen, die sich seit ungefähr 1977 oder 1978 (Venedigerdecke = Briançonnais) nach A. TOLLMANN zu orientieren begonnen haben.

Die großtektonische Auflösung des Fensterinhaltes in den Hohen Tauern ist nach wie vor in Diskussion, doch läßt sich jetzt durch den Verfasser eine unvoreingenommene Initiative hinsichtlich einer vielleicht entscheidenden Klarstellung beibringen. Denn nachdem das Südpenninikum auf den schmalen Schuppenkranz von Matreier Zone und deren Äquivalenten beschränkt werden konnte und die Beziehungen der nordpenninischen ophiolithführenden Bündner Schiefererien im Unterengadiner Fenster zu jenen der Oberen Schieferhülle (Glocknerdecke) zu augenfällig sind (vgl. TRÜMPY, R., 1960; OBERHAUSER, R., 1976), eröffnen sich nun auch für das Mittelpenninikum im Zusammenhang mit älteren und jüngeren Ergebnissen frische, unverhoffte Perspektiven. Schon 1952 hatte im Grenzbereich von Penninikum zu Matreier Zone W. J. SCHMIDT eine mehrere hundert Meter mächtige, selbständige und abtrennbare Mischungszone auskartiert. Sie bestünde aus Kalkphylliten und Glanzschiefern des Penninikums und Gesteinen der Matreier Basisserie mit kleinen Triasschollen, Grünschiefer träten zurück oder fehlten. Diese Matreier Mischungszone (die nichts mit der früher so ähnlich aufgefaßten Matreier Zone zu tun hat) ist in der Sicht des Schreibers ein durchaus paläogeographisch-tektonisch eigenständiges Element zwischen Glocknerdecke und Matreier Zone.

1935:25 beschrieben H. P. CORNELIUS & E. CLAR die (Großarler) Nordrahmenzone als von Süden her über die Obere Schieferhülle geschoben und davon scharf und ohne Wechsellagerung gesondert. Die Parallelisierung mit Matreier Zone und damit Unterostalpin ist heute natürlich überholt. Angeblicher stratigraphischer Kontakte wegen leugnete G. FRASL (1958) die tektonische Superposition der beiden Einheiten. Sie wird jedoch nach Meinung des Verfassers jetzt durch die geochemischen Untersuchungen der Metabasite im Tauernfenster erhärtet. Die Nachforschungen von M. BICKLE & J. PEARCE hatten nämlich 1975 bezeichnenderweise gerade nur für den Bereich der Fuscher Fazies Merkmale erbracht, die auf einstige Intraplattenbasalte deuteten, während das ophiolithische Material aus „übriger“ Glocknerdecke (Glocknerfazies!) im tektonisch Liegenden und Matreier Zone im tektonischen Hangenden Ozeanbodenbasalten entstammte. Seither pflichten dieser Charakteristik der „hohen Grünschieferlagen in der Glocknerdecke“, mit R. STADLER (1979) beginnend, immer mehr Autoren zu. Es ist verständlich, daß gegenwärtig noch kaum selbständiges und unabhängiges Durchdenken der Gesamtsituation zu erwarten ist. Die Betrachtungen sind fest eingebunden in ein allseits anerkanntes Schema, das nur ein penninisch-ozeanisches Milieu in diesem Abschnitt gestattet. Der Verfasser ist aus Erfahrungen heraus deshalb schon mit der Diagnose eines von den anderen Vorkommen abweichenden Chemismus zufrieden, erwartet aber in Zukunft möglicherweise doch noch eine passendere Interpretation in seinem Sinne. Neben der tektonischen Abtrennbarkeit und der unterscheidbaren Zusammensetzung der Basaltabkömmlinge ist dann zusätzlich entgegen der stratigraphischen Zuweisung von A. TOLLMANN und W. FRISCH in die hohe Unterkreide der nach S. PREY (1975, 1977) vermutlich oberkretazisch-altteriäre Embacher Flysch und entsprechende Bildungen anderen Ortes im Südwesten und Nordwesten des Tauernfensters (vgl. LAMMERER, B. et al., 1981) als weiteres Indiz für eine Existenz des Mittelpenninikums in den Hohen Tauern anzuführen.

Abgescherte und an der Unterschiebungskante aufgehaltene Jungschichtenanteile dieses Flysches könnten in den altteriären Wildflyschsedimenten der sowohl von den hangenden Kalkalpen als auch von der liegenden Flyschzone tektonisch klar geschiedenen Tratenbachserie vorliegen (OBERHAUSER, R., 1980).

Am Alpenostrand hat jüngst der Verfasser (in FUCHS, W. & GRILL, R., 1984) die Klippenzonen von Sulz und Mauer (Antonshöhe) in das mittelpenninische Stockwerk eingereiht. Der genetische Zusammenhang der beiden heute räumlich getrennten kurzen Klippenzüge war bereits von G. GÖTZINGER (in GRILL, R. & KÜPPER, H., 1954:73) betont worden. 1965 beschrieb A. TOLLMANN die Klippe von Mauer mit eigener Hülle als über der Flyschzone liegend, und 1970 unterstrich G. ROSENBERG dieselbe Tatsache für das Klippenareal von Sulz, das somit keine Durchspießung der Laaber Schichten darstelle. Die großtektonische Bezugstellung war indessen recht umstritten. In jüngerer Zeit hatte 1968 H. KÜPPER die Antonshöhe in Kern und Hülle analog der Pienidischen Klippenzone befunden. Demgegenüber sah S. PREY (1975) Parallelen zu tiefen „kalkalpinen“ Elementen. Und schließlich vereinigten 1981 G. WACHTEL & G. WESSELY gemäß älteren Anschauungen die Klippenzone der Antonshöhe mit jener von St. Veit (Übersichtskärtchen) und ließen die Beziehungen

zum Sulzer Klippenschwarm als fraglich offen. Reiche Kalkschalerforaminiferenfaunen der Mittelkreide einschließlich großwüchsigen Cenomanplanktons (interne Berichte von R. OBERHAUSER, M. E. SCHMID und W. FUCHS in H. KÜPPER, 1968) von Mauer, „Couches rouges“-artige Oberkreide in beiden Zonen und ein flyschoides mutmaßliches Alttertiär von Sulz (Auslegung des Verfassers nach H. KÜPPER, 1968 und G. WESSELY, 1983a) erweisen diesen tektonischen Bereich aber im Ablagerungsgeschehen als unabhängig sowohl vom Rhenodanubischen Flysch (inklusive der dazugehörigen St. Veiter Klippenzone) als auch von den tiefen ostalpinen Sedimentdecken der Nördlichen Kalkalpen. Dagegen zeigen Fazies, Faunen und stratigraphische Reichweiten mit H. KÜPPER viele Gemeinsamkeiten zur Pienidischen Klippenzone auf.

In den Westkarpaten liegt die intrapenninische Schwellenregion des Mittelpenninikums in der Pienidischen Klippenzone vor (OBERHAUSER, R., 1968 und 1980; MAHEL, M., 1981). Die fazielle Ausbildung der kretazischen und alttertiären Sedimente widerspricht Ansichten, wonach der ehemalige Untergrund ozeanischer Natur gewesen sein soll. Trotz der beachtlichen jungalpidischen Einengung des sialischen Krustenabschnittes geht dort durch das Fehlen einer Überdeckung durch das Ostalpin und einer damit verbundenen Metamorphose der vormals heterogene Aufbau der Zone mit ihren gegenwärtig drei Haupteinheiten von Norden nach Süden: Czorstin – Kysuca – Kłape noch augenfällig hervor. Ozeanisches Milieu befand sich im Süden und im Norden der Klippenzone. Der südpenninische Ozean war altalpidisch subduziert worden, was zur Deckenstapelung in den Inneren Westkarpaten und zur Abscherung von Teilen seines leichten Krustenmaterials in Form der Manineinheit geführt hatte. Im Norden war der schwere Basaltboden des nordpenninischen Meeresraumes im Jungalpidikum, aber erst mit den Savischen Dislokationsphasen anhebend, verschluckt worden, also im Vergleich zu den Ostalpen reichlich spät. Die von ihrer Unterlage abgelösten nordpenninischen Flyschjüngschichtenkomplexe sind daher in den Westkarpaten aus diesem Grunde und wohl auch wegen des Zurückweichens des weit nach Süden morphologisch wirksam gewesenen Spornes der Böhmisches Masse, der im Ostalpensegment jene so gewaltigen Krustenunterschiebungen verursacht hatte, verhältnismäßig weniger eng übereinander gestaffelt.

Der zeitliche Umfang der Sedimente der Pienidischen Klippenzone läßt auch eine Verbindung mit der Maguradecke als deren stratigraphische Basis nicht zu. Fazies und Stratigraphie der Klippenzone sollten in Einkunft die Gleichsetzung mit der St. Veiter Klippenzone (u. a. ROTH, Z., 1967; HESSE, R., 1981; UNRUG, R., 1984) verhindern, wogegen ihre tektonische Position zwischen Südpenninikum im Süden und Nordpenninikum im Norden den Vergleich mit der helvetischen Grestener Klippenzone (u. a. TOLLMANN, A., 1969; DEBELMAS, J. et al., 1980) unterbinden müßte. Inzwischen haben aber seismische Profile das bisherige Bild von der Pienidischen Klippenzone grundlegend verändert. Sie ist nicht mehr eine tiefreichende, die Inneren von den Äußeren Karpaten trennende Störungzone. Sie taucht im Gegenteil unter die zentralen Westkarpaten ein, ist allochthon und selbst weit überschoben, somit völlig in den Deckenbau miteinbezogen. Sie scheidet ein südliches Areal mit ca. 50 km Krustendicke von einem nördlichen mit nur 35 km Mächtigkeit. Die Pienidische Klippenzone ist

deshalb ein unabhängiges Strukturelement der Westkarpaten (u. a. TOMEK, Č. et al., 1979; MARSCHALCO, R., 1979). Demnach hatte M. KSIAŹKIEWICZ (1977) zwar recht, daß die Pienidische Klippenzone den Rest einer Kontinent-Kontinent-Kollision darstellt, sein daraus gezogener Schluß, die Karpaten wären darum nicht das Produkt einer Subduktion ozeanischer Kruste, aber ist falsch.

3.3. Das Nordpenninikum

Wesentliche Erweiterung paläogeographischen Wissens bedeuteten die Erkenntnisse von R. TRÜMPY (1958), wonach erstmals die Ophiolithe der Westalpen als Ergebnisse von Dehnungsprozessen in der Lithosphäre und die Flyschsedimentation als Folge kompressiver Krustenbewegungen angesprochen worden waren. Daraus wurde 1960 geschlossen, daß die Bündner Schiefer eugeosynklinal Ablagerungen vor, die Flysche hingegen solche während der Orogenese gewesen wären. Der Absatz der Flyschbildungen hätte im Laufe lang dauernder Perioden langsamer Unterschiebung stattgehabt, beendet von zeitweilig auftretenden kurzen Phasen extremer Dislokation und Krustenverengung (Entwurzelung der Jungschichten). Schlüssiges Resultat derartiger Gedankengänge war dann auch 1960 die Her- und Ableitung der ostalpinen Flyschzone vom Penninikum durch R. TRÜMPY gewesen. Dem stimmte R. OBERHAUSER ab 1963 zu (und mit ihm danach eine Mehrzahl der Geologenschaft) und suchte die ehemalige Heimat des „Rhenodanubischen Flysches“ (1968) „irgendwo in den penninischen Tauern“ (1964). Deswegen mußte er sich gegen eine vorgosauische oder gar voraustische Abdeckung des Penninikums durch das Oberostalpin wenden. Es war das dann der Ausgangspunkt einer sich fast über zwei Jahrzehnte erstreckenden Diskussion mit A. TOLLMANN, die erst mit den hier niedergeschriebenen Zeilen des Verfassers endgültig und im Sinne von R. OBERHAUSER entschieden beigelegt erscheint.

1980 hatte R. TRÜMPY die gewiß bisher undefinierte, aber doch herkömmlicher Gepflogenheit entsprechend gelegte Grenze des Penninikums zum tektonisch Liegenden in Zweifel gezogen und verwischt, indem er dem Gotthardmassiv entgegen der faziell typisch „helvetischen“ Entwicklung von dessen Hüllsedimenten (vgl. hierzu das folgende Kapitel über das Epikontinental!) seiner tektonischen Einbeziehung in den Dislokationsprozeß wegen penninische Position zugestand. Dem aber will der Verfasser nicht folgen. Denn das nordpenninische Ozeanteilbecken ist wie das des Südpenninikums durch seine Ophiolithführung ausgezeichnet. Darum bestimmen die tiefsten, heute metamorphen Ozeanbodenbasalte auch die tektonische Liegendfläche des Penninikums zum Helvetikum hin! Der Gotthard ist frei von solchen alpidischen Metabasiten. Er bleibt demnach helvetisch.

Ausdehnung und Natur des Nordpenninikums gehören gleichfalls zu den immer noch umstrittenen Fragen paläogeographischer Deutung. Auf Grund „seiner“ Rekonstruktion sieht der Schreiber das Nordpenninikum als echten Ozean, in den Westalpen einsetzend, in breiter Entfaltung weit gegen Osten in die Karpaten der Gegenwart streichen. Nachdem er nämlich im Zuge der großtektonischen Auflösung des Tauernfensters dort Süd- und Mittelpenninikum als bloß schmale periphere Zonen ausgliedern konnte, die Zentralgneiskerne mit ih-

ren mehr oder minder autochthonen Hüllen aber – wie noch gezeigt werden soll – dem helvetischen Stockwerk zugeschlagen werden, verbleiben also für das Nordpenninikum die ohnehin augenfällig mit den Verhältnissen im Unterengadiner Fenster korrespondierenden Bündner Schiefersequenzen der Glocknerdecke mit ihren mächtigen Grünschiefer einschaltungen als Zeugen einstiger Ozeanisierung (vgl. BICKLE, M. & PEARCE, J., 1975) und die hier vielleicht miteinzubeziehende Modereckdecke im Liegenden. Nochmals sei besonders betont: Der Schichtinhalt vom Unterlias abwärts ist genetisch als „vorpenninisches“ epikontinentales Krustenmaterial von den jüngeren, nun wirklich penninischen Sedimenten zu trennen. Mit solchem Verständnis muß beispielsweise die Bemerkung von N. PANTIĆ & A. GANSSE (1977) gewertet werden, daß der megafossilführende Lias im Nordpenninikum an jenen im Gott-hardmassiv erinnere.

Damit stellt sich der Autor Meinungen entgegen, die in den Ostalpen und Westkarpaten kein nordpenninisches Territorium zu erkennen glauben oder, wenn ja, dann nicht auf ozeanischem Boden. Repräsentant der ersten Ansicht ist u. a. A. TOLLMANN, der das Nordpenninikum nach dem Unterengadiner Fenster nördlich der Hohen Tauern unter den Kalkalpen auskeilen läßt (1978). Als Vertreter der anderen Auffassung sei V. DIETRICH (1980) genannt.

Mit der Heimweisung der ostalpinen Flyschzone ins Penninikum durch R. TRÜMPY (1960) und R. OBERHAUSER ab 1963 war ein entscheidender Schritt näher zu den einst tatsächlichen paläogeographischen Zuständen gelungen, noch bevor die Plattentektonik Eingang in die Ostalpengeologie gefunden hatte. In der Folge verloren deshalb auch alle jene Interpretationen an Aussagekraft, die sich letztlich an der gegenwärtigen tektonischen Zonierung und Situation im Gebirge orientiert hatten. Zwar konnte A. THURNER noch 1971 behaupten, der Flysch wäre nicht penninisch und entstamme einem eigenen Trog nördlich der Kalkalpen mit dazwischen befindlichem Scheiderücken. Doch fand er ebenso wenig mehr Gehör damit, wie vorher (1967) H. WUNDERLICH, der sich das schweizerische Nordpenninikum bis ins Unterengadiner Fenster breit entwickelt, dann jedoch in den weiteren Ostalpen nur auf den Flysch, als schmale Zone im Norden der Kalkalpen ursprünglich situiert, beschränkt dachte.

Gleicherweise unhaltbar geworden sind Auslegung und Beweisführung von A. TOLLMANN (seit 1965). Da die ostalpine Flyschzone in direktem Zusammenhang mit der karpatischen Stunde, welche eindeutig „extern“ läge, d. h. nördlich der für ihn helvetischen Pienidischen Klippenzone, könne sie daher nicht vom Tauernfenster oder aus dem Nordpenninikum herbezogen werden. Ersteres wäre bereits voraustrisch durch die „oberostalpinen“ Nördlichen Kalkalpen „zugeschoben“ gewesen, letzteres hätte mit seinen jurassischen Anteilen spätestens auf der Höhe des Unterengadiner Fensters aufgehört. Der Flysch indessen wäre als eigene Zone gegen Osten schräg über verschiedenen Untergrund, nach „außen“ querend, gewandert. In Niederösterreich hätte er zur Basis die Grestener Klippenzone, um dann in den Westkarpaten an den Außenrand des Orogens, in den Norden der Pienidischen Klippenzone zu gelangen. Der Flysch wäre somit nicht einheitlich penninisch oder helvetisch, sondern hätte sich als späteres Element unabhängig von und über älterem Untergrund gebildet. A. TOLLMANN trug dabei dieses

Gedankenmodell zu einer Zeit vor, da schon seit 1951 durch R. NOTH die Unvereinbarkeit in Fazies, Fauna und Mächtigkeiten gleichalter Schichten von Flysch und Helvetikum festgestanden hatte (vgl. auch die Ergebnisse von S. PREY ab 1952; W. JANOSCHEK [1964]; R. OBERHAUSER [1964]), und beharrt auch jetzt noch angesichts der Plattentektonik darauf!

Eine ähnliche Indizienkette fernab plattentektonischer Vorstellungen fällt bei P. BECK-MANNAGETTA (1976) auf. Weil sich die Flyschzone in den Westkarpaten nördlich der Pienidischen Klippenzone, in den Ostalpen jedoch im Norden der Kalkalpen befände und S. PREY den Flysch im Osten von der St. Veiter Klippenzone ableite, könne die Flyschzone am Alpenostrand nicht aus penninischem Trog stammen.

Dagegen führen W. FRISCH (1976) und S. PREY (1977) durchaus im Einklang mit der mobilistischen Schau die Herkunft des Rhenodanubischen Flysches auf eine sich erst in der Unterkreide öffnende Grabenstruktur im Norden der Zentralgneis- oder Hochstegenzone zurück. Das Aufreißen ultrahelvetischer Kruste wäre eine Reaktion auf die gleichzeitige Subduktion des Südpenninikums gewesen. Eine Beheimatung des Flysches im Nordpenninikum oder im Helvetikum sei darum eher ein Nomenklaturproblem. Dieser Aussage steht jedoch entgegen: Süd- und nordpenninisches Ozeanbecken sind synchron entstanden etwa ab der Wende Oberlias/Unterdogger. Während die südpenninischen Ozeanbodenbasalte innerhalb unterostalpinen Kruste austraten, schafften sich die basischen Massen als Grundfläche des werdenden Nordpenninikums weiter nördlich in epikontinentaler Umgebung Platz. In beiden Bereichen wurde „vorpenninisches“ Gesteinsmaterial (oft sogar mit kristallinen „Kernen“) als „pseudostatigraphische Einschlüsse“ aufgenommen (es sind das entgegen W. NABHOLZ [1976] keine Anzeichen von Schwellenzügen innerhalb eugeosynklinaler Bündner Schiefertröge). Im Nordpenninikum sind folglich die faziellen Analogien zu altersgleichen Ablagerungen des damals übrigens noch nicht individualisierten „Helvetikums“ oder „Ultrahelvetikums“ nichts Besonderes oder gar Bezeichnendes.

Aus der Sicht des Verfassers aber entspricht der plattentektonischen Konzeption immer noch am besten die schon 1960 von R. TRÜMPY vorweggenommene Rückführung der ostalpinen Flyschzone ins Penninikum. Nach R. OBERHAUSER (1964) wurzelte der Flysch in den penninischen Tauern, und gemäß der Gaultkorrelation von R. HESSE ist seine penninische Stellung sicher (1973) und seine ehemalige Heimat nördlich des Mittelpenninikums und südlich des Nordpenninikums naheliegend (1981). Der Autor möchte demzufolge den Rhenodanubischen Flysch aus südlichen Anteilen des Nordpenninikums beziehen (also noch weiter im Süden der originalen Lage der jetzigen Glocknerdecke), deren schwere Basaltbasis während altalpidischer Spätphasen gänzlich konsumiert worden ist und davon fast nur Jungschichten an der Unterschiebungskante zurückgestaut worden sind. Der Mangel älterer Sedimente und das Vorkommen emporgerissener Fetzen von Ultrabasisen in der Flyschzone verweisen auf ozeanisches Milieu (vgl. FRISCH, W., 1978; PREY, S., 1980).

Hinsichtlich der Genese des Rhenodanubischen Flysches glaubt der Schreiber, mit der anfangs wiedergegebenen Erklärung von R. TRÜMPY die passendste Möglichkeit einer Auslegung des Geschehens gefunden zu haben. Entlang einer aktiven Subduktionszone wur-

den in jene angrenzenden Räume, die von langsamer Unterschiebung erfaßt und in Tiefseegrabenumgebung abgesenkt worden waren, durch seismische Tätigkeit laufend über längere Zeit hin Trübestrome geschüttet. Plötzliche und kurze Kraftakte durch Abtauchen der Unterplatte unter die Oberplatte als Antwort auf eingetretene Krustenreduktionen in tieferen Lithosphärenbereichen setzten dem zwar immer wieder vorläufig ein Ende, doch folgten stets Wiederholungen dieses Vorganges. Damit wird man den dicken orogenen Flyschserien der Oberkreide und des Alttertiärs viel eher gerecht als mit den folgenden beiden Deutungen: R. HESSE (ab 1975) meinte die Anlage des Rhenodanubischen Flysches wohl als echten Tiefseegraben mit einer Subduktion in Oberjura/Unterkreide verbunden, dann aber wegen seiner 50 Ma währenden Existenz „schlafend“ und erst im Eozän wieder anhebend. Demgegenüber folgte P. FAUPL (1980) aus der Tatsache, daß aktive Tiefseegräben der Jetztzeit schmal und kurzlebig seien, auf vielmehr passive Kontinentalrandverhältnisse für den mächtigen und so lange fortbestehenden Rhenodanubischen Flysch.

Der nordpenninische Trog ist in den Westalpen ab etwa der Durance gegen Nordosten bzw. Osten feststellbar und bereits in Graubünden mit gewaltigen und komplexen Gesteinspaketen vertreten. Der auf großflächigen „Kristallinkernen“ ruhende Rest eines „vorpenninischen“ Sedimentsockels weist deutliche Bezüge zum einstigen Verband mit dem germanischen Epikontinentalbereich auf. Ab Oberlias signalisieren hingegen die Bündner Schiefer eugeosynklinale Umgebung und die darin eingelagerten Ophiolithe die beginnende Krustendehnung zum jetzt erst entstehenden Nordpenninikum. Das relativ nahe „Westende“ des nordpenninischen Ozeans mag wohl die eigentliche Ursache der noch vielfach „eingebauten“ kontinentalen Krustenspäne sein und nicht eine primär hemiozeanische Basis des Beckens (wie das u. a. A. ISLER & N. PANTIĆ [1980] vermuteten). Während der Verschluckung des Südpenninikums in der Mittelkreide kommt es im Nordpenninikum sicher als Reaktion darauf zur Ablagerung flyschähnlicher Sedimente (= Präflysch [TRÜMPY, R., 1960]), die dann in der Oberkreide und im Alttertiär von echten Flyschsequenzen abgelöst werden.

Dem nordpenninischen Inhalt des Unterengadiner Fensters fügt der Verfasser nun die gesamte Zone von Prutz-Ramosch ihrer Ophiolithmassen wegen hinzu, was R. OBERHAUSER (1980:293ff) vorgeschlagen und auch teilweise durchgeführt hat in Abweichung von der sonst zumeist üblichen Bezugstellung zur mittelpenninischen Tasnadecke (in diesem Sinne die Tabelle von W. SCHNABEL in R. OBERHAUSER [1980:299]).

Im Tauernfenster hält der Autor aus vorher erwähnten Gründen die Glocknerdecke s. s. (= exklusive der mit dieser Arbeit als mittelpenninisch abgetrennten Anteile, wie Matreier Mischungszone und Großarler Nordrahmenzone) für ein nordpenninisches Element. Die Position der liegenden Modereckdecke ist nicht ganz schlüssig, würde aber in der von A. TOLLMANN (u. a. 1977) vorgeschlagenen Fassung mit Bündner Schiefer und etwas Ophiolithen „über“ epikontinentaler Permotrias eher hierher passen. Mit dem fossilbelegten Nachweis von Malm in kalkreichen Bündner Schiefer der Glocknerfazies durch J. KLEBERGER et al. (1981) scheint dem Autor nun auch die zeitgleiche Entstehung von süd- und nordpenninischem Ozeanbecken erhärtet. Nachdem M. BICKLE & J. PEARCE im Zuge ihrer

geochemischen Untersuchungen 1975 in den Grünschiefern der Glocknerdecke metamorph veränderte Ozeanbodenbasalte erkannt hatten, konnte R. STADLER (1979) mit Hilfe charakteristischer Fe-Mn-Sedimente die Nähe eines aktiven vulkanischen Spreadingzentrums wahrscheinlich machen. Eine Reihe seither publizierter Analysen anderer Spezialisten bestätigen diese Resultate, sodaß geäußerte Bedenken am Vorhandensein wahrer ozeanischer Kruste (u. a. RAITH, M. et al., 1977; KÖHNE, F. & MILLER, H., 1979) heute nicht mehr berechtigt sind. R. STADLER zog überdies aus dem zur Roßfeld-Tannheimer Wende einsetzenden Umschwung in kalkarme bis -freie Sedimentation Parallelen zum Rhenodanubischen Flysch und deutete ihn als im selben Trog abgelagert.

Der Rhenodanubische Flysch ist einer der charakteristischen Bestandteile des Ostalpennordrandes und geht in die Westkarpaten nahtlos über. Dieses mehrere tausend Kilometer lange und in den Westkarpaten infolge des Fehlens einer „Hyperkollision“ mit dem Sporn der Böhmisches Masse trotz Dislokation und Einengung noch gegenwärtig sehr breite periphere alpine Element kann sicher nicht mit der paläogeographischen Interpretation von R. HESSE als ursprünglich schon schmale grabenförmige Tiefseerinne erklärt werden (1972). Desgleichen ist der Bereich ganz gewiß niemals Schauplatz großräumiger Blattverschiebungen gewesen (1975). Heimat des Rhenodanubischen und des karpatischen Flysches waren vielmehr ausgedehnte ozeanische Flächen im südlichen Nordpenninikum, welche ab der höheren Unterkreide in latenter Unterschiebung begriffen gewesen waren. Im Segment der Ostalpen waren im Verlaufe später altalpidischer Subduktionsphasen die orogenen Jungschichten in Form des Rhenodanubischen Flysches von ihrer Unterlage abgehoben und an der Unterschiebungskante im Norden festgehalten worden. Im Jungalpidikum hatte das weitere südwärts gerichtete Abtauchen der Böhmisches Masse extreme Volumsverringerungen sowie Verfaltungen und Verknetungen mit den ebenfalls abgescherten Jungschichtenkomplexen des Helvetikums s. l. zur Folge. Dagegen hatte der Flysch in den Westkarpaten erst mit den Savischen Phasen im Jungtertiär seine Basis verloren. Beide Flyschzonen liegen heute wurzellos, für die Ostalpen ist der Verfasser im Hinblick auf schweizerische Verhältnisse in den Präalpen sogar fast geneigt zu sagen „klippenartig“ vor. Westlich des Rheins hebt nämlich der Rhenodanubische Flysch in die Luft aus, findet er sich doch nur mehr in weniger Relikten südlich des Säntis und im Wäggital, nachdem er sich schon im Vorarlberg und Allgäu über dem helvetischen Gewölbe der Canisfluh schollenförmig aufzulösen beginnt. Er ist nirgendwo in südlichen Abschnitten der westlichen Ostalpengrenze wieder anzutreffen, tritt nicht in den penninischen Fenstern der Ostalpen auf und konnte auch nicht in den Profilen der in den Kalkalpen lozierten Bohrungen Mitterbach U1, Urmannsau 1 und Vorderriß 1 identifiziert werden.

