© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Mitt. österr. geol. Ges.	80 1987	S. 47–113 11 Abb., 1 Tab., 1 Falttaf.	Wien, Dezember 1987

Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran

Von Alexander TOLLMANN

Mit 11 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Falttafel

IGCP-Proj. 198

Zusammenfassung

In dieser Studie wird eine Reihe neu aufkommender Fragen der Ostalpengeologie behandelt: Beiträge werden zu folgenden Themen geliefert: 1. Art und Zeitpunkt der Seitenverschiebung von displaced terranes im Bereich der Nord/Südalpen-Grenze. 2. Erklärung der Anlage des unter Seitendruck entstandenen liassischen Bruchsystems in den Kalkalpen, das in der Phase der Krustendehnung trotzdem durch Seitendruck entstanden ist. 3. Die Ursache für die überregionale Gleittektonik der Kalkhochalpen im Jura, vor Beginn der Einengungsphase. 4. Die Beziehung der penninischen Zonen der Ostalpen zum Umland. 5. Die Widerlegung eines jüngst behaupteten ersten, gegen Westen gerichteten Deckenbaues in der Kreidezeit der Ostalpen. 6. Neue Argumente zur Fixierung der Position des Ultrapienidischen Rückens in der Kreidezeit. 7. Der umstrittene Einsatz des Deckenfernschubes in den Ostalpen, der mit der austroalpinen Phase des Hauterive/Barrême beginnt. 8. Neue Beweise für die tektonische Selbständigkeit des Mittelostalpins. 9. Die bisher mit dem kaledonischen Zyklus verwechselte, in den Alpen und darüber hinaus in Mittel- und Südeuropa bedeutsame sardische Orogenese. 10. Hinweise auf die Existenz einer Ultrasteirischen Decke im Verband des nordvergent dem Oberostalpin aufgeschobenen Styriakums südalpiner Faziesprägung. 11. Die Krustenentwicklung in den einzelnen Zonen der Ostalpen während der alpidischen Ära. 12. Die Ostalpen in ihrer Beziehung zur ostmediterranen Paläogeographie; Hereinreichen des mesozoischen Vardar-Ozeans bis in die Ostalpen.

Summary

New paths for the geology of the Eastern Alps and the correlation with the Eastern Mediterranean orogene

This paper deals with a series of new questions concerning the geology of the Eastern Alps. It presents contributions to the following subjects: 1. Mechanics and timing of the movement of the displaced terranes in the surroundings of the North/Southalpin border. 2. Explanation of the genesis of the Liassic system of diaclases in the Northern Calcareous Alps. 3. The cause of the waste sliding tectonics in the Juvavicum of the Calcareous Alps during Malmian and Early Neocomian time, that is before the compressional stage of the Alps. 4. The relation of the individual zones of the Penninic realm with those of the neighbouring mountain chains. 5. The refutation of a west facing nappe structure of Cretaceous age in the Eastern Alps.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

6. New data for the localisation of the Ultrapienidic Ridge in the Alps and Carpathian. 7. The beginning of the subduction and the great thrusts in the Eastern Alps which took place already in the Austroalpine phase in Hauterive-Barrême. 8. New proofs for the tectonic independence of the Middle Austroalpine unit. 9. The great efficiency of the Sardic orogeny and the nonexistence of the Caledonic one in the Eastern Alps. 10. Hints for the existence of a new and uppermost nappe system in the Eastern Alps, the Ultrastyrian Nappe (Styriakum). 11. The evolution of the individual zones of the crust during the Alpine Cycle. 12. The relations of the Eastern Alps to the Eastern Mediterranean paleogeography; prolongation of the Mesozoic Vardar ocean into the Eastern Alps.

Inhalt

A) Neue Denkanstöße für Rekonstruktionen im mediterranen Raum und in den Ostalpen 48
1. Die klassische Ära der tektonischen Erforschung der Ostalpen 48
2. Die moderne Zielsetzung 49
B) Bisher offene oder umstrittene Fragen der Ostalpentektonik 50
C) Antworten auf die aufgeworfenen Fragen der Ostalpentektonik 53
1. Die Ursache und der Zeitpunkt der Seitenverschiebung des Licikums (Drauzuges etc.) und des Transdanubikums 53
2. Die Ursache des liassischen gekreuzten Diagonalbruchsystems in den Kalkalpen 56
3. Die Ursache der Gleitdeckenbildung im Juvavikum der Kalkalpen 56
4. Die Korrelation der penninischen Teiltröge der Ostalpen mit jenen des Umlandes 57
5. Die Hypothese vom westvergenten Deckenbau der Ostalpen 63
6. Neue Argumente zur Fixierung des Ultrapienidischen Rückens in den Alpen und Karpaten 66
7. Der frühe Einsatz des Deckenfernschubes in den Ostalpen 72
8. Neue Beweise für die tektonische Selbständigkeit des Mittelostalpins 74
9. Die sardische, nicht kaledonische Orogenese als vorvariszisches orogenes Hauptereignis in den Ostalpen und darüber hinaus 80
10. Die Ultrasteirische Decke, eine neue, höchste großtektonische Einheit des Styriakums in den Ostalpen 84
11. Die Krustenentwicklung in den einzelnen Zonen der Ostalpen während der alpidischen Ära 88
12. Die Ostalpen in ihrer Beziehung zur mediterranen Paläogeographie 90
D) Literaturverzeichnis 94
E) Paläogeographische Abbildungen 102

A) Neue Denkanstöße für Rekonstruktionen im mediterranen Raum und in den Ostalpen

1. Die klassische Ära der tektonischen Forschung der Ostalpen

In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts, genauer gesagt im Zeitraum von 1903–1959, stand in der Ostalpenforschung die Rekonstruktion der alpidischen Geosynklinale und des orogenen Geschehens mit Hilfe der klassischen Methoden im Vordergrund. Das ganze damals zur Verfügung stehende Inventar vor dem theoretischen Hintergrund der um die Jahrhundertwende entwickelten *Deckenlehre* wurde in dieser Ära ausgeschöpft und mit der sich weiter entwickelnden Methodik verfei-

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

nert. Das Ziel dieser Bestrebungen wurde Schritt um Schritt erreicht: Erfassung der Einzelheiten des komplexen Deckenbaues, der Phasen der Bewegung, der Vergenzen, der Fazieszusammenhänge in der Geosynklinale, des Metamorphoseausmaßes in verschiedenen tektonischen Stockwerken und eine paläogeographische Rekonstruktion des Ausgangszustandes.

Waren 1963 alle Haupteinheiten des tektonischen Baues, vom internen Deckenbau des Tauernfensters bis zur Dreigliederung des Ostalpins erfaßt, so stand das folgende Vierteljahrhundert noch im Zeichen der Abrundung der Ergebnisse durch Einbeziehung neuer, moderner Methoden sowie mit Hilfe des über die Deckenlehre hinausgehenden Erfahrungsschatzes der *Plattentektonik*, was noch manche überraschende Ergänzungen im Gebäude der Ostalpen erbracht hat (vgl. Tab. 3 bei A. TOLLMANN 1986, S. 86).

2. *Die moderne Zielsetzung*

Die kommende Forschungsarbeit für die Verfeinerung der Erfassung der Paläogeographie und Großtektonik in den Ostalpen ist gekennzeichnet (a) durch die Erkenntnis der Bedeutung der *displaced terranes* im globaltektonischen Geschehen, (b) der Rekonstruktion von nicht mehr vorhandenen Elementen wie Schwellen, Ozeanböden, völlig abgetragenen höchsten Deckenstockwerken etc. als *Erfassung nicht mehr existenter Einheiten* aus Indizien und (c) die sich aus den nun ebenfalls besser erforschten *Nachbarregionen* des alpinen Stranges rückwirkend ergebenden Schlußfolgerungen für die Ostalpen.

Zum Verständnis für den erfolgreichen Einsatz dieser Arbeits- und Denkweise seien einige Beispiele aus den Ostalpen vorweggenommen:

ad a) Die Versetzung von Schollen und Blöcken an Geosuturen, an Transform faults und Tiefbrüchen, erfaßbar durch Daten der Paläomagnetik, der Fazieseinpassung im Großraum u. a. stellt vielfach auch das Problem der zeitlichen Einstufung dieser Vorgänge. Dabei kann man zwei Gruppen von Schollenversetzung unterscheiden: Die eine mit *noch sichtbaren Suturen* (wie etwa die Periadriatische Linie), die auf eine Entstehung nach dem Deckenbau hinweisen und andererseits jene, bei denen die einst begrenzenden *Suturen verschwunden* sind und deren Versetzung daher bereits vor dem Deckenbau, besonders im Zusammenhang mit der Öffnung des Atlantiks und Penniniks, vor sich gegangen war.

ad b) Hervorragende Beispiele für Rekonstruktionen von *vollkommen verschwundenen Schwellen* im Alpeninneren und deren Zusammensetzung, Position, Schüttungsrichtung und zeitliche Einordnung, beruhen besonders auf der sich stets verfeinernden sedimentologischen Methodik, zuletzt mit überraschenden Ergebnissen über den Ultrapienidischen = Exotischen Rücken in den Westkarpaten (mit Konsequenzen für die Ostalpen) von M. MIŠÍK & M. SYKORA (1981, S. 97 ff.) oder für ultrabasische obduzierte Ozeanbodenspäne in den Ostalpen durch P. FAUPL (1979 a, b) angewendet.

ad c) Überregionale Ergebnisse in einem Abschnitt des alpinen Orogens wirken *rückkoppelnd* auf die angrenzenden Teilstücke in Ost und West. Ein Beispiel aus den Ostalpen war die Ausgliederung des Mittelostalpins im Jahre 1959, die in unmittelbarer Folge (1960) auch die Klärung der Stellung der Veporiden in den Karpaten nach sich zog; oder derzeit die Entdeckung des Überganges von der Hallstätter Zone

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

der Westkarpaten zur Ozeanboden-nahen Meliatazone im Bükkgebirge im Inneren des Orogens, was für die Ostalpen analoge Schlußfolgerungen für den Hallstätter Trog zuläßt; oder die Konsequenzen der Seitenverschiebung der Bakony-Bükk-Scholle mit ihrer südalpinen Fazies einerseits, der Zustutzung der bogenförmigen südalpinen Faziesgrenzen südlich der Periadriatischen Linie andererseits, für die Rekonstruktion der verschwundenen Elemente an der Periadriatischen Sutur. Daß daneben der verstärkte Einsatz der modernen Methoden von der Mikropaläontologie bis zur Geochronologie ebenfalls wesentlich zur Förderung des Verständnisses beiträgt, braucht nicht extra betont zu werden.

Wohl aber ist zu vermerken, wie sehr das Verständnis des weltweit nun herausgearbeiteten Mechanismus der *Globaltektonik* auch auf unser Forschungsobjekt rückwirkt. Welche schönen Paralellen ergeben sich bei dem Vergleich der modernen Analyse der Ozeanbodenreste, die in Akkretionskeilen oder Schollen an der Pazifikküste Nordamerikas oder so eindrucksvoll an der Südküste Japans jüngst erfaßt worden sind, wobei die zuvor als Paläozoikum gewerteten Radiolarite sich mit Hilfe der Conodonten- und Radiolarienstratigraphie als herangedriftetes Mesozoikum erwiesen haben – ganz analog etwa zur Meliatazone im Bükkgebirge, die mit Hilfe gleicher Methoden sich als Rest des Randes des zentralen Tethysozeans zu erkennen gab.

Die nun eröffnete Forschungsphase wird mit neuen Denkanstößen und neuen Methoden sich auch an jene bisher verborgenen Elemente heranarbeiten, die heute von der Erdoberfläche vollkommen verschwunden sind, für das Verständnis der Rekonstruktion aber doch wesentliche Bedeutung aufweisen. Daneben aber hat sich die klassische *Faziesgradientregel,* die auf Grund von Sediment und Fauna Aussagen über Proximalität oder Distalität einer Zone im Bezug zum Vorland gibt, sich als ein noch sensibleres, brauchbareres Instrument erwiesen, als man schon in der klassischen Ära gedacht hatte. Derartige Faziesaussagen helfen nämlich auch bei der Rückführung völlig isolierter, weit vertrifteter displaced terranes entscheidend.

B) Bisher offene oder umstrittene Fragen der Ostalpen-Tektonik

Für die folgende Reihe von bisher noch ungelösten oder diskutierten Problemen der Tektonik der Ostalpen können nun, unter Beachtung der zuvor erwähnten neuen Gesichtspunkte der alpinen Forschung, bereits sinnvolle Lösungen ins Auge gefaßt werden, die hier mitgeteilt werden sollen. Es gilt allerdings in diesem schwierigen Fragenkomplex, daß hierzu nur das erste Wort gesprochen werden kann, das letzte aber noch lange auf sich warten lassen wird.

1. *Auf die ortsfremde Hauptdolomitfazies im Drauzug* ist wiederholt aufmerksam gemacht worden und ist zurecht ein seitlicher Einschub von Westen gegen Osten ins Auge gefaßt worden. Da aber ein Gegenstück zur sichtbaren tektonischen Südgrenze, der Periadriatischen Linie, im Norden fehlt, ist bisher keine akzeptable konkrete Lösung gefunden worden. Die bei neueren Deutungen einfach im Norden auch eingetragene tektonische Gleitschiene ist in der Natur nicht vorhanden. Die Lösung liegt, wie gezeigt werden wird, in Berücksichtigung der zeitlichen Abfolge der einzelnen großtektonischen Schritte.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

2. Die Existenz eines nur auf Druckbeanspruchung zurückführbaren *Mohrschen Diagonalscherflächensystems (Diaklasen SUESS) in den Kalkalpen,* besonders in den Kalkhochalpen, aus der Zeit des Lias, war bisher unter Berücksichtigung der Dehnungstektonik in diesem Zeitraum nicht erklärbar. Erhalten geblieben ist dieses Diaklasensystem ja durch Ausfüllung mit Rotkalksedimenten bald nach seiner Entstehung im Lias. Nun kann dieses gekreuzte Scherflächensystem durch die aus anderen Indizien ableitbare seitliche, in E–W-Richtung wirkende Pressung erklärt werden.

3. Seit kurzem konnte der gewaltige Gleittektoniktransport von Tief- und Hochjuvavikum in der gesamten Erstreckung der Kalkhochalpen herausgearbeitet werden und darüber hinaus Gleittektonik auch in kalkvoralpinen Räumen erfaßt werden. Diese Gleittektonik fällt in den Zeitraum Oxford bis unterste Kreide. Die *Ursache* für das Aufpressen des kalkalpinen Südrandstreifens noch in der Zeit der meridionalen Krustenzerrung vor Beginn der Einengungsphase des Orogens im Hauterive/Barrême (austroalpine Phase) war unverständlich. Nun kann durch das seitliche Vorbeipressen des in dieser Zeit östlich driftenden Drauzugblockes der Grund für die Aufkrempelung des Kalkalpensüdrandes angegeben werden.

4. Die Frage der Fortsetzung der *penninischen Teilzonen* der Schweiz gegen Osten und ihre weitere Trassierung durch die Ostalpen in die Westkarpaten wird einerseits von den Schweizer, den Ostalpen- und Karpaten-Geologen verschieden beantwortet, andererseits wurde das Problem des Nordpenninischen Kanals in den Ostalpen durch die Entdeckung der Ybbsitzer Klippenzone durch W. SCHNABEL (1979, S. 29) um eine Facette bereichert, welche Klippenzone aber nicht, wie jetzt gehandhabt, einfach der St. Veiter Klippenzone gleichzusetzen ist. Eine kurze Charakterisierung und Korrelation der Gliederung der penninischen Teiltröge in den Ostalpen erscheint daher angebracht.

5. L. RATSCHBACHER (1983, 1984 a, b, 1986) hat durch kleintektonische Untersuchungen – zunächst im Grenzbereich Mittel- zu Oberostalpin, dann ausgedehnt auf weitere alpine Zonen – eine mehr oder weniger *ost-west gerichtete Druckbeanspruchung der Gesteine in der ersten Phase des kretazischen Deckenbaues* erfaßt. Er hat daraufhin die durchaus unzutreffende Schlußfolgerung gezogen, daß der Deckenbau in den Ostalpen nicht durch die nordgerichtete nordvergente Einengungstektonik entstanden sei, sondern daß dieser zentralalpine Deckenbau auf eine gegen Westen weisende Beanspruchung der ersten Phase der alpidischen Deckentektonik zurückzuführen sei. Der Verfasser hat ihn mit Nachdruck vor dieser Schlußfolgerung gewarnt (Vortragsdiskussion Österr. Geol. Ges., Wien 21. Nov. 1985). Da diese offensichtlich unzutreffende und unschwer widerlegbare Hypothese vom großzügigen westvergenten Deckenbau bei der Anlage der alpidischen Deckenstrukturen sehr rasch in das von W. FRANK 1987 entwickelte Österreichbild aufgenommen worden ist, erscheint hier eine Klarstellung vonnöten, damit diese Idee nicht weiterhin unkritisch als Grundlage von anderen Autoren übernommen wird.

6. Vom Anbeginn an bis in die Gegenwart war die Position des *Ultrapienidischen Rückens* in den Ostalpen von verschiedenen Autoren sehr verschieden beurteilt worden. Die Beheimatung dieses heute zur Gänze subduzierten Rückens, der sich in den Ostalpen und Westkarpaten durch seine verblüffende exotische mittelkretazische Schüttung in die damaligen Nachbarzonen kräftig bemerkbar gemacht hat, ist

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

für die paläogeographische Rekonstruktion der Ostalpen von entscheidender Bedeutung, da ja durch das Heranrücken der damals schon in Fernüberschiebung befindlichen zentralen Einheiten der Ostalpen an die Schuttlieferung dieses Rückens der Stand der Tektonik zur Zeit der Mittel- und Oberkreide gleichsam wie in Momentaufnahmen festgehalten worden ist. Da nun neue sedimentologische Fakten über die Einwurzelung dieses umstrittenen Rückens vorliegen, kann das alte Problem in neuem Licht behandelt werden.

7. Bis in die Gegenwart reicht die Diskussion um *die Existenz und Bedeutung der alpinen Phasen und vor allem dem Einsatz der orogenen Phasen in den Ostalpen.* War zunächst unter den westalpin beeinflußten Geologen Österreichs die Meinung verbreitet, daß die Fernschübe des Ostalpins über das Tauernsystem überhaupt erst in endeozäner Zeit erfolgt seien, so konnte diese Auffassung doch Schritt um Schritt durch immer neue Fakten abgebaut werden. Die Bedeutung der früh in der Kreide einsetzenden Subduktion konnte inzwischen gut belegt werden. Andererseits hat sich bis jüngst (K. WEIDICH, 1984, S. 560) der Ausläufer der Idee von GILLULY und Anhängern gehalten, daß es überhaupt kein phasenhaftes Geschehen in der Tektonik gäbe, was aber schon vom Verfasser 1986, S. 88, beantwortet worden ist.

8. Die *tektonische Selbständigkeit des mittelostalpinen Stockwerkes* ist heute, 25 Jahre nach seiner Aufstellung und nach anfänglich heißer Diskussion, durch immer weitere Untersuchungsergebnisse auf allen Ebenen belegt worden (vgl. letzte Stellungnahmen bei A. TOLLMANN, 1987, S. 371 ff.), so daß heute weitgehend Einhelligkeit in dieser Frage besteht – mit wenigen, durchaus begreiflichen Ausnahmen (R. TRÜMPY in der Schweiz, Gruppe W. FRANK in Österreich). Da aber gerade durch die Ergebnisse aus dem Arbeitsbereich von W. FRANK, dem zentralalpinen Kristallin, weitere entscheidende neue Kriterien *für* die Selbständigkeit des Mittelostalpins zutage gefördert worden sind, aber W. FRANK 1987 erneut eine ablehnende Haltung – allerdings nun nur mehr gegen einen Teil dieses Mittelostalpins – zum Ausdruck gebracht hat, so sei hier doch nochmals kurz auf das Thema eingegangen.

9. Im Zusammenhang mit der Frage des zentralalpinen Kristallins und seines Alters ist im letzten Jahrzehnt immer wieder der Gegensatz in der Literatur aufgefallen, daß *die Hauptformung und die hochgradige Metamorphose des vorvariszischen Altbestandes* des Kristallins in den Ostalpen und darüber hinaus in Mittel- und Südeuropa fast ausnahmslos der *kaledonischen* Orogenese zugeordnet worden war, während dort, wo durchgehende fossilbelegte Sedimentserien – wie etwa in den Karnischen Alpen – erhalten sind, keine Spuren einer solchen kaledonischen Orogenese zu bemerken sind. Sämtliche neue Fakten haben nun ergeben, daß die vorvariszische Orogenese in den Ostalpen und in weiten Teilen von Mittel- und Südeuropa gar nicht der kaledonischen Phase angehört, sondern älter ist und als Schlußereignis des Panafrikanischen Zyklus in die *sardische Phase* an der Wende Kambrium/Ordovicium fällt. Hierfür werden im folgenden die Belege gebracht.

10. Die seit W. GRÄF (1972) bekanntgewordene lokale, südgerichtete Schüttung von Geröllen mit typisch südalpiner Fazies und Fauna in den basalen Konglomeraten in der Kainacher- und Gams/Bärenschütz-Gosau im Bereich des Grazer Paläozoikums haben naturgemäß zu einer Reihe von Spekulationen über den hierfür erforderlichen Mechanismus geführt, die durchaus nicht die übrigen Begleitumstände berücksichtigt haben. Auch dem umfassendsten Deutungsversuch durch

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

H. FLÜGEL (ab 1983, S. 115 f.) kann nicht zugestimmt werden, da für die hierbei angenommene nachgosauische gewaltige Rotation großer Teile des oberostalpinen Stockwerkes keine erforderlichen zugehörigen Strukturen vorhanden sind. Es wird daher als wesentlich einfachere Deutung im folgenden die Existenz einer *„Ultrasteirischen Decke"* mit südalpiner Fazies als höchste Einheit über dem oberostalpinen Stockwerk der Nordalpen ins Auge gefaßt, von der diese Gerölle unschwer abgeleitet werden können und von der in Österreich keine Reste vorhanden zu sein scheinen, während in Ungarn das Transdanubische Gebirge offensichtlich einen bedeutenden Rest dieser Decke darstellt.

11. Immer klarer hat sich in den letzten Jahren die Erkenntnis durchgesetzt, daß neben eustatischen Schwankungen vor allem die Krustendehnung oder Krustenstauchung im Orogen die unterschiedliche Tieflage der Zonen und damit ihre Sedimenttypen im Laufe der Zeit bedingt hat. Eine Serie von etwas detaillierteren paläogeographischen Skizzen des Ostalpenabschnittes soll diese *zeitliche Entwicklung der Kruste* vor Augen führen, die in ihrer Bedeutung für die Öffnung etlicher Krustenspaltensysteme verschiedener Dimensionen noch nicht konsequent durchdacht worden ist. Das Ergebnis dieser Betrachtung für die Ostalpen und für den gesamten Mediterranraum lautet: In der westlichen Tethys ist nicht einfach ein zentraler Ozeanstreifen allein vorhanden, an dem der nachmalige Nord- und Südstamm des mediterranen Orogens in der geosynklinalen Phase der Öffnung auseinanderdriften, sondern ein komplexes System von zeitlich aufeinanderfolgenden, sich verlagernden Krustenrissen öffnet *gestaffelt Ozeanbodenstreifen,* die später bei der Orogenese zu *Ophiolithnarben* verschweißt werden. Diese Krustenentwicklung im Laufe der Zeit soll am Beispiel der Ostalpen vor Augen geführt werden.