In Richtung Osten wird der sonst den Nordrand der Ostalpen kontinuierlich mitgestaltende Rhenodanubische Flysch südlich des Chiemsees einmal von vordrängenden ostalpinen Einheiten unterbrochen. Das ausschließlich kretazische Alter dieses bayerischen Teilstückes der Flyschzone ist nur ein erosiv bedingtes Phänomen, da Flyschalttertiär (zumindest Paleozän) aus Molassegeröllern bekannt ist (H. HAGN u. a. 1982).

Im weiteren östlichen Verlauf zeigt die Flyschzone

zunächst immer noch keine Möglichkeiten einer detaillierteren tektonischen Untergliederung. Das ändert sich jedoch im Bereiche des Wienerwaldes, wo drei augenfällige Deckeneinheiten unterschieden werden können. Offensichtlich gewannen hier bei der baugeschichtlichen Ausformung schon karpatische Bedingungen Einfluß. So überzeugend der Übergang des Rhenodanubischen Flysches in die karpatische Flyschzone bei flüchtigem Zusehen auch sein mag, so kompliziert sich doch die Situation bei Berücksichtigung der Einzelheiten. Dazu kommt noch der junge Einbruch des Wiener Beckens, dessen Sedimentfüllung wichtige Umrißlinien verbirgt. Das dichte Netz an Tiefbohrungen in diesem Raum verleiht diesbezüglich jedoch wenig Unterstützung. Im allgemeinen entschied sich eine klare Mehrheit der Geologen für die Verbindung des Rhenodanubischen Flysches mit der Maguradecke, wobei man in den letzten Jahren beiden Elementen zumeist nordpenninischen Status zubilligte. Eine Minderheit erblickte in der Schlesischen Decke die Fortsetzung, teils die Laaber Decke als Pendant der Maguradecke bezeichnend (u. a. BECK-MANNAGETTA, P. & PREY, S., 1974), teils die Maguradecke ohne Gegenstück in den Ostalpen betrachtend (HESSE, R., 1981).

Einen wesentlichen Beitrag zur Abklärung der fraglichen Korrelation würde eine richtige Inbezugstellung der einzelnen Klippenzonen am Alpenostrand und in den Westkarpaten leisten. Früher (aber mit A. TOLLMANN trotz Plattentektonik bis in die Gegenwart) hatte man unter Bedachtnahme vor allem des Klippeninventars die Pienidische Klippenzone einerseits mit der Hauptklippenzone, andererseits mit den Klippenschwärmen von St. Veit – Sulz – Kleinmariazell parallelisiert (TOLLMANN, A., 1972).

Mit der Beobachtung von durch Fazies und Faunen unterscheidbaren „Hüllen“ der Klippengesteine ergab sich für S. PREY die eminente Bedeutung der Jungschichten für die Hinordnung paläogeographischer Beziehungen. Denn die fazielle Verwandtschaft der eigentlichen Klippengesteine zeugt in plattentektonischem Verständnis ja bloß für einen ehemals einheitlich ausgestatteten Untergrund vom Vorland bis hin zu den erst alpidisch im Faziesausdruck eigenständig werdenden Großzonen von Helvetikum (Buntmergelserie) und Mittelpenninikum (Pienidische Klippenzone) vor der nordpenninischen Krustenerreißung. S. PREY mußte damit zurecht einer stratigraphischen Verknüpfung von Flysch und Buntmergelserie entgegentreten, die F. BRIX (1970) mit seiner Schottenhofzone ausgeführt und der sich A. TOLLMANN angeschlossen hatte. Eine genetische Verbindung von Grestener Klippenzone als „Basis“ mit der Flyschzone als „Hülle“, wie sie hier in den östlichen Ostalpen A. TOLLMANN postuliert, um damit zur „externen“ Position der Karpatenflysche überleiten zu können (siehe weiter oben), verhindern nicht nur die faziellen und faunistischen Verschiedenheiten der gleichalten Jungschichten von beiden tektonischen Einheiten, sondern auch die vom Verfasser nahegebrachte Molasseevolution in den Alpen auf zuerst helvetischem Boden (FUCHS, W., 1976 und 1980).

Die typische Flyschmittelkreide der St. Veiter Klippenzone ließ deshalb S. PREY (1973 ff) von der bisher üblichen Identifikation mit der Pienidischen Klippenzone abgehen und sie als das stratigraphisch liegende des Flysches, insbesondere der Kahlenberger Decke ansprechen (genauer im Sinne der Plattentektonik müßten die Klippengesteine der St. Veiter Klippen-

zone in der Diktion des Verfassers als „vorpenninische“ Kruste des Epikontinentalbereiches herausgestrichen werden!). Damit wäre die St. Veiter Klippenzone einst nördlich der Pienidischen Klippenzone, aber südlich der Grestener Klippenzone gelegen gewesen, eine Ortung, der der Schreiber voll zustimmt. 1979 ordnete S. PREY die in Flyschmittelkreide eingebetteten Klippen westlich der Baunzen gleichfalls diesem „Flyschuntergrund“ zu. Als äquivalente Reste deutete W. SCHNABEL (in F. BAUER et al., 1979) die Haselgrabenzonen und die Ybbsitzer Klippenzone. Ultrabasite mit Ophiolithen und Pillowlavenstrukturen dort, die Serpentinite von Kilb und Gstadt sowie die Pikrite am Alpenostrand bescheinigen beredt ein Milieu auf ozeanischer Lithosphäre.

Die Berücksichtigung der in den Jungschichten inwohnenden paläogeographischen Hinweise liefert nach Ansicht des Autors jetzt eine mit den plattentektonischen Erfordernissen durchaus harmonisch übereinstimmende Lösung des bislang eher verwirrenden tektonischen „Zusammensetzspiels“ betreffs Reihung, Deutung und Gleichsetzung der verschiedenen Klippenzonen: Sulz und Mauer = Pienidische Klippenzone = Mittelpenninikum (der Verfasser in W. FUCHS & R. GRILL, 1984) – St. Veit und Äquivalente = („vorpenninische“, der Verfasser) Unterlage der nordpenninischen Flyschzone (PREY, S., 1979; SCHNABEL, W. in BAUER, F. et al., 1979) – Grestener Klippenzone = Hauptklippenzone = Subsilesikum (KSIAŹKIEWICZ, M., 1956; PREY, S., 1960; BIRKENMAJER, K., 1961).

Ein Blick auf die Beilage läßt zunächst eindrucksvoll erkennen, wie gewaltig die Übereinanderstaffelung der einzelnen tektonischen Großeinheiten in den Ostalpen ist. Begründet ist sie in dem tief nach Süden reichenden „Unterfahren“ des entwurzelten Deckenkörpers durch das Vindelizisch-Böhmische Land. Im Granatspitz- und Gößgrabenkern des Tauernfensters tritt dieses nördliche Vorland vermutlich wohl noch in fast autochthoner Position erosionsbedingt „mitten im Gebirge“ zutage. In Richtung Westkarpaten macht hingegen der Stockwerksbau rasch einem flachen dachziegelartigen Hintereinander Platz im Zuge erst viel später, nämlich savisch einsetzender Krustenverschluckungen nordpenninischen Raumes. Bei genauerem Zusehen wird aber außerdem offenkundig, wie sehr die Maguradecke mit ihrem Oberkreide bis Eozän umfassenden Schichtinhalt gegen Südwesten in Annäherung an den „Sporn der Böhmischen Masse“ vorprescht und schon auf der Höhe Olmütz – Zlin das nördlichere Silesikum (Unterkreide bis Oligozän) unter sich vollständig begräbt. In den Wienerwald setzt das Element in Kahlenberger und Greifensteiner Decke fort, wobei hier auch ältere Sedimente der Unterkreide bekannt sind. Die Situation am Alpenostrand ist durchaus mit der westkarpatischen vergleichbar: Die Kahlenberger Decke und nach Überzeugung des Verfassers auch die Greifensteiner Decke sind beide im Verlaufe des Unterschiebungsprozesses von Süden her über die ursprünglich weiter im Norden beheimatete Laaber Decke geraten. Diese hinwiederum hält der Autor für die Verlängerung der Schlesischen Decke in die Ostalpen. Konnte doch gerade von hier – wenn auch zugegebenermaßen in Klippenposition über Buntmergelserie – erstmals durch S. PREY (1979) Obereozän in den Laaber Schichten durch Nannofloren belegt werden. Damit ist Übergang und indessen zugleich Ende gegen Westen der marin offenen Verhältnisse im Nordpenninikum

der Westkarpaten (und von da als Podhaleflysch noch weit südwärts in das ostalpine Deckengebäude der Inneren Westkarpaten eingreifend) aufgedeckt worden. Das übrige nordpenninische Areal in den Ostalpen ist schon zu Beginn des Jungalpidikums (mit dem Anfang des Obereozäns) restlos subduziert und damit von weiterer Sedimentation ausgeschlossen gewesen (FUCHS, W., 1976 und 1980). Deshalb ist eine Übertragung des karpatischen Zustandes in die gesamten Ostalpen, von S. PREY seit 1975 vorgenommen, sicher nicht richtig.

Die Laaber Decke taucht also als Äquivalent des Silesikums als Laaber Fenster unter der sich erosiv auflösenden Kahlenberger Decke auf. Bereits M. RICHTER hatte 1960–1963 (fide F. CHMELIK, 1971:148), allerdings aus heute nicht mehr gültigen Überlegungen heraus, die Laaber Teildecke gemeinsam mit der St. Veiter Klippenzone als tektonisches Fenster der „inneren Klippenzone der Westkarpaten“ im Wienerwald betrachtet. Die Fensternatur der Laaber Decke und ihre Hinordnung zum Silesikum sieht der Autor bestätigt in den Kaumberger Schichten, die er als zur helvetischen Buntmergelserie gehörig tektonisch davon trennt (nähere Begründung dafür im folgenden Kapitel). Als Begleitgesteine der Hauptklippenzone in flyschfremder Fazies bzw. als Aufpressung innerhalb der Laaber Schichten hatte sie schon G. GÖTZINGER (in GRILL, R. & KÜPPER, H., 1954) gedeutet. Die Zirkonvornacht im Schwermineralspektrum der Kaumberger Schichten war als gravierende, aus dem Rahmen fallende Eigenart von G. WOLETZ, G. GÖTZINGER und H. KÜPPER wiederholt betont worden. Ein von H. KÜPPER kartierter, die Kaumberger Schichten schmal umschließender Sandsteinzug mit bis zu 25 % Granat (G. WOLETZ, 1953) könnte nach Ansicht des Schreibers nun eine tatsächlich oberkretazische Sedimentbasis der Laaber Schichten repräsentieren. Mit Helvetikum in der Stirnregion (= Hauptklippenzone) und als Fenster innerhalb der Laaber Decke (= Aufdomung der Kaumberger Schichten) sind im tektonischen Stil demnach bemerkenswerte Übereinstimmungen mit der Schlesischen Decke zu beobachten. Über die Ausdehnung der Laaber Decke gegen Süden gibt eine Notiz von G. WACHTEL & G. WESSELY (1981) gewisse Vorstellung, wonach der auf ca. 300 m reduzierte Flyschanteil in der Bohrung Berndorf 1 dieser tektonischen Einheit zugehören könnte. In überregionaler Sicht werden Laaber und Schlesische Decke vom Verfasser als an der Unterschiebungsfront zurückgehaltene Jungschichtenkomplexe nördlicher Anteile des Nordpenninikums interpretiert.

4. Der Epikontinentalbereich

Beim Versuch der räumlichen und zeitlichen Abgrenzung des Gebietes von den beiden bereits behandelten Groseinheiten wird dem Verfasser wieder bewußt, wie sehr das übliche und auch dieser Arbeit zugrunde gelegte Einteilungsschema Leitlinien folgt, die erst die jurassische Krustenerreißung zur Penninischen Tethys gezogen hat. Die Tatsache, daß die paläogeographischen Strukturen der Trias damit nicht konform laufen (der Schreiber konnte im Text zuvor ihre Orientierung auf die in Raum und Zeit unabhängige Paläotethys innerhalb einer das Variszikum vom Alpidikum scheidenden labinischen Phase der Geodynamik = des Labinikums zurückführen), hat bis jetzt nur wenige sensiblere Forscher irritiert. Zumeist wird diese Sachlage, sofern

sie überhaupt erkannt worden ist, ignoriert. Ohne weitere Bedenken läßt man deshalb dem variszischen Zyklus unmittelbar den alpidischen folgen, wobei allerdings über das Ende des ersten und den Beginn des zweiten nicht Einhelligkeit herrscht. Für die einen nämlich ist das Jungpaläozoikum ab Oberkarbon eine Art Molasse-sedimentation als Ausdruck der ausklingenden variszischen Ära (jüngst von G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR [1982] so definiert), für andere stellen dieselben klastischen Ablagerungen Zeugen der Ingression zum anhebenden alpidischen Geschehen dar (zuletzt von H. WOPFNER [1983] so gedeutet). Allen ziemlich gemeinsam ist jedoch der Schluß, daß sich die Paläotethys „nahtlos“ über größere Flächengewinne zur „Neotethys“ hin entwickelt habe (u. a. BECHSTÄDT, T. et al., 1976; PREY, S., 1980; BRANDNER, R., 1984).

Eine solche Erklärung bleibt nach Urteil des Verfassers indessen hinter dem Beobachteten zurück und löst vor allem keinen der inhärenten Widersprüche. Vorsatz der Kritik des Autors soll es also sein, die „Zeitlichkeit“ der drei Großräume Süd- und Ostalpin – Penninikum – Epikontinental richtig hervorzukehren. Sie repräsentieren im Laufe der Erdgeschichte keine Kontinua womöglich zurück bis hin zur ersten Krustenbildung, sondern sind selbstverständlich gleichsinnig dem Wandel im Zuge der mobilen Gestaltung der Erdoberfläche im Konzept der Plattentektonik unterworfen gewesen. Schichtsäulen und -tabellen, wie sie in didaktisch bisher brauchbarer Form etwa von M. GWINNER (1978) oder von W. SCHNABEL in OBERHAUSER, R. (1980) publiziert worden sind, werden diesem vermehrten und vertieften Wissen nicht mehr gerecht, vermitteln zu viel an „Statischem“ dort, wo die Plattentektonik in neuer Schau „Mobilität“ abverlangt. Demnach sollte beispielsweise der Begriff oft bis weit in die geologische Vergangenheit zurückreichend gedachter, solcherart „persistierender Tröge“ durch einen eher fluktuierenden Terminus ersetzt werden. „Tröge“ aber bedingen fast zwingend wieder „Trogränder“, die zu trennenden Schwellen dort umfunktioniert werden könnten, wo paläogeographisch eigentlich nur unscharfe Übergänge vorgelegen sind. Das Gesamtbild der Zukunft wird folglich differenzierter und komplizierter sein müssen, um als wissenschaftlich begründbares Gleichnis den wahren Begebenheiten in der Natur besser zu entsprechen.

Obwohl selbst noch keineswegs in der Lage, diesbezügliche Lösungen anbieten zu können, möchte doch der Autor darauf drängen, von nun an derartigen Vorstellungen verstärkt Gehör und Platz zuzugestehen. Nur so wird es dann allmählich möglich sein, sich ohne Bedauern von unzulänglich Gewordenem abzuwenden und sich auf fortsetzend Tragfähiges auszurichten, um damit endlich von der leider immer noch allzu berechtigten Einschätzung von H. KÜPPER (1968:67) loszukommen, „...daß sich geologische Denkmodelle als äußerst langlebig erweisen und Beobachtungen mit wirklichem Neuheitsgehalt meist nur dahingehend bewertet werden, ob und wie sie zur Ausgestaltung bestehender Denkmodelle beitragen können.“

Diese einleitenden Gedanken sind vom Leser zu beherzigen, wenn der Verfasser im folgenden vom „Tauernhelvetikum“ sprechen wird. Denn die Zentralgneise mit ihren sedimentären Auflagen waren bis an die Wende Jura/Kreide Bestandteil des südlichen germanischen Binnen- bzw. Schelffaziesraumes. Dessen Einfluß hatte vor der im Oberlias beginnenden penninischen Ozeanisierung über den damals gleich anschließenden Strei-

fen des jetzigen Mittelpenninikums hinweg noch weit gegen Süden in späteres ostalpines (d. h. von der Paläotethys zunehmend kontrolliertes) Gebiet gereicht (vgl. den vom Autor aufgezeigten paläogeographischen Zusammenhang von Germanischem und Alpinem Buntsandstein!). Das Ende der in der Mitteltrias gipfelnden Krustendehnung der Paläotethys von Südosten her ermöglicht erst in der Obertrias eine einigermaßen konsolidierte Abgrenzung dieses nördlichen epikontinental geprägten Areals von den Randzonen des triassischen Ozeans im Süden. Demnach bedeuten also lithofazielle Beziehungen bis Übereinstimmungen im triassisch-liasischen „Schichtumfang“ vom Mittelpenninikum über das Nordpenninikum, Ultrahelvetikum und Helvetikum bis hinaus ins Vorland in strenger Auslegung der Plattentektonik eigentlich keine „Trognachbarschaften“, sondern dokumentieren vielmehr die ehemals geschlossene und noch gar nicht irgendwie gegliederte vorpenninische Situation dieses Großabschnittes. Die Öffnung des nordpenninischen Ozeanbeckens auf südlichem Epikontinental ab Oberlias trennte dann das nunmehrige Mittelpenninikum vom übrigen Verband ab, dessen verbleibender südlicher Anteil sich in der Folge mit der Unterkreide durch fazielle Differenzierung zum Helvetikum s. l. emanzipierte.

Die Tauernzentralgneise mit ihren mehr oder minder autochthonen Sedimenthüllen bildeten einst diesen Südrand Mesoeuropas. Ihre heutige tektonische Position im ostalpinen Deckengebäude ist deshalb für die Auflösung der alpidischen Tektogenese von ausschlaggebender Wichtigkeit. Doch herrscht nach wie vor gerade darin Uneinigkeit, ob sie „penninisch“ oder „helvetisch“ seien. 1960 hatte R. TRÜMPY sie mitsamt dem restlichen Tauernfensterinhalt dem nordpenninischen Valaistrog zugeordnet, dabei an der noch damals zumeist bestehend gedachten Autochthonie der Zentralgneiskerne keinen Anstoß nehmend. Der Vergleich gründete sich in erster Linie auf die augenfällige Identität der nordpenninischen Bündner Schieferabfolgen im Unterengadiner Fenster mit jenen in den westlichen Hohen Tauern. Solcher offensichtlicher Beziehungen wegen konnte sich auch später R. OBERHAUSER (u. a. 1976) nicht dazu entschließen, an die mittelpenninische Stellung der Hochstegenzone zu glauben. Eben davon jedoch bemühte sich seit 1965 A. TOLLMANN zu überzeugen. Die Zentralgneise wären auf Grund ihrer lückenhaften Sedimenthaut als Schwellengebiet, als südlicher Strang des Exotika liefernden Ultrapienidischen Rückens anzusehen und mit dem westalpinen Briançonnais zu korrelieren. Er konnte dabei aber lediglich an die eher ausgefallene Sachlage in der internsten Zone, der von Accoglio-Longet anknüpfen, wo er die großen und angeblich mit den Verhältnissen in den Hohen Tauern korrespondierenden Schichtlücken von Obertrias bis Dogger und in der Unterkreide für genügend charakteristisch und beweiskräftig erachtete. Die Situation im Gesamtbriançonnais ist indessen eine ganz andere. Sie ist gekennzeichnet durch mächtiges, hauptsächlich klastisches Jungpaläozoikum und dicke Unter- bis Mitteltrias in Flachwasserfazies (= Archaische Geosynklinale [TRÜMPY, R., 1958]). Erst ab dem Karn wird der Bereich stabil, und es scheinen u. a. auch geringe Ablagerungen von Obertrias und Unterkreide auf. Daher konnte M. LEMOINE, mit den Gegebenheiten im Briançonnais der Westalpen vertraut, den von A. TOLLMANN getroffenen Bezug begreiflicherweise nicht bestätigen (fide C. EXNER, 1974). Außerdem war in den

(westlichen) Hohen Tauern die Stratigraphie der Hüllsedimente durch O. THIELE (1970) und W. FRISCH (1974) präziser gefaßt worden: schmächtiges Permoskyth und eine ebensolche Mitteltrias in südlichen, jetzt dislozierten Partien, darüber Liasquarzite, welche im Norden direkt auf Zentralgneis transgredieren, und Phyllite des Doggers, es folgen etwas bedeutender Hochstegenkalk und -dolomit des Malm und die vermutlich unterkretazische Kaserer Serie. Von den für so spezifisch herausgehobenen Sedimentationshiaten ist, vom Keuper vielleicht abgesehen, mithin nichts übriggeblieben.

Das aber sind Bedingungen, die zusammen mit der Beachtung des tektonischen Baustiles viel eher denen des helvetischen Raumes entsprechen. Es nimmt folglich nicht wunder, daß schon 1924 H. JENNY auf Parallelen aufmerksam gemacht hat. In neuerer Zeit sind es vor allem W. FRANK (1969), O. THIELE (1970) und anfangs auch W. FRISCH (bis 1976) gewesen, die auf Grund fazieller und tektonischer Merkmale eine Einreihung der Tauernzentralgneise ins helvetische Stockwerk erwogen haben. Dabei wandte sich zunächst besonders W. FRISCH gegen die Deutung der Hochstegenzone als Schwelle, da keinerlei Angaben über eine nördlich davon befindliche nordpenninische Senke beigebracht werden könnten, und befürwortete ihre unmittelbare Verbindung mit dem helvetischen, dem Grestener Faziesbereich (1974, 1975). Die Abwesenheit der lokalen Gesteinsvielfalt der Grestener Klippenzone im Tauernhelvetikum, 1977 von A. TOLLMANN als Gegenargument zur paläogeographischen Kombination von W. FRISCH vorgetragen, ist unter Rücksichtnahme der ungewein kleinräumigen Vorkommen in jener Zone selbst und der jungen Metamorphose im Tauernfenster kaum stichhältig. Überdies fehlen diese örtlichen Sonderausbildungen ja auch dem autochthonen Grestener Faziesstreifen nördlich der Donau (schwache Anklänge an Neuhauser und Zeller Schichten werden gemeldet, vgl. BRIX, F. et al., 1977), ohne daß deshalb schon seine Natur geleugnet würde.

Der Verfasser sieht diese fazielle Einheit jedoch nicht nur in nordöstlicher Erstreckung (Hochstegenzone zu Grestener Zone) gegeben, sondern ebenso in nordwestlicher Richtung vorhanden. Dort dehnte sich besonders im Oberjura eine zusammenhängende (sicherlich tiefenmäßig zu staffelnde) Karbonatplattform aus Hochstegenkalk im Süden über den damit zumindest teilweise wahrscheinlich identischen Quintner Kalk des anerkannten Helvetikums, über die Malmkalke des Molasseuntergrundes westlich des südlichen Vorgebirges der Böhmisches Masse bis hin zu den Schwammriffkalken der nördlichen Randfazies in Schwäbischer und Fränkischer Alb aus. Der gesamte südliche Schelfrahmen des germanischen Epikontinentals erfuhr dann mit der Unterkreide eine nach Süden in Zeit und Raum sich steigernde Vertiefung und damit zugleich buntere Faziesausgestaltung. Es bildete sich keine Grabenstruktur im Norden der Hochstegenzone zum werdenden Nordpenninikum, wie das W. FRISCH seit 1977 und S. PREY seit 1978 annehmen. Dieser Ozean befand sich vielmehr schon seit dem Mitteljura südlich davon und war keineswegs erst die Folge der mittelkretazischen Subduktion des Südpenninikums (vgl. hierzu das Kapitel Nordpenninikum). Indessen kann die eintretende fazielle Aufgliederung von Norden gegen Süden in epikontinental verbleibende Kruste – Helvetikum als landfernere, immer noch seichter Meeresabschnitt – Ultrahelvetikum als Bereich des Kontinentalabhangs zur Tiefsee

des anschließenden nordpenninischen Ozeanbeckens wohl als Reaktion auf jene sich in Unter- und Mittelkreide vorbereitenden bzw. abspielenden krustalen Prozesse interpretiert werden.

Neue paläogeographische Vorstellungen von einem ungestörten Übergang des Flachmeeres hin zur Tiefsee (PREY, S., ab 1975) lösen damit ältere, von trennenden Schwellen geprägte Ansichten ab. Es entfallen folglich die Intrahelvetische Schwelle zwischen Nord- und Südhelvetikum, die Prävindelizische Schwelle zwischen Süd- und Ultrahelvetikum, der Cetische Rücken zwischen Ultrahelvetikum und Flysch und endlich der Rumunische Rücken zwischen Flysch und Kalkalpen. Eine zwanglosere Haltung zu gewisser Faziesflexibilität sollte auch von der strengen Anordnung innerhalb des bayerischen dislozierten Helvetikums wegführen (PREY, S., 1978). Ist doch die auf O. REIS (1896) und M. SCHLOSSER (1925) zurückreichende und später von H. HAGN exzessiv ausgebaut und angewandte Einteilung in ein Nordhelvetikum und ein faziell in Nord-Süd-Richtung differenziertes Südhelvetikum durch die Kenntnis eines in Bohrungen jetzt tatsächlich angetroffenen Nordhelvetikums in autochthoner Lage im südlichen Molasseuntergrund überholt und revisionsbedürftig.

Der im Westen breitflächig getreppte Abfall der kontinentalen Kruste zur ozeanischen wurde in Annäherung an das weit nach Süden vorspringende und paläogeographisch lange morphologisch wirksame Kap der Böhmisches Masse zunehmend enger. Der nordhelvetische Faziesbereich endete vermutlich primär schon am Landshut-Neuöttinger Hoch. Den südhelvetischen Saum löste langsam, endgültig aber ab der Enns der schmale, häufig die Kalkkompensationstiefe überschreitende Ablagerungsstreifen der Buntmergelserie auf Grestener Basis seit der Mittelkreide ab. Er weist nur faziell bestimmte Konvergenzen, nicht aber positionsmäßige Übereinstimmungen mit dem westlichen Ultrahelvetikum auf und markiert nun eine ungegliederte Steilböschung des Kontinents zur Tiefsee des Flyschbeckens. Er leitete in dieser Art zum vergleichbaren Subsilesikum gegen Osten über, dem jedoch südöstlich des böhmischen Vorgebirges wieder ein breiter Schelf in Gestalt des Waschberg-Steinitzer Troges vorgelagert war (FUCHS, W., 1976 und 1980).

Vorhelvetische (präkretazische) und helvetische (kretazisch – alttertiäre) Ablagerungen des nunmehrigen helvetischen Stockwerkes im tektonischen Gebäude der Ostalpen hatten im Norden das Moldanubikum, im Süden – zumindest im Ausschnitt des Tauernfensters – die Zentralgneise mit deren „Altem Dach“ zur Grundlage. Die petrographische Auswertung der Kristallinegesteinskomponenten (insbesondere der Granitoide) aus Geröllhorizonten der Zentralen Molasse, der Buntmergelserie und des Flysches scheinen darauf hinzudeuten, daß sich einst dazwischen von Nordosten her Grundgebirge moravischer Provenienz befunden haben mußte (FAUPL, P., 1975; vgl. auch FRASL, G., 1984).