12. Die Ostalpen in ihrer Beziehung zur ostmediterranen Paläogeographie erfordern neue Überlegungen.

C) Antworten auf die aufgeworfenen Fragen der Ostalpen-Tektonik

1. Ursache und Zeitpunkt der Implantation des Licikums (Drauzug etc.) und des Transdanubikums. Beispiele von displaced terranes in den Ostalpen

Seit langem ist die eigenartige, fremde Triasfazies des Drauzuges in Hauptdolomitausbildung gegenüber seiner Umgebung, nämlich der Dachsteinkalk- und Hallstätterkalkfazies des Kalkalpensüdrandes im Norden und der der Dachsteinkalkfazies im Ostteil der südalpinen Entwicklung im Süden aufgefallen. Seit F. TELLER über L. KOBER bis zu S. PREY (aber entgegen H. P. CORNELIUS) fiel der enorme Gegensatz zwischen Drauzugtrias und südalpiner Entwicklung auf. Eine nähere Analyse der einzelnen Schichtglieder zu beiden Seiten der Periadriatischen Naht durch den Verfasser (1978, S. 189) hat gezeigt, daß hier aus faziellen Gründen eine Rechtsseitenverschiebung (Ostbewegung) des Drauzuges von 100 bis 150 km angefangen bis zu 300 km zu fordern ist – entgegen der Auffassung von E. CLAR (1973, S. 254) und H. BÖGEL (1975, S. 183), die eine Seitenverschiebung an der Periadriatischen Linie ablehnten. Wie aber vom Verfasser (l. c.) ausgeführt, ergeben sich enge Beziehungen etlicher Schichtglieder des Drauzuges nicht nur zu jenen von den

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Südtiroler Dolomiten, sondern in der Mitteltrias sogar noch zu jenen der lombardischen Fazies weit im Westen der Südalpen.

Auf der anderen Seite waren ebenso seit je die bis ins einzelne gehenden faziellen Gemeinsamkeiten des Drauzuges von Winnebach bis zu den Gailtaler Alpen in Mittel- und Obertrias gerade mit dem westlichsten Teil der Kalkalpen, dem Tiroler Abschnitt, aufgefallen – Einzelheiten bei A. TOLLMANN (1963, S. 171 f.) im Schichtgliedervergleich von Mittel- und Obertrias sowie bei E. SCHERIAU-NIEDERMAYR (1977) herausgearbeitet. Es war also auch hierdurch ein bedeutender Seitenverschub zu erwarten. Aber es fehlten am Nordrand des Drauzuges vollkommen die entsprechenden Strukturen, wie wir sie am Südrand des Drauzuges antreffen, um einen solchen Seitenverschub auch gegenüber den nördlichen Zonen verantwortlich belegen zu können.

Trotzdem hat es naturgemäß nicht an Stimmen gefehlt, die einen solchen Seitenvorschub des gesamten Blockes auch ohne Strukturnachweis am Nordrand forderten. So hatte z. B. die Schule von R. W. van BEMMELEN in den sechziger Jahren aus paläomagnetischen Messungen eine rechtsseitige „Tethystwist" an und nördlich der Periadriatischen Naht um bis 5000 km angenommen (D. v. HILTEN, 1960, S. 84; J. DE BOER, 1963, S. 162 f.; K. DE JONG, 1967, S. 113), was aber durch die Ungenauigkeit der Angaben über die Bewegungsbahnen und die abenteuerlichen Beträge der Verschiebungen nicht akzeptiert worden ist. Dann hatte R. TRÜMPY (1976, S. 259) wiederum diesen Gedanken einer Seitenverschiebung des Drauzuges als Fernwirkung der nordpyrenäischen Transform-Störung anklingen lassen, was allerdings, wie wir heute wissen, zu fern und zu spät (Abb. 3 bei TRÜMPY: endkretazisch) für diese Frage wäre. Diese Idee reflektierend hat dann T. BECHSTÄDT (1978, S. 96, Abb. 17) die Nordkarawanken und den Drauzug westlich der Vorarlberger Kalkalpen beheimatet und durch eine nicht näher datierte Seitenverschiebung gegen Osten verfrachtet. Sein Bild ist allerdings durch Einbeziehung vieler anderer Teile der Zentralalpen, die schräg zu ihrem Verlauf zerschnitten sein sollten und einer großen Zahl damit verbundenen, nicht belegbaren Hypothesen über all diese Einheiten so belastet, daß es nicht akzeptabel war. Am klarsten hat bisher S. PREY (1978, S. 17 und Abb. 1 sowie 1980, Abb. 10) den Drauzug als Fremdkörper in seiner Umgebung bezeichnet und als Seitenverschiebungsstück der Nordtiroler Kalkalpen deklariert – allerdings auch noch ohne Datierung und ohne Angaben der möglichen Gleitschienen.

Aus dem Blickwinkel von Ungarn aus haben in neuerer Zeit S. KOVÁCS (1980, S. 381, Abb. 5; 1982, Abb. 3; 1985: M. KÁZMÉR & S. KOVÁCS, S. 72 ff., Abb. 1 ff.) und K. BREZSNYÁNSZKY & J. HAAS (1986, Abb. 2) diese Vorstellung von S. PREY aufgegriffen, sogleich aber Drauzug und Transdanubisches Mittelgebirge (Bakony bis Bükk) zu einer gemeinsamen und zeitgleich ostseitenverschobenen Einheit zusammengezogen und diese in einer ganz jungen, mit dem Mitteleozän beginnenden Lateralbewegung transportiert. Die hiefür im Norden fehlende Seitenverschiebungsschiene haben diese Autoren durch die Zusammenziehung verschiedener individueller, verschieden orientierter und zum Teil nicht vorhandener Einzelstörungen konstruiert (Defreggental-Anterselva [= Antholz] -Valles-Mittelkärntner-Raba-Linie) – vgl. F. SASSI et al. 1974. Der Gesamtvorgang der mitteleozän bis späteozän gedachten 450 km weiten Horizontalverschiebung der „Drauzug-Bako-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ny-Einheit" wird als „Continental escape" gegen den freien ungarischen Raum an der Innenseite des werdenden Karpatenbogens verstanden (M. KÁZMÉR & S. KOVÁCS, 1985, S. 80). Obgleich wir, wie erwähnt, eine in das Tertiär ab Oligozän bis Gegenwart fallende Rechtsseitenverschiebung der Nordalpen gegenüber den Südalpen an der Periadriatischen Linie annehmen müssen, trifft diese Deutung aus mehreren, unten angeführten Gründen in dieser Form nicht zu, vor allem auch, weil bei einer so jungen und gewaltigen Seitenverschiebung eines Blockes *nach* der Deckentektonik unbedingt auch – analog zur Periadriatischen Linie im Süden – eine entsprechend klare, tiefgreifende Bewegungsschiene im Norden der Drauzugscholle und der östlichen Fortsetzung dieses Licikums in Mittelkärnten vorhanden sein müßte. Das ist aber nicht der Fall. Über die Einstufung der Bewegungsphasen des Transdanubikums nach unserer Auffassung wird im Abschnitt 10 des näheren berichtet (s. S. 87).

Aber auch eine ursprüngliche Position des Drauzuges und der Mittelkärnter Trias, also des Licikums, südlich eines Tethys-Vardar-Ozeans, verbunden mit den Südalpen im Sinne von K. DECKER, P. FAUPL et al. (1987, Abb. 7, S. 137) bringt keine Lösung des faziellen wie tektonischen Gegensatzes von Scholle und Umland.

Fassen wir die realen *Fakten* in der Frage Drauzug und Seitenverschub zusammen, so ergibt sich folgendes:

a) Der Drauzug stellt mit seiner Hauptdolomitfazies tatsächlich einen *Fremdkörper* gegenüber der ursprünglich im Norden und Süden auftretenden Dachsteinkalkfazies dar. Im Norden reicht die Dachsteinkalkfazies gegen Westen bis über Lofer hinaus, im Süden über die Julischen Alpen in die Südkarawanken. Die zentralste Zone in dieser seinerzeit gegen Westen endenden nord-südalpinen Dachsteinkalkplattform nimmt ohne Zweifel die Hallstätter Kalk-Region ein, sodaß hier dazwischen die Hauptdolomitfazies nicht hineinpaßt. Sie paßt hingegen, wie schon früher ausgeführt, an die Tiroler/Vorarlberger Kalkalpen, und es ist daher naheliegend, daß sie von dort her seitlich eingeschoben ist.

b) Der Drauzug mit seiner Hauptdolomitfazies darf als *Bestandteil des Licikums nicht isoliert* gesehen werden. Es ist nicht zu vergessen, daß in seiner östlichen Fortsetzung in Mittelkärnten am Rücken der Gurktaler Decke die Trias vom Krappfeld und von St. Paul-Guttaring auch noch in Hauptdolomitfazies vorliegt und daß die Fortsetzung der Gurktaler Decke gegen Osten in das Grazer Paläozoikum und, verdeckt, bis ins oststeirische Gebiet reicht. Es ist daher dieses Ensemble, das faziell als eine Einheit gesehen werden muß und das durch etliche eigenständige Merkmale – von den Griffener-Grödener Schichten angefangen – verbunden ist, schon 1977, S. 626, vom Autor als Licischer Faziesraum herausgehoben worden ist. Alle Überlegungen über Seitenverschiebungen haben daher dieses Licikum als Ganzes zu berücksichtigen, was meist vergessen wird.

c) Es gibt *keine tektonische Nordgrenze,* an der diese Einheit nach dem kretazisch-alttertiären Deckenbau eine solch gewaltige Seitenverschiebung erlitten hätte. Diese Nordgrenze müßte sonst eine glatte, den gesamten Deckenstapel bzw. die ganze Kruste durchschlagende Geosutur sein, um einen solchen Seitenverschub als diplaced terrane bewerkstelligen zu können. Sie wäre daher heute klar und auffällig wie etwa die Periadriatische Linie. Die logische Schlußfolgerung: *Der Seitenverschub des gesamten Licikums muß vor dem transversalen Deckenbau erfolgt sein.*

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Dann ist durch die Abscherungstektonik des Oberostalpins der gesamte kristalline Sockel mit der Geosutur verschwunden und subduziert, die Sutur ist nicht mehr sichtbar, der heutige Rand der Gurktaler Decke und des Drauzuges ist ein deckentektonischer, später rückgewitterter Stirnrand. Der Zeitraum, in dem solche Seitenverschiebungen vor der kretazischen Deckentektonik stattgefunden haben könnten, ist heute ebenfalls klar erfaßbar: Es ist die Zeit der jurassischen schrittweisen Öffnung des Mittelatlantiks und der damit konjugierten Öffnung des penninischen Troges unter Abwandern der Eurasiatischen Platte gegen Osten. Dabei sind nach dem bekannten Prinzip der Transform faults quer zum Öffnen des Penninischen Ozeans Seitenverschiebungen von vielen Autoren zu Recht angenommen worden. Entlang von solchen Transform faults ist dann das Licikum als Ganzes verschoben worden. Der Höhepunkt der Bewegung fällt sicherlich mit dem Höhepunkt des Aufreißens des Pennins im Malm bis in die unterste Kreide zusammen. Die Wanderung des Licikums aus einer anderen Heimat (kalkvoralpine Fazies in Tirol) erfolgte unabhängig von jener des Bakony mit seiner südalpinen Fazies und auch zu verschiedener Zeit.

2. Die Ursache des liassischen gekreuzten Diagonalbruchsystems der Kalkalpen

Auf vielen Plateaus der Kalkalpenstöcke, vom voralpinen Toten Gebirge (R. SCHWINGENSCHLÖGL, 1986, S. 91) bis zum Hochjuvavikum des Dachsteinplateaus (H. HLAUSCHEK, 1922, S. 118; A. TOLLMANN, 1970, S. 14, Abb. 3) existiert ein System von gekreuzten Diagonalspalten (Diaklasen im Sinne von E. SUESS, 1913) das zu Beginn des Jura angelegt worden ist und noch im Lias unter Öffnung und Dehnung der Klüfte mit Liasrotkalk erfüllt, plombiert und dadurch fossil erhaltungsfähig geworden ist. Der Verfasser hat 1970, S. 9 ff., ausführlich über dieses Phänomen in den Kalkhochalpen berichtet und betont, daß hier entgegen allen älteren Auffassungen auf jeden Fall nur Pressung, Einengung und nicht Dehnung als Bildungsmodus in Frage kommt. Da in dieser Zeit, in der die alpine Geosynklinale gerade geöffnet wurde, zunächst keine Ursache für eine Pressung gefunden werden konnte, blieb die Frage nach Herkunft der Kräfte zur Ausbildung dieser Systeme bis heute unbeantwortet.

Nun aber sehen wir in der seitlichen Verschiebung von Schollenstreifen, wie gerade am Beispiel des Licikums gezeigt, die Quelle für die kräftige Einengung auch in der Zeit ab dem Lias, also noch in der Zeit der Öffnung der Geosynklinale! Die Druckkomponente war damals eben nicht S–N, sondern W–E orientiert. Die heutige Lage der Diagonalscherflächensysteme liegt übrigens am Beispiel Dachsteinplateau etwas verdreht, und zwar WNW–ESE und NNE–SSW, sodaß die Druckrichtung, auf die heutige Lage bezogen, WSW–ENE orientiert wäre. Spätere Schollenrotationen können natürlich hinzukommen.

3. Die Ursache der Gleitdeckenbildung im Juvavikum der Kalkalpen

Seit V. HÖCK & W. SCHLAGER im Jahre 1964 die einst tektonisch gedeuteten Großschollen in der Strubbergbrekzie im Tennengebirge als Gleitschollen erkannt hatten und dann besonders B. PLÖCHINGER (ab 1974, 1976) die Platznahme der gesamten Halleiner-Berchtesgadener Hallstätter Masse durch Gleittransport erklä-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ren konnte, hat sich rasch das Verständnis für die Bedeutung der Gleittektonik in den Kalkhochalpen durchgesetzt, sodaß der Verfasser 1981 und 1987 a die oberjurassisch-tiefkretazische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß für das Juvavikum, für den Transport der Hallstätter- und der Dachsteindecke samt allen ihren Äquivalenten herausstellen konnte.

Wiederum war bisher keine klare Ursache für die Heraushebung dieses Kalkalpen-Südrandstreifens abzulesen, da in dieser Zeit ja gerade die Hauptdehnung der Geosynklinale herrschte, wie aus den über die gesamte Breite des alpinen Troges verbreiteten Radiolariten abzulesen ist. Der Höhepunkt der Absenkung steht natürlich in Zusammenhang mit der besonders starken Krustendehnung, die nach dem isostatischen Prinzip in diesem Fall besonders kräftig absinken muß. Eine Einengung des Sockels in dieser Zeit als Vorläufer der späteren generellen (meridionalen) Einengung, was R. LEIN (1987, S. 97) als Ursache für die Gleittektonik hielt, ist in dieser Phase der Extension nicht anzunehmen.

Heute können wir eine logische Begründung für die Heraushebung des Kalkalpen-Südrandes gerade in der Zeit des höheren Jura geben: Sie liegt in dem breiten Vorbeischieben des Licischen Blockes entlang von Transform faults am Südrand des Juvavikums in der Zeit der jurassisch-tiefkretazischen Öffnung von Atlantik und zugeordnetem Penninik, wie oben ausgeführt. Dadurch kommt es durch die Pressung zu einer randlichen Aufbürstung der Kalkalpen im Süden, einem Hochpressen des juvavischen Streifens, der dann auf Grund seines permischen Salzpolsters in das davorliegende Radiolaritbecken der Tiefsee eingeglitten ist.

4. Die Korrelation der penninischen Teiltröge der Ostalpen mit jenen des Umlandes

Zunächst ist hier festzuhalten, daß wir in den Ostalpen drei sehr verschiedene Haupteinheiten von penninischem Charakter haben, die im Perm noch weiter untergliedert werden können. Diese drei heute im Sinne des Verfassers (1964, 1965) allgemein unterschiedenen Teilfaziesregionen und individuellen Einheiten des Pennins in Österreich sind das Nord-, Mittel- und Südpennin.

a) Das *Nordpennin* in den Ostalpen ist mit seiner ältermesozoischen Serie, den Grauen und darüber Bunten Bündnerschiefern sowie der für die nordpenninische Position dieser Serien vielsagenden tektonischen Überlagerung durch die mittelpenninische Tasnadecke im Engadiner Fenster mit ihrem bis in das Alttertiär reichenden Flysch sehr gut mit den Verhältnissen im Prätigau und damit mit dem Schweizer Nordpenninikum parallelisierbar. Der ursprünglich am Südrand dieses nordpenninischen Raumes gelegene, nach den guten Argumenten von R. HESSE (1973, Abb. 13) an die mittelpenninische Falknisdecke unmittelbar im Norden anknüpfende Rhenodanubische Flysch gehört in seinem Westteil auch der Nordpenninischen Einheit, und zwar ihrem südlichsten Teil, an, streicht aber gegen Osten in die Ultrahelvetische Randzone hinaus. Mit der Ybbsitzer Klippenzone SCHNABELS ist 1973 noch ein weiteres penninisches Element im Ostabschnitt der alpinen Randzone erfaßt worden, das sicherlich auch noch diesem penninischen Nordtrog zuordenbar ist. Die Serie dieser Klippenzone umfaßt Ophiolithspäne eines (jurassischen) Ozeanbodens, Aptychenschichten des Malm? bis -Berrias, Neokomflysch und Ybbsitzer Flyschsandsteine der Mittelkreide (vgl. K. DECKER, 1987, Tab. 19) mit ihrem bezeichnen-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

den Chromitreichtum im Schwermineralspektrum. Die Annahme einer Zuordnung zum Nordpennin beruht außer auf der Position auch auf der – gegenüber dem Südpennin der Arosazone, des Tauernfensters und des Rechnitzer Fensters – durchaus eigenständigen Serienentwicklung und dem Umstand, daß zur Zeit der Ybbsitzer Flyschbildung in diesem östlichen Abschnitt Süd- und Mittelpennin bereits als Sedimenttröge tektonisch ausgeschaltet waren!

Trotz der Gemeinsamkeiten durch den chromitführenden Mittelkreideflysch in den ursprünglich benachbarten Regionen St. Veit-Kahlenberger Einheit und der Ybbsitzer Klippenzone setzen wir auf Grund des sehr unterschiedlichen ältermesozoischen Sockels gegenüber W. SCHNABEL (1979, S. 33) diese beiden Klippenzonen nicht gleich, sondern erachten die St. Veiter Zone als südlichstes Ultrahelvetisches Element und erst die Ybbsitzer Zone als Repräsentant des Nordpenninischen Troges in diesem östlichen Teil der Ostalpen. Die Ultrahelvetische Fazies setzt ja in der St. Veiter Klippenzone mit Obertrias ein, die Ybbsitzer Serie andererseits offenbar erst sehr spät über dem Ozeanboden zu Ende des Jura.

b) Das *Mittelpennin* tritt in Österreich genauso wie in der Schweiz in zwei Typen sehr unterschiedlichen Aspektes auf, je nachdem, ob im südlichen Abschnitt noch die zusammenhängenden Faltendeckenkörper mit mächtigen Zentralgranitkernen aufgeschlossen sind (in der Schweiz Adula-, Tambo-, Suretta-Decke; im Tauernfenster Granatspitz-Gößgraben-Decke und Zillertaler-Gasteiner Decke, als genaues Äquivalent der beiden letztgenannten Schweizer Einheiten) oder aber Aufschlüsse weit im Norden nur mehr Schürflingsspäne und Schollen zeigen, die symbolhaft von diesen verschleppten mittelpenninischen Elementen künden (wie Falknis-Sulzfluh in der Schweiz und die Tasnalamelle im Engadiner Fenster). Die Position, der Sockel und das reduzierte zentralalpin entwickelte Mesozoikum, sogar aber auch der gleiche Baustil in wurzelnahen Gebieten einerseits, im verschleppten nördlichen Abschnitt andererseits, lassen eine Parallelisierung dieser Einheiten nun sehr einfach erscheinen. Man vergleiche hierzu bitte die schrittweise weiterverfolgbare Entwicklung in den Serienprofilen durch die Ostschweiz und die Ostalpen vom Verfasser (1986, Profiltafel). Dort ist die früher wiederholt gestellte Frage: Warum soll in den Tauern ein so mächtiges Mittelpennin, im Rahmen des Engadiner Fensters aber ein so schmächtiges auftreten, graphisch sehr eindeutig beantwortet.

Da immer wieder gegen diese vom Verfasser seit dem ersten persönlichen Vergleich mit dem Briançonnais (1964, 1965) gegebene mittelpenninische Einordnung und alpidische nordvergente Deckenverfrachtung des Zentralgneis-Stockwerkes des Tauernfensters – besonders seit W. FRISCH – opponiert worden ist, seien noch ein paar Bemerkungen hierzu angefügt.

W. FRISCH hat zunächst (1974, S. 19 f.; 1975) die „Hochstegenfazies als ein helvetisches Element" bezeichnet, und behauptet, daß sich „der helvetische Faziesbereich der Ostalpen und der Hochstegenfaziesbereich nicht voneinander trennen lassen" und erwogen, die Zentralgneise der Tauern mit ihrer Hochstegenfazies und ihren Bündnerschiefern in der Kaserer Serie auch tektonisch dem Helvetikum zuzuordnen. Dabei wurde hinzugefügt, daß dies nur eine nomenklatorische Frage und somit von sekundärer Bedeutung sei. Dem ist aber gar nicht so, denn bei einer solchen Auffassung von W. FRISCH und W. FRANK (1969, S. 97) ergibt sich ja als Konsequenz eine Gleichstellung der Zentralgneismasse mit den helvetischen Massi-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ven der Schweiz anderer Zusammensetzung, anderen Baustils und anderer Position, sodaß damit eine im Sachlichen grundsätzlich wichtige Entscheidung über Bau und strukturellen Zusammenhang der alpinen Hauptzonen gefällt wird, also nicht nur eine belanglose nomenklatorische Änderung vorliegt. Wohl definierte geologische Begriffe sollen nicht unter Hinweis, daß dies bloß eine nomenklatorische Frage sei, andersartig verwendet werden. Gerade auch von W. FRISCH ist der Begriff „Flysch" in den Tauern immer wieder einfach für turbiditische Typen innerhalb der Bündner Schiefer gebraucht worden, aber Turbidit ist nicht einfach dem Flysch gleichzusetzen, wenn die übrigen wiederholt präzisierten Merkmale des Flysches fehlen.

Begründet wird die helvetische Einstufung der Hochstegenfazies des Mittelpennins der Tauern von W. FRISCH (1974 und später) – der zuletzt schon R. TRÜMPY zu folgen beabsichtigte – mit zwei Argumenten: Der angeblich sehr guten Vergleichbarkeit der Serien der Hochstegenfazies und der Grestener Entwicklung und andererseits dadurch, daß keinerlei Hinweise für eine etwaige nordpenninische Trogserie nördlich der Hochstegenfazieszone bestehen. Beide Argumente treffen nicht zu. In eklatanter Weise unterscheidet sich zunächst die Fazies der Grestener Zone, die wir ja in neuerer Zeit durch P. FAUPL (1975), K. DECKER (1987) und besonders R. WIDDER (bis 1987) noch wesentlich genauer als durch die bereits gründlichen einstigen Arbeiten von F. TRAUTH kennen, von der Hochstegenentwicklung. Während in der Hochstegenfazies der Hochstegenzone der malmische Hochstegenkalk unmittelbar über den dem Zentralgneis auflagernden Basisquarzit und Schiefern folgt [also überraschend eng vergleichbar mit der mittelpenninischen westalpinen Situation der Accegliozone des Briançonnais mit dem malmischen Marbre de Guillestre unmittelbar über dem basalen Quarzit auf dem Zentralgneis – vgl. A. TOLLMANN (1965, S. 472)] sind gegenüber der Grestener Schichtfolge markante Unterschiede vorhanden: Man lese nach über die vielfältige Faziesentwicklung der Grestener Zone bereits im Lias, den an Schichtgliedern reichhaltigen Dogger mit Grobkonglomeraten bis zu den Zeller Ammonitenkalken, den diversifizierten Malm mit seinen Radiolariten, Tonen, Crinoidenkalken bis Aptychenschichten, Kalkturbiditen bis Kalkbrekzien und einer sich von der Kaserer Serie ebenso kräftig unterscheidenden Unterkreide. Auch die Mächtigkeiten der helvetischen Randzone sind bedeutend größer als jene der Sedimente der Hochstegenkalkschwelle. R. TRÜMPY (Vortrag Geol. Ges. Wien, 13. 11. 1986), der für seine Parallelisierung von west- und ostalpinen Zonen die Idee von W. FRISCH über die helvetische Fazies des Hochstegenpennins aufgriff, war hier schlecht beraten.