Die Trennung der Jungschichten von ihrer Unterlage als helvetische Decken usw. war im Zuge jungalpidischen Subduktionsgeschehens erfolgt. Während aber im Westen, im französisch-schweizerischen Grenzgebiet der betreffende Krustenabschnitt zwischen den helvetischen Zentralmassiven von Montblanc und den Aiguilles Rouges vollkommen verschluckt worden war, blieb in offensichtlicher Abschwächung des Vorganges in ostnordöstlicher Richtung schon innerhalb von Aar- und Gotthardmassiv ein Rest, nämlich das Tavetscher

Zwischenmassiv vor der Konsumation bewahrt. Schließlich ist im Tauernfenster zu erkennen, daß da die helvetische Subduktion bereits zu bloßer Krustenverdickung abgeflaut war (FRISCH, W., 1978:170). Diese krustale Schwellung = der krustale Tumor ist dann, weiter abklingend, als Schweredefizit nördlich von Rechnitz (CLAR, E., 1975) und als positive Abweichung gegen Osten bis unter die westkarpatische Flyschzone seismisch aufzuspüren (Interpretation des Autors nach LEŠKO, B. & VARGA, I., 1980).

Mit der Zuordnung der Tauernzentralgneise ins Helvetikum ist auch nur mehr eine jungalpidische Tektogenese im Rahmen der alpidischen Zyklen denkbar. Morphologische Voraussetzungen (wie die prominent vorragende Südspitze des Böhmisches-Vindelizischen Landes = das Boische Vorgebirge) führten zu einer lediglich in den Ostalpen beobachtbaren Hyperkollision (DEBELMAS, J., 1980), wobei das nördliche Vorland erstaunlich flach beträchtlich weit gegen Süden die südliche aufreitende Lithosphärenplatte unterfahren hatte. Das erklärt das auffallende Übereinander der verschiedensten tektonischen Einheiten gerade nur in den Ostalpen. Dagegen sind in den Westalpen und Westkarpaten eher Hintereinanderreihung oder höchstens dachziegelartige Unterschichtung zu bemerken. Der girlandenförmige Verlauf der Alpen und Karpaten hat deshalb in der Sicht des Verfassers sicher nichts mit den Subduktionsrichtungen zu tun (TOLLMANN, A., 1983), sondern zeichnet in etwa die Konturen des Südrandes Stabileuropas nach (KÜPPER, H., 1961) mit Ausnahme des ostalpinen Teilstückes natürlich, wo die ursprüngliche Umrißlinie weiter im Süden zu suchen ist.

Der komplizierte und bisher schwer verständliche, vielfach nordüberschlagene Tauchfalten- und Gneisla mellendeckenbau der höheren, ehemals südlicheren Zentralgneiskerne ist also jungalpidischer Subfluenz zuzumessen. Das steht in Gegensatz zu den Auffassungen von A. TOLLMANN, der noch 1980 das Schergewicht der tektonischen Formung im Tauernfenster einer kretazischen Hauptphase zugerechnet und der tertiären Phase bloß ausgestaltende Wirkungen zubilligt hatte, und von W. FRISCH, der 1976 die „Penninische Verschiebung“ (= Foknerdecke auf helvetischer Venedigerdecke) als altalpidischen Akt betont, sich aber in letzter Zeit über einen möglichen jungalpidischen Beitrag bei der Ausformung des Tauernfensters eher verwirrt und ratlos gezeigt hatte (1980c). In diesem Zusammenhang ist das Problem der Altersrelation von Längs- und Querachsen im Tauernfenster erwähnenswert. Die vornehmlich in den tektonisch höheren Stockwerken verbreiteten West-Ost-Achsen sind ohne gewiß während altalpidischer Verschiebungen und ohne größere räumliche Schwierigkeiten entstanden. Die in den tiefen (helvetischen) Partien hauptsächlich auftretenden Querachsen sind das Ergebnis unvorstellbarer Krustenzusammenschoppung mit regelrechten Walz- und Knetvorgängen (EXNER, C., 1968) bei gleichzeitiger ungeheurer Auflast und Raumnot während jungalpidischer Ereignisse. Diese Gedanken des Verfassers finden vor allem bei C. EXNER (1962) Rückhalt. Ähnliche Ursachen dürften nach Meinung des Autors auch den Querachsen im tiefsten penninischen Anteil der Rechnitzer Schieferinsel zugrunde liegen, die A. PAHR (1983a) auf eine ältere Subduktionszone zurückführen möchte. Für eine derartige Ableitung aber mit paläogeographisch schwerwiegenden Konsequenzen sind ganz andere Indizien nötig. Hier scheinen sich vielmehr bereits helvetische

Strukturelemente jungalpidischen Krustenstaues durchzupausen.

Der Schreiber stimmt der Ansicht von A. TOLLMANN (1977) betreffs der Deckennatur der höheren Zentralgneiskerne zu (Obere Zentralgneisdeckenkerne: Gasterner bzw. Zillertaler Decke). An den Deckencharakter der Unteren Zentralgneisdeckenkerne (Granatspitz- und Gößgrabenkern) glaubt er indessen nicht. Er hält die beiden vielmehr einigermaßen autochthon bis parautochthon und mit dem nördlichen Vorland in ungebrochenem Verband (vgl. hierzu die Situationen von Gastern-, Aar- und Gotthardmassiv [BÜCHI, U. & TRÜMPY, R., 1976; MÜLLER, S. et al., 1980; TRÜMPY, R., 1980]). Die seismischen Querprofile der verschiedenen Geotraversen bekräftigen die Ausführungen, indem sie einerseits den kristallinen Untergrund unter den Nördlichen Kalkalpen am tiefsten versenkt erweisen, andererseits dessen raschen Aufstieg bis zur Oberfläche im Süden der Grauwackenzone anzeigen. Die unerhörte junge Krustenstauchung im Tauernfenster (55 bis 60 km [MORELLI, C. & GIESE, P., 1975]) ist auch der Anlaß der beträchtlichen rezenten Hebungen dieses Gebietes (EXNER, C., 1951; SENFTL, E. & EXNER, C., 1973).

Das Abgehen des Verfassers von einer in unerreichbare Teufen absteigenden Subduktionsfläche im Bereiche des Helvetikums der Ostalpen und das Eintreten für einen relativ ungestörten Zusammenhalt von Vorland und tiefen Zentralgneiskernen lassen auch eine Existenz des autochthonen Sedimentmantels (Mesozoikum in prähelvetischer und helvetischer Fazies des Helvetikums sowie vielleicht sogar darauf noch Innere Molasse) weit gegen Süden (bis unter die Grauwackenzone und darüber hinaus?) möglich erscheinen. Derartige kann schon 1903 bei P. TERMIER nachgeschlagen werden (Profilwiedergabe in G. ANGENHEISTER et al., 1972). Das wiederum erbringt neue Chancen für die Erdölprospektion in weiten, bislang für aussichtslos gedachten Gebieten Österreichs (vgl. Karte bei GRILL, R. & JANOSCHEK, W., 1980).

Nach Auflösung des großtektonischen Fensterinhaltes der Hohen Tauern durch den Verfasser ist resümierend die Interpretation der Zentralgneise als Teil des helvetischen Stockwerkes in den Ostalpen nun tatsächlich akzeptabel und jetzt endlich auch der Streit um den Zeitpunkt der „Tauernfensterschließung“ im Sinne von R. OBERHAUSER (postezän) abgeklärt. Viele bisher unüberwindlich wirkende Widersprüche in der Gesamtkonzeption der ostalpinen Tektogenese haben sich damit zufriedenstellend entwirrt.

Das dislozierte Helvetikum repräsentiert also die mehr oder weniger vollständige, an jungalpidischen Unterschiebungskanten aufgehaltene Sedimenthaut des südlichsten Abschnittes von Mesoeuropa in sowohl „prähelvetischer“ Fazies (= die überregionale Faziesgleichheit vor der penninischen Krustenerreißung bedeutend) als auch in eigentlicher helvetischer Ausbildung (= die Faziesdifferenzierung nach Öffnung des nordpenninischen Ozeans signalisierend). Die ehemalige Basis der helvetischen Decken ist in den Westalpen heute entweder gänzlich verschluckt (Westschweiz) oder nur mehr in Relikten noch vorhanden (Ostschweiz). In den Ostalpen darf dagegen auf Grund der Verhältnisse im Tauernfenster die Existenz einer solchen Unterlage für das bayerisch-österreichische Helvetikum s. l. und für die daraus gegen Osten hervorgehende Buntmergelserie, wenn auch zu-

meist durch ostalpine und penninische Deckenkomplexe verdeckt, stark zusammengepreßt, gestaut und übereinandergetürmt vermutet werden. Einfachere Abscherprozessen durch bloßes krustales Unterfahren ist die Dislozierung des Helvetikums in den Westkarpaten in Form des Subsilesikums zuzuschreiben. Ein wirklich bewältigtes Verständnis der durch die Plattentektonik zugänglich gemachten Möglichkeiten paläogeographischer Auslegung verbietet es, daran will der Verfasser ausdrücklich nochmals erinnern, die Grestener Fazies im Osten als „helvetisches Spezifikum“ zu betrachten, wie das A. TOLLMANN unter Außerachtlassung der diesbezüglichen Bedeutung der faziesverschiedenen Jungschichten auf sonst gleich entwickeltem Fundament nach wie vor tut. Diese terrigen beeinflussten Sedimente sind Ausdruck der Uniformität vorhelvetischer Fazies des gesamten damals südöstlichen Epikontinentals, was S. PREY seit 1975 richtig, wenn auch wenig vorteilhaft als vormittelkretazische Faziesindifferenz „benachbarter Tröge“ kennzeichnet.

Aus solcher Schau ist deshalb die Zuordnung der Grestener Klippenzone ins Helvetikum ausschließlich durch die fazielle und faunistische Charakterisierung der Buntmergelserie gerechtfertigt. Ihre Fortsetzung im Wienerwald liegt daher nur in der Hauptklippenzone mit vergleichbarer Hülle aus Buntmergelschichten vor. Andersartige Entwicklungen der bezeichnenden Ablagerungen ab der Mittelkreide und unterschiedliche tektonische Positionen sondern eindeutig vom helvetischen Stockwerk die St. Veiter Klippenzone sowie die Klippenzüge von Mauer und Sulz (vgl. dazu die Kapitel Nord- bzw. Mittelpenninikum). Nirgendwo im Osten konnte bisher ein stratigraphischer Verband von Flysch und Helvetikum bzw. Buntmergelserie nachgewiesen werden (OBERHAUSER, R., 1964). Vorkommen echten Flysches im Süden der Grestener Klippenzone (PREY, S., 1960) sowie die tektonischen Fenster von Helvetikum innerhalb des Rhenodanubischen Flysches (PREY, S., 1952) sprechen gleichfalls gegen die von A. TOLLMANN vertretene Annahme der Verquickung beider Einheiten am Alpenostrand. Damit ist aber jetzt endgültig die von E. CLAR (1973) erhobene Frage, ob der Flysch hier am Alpenostrand das Helvetikum nur strukturell oder auch stratigraphisch bedecke, also ein gradueller Wandel von Flysch und Helvetikum in Fazies und Tektonik vorläge, unmißverständlich negativ zu beantworten.

Der Hülle aus Buntmergelserie in der Hauptklippenzone des Wienerwaldes scheint im Vergleich mit jener der Grestener Klippenzone die zeitliche Ablagerungssequenz von (Alb-) Cenoman bis Santon zu fehlen (PLÖCHINGER, B. & PREY, S., 1974). Der Verfasser meint jedoch, durchaus erwägenswerte Gründe dagegen aufzählen zu können. Er betrachtet zum ersten die Kaumberger Schichten als dazugehörige stratigraphische Ergänzung (Coniac bis Santon). Zum anderen wäre mit den Oberalb bis Unterturon umspannenden Sedimenten, welche bei seismischen Sondierungsbohrungen der ÖMV im Augebiet südlich von Spillern gemeinsam mit Kaumberger Schichten registriert worden waren (FUCHS, W., 1963), die Schichtsäule der Buntmergelserie auch im Wienerwald vervollständigt.

Für die tektonische Loslösung der Kaumberger Schichten aus dem Verband der nordpenninischen Laaber Decke und für ihre die Stratigraphie komplettierende Einordnung in die helvetische Hauptklippenzone lassen sich nämlich eine ganze Reihe durchaus beach-

tenswerter Hinweise beibringen. Zunächst war durch den Autor schon im Kapitel Nordpenninikum bei der Behandlung des Laaber Fensters aufmerksam gemacht worden, daß bereits G. GÖTZINGER in R. GRILL & H. KÜPPER (1954) die Kaumberger Schichten als Begleitgesteine in flyschfremder Fazies der Hauptklippenzone bzw. als Aufpressung innerhalb der Laaber Schichten angesehen hatte. Die von G. WOLETZ ab 1953 festgehaltene Zirkondominanz in den Schwermineralspektren war als augenfällige Abweichung von den sonst üblich beobachteten Granatvormächten in der Flyschoberkreide wiederholt von G. WOLETZ, G. GÖTZINGER und H. KÜPPER hervorgehoben worden. 1961 hatte H. KÜPPER die Kaumberger Schichten als aus den Rahmen sonstiger Flyschgesteine fallende, gewissen Klippengesteinen ähnelnde Sedimente apostrophiert. Ein von H. KÜPPER kartierter, unter den Schwermineralien bis zu 25 % Granat enthaltender Sandsteinzug, der die Kaumberger Schichten im künftig zu bezeichnenden Kaumberger Fenster als schmale Zone umgibt (WOLETZ, G., 1953), war vom Schreiber in diesem Zusammenhang als eigentliche oberkretazische Ablagerungsbasis der Laaber Schichten interpretiert worden. Der Verfasser möchte daher eher von der bislang geltenden Ansicht eines stratigraphischen Kontaktes zwischen Kaumberger und Laaber Schichten, den zwar eine Campan–Maastricht durchlaufende Schichtlücke trenne, abgehen und die ausschließlich tektonische Beziehung beider unterstreichen. Diese liegt ja am Nordrand der Laaber Decke vor, wo überdies die Kaumberger Schichten die Hauptklippenzone in ganz auffälliger Weise begleiten. Neben den lithologischen und schwermineralogischen Besonderheiten scheidet die Kaumberger Schichten weiters ihre Schüttungsrichtung von den Flyschgesteinen, welche nach P. FAUPL (1975) lateral von Norden, also quer zur ursprünglichen Trogachse und damit im Gegensatz zur trogparallelen der Flysche orientiert gewesen sein soll (im übrigen aber lehnt der Autor die paläogeographische Rekonstruktion von P. FAUPL ab. Sie folgt im Grundsätzlichen noch Vorstellungen, wonach die Situation der primären Ablagerungsräume von Greifensteiner, Kahlenberger und Laaber Decke der heute in der Flyschzone feststellbaren Nord–Südreihung entsprochen hätte. Für den Sedimentbezug und für den geringen, schon von G. WOLETZ (ab 1962) beobachteten Chromitgehalt der Kaumberger Schichten (1,5 %) fordert er deshalb zwischen einem südlichen Kaumberger Trog und einem nördlichen Zementmergeltrog eine zentrale Schwelle = die Kaumberger Nordschwelle, welche er als neues Chromitliefergebiet herausstreicht. Abgesehen von den minimalen Prozentsätzen ist aber die Chromspinellführung mit Beginn der Gosau (ab Coniac) bereits ubiquitär und somit kaum mehr als paläogeographischer Indikator verwendbar. Überdies wird seit 1973 von S. PREY zu Recht die Kahlenberger Decke aus dem Süden des Herkunftsgebietes der Laaber Decke bezogen. Darüber hinaus nimmt der Autor nicht zuletzt wegen des vergleichbaren Schichtinventars auch für die Greifensteiner Decke diese südliche Herleitung an [vermutlich im Norden des Sedimentationsareals der Kahlenberger Decke]. Auf die Zugehörigkeit der Kaumberger Schichten zum Helvetikum kann dazu noch aus der Situation südlich von Spillern geschlossen werden. Dort hatte der Schreiber diese Schichten in Fazies und Fauna eindeutig am Nordrand der Flyschzone erkannt (FUCHS, W., 1963). Sie treten in Begleitung dunkler Tonmergel der Mittelkreide auf, die fast ausschließlich

reiches kalkschaliges Foraminiferenplankton führen und sich dadurch zweifelsfrei von den typischen Sandschalerpopulationen entsprechender Flyschgesteine abheben.

Obwohl der Verfasser schon 1963 den Schichtkomplex von Spillern beschrieben hatte, war in den mehr als zwanzig Jahren seither nur F. BRIX zweimal darauf eingegangen. 1964 hatte er sie in BRIX, F. & GÖTZINGER, K. in das Liegende der äußeren Greifensteiner Schichten gestellt. 1970 dagegen war von ihm der ältere Anteil (Cenoman bis Unterturon) vom Flysch gesondert und der Waschbergzone zugewiesen worden. Nach Meinung des Schreibers widersprechen indessen Fazies und Faunen diesen Zuordnungen. Die Gründe für eine Abtrennung vom Flysch sind gerade oben behandelt worden. In der Waschbergzone hingegen sind ältere Kreideablagerungen als die mit Oberturon einsetzenden Klementer Schichten (FUCHS, W., 1980) bestenfalls als basal entwickelte fossilere Sandsteine des Cenomans lokal ausgebildet (vgl. WESSELY, G. in BRIX, F. et al., 1977). Ansonsten hatte man diese Mitteilung des Verfassers, weil sie in keine von Spezialisten beherrschten Gedankenmodelle passen wollte, geflissentlich übersehen. Es war deshalb erst wieder der Autor, der 1980 im Rahmen einer überregionalen Analyse der Molasseevolution die große paläogeographische und tektonetische Wichtigkeit dieser Schichten erahnt und ihre Einreihung in das helvetische Stockwerk vorgenommen hatte. Das Vorkommen soll in Hinkunft seiner Bedeutung gemäß als Spillerner Einheit ein eigenes tektonisches Element darstellen.

Über diese Zone von Spillern hatte der Verfasser (1976 und) 1980 die Verbindung zur vergleichbaren, stratigraphisch aber viel umfangreicheren Zdauneker Einheit gefunden. Ihr war von F. CHMELÍK schon 1971 helvetische Position zugesprochen worden, allerdings auf einer M. RICHTER folgenden Ableitung beruhend, der sich der Schreiber nicht anschließen will. Entgegen der in der Tschechoslowakei weit verbreiteten Ansicht (u. a. ROTH, Z. & LEŠKO, B., 1974) ist die Zdauneker Einheit nicht Teil des Silesikums.

Mit den beiden kurzen, isoliert an der nördlichen Peripherie der karpatischen Flyschzone auftauchenden und von ihrer Umgebung faziell, faunistisch und tektonisch unterscheidbaren Schuppen von Spillern und Zdaunek ist nunmehr die Beziehung zum Subsilesikum enger und überzeugender an das alpine Helvetikum der östlichen Ostalpen in Form der Buntmergelserie zu knüpfen. Einer Ansprache des Subsilesikums als unterste Flyscheinheit (u. a. noch 1974 durch L. KOSZARSKI et al.) widersetzen sich Inhalt, Aufbau, Stellung und tektonischer Stil der gesamten Zone. Das Helvetikum der Alpen ist damit im Gegensatz zu der bis 1980 von tschechoslowakischer Seite vorwiegend vertretenen Auffassung doch auch in den Westkarpaten vorhanden! Die danach 1981 von M. MAHEL vorgeschlagene Parallelisierung des alpinen Helvetikums mit der Steinitzer Einheit entbehrt jedoch jeder Grundlage.

In den Westalpen und im größten Teil der Ostalpen hatte mit der endgültigen Ausschaltung und Überwältigung des Nordpenninikums während der Illyrischen Dislokationsphase zur Zeitenwende Mittel-/Obereozän die seit der mittleren Kreide andauernde „penninische“ Subduktion ihren Abschluß gefunden. Mit dem Verschwinden des Penninikums (= des Ozeans der Penninischen Tethys) war bei nun völlig veränderter Ausgangslage zu Beginn des Obereozäns mit Recht der

Auftakt einer neuen Ära der tektonischen Evolution des Orogens – des Jungalpidikums oder der Molassezeit – festgesetzt worden. Die Deutung baugeschichtlicher Vorgänge in der Molasse hatte sich indes bisher stets an der gegenwärtig auffallend peripheren Position der „Molassezone“ orientiert. Die überregionale Untersuchung der Beziehungen der Molasse zum geodynamischen Geschehen innerhalb des Jungalpidikums durch den Verfasser (FUCHS, W., 1976 und 1980) unter erstmaliger Rücksichtnahme der Anforderungen der Plattentektonik auch für diesen Bereich veranlaßte zu gravierendem Umdenken. Ausgehend von dem heute schon vorliegenden Wissen um die räumliche Verteilung von helvetischer und epikontinentaler Vorlandfazies im Untergrund der Gesamtmolasse wurde klar, daß sich die Molasse im Alpenabschnitt in ihren Anfängen hauptsächlich auf dem Boden des Helvetikums entfaltet hatte. Die gleichzeitigen Vorkommen auf Vorland und Kalkalpen stellen randliches Ausufern dar (die flächenmäßige Verbreitung des Rhenodanubischen Flysches als abgeschernte Jungschichten südlichen Nordpenninikums vor der Orogenstirn kann in diesem Zusammenhang vernachlässigt werden). Mit derartiger Position aber war die Molasse sofort mitten in den tektonischen Ereignisablauf des Jungalpidikums einbezogen gewesen. Es kann also keine Rede mehr von einem frisch hinzugewonnenen Trog sein, der als äußere Saumtiefe vor dem Orogen nur indirekt von den Dislokationsphasen betroffen worden wäre. Die Molasse in den Alpen war auf helvetischer Basis als einzig noch offen gebliebene Meereszone verbindendes Entwicklungsstadium zwischen Meso- und Neoeuropa im Prozeß der Kontinent-Kontinent-Kollision der erlöschenden alpidischen Orogenese. Sie war damit gleich zu Beginn ihrer Entstehung (vielfach maskiert durch zunächst helvetische und flyschoide Fazies ihrer Sedimente) von der phasenhaften Reduktion helvetischer Kruste involviert gewesen.

Anders waren dagegen die Verhältnisse in den Westkarpaten. Dort lag der nordpenninische Ozean bis zum Savischen Dislokationszyklus noch offen vor, stand über das Subsilesikum als kontinentale Steilböschung mit dem Schelf des östlichen Waschberg-Steinitzer Trog in ungetrübter Verbindung und entsandte südwärts in das altalpidisch errichtete Deckengebäude der Inneren Westkarpaten den Podhaleflysch als eine Art „jungalpidischer Gosau“. Die Festlegung eines möglichen Überganges der paläogeographischen Gegebenheiten der Ostalpen in jene der Westkarpaten könnte S. PREY (1979) mit dem Obereozändatum in Laaber Schichten des östlichsten Wienerwaldes gelungen sein. Im Rahmen dieser Einklang mit der Plattentektonik stehenden Paläogeographie des Verfassers hat deshalb die 1964 von A. TOLLMANN vorgetragene Meinung, Flysch und Helvetikum wären erst postobereozän bzw. posteger durch die ostalpinen Decken im Verlauf von „Relief- oder Trockenüberschiebungen“ abgedeckt worden, keinen Platz mehr.

In Österreich ignoriert man das Konzept des Autors zumeist (etwa die Mitarbeiter des von F. BACHMAYER und F. BRIX 1980 redigierten Bandes „Erdöl und Erdgas in Österreich“; CZURDA, K., 1980; TOLLMANN, A., 1980a) oder lehnt es in versteckter Weise unter Aufzählung längst nicht mehr überzeugender Argumente ab (W. RESCH in BÜRGISSE, H. et al., 1981). Dagegen hat es nach einer individuell verschieden langen und nicht immer aus fachlichen Bedenken motivierten „Anlaufzeit“

mittlerweile in Deutschland eine überraschend positive Aufnahme gefunden (HAGN, H., 1978; ALLERSMEIER, C. 1981; BACHMANN, G. und Kollegen seit 1981; LEMCKE, K., 1981; SCHOLZ, H. & ZACHER, W., 1983; MÜLLER, M., 1984; SCHWERD, K., 1984). Schwierigkeiten gibt es allerdings noch um den Zeitpunkt der Formung der „Fallenmolasse“ und um die Anerkennung von deren Außenfläche als wahren tektonischen Alpennordrand. Berücksichtigt man jedoch, daß der durch weit nach Süden reichende Unterschiebungen bedingte Deckenbau der Alpen für die meisten deutschen Geologen erst durch das Resultat der Bohrung Vorderriß 1 nicht mehr zu bestreiten ist, so begreift man – ohne Billigung zwar – die offensichtlichen Bestrebungen, unter erzwungener Aufgabe fixistischer Ideen nicht völlig „jeden Halt“ zu verlieren. In der Schweiz hingegen versucht man vorläufig, das Gedankengut des Autors als „intricating“ (TRÜMPY, R., 1980) abzutun bzw. durch Einführung überflüssiger Phasennamen etc. zu umgehen. Auf tschechoslowakischer Seite sind bis jetzt nur durch R. JIŘÍČEK (1979) ganz augenfällig Ergebnisse des Schreibers verwertet worden.

5. Bemerkungen zur Geomechanik der Tektogenese

Der Verfasser möchte diese Arbeit nicht abschließen, ohne wenigstens kurz auch darauf einzugehen. Vorstellbarkeit und somit Wahrscheinlichkeit krustaler Prozesse haben gerade in letzter Zeit durch das Modell der Plattentektonik in einem bis dahin nicht gekannten Ausmaß gewonnen. Die gebotenen Chancen sollten also unvoreingenommen für den Wissensfortschritt genutzt werden.

1903 hatte es P. TERMIER endlich gewagt, die seit langem bekannten inselförmigen Vorkommen von Bündner Schiefern im Unterengadin und in den Hohen Tauern nicht nur stratigraphisch, sondern auch tektonisch mit jenen in der Schweiz zu vergleichen und sie somit als fensterartige Aufwölbungen des in die Ostalpen streichenden penninischen Deckensystems auszulegen. Durch die dabei unvermeidbare Annahme weitreichender Überschiebungen des ostalpinen Deckenstapels über das Penninikum hinweg erfuhr seitdem die geologische Erforschung der Ostalpen eine über Jahrzehnte währende Polarisierung. Ein Teil der Geologen begeisterte sich an eindrucksvollen Aufschlußbildern und Kartierungen für den großflächigen Deckenbau, ohne weiter und tiefer darüber nachzudenken, wie denn die Anlage solcher Strukturen auch geodynamisch abzuwickeln und abzusichern wäre. Ihnen standen meist Leute mit gründlicherer geophysikalischer Bildung gegenüber, welche nun die tatsächlich in der Natur vorliegenden Phänomene mechanischer Skrupel wegen zu leugnen oder umzudeuten suchten. „Zur Hauptsache geht dies darauf zurück, daß die meisten maßgebenden Darstellungen der besonders weiträumigen ostalpinen Deckenüberschiebungen von TERMIER bis heute nur wenig oder keine Mühe darauf verwendet haben, das erschlossene Bewegungsbild auch durch glaubhafte Vorstellungen über seinen Mechanismus zu ergänzen und dessen mechanische Möglichkeit zu erläutern. So kommt auch heute noch Kritik und Ablehnung der Fernüberschiebungen nicht nur aus der Ablehnung ihrer Begründung, sondern noch mehr aus dem Motiv der Unvorstellbarkeit der dafür notwendigen Mechanik“ (CLAR,

E., 1965:11–12). Wesentliche Probleme ergaben sich diesbezüglich vor allem in der Unmöglichkeit des Transportes ausgedehnter, gleichzeitig aber relativ dünner Gesteinsmassen bei Fernschub aus dem Süden (SCHWAN, W., 1965) und im Nichtaufbringen der dafür benötigten kontinuierlichen Kraftübertragung bei Dekenschub über so große Weiten (WUNDERLICH, H., 1971).

Die 1906 von O. AMPFERER vorgestellte Verschluckungstheorie hatte dann 1951 E. KRAUS angeregt, den Unterschiebungsmechanismus als Basis einer Erklärung des Baues der Alpen heranzuziehen. E. CLAR drückte das (1953:96) so aus: „...daß wir uns das Werden des Gebirgsgefüges mehr als üblich als eine Anschoppung nach unten („Hinabbau“) mit erst späterem Aufsteigen vorstellen sollen;“ und weiter (1953:100): „Das skizzierte Bewegungsbild ist naturgemäß in einigen wesentlichen Zügen nur eine Umdeutung der bislang angenommenen Decken-„Schübe“, aber doch nicht nur eine Umkehrung.“ 1953 verband auch H. STILLE die Entstehung der Westkarpaten mit Unterschiebungen des nördlichen Vorlandes anstelle der sonst gewöhnlich herangezogenen Süd–Nord–Überschiebungen (fide D. ANDRUSOV, 1968), und 1960 befand R. TRÜMPY, daß eine Bevorzugung von Unterschiebungen die tektogenetischen Phänomene in den Alpen anschaulicher mache. Des weiteren war die bestimmt vielen geläufige Tatsache, daß sich im Bereiche des heutigen Alpennordrandes von bedeutenden Bewegungsbahnen getrennte Jungschichtenverbände drängen bzw. übereinander geschichtet vorliegen, im neueren Schrifttum nur E. CLAR (1965) und K. SCHMIDT (1982) einer besonderen schriftlichen Erwähnung wert.

Mittels dieser aus gegenwärtiger Sicht wegweisenden Erkenntnisse und vor allem durch ein konsequentes Eingehen auf das „nicht nur“ von E. CLAR (1953) hätte der Wendepunkt in der bisher üblichen Interpretationspraxis eintreten können und müssen. Er ist indessen ausgeblieben. Die mechanisch nicht abzuschneidende Überschiebungstheorie war vordergründig „verständlicher“ und behielt deshalb die Oberhand. Sie ist auch jetzt noch latent einflußnehmend, obwohl die Plattentektonik längst Anerkennung und Anwendung findet. Aber es ist eben mit dem bloßen Austausch der Termini Unter- statt Überschiebungen (FRISCH, W., seit 1977) allein nicht getan. Sonst dürfte doch die Plattentektonik nicht u. a. zur mechanischen Abstützung „großer Überschiebungsweiten“ herangezogen werden (PREY, S., 1978).

Ihres besonders komplizierten Gefüges wegen könnten die Ostalpen nach Auffassung des Schreibers vielleicht gerade deshalb als einleuchtendes Beispiel des Unterschiebungsbauplanes dienen, wobei das heute vorliegende tektonische Bild vor allem jungalpidisch geprägt ist, ohne darum die ehemalige Bedeutung der altalpidischen Strukturen schmälern zu wollen. Solche bestehen etwa in den Nördlichen Kalkalpen. Sie repräsentieren kein mittelmittelkretazisch weit von Süden nach Norden bewegtes (überschobenes), einheitlich oberostalpin Element. Während des Vorgosauischen Orogenzyklus war vielmehr unter dem Subduktionsdruck des südwärts unterströmenden Südpenninikums der faziell fließend Nord–Süd ausgebildete und durch keine Tröge gegliederte ostalpine Raumdachziegelartig dreifach untereinander geschoben worden (Unter-, Mittel- und Oberostalpin sind also weder allein faziell, noch allein tektonisch zu definieren, sondern ergeben

sich in der Gesamtschau der Verhältnisse). An den entstandenen Unterschiebungskanten waren Teile des Sedimentmantels abgehoben und zurückgehalten worden. Die Ablösung erfolgte an „Schwachstellen“ in Form der Salinarhorizonte. Die damalige Situation war ungefähr analog derjenigen in den Inneren Westkarpaten der Gegenwart (die dort schon eingetretene Eliminierung der ozeanischen Kruste der Karpatenflysche gebietet indes gewisse Einschränkungen beim Vergleich). Späte altalpidische Phasen bei der Verschluckung der nordpenninischen ozeanischen Lithosphäre und fortsetzende Unterschiebung des Nordkontinents zur jungalpidischen Epoche machten dann die Nördlichen Kalkalpen erst zu dem, was sie heute vorstellen: zu einem geographisch zwar geschlossenen Bestandteil der Ostalpen, der jedoch aus der Verschweißung geologisch-tektonisch verschiedener, nämlich unter-, mittel- und oberostalpinen Jungschichtenkomplexe hervorgegangen ist. Bei solcher Deutung haben demnach die Deckenelemente der späteren Nördlichen Kalkalpen altalpidisch kaum nennenswerte und dann eher südwärts gerichtete Verschiebungen erfahren. Ihre scheinbar weite Verfrachtung nach Norden ist dem jungalpidischen Akt der gewaltigen Subfluenz des nördlichen Vorlandes gegen Süden beizumessen.

Das frühoberkretazische Wärme- = Metamorphoseereignis im Gefolge der Subduktion des Südpenninikums hatte daher nach Überlegungen des Verfassers vornehmlich Gelegenheit der Einflußnahme auf die Sockeldecken des gestaffelten Ostalpins mit ihren Sedimentrelikten. Von den im Norden am Ausstrich der Unterschiebungsflächen zurückgelassenen jüngeren Anteilen der einstigen Hüllen (= die heutigen Nördlichen Kalkalpen) konnte es offenbar bestenfalls die zunächst liegenden, nämlich die innen gelegenen Partien in Gestalt der Basalschichten von Tirolikum und Juvavikum erreichen. Das hauptsächlich aus Jungschichten des Unter- und Mittelostalpins aufgebaute Bajuvarikum war dafür zu extern. Auf diese Weise ließe sich das Ausbleiben nachweisbarer stofflicher Umwandlungen in den Ablagerungen des tiefsten Deckensystems der Nördlichen Kalkalpen erklären.

Motor der Orogenese war die Subduktion des Penninikums (CLAR, E., 1953). Sie hatte in den West- und Ostalpen im Altalpidikum stattgefunden. In den Westkarpaten war wohl die Ausschaltung des Südpenninikums gleichzeitig, nämlich mittelmittelkretazisch erfolgt, die Verschluckung der nordpenninischen Basaltkruste geschah jedoch erst mit den Savischen Phasen im Jungtertiär. Diese Verspätung ist einer der Gründe für bestimmte bauliche Differenzen zwischen Ostalpen und Westkarpaten.

Ab dem Obereozän unterfuhr wegen der nunmehr sehr beengten Raumverhältnisse das markant gegen Süden vorspringende Boische Vorgebirge im Bereich der heutigen West- und Ostalpen im Zuge weiterer Konvergenzbewegungen zwischen Afrikanischer und Europäischer Platte den dislozierten Deckenstapel tief gegen Süden. In den Westalpen konnte die unterschobene Kruste teils vollständig, teils partiell durch Subduktion abgeführt werden. In den Ostalpen hingegen schien diese Möglichkeit nicht mehr zu bestehen. Es ergab sich da ein ungeheurer Krustenstau (= krustaler Tumor), der in den tektonischen Bildern der Zentralgneise im Tauernfenster einsehbar ist (= Hyperkollision nach J. DEBELMAS, 1980).

Das Tauernfenster war übrigens vermutlich im Unterger noch nicht erosiv geöffnet. Die Blaugrünen Hornblenden aus chattischen Molassesedimenten, welche auf penninische Gesteine zurückgeführt worden waren, könnten auch mittelostalpinem Kristallin entstammen, wo Hornblenden von nicht zu unterscheidender Farbgebung zu finden sein sollen (sekundär in Flußsand des Sölktales). Weitverbreitete Glimmeralter von weniger als 20 Ma verlangten ohnehin noch eine ansehnliche Überlagerung (FRASL, G. & HERBST, J., 1983).

Die sichtlich flache Unterschiebung des nördlichen Vorlandes verursachte im darüber geratenden alpinen Deckengebäude Anpassungserscheinungen an dessen morphologische Gegebenheiten. Es sind das die in allen tektonischen Einheiten auftretenden Querstrukturen, wie der in den westlichen Ostalpen lange diskutierte Ost-West-Schub (TOLLMANN, A., 1962), und durch das Untergrundrelief bedingte Störungen mit Aufpressungen von Schürflingen verschiedenster tektonischer Herkunft (u. a. Wolfgangsee- und Windischgarstener Störung, Kalkalpenostrand [FUCHS, W., 1976 und 1980]) oder Einbiegungen (wie etwa die Weyerer Bögen [u. a. THURNER, A., 1971; BÖGEL, H. & SCHMIDT, K., 1976]). Dazu gehört aber auch die Bogenform der alpinen Ketten insgesamt mit dem „Karpatenknick“ in den östlichen Ostalpen (KÜPPER, H., 1961). Während der ausklingenden Phasen der alpidischen Orogenese im Jungalpidikum war das Boische Vorgebirge als weit gegen Süden vorragender Bereich Mesoeuropas mit dem bereits konsolidierten Afrikanischen Block zusammengetroffen, nachdem die sie einst trennende ozeanische Lithosphäre großteils im Zuge konvergenter Plattenbewegungen subduziert worden war. Im tektonischen Stil der helvetischen Tauernzentralgneise ist diese „Knautschzone“ durch das vielschichtige Tauernfenster hindurch jetzt erschlossen. Auch die Häufung schmaler tektonischer Elemente am Nordrand der Ostalpen der Gegenwart mit der auffälligen Bündelung sie voneinander scheidender Bewegungsbahnen ist das Ergebnis dieser jungalpidischen Baugeschichte durch Hyperkollision. Eine solche gab es aber in den Westalpen und besonders in den Westkarpaten nicht, weil wohl dort die Linienführung des Südrandes der kontinentalen Kruste von Stabileuropa ausgeglichener gewesen war. Es liegen in jenen Abschnitten deshalb die tektonischen Störungen nicht so eng geschart vor. Der heutige tektonische Alpennordrand ist im Oberflächenausstrich der Außenfläche von Jüngerer Innerer Molasse bzw. von Innerer Zentraler Molasse zu ziehen (FUCHS, W., 1976 und 1980; vergleiche hierzu auch für den schweizerischen Anteil BÜCHI, U. & TRÜMPY, R., 1976 und für den süddeutschen Abschnitt BÖGEL, H. & SCHMIDT, K., 1976).

Nirgendwo in den Alpen und Westkarpaten gibt es weiträumige Süd-Nord-Überschiebungen! Das prinzipielle Bauschema beruht auf weittragenden Unterschiebungen der nördlichen Vorländer gegen Süden. Damit verbunden waren Abscherungen und Zurückhaltungen von mehr oder weniger vollständigen Jungschichtenkomplexen von ihren Sockeln an den Unterschiebungskanten. Auf diese in der Plattentektonik verankerte und mechanisch relativ einfache Weise waren die Deckenstrukturen entstanden.

Wie schon in der Einleitung betont, können Ostalpen und Westkarpaten (und darüber hinaus) nicht ausschließlich gesondert und für sich allein betrachtet werden. Jedes Segment steht bei aller zu respektierenden Eigenart unabdingbar im Zusammenhang größerer Ein-

heiten. Dieser Zusammenhang aber äußert sich in Gemeinsamkeiten, die erst zum Verständnis regionaler und überregionaler Probleme beitragen. Es war daher das Bemühen des Verfassers, der in den Alpen begründeten Gliederung nach Korrektur und Anpassung an die Erfordernisse der Plattentektonik erneut Geltung zu verschaffen und ihre Gültigkeit und Anwendbarkeit über den alpinen Raum hinaus aufzuzeigen. Er weist deshalb die jüngst von M. MAHEL (1983d) nach einer verwirrenden und alle nur denkbaren Möglichkeiten der Kombination durchspielenden Folge von Publikationen vorgelegte großtektonische Einteilung der Westkarpaten zurück. Sie ist nicht nur unnötig, sondern in manchem überholt bis falsch.

Schluß

Während der Beschäftigung mit der Geologischen Karte 1 : 200.000 von Wien und Umgebung waren dem Verfasser die Chancen der Plattentektonik für den Wissensfortschritt in den Ostalpen bewußt geworden. Ihm war aber gleichzeitig aufgefallen, wie einseitig diese noch unverbrauchte Gelegenheit der Erneuerung ihrer nun nicht länger wegzuleugnenden Realität wegen zur Rechtfertigung bestehender, längst jedoch nicht mehr entsprechender Vorstellungen mißbraucht wird. Der Gedankenwurf des Autors war 1981 fertig (deshalb dieses Datum in der Karte). Eine andere dem Schreiber nahegelegte Prioritätenreihung seiner Arbeiten (Vollendung des Kartenblattes noch ohne Bezug auf die neuen Erkenntnisse sowie Mitarbeit an drei weiteren Kartenblättern) verzögerte das große und zeitraubende, aber nicht zu umgehende Literaturstudium. Danach konnte das Schrifttum (so weit es in der Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt aufgelegt ist) bis Ende Juli 1984 berücksichtigt werden, was weitere wertvolle Untermauerung, aber keine Änderungen des Konzeptes zur Folge hatte.

Dem Personal der Bücherei bin ich zu großem Dank verpflichtet, insbesondere Frau J. PÖTL, die mir in stets gleichbleibend freundlicher und hilfsbereiter Art die viele Literatur besorgte. Nach ihrem Eintritt in den Ruhestand fand ich in dankenswerterweise das gleiche Entgegenkommen bei Frau I. FINDEL. Meine tiefe Dankbarkeit möchte ich Frau Dr. G. WOLETZ für das großzügige Geschenk ihrer reichen Separatensammlung bekunden. Ein herzliches Dankeschön spreche ich den Mitgliedern unserer Zeichenabteilung aus (den Damen I. KROIS, C. STEINBAUER und I. ZACK sowie den Herren O. BINDER, S. LASCHENKO und A. JILKA) für das Verständnis und die Geduld, die sie mir zuwandten, und für den Eifer und die Sorgfalt, mit der die Abbildungen ausgefertigt worden sind. Fräulein M. LEDOLTER aber bin ich für die loyale Zusammenarbeit und die schöne Ausführung der geologischen Kartenbeilage ganz besonderen Dank schuldig.

Literatur

- ABERER, F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradshaim. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **39–41** (1946–48), 1–73, Wien 1951.
- ABERER, F., JANOSCHEK, R. et al.: Exkursion III/2: Erdöl Österreichs, Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, 243–267, Wien 1964.
- ABONYI, A.: Main tectonic elements of the West Gernerids and their relation to Sub-Tatric nappes. — Sborník geol., ser. geol., **26**, 83–94, Prag 1974.
- ACKERMAN, D., MORTEANI, G. & RAASE, P.: Metamorphism of the Penninic series in the western Tauern Window (Austria/Italy). — Aus H. CLOOS et al. (Hsbg.): Alps, Apennines, Hellenids, 121–124, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- ALLEMANN, F. & SCHWIZER, B.: Zur Geologie der Rheintalseite im Fürstentum Liechtenstein (Exkursion D am 19. April 1979). — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **61**, 37–47, Stuttgart 1979.

- ALLERSMEIER, C.: Geröllbestand und Entstehung des inneralpinen Obereozäns im Gebiet von Kössen (Tirol) und Oberaudorf (Oberbayern). – Unveröff. Diss. Univ., 77 S., München 1981.
- ANDJELKOVIĆ, M.: Tectonics of the Dinarides and the Shumadiides of Yugoslavia. – Proc. 6th Coll. Geol. Aegean Region, 3, 1243–1251, Athen 1977.
- ANDRUSOV, D.: Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. – Geol. Rdschau, 50, 404–415, Stuttgart 1960.
- ANDRUSOV, D.: Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes occidentales. – Mém. Soc. géol. France, 2 (1960–63), 519–528, Paris 1963.
- ANDRUSOV, D.: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 1–10, Wien 1965.
- ANDRUSOV, D.: Sedimentationszonen in der Nordkarpatischen Geosynklinale. – Geol. Rdschau, 56, 69–78, Stuttgart 1967.
- ANDRUSOV, D.: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – 188 S., Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1968.
- ANDRUSOV, D.: Sur l'ampleur de la nappe du Manín (Zone des Klippes Piénines, Carpathes occidentales, Slovaquie). – Geol. Zborník, 23/2, 227–234, Preßburg 1972.
- ANDRUSOV, D.: The Pieniny Klippen Belt. – Aus Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, 145–158, Preßburg 1974.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. et al.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. – Geol. Rdschau, 61, 349–395, Stuttgart 1972.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotransverse vom Chiemsee bis Vicenza. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 50–137, Stuttgart 1975.
- ARGENIO, B., HORVÁTH, F. & CHANNELL, J. E. T.: Palaeotectonic evolution of Adria, the African promontory. – Mém. BRGM, 115, 331–351, Orléans 1980.
- BACHMANN, G. H., DOHR, G. & MÜLLER, M.: Exploration in a classic thrust belt and its foreland: Bavarian Alps, Germany. – Bull. AAPG, 66/12, 2529–2542, Tulsa 1982.
- BACHMANN, G. H., KOCH, K. et al.: Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in den bayerischen Alpen. – Erdöl-Z., 97/4, 127–133, Wien–Hamburg 1981.
- BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M.: Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – Geol. Bavarica, 81, 17–53, München 1981.
- BAJANIĆ, Š. & REICHWALDER, P.: Outline of the paleotectonic development of the Gemeric and its relation to adjacent tectonic units. – Aus M. MAHEL & P. REICHWALDER (Hsgeb.): Czechoslovak geology and global tectonics, 141–154, Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1979.
- BALKAY, B.: Probleme der tektonischen Spannungsverteilung im Karpatenraum. – Geol. Rdschau, 50, 396–403, Stuttgart 1960.
- BALLA, Z.: Development of the Pannonian Basin basement through the Cretaceous–Cenozoic collision: a new synthesis. – Tectonophysics, 88/1–2, 61–102, Amsterdam 1982.
- BALLA, Z., BAKSA, C. et al.: The tectonic setting of the ophiolites in the Bükk Mountains (North Hungary). – Geol. Zborník, 31/4, 465–493, Preßburg 1980.
- BALLA, Z., HOVORKA, D. et al.: Mesozoic ophiolites of the Bükk Mountains (North Hungary). – Ofioliti, 8/1, 5–45, Bologna 1983.
- BALOGH, K. & BARABÁS, A.: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Miner. Petrogr., 20/2, 191–207, Szeged 1972.
- BALOGH, K. & KÖRÖSSY, L.: Tektonische Karte Ungarns im Maßstabe 1 : 1,000.000. – Acta geol. Acad. Sci. Hungaricae, 12/1–4, 255–262, Budapest 1968.
- BAUER, F., RUTNER, A. & SCHNABEL, W.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 71 – Ybbsitz. – 82 S., Wien (Geol. B.-A.) 1979.
- BAUER, F. K. & SCHÖNLAUB, H. P.: Der Drauzug (Gailtaler Alpen – Nordkarawanken). – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 405–425, Wien (Springer) 1980a.
- BAUER, F. K. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die Südalpen (Karnische Alpen – Südkarawanken). – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 426–451, Wien (Springer) 1980b.
- BAUSCH, W. M. & POLL, K. G.: Das Profil Loser/Altaussee – Bindeglied zwischen alpinem und süddeutschem Malm. – Geol. Rdschau, 73/1, 351–369, Stuttgart 1984.
- BÉBIEN, J., BLANCHET, R. et al.: Le volcanisme triasique des Dinarides en Yougoslavie: se place dans l'évolution géotectonique peri-méditerranéenne. – Tectonophysics, 47, 159–176, Amsterdam 1978.
- BECCALUVA, L., GATTO, G. O. et al.: Geochemistry and petrology of dyke magmatism in the Alto Adige (Eastern Alps) and its geodynamic implications. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1979/6, 321–339, Stuttgart 1979.
- BECHSTÄDT, T.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., 121/1, 1–121, Wien 1978.
- BECHSTÄDT, T.: The lead-zinc deposits of Bleiberg-Kreuth (Carinthia, Austria): palinspastic situation, paleogeography and ore mineralisation. – Verh. Geol. B.-A., 1978/3, 221–235, Wien 1979.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynkinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geol. Rdschau, 65/2, 616–648, Stuttgart 1976.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. et al.: Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 156/2, 157–178, Stuttgart 1978.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Bemerkungen zu A. TOLLMANNs tektonischer Synthese der Ostalpen. – Geol. Rdschau, 50, 517–524, Stuttgart 1960.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich – 1 : 1,000.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1964.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Über das Westende der Pannonischen Masse. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59 (1966), 139–150, Wien 1967.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Versuch einer tektonischen Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 106/3 (1969), 70–73, Wien 1970.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Über Bau und Entwicklung der Ostalpen mit Ausblick auf Westungarn. – Acta geol. Acad. Sci. Hungaricae, 20/1–2, 125–134, Budapest 1976.
- BECK-MANNAGETTA, P. & MATURA, A.: Geologische Karte von Österreich 1 : 1,500.000 (ohne Quartär). – Wien (Geol. B.-A.) 1980.
- BECK-MANNAGETTA, P., MEDWENITSCH, W. & FRITZ, P.: Atlas der Donauländer, Blatt 131: Geologie, 1 : 2,000.000. – Wien (Österr. Ost- u. Südosteuropainst.) 1978.
- BECK-MANNAGETTA, P. & PREY, S.: Austrian Eastern Alps. – Aus Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, 53–90, Preßburg 1974.
- BECKE, M. & MAURITSCH, H. J.: Paläomagnetik, Teilbericht für das Jahr 1982. – Jber. 1982 Hochschulschwerpt. S 15, 33–44, Graz 1983.
- BEHRENS, M.: Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 116, 51–83, Wien 1973.
- BEMMELEN, R. W. & MEULENKAMP, J. E.: Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich) III. Teil: Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 108, 213–268, Wien 1965.
- BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W.: Anchizonale Metamorphose am Nordrand des Tennengebirges (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 118/5, 63–66, Wien 1981.
- BERNOULLI, D., CARON, C. et al.: Evolution of continental margins in the Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 59, 165–170, Zürich 1979.
- BERNOULLI, D. & LEMOINE, M.: Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. – Mém. BRGM, 115, 168–179, Orléans 1980.

- BERTLE, H.: Kurze Mitteilung über ein NNE-SSW-streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1970/3**, 486–490, Wien 1970.
- BERTLE, H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens — Österreich. — *Mitt. Ges. Geol.-u. Bergbaustud.*, **22**, 1–59, Wien 1973.
- BICKLE, M. J. & PEARCE, J. A.: Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **49**, 177–189, Heidelberg 1975.
- BIELY, A.: Bemerkungen zur Geologie des Mesozoikums der „Veporiden-Wurzelzonen“. — *Geol. práce*, **21**, 109–125, Preßburg 1961.
- BIELY, A., BUDAY, T. et al.: Tectonic map of Czechoslovakia 1 : 1.000.000. — *Aus Regional Geology of Czechoslovakia*, Geol. Atlas, Prag (Geol. Survey Czechoslovakia) 1967.
- BIELY, A. & FUSAN, O.: Zum Problem der Wurzelzonen der subtratischen Decken. — *Geol. práce*, **42**, 51–64, Preßburg 1967.
- BIJU-DUVAL, B., LETOUZEY, J. & MONTADERT, L.: Structure and evolution of the Mediterranean basins. — *Initial Rep. DSDP*, **42/1**, 951–984, Washington 1978.
- BIRKENMAJER, K.: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. — *Jb. Geol. B.-A.*, **103**, 1–36, Wien 1960.
- BIRKENMAJER, K.: Remarks on the geology of the Grestener Klippenzone, Voralpen (Austria). — *Bull. Acad. Polon. Sci.*, **9/4**, 205–211, Warschau 1961.
- BIRKENMAJER, K.: Remarks on the geology of the Pieninische Klippenzone near Vienna (Austria). — *Bull. Acad. Polon. Sci.*, **10/1**, 19–25, Warschau 1962.
- BISTRITSCHAN, K. & BRAUMÜLLER, E.: Die Geologie des Stollens Rauris-Kitzloch im Bereiche des Tauernnordrandes (Salzburg). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **49** (1956), 85–106, Wien 1958.
- BLEIL, U. & POHL, J.: The Berchtesgaden magnetic anomaly. — *Geol. Rdschau*, **65/2**, 756–767, Stuttgart 1976.
- BLEIL, U. & POHL, J.: Interpretation of the Berchtesgaden magnetic anomaly. — *Aus H. CLOOS et al. (Hsbg.): Alps, Apennines, Hellenids*, 78–79, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- BODRI, L. & BODRI, B.: Numerical simulation of initiating processes of the evolution of sedimentary basins: The Pannonian. — *Rock Mechanics*, Sdb. **9**, 233–244, Wien 1980.
- BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1975/2–3**, 163–199, Wien 1975.
- BÖGEL, H.: Eine Geotraverse durch die mittleren Ost- und Südalpen. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56/2**, 567–579, Zürich 1976.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. — **231 S.**, Thun (Ott) 1976.
- BOLLI, H., BURRI, M. et al.: Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. — *Eclogae geol. Helv.*, **73/3**, 779–797, Basel 1980.
- BORSI, S., MORO, A. et al.: New geopetrologic and radiometric data on the alpine history of the austriac continental margin south of the Tauern Window (Eastern Alps). — *Mem. Sci. Geol.*, **32** (1977–79), 17 S., Padua 1979.
- BORSI, S., MORO, A. et al.: On the age of the Periadriatic Renssen Massif (Eastern Alps). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1978/5**, 267–272, Stuttgart 1978.
- BORSI, S., MORO, A. et al.: On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) Massif and its geodynamic significance. — *Geol. Rdschau*, **68/1**, 41–60, Stuttgart 1979.
- BOSELLINI, A. & HSÜ, K. J.: Mediterranean plate tectonics and Triassic palaeogeography. — *Nature*, **244/5412**, 144–146, London 1973.
- BRANDNER, R.: Geologische Übersichtskarte von Tirol 1 : 300.000. — *Tirol-Atlas*, Innsbruck (Wagner) 1980.
- BRANDNER, R.: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. — *Jb. Geol. B.-A.*, **126/4** (1983), 435–475, Wien 1984.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher und Rauristal. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **30–31** (1937–38), 37–150, Wien 1939.
- BRIX, F.: Der Raum von Wien im Lauf der Erdgeschichte. — *Aus Naturgeschichte Wiens*, **1**, 27–190, Wien–München (Jugend und Volk) 1970.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Teil I: Zur Geologie der Beckenfüllung und des Untergrundes. — *Erdöl-Z.*, **80/2**, 3–22, Wien 1964.
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. — *Erdöl-Z.*, **93** (Sdh.), 12–35, Wien–Hamburg 1977.
- BRÜCKL, J. & SCHRAMM, J. M.: Metamorphosestudien in spätalpidisch wiederbelebten Schuppenzonen des Oberostalpins (Profil Wagrain – Hütten – St. Martin – Abtenau, Salzburg). — *Jber. 1981 Hochschulschwerpkt.* S 15, 79–85, Leoben 1982.
- BÜCHI, U. P. & TRÜMPY, R.: Bemerkungen zum geologischen Profil längs der Geotraverse Basel – Chiasso. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56/2**, 589–603, Zürich 1976.
- BÜRGISSER, H. M., FREI, H. P. & RESCH, W.: Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Molasse der Niderschweiz und des Vorarlbergs vom 19. bis 21. Oktober 1980. — *Eclogae geol. Helv.*, **74/1**, 297–310, Basel 1981.
- BUJNOVSKÝ, A., KANTOR, J. & VOZÁR, J.: Radiometric dating of Mesozoic basic eruptive rocks of the Krížna nappe in the NW part of the Low Tatra. — *Geol. Zborník*, **32/2**, 221–230, Preßburg 1981.
- BURCHFIEL, B. C.: Geology of Romania. — *Spec. Pap. Geol. Soc. America*, **82 S.**, Boulder 1976.
- BURCHFIEL, B. C.: Eastern European alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. — *Tectonophysics*, **63/1–4**, 31–61, Amsterdam 1980.
- BURCHFIEL, B. C. & ROYDEN, L.: Carpathian foreland fold and thrust belt and its relation to Pannonian and other basins. — *Bull. AAPG*, **66/9**, 1179–1195, Tulsa 1982.
- BURGER, H.: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und Verspala (Osträtikon). — *Eclogae geol. Helv.*, **71/2**, 255–266, Basel 1978.
- BUTT, A. & HERM, D.: Paleo-oceanographic aspects of the Upper Cretaceous geosynclinal sediments of the Eastern Alps. — *Aus H. CLOOS et al. (Hsbg.): Alps, Apennines, Hellenids*, 87–95, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. — **480 S.**, 2. Aufl., Basel (Wepf & Co.) 1953.
- CADISCH, J.: Zur Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1961/2**, 115–124, Wien 1961.
- CARON, C.: Survol géologique des Alpes occidentales. — *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.*, **62/2**, 73–81, Fribourg 1973.
- CARON, C., HESSE, R. et al.: Comparaison préliminaire des flyschs à Helminthoides sur trois transversales des Alpes. — *Eclogae geol. Helv.*, **74/2**, 369–378, Basel 1981.
- CARON, M., DÖSSEGER, R. et al.: Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). — *Eclogae geol. Helv.*, **75/1**, 159–169, Basel 1982.
- CARROZZO, M. T., LUZIO, D. et al.: Crust and upper mantle structures in the Southern Alps from deep seismic sounding profiles (1977, 1978) and surface wave dispersion analysis. — *Boll. Geof. terr. appl.*, **13/92**, 297–330, sine loco 1981.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F. et al.: Middle Triassic magmatism in Southern Alps. II: a geodynamic model. — *Riv. Ital. Paleon.*, **85/3–4**, 1111–1123, Mailand 1980.
- CASTELLARIN, A. & ROSSI, P. L.: Southern Alps: an aborted Middle Triassic chain? — *Giorn. Geol.*, **43/2**, 313–326, Bologna 1980.
- CASTELLARIN, A. & ROSSI, P. M. L.: The Southern Alps: an aborted Middle Triassic mountain chain? — *Eclogae geol. Helv.*, **74/2**, 313–316, Basel 1981.
- CHANNELL, J. E. T., ARGENIO, B. & HORVÁTH, F.: Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography. — *Earth Sci. Rev.*, **15/3**, 213–292, Amsterdam 1979.
- CHMELÍK, F.: Die Geologie der Zdonky-Einheit und ihre Stellung im alpin-karpatischen System. — *Sborník geol. Věd, Geol.*, **19**, 123–149, Prag 1971.