Auch das zweite Argument ist in der Zwischenzeit hinfällig geworden. Die Ybbsitzer Zone mit der, wie oben begründet, aus dem Nordpennin ableitbaren Herkunft ist als ein an die rhenodanubische nordpenninische Rinne anschließendes Element erfaßt worden, das schon in vorkretazischer Zeit eine entsprechende Ozeanbodenentwicklung aufzuweisen hatte, sodaß also sehr wohl hier nordpenninische Elemente noch weit nördlich der Hochstegenschwelle einzuwurzeln sind.

Das zweite Faktum, das besonders W. FRISCH wiederholt negiert hat, ist die Struktur der mittelpenninischen Zentralgneismassen in alpidische, liegende, nordvergente Decken, wie es ja früher L. KOBER stets (zuletzt 1955, Abb. 79) in zahlreichen Arbeiten vertreten hat und wie dies vom Verfasser seit 1975 in modifizierter Form wiederum vertreten werden mußte: Die Zentralgneisdecken mit ihrer

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schmächtigen eigenen Hülle (bei Ausklammerung des von L. KOBER noch mit eingefaltet gedachten äußeren Schieferhüllkomplexes) sind nordvergente, liegende Faltendecken mit verkehrten Schenkeln, alpidisch und nicht variszisch geprägt. Die Beweise hierfür sind 1975, dann aber auch 1977, S. 35 f., vom Verfasser zusammengestellt worden. W. FRISCH vertrat dem gegenüber (1976, S. 377; 1977; 1980, S. 65) die Auffassung, daß sämtliche Zentralgneis-„Kerne" nur eine einzige tektonische Einheit, die „Venediger Decke" R. STAUBS 1924, S. 61, bilden und daß ihre angeblich mäßige interne tektonische Gliederung im westlichen und östlichen Teil des Tauernfensters hauptsächlich variszisch entstanden sei und alpidisch nur weiter ausgebaut worden wäre. Sogar die weitgespannten Riffldecken mit ihrem Mesozoikum im Liegenden des östlichen Teiles, die schon 1935 H. P. CORNELIUS & E. CLAR als alpidische Decken vorgestellt haben, werden von W. FRISCH zu seiner variszischen, wahrscheinlich mittelpermischen Überschiebungsmasse über den Granatspitz-„Kern" umgedeutet (1977, S. 688 f.; 1980, S. 66). Aber nicht nur die Riffldecken, sondern auch „das Grundgebirge der Venediger Decke [STAUBS, also der gesamten Zentralgneismasse im Tauernfenster] weist [nach FRISCH] variszische Tektonik auf", allerdings bloß mit antiklinalem und synklinalem Bau, der in der altalpidischen Zeit nur noch weiter eingeengt wurde, wobei auch bei der alpidischen Tieftektonik sich die Zentralgneiskuppeln starr verhalten haben sollen (1980, S. 65). Auch im Sinne von W. FRANK (1969, S. 97) werden keine Parallelen zu den flachliegenden, ausgewalzten penninischen Gneisdecken im Lepontin der Schweiz zugelassen, sondern wird der Idee von W. FRISCH gefolgt.

Das in dieser Form wiederholt publizierte Bild ist grundsätzlich unrichtig. Gerade die Strukturen der erst alpidisch geformten Zentralgneisdecken im Tauernfenster lassen so schön die Parallelen zu den liegenden, westalpinen Gneisdecken erkennen: Um nicht die oben zitierte, bereits 1975 und 1977 vom Verfasser publizierten geologischen und geophysikalischen Argumente wiederholen zu müssen, sei auf diese ursprünglichen Beweggründe hier nur verwiesen und seien neue Argumente zu diesem Thema vorgebracht:

α) Der Bau der Zentralgneis-„Kerne" aus übereinandergestapelten, liegenden, nordvergenten Faltendecken ist inzwischen durch den Maltastollen direkt bewiesen worden, wo aufrechter und verkehrter Schenkel der Gasteiner Decke über der Gößgrabeneinheit in der gegen Norden stirnenden Zone auf einer Länge von fast 10 km quer zum Streichen von CH. EXNER (1982, Abb. 2) erfaßt und publiziert worden sind, sodaß sich CH. EXNER nach diesem überzeugenden Aufschluß auch zur alpidischen Deckenstruktur der ehemaligen Zentralgneiskerne bekannt hat.

β) Es kommt hinzu, daß wir heute mit Sicherheit um die Zugehörigkeit dieses alpinen Raumes zum breiten Südstamm der Variszіden wissen, in dem grundsätzlich Südvergenz geherrscht hat. Es kann daher ein nordvergenter liegender Faltendeckenbau gar nicht variszisch angelegt und etwa alpidisch nur weiter ausgestaltet worden sein, da die variszische und alpidische Bewegungsrichtung in den Ostalpen diametral verschieden war.

γ) Es bleibt auch keine Zeit mehr für eine variszische Orogenese im Sinne von FRISCH, der auch permische Anteile in seine variszische Tektonik der Zentralgneise einbezieht. Die letzte prägende orogene Phase in der variszischen Ära war in den gesamten Ostalpen und Südalpen im obersten Karbon abgelaufen. Die nächste

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

wirksame Gebirgsbildungsphase, die solche Strukturen prägen hätte können, folgt erst in der alpidischen Ära ab der tieferen Kreide. Daß *sämtliche* nachkarbonen, radiometrischen Datierungen der jüngeren Zentralgneisanteile falsch gewesen seien, wie von W. FRANK behauptet, möge zunächst für die einzelnen Abschnitte und für die verschiedenen Methoden begründet publiziert werden. Allerdings ist dieses indirekte Argument heute nach direkter feldgeologischer Beobachtung der liegenden Faltendecken im Maltastollenprofil für die damit beantwortete Frage nicht mehr wesentlich.

δ) Verfehlt aber ist schließlich auch der wiederholt vorgebrachte Hinweis von W. FRISCH (1977, S. 675, 683; 1980, S. 65) auf das starre Verhalten der Zentralgneise während der alpidischen Tektonik. Genau das Gegenteil ist der Fall. Durch die tiefe Versenkung an weit absteigenden Subduktionszonen ist ja das Material bekanntlich schon in der ersten alpidischen Metamorphosephase noch in der Schieferhülle bis 600°, und z. B. in der dritten jüngsten Phase wiederum sehr kräftig, nämlich bis 550° C aufgeheizt worden (E. DACHS, 1986, S. 146; W. FRANK et al., 1987, S. 34). Da kann von einem starren Zentralgneis in der alpidischen Ära keine Rede sein. Hat ja schon CH. EXNER (1963, S. 508; 1964, S. 123) bei der Erfassung der dünnen, abgescherten, skalpierten und in die Deckentektonik einbezogenen Zentralgneislamellen über die Verformbarkeit dieses Gesteines bei der alpidischen Beanspruchung gestaunt und mit Recht sie mit den so mobilen Würmlizonen im Schweizer Pennin verglichen. Liegender Faltendeckenbau paßt als Baustil bestens in diese tieftektonische Etage, wenn ja sogar noch im wesentlich kühleren Unterostalpin des Semmerings die variszischen Granitintrusionen in alpidischer Ära zu mehreren ganz weit gespannten flachen, bis 40 km breiten (20 km weit noch vom verkehrt eingerollten Permomesozoikum unterlagerten) Grobgneisfaltendecken geformt ist – und das dort bei einem niedrigen Grad der Grünschieferfazies (vgl. A. TOLLMANN, 1977, S. 175, 179)! Am Rande vermerkt sei, daß bei einem Vergleich der Zentralgneisdecken mit dem Schweizer Mittelpennin nicht nur der Baustil harmoniert, sondern auch materialmäßig die kräftige Beteiligung von Tonaliten in den granitoiden Massen beider Vorkommen den Vergleich unterstützt.

Wir haben mit Hilfe der 1975 und 1977 angeführten Argumente und nun weiteren, hier vorgelegten Fakten im Bau des Mittelpennins der Tauern, in den ehemaligen Zentralgneis-„Kernen", eine Serie von alpidischen liegenden Faltendecken belegen können. Es existiert demnach keine einheitliche „Venedigerdecke" von R. STAUB 1924, trotz des Versuches von W. FRISCH, eine solche Venedigerdecke im Jahre 1976 als Antwort auf unsere Deckengliederung von 1975 im Gegenzug zu revitalisieren – eine Venedigerdecke nämlich, die alle Zentralgneiseinheiten umfassen soll; sie existiert weder als variszische, noch als alpidisch geprägte Struktur. Der Name Venedigerdecke STAUB als ein altes Sammelsurium aller mittelpenninischen Faltendecken der Tauern noch aus der Zeit vor der detaillierten Kenntnis der Struktur des Zentralgneises ist daher hinfällig geworden und soll im Sinne der Nomenklaturregeln auch nicht für einzelne neue Decken, wie etwa die Zillertaler Decke, eingeschränkt angewendet werden.

c) Das *Südpenninikum* schließlich, das mit den ophiolithreichen jurassischen bis tiefkretazischen Schieferhüllmassen in Form der Schieferhülldecken des Tauernfensters das mittelpenninische Zentralgneissystem von Süden her überschoben hat und

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

daher südlich vom Mittelpennin beheimatet war, läßt sich geradezu in idealer Art mit dem Piemontais, also dem Südpennin der Westalpen, vergleichen. Nicht nur in der Mächtigkeit und Eigenart der vulkanitreichen Serien, sondern überraschenderweise sogar mit seiner Unterteilung in ein brekzienreiches, externeres Präpiemontais (hier das nördlicher gelegene System der Brennkogelfazies in der Brennkogeldecke) und ein interner gelegenes Hochpiemontais (hier die südliche, brekzienarme, aber an Prasiniten dafür ebenso – wie in den Westalpen – reiche Serie in der Glocknerfazies der Glockner-Decke mit ihren Ozeanbodenspänen). Die Analogie ist frappant. Eine nähere altersmäßige Parallelisierung der Serien der verschiedenen Teilzonen des Südpennins wird erst nach neuen Daten aus den Ostalpen möglich sein. Während bisher hier aus den Bündner Schiefern erst wenige Fossilnachweise (Aptychen etc.) bekannt sind, werden gerade aus den westalpinen Teilzonen des Piemontais nun z. T. schon durch Fossilien datierbare, sehr verschiedenartige Entwicklungen mitgeteilt, wobei dort der Schwerpunkt der Entwicklung, abgesehen vom Präpiemontais, in jüngerer Zeit liegt (M. LEMOINE et al., 1984; M. MARTHALER et al., 1986; R. CABY et al., 1987 etc.), als früher angenommen.

a–c) Nachdem wir nun die Eigenheiten unserer penninischen Zonen in den Ostalpen doch wenigstens in großen Zügen überblickt und mit den klassischen penninischen Zonen des Westens verglichen haben, erscheint uns die Korrelierung relativ einfach. Demnach können die drei Hauptzonen des Pennins der Westalpen in den Ostalpen weiterverfolgt werden, am besten das *Südpennin* mit seinen extrem mächtigen grünschieferreichen Glanzschieferserien bis Rechnitz und Vat in Ungarn im Osten. Dann ist weiter gegen Osten hin keine Spur dieses Typus und Alters mehr nachweisbar. Das *Mittelpennin,* das mit sehr guten Gründen bis in die Zentralgneisdecken des Tauernfensters trassierbar war, ist unserer Auffassung nach in den Tatriden der Karpaten wiederzufinden. Das *Nordpennin* war in den Ostalpen am schwierigsten faßbar, aber nun scheint durch die Analyse der Ybbsitzer Zone die Trassierung gegen Osten hin auch in vorkretazischer Zeit möglich.