- CHOROWICZ, J. & GEYSSANT, J.: La paléofaïlle transformante Split – Karlovac – Vienne. Introduction à un modèle d'évolution des chaînes alpines de l'Europe moyenne. – *Rev. Géogr. physique Géol. dynamique*, (2), **18/1**, 127–142, Paris 1976.
- CLAR, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1953/2**, 93–104, Wien 1953a.
- CLAR, E.: Gesteinswelt und geologischer Bau längs der Großglockner Hochalpenstraße. – *Carinthia II*, **143**, 176–184, Klagenfurt 1953b.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, Sdh. G, 11–35, Wien 1965.
- CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **122** (1970), 161–167, Hannover 1971.
- CLAR, E.: Eindrücke aus Besichtigung und Diskussion Wien – St. Johann. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972/1**, 181–182, Wien 1972.
- CLAR, E.: Review of the structure of the Eastern Alps. – *Aus Gravity and Tectonics*, 253–270, New York 1973.
- CLAR, E.: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. – *Clausth. Geol. Abh.*, Sdb. 1, 187–198, Clausthal-Zellerfeld 1975.
- CLAR, E.: Vom Variscischen Gebirge im Raume der Ostalpen. – *Nova Acta Leopoldina*, **45/224**, N. F., 111–134, Leipzig 1976.
- CLAR, E.: East-alpine relations of plate tectonics. – *Acta geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **18/1–2** (1974), 37–38, Budapest 1978.
- CLIFF, R. A.: Rb-Sr isotopic measurements on granite-gneisses from the Granatspitzkern, Hohe Tauern, Austria. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1977/2**, 101–104, Wien 1977.
- CLIFF, R. A., HOLZER, H. F. & REX, D. C.: The age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the history of the Periadriatic Lineament. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974/2–3**, 347–350, Wien 1975.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J. et al.: Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reißeck and southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **114/2**, 121–272, Wien 1971.
- CLOOS, H., RÖDER, D. & SCHMIDT, K. (Hsgb.): Alps, Apennines, Hellenids. Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists. – 620 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- CORNÁ, O.: Über das Vorkommen jurassisch-unterkretacischer Palynoflora in der Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich). – *Geol. Zborník*, **23/2**, 353–359, Preßburg 1972.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. – *Z. dt. geol. Ges.*, **92/4–5**, 271–312, Berlin 1940.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Kritik der Gleithypothesen der Gebirgsbildung. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **86/4**, 86–93, Wien 1949.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1 : 25.000. – 34 S., Wien (Geol. B.-A.) 1935.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Gedanken zur tektonischen Stellung der Lienz Dolomiten in Osttirol (Österreich). – *Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. III/1*, 36–39, Berlin 1960.
- CRISCI, C. M., FERRARA, G. et al.: Geochemical and geochronological data on Triassic volcanism of the Southern Alps of Lombardy (Italy): genetic implications. – *Geol. Rdschau*, **73/1**, 279–292, Stuttgart 1984.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J.: Review of the facies and palaeogeography of the Cretaceous in Hungary. – *Int. Union Geol. Sci., ser. A/6*, 413–424, Stuttgart 1979.
- CSÁSZÁR, G., HAAS, J. et al.: The role of middle and late alpine tectonic phases in the geological evolution of Hungary. – *Jber. Ung. Geol. Anst.*, **1980**, 509–516, Budapest 1982.
- CSÁSZÁR, G., FRIDEL-MATYÓK, I. & KOVÁCS-BODROGI, I.: Cretaceous rocks drilled at Nagybaracska (S Hungary). – *Jber. Ung. Geol. Anst.*, **1981**, 215–238, Budapest 1983.
- CZURDA, K.: Abriß der Geologie Vorarlbergs. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10/5**, 175–182, Innsbruck 1980.
- CZURDA, K.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Kalkalpin auf Blatt 112 Bezau. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980/1**, A79–A80, Wien 1983.
- DANK, V. & BODZAY, I.: Geohistorical background of the potential hydrocarbon reserves in Hungary. – *Acta Miner. Petrogr.*, **20/1**, 57–70, Szeged 1971.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **69** (1976), 77–88, Wien 1978.
- DEBELMAS, J.: Alpine Europe. – *Episodes*, **1**, 28–32, sine loco 1980.
- DEBELMAS, J. & LEMOINE, M.: The western Alps: palaeogeography and structure. – *Earth Sci. Rev.*, **6**, 221–256, Amsterdam 1970.
- DEBELMAS, J., OBERHAUSER, R. et al.: L'arc alpine-carpathique. – *Mém. BRGM*, **115**, 86–96, Orléans 1980.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Klastische Entwicklung im Neokom der Reichraminger Decke (Ennstal, O.Ö.). – *Jber. 1982 Hochschulschwerpkt.* S 15, 135–143, Graz 1983.
- DEL-NEGRO, W.: Neue Vorstellungen über den Bau der Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **105/1**, 1–18, Wien 1962.
- DEL-NEGRO, W.: Randbemerkungen zur Ostalpensynthese. – *Veröff. Haus d. Natur, Abt. II*, **16/3**, 28–36, Salzburg 1965.
- DEL-NEGRO, W.: Das Bildungsgesetz der Alpen und Apenninen. – *Salzburger Universitätsreden*, **40**, 5–24, Salzburg 1969.
- DEL-NEGRO, W.: Salzburg. – *Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie*, 2. Aufl., 101 S., Wien (Geol. B.-A.) 1970.
- DEL-NEGRO, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg. – 41 S., Wien (Geol. B.-A.) 1979.
- DEL-NEGRO, W.: Geologie des Landes Salzburg. – *Schriftenreihe des Landespressebüros*, **45**, 152 S., Salzburg 1983.
- DENNIS, J. G.: Geosynklinale, Orogenese und Plattentektonik. – *Z. dt. geol. Ges.*, **127/1**, 73–85, Hannover 1976.
- DERKMANN, K. J. & KLEMM, D. D.: Kies-mineralizations in ophiolitic rocks of the Upper Tauern-Schieferhülle. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1978/3**, 285–291, Wien 1979.
- DESMONS, J.: Étapes tectonogénétiques des chaînes alpines: corrélation des phases de déformation, de métamorphisme et de magmatisme. – *Mém. BRGM*, **115**, 289–313, Orléans 1980.
- DEUTSCH, A.: Datierungen an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.*, **76/2**, 295–308, Basel 1983.
- DIETRICH, H.: Petrologische Untersuchungen zur Metamorphose des Brennermesozoikums. – *Fortschr. Miner.*, **59**, Beih. 1, 37–38, Stuttgart 1981.
- DIETRICH, H.: Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **31/3–4**, 235–257, Wien 1983.
- DIETRICH, V.: Geosynklinale Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz). – *Geol. Rdschau*, **57**, 246–264, Stuttgart 1967.
- DIETRICH, V.: Die Stratigraphie der Platta-Decke. Faziale Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. – *Eclogae geol. Helv.*, **63/2**, 631–671, Basel 1970.
- DIETRICH, V.: Evolution of the Eastern Alps: a plate tectonics working hypothesis. – *Geology*, **4/3**, 147–152, Boulder 1976.
- DIETRICH, V. J.: The distribution of ophiolites in the Alps. – *Ophioliti*, Sdb. 1, 7–51, Bologna 1980.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung). – *Geol. Rdschau*, **65/2**, 361–374, Stuttgart 1976a.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – *Geotekt. Forsch.*, **50**, 85–109, Stuttgart 1976b.
- DIETRICH, V. & FRANZ, U.: The Gosau-Formation (northern Calcareous Alps), an example of an alpine Trench-Slope-Con-

- tinental Margin. — Aus H. CLOOS et al. (Hsbg.): Alps, Apennines, Hellenids, 95–96, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- DIETRICH, V., VUAGNAT, M. & BERTRAND, J.: Alpine metamorphism of mafic rocks. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54/2–3**, 291–332, Zürich 1974.
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. & MÜLLER, W. H.: Die Sedimentationsserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2). — *Eclogae geol. Helv.*, **75/2**, 303–330, Basel 1982.
- DÖSSEGGER, R. & TRÜMPY, R.: Zur Verwendung des Begriffes „Verrucano“ (s. l.) in den Schweizer Alpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1972/1**, 183–184, Wien 1972.
- DOLENKO, G. N., BOITSCHESKAJA, L. T. et al.: Ofioliti i rasvitie ukrainskich Karpat w plane tektoniki litosferichnii plit. — *Geol. Zborník*, **32/4**, 449–463, Preßburg 1981.
- DROOP, G. T. R.: Alpine metamorphism of pelitic schists in the South-East Tauern Window, Austria. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **61/2–3**, 237–273, Zürich 1981.
- DUMITRICA, P. & MELLO, J.: On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovec and Bohúňovo, Slovak Karst, ČSSR). — *Geol. práce*, **77**, 17–28, Preßburg 1982.
- ELIAS, M.: Facies and paleogeography of the Silesian unit in the western part of the Czechoslovak Flysch Carpathian. — *Věstník UUG*, **54/6**, 327–340, Prag 1979a.
- ELIAS, M.: Notes on the paleogeographic and paleotectonic development of the Flysch Carpathians. — Aus M. MAHEL & P. REICHWALDER (Hsbg.): Czechoslovak geology and global tectonics, 115–126, Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1979b.
- ENZENBERG, M.: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. — *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud.*, **17** (1966), 5–50, Wien 1967.
- ENZENBERG-PRÄHAUSER, M.: Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold – Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). — *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud.*, **23**, 163–180, Wien 1976.
- ERKAN, E.: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, **120/2**, 343–400, Wien 1977.
- ERNST, W. G.: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. — *Bull. Geol. Soc. America*, **84/6**, 2053–2078, Boulder 1973.
- EVANS, A. M.: Mineralization in geosynclines – the alpine enigma. — *Mineral. Deposita*, **10**, 254–260, Berlin 1975.
- EXNER, C.: Alpenexkursion V. Tauernfenster (Gastein – Mallnitz). — *Verh. Geol. B.-A., Sdh. A*, **76–88**, Wien 1951a.
- EXNER, C.: Der rezente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **39–41** (1946–48), 75–84, Wien 1951b.
- EXNER, C.: Geologische Probleme der Hohen Tauern. — *Verh. Geol. B.-A., Sdh. C*, **86–95**, Wien 1952.
- EXNER, C.: Sonnblicklamelle und Mölltallinie. — *Jb. Geol. B.-A.*, **105/2**, 273–286, Wien 1962.
- EXNER, C.: Exkursion I/3: Sonnblickgruppe (östl. Hohe Tauern). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **57/1**, 33–48, Wien 1964a.
- EXNER, C.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe. — 170 S., Wien (Geol. B.-A.) 1964b.
- EXNER, C.: Die Geologie des Thermalstollens und seiner Umgebung. — *Forschungen und Forscher*, **5**, 87–98, Wien 1965.
- EXNER, C.: Tauern – Westalpen. Ein Vergleich. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **58** (1965), 1–21, Wien 1966.
- EXNER, C.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). — *Jb. Geol. B.-A.*, **114/1**, 1–119, Wien 1971.
- EXNER, C.: Fortschritte der geologischen Forschung im Tauernfenster (Österreich und Italien). — *Zbl. Geol. Paläont.*, **1973/5–6**, 323–346, Stuttgart 1974.
- EXNER, C.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1976/2**, 3–64, Wien 1976.
- EXNER, C.: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. — *Jb. Geol. B.-A.*, **122/1**, 1–73, Wien 1979.
- EXNER, C.: Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. — *Jb. Geol. B.-A.*, **123/2**, 343–410, Wien 1980.
- EXNER, C.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe (Blatt Muhr, Ö.K. 156 – Südteil, 1 : 25.000). — *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **29**, 41–74, Wien 1983.
- EXNER, C. & KIRCHNER, E. C.: Zum Chemismus einiger basischer Gesteine aus dem Flysch und Klippenraum. — *Jber. 1981 Hochschulschwerpkt.* S 15, 55–59, Leoben 1982.
- EXNER, C. & ZIRKL, E. J.: Serpentin und Ophicalcit vom Steinbruch „Tommach“ bei Gstadt (Klippenzone bei Waidhofen a. d. Ybbs). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1962/1**, 45–49, Wien 1962.
- FALKE, H.: Vergleich zwischen den Ablagerungen des Verrucano in den Westalpen und des Rotliegenden in Süddeutschland und Frankreich. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1972/1**, 11–32, Wien 1972a.
- FALKE, H.: Stellungnahme zur Verwendung des Begriffes „Verrucano“. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1972/1**, 185–186, Wien 1972b.
- FARABEGOLI, E. & ZANCHE, V.: A first report of Lower Anisian volcanism in the Southern Alps. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1980/11**, 643–650, Stuttgart 1980.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des NW Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.) – Österreich. — *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud.*, **19**, 27–70, Wien 1970.
- FAUPL, P.: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias–Neokom) von Ober- und Niederösterreich. Ein Beitrag zur Herkunft und Genese. — *Jb. Geol. B.-A.*, **118**, 1–74, Wien 1975a.
- FAUPL, P.: Schwermineralien und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1975/9**, 528–540, Stuttgart 1975b.
- FAUPL, P.: Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1976/8**, 449–470, Stuttgart 1976.
- FAUPL, P.: Untersuchungen an terrigenen Gesteinen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen (Vorbericht). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1977/2**, 13–15, Wien 1977a.
- FAUPL, P.: Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **113** (1976), 131–134, Wien 1977b.
- FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. — *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **25**, 81–110, Wien 1978.
- FAUPL, P.: Turbiditserien in den Kreideablagerungen des Ostalpins und ihre paläogeographische Bedeutung. — *Int. Union Geol. Sci., ser. A/6*, 403–411, Stuttgart 1979.
- FAUPL, P.: Die Entstehung der Flysche im Lichte der Kontinentalrandforschung. — *Schr. Ver. Verbr. naturwiss. Kenntnisse*, **119/120**, 39–72, Wien 1980.
- FAUPL, P.: Zur Gosauentwicklung im Süden der Weyerer Bögen zwischen Unterlaussa und St. Gallen (Stmk.). — *Jber. 1981 Hochschulschwerpkt.* S 15, 133–147, Leoben 1982.
- FAUPL, P.: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *Jb. Geol. B.-A.*, **126/2**, 219–244, Wien 1983.
- FAUPL, P., GRÜN, W. et al.: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. — *Jb. Geol. B.-A.*, **113/1**, 73–158, Wien 1970.
- FAUPL, P. & MILLER, C.: Über das Auftreten von Kaersutit als Schwermineral in den Roßfeldschichten (Unterkreide) der Nördlichen Kalkalpen. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **114** (1977), 156–160, Wien 1978.
- FAUPL, P. & THÖNI, M.: Radiometrische Daten von Kristallinklastika aus der Flyschgosau der Weyerer Bögen. — *Jber. 1980 Hochschulschwerpkt.* S 15, 129–138, Graz 1981.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A.: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. — *Geol. Rdschau*, **68/1**, 93–120, Stuttgart 1979.

- FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **63** (1970), 52–141, Wien 1972.
- FINGER, F. & HÖCK, V.: Die Grüngesteine von Karteis (Großarlal, Hohe Tauern) — ein Typusprofil des Grüngesteinszuges Zederhaustal — Großarlal — Rauristal. — Jber. **1981** Hochschulschwerpkt. S 15, 39–54, Leoben 1982.
- FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1960/5**, 202–220, Stuttgart 1960.
- FLÜGEL, H.: Der geologische Bau der Ostalpen. — Forschungen u. Fortschritte, **38/5**, 129–134, Berlin 1964.
- FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. — Geol. Rdschau, **64/1**, 1–62, Stuttgart 1975.
- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977/11**, 659–674, Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H. W.: Zur variszischen Verbindung von Ober- und Mittelostalpin. — Carinthia II, **170/90**, 133–141, Klagenfurt 1980a.
- FLÜGEL, H. W.: Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 25–36, Wien 1980b.
- FLÜGEL, H. W.: Zur Trennung jungvariszischer und altalpidischer Tektonik im Paläozoikum von Graz. — Jber. **1980** Hochschulschwerpkt. S 15, 105–113, Graz 1981.
- FLÜGEL, H. W.: Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. — Jber. **1982** Hochschulschwerpkt. S 15, 109–119, Graz 1983.
- FLÜGEL, H. & MAURIN, V.: Triasverdächtige Gesteine am Südostrand des Grazer Paläozoikums. — Der Karinthin, **34/35**, 198–206, Klagenfurt 1957.
- FLÜGEL, H. W., MAURITSCH, H. J. et al.: Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 201–211, Wien 1980.
- FÖLLMI, K. B.: Sedimentäre Hinweise auf oberkretazische Tektonik im Vorarlberger Helvetikum. — Eclogae geol. Helv., **74/1**, 175–187, Basel 1981.
- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe. — Wiss. Alpenvereins., **21**, 95–111, München 1969.
- FRANK, W.: Die Entwicklung des Metamorphikums in den Alpen. — Nachr. dt. geol. Ges., **13**, 16–17, Hannover 1975.
- FRANK, W.: Zeitablauf kretazischer Metamorphose und Tektonik im Ostalpin. — Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Verein. (Geologie der Alpen), 12–13, Berchtesgaden 1983a.
- FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. — Jber. **1982** Hochschulschwerpkt. S 15, 249–262, Graz 1983b.
- FRANK, W., ALBER, J. & THÖNI, M.: Jungalpine K/Ar-Alter von Helglimmern aus dem Permotriaszug von Mauis — Penser Joch (Südtirol). — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **114** (1977), 102–107, Wien 1978.
- FRANK, W., ESTERLUS, M. et al.: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. — Jber. **1982** Hochschulschwerpkt. S 15, 263–293, Graz 1983.
- FRANK, W., FREY, I. & JUNG, G.: Strukturgeologische und geochronologische Neuergaben aus Stub- und Koralpe. — Jber. **1980** Hochschulschwerpkt. S 15, 11–18, Graz 1981.
- FRANK, W., MILLER, C. et al.: Das penninische Kristallin im Mittelabschnitt des Tauernfensters und die Rieserfernerintrusion mit ihrem Kontakthof. — Fortschr. Miner., **59** (Beih. 2), 97–128, Stuttgart 1981.
- FRASL, G.: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. — Min. Mittbl. Joanneum, **2**, 41–63, Graz 1957.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A., **101/3**, 323–472, Wien 1958.
- FRASL, G.: Zur Verbreitung der tonalitisches-quarzdioritischen Blöcke vom Typus Schaitten am Nordrand der Ostalpen (Beitrag zur Kenntnis des versenkten helvetischen Kristallins). — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 323–334, Wien 1980.
- FRASL, G.: Die ursprüngliche Basis von Flysch und Ultrahelvetikum in der Umgebung von Salzburg. — Jber. **1983** Hochschulschwerpkt. S 15, 37–65, Graz 1984.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Exkursion I/2: Mittlere Hohe Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, 17–31, Wien 1964.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. — Der Aufschluß, Sdh. **15**, 30–58, Heidelberg 1966.
- FRASL, G. & HERBST, J.: Zur Frage der Herkunft der blaugrünen Hornblenden in der Molassezone am Alpennordrand (aufbauend auf einen Vergleich der Hornblenden aus Sanden des Sölktales mit solchen aus dem Tauernfenster). — Jber. **1982** Hochschulschwerpkt. S 15, 57–65, Graz 1983.
- FRASL, G. & KIRCHNER, E. C.: Frühalpiner basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone. — Jber. **1980** Hochschulschwerpkt. S 15, 81–90, Graz 1981.
- FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. — Geol. Bavarica, **66**, 7–91, München 1972.
- FREY, M., JÄGER, E. & NIGGLI, E.: Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotraverse Basel — Chiasso. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56/2**, 649–659, Zürich 1976.
- FRISCH, J.: Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. — Jb. Geol. B.-A., **118**, 75–117, Wien 1975.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **18** (1967), 287–336, Wien 1968.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner — Gerlospaß). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67** (1973–74), 9–20, Wien 1974.
- FRISCH, W.: Ein Typus-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). — Verh. Geol. B.-A., **1974/2–3**, 201–221, Wien 1975a.
- FRISCH, W.: Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies — ein Vergleich des Jura. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975/1**, 82–90, Stuttgart 1975b.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. — Geol. Rdschau, **65/2**, 375–393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: Die Alpen im westmediterranen Orogen — eine plattentektonische Rekonstruktion. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **24**, 263–275, Wien 1977.
- FRISCH, W.: A plate tectonics model of the Eastern Alps. — Aus H. CLOOS et al. (Hsbg.): Alps, Apennines, Hellenids, 167–172, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. — Tectonophysics, **60/3–4**, 121–139, Amsterdam 1979.
- FRISCH, W.: Plate motions in the alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 45–48, Wien 1980a.
- FRISCH, W.: Post-Hercynian formations of the western Tauern Window: sedimentological features, depositional environment, and age. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 49–63, Wien 1980b.
- FRISCH, W.: Tectonics of the western Tauern Window. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 65–71, Wien 1980c.
- FRISCH, W.: Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. — Geol. Rdschau, **70/2**, 402–411, Stuttgart 1981.
- FRISCH, W.: Geologische Studien im Unterengadiner Fenster. — Jber. **1981** Hochschulschwerpkt. S 15, 163–173, Leoben 1982.

- FRISCH, W.: Das metamorphe Stockwerk in den Ostalpen. – Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Vereinig. (Geologie der Alpen), 14–15, Berchtesgaden 1983.
- FRISCH, W.: Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. – Geol. Rdschau, **73/1**, 33–45, Stuttgart 1984.
- FRISCH, W. & KELM, U.: Geologische Studien in der Tasnaze (Unterengadiner Fenster) und in der „Nordrahmenzone“ (Tauernfenster). – Jber. **1982** Hochschulschwerpkt. S 15, 161–166, Graz 1983.
- FRISCH, W. & POPP, F.: Die Fortsetzung der „Nordrahmenzone“ im Westteil des Tauernfensters. – Jber. **1980** Hochschulschwerpkt. S 15, 139–148, Graz 1981.
- FRIZZO, P. & VISONÀ, D.: New data regarding lithostratigraphy and metamorphism of the Steinach Nappe (Brenner region, Eastern Alps). – Studi Trentini Sci. Nat., **58**, 3–10, Trient 1981.
- FROMM, K. & PUCHER, R.: A palaeomagnetic guide for the drift of the African and European plates. – Aus H. CLOOS et al. (Hsgeb.): Alps, Apennines, Hellenids, 19–23, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R.: Hauptdolomit – sedimentary and paleogeographic models (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geol. Rdschau, **73/1**, 305–319, Stuttgart 1984.
- FUCHS, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze – Großvenediger (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **101/2**, 201–248, Wien 1958.
- FUCHS, G.: Zur tektonischen Stellung der mittleren Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1962/1**, 80–96, Wien 1962.
- FUCHS, W.: Neue Funde tieferer Oberkreide in der Flyschzone bei Wien. – Verh. Geol. B.-A., **1963/1–2**, 24–28, Wien 1963.
- FUCHS, W.: Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). – Jb. Geol. B.-A., **108**, 155–194, Wien 1965.
- FUCHS, W.: Über Ursprung und Phylogenie der Trias-„Globigerinen“ und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. – Verh. Geol. B.-A., **1967/1–2**, 135–176, Wien 1967.
- FUCHS, W.: Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Mikrofauuna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten vom Grabenwald (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1968/1–2**, 87–97, Wien 1968.
- FUCHS, W.: Zur Stammesgeschichte der Planktonforaminiferen und verwandter Formen im Mesozoikum (eine vorläufige Betrachtung). – Jb. Geol. B.-A., **118**, 193–246, Wien 1975.
- FUCHS, W.: Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March. – Jb. Geol. B.-A., **119/2**, 207–249, Wien 1976.
- FUCHS, W.: Das Jungalpidikum (Die geologische Entwicklung vom Obereozän bis in die Gegenwart). – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 49–55, Wien (Springer) 1980a.
- FUCHS, W.: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 144–176, Wien (Springer) 1980b.
- FUCHS, W. & GRILL, R.: Geologische Karte 1 : 200.000 von Wien und Umgebung. – Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- FUSÁN, O., KODYM, O. et al.: Geologische Karte der Tschechoslowakei 1 : 500.000. – Prag (U. U. G.) 1967.
- GAÁL, G.: Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **16** (1965), 105–148, Wien 1966.
- GAITANAKIS, P.: Faziesgliederung und Tektonik der voralpinen Decken zwischen Enns- und Steyrtal (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **24**, 189–201, Wien 1977.
- GATTO, G. O., GREGNANIN, A. et al.: The „andesitic“ magmatism in the south-western Tyrol and its geodynamic significance. – Geol. Rdschau, **65/2**, 691–700, Stuttgart 1976.
- GAUPP, R.: Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8**, 33–72, München 1982.
- GAUPP, R.: Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). – Zitteliana, **10**, 155–171, München 1983.
- GAUPP, R. & BATTEN, D. J.: Depositional setting of Middle to Upper Cretaceous sediments in the Northern Calcareous Alps from palynological evidence. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983/10**, 585–600, Stuttgart 1983.
- GÉCZY, B.: The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. – Ann. Univ. Sci., sci.-geol., **16**, 99–114, Budapest 1973a.
- GÉCZY, B.: Plate tectonics and paleogeography in the East-mediterranean Mesozoic. – Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae, **17/4**, 421–428, Budapest 1973b.
- GÉCZY, B.: Les ammonites jurassiques de Villány. – Földt. Közl., **112/4**, 363–371, Budapest 1982.
- GERMANN, K.: Volcanism and manganese ore deposition in the Liassic of the Northern Calcareous Alps. – Aus H. CLOOS et al. (Hsgeb.): Alps, Apennines, Hellenids, 96–98, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- GEYSSANT, J.: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. – Verh. Geol. B.-A., **1973/3**, 377–396, Wien 1973.
- GEYSSANT, J.: Corrélations péri-adriatiques le long des Alpes orientales: rapports entre domaines austro-alpin et sud-alpin et tectogenèse crétacée. – Bull. Soc. géol. France, sér. 7, **22/1**, 31–42, Paris 1980.
- GIESE, P.: Die Krustenstruktur der Alpen als Modell einer Kontinent-Kontinent-Kollision. – Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Vereinig. (Geologie der Alpen), S. 18, Berchtesgaden 1983.
- GIESE, P. & REUTTER, K. J.: Crustal and structural features of the margins of the Adria microplate. – Aus H. CLOOS et al. (Hsgeb.): Alps, Apennines, Hellenids, 565–588, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- GIZYCKI, P. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Plutone im SW des Tauernfensters (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978/11**, 657–673, Stuttgart 1978.
- GÖTZE, H. J., ROSENBAACH, O. & SCHÖLER, W.: Gravimetrische Untersuchungen in den östlichen Zentralalpen. – Geol. Rdschau, **68**, 61–82, Stuttgart 1979.
- GOSEN, W. & THIEDIG, F.: Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener-St. Pauler Berge (Kärnten/Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1979/3**, 313–335, Wien 1980.
- GOTTSCHE, P.: Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **58** (1965), 23–86, Wien 1966.
- GRACIANSKY, P. C., BOURDON, M. et al.: The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the western Tethys and Central Atlantic Oceans and their continental margins. – Eclogae geol. Helv., **74/2**, 353–367, Basel 1981.
- GRAUERT, B.: Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Öztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Fortschr. Miner., **59** (Beih. 1), 54–56, Stuttgart 1981.
- GRECULA, P. & VARGA, I.: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. – Mineralia slovaca, **11/4**, 289–297, Preßburg 1979a.
- GRECULA, P. & VARGA, I.: Main discontinuity belts in the inner sial of the Western Carpathians. – Mineralia slovaca, **11/5**, 389–403, Preßburg 1979b.
- GRILL, R. & JANOSCHEK, W.: Erdöl und Erdgas. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 556–574, Wien (Springer) 1980.
- GRILL, R. & KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. – 138 S., Wien (Geol. B.-A.) 1954.
- GRÜN, W., KITTLER, G. et al.: Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. – Jb. Geol. B.-A., **115/2**, 103–186, Wien 1972.

- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G.: Spaltspuren-Datierungen von Apatiten des mittleren und westlichen Tauernfensters. — Fortschr. Miner., **59** (Beih. 1), S. 60, Stuttgart 1981.
- GRUNER, U.: Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., **154**, 136 S., Bern 1981.
- GUBLER, E.: Beitrag des Landesnivelements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56/2**, 675–678, Zürich 1976.
- GWINNER, M. P.: Geologie der Alpen (Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik). — 2. Aufl., 480 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- HÄUSLER, H.: Vergleichende Untersuchungen an nachtriadischen Breccien des Unterostalpins in den Radstädter Tauern und Tarntaler Bergen (Salzburg – Tirol). — Jber. **1981** Hochschulschwerpkt. S 15, 191–201, Leoben 1982.
- HAGN, H.: Das Alter der Konglomerate des Tratenbachs bei Lenggries (Bayer. Alpen). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der Alpenrandzone. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1951/4**, 103–118, Stuttgart 1951.
- HAGN, H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7**, 245–320, München 1967.
- HAGN, H.: Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **18**, 167–235, München 1978.
- HAGN, H.: Jura und Kreide der kalkalpinen Randschuppe und des Helvetikums in der Tiefbohrung Vorderriß 1. — Geol. Bavarica, **81**, 65–113, München 1981a.
- HAGN, H. (Hsbg.): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. — Geol. Bavarica, **82**, 408 S., München 1981b.
- HAGN, H.: Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **22**, 117–135, München 1982.
- HAHN, F.: Versuch einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Tauern. — Verh. Geol. R.-A., **1912/15**, 337–344, Wien 1912.
- HALDIMANN, P. A.: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klostern und dem Gafiental (GR). — Eclogae geol. Helv., **68/2**, 301–310, Basel 1975.
- HAMEDANI, A.: Die mechanische Analyse der N–S streichenden Störungen am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen unter Berücksichtigung der Weyerer Bögen. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **23**, 69–78, Wien 1976.
- HAMMERSCHMIDT, K.: K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age resolution from illites of the Trias of Maulls; Mesozoic cover of the Austroalpine basement, Eastern Alps (South Tyrol). — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **62/1**, 113–133, Zürich 1982.
- HARSCH, W.: Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., **121** (1969), 253–272, Hannover 1970.
- HARTL, H.: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raume Frankenfels und Plankenstein, N.Ö. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **2/1**, 1–21, Wien 1950.
- HAUNSCHILD, H. & JERZ, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000. — 3. Aufl., 168 S., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1981.
- HAWKESWORTH, C. J.: Rb/Sr geochronology in the Eastern Alps. — Contr. Mineral. Petrol., **54/3**, 225–244, Berlin–Heidelberg 1976.
- HAWKESWORTH, C. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate tectonics in the Eastern Alps. — Earth & Plan. Sci. Lett., **24**, 405–413, Amsterdam 1975.
- HEINIGER, C.: Palaeomagnetic and rockmagnetic properties of the Permian volcanics in the western Southern Alps. — J. Geophys., **46/4**, 397–411, Berlin 1979.
- HEINZ, H. & MAURITSCH, H. J.: Paläomagnetische Untersuchungen an der „Periadriatischen Naht“. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 269–274, Wien 1980.
- HEISSEL, W.: Verrucano in Westösterreich. — Verh. Geol. B.-A., **1972/1**, 79–81, Wien 1972.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. et al.: Geologische Karte des Rätikon (Vorarlberg). — Wien (Geol. B.-A.) 1965.
- HEJL, E. & SLAPANSKY, P.: Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. — Jber. **1982** Hochschulschwerpkt. S 15, 17–31, Graz 1983.
- HELBIG, P. & SCHMIDT, K.: Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges (Ostalpen). — Jb. Geol. B.-A., **121/2**, 177–217, Wien 1978.
- HELMCKE, D.: Die Basis der Kreideschiefer östlich des Flexen-Passes (Vorarlberg, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975/2**, 202–211, Stuttgart 1975.
- HELMCKE, D. & PFLAUMANN, U.: Zur Transgression der mittleren Kreide im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg, Österreich). — Geol. et Palaeont., **5**, 149–163, Marburg 1971.
- HERM, D.: Die süddeutsche Kreide – ein Überblick. — Int. Union Geol. Sci., ser. **A/6**, 85–106, Stuttgart 1979.
- HERM, D.: Die kalkalpine Oberkreidesedimentation als Spiegel des geodynamischen Geschehens im Untergrund. — Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Vereinig. (Geologie der Alpen), 22–23, Berchtesgaden 1983.
- HERRMANN, P. & PAHR, A.: Geologische Karte von Österreich 1 : 50.000 Blatt 137 – Oberwart. — Wien (Geol. B.-A.) 1982.
- HERTWECK, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpatischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **12**, 3–84, Wien 1961.
- HERTWECK, G.: Die tektonische Gliederung der Kalkalpen im Bereich des Schwechattaales und des Hohen Lindkogels (N.Ö.). — Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1964/10**, 229–237, Wien 1964.
- HESS, R.: Das Spurenfossil *Asteriacites* im klastischen Permoskyth (Prebichl-Schichten) der südlichen Admonter Schuppenzone (Ostalpen) und seine paläogeographische Bedeutung. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983/9**, 513–519, Stuttgart 1983.
- HESSE, R.: Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayerischen Flysches: Unterkreide. — Geol. Bavarica, **66/2–3**, 148–222, München 1972.
- HESSE, R.: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. — Geol. et Palaeont., Sdb. **2**, 55 S., Marburg 1973.
- HESSE, R.: Dokumentiert der penninische Flysch der Ostalpen als Tiefsee-Grabenfüllung eine kretazisch-alttertiäre Platten-grenze? — Nachr. dt. geol. Ges., **13**, 21–23, Hannover 1975.
- HESSE, R.: The significance of synchronous versus diachronous flysch successions and distribution of arc volcanism in the Alpine-Carpathian arc. — Eclogae geol. Helv., **74/2**, 379–381, Basel 1981a.
- HESSE, R.: Cretaceous-Palaeogene Flysch Zone of the East Alps and Carpathians: identification and plate-tectonic significance of “dormant” and “active” deep sea trenches in the Alpine-Carpathian arc. — Aus J. LEGGETT (Ed.): Trench-Forearc Geology, Geol. Soc. Spec. Pap., **10**, 471–494, London 1981b.
- HESSE, R.: Die Kreide-Tertiärflysche der Ostalpen und Karpaten – Zeugen für Subduktion, Kollision und Blattverschiebungen zwischen Alpen-Karpatenbogen und Vorland. — Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Vereinig. (Geologie der Alpen), 23–24, Berchtesgaden 1983.
- HLAUSCHEK, H.: Der Bau der Alpen und seine Probleme. — 630 S., Stuttgart (Enke) 1983.
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). — Jb. Geol. B.-A., **112/1**, 153–195, Wien 1969.

- HÖCK, V.: Ultrabasische Gesteine der mesozoischen Bündnerschieferserie in den mittleren Hohen Tauern. — Jber. 1980 Hochschulschwerpkt. S 15, 71–80, Graz 1981.
- HÖCK, V.: Mantelheterogenitäten als Ursache chemisch unterschiedlicher Metabasite in den Hohen Tauern. — Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, 47–56, Graz 1983a.
- HÖCK, V.: Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). — *Ofioliti*, 8/1, 103–126, Bologna 1983b.
- HÖCK, V., KOLLER, F. et al.: Petrographie und Mineralogie der Grauwackenzone und der Nordabdachung der Hohen Tauern im Land Salzburg. — *Fortschr. Miner.*, 59 (Beih. 2), 3–37, Stuttgart 1981.
- HÖCK, V. & MILLER, C.: Chemistry of Mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 71/72 (1978–79), 81–88, Wien 1980.
- HOLZER, H. L.: Eine stratigraphische Tabelle der Malmvorkommen Österreichs (mit erläuternden Bemerkungen und einem Schichtnamenverzeichnis). — *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, 4, 219–242, Wien 1978.
- HORVÁTH, F. & VÖRÖS, A.: Plate tectonics of the western Carpatho-Pannonian region: progress and problems. — *Aus Permian of the West Carpathians*, 73–88, Preßburg (Geol. Ústav) 1980.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. C. et al.: Metamorphism in the Austroalpine units between Innsbruck and Salzburg (Austria) — a synopsis. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 71/72 (1978–79), 335–341, Wien 1980.
- HOVORKA, D.: The West Carpathians incomplete ophiolites. — *Aus M. MAHEL & P. REICHWALDER (Hsgb.): Czechoslovak geology and global tectonics*, 155–166, Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1979.
- HSÜ, K. J. & BERNOULLI, D.: Genesis of the Tethys and the Mediterranean. — *Init. Rep. DSDP*, 42, 943–949, Washington 1978.
- HUCKRIEDE, R.: Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt – Unteres Cenoman). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1958/1, 71–86, Wien 1958.
- IMMEL, H.: Cenoman-Ammoniten aus den Losensteiner Schichten der Bayerischen Alpen. — *Int. Union Geol. Sci., ser. A/6*, 607–644, Stuttgart 1979.
- IMMEL, H., ROCHOW, H. & WEIDICH, K. F.: Erste Ammoniten-Funde aus dem oberen Cenoman und Turon der Nördlichen Kalkalpen und ihre paläogeographische Bedeutung. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1981/8, 463–474, Stuttgart 1981.
- ISLER, A. & PANTIĆ, N.: „Schistes lustrés“-Ablagerungen der Tethys. — *Eclogae geol. Helv.*, 73/3, 799–822, Basel 1980.
- JACOB, H., KUCKELKORN, K. & MÜLLER, M.: Inkohlung und Tektonik im Bereich der gefalteten Molasse insbesondere am Beispiel der Bohrung Staffelsee 1. — *Erdöl u. Kohle*, 35/11, 510–518, Hernhausen 1982.
- JACOBSSHAGEN, V.: Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. — *Jb. Geol. B.-A.*, 108, 1–114, Wien 1965.
- JACOBSSHAGEN, V. & OTTE, O.: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). — *Geol. et Palaeont.*, 2, 97–107, Marburg 1968.
- JÄGER, E.: Die Geschichte des alpinen Raumes, erarbeitet mit radiometrischen Altersbestimmungen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1971/2, 250–254, Wien 1971.
- JÄGER, E.: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. — *Eclogae geol. Helv.*, 66/1, 11–22, Basel 1973.
- JANOSCHEK, W.: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. — *Jb. Geol. B.-A.*, 107, 161–214, Wien 1964.
- JANOSCHEK, W. & MATURA, A.: Outline of the geology of Austria. — *Abh. Geol. B.-A.*, 34, 7–98, Wien 1980.
- JAROŠ, J.: Tectonic styles, ophiolites and paleoalpine subduction: implications for palinspastic reconstructions of the West Carpathians. — *Geol. Zborník*, 31/4, 441–449, Preßburg 1980.
- JENKYN, H. C.: Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. — *J. geol. Soc. London*, 137/2, 171–188, London 1980.
- JENNY, H.: Die alpine Faltung. — 176 S., Berlin (Bornträger) 1924.
- JERZ, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. — *Verh. Geol. B.-A., Sdh. G.*, 171–183, Wien 1965.
- JIRÁČEK, R.: Tectogenetic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. — *Aus: Tectonic Profiles through the West Carpathians*, 203–214, Preßburg 1979.
- JUHÁSZ, Á. & VASS, G.: Mesozoische Ophiolite im Beckenuntergrund der Großen Ungarischen Tiefebene. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, 18/3–4, 349–358, Budapest 1974.
- KAHLE, H. G., KLINGELE, E. et al.: Gravimetrie, Sprengseismik und Krustenmächtigkeit entlang der Schweizer Geotraverse. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 56/2, 679–684, Zürich 1976.
- KAMENICKY, J.: Neue Erkenntnisse über den Bau des Kristallins der Westkarpaten. — *Z. angew. Geol.*, 28/6, 257–261, Berlin 1982.
- KAPOUNEK, J. & HORVATH, S.: Die Bohrung Schönkirchen Tief 32 als Beispiel für den Aufschluß einer Lagerstätte im tiefen Anteil der Kalkalpen. — *Erdöl-Z.*, 84/11, 396–407, Wien – Hamburg 1968.
- KAPOUNEK, J., KAUFMANN, A. et al.: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen Tief im alpin-karpatischen Beckenuntergrund. — *Erdöl-Z.*, 80/8, 305–317, Wien–Hamburg 1964.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A. et al.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmisches Masse. — *Jb. Geol. B.-A.*, 110/1, 73–91, Wien 1967.
- KARAMATA, S., MAJER, V. & PAMIC, J.: Ophiolites of Yugoslavia. — *Ofioliti*, Sdb. 1, 105–125, Bologna 1980.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57/1, 1–15, Wien 1964.
- KASSAI, M.: Latest Permian palaeogeographical reconstruction of southern Transdanubia and some comparisons with the neighbouring countries. — *Földt. Közl.*, 110, 342–359, Budapest 1980.
- KELTS, K.: A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, northern Penninic margin. — *Eclogae geol. Helv.*, 74/2, 317–338, Basel 1981.
- KENNEDY, W. J. & KOLLMANN, H. A.: Lower Albian ammonites from the Tannheim Formation near Losenstein, Upper Austria. — *Beitr. Paläont. Österr.*, 6, 1–25, Wien 1979.
- KIRCHNER, E. C.: Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 71/72 (1978–79), 385–396, Wien 1980.
- KLAUS, W.: Möglichkeiten der Stratigraphie im „Permoskyth“. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1972/1, 33–34, Wien 1972.
- KLAUS-GOTTSCHE, H.: Vorläufiger Bericht über geologische Neuaufnahmen in der Losensteiner Kreidemulde (Ennstal, O.Ö.). — *Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 1968/5, 97–100, Wien 1968.
- KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J. J. & TICHY, G.: Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg). — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 10/9, 275–288, Innsbruck 1981.
- KLINEC, A.: Contiguous zone of Gemerides and Veporides enlightened by well near Rochovce. — *Geol. Zborník*, 31/4, 537–540, Preßburg 1980.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 15, 63–168, Wien 1922.

- KÖHNE, F. P. & MILLER, H.: Geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Bündner Schiefer-Serie am Nordwestrand des Tauernfensters (Tuxer Tal, Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **159/2**, 151–171, Stuttgart 1980.
- KÖRÖSSY, L.: Geologischer Bau der ungarischen Becken. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 36–51, Wien 1965.
- KOLLER, F. & WIESENER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Oststeiermark. — Fortschr. Miner., **59** (Beih. 2), 167–178, Stuttgart 1981.
- KOLLMANN, H. A.: Itruvien (Itieriidae, Gastropoda) aus dem Wiener Raum. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **60** (1967), 13–22, Wien 1968a.
- KOLLMANN, H. A.: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (O.-Ö.). — Verh. Geol. B.-A., **1968/1–2**, 126–137, Wien 1968b.
- KOLLMANN, H. A.: Gastropoden aus den Losensteiner Schichten der Umgebung von Losenstein (Oberösterreich). 4. Teil: Archaeogastropoda und allgemeine Bemerkungen zur Fauna. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **84A**, 13–56, Wien 1982.
- KOLLMANN, H. A., BACHMAYER, F. et al.: Beiträge zur Stratigraphie und Sedimentation der Oberkreide des Festlandssockels im nördlichen Niederösterreich. — Jb. Geol. B.-A., **120/2**, 401–447, Wien 1977.
- KOLLMANN, K.: Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regional-geologischer Sicht. — Erdöl-Z., **93** (Sdh.), 36–49, Wien–Hamburg 1977.
- KÓSA, L. & FAZEKAS, V.: Geologisch-petrographischer Aufbau des kristallinen Schieferkomplexes von Főrtörákos (Sopron-Gebirge, Westungarn). — Földt. Közl., **111/3–4**, 424–452, Budapest 1981.
- KOSZARSKI, L., SIKORA, W. & WDOWIARZ, S.: The Flysch Carpathians. — Aus Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, 180–197, Preßburg 1974.
- KOVÁCS, S.: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt Limestone facies in the North Alpine facies region. — Földt. Közl., **110**, 360–381, Budapest 1980.
- KOVÁCS, S.: Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic – Early Mesozoic isopic zones. — Geol. Rdschau, **71/2**, 617–640, Stuttgart 1982a.
- KOVÁCS, S.: Supplement to the "Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt Limestone facies in the North Alpine facies region". — Földt. Közl., **112/1**, 41–42, Budapest 1982b.
- KOVÁCS, S., KOZUR, H. & MOCK, R.: Relations between the Szendrő-Uppony and Bükk Paleozoic in the light of the latest micropalaeontological investigations. — Jber. Ung. Geol. Anst., **1981**, 155–175, Budapest 1983.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. — Geol. Zborník, **24/2**, 365–374, Preßburg 1973.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Zur Frage der varistischen Orogenese und des Alters der Faltung und Metamorphose im innerwest-karpatischen Raum. — Geol. Zborník, **30/1**, 93–97, Preßburg 1979.
- KRALIK, M.: Geochronologie der kretazischen Metamorphose in den Kalkalpen und der Grauwackenzone im Bereich von Bischofshofen. — Jber. **1981** Hochschulschwerpkt. S 15, 9–22, Leoben 1982.
- KRALIK, M.: Geochronologie schwach metamorpher Tonschiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. — Jber. **1982** Hochschulschwerpkt. S 15, 7–16, Graz 1983a.
- KRALIK, M.: Interpretation of K-Ar and Rb-Sr data from fine fractions of weakly metamorphosed shales and carbonate rocks at the base of the Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria). — Tscherm. Min. Petr. Mitt., **32/1**, 49–67, Wien – New York 1983b.
- KRAUS, E.: Neue Überlegungen zum Bau der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **47** (1954), 141–158, Wien 1956.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. — Jb. Geol. B.-A., **112/1**, 81–152, Wien 1969.
- KRAUS, O. & OTT, E.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. — Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. hist. Geol., **8**, 263–290, München 1968.
- KRECZY, L. & FRANK, W.: Die Grenze zwischen Phyllitgneiszone und Silvrettakristallin SW Landeck. — Jber. **1980** Hochschulschwerpkt. S 15, 9–11, Graz 1981.
- KREUZER, H., MORTEANI, G. & RÖDER, D.: Geodynamic evolution of the Eastern Alps along a geotraverse. — Aus Mobile Earth, Endbericht der Deutschen Forschungsgemeinschaft, 51–64, Boppard 1980.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Entwicklung der Tethystrias und Herkunft ihrer Fauna. — Geol. Rdschau, **71/3**, 987–1019, Stuttgart 1982.
- KRÖLL, A., SCHIMUNEK, K. & WESSELY, G.: Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in der Kalkalpenzone in Ostösterreich. — Erdöl-Z., **97/4**, 134–148, Wien–Hamburg 1981.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — Erdöl-Z., **83/10**, 342–353, Wien 1967.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. — Erdöl-Z., **89/11**, 400–413, Wien 1973.
- KRUMM, H.: Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge – ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. — Geol. Rdschau, **73/1**, 223–257, Stuttgart 1984.
- KŚIAŹKIEWICZ, M.: Geology of the Northern Carpathians. — Geol. Rdschau, **45**, 369–411, Stuttgart 1956.
- KŚIAŹKIEWICZ, M.: Hypothesis of plate tectonics and the origin of the Carpathians. — Ann. Soc. géol. Pologne, **47/3**, 329–353, Krakau 1977.
- KÜPPER, H.: Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, N.-Ö. — Jb. Geol. B.-A., **92** (1947), 117–128, Wien 1949.
- KÜPPER, H.: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **53** (1959), 1–33, Wien 1960a.
- KÜPPER, H.: Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen mit Ausblicken auf östlich anschließende Räume. — Geol. Rdschau, **50**, 457–465, Stuttgart 1960b.
- KÜPPER, H.: Beobachtungen in der Hauptklippenzone bei Stollberg, N.-Ö. — Verh. Geol. B.-A., **1962/2**, 263–268, Wien 1962.
- KÜPPER, H.: Elemente eines Profils von der Böhmisches Masse zum Bakony. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 52–55, Wien 1965a.
- KÜPPER, H.: Quasikraton und Orthogeosynklinale (Ostalpen und Böhmisches Masse) im Kenntnisbild des heutigen Gebirges. — Eclogae geol. Helv., **58/1**, 73–85, Basel 1965b.
- KÜPPER, H.: Die Ergebnisse der Bohrung Urmannsau als Beitrag zur Alpengologie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **60** (1967), 65–68, Wien 1968a.
- KÜPPER, H.: Wien. — Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, 206 S., Wien (Geol. B.-A.) 1968b.
- KULLMANOVÁ, A. & VOZÁR, J.: Hyaloclastic lava in a marly sequence of Lower Albian age in the middle Váh valley, western Slovakia. — Mineralia slovacica, **12/1**, 53–62, Preßburg 1980.
- KYSELA, J., MARŠCHALKO, R. & SAMUEL, O.: Lithostratigraphical classification of Upper Cretaceous sediments of the Manín Unit. — Geol. práce, **78**, 143–167, Preßburg 1982.
- LAMMERER, B., SCHMIDT, K. & STADLER, R.: Zur Stratigraphie und Genese der Penninischen Gesteine des südwestlichen Tauernfensters. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1981/11**, 678–696, Stuttgart 1981.
- LAUBSCHER, H.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. — Geol. Rdschau, **60**, 813–833, Stuttgart 1971.