R. TRÜMPY hat bekanntlich eine von den österreichischen Geologen kräftig abweichende Auffassung über die Parallelisierung und Fortsetzung der westalpinen penninischen Teilzonen in die Ostalpen, der aus unserer Sicht – wie schon aus den oben gegebenen Vergleichen hervorgeht – nicht zugestimmt werden kann. TRÜMPY hat diese Auffassung am 5. September 1966 während der vom Verfasser geführten Exkursion der Soc. geól. de France in den Radstädter Tauern entwickelt, indem er in dieser klassischen unterostalpinen Zone einen mittelpenninischen, briançonischen Charakter sah und den Serpentinit der unterostalpinen Tarntaler Äquivalente als Hinweis auf Pennin wertete. Noch in der Diskussion während dieser réunion entwarf er am 7. September 1966 (R. TRÜMPY in J. GEYSSANT & A. TOLLMANN, 1966, S. 463, Abb. 15) eine paläogeographische Skizze, in der das Südpennin (Piémontais) östlich vom Engadiner Fenster gegen Osten hin endet, das Mittelpennin des Briançonnais sich direkt mit der Matreier Zone und den Radstädter Tauern verbindet und konsequenter Weise dann die Schieferhüllmassen des Tauernfensters ursprünglich nördlich dieser Radstädter-Briançonnais-Kombination zu liegen kamen, also Nordpennin, Valais sein müßten. Bleibt dann noch die Hochstegenschwelle, die auch dem Valaistrog zugeschlagen wurde und noch ein weiterer norpenninischer Trog in den Ostalpen über, der auch ins Valais kam. Die späteren paläogeographischen Skizzen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

TRÜMPYS über die Verbindung von West- und Ostalpen sind grundsätzlich gleichgeblieben, nur ist die direkte Verbindung zwischen Radstadt-Tarntal einerseits und Briançonnais-Falknis-Tasna andererseits dann aus Gründen der (Un-)Sicherheit sanft unterbrochen worden (1970, Abb. 5; 1971, Abb. 3; 1975, Abb. 5; 1980, Abb. 10; 1985, Abb. 3 a). Eine grundsätzliche Revision und Anpassung an die weiterentwickelten Kenntnisse über die Einzelheiten der Zonen ist nicht erfolgt.

5. Die Hypothese vom westvergenten Deckenbau der Ostalpen

L. RATSCHBACHER (1983, 1984 a, b, 1986) hat in mühevoller Kleinarbeit die kleintektonischen Elemente im Grenzbereich der steirischen Grauwackenzone und dem unterliegenden angrenzenden mittelostalpinen Kristallin mit auflagernder Rannachserie (= Alpiner Verrucano) untersucht. Er hat dabei das alpidische, durch radiometrische Daten als kretazisch eingestufte orogene Geschehen, das zum Dekkenbau und Deckentransport geführt hat, aufgrund des kleintektonischen Formenschatzes in mehrere aufeinanderfolgende Phasen zerlegen können (Deformation D_1–D_5), unter denen seine beiden ersten Phasen die entscheidenden prägenden und für den Deckenbau hauptverantwortlichen Deformationen sind. Während nun für die zweite Deformation, die uns allen als mit dem Deckenbau verbundenen bekannten nord- bis nordostvergenten liegenden Falten bei nord- bis nordostgerichteten Überschiebungen bestätigt wurden, hat RATSCHBACHER für seine 1. Deformationsphase D_1 aus Streckungslinearen, ausgelängten Geröllen und weiteren Merkmalen, die auf eine Streckung in dieser W–E- bis NW–SE-Richtung der Achsen hinweisen, gefolgert (1986, S. 354), daß die Streckungslineare die Transportrichtung der Dekken angäben. Er hat aus dieser Streckung in der Achsenrichtung zufolge dieser seiner Annahme, die durchaus im Widerspruch zu den bekannten Streckungen in der Achsenrichtung bei einer Transportrichtung quer zu den Faltenachsen stehen, großzügigen westvergenten Deckenbau in diesem Abschnitt der Ostalpen, später auch in anderen Einheiten des ostalpinen Deckenstapels wie Unterostalpin in den Radstädter Tauern und im Semmering (1987, S. 242) gefordert. L. RATSCHBACHER (1986, S. 335, 353) hat angenommen, daß er mit diesem Modell eines westvergenten kretazischen alpinen Deckenbaues der ersten orogenen Phase das lästige Raumproblem eliminiert habe (das ja besonders die außeralpinen Geologen zu Beginn der Deckenlehre bei den großen Überlagerungen der nordvergenten Decken nicht verkraften konnten).

Nach näherem Studium der von L. RATSCHBACHER vorgelegten Fakten zeigt sich, daß wiederum ein Fall ähnlich wie zu Beginn des kleintektonischen Arbeitens vorliegt, wo aus durchaus zutreffenden, mühevollen kleintektonischen Detailbeobachtungen dann mit einem Gedankensprung unzutreffende großtektonische Folgerungen gezogen werden. Um zunächst mit der letztgenannten Behauptung der „Eliminierung des Raumproblems" zu beginnen, bringt die Forderung, den Deckenbau der Ostalpen durch westvergente Deckenüberschiebungen zu erklären, nicht nur immens größere Schwierigkeiten betreffs Raumproblem, sondern stellt eine aufgrund der Geometrie und vor allem der alpinen west-ost-verlaufenden Fazieszonen eine mit Sicherheit unrealistische Forderung auf. Zunächst würde nämlich z. B. eine Überschiebung der Grauwackenzone mit ihren zwei Teildecken (und dem über

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

der Norischen Decke transgredierenden Kalkalpen am Rücken) über dem Mittelostalpin mit seinem zentralalpinen Mesozoikum und letzteres über dem unterostalpinen Deckensystem unter Berücksichtigung der enormen Längserstreckung der Decken und ihrer Faziesunterschiede eine noch viel enormere Schub- und Überlagerungsweite bei einem westvergenten Deckenbau erfordern. Die Vorstellung würde Wurzelzonen im Osten erfordern und eine durch nichts erklärbare enorme Kraft quer zu jener Kraft, die der in der Kreidezeit herandriftende afrikanische Kontinent lieferte.

Es kommt hinzu, daß L. RATSCHBACHER bei seiner Diskussion dieser These in der Geologischen Gesellschaft in Wien glaubte, das Argument der Fazieszonen noch in Abrede stellen zu können. Damals hatte L. RATSCHBACHER sich noch gegen die Berücksichtigung der in Längsrichtung der Alpen hinziehenden Fazieszonen gewehrt, da sein Blickfeld Grauwackenzone und Mittelostalpin mit solchen Fragen nichts zu tun habe. Nun hat er auch das Unterostalpin in Radstädter Tauern, Semmering und Wechsel in seine Betrachtung mit gleicher Forderung einbezogen, das aber eine sehr distinkte, gegenüber den mit der Grauwackenzone verbundenen Kalkalpen durchaus andersartige Fazies zeigt, die in West-Ost-Richtung hinstreicht, und das am Beispiel der Radstädter Tauern sogar in den einzelnen W–E streichenden, übereinanderliegenden Deckenkomplexen klare individuelle Faziesunterschiede in der Trias und im Jura aufweist. Nun kann also das alpine Faziesinventar des sedimentären Anteiles der Decken nicht mehr beiseitegeschoben werden, wenn nach RATSCHBACHER (1987, S. 242) auch für die nun einbezogenen weiteren Decken ein grundsätzlich gleiches Prinzip des westvergenten Deckenbaues gelten soll. Bei einem E–W gerichteten Deckenbau wäre dann die eherne Konsequenz einer primären Anordnung dieser Fazieszonen nach Abwicklung eine ursprüngliche Abfolge dieser enorm langen, aber schmalen Zonen von W nach E und nicht von N nach S. Dies aber trifft bei den auch internen W–E verlaufenden Faziesgrenzen und der Fortsetzung der W–E streichenden mesozoischen Fazieszonen in den Karpaten mit aller Sicherheit nicht zu.

Als nächster wesentlicher Gesichtspunkt stellen sich dieser Idee eines westgerichteten Deckenbaues in den Ostalpen von RATSCHBACHER eine Reihe von Aussagen über die Beziehung der einzelnen tektonischen Kleinelemente aus der Zeit der „ersten" Deformation, der D_1, entgegen. Er selbst hat 1984 b, S. 70, mitgeteilt, daß die erste alpidische Verformung im untersuchten Mittelostalpin und der Grauwackenzone einerseits ebendiese Streckungsfaser str_1 in NW–SE-Richtung geliefert hat, daß andererseits aber die dieser Deformation D_1 zugeordneten Falten mit stark zusammengepreßten Formen ihre Achsen in der gleichen NW–SE-Richtung haben und noch dazu NE- bis N-vergent sind! Ferner sind nach Angaben von RATSCHBACHER (l. c.) auch die Schieferungsrichtungen bzw. die Achsenebenen s_1 diesen isoklinalen B_1-Falten zugeordnet. *Eine klarere Beschreibung der Nordvergenz dieser D_1-Deformation ist kaum möglich:* Faltenvergenz und Faltenachsen weisen auf die Nord-(bis Nordost-)Richtung in diesem ersten deckentektonisch beanspruchten Akt hin, die Streckungsphase ist, wie ganz allgemein im höheren deckentektonischen Stockwerk der Orogene üblich, in Richtung der B-Achsen gelegen, also westlich bis nordwestlich orientiert. Daß nach solchen Beobachtungen ein West- bis NW-vergenter Deckenbau postuliert wird, ist paradox.

Wir wissen natürlich alle, daß auch Streckung in Richtung des Transportes stattfinden kann, was besonders in tiefen tektonischen Stockwerken sich mehr in den

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Vordergrund schiebt, aber in den höheren tektonischen Positionen ist bekanntlich die Materialplättung und damit Dehnung in Richtung der B-Achsen der Normalfall, über den man doch nicht undiskutiert hinweggehen kann.

Ganz in der gleichen Richtung – nämlich nordvergenter Deckenbau bei W–E-gerichtetem Streckungslinear – sprechen auch neue klein- und großtektonische Beobachtungen im Mittel- bis Oberostalpinen Stockwerk anderer Bearbeiter. So haben W. FRANK et al. (1983, S. 278) nordvergente Scherzonen und einen großräumigen nordvergenten Großfaltenbau alpidischen Alters im Plattengneisstockwerk des Koralmkristallins bei zugeordnetem südlichen Einfallen des Komplexes beschrieben, die erwartungsgemäß E–W-gerichtete (aber auch gegen E weisende) Indikatoren für die Streckung des Materials quer zur Auswalzungs- und Transport-Richtung erkennen lassen. Ebenso hat z. B. W. VAN GOSEN (1982, S. 95) von der oberostalpinen Gurktaler Decke die ersten alpidischen D_1-Strukturen (nordvergente B_3-Falten der Gesamtfaltenfolge) zur Zeit der Platznahme und Schuppung dieser Decke eindeutig mit dem str_1 (= str_3 des Gesamtgeschehens) als größte Elongation korrelieren können: Er vermerkt hierzu, daß diese str_3-Faser und str_3-Höfe durch den „Kuchenteigeffekt" *senkrecht zur Transportrichtung in W–E gedehnt worden* sind und hat damit die Beobachtungen RATSCHBACHERS vorweggenommen, zugleich aber richtig gedeutet. VAN GOSEN vermerkt dort noch zusätzlich, daß für einen relativen W–E-Schub alle Hinweise fehlen. Weitere Beispiele können wir uns hier ersparen, da ja vom Verfasser in einer eigenen Studie schon ausführlich über diese Frage des sogenannten Ost-West-Schubes in den Ostalpen referiert worden ist (A. TOLLMANN, 1962) – was von RATSCHBACHER, nach seinen Ausführungen und seiner Bibliographie zu schließen – übersehen worden ist.

Mit für die Fehlinterpretation von Ursache und Richtung des frühen alpidischen tektonischen Geschehens ist bei RATSCHBACHER ähnlich wie bei anderen Autoren dieser Denkrichtung (W. FRANK et al.) jene Unschärfe verantwortlich, die entsteht, wenn man das jurassische Geschehen der Geosynklinale, die Zerrung und das Absinken der gezerrten Kruste in die Tiefseeposition mit der ab Hauterive einsetzenden Subduktion und Orogense zusammenwirft. In diesem Zeitraum ist ein echter Umschlag im Geschehen im alpinen Raum vorhanden, ein Umschlag vom Öffnen der Tethys zwischen den auseinanderweichenden Vorländern im Jura zum Schließen des ozeanischen Raumes, zur Subduktion ab der mittleren Unterkreide. Wenn wir in der Zeit des Oberjura bis in die früheste Kreide entgegen L. RATSCHBACHER (1986, S. 336) eben noch keine generelle Einengungstektonik belegen können, sondern eine Sedimentation von pelagischen Tiefseesedimenten auf diesen Akt der stärksten Zerrung und Absenkung der Kruste hinweist, ist andererseits der Einsatz der Subduktion durch eine Reihe von Sedimenten und der z. B. direkt ablesbaren Subduktionsrinne der Roßfeldschichten in den Kalkalpen mit dem Hauterive (Flysch!) und Barrême (mass flow-Brekzien, Gleitschollensedimente in Tiefseerinne) sehr klar markiert (P. FAUPL & A. TOLLMANN, 1979), sodaß wir genügend Hinweise auf den Beginn der Deckenwanderung ab dieser Unterkreidezeit entgegen der Vorstellung von W. FRANK (1987, S. 394) haben. RATSCHBACHER sucht seine Idee von einem westvergenten Deckenbau in den Ostalpen durch die Seitenkräfte zu stützen, die ein Massenausweichen in Längsrichtung durch die an transform faults verschieden stark seitlich beanspruchten Streifen bedingen („Transpression"). Aber

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

auch hier wird die zeitliche Abfolge nicht berücksichtigt: Schollenverschiebungen im Zusammenhang mit der Öffnung, besonders des breiten südpenninischen Ozeans, entlang von strike-slip-faults treten zur Zeit der Öffnung der Geosynklinale, also im Jura bis in die unterste Kreide auf, also *vor* und nicht *in* der Phase der Zusammenpressung, der Deckenbildung und des Deckentransportes zur Zeit der Orogenese, also vor der Zeit der Annäherung der Vorlandplatten!

Über diese Wendezeit zwischen Krustendehnung und dem Beginn der Einengung ab der austroalpinen Phase herrschen, wie die Kurzdarstellung bei H. FLÜGEL (1987, S. 13) unter Hinweis auf W. FRANK und L. RATSCHBACHER in jenem Band von 1987 zeigt, noch sehr unscharfe Vorstellungen: Der erhöhte Wärmefluß einer seit der Trias ausdünnenden und besonders im höheren Jura ausgedünnten Kruste soll für die frühalpidische Metamorphose verantwortlich sein, die an eben diese Jura-Kreide-Grenze stattfinden soll, wozu das Datum von etwa 130 Mill. Jahre angegeben wird. Diese 130 Mill. Jahre geben aber nicht den Zeitraum der verdünnten Kruste an, sondern weisen auf Hauterive mit seinen Flyschen, mit den ersten Nachweisen des Subduktionsprozesses in der austroalpinen Phase hin. Nicht die Krustenausdünnung ist das Maßgebende für die Metamorphose, da ja *die Sedimente über den ausgedünnten Triaskrustenteilen und über den Juraozeanböden nicht damals zur Zeit der Ausdünnung ihre Metamorphose erhielten, sondern diese erst mit der Subduktion* und der damit verbundenen Überlagerung *einsetzte!* Hier muß also präzise zwischen den einzelnen Prozessen unterschieden werden, sonst kommt man zu einem Metamorphosemodell, wie es noch vor kurzem vielfach im deutschen Sprachraum für die angeblich „kaledonische" Metamorphose Mitteleuropas angewendet worden ist: Krustenausdünnung und erhöhter Wärmefluß sei maßgebend, nicht Orogenese, Subduktion und Deckenbau. Inzwischen wissen wir, daß dieses Modell durch eine verfehlte Einschätzung des „kaledonischen" Geschehens nicht brauchbar ist (s. S. 81).

Die Aussage der gut überschaubaren übereinander gestapelten Deckensysteme mit ihren nordvergenten Großstrukturen und dominanten nordvergenten Kleinfalten ist neben der sinnvollen Geometrie nach Abwicklung unter Beachtung der Fazieszonen und der leicht erklärbaren Herleitung der Kräfte aus der paläomagnetisch belegbaren kretazischen Einengung der Vorländer entscheidend aussagekräftiger als eine mit einem Gedankensprung vollzogene großtektonische Theorie, die zwar auf sorgfältiger Beobachtung des kleintektonischen Inventars aufbaut, aber den altbekannten Normalfall – Dehnung des Materials in Richtung der Faltenachsen – nicht einmal in Erwägung zieht oder diskutiert.

6. *Neue Argumente zur Fixierung des Ultrapienidischen Rückens in Alpen und Karpaten*

In der Zeit des frühen Mesozoikums hat sich zwischen Ultrahelvetikum und Penninikum, also südlich des Ultrahelvetikums, nach Auffassung des Verfassers die Zone des nachmaligen Ultrapienidischen Rückens eingeschaltet. Die ursprüngliche Beheimatung dieses Rückens wird bis in die Gegenwart diskutiert. Dieser ist ein für das Verständnis der tektonischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen während der Kreidezeit sehr wichtiges Element, das heute zwar in seiner ganzen Längserstrek-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

kung subduziert und verschwunden ist, von dem aber Massen von exotischen Geröllen in Mittel- und Oberkreidesedimenten in der Stirnzone und am Deckenrükken der Nördlichen Kalkalpen und anderer Einheiten künden. Diese Geröllschüttungen haben eine sehr spezifische, „exotische" Zusammensetzung, reich an nichtmetamorphen ultrabasischen bis basischen, aber auch sauren Geröllen. Die Massen von kopf- bis rucksackgroßen, völlig unmetamorphen frischen Quarzporphyren in den Cenoman- und Gosau-Ablagerungen der Ostalpen beeindrucken sehr, da nirgends entsprechende Liefergebiete erhalten geblieben sind. Die Geröllzusammensetzung und ihre Schüttungsrichtung aus Norden ist wiederholt im Detail studiert worden, von W. ZEIL (1955, S. 194) angefangen über J. LÖCSEI (1974) und zahlreiche andere Autoren bis zu K. MÜLLER (1973) und R. GAUPP (1982, 1983).

Die Position dieses Exotika-liefernden Rückens in den Ostalpen ist, wie erwähnt, für die Feststellung des Vorschubes des Oberostalpins der Kalkalpen in der Kreidezeit von eminenter Bedeutung gewesen: Wenn er wirklich im Sinne des Verfassers (1963, S. 122; 1966, S. 27–37) in ultrapienidischer Position, also in der Nordregion des Pennins beheimatet gewesen ist, müssen die Kalkalpen zur Zeit der Oberkreide bereits alle zwischenliegenden großtektonischen Einheiten überschoben haben (nämlich Mittel-, Unterostalpin, Süd- und Mittelpennin; das Tauernfenster muß also bereits in der Kreidezeit – wie seit Jahrzehnten vom Verfasser betont – entgegen der lange herrschenden konträren Meinung vieler Autoren zugeschoben gewesen sein).

Die Meinung über die ursprüngliche Position dieses demnach für paläogeographische und deckentektonische Fragen sehr wichtigen Rückens wechselt in den letzten Jahrzehnten wiederholt sogar bei ein und demselben Autor. So hat z. B. R. OBERHAUSER diesen Rücken 1964, S. 49, als ostalpines Paläozoikum betrachtet, nahestehend der *oberostalpinen* Grauwackenzone, 1968, S. 125, hat er ihn südlich von der *mittelpenninischen* Sulzfluhzone eingereiht, 1973, S. 102 und 1978, Abb. 1, südlich vom Verspalaflyschtrog der *südpenninischen* Arosazone verankert usf. Neuerdings haben in Anlehnung an die letztgenannte Darstellung von R. OBERHAUSER auch P. FAUPL (1979 a, Abb. 2; 1979 b, Abb. 4: „Rumunischer Rücken"), R. GAUPP (1983, S. 164), K. DECKER, P. FAUPL & A. MÜLLER (1987, S. 139, Abb. 7) diesem Rücken eine *unterostalpine* Position bzw. eine Lage, primär an die Stirn des Ostalpins gebunden, verpaßt. Diese Meinung, die letztlich noch immer auf der alten, längst überholten Vorstellung der Schweizer Geologen und – davon beeinflußt – von R. OBERHAUSER (1964, S. 50) über den erst endeozänen Zuschub des Tauernfensters basiert, ist heute mehr denn je hinfällig: Es hat ja inzwischen K. MÜLLER (1973, Abb. 2, S. 89) gezeigt, daß ganz im Westen die Schüttung der Exotika nicht nur in der kalkalpinen Stirnzone, sondern auch noch in genau derselben Art in die südpenninische Arosazone von Norden her erfolgt ist, wodurch sie *logischerweise nicht aus dem südlich davon gelegenen Unterostalpin stammen kann* (das ja mit seinem noch erhaltenen und bekannten Gesteinsbestand auch gar keine solche Zusammensetzung mit entsprechenden Quarzporphyren etc. aufweist).

Ein Wort noch zum Begriff „Rumunischer Rücken" C. W. KOCKELS von 1923, S. 154 und Abb. 3–4, den neuerdings P. FAUPL (1979 b, Abb. 4 und Mitarbeiter K. DECKER et al., 1987, S. 139) wiederbeleben wollen: Diese Bezeichnung ist für den Exotika-liefernden Rücken, der in richtiger Position von F. TRAUTH (1934, S. 98) als „Ultrapienidische Schwelle" bezeichnet worden ist, absolut ungerechtfertigt. Der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

gedachte Rumunische Rücken KOCKELS zöge ja völlig schräg bis quer zu den längslaufenden alpinen Einheiten hin, vom Alpeninneren, dem Mittelostalpin der Ostschweiz, gegen Nordosten und erreicht bereits das Vorland der Böhmischen Masse im Meridian von Salzburg (Neokom) bzw. wird später (Turon) im Osten noch von der Flyschzone begleitet. Diese Konstruktion ist ja bereits von F. TRAUTH (1950, S. 162) in aller Gründlichkeit widerlegt worden. Für das Verständnis der Position und des Verlaufes dieses „Ultrapienidischen Rückens" ist hingegen die bereits von F. TRAUTH dort sehr klar formulierte zutreffende Feststellung von Bedeutung, daß der Rücken parallel zu den übrigen alpinen Zonen verläuft und außerdem auch in den Westkarpaten in gleicher Position in noch großartigerem Ausmaß seine Spuren hinterlassen hat.

Die Lokalisierung des Ultrapienidischen Rückens in den Ostalpen kann, wie von F. TRAUTH und dem Verfasser seit je betont, nur unter Kenntnis der gesicherten Fortsetzung dieses Rückens in den Westkarpaten erfolgen, da dort seine Schüttung an Exotika nicht nur in den südlich benachbarten, sondern auch in den nördlich angrenzenden Einheiten erhalten ist und dadurch eine präzise Einordnung des verschwundenen Rückens ermöglicht wird. Die Gleichartigkeit der Exotikaschüttung nach Zusammensetzung und zeitlicher Einstufung in den Westkarpaten und Ostalpen beeindruckt bei jedem Besuch der karpatischen Lokalitäten immer wieder sehr. In den Westkarpaten liegen nun durch M. MIŠÍK moderne, in der Exaktheit weit über die einschlägigen Untersuchungen in den Ostalpen hinausgehende Forschungsergebnisse vor, eine neue Basis für das gesamte Problem liefernd. Der Exotika-liefernde Rücken war dort mit Sicheheit südlich vom Südrand der Pieniden, nördlich der zentralkarpatischen Einheiten, beheimatet. Er hat nordwärts kräftig in die südlichste pienidische Einheit, die Klape-Haligovce-Zone geschüttet, schwächer hingegen bereits in die mittlere Zone, die Kysuca-Pienin s. str.-Einheit, gar nicht mehr aber in die nördlichste, die Czorsztyn-Einheit. Gegen Süden hin hat dieser Rücken, besonders im Alb-Cenoman, in die Manin-Einheit geliefert, allerdings auch noch bis in die Tatriden geschüttet (M. MIŠÍK & M. SYKORA, 1981, S. 97 ff.). *Damit lag dieser Rücken in ultrapienidischer Position,* wie bereits F. TRAUTH (1934) erkannt hat, also zwischen den mit dem Ultrahelvetikum faziell und positionsmäßig vergleichbaren Pieniden im Norden und den, wie wiederholt begründet (A. TOLLMANN, 1964, 1965 etc.), am besten mit der mittelpennischen granitischen Schwellenzone vergleichbaren Tatriden (Tatrikum).