- LAUBSCHER, H. P.: Foreland folding. — *Tectonophysics*, **47/3–4**, 325–337, Amsterdam 1978.
- LAUBSCHER, H. & BERNOULLI, D.: Mediterranean and Tethys. — Aus A. NAIRN et al. (Ed.): *The ocean basins and margins*, **4A**, 1–28, sine loco (Plenum) 1977.
- LAUER, G.: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. — *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud.*, **19**, 103–130, Wien 1970.
- LEDoux, H.: Paläogeographie und tektonische Entwicklung im Penninikum des Tauern-Nordwestrandes im oberen Tuxer Tal. — *Jb. Geol. B.-A.*, **126/3** (1983), 359–368, Wien 1984.
- LEGGWIE, R., FÜCHTBAUER, H. & NAJJAR, R.: Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). — *Geol. Rdschau*, **66/2**, 551–577, Stuttgart 1977.
- LEIN, R.: Zur Cenomantransgression im Raum von Alland (N.-Ö.). — *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud.*, **19**, 15–25, Wien 1970.
- LEIN, R.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil des Kartenblattes 57, Neulengbach (östliche Kalkvorralpen). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1976/1**, A84–A86, Wien 1976.
- LEIN, R.: Zur paläogeographischen Beziehung der Trias der Nördlichen Kalkalpen, der Gailtaler Alpen und der Mittelkärntner Vorkommen von Eberstein und St. Paul. — 4. Jahrestag. *Österr. Geol. Ges.*, 15–16, Wien 1982.
- LELKES-FELVÁRI, G.: A contribution to the knowledge of the alpine metamorphism in the Kőszeg-Vashegy area (western Hungary). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1982/5**, 297–305, Stuttgart 1982.
- LEMCKE, K.: Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. — *Geol. Bavarica*, **69**, 5–48, München 1973.
- LEMCKE, K.: Das heutige geologische Bild des deutschen Alpenvorlandes nach drei Jahrzehnten Öl- und Gasexploration. — *Eclogae geol. Helv.*, **74/1**, 1–18, Basel 1981.
- LEMOINE, M. (Ed.): *Geological atlas of alpine Europe and adjoining alpine areas*. — 584 S., Amsterdam (Elsevier) 1978.
- LEŠKO, B. & VARGA, I.: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. — *Mineralia slovaca*, **12/2**, 97–130, Preßburg 1980.
- LÖCSEI, J.: Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvorralpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, **117**, 17–54, Wien 1974.
- LÖGTERS, H.: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen – Buch-Denkmal). — *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, **16**, 85–116, Hamburg 1937.
- MAACK, V.: Zur paläogeographischen Rekonstruktion erdgeschichtlicher Ozeane. — *Geol. Rdschau*, **70/1**, 78–90, Stuttgart 1981.
- MAHEL, M.: Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, **106/2**, 429–447, Wien 1963.
- MAHEL, M.: Geotectonic position of the Flysch in the Eastern Alps, Carpathians, Balkan and Dinarides. — *Geol. Zborník*, **23/2**, 209–225, Preßburg 1972.
- MAHEL, M.: Introductory articles. — Aus *Tectonics of the Carpathian Balkan regions*, 9–49, Preßburg 1974a.
- MAHEL, M.: The Inner West Carpathians. — Aus *Tectonics of the Carpathian Balkan regions*, 91–133, Preßburg 1974b.
- MAHEL, M.: The West Carpathians in the alpine system. — Aus *Tectonic problems of the alpine system*, 11–22, Preßburg (Veda) 1975.
- MAHEL, M.: Some particularities of development of the European Alpides and West Carpathians, mainly from the viewpoint of new global tectonics. — *Geol. Zborník*, **29/1**, 1–18, Preßburg 1978a.
- MAHEL, M.: Manín tectonic unit: relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians. — *Geol. Zborník*, **29/2**, 197–214, Preßburg 1978b.
- MAHEL, M.: Development model of the West Carpathians. — *Mineralia slovaca*, **10/1**, 1–16, Preßburg 1978c.
- MAHEL, M.: Development and structure of the Czechoslovak Carpathians in the light of principles of global tectonics. — Aus M. MAHEL & P. REICHWALDER (Hsgeb.): *Czechoslovak geology and global tectonics*, 9–26, Preßburg (Slowak. Akad. Wiss.) 1979a.
- MAHEL, M.: Chož and Strážov nappes, new division and structure. — *Geol. Zborník*, **30/1**, 19–43, Preßburg 1979b.
- MAHEL, M.: Heterogenety of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. — *Geol. Zborník*, **31/4**, 397–406, Preßburg 1980a.
- MAHEL, M.: Represent the granitoids of the Malé Karpaty Mts. nappes? — *Mineralia slovaca*, **12/2**, 185–187, Preßburg 1980b.
- MAHEL, M.: The Peri-Klippen Zone: its nearer characterization and significance. — *Mineralia slovaca*, **12/3**, 193–207, Preßburg 1980c.
- MAHEL, M.: The West Carpathians, a view of structural facial dissection from the viewpoint of new global tectonics. — *Mém. BRGM*, **115**, S. 97, Orléans 1980d.
- MAHEL, M.: Plate tectonics and extension of Penninikum in West Carpathians. — *Mineralia slovaca*, **13/4**, 289–306, Preßburg 1981a.
- MAHEL, M.: Heritage and its bearings in geological development of the Alpides. — *Geol. Zborník*, **32/2**, 163–171, Preßburg 1981b.
- MAHEL, M.: Island character of Klippen Belt; Vahicum – continuation of southern Penninikum in West Carpathians. — *Geol. Zborník*, **32/3**, 293–305, Preßburg 1981c.
- MAHEL, M.: Nappes and dissection of crust in the West Carpathians. — *Mineralia slovaca*, **14/1**, 1–40, Preßburg 1982.
- MAHEL, M.: North Gemeric syncline and Besník nappe, examples of linking of near-surface and deep structural elements. — *Mineralia slovaca*, **15/1**, 1–22, Preßburg 1983a.
- MAHEL, M.: Beziehungen Westkarpaten – Ostalpen, Position des Übergangsabschnittes – Devíner Karpaten. — *Geol. Zborník*, **34/2**, 131–149, Preßburg 1983b.
- MAHEL, M.: Křížna nappe, example of polyfacial and polystructural unit. — *Mineralia slovaca*, **15/3**, 193–216, Preßburg 1983c.
- MAHEL, M.: Proposal of the new tectonic nomenclature of basic tectonic elements in the West Carpathians. — *Mineralia slovaca*, **15/6**, 559–565, Preßburg 1983d.
- MAHEL, M.: Alpine structural elements: Carpathian – Balkan – Caucasus – Pamir orogene zone. — 212 S., Preßburg (Veda) 1983e.
- MAHEL, M. & REICHWALDER, P. (Hsgeb.): *Tectonic profiles through the West Carpathians*. — 238 S., Preßburg (Geol. Ústav.) 1979.
- MAJOROS, G.: Problems of Permian sedimentation in the Transdanubian Central Mountains: a palaeographic model and some conclusions. — *Földt. Közl.*, **110**, 323–341, Budapest 1980.
- MARSCHALKO, R.: Die geologische Geschichte der Kruste im Raum der Kreideflyschtröge der Pieniden (westslowakischer Anteil der pienidischen Klippenzone). — *Geol. Zborník*, **30/3**, 295–307, Preßburg 1979a.
- MARSCHALKO, R.: Considerations about Pienide flysch basins and their substratum in the Cretaceous and Paleogene (West Carpathians). — Aus M. MAHEL & P. REICHWALDER (Hsgeb.): *Czechoslovak geology and global tectonics*, 103–113, Preßburg (Slowak. Akad. Wiss.) 1979b.
- MARSCHALKO, R. & KYSELA, J.: Geology and tectonics of the Pieniny Klippen Belt and of the Manín Unit between Zilina and Povazská Bystrica. — Aus *Tectonic profiles through the West Carpathians*, 41–57, Preßburg 1979.
- MARTHALER, M.: Découverte de Foraminifères planctoniques dans les „schistes lustrés“ de la pointe de Tourte magne (Valais). — *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **75/3**, 171–178, Lausanne 1981.
- MÁRTON, E. & MÁRTON, P.: A refined apparent polar wander curve for the Transdanubian Central Mountains and its bearing in the Mediterranean tectonic history. — *Tectonophysics*, **98/1–2**, 43–57, Amsterdam 1983.

- MATURA, A.: Zur Geologie des Türchlwand-Kramkogel-Gebietes (SE Wörth im Rauristal, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **17** (1966), 87–126, Wien 1967.
- MAURER, H.: Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64** (1971), 137–171, Wien 1972.
- MAURITSCH, H. J.: Palaeomagnetic investigations on hematite pigmented magnesites of the western Greywacke Zone, Austria. – Verh. Geol. B.-A., **1978/3**, 411–418, Wien 1979.
- MAURITSCH, H. J. & FRISCH, W.: Palaeomagnetic data from the central part of the Northern Calcareous Alps, Austria. – J. Geophys., **44/6**, 623–637, Berlin 1978.
- MAURITSCH, H. J. & FRISCH, W.: Paleomagnetic results from the Eastern Alps and their comparison with data from the Southern Alps and the Carpathians. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **73**, 5–13, Wien 1980.
- MEDWENITSCH, W.: Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **49** (1955), 327–329, Wien 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (österreichischer Anteil). – Eclogae geol. Helv., **55/2**, 460–468, Basel 1962.
- MEDWENITSCH, W.: Probleme der alpinen Salzlagertstätten. – Z. dt. geol. Ges., **115/2–3** (1963), 863–866, Hannover 1966.
- MEDWENITSCH, W. & SCHLAGER, W.: Exkursion I/5: Ostalpen-übersichtsexkursion. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, 57–106, Wien 1964.
- MELLO, J., MOCK, R. et al.: New stratigraphical data on the Meliata Group. – Geol. práce, **79**, 55–81, Preßburg 1983.
- MICHALÍK, J. & KOVÁČ, M.: On some problems of palinspastic reconstructions and Ceno-Mesozoic paleogeographical development of the Western Carpathians. – Geol. Zborník, **33/4**, 481–507, Preßburg 1982.
- MILLER, C.: Untersuchungen zur Frage der Genese und Metamorphose frühalpiden Ozeanbodens im Tauernfenster. – Jber. **1980** Hochschulschwerpkt. S 15, 67–70, Graz 1981.
- MILLER, C., SATIR, M. & FRANK, W.: High-pressure metamorphism in the Tauern Window. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 89–97, Wien 1980.
- MILLER, H. G.: An 850 km long lithospheric seismic profile (Alp 75); implications for the crustal structure in the Eastern and Southern Alps. – Aus Mobile Earth, Endberichte der Deutschen Forschungsgemeinschaft, 65–70, Boppard 1980.
- MILLER, H., LEDOUX, H. & BRINKMEIER, I.: Der Bau des Nordwestrandes des Tauernfensters – stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Vereinig. (Geologie der Alpen), S. 35, Berchtesgaden 1983.
- MILNES, A. G.: Structural zones and continental collision, Central Alps. – Tectonophysics, **47/3–4**, 369–392, Amsterdam 1978.
- MIŠÍK, M.: Pieniny Klippen Belt and the global tectonics model. – Aus M. MAHEL & P. REICHWALDER (Hsbg.): Czechoslovak geology and global tectonics, 89–101, Preßburg (Slowak. Akad. Wiss.) 1979.
- MIŠÍK, M., JABLONSKÝ, J. et al.: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. – Mineralia slovaca, **12/3**, 209–228, Preßburg 1980.
- MIŠÍK, M., JABLONSKÝ, J. et al.: Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläogeographische und tektonische Interpretation. – Acta Geol. Geogr. Univ. Com., Geol., **37**, 5–55, Preßburg 1981.
- MIŠÍK, M., MOCK, R. & SYKORA, M.: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. – Geol. Zborník, **28/1**, 27–69, Preßburg 1977.
- MIŠÍK, M. & SYKORA, M.: Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín Einheit. – Západné Karpaty, sér. geol., **7**, 7–111, Preßburg 1981.
- MOCK, R.: Triassic of the West Carpathians. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 129–144, Wien 1980.
- MORELLI, C. & GIESE, P.: Structural model of Italy. – Quad. ric. sci., **90**, 427–489, Rom 1975.
- MOŘKOVSKÝ, M.: Deep contact between Central Carpathian Palaeogene and Klippen Belt in the Šarišská vrchovina Hills as shown by the results of the seismic reflection measurements. – Geol. práce, **75**, 63–76, Preßburg 1981.
- MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: New radiometric data on the alpine thermal history in the Ötztal – Merano area (Eastern Alps). – Mem. Sci. Geol., **35** (1982–83), 319–325, Padua 1983.
- MOSTLER, H.: Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine (im Bereich Wagrein bis Lend, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **14** (1963), 185–196, Wien 1964.
- MOSTLER, H. & PAHR, A.: Triasfossilien im „Cáker Konglomerat“ von Goberling. – Verh. Geol. B.-A., **1981/2**, 83–91, Wien 1981.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – Facies, **10**, 87–144, Erlangen 1984.
- MÜLLER, K.: Das „Randcenoman“ der nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol. Rdschau, **62**, 54–96, Stuttgart 1973.
- MÜLLER, M.: Bau, Untergrund und Herkunft der Allgäuer Faltenmolasse. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **66**, 321–328, Stuttgart 1984.
- MÜLLER, R.: Die tektonische Erforschung der Penninischen Alpen. – Eclogae geol. Helv., **75/3**, 447–479, Basel 1982.
- MÜLLER, S.: Tiefenstruktur und Dynamik der Westalpen. – Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Vereinig. (Geologie der Alpen), 36–37, Berchtesgaden 1983.
- MÜLLER, S., ANSORGE, J. et al.: A crustal cross section along the Swiss Geotraverse from the Rhinegraben to the Po Plain. – Eclogae geol. Helv., **73/2**, 463–483, Basel 1980.
- MÜLLER, S., EGLOFF, R. & ANSORGE, J.: Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotraverse. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56/2**, 685–692, Zürich 1976.
- MÜLLER, S. & SPRECHER, C.: Upper mantle structure along a profile through the Eastern Alps from Rayleigh wave dispersion. – Aus H. CLOOS et al. (Hsbg.): Alps, Apennines, Hellenids, 40–44, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- MÜLLER-WOLFSKEIL, P. & ZACHER, W.: Neue Ergebnisse zur Tektonik der Allgäuer und Vilser Alpen. – Geol. Rdschau, **73/1**, 321–335, Stuttgart 1984.
- NABHOLZ, W.: Die Bündnerschiefer im Alpen-Querprofil durch das Tessin. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56/2**, 605–613, Zürich 1976.
- NAGY, E.: Der Stand der Forschungen im Bereiche des Paläozoikums in Ungarn. – Verh. Geol. B.-A., **1972/2**, 199–213, Wien 1972.
- NÉMEDI-VARGA, Z.: Structural history of the Mecsek Mountains in the alpine orogenic cycle. – Jber. Ung. Geol. Anst., **1981**, 467–488, Budapest 1983.
- NEUBAUER, F.: Untersuchungen zur Geologie, Tektonik und Metamorphose des „Angerkristallins“ und des E-Randes des Grazer Paläozoikums. – Jber. **1980** Hochschulschwerpkt. S 15, 114–121, Graz 1981.
- NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67** (1973–74), 105–126, Wien 1974.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 33–51, Wien 1982.
- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. – Jb. Geol. B.-A., Sdb. **3**, 91 S., Wien 1951.
- NOTH, R. & WOLETZ, G.: Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten. – Verh. Geol. B.-A., **1954/3**, 143–151, Wien 1954.

- OBERHAUSER, R.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Kreideschieferzug zwischen Hintertal und Lavant (Lienzer Dolomiten). – Verh. Geol. B.-A., 1960/3, S. A120, Wien 1960.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., 106/1, 1–88, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. Geol. B.-A., 1964/1, 47–52, Wien 1964.
- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 184–190, Wien 1965.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., 111/2, 115–145, Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkippungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. – Verh. Geol. B.-A., 1970/3, 477–485, Wien 1970.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rdschau, 62/1, 96–106, Stuttgart 1973.
- OBERHAUSER, R.: Bericht 1975 über paläontologisch-sedimentologische Aufnahmen im Engadiner Fenster (Fimbertal) auf Blatt 170, Galtür. – Verh. Geol. B.-A., 1976/1, A158–A159, Wien 1976.
- OBERHAUSER, R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogene wichtige Umstände. – Verh. Geol. B.-A., 1978/2, 43–53, Wien 1978.
- OBERHAUSER, R. (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 700 S., Wien (Springer) 1980a.
- OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän–Oligozän). – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 35–48, Wien (Springer) 1980b.
- OBERHAUSER, R.: Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysche und Klippenzonen in Vorarlberg. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 177–188, Wien (Springer) 1980c.
- OBERHAUSER, R.: Das Unterengadiner Fenster. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 291–299, Wien (Springer) 1980d.
- OBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflisch des Rätikon. – Jb. Geol. B.-A., 126/1, 71–93, Wien 1983.
- OBERHAUSER, R. & FAUPL, P.: Stratigraphische Beobachtungen zum intragossaischen Faziesumschwung in den Weyerer Bögen. – Jber. 1981 Hochschulschwerpt. S 15, 149–156, Leoben 1982.
- OBRADOVIĆ, J.: Middle Triassic volcanoclastic rocks of the Dinarides. – Ann. Géol. Pén. Balkanique, 43/44 (1979/80), 3–70, Belgrad 1980.
- OLSZAK, G.: Von der Kontinentaldrift zur Plattentektonik. – Z. geol. Wiss., 6/11, 1292–1300, Berlin 1978.
- ORAVECZ, J.: Geologische Untersuchung des Cäker Konglomerates. – Földt. Közl., 109/1, 14–45, Budapest 1979.
- OTT, E.: Ultrahelvetikum in der Tiefbohrung Vorderriß 1? – Geol. Bavarica, 81, 115–122, München 1981.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. S. J. et al.: Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window. – Verh. Geol. B.-A., 1966/1–2, 17–33, Wien 1966.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1960/2, 274–283, Wien 1960.
- PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1977/2, 23–33, Wien 1977.
- PAHR, A.: Das Semmering- und Wechsellsystem. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 315–320, Wien (Springer) 1980a.
- PAHR, A.: Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 320–326, Wien (Springer) 1980b.
- PAHR, A.: Das Rosalien- und Leithagebirge sowie die Hainburger Berge. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 326–331, Wien (Springer) 1980c.
- PAHR, A.: Das Burgenland – geologisches Grenzland zwischen Ostalpen, Karpaten und Pannonischem Becken. – Geogr. Jb. Bgld., 27–38, Neusiedl/See 1983a.
- PAHR, A.: Bericht 1979 über Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 137 Oberwart. – Verh. Geol. B.-A., 1980/1, A100–A101, Wien 1983b.
- PAHR, A.: Erläuterungen zu Blatt 137 – Oberwart. – 47 S., Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- PAHR, A. & RIEDMÜLLER, G.: Vorkommen von metamorphen Rotliegend-Serien im Nordost-Sporn der österreichischen Zentralalpen. – Permian of the West Carpathians, 33–39, Preßburg (Geol. Ú.) 1980.
- PAK, E. & SCHAUBERGER, O.: Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. – Verh. Geol. B.-A., 1981/2, 185–192, Wien 1981.
- PANTIĆ, N. & FELBER, P.: Palynomorphen aus den Zoophycos-Schichten (subfurcatum-Zone, oberes Bajocian) der Zentralschweizer Klippen-Decke. – Eclogae geol. Helv., 76/2, 333–353, Basel 1983.
- PANTIĆ, N. & GANSSER, A.: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – Eclogae geol. Helv., 70/1, 59–81, Basel 1977.
- PANTIĆ, N. & ISLER, A.: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). – Eclogae geol. Helv., 74/3, 1063–1072, Basel 1981.
- PEER, H. & ZIMMER, W.: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf-Großarlal). – Jb. Geol. B.-A., 123/2, 411–466, Wien 1980.
- PETRAKAKIS, K. & KOLLER, F.: Metamorphic mafic, ultramafic and related rocks from the middle Tauern Window, Eastern Alps, Austria. – Ofioliti, 6/1, 151–160, Bologna 1981.
- PETRASCHECK, W. E.: Mineral zoning and plate tectonics in the Alpine – Mediterranean area. – Geol. Assoz. Canada, Sdb. 14, 351–359, Montreal 1976.
- PIRKL, H. R.: Das Fenster von Gargellen. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, S. 290, Wien (Springer) 1980a.
- PIRKL, H. R.: Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner). – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 332–347, Wien (Springer) 1980b.
- PISA, G., CASTELLARIN, A. et al.: Middle Triassic magmatism in Southern Alps, I: a review of general data in the Dolomites. – Riv. Ital. Paleont., 85/3–4, 1093–1110, Mailand 1980.
- PISTOTNIK, J.: Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67 (1973–74), 127–141, Wien 1974.
- PISTOTNIK, J., DAURER, A. et al.: Die östlichen Zentralalpen (südlich der Hohen Tauern und östlich der Katschberg-Linie). – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 348–404, Wien (Springer) 1980.
- PLANDEROVÁ, E. & PAHR, A.: Biostratigraphical evaluation of weakly metamorphosed sediments of Wechsel Series and their possible correlation with Harmónia Group in Malé Karpaty Mts. – Mineralia slovaca, 15/5, 385–436, Preßburg 1983.
- PLAŠIENKA, D.: Kinematic assessment of some structures of the northern Veporic in relation to the generation of the Križna nappe. – Mineralia slovaca, 15/3, 217–231, Preßburg 1983.
- PLÖCHINGER, B.: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 1960/1, 56–71, Wien 1960.
- PLÖCHINGER, B.: Über ein neues Klippen-Flyschfenster in den Salzbürgischen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1961/1, 64–68, Wien 1961.

- PLÖCHINGER, B.: Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (N.-Ö.). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56/2** (1963), 469–501, Wien 1964a.
- PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 11–69, Wien 1964b.
- PLÖCHINGER, B.: Neue Aufschlüsse in den tektonischen Fenstern am Wolfgangsee. – Verh. Geol. B.-A., **1971/3**, 450–457, Wien 1971.
- PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte des Wolfgangseegebietes, 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1972.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Österreich) 1 : 25.000. – 92 S., Wien (Geol. B.-A.) 1973.
- PLÖCHINGER, B.: Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1974/1**, 71–88, Wien 1974.
- PLÖCHINGER, B.: Die Untersuchungsbohrung Guttrathsberg B1 südlich St. Leonhard im Salztal (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1977/2**, 3–11, Wien 1977.
- PLÖCHINGER, B.: Die Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme des Anninger-Gebietes (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **122/2**, 429–453, Wien 1979a.
- PLÖCHINGER, B.: Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1979/2**, 181–194, Wien 1979b.
- PLÖCHINGER, B.: Die Nördlichen Kalkalpen. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 218–264, Wien (Springer) 1980.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zu Blatt 95 – St. Wolfgang im Salzkammergut. – 74 S., Wien (Geol. B.-A.) 1982.
- PLÖCHINGER, B.: Berichte über geologische Aufnahmen auf Blatt 57, Neulengbach. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1975, 1976, 1979, 1981 und 1984.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Exkursion II/5: Wienerwald, Flysch, Kalkalpen, Gosau. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, 181–191, Wien 1964.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten – St. Gallen. – Jb. Geol. B.-A., **111/2**, 175–211, Wien 1968.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Der Wienerwald. – Sammlung geol. Führer, **59**, 141 S., Berlin–Stuttgart (Bornträger) 1974.
- POSPÍŠIL, L. & FILO, M.: The West Carpathian central gravity minimum and its interpretation. – Mineralia slovacica, **12/2**, 149–164, Preßburg 1980.
- PREMRU, U.: Geologic structure of southern Slovenia. – Geologija, **25/1**, 95–126, Laibach 1982.
- PREY, S.: Alpenexkursion VII. Tauernfenster (Großglockner Straße). – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 95–110, Wien 1951.
- PREY, S.: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. C, 98–102, Wien 1952.
- PREY, S.: Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. – Verh. Geol. B.-A., **1960/2**, 197–214, Wien 1960.
- PREY, S.: Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. – Z. dt. geol. Ges., **113/2–3** (1961), 282–292, Hannover 1962.
- PREY, S.: Die Matreier Zone in der Sadniggruppe. – Aus C. EXNER: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe, 131–151, Wien (Geol. B.-A.) 1964.
- PREY, S.: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in den Westkarpaten. – Verh. Geol. B.-A., **1965/1–2**, 69–107, Wien 1965.
- PREY, S.: Probleme im Flysch der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **111/2**, 147–174, Wien 1968.
- PREY, S.: Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1969.
- PREY, S.: Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. – Verh. Geol. B.-A., **1973/1**, 67–94, Wien 1973.
- PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Geschichte der Ostalpen. – Nachr. dt. geol. Ges., **13**, 35–36, Hannover 1975a.
- PREY, S.: Bemerkungen zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum – Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **184/1–5**, 1–7, Wien 1975b.
- PREY, S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1975/2–3**, 1–25, Wien 1975c.
- PREY, S.: Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den flyschartigen Serien des östlichen Tauernnordrandes. – Verh. Geol. B.-A., **1975/4**, 291–295, Wien 1975d.
- PREY, S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – Tectonic problems of the alpine system, 57–68, Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1975e.
- PREY, S.: Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrande der Flyschzone (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1977/3**, 271–277, Wien 1977a.
- PREY, S.: Flyscherscheinungen in den „flyschartigen Serien“ des östlichen Tauernnordrandes. – Verh. Geol. B.-A., **1977/3**, 313–320, Wien 1977b.
- PREY, S.: Gelegenheitsbeobachtungen im Brennermesozoikum in der Umgebung von Trins (Gschnitztal, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1977/3**, 337–347, Wien 1977c.
- PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69** (1976), 1–25, Wien 1978.
- PREY, S.: Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf – Wienerwaldsee (Wienerwald). – Verh. Geol. B.-A., **1979/2**, 205–228, Wien 1979.
- PREY, S.: Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1 : 50.000. Flyschzone, Walserbergserie, Gosau im Nordrand der Kalkalpen und Quartär. – Verh. Geol. B.-A., **1980/3**, 281–325, Wien 1980a.
- PREY, S.: Das Frühalpikum (Die geologische Entwicklung zwischen der variszischen und der alpidischen Hauptorogenese vom Oberkarbon und Perm durch das frühe Mesozoikum bis ins Neokom). – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 21–34, Wien (Springer) 1980b.
- PREY, S.: Postvariszische Palinspastik der Ostalpen. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 70–77, Wien (Springer) 1980c.
- PREY, S.: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 81–117, Wien (Springer) 1980d.
- PREY, S.: Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 189–217, Wien (Springer) 1980e.
- PREY, S.: Die Deckschollen der Kahlenberger Decke von Hochrotherd und Wolfsgraben im Wienerwald. – Verh. Geol. B.-A., **1982/3**, 243–250, Wien 1983a.
- PREY, S.: Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschliefgrabens südsüdöstlich von Gmunden (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **126/1**, 95–127, Wien 1983b.
- PREY, S.: Notiz zur Flysch-Mittelkreide im Gebiet der Steinhofgründe im 14. Wiener Gemeindebezirk. – Jb. Geol. B.-A., **126/2**, 287–288, Wien 1983c.
- PREY, S., RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs (Vorläufige Mitteilung). – Verh. Geol. B.-A., **1959/2**, 201–216, Wien 1959.
- PROBST, P.: Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., **153**, 63 S., Bern 1980.
- RAITH, M., HÖRMANN, P. K. & ABRAHAM, K.: Petrology and metamorphic evolution of the Penninic ophiolites in the western Tauern window (Austria). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **57/2**, 187–232, Zürich 1977.