Ein interessantes Problem haben M. MIŠÍK & M. SYKORA (1981, S. 91, 104) mit der überraschenden Entdeckung von Reiflinger Kalk, norischem Hallstätter Kalk, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Rhät-Lumachellen und -Korallenkalken als Gerölle im exotischen Material dieser Pieniny-Kordillere in der Slowakei aufgeworfen. MIŠÍK hat zur Erklärung einen eigenen, primär so weit nördlich beheimateten Hallstätter Trog in solch externer Position im Karpatenbogen angenommen. Das ist aus Gründen der Faziesabfolge nicht wahrscheinlich. Die zweite Möglichkeit bestünde im Hereinreichen des von Osten herankommenden Dobrodgea-Vorlandtroges bis in die Karpaten, der ja eine mediterrane Trias führt – auch wenn ein solches Hereinziehen heute geophysikalisch im jetzigen Untergrund nicht nachweisbar ist. Dagegen spräche die Vielfalt alpiner Gesteinstypen in den Geröllen, die in dem heute freiliegenden Dobrodgeaast-Anteil – trotz seiner Hallstätter Kalke etc. – nicht so reichhaltig ist. Die dritte Möglichkeit, der Durchtransport der Geröllgesellschaft aus den inneren alpinen Zonen durch die in der Mittelkreide noch bestehende Meeresbedeckung gegen Norden, scheiterte auch an der andersartigen Schüttungsrichtung. Das Problem ist demnach noch offen. Man soll aber bei seiner Lösung nicht die erwähnte zweite Möglichkeit außer Acht lassen, da ein Herantransport des Dobrodgea-Streifens durch Seitenverschiebung in der Fortsetzung der Tornquist-Sutur durchaus denkbar wäre und die Gerölle vom Trias-Karbonatplatt-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

form-Typus, die im heute erhaltenen Rest der Dobrodgea kaum mehr anzutreffen sind, durchaus aus anderen, heute abgequetschten Teilstücken dieses Systems stammen könnten.

Auch für Österreich spricht nichts dagegen, diesen Exotika-liefernden Rücken in einer derartigen ultrapienidischen Position, also südlich vom Ultrahelvetikum und jedenfalls noch nördlich der mittelpenninischen Hochstegen-Schwellenzone einzuordnen. In der Zeit der Mittel- und Oberkreide konnte ab dem Alb von diesem Rücken über das in der Hauptsache (außer dem westlichsten Abschnitt) bereits überschobene Südpennin und zumindest trocken gelegte Mittelpennin hinweg der exotische Geröllbestand in die Kalkalpen geschüttet werden, die auch die tieferen ostalpinen Einheiten bereits überfahren hatten. Aus dem Rücken mit sauren Krustenteilen können besonders die sauren Eruptiva, aus den bereits obduzierten penninischen Ozeanböden Späne an basischen bis ultrabasischen Gesteinen, Geröllen und Schwermineralien geliefert worden sein.

Das Alter der Quarzporphyre ist in den Ostalpen allgemein als Paläozoikum (z. B. R. OBERHAUSER, 1964, S. 49; R. GAUPP, 1983, S. 161) bzw. als Perm angegeben worden. Aufgrund der vom Verfasser seit je durchgeführten Parallelisierung unseres Ultrapienidischen Rückens mit dem exotischen Rücken der Karpaten ist zu erwarten, daß auch die in den Ostalpen in die Mittelkreide eingeschütteten Quarzporphyrgerölle ebenso wie in den Karpaten nicht paläozoisch, sondern malmisch-unterkretazisches Alter aufweisen werden. Basische bis saure magmatische Exotika der Karpaten haben nämlich nach absoluter Datierung ein solches junges Alter aufgewiesen (M. MIŠÍK & M. SYKORA, 1981, S. 96).

Der einzige Einwand gegen eine derartige Position des Ultrapienidischen Exotischen Rückens in den Ostalpen ergibt sich aus dem Umstand, daß die Geröllschüttung im äußersten Westen der Kalkalpen bisher scheinbar Schwierigkeiten bereitet hat, diesen westlichsten Teil der Kalkalpen zu erreichen, da im Westen im Mittel- und Südpennin (Prätigau-, Engadiner Fenster-Rahmen) noch bis in das Alttertiär, im Mittelostalpin aber auch noch bis in die Mittelkreide Meeresbedeckung geherrscht hat (Ortler bis Apt, Val Trupchun bis Alb, Aela bis Cenoman etc. – vgl. H. FURRER, 1985). Hierdurch war ein Durchtransport der Gerölle durch diese noch marinen Bereiche aus einem nordpenninischen-ultrapienidischen Raum bis in das westlichste Ende der Kalkalpen nicht möglich und daher problematisch.

Die Neuuntersuchung des Auftretens der Exotika in den westlichen Kalkalpen durch K. MÜLLER (1973), R. GAUPP (1983) u. a. haben aber gezeigt, daß die *Schüttung in den Kalkalpen selbst nur im Abschnitt östlich von Hindelang* im Allgäu erfolgt ist, während die Exotika im westlichsten Abschnitt der kalkalpinen Randzone westlich von Hindelang nur in der von den Kalkalpen als Schürflingsteppich mitgeschleppten *südpenninischen Arosazone* auftreten, dort aber ebenfalls von Norden geschüttet sind. Damit ist nicht nur *der Beweis erbracht, daß der Ultrapienidische Rücken nicht ostalpin, nicht unterostalpin ist, sondern nördlich vom Südpennin beheimatet war,* sondern zugleich der Einwand gefallen, daß auch noch im westlichsten, für solche Schüttungen unzugänglichen Teil der Kalkalpen diese Geröllgesellschaft in der Mittelkreide vorhanden sei und daher eine ostalpine Beheimatung des Liefergebietes südlich vom Pennin erforderlich wäre!

Wie wichtig die richtige *Einordnung des Rückens in diese Position nördlich vom Süd- und Mittelpennin* für eine zutreffende Rekonstruktion des tektonischen Ge-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schehens in den einzelnen Phasen der Orogenese der Ostalpen ist, zeigen die unzutreffenden paläotektonischen Konsequenzen, die nur bei Einwurzelung des Rückens im Ostalpin im Sinne von OBERHAUSER und FAUPL entwickelt werden konnten: So hat W. FRANK (1987, S. 393) die Kalkalpen erst im Turon abgeschert und transportiert gedacht, also viel zu spät, da in einem solchen Falle nicht schon ab Alb und Cenoman mit südlicher Schüttungsrichtung die exotischen Gerölle dieses Ultrapienidischen Rückens über alle übrigen alpinen Zonen einschließlich von Mittel- und Südpennin hinweg in diese innerste alpine (oberostalpine) Zone gelangen hätten können. Für eine richtigere Konstruktion des tektonischen Geschehens in diesem wichtigen kretazischen Zeitabschnitt ist demnach neben der genauen zeitlichen Einstufung der Geröllieferung auch die begründete Einwurzelung des Ultrapienidischen Rückens entscheidend gewesen.

Noch eine weitere Gemeinsamkeit zwischen dem Ultrapienidischen Rücken in Österreich und seiner östlichen Fortsetzung im exotischen Pienin-Rücken der Karpaten sei erwähnt. M. MIŠÍK & M. SYKORA (1981, S. 99 f.) haben als Bestandteil der Geröllieferung dieser ultrapienidischen Kordillere auch die sehr bezeichnenden *Urgon-Kalke* mit einem Alter von Barrême bis Unterapt beschrieben. Neben einem solchen indirekten Nachweis von derartigen urgonischen Seichtwasserkalken in dieser Schwellenzone sind diese Kalke in der Slowakei noch direkt in der einst südlich anschließenden Hochzone der Manin-Einheit und der Tatriden nachweisbar. Es bestätigt sich demnach wieder einmal mehr, daß solche Urgon-Schwellenkalke abgesehen von der Außenrandzone der Gesamtgeosynklinale (vgl. Urgonkalk im helvetischen Schrattenkalk der Schweiz) besonders auch in inneren stabilen Hochzonen vom genannten Typ auftreten.

Ein verblüffend genaues Gegenstück hierzu lieferten jüngst die Beobachtungen in den äquivalenten Zonen der Ostalpen. Von dort hat H. HAGN (1982) über das Problem der *Urgonkalke* zusammenfassend berichtet. Sie sind dort nur auf sekundärer Lagerstätte als Gerölle in der Stirnzone und im voralpinen Abschnitt der Kalkalpen erhalten geblieben. E. OTT (1980), CH. ALLERSMEIER (1981) und besonders H. HAGN (1982) haben sie hier von verschiedenen Lokalitäten bekanntgemacht: Aus dem Cenoman der Losensteiner Schichten in O. Ö. und von Niederndorf in Tirol, aus der tiefen Gosau (Coniac) von Sebi N Niederndorf und sogar noch aus der obereozänen Molasse über den Kalkalpen bei Oberaudorf und Häring. Sehr zurecht nehmen die beiden letztgenannten Autoren, gestützt auf die Schüttungsrichtungen der Cenoman- und Gosaugerölle eine Herkunft dieser Urgonkalke aus einem damals nördlich vor den Kalkalpen liegenden Liefergebiet an, was ganz mit unserer Vorstellung von dem sich damals vor den heranrückenden Kalkalpen aufbauenden Ultrapienidischen Rücken und einer sich südlich unmittelbar anschließenden mittelpeninischen Hochzone (s. Abb. 7) – genau dem Pienin-Rücken der Karpaten und der dort südlich anschließenden Tatriden-Hochzone entsprechend – harmoniert.

Gestützt wird diese Auffassung ferner durch die Entdeckung von echten Sulzfluhkalkgeröllen des Mittelpennin in der Randgosau oberstkretazisch-alttertiären Alters der Tratenbachschichten der Kalkalpenstirn, die H. HAGN (1982, S. 128 f.) erwähnt hat. Diese durch viele Autoren in Alpen und Karpaten gestützte Auffassung einer derartigen Position und Lieferung der Urgon-Schwellenkalke wird allen bisher bekannten Fakten gerecht.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Heute kommt noch hinzu, daß wir die Schüttung von solchen inneren Schwellenzonen endlich auch – wie in den Karpaten – nach Norden hin erfassen können und damit die Position der liefernden Schwellen nach beiden Seiten hin absichern: Die sorgfältige Studie von B. SCHWIZER (1983, S. 116 ff., 158 ff., Taf. 10) hat in Einzelheiten die Schüttung aller klassischen Typen von der Art des Vercors-Urgon umgelagert im oberstbarrêmen bis unterstaptischen Tristelflysch, der dem Mittelpennin entstammt und in die Rhenodanubische Flyschzone des südlichsten Nordpennins weiterleitet, aufgefunden. Die Schüttung ist von einer mittelpenninischen Urgonschwelle im Südosten über die Tasnadecke gegen NW, die Falknisdecke gegen Nord bis NNE und schließlich in die Rhenodanubische Flyschzone mit ENE-Richtung orientiert. Eine Vergleichsuntersuchung durch SCHWIZER (l. c., S. 157) in der Unterkreide der Lechtaldecke dieses Meridians hat übrigens ergeben, daß die typische Geröll-Assoziation der Urgonfazies in diesem kalkalpinen Raum – wie bekannt – nicht vorhanden ist.

Im Zusammenhang mit der Frage des Urgonkalkes und seiner paläogeographischen Bedeutung ist interesssant zu erwähnen, daß jüngst H. HAGN (1982) Urgonkalk-Blockwerk gemeinsam mit Fluxoturbiditen des Oberbarrême im Nordflügel der Thierseer Mulde in Tirol (Lechtaldecke) entdeckt hat, die er innerhalb des Barrêmes dieser Mulde beheimatet denkt. HAGN zieht daraus den Schluß, daß deshalb *alle* im Bereich der Kalkalpen bisher aufgefundenen Urgonkalkgerölle nicht von einer fremden, außerkalkalpinen, nördlichen Schwellenzone stammen, sondern aus der Kalkalpenschichtfolge selbst ableitbar sind – in der man allerdings nirgends Urgonkalke in den aus dieser Zeit stammenden Ablagerungen eines tieferen Meeres kennt. Diese Schlußfolgerung ist sicher – nach all dem oben Gesagten – wesentlich zu weit gezogen.

Offen erscheint uns allerdings noch die Frage der *Herkunft der Urgonkalkblöcke der Thierseer Mulde*, da sie bei einem (allerdings erst zu überprüfenden) Verband mit Barrême-Sedimenten dieser Mulde eine der beiden interessanten Schlußfolgerungen zuläßt: 1. Die