- RAITH, M., MEHRENS, C. & THÖLE, W.: Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger Gebiet, Osttirol. — Jb. Geol. B.-A., **123/1**, 1–37, Wien 1980.
- RAITH, M., RAASE, P. et al.: The age of the alpidic metamorphism in the western Tauern Window, Austrian Alps, according to radiometric dating. — Aus H. CLOOS et al. (Hsgeb.): Alps, Apennines, Hellenids, 140–148, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- RAST, H.: Die Erscheinungsformen des Vulkanismus im Rahmen der Plattentektonik. — Z. geol. Wiss., **6/11**, 1345–1355, Berlin 1978.
- RATHORE, J. S. & HEINZ, H.: The application of magnetic susceptibility anisotropy analyses to the study of tectonic events on the Periadriatic Line. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 275–290, Wien 1980.
- RATHORE, J. S., HEINZ, H. & MAURITSCH, H.: Erste Untersuchungen der magnetischen Suszeptibilitätsanisotropie im Bereich der Gaillinie (Naßfeldpaß bis Nötsch). — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **114** (1977), 90–93, Wien 1978.
- REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion III/1: Rätikon. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, 225–242, Wien 1964.
- RICHTER, D.: Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu. — Geol. Rdschau, **46**, 413–420, Stuttgart 1957.
- RICHTER, D.: Grundriß der Geologie der Alpen. — 213 S., Berlin–New York (Gruyter) 1974.
- RICHTER, M.: Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. — Jb. Geol. B.-A., **80**, 497–540, Wien 1930.
- RICHTER, M.: Die Arosa Decke (Arosa-Zone) in Vorarlberg und im Allgäu und ihre Fortsetzung am bayerischen Alpenrand. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**, 605–631, Stuttgart 1970a.
- RICHTER, M.: Beginn und Ende der Flysch-Sedimentation. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**, 225–234, Stuttgart 1970b.
- RICHTER, W. & WIESENER, H.: Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinvorkommen von Kilb und Gstadt (Niederösterreich). — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **112/1** (1975), 1–8, Wien 1976.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges, Kärnten – Österreich). — Mitt. Ges. Geol.-u. Bergbaustud., **14/15** (1963–64), 229–266, Wien 1965.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Vorstellung zur Paläogeographie – Verucano. — Verh. Geol. B.-A., **1972/1**, 97–106, Wien 1972.
- ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W.: Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. — Jber. **1982** Hochschulschwerpkt. S 15, 223–227, Graz 1983.
- ROD, E.: Northward subduction and the emplacement of the ophiolite belts of the Central Alps: a working hypothesis. — Eclogae geol. Helv., **70/1**, 237–242, Basel 1977.
- RÖDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. — Z. dt. geol. Ges., **127/1**, 87–103, Hannover 1976.
- RÖDER, D.: Continental convergence in the Alps. — Tectonophysics, **40/3–4**, 339–350, Amsterdam 1977.
- RÖDER, D. & BÖGEL, H.: Geodynamic interpretation of the Alps. — Aus H. CLOOS et al. (Hsgeb.): Alps, Apennines, Hellenids, 191–212, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- ROSENBERG, G.: Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu-Ternberg-Frankenfelder Deckensystems. — Skizzen zum Antlitz der Erde, 207–227, Wien (Hollinek) 1953.
- ROSENBERG, G.: Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B.-A., **1960/1**, 95–103, Wien 1960.
- ROSENBERG, G.: Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien und Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., **1961/2**, 171–176, Wien 1961.
- ROSENBERG, G.: Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (NÖ. und Wien). — Jb. Geol. B.-A., **108**, 115–153, Wien 1965.
- ROSENBERG, G.: Der westliche Höllensteinzug am Mödlingbach (NÖ.). — Jb. Geol. B.-A., **110/1**, 109–134, Wien 1967.
- ROSENBERG, G.: Die Kalkalpenfront Mödlingtal – Dornbach (NÖ.). — Jb. Geol. B.-A., **113/2**, 161–188, Wien 1970.
- ROSSNER, R.: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (nördliche Radstädter Tauern, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., **122/2**, 251–387, Wien 1979.
- ROSSNER, R. & SCHWAN, W.: Zur Natur der südvergente Deformationsstrukturen im NW-Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich). — Mitt. Ges. Geol.-u. Bergbaustud., **28**, 35–54, Wien 1982.
- ROST, F.: Die alpinotypen Ultramafitite und ihre Bedeutung für den Tiefgang der alpinen Orogenese. — Verh. Geol. B.-A., **1971/2**, 266–286, Wien 1971.
- ROTH, R.: Mehrphasige Mylonitisierung, Metamorphose und die tektonische Stellung des mittelostalpinen Kellerjochgneises (Tirol). — Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Vereinig. (Geologie der Alpen), S. 46, Berchtesgaden 1983.
- ROTH, Z.: Die Tektonik des Westabschnittes der Äußeren Karpaten in der ČSSR. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 56–85, Wien 1965.
- ROTH, Z.: Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpaten. — Geol. práce, **42**, 29–49, Preßburg 1967.
- ROTH, Z.: Palaeotectonic classification of the geosynclinal filling of the Outer Carpathians. — Sbornik geol., Geol., **26**, 95–100, Prag 1974.
- ROTH, Z.: Structure of the North European Platform below the Carpathian Foredeep and the Carpathians in the ČSSR. — Věstník UUG, **52/3**, 129–135, Prag 1977.
- ROTH, Z.: Tectonic relation between the Inner West Carpathians and East Carpathians according to latest investigations in the Ukrainian Carpathians. — Geol. Zborník, **34/4**, 399–410, Preßburg 1983.
- ROTH, Z. & LEŠKO, B.: The outer Carpathian Flysch Belt in Czechoslovakia. — Aus Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, 158–175, Preßburg 1974.
- RUDOLPH, J.: Tieferes Tertiär im oberen Fimbartal, Unterengadiner Fenster. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982/3**, 181–183, Stuttgart 1982.
- RUTTNER, A.: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. Vorläufige Mitteilung. — Verh. Geol. B.-A., **1960**, 227–236, Wien 1960.
- RYBACH, L.: Die Schweizer Geotraverse Basel – Chiasso: Eine Einführung. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56/2**, 581–588, Zürich 1976.
- SALAJ, J. & BEGAN, A.: Senonian to Paleogene palaeogeographic and tectonic development of the Myjavská Pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia). — Zitteliana, **10**, 173–181, München 1983.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — Verh. Geol. B.-A., **1965/1–2**, 119–162, Wien 1965.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. — Geol. Rdschau, **56**, 116–127, Stuttgart 1967.
- SASSI, F. P., BELLINI, G. et al.: Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1980/9**, 541–548, Stuttgart 1980.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. — Geol. Rdschau, **68**, 1–40, Stuttgart 1979.
- SCHÄFFER, G. (Ed.): Arbeitstagung der Geol. Bundesanstalt 1983: Karte der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren der Republik Österreich 1 : 50.000 Blatt 66 Gmunden: mit Vorstellung ingenieurgeologischer und hydrogeologischer Karten. — 66 S., Wien (Geol. B.-A.) 1983.
- SCHAUBERGER, O.: Die alpinen Salzlagerstätten. — Verh. Geol. B.-A., **1978/3**, 455–459, Wien 1979.

- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienz Dolomiten. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **13** (1962), 41–120, Wien 1963.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67** (1973–74), 165–193, Wien 1975.
- SCHMIDEGG, O.: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. – Verh. Geol. B.-A., **1964/1**, 27–46, Wien 1964.
- SCHMIDT, K.: Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubai Alpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 199–213, Wien 1965.
- SCHMIDT, K.: „Subfluenz“ und „Subduktion“ in den Alpen. – Z. dt. geol. Ges., **127/1**, 53–72, Hannover 1976.
- SCHMIDT, W.: Grauwackenzone und Tauernfenster. – Jb. Geol. St.-A., **71/3–4**, 101–116, Wien 1921.
- SCHMIDT, W. J.: Die Matreier Zone in Österreich. I. Teil. – Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **159**, 291–332, Wien 1950.
- SCHMIDT, W. J.: Überblick über geologische Arbeiten in Österreich. – Z. dt. geol. Ges., **102** (1950), 311–316, Hannover 1951.
- SCHMIDT, W. J.: Die Matreier Zone in Österreich. III. bis V. Teil. – Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **161/6**, 343–371, Wien 1952.
- SCHMIDT, W. J.: Bericht über die Untersuchung der Lagerungsverhältnisse zwischen der Schieferinsel von Meltern und dem umgebenden Kristallin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1955/11**, 231–233, Wien 1955.
- SCHMIDT, W. J.: Die Schieferinsel am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **47** (1954), 360–365, Wien 1956.
- SCHMIDT, W. J.: Eine radiometrische Anomalie aus dem Rechnitzer Pennin. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **126/4**, 133–134, Wien–New York 1981.
- SCHMIDT, W. J.: Einige regionaltektonische Probleme am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **76**, 133–139, Wien 1983.
- SCHNABEL, W.: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **19**, 131–188, Wien 1970.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A., **116**, 35–49, Wien 1973.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone. – Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 265–289, Wien (Springer) 1980.
- SCHÖNLAUB, H. P., FRISCH, W. & FLAJS, G.: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**, 111–128, Stuttgart 1975.
- SCHOLZ, H. & ZACHER, W.: Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, Blatt Kempten (Allgäu). – Hannover (B.-A. Geowiss. Rohstoffe) 1983.
- SCHRAMM, J. M.: Alpines Metamorphosekonzept und Bauprinzip der Nördlichen Kalkalpen – konträre Paradigmen? – Jber. **1980**, Hochschulschwerpkt. S 15, 96–99, Graz 1981.
- SCHRAMM, J. M.: Anchimetamorphose im klastischen Permoskyth der Schuppenzone von Göstling (Nördliche Kalkalpen, N.Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 53–62, Wien 1982a.
- SCHRAMM, J. M.: Zur Metamorphose des feinklastischen Permoskyth im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 63–72, Wien 1982b.
- SCHRAMM, J. M.: Überlegungen zur Metamorphose des klastischen Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen vom Alpenostrand bis zum Rätikon (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 73–83, Wien 1982c.
- SCHRAMM, J. M. & ZEIDLER, K.: Über die Metamorphose klastischer und karbonatischer Triasgesteine des Blühnbachtales (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Jber. **1981** Hochschulschwerpkt. S 15, 71–78, Leoben 1982.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. – Unveröff. Diss., 51 S., München 1967.
- SCHWAN, W.: Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 214–245, Wien 1965.
- SCHWAN, W.: Zeitlichkeit von Orogenese und Plattentektonik. – Clausthal. Geol. Abh., **17** (1973), 1–57, Clausthal–Zellerfeld 1974.
- SCHWERD, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000 Blatt Nr. 8328 Nesselwang West. – 192 S., München (Geol. L.-A.) 1983.
- SCHWERD, K.: Zu Stratigraphie, Paläogeographie und Orogenese am Übergang vom Helvetikum zur Molasse (Obereozän – tieferes Oligozän) im Allgäu. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **66**, 293–306, Stuttgart 1984.
- SCLATER, J. G., ROYDEN, L. et al.: The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data. – Earth & Plan. Sci. Lett., **51/1**, 139–162, Amsterdam 1980.
- SENFELT, E. & EXNER, C.: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. Geol. B.-A., **1973/2**, 209–234, Wien 1973.
- ŠIKORA, W.: The Pieniny Klippen Belt. – Aus Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, 177–180, Preßburg 1974.
- ŠIMOVA, M. & ŠAMAJOVÁ, E.: Lawsonite from rock pebbles in the Cretaceous conglomerate of the Pieniny Klippen Belt. – Mineralia slovacica, **14/5**, 431–441, Preßburg 1982.
- SMITH, A. G. & WOODCOCK, N. H.: Emplacement model for some "Tethyan" ophiolites. – Geology, **4**, 653–656, Chicago 1976.
- SOKOLOWSKI, S. & ZNOSKO, J.: Mapa tektoniczna polski 1 : 1.000.000. – Warschau (Wydawnictwa Geol.) 1958.
- SOLOMONICA, P.: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **68**, 137–139, Wien 1931.
- SOLOMONICA, P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **27**, 1–119, Wien 1934.
- SOMMER, D.: Die Prebichschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1972/1**, 119–122, Wien 1972.
- SORDIAN, H.: Zur Geologie des Gebietes Rosegg – Förderlach – Bogenfeld – Egg am Faakersee – Ledenitzen – Mallenitzen – Schlatten – St. Jakob – Mühlbach – Rosegg (Kärnten, Österreich). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **12**, 85–103, Wien 1961.
- SPICHER, A.: Tektonische Karte der Schweiz 1 : 500.000. – 2. Aufl., Bern (Schweiz. geol. Komm.) 1980.
- STADLER, R.: Geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Glockner-Decke im südwestlichen Tauernfenster. – Unveröff. Diss. Univ., 184 S., München 1979.
- STEGENA, L.: Plattentektonik, Tethys und das Ungarische Becken. – Tectonic problems of the alpine system, 87–108, Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1975.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Alpiner Magmatismus und Plattentektonik des karpatischen Beckensystems. – Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae, **18/3–4**, 213–230, Budapest 1974.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: The belts of subduction in the Carpathian-Pannonian-Dinaric area. – Tectonic problems of the alpine system, 69–85, Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1975.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Plattentektonik im pannonisch-karpatischen Raum. – Geol. Rdschau, **65/1**, 143–161, Stuttgart 1976.
- SZALAI, T.: Der variszische Nordstamm und die marinen Oberkarbon-, Perm- und Trias-Bildungen des Bükk-Gebirges (Ungarn). – Verh. Geol. B.-A., **1979/3**, 401–405, Wien 1980.
- SZEPESHÁZY, K.: Major tectonics of the Trans-Tisza region as related to the Transylvanian Central Mountains (Muntii Apuseni). – M. Áll. Földt. Intézet Évi Jelentése, **1978**, 173–186, Budapest 1981.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle – Pennin). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **13** (1962), 121–188, Wien 1963.

- THIEDIG, F.: Falten- und Überschiebungstektonik im Permo-Mesozoikum des Krappfeldes südwestlich Eberstein in Kärnten (Österreich). — Z. dt. geol. Ges., **132**, 167–174, Hannover 1981.
- THIEDIG, F., CHAIR, M. et al.: Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffler Bergen Ostkärntens — Österreich. — Verh. Geol. B.-A., **1974/2–3**, 269–279, Wien 1975.
- THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. Zwischenbericht und Diskussion über Arbeiten auf Blatt Lanersbach, Tirol. — Verh. Geol. B.-A., **1970/2**, 230–244, Wien 1970.
- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. — Jb. Geol. B.-A., **117**, 55–74, Wien 1974.
- THIELE, O.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner-Schirm (Tirol). — Geol. Rdschau, **65**, 410–421, Stuttgart 1976.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster. — Aus R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Wien (Springer) 1980.
- THÖNI, M.: Ein neues Sedimentvorkommen nahe dem Westrand des Ötztaler Altkristallins und einige Bemerkungen zur Deutung der Permotrias des Jaggl als Fenster. — Verh. Geol. B.-A., **1973/2**, 235–242, Wien 1973.
- THÖNI, M.: Distribution of pre-Alpine and Alpine metamorphism of the southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar age determinations. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 139–165, Wien 1980a.
- THÖNI, M.: Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlingüberschiebung. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **26**, 247–275, Wien 1980b.
- THÖNI, M.: Arbeiten im Ostalpin W des Tauernfensters. — Jber. 1980 Hochschulschwerpt. S 15, 21–36, Graz 1981.
- THÖNI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheiten: Interpretation geochronologischer Daten. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **28**, 17–34, Wien 1982.
- THÖNI, M.: The thermal climax of the early alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. — Mem. Sci. geol., **36**, 211–238, Padua 1983.
- THUM, I.: Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters (unter besonderer Berücksichtigung der Schwermineralanalyse). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **62** (1969), 55–77, Wien 1970.
- TURNER, A.: Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., **113** (1961), 367–389, Hannover 1962.
- TURNER, A.: Die Tektonik der Ostalpen im Sinne der Verschlückungslehre. — Geotekt. Forsch., **39**, 124 S., Stuttgart 1971.
- TISCHLER, S. E.: Permian plate tectonic progresses in the Eastern and Southern Alps. — Permian of the West Carpathians, 89–98, Preßburg (Geol. Ú.) 1980.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **10**, 3–62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — Geol. Rdschau, **50**, 506–516, Stuttgart 1960.
- TOLLMANN, A.: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **54** (1961), 229–247, Wien 1962.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **14** (1963), 81–88, Wien 1964a.
- TOLLMANN, A.: Exkursion I/4: Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, 49–56, Wien 1964b.
- TOLLMANN, A.: Exkursion II/6: Semmering — Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, 193–203, Wien 1964c.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1964/5**, 270–299, Stuttgart 1964d.
- TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/2** (1964), 469–478, Wien 1965a.
- TOLLMANN, A.: Comparaison entre le Pennique des Alpes occidentales et celui des Alpes orientales. — C. R. somm. Séances Soc. géol. France, **1964/9**, 363–365, Paris 1965b.
- TOLLMANN, A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 103–133, Wien 1965c.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **58** (1965), 103–207, Wien 1966.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **59/2** (1966), 231–253, Wien 1967a.
- TOLLMANN, A.: Das Längen-Breiten-Verhältnis der geosynklinalen Sedimenttröge. — Geol. Rdschau, **56**, 78–94, Stuttgart 1967b.
- TOLLMANN, A.: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **18** (1967), 207–248, Wien 1968.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **61** (1968), 124–181, Wien 1969a.
- TOLLMANN, A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. — Geologie, **18/10**, 1131–1155, Berlin 1969b.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **62** (1969), 78–170, Wien 1970a.
- TOLLMANN, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis ihres Fernschubes. — Verh. Geol. B.-A., **1970/2**, 324–345, Wien 1970b.
- TOLLMANN, A.: Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. — Verh. Geol. B.-A., **1971/2**, 358–390, Wien 1971a.
- TOLLMANN, A.: Die deckentektonische Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen an Hand alter und neuer Daten. — Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1970/7–8**, 978–1002, Stuttgart 1971b.
- TOLLMANN, A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **64** (1971), 173–207, Wien 1972a.
- TOLLMANN, A.: Die Neuergebnisse über die Trias-Stratigraphie der Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **21**, 65–113, Innsbruck 1972b.
- TOLLMANN, A.: Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1972/1**, 83–95, Wien 1972c.
- TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148/3**, 286–319, Stuttgart 1975a.
- TOLLMANN, A.: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Großgliederung des Subtatrikums. — Aus Tectonic problems of the alpine system, 109–120, Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1975b.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — 580 S., Wien (Deuticke) 1976a.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. — 449 S., Wien (Deuticke) 1976b.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. — 1, 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **69** (1976), 291–351, Wien 1978a.
- TOLLMANN, A.: Die Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht auf Grund des Vergleiches der Triasfazies. — Schriftenr. Erdwiss. Komm. Akad. Wiss., **4**, 179–192, Wien–New York 1978b.
- TOLLMANN, A.: Geology and tectonics of the Eastern Alps (middle section). — Abh. Geol. B.-A., **34**, 197–255, Wien 1980a.
- TOLLMANN, A.: Großtektonische Ergebnisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 37–44, Wien 1980b.

- TOLLMANN, A.: Das östliche Tauernfenster. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 73–79, Wien 1980c.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Neuergebnisse aus den östlichen Zentralalpen. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 191–200, Wien 1980d.
- TOLLMANN, A.: Neuergebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978–79), 397–402, Wien 1980e.
- TOLLMANN, A.: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75** (1981–82), 167–195, Wien 1981.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Entwicklungsgeschichte der ostalpinen Einheiten. — Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Vereinig. (Geologie der Alpen), 56–57, Berchtesgaden 1983.
- TOMEK, Č.: Plate tectonics and Neogene development of the Carpathians — a review. — Aus M. MAHEL & P. REICHWALDER (Hsbg.): Czechoslovak geology and global tectonics, 41–55, Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1979.
- TOMEK, Č., ŠVACARA, J. & BUDÍK, L.: The depth and the origin of the West Carpathian gravity low. — Earth & Plan. Sci. Lett., **44/1**, 39–42, Amsterdam 1979.
- TREVISAN, L.: Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen dem Verrucano der Toscana und dem der Alpen und eine Definition des Begriffs Verrucano. — Verh. Geol. B.-A., **1972/1**, 7–10, Wien 1972.
- TRICART, P. & LEMOINE, M.: Serpentinite oceanic bottom in south Queyras ophiolites (French Western Alps): record of the incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys. — Eclogae geol. Helv., **76/3**, 611–629, Basel 1983.
- TRÖGER, K. A.: Zu einigen Problemen der Alb-Cenoman-Transgression in Europa. — Z. angew. Geol., **27/4**, 160–163, Berlin 1981.
- TRÜMPY, R.: Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. — Geol. en Mijnb., **20/10**, 340–352, s'Gravenhage 1958.
- TRÜMPY, R.: Der Werdegang der Geosynklinale. — Geol. Rdschau, **50**, 4–7, Stuttgart 1960a.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. Geol. Soc. America, **71**, 843–908, New York 1960b.
- TRÜMPY, R.: The timing of orogenic events in the central Alps. — Aus Gravity and Tectonics, 229–251, New York 1973a.
- TRÜMPY, R.: L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes centrales: Interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. — Eclogae geol. Helv., **66/1**, 1–10, Basel 1973b.
- TRÜMPY, R.: On crustal subduction in the Alps. — Aus Tectonic problems in the alpine system, 121–130, Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1975a.
- TRÜMPY, R.: Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. — Americ. J. Sci., **275A**, 209–238, New Haven 1975b.
- TRÜMPY, R.: An outline of the geology of Switzerland. — Geology of Switzerland — a guide-book, 104 S., Basel–New York (Wepf) 1980.
- TRÜMPY, R. & HACCARD, D.: Réunion extraordinaire de la Société géologique de France: les Grisons du 14 au 21 septembre 1969. — C. R. somm. Séances Sci. géol. France, **1969/9**, 329–396, Paris 1969.
- TRUNKÓ, L.: Geologie von Ungarn. — 257 S., Berlin–Stuttgart (Bornträger) 1969.
- TRUNKÓ, L.: Karpatenbecken und Plattentektonik. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153/2**, 218–252, Stuttgart 1977.
- UNRUG, R.: Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. — Ann. Soc. géol. Pologne, **49/1–2**, 3–21, Krakau 1979.
- UNRUG, R.: Geodynamic evolution of the Carpathians. — Ann. Soc. géol. Pologne, **52/1–4** (1982), 39–66, Krakau 1984.
- VARGA, I.: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians. — Mineralia slovacica, **10/5**, 385–441, Preßburg 1978.
- VASIČEK, Z., MICHALÍK, J. & BORZA, K.: To the "Neocomian" biostratigraphy in the Křížna-Nappe of the Strážovské Vrchy Mountains (northwestern Central Carpathians). — Zitteliana, **10**, 467–483, München 1983.
- VASS, D.: Genesis of inner-molasse basins in West Carpathians in light of leading function of mantle in earth's crust development. — Aus M. MAHEL & P. REICHWALDER (Hsbg.): Czechoslovak geology and global tectonics, 183–197, Preßburg (Slow. Akad. Wiss.) 1979.
- VECCHI, G. & BAGGIO, P.: The Pennine zone of the Vizze Region in the western Tauern Window (Italian Eastern Alps). — Boll. Soc. Geol. It., **101/1**, 89–116, Rom 1982.
- VENDEL, M.: Skizze des geologischen Aufbaues der Stadt Sopron und ihrer Umgebung (W-Ungarn). — 28 S., Budapest (Ung. Geol. Anst.) 1973.
- VETTERS, H.: Die Kleinen Karpaten als geologisches Bindeglied zwischen Alpen und Karpathen. — Verh. Geol. R.-A., **1904/5**, 134–143, Wien 1904.
- VETTERS, H.: Durchschnitte durch das niederösterreichisch-slowakische Tertiärgebiet. — Unveröff. Profiltafel, Wien (Geol. B.-A.) sine anno.
- VETTERS, W.: Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzsattel (Steiermark, Österreich). — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **19**, 71–102, Wien 1970.
- VILLI, V. & FRIZ, C.: I calcescisti de Giogo di Costa nel quadro della terminazione occidentale della finestra tettonica degli Alti Tauri. — Boll. Soc. Geol. It., **99/3** (1980), 227–233, Rom 1981.
- VÖRÖS, A.: Mediterranean character of the Lower Jurassic brachiopod fauna of the Bakony Mts. (Hungary) and its palaeogeographic importance. — Ann. Univ. Sci., sect. geol., **21** (1979), 13–23, Budapest 1982.
- WACHTEL, G. & WESSELY, G.: Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75** (1981–82), 137–165, Wien 1981.
- WEIDICH, K. F.: Über die mittlere Kreide der Bayerischen Kalkalpen (Ohlstadt, Obb.). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **162/3**, 373–389, Stuttgart 1982.
- WEIDICH, K. F.: Neue stratigraphische Ergebnisse aus der kalkalpinen Oberkreide und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. — Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Vereinig. (Geologie der Alpen), S. 60, Berchtesgaden 1983.
- WEIN, G.: Die Tektonik von Südostransdanubien. — Jb. Geol. B.-A., **111/2**, 91–113, Wien 1968.
- WEIN, G.: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. — Jb. Geol. B.-A., **116**, 85–101, Wien 1973.
- WEIN, G.: Alpine-type tectogenesis of the Carpatian basin. — Jber. Ung. Geol. Anst., **1976**, 245–256, Budapest 1978.
- WESSELY, G.: Ein Fossilfundpunkt im Lias von Groisbach (N.-Ö.) und seine geologische Stellung. — Verh. Geol. B.-A., **1967/1–2**, 37–50, Wien 1967.
- WESSELY, G.: Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindungen und Vergleiche. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67** (1973–74), 265–287, Wien 1975.
- WESSELY, G.: Bericht 1978 über geologische Aufnahmen in den östlichen Kalkalpen auf Blatt 57, Neulengbach. — Verh. Geol. B.-A., **1979/1**, A87–A90, Wien 1981.
- WESSELY, G.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen in den östlichen Kalkalpen auf Blatt 58, Baden. — Verh. Geol. B.-A., **1980/1**, A31–A34, Wien 1983a.
- WESSELY, G.: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **76**, 27–68, Wien 1983b.
- WESSELY, G.: Bericht 1980 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 57 Neulengbach und 58 Baden. — Verh. Geol. B.-A., **1981/1**, A38–A41, Wien 1984.

- WIESENER, H.: Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischen Kristallin. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **11**, 459–474, Wien 1966.
- WIESENER, H., FREILINGER, G. et al.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. — *Geol. Rdschau*, **65/2**, 512–525, Stuttgart 1976.
- WIGGERING, H.: Geochemisch-petrographische Untersuchungen an Serpentiniten und Ophicalciten des unterostalpinen Permomesozoikums bei Matrei am Brenner (Tirol). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1982/3**, 313–323, Wien 1983.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — *Jb. Geol. B.-A.*, **94** (1950), 167–194, Wien 1951.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Flysch- und kalkalpinen Gesteinen aus der Umgebung von Kaumberg (N.Ö.). — *Unveröff. Ber.*, 4 S., Wien (Geol. B.-A.) 1953.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1954/3**, 151–152, Wien 1954.
- WOLETZ, G.: Bericht aus dem Laboratorium für Sedimentpetrographie über Beobachtungen am Nordsaum der Alpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1957/1**, 111–112, Wien 1957.
- WOLETZ, G.: Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1962/2**, 268–272, Wien 1962.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, **106/1**, 89–119, Wien 1963.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Kreidesandsteinen aus den westlichen Karpaten (Bericht 1966). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1967/3**, S. 65, Wien 1967a.
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — *Geol. Rdschau*, **56**, 308–320, Stuttgart 1967b.
- WOLETZ, G.: Zur Differenzierung der kalkalpinen Unterkreide mit Hilfe der Schwermineralanalysen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1970/5**, A80–A81, Wien 1971.
- WOLF, M.: Sporenstratigraphische Untersuchungen im „Randcenoman“ Oberbayerns. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1963**, 337–354, Stuttgart 1963.
- WOLFF, H.: Die tiefere Oberkreide (Cenoman–Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen). — *Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. hist. Geol.*, **8**, 309–322, München 1968.
- WOPFNER, H.: Südalpine Permablagerungen als Zeugen der initialen alpidischen Taphrogenese. — *Kurzfass. 73. Jahrestag. Geol. Vereinig. (Geologie der Alpen)*, 61–62, Berchtesgaden 1983.
- WOPFNER, H.: Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. — *Geol. Rdschau*, **73/1**, 259–277, Stuttgart 1984.
- WUNDERLICH, H. G.: Zur Synthese der Ost- und Westalpen nach 60 Jahren ostalpiner Deckentheorie. — *Geol. en Mijnb.*, **43**, 33–51, s'Gravenhage 1964.
- WUNDERLICH, H. G.: Orogenfront-Verlagerung in Alpen, Apennin und Dinariden und die Einwurzelung strittiger Deckenkomplexe. — *Geol. en Mijnb.*, **46/2**, 40–60, s'Gravenhage 1967.
- WUNDERLICH, H. G.: Die Ostalpen-Geotraverse im DFG-Schwerpunktprogramm „Geodynamik des mediterranen Raumes“. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1971/2**, 238–249, Wien 1971.
- WURSTER, P.: Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. — *Geol. Rdschau*, **54**, 224–240, Stuttgart 1964.
- WURSTER, P.: Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. — *Eclogae geol. Helv.*, **61/1**, 157–166, Basel 1968.
- ZACHER, W.: Fazies und Tektonik im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F., **44**, 85–92, Stuttgart 1962.
- ZEIL, W.: Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **101**, 141–226, Stuttgart 1955.
- ZEIL, W.: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **103**, 375–412, Stuttgart 1956.
- ZEIL, W.: Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. — *Geol. Rdschau*, **45** (1956), 134–143, Stuttgart 1957.
- ZEIL, W.: Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. — *Z. dt. geol. Ges.*, **111**, 74–100, Hannover 1959.
- ZEIL, W.: Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, **113** (1961), 359–366, Hannover 1962.
- ZELENKA, T., BAKSA, C. et al.: The role of the Darnóline in the basement structure of northeastern Hungary. — *Geol. Zbornik*, **34/1**, 53–69, Preßburg 1983.
- ZIEGLER, P. A.: Triassic rifts and facies patterns in western and central Europe. — *Geol. Rdschau*, **71/3**, 747–772, Stuttgart 1982a.
- ZIEGLER, P. A.: Geological Atlas of western and central Europe. — 2 Bände, 40 Taf., Amsterdam (Elsevier) 1982b.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. September 1984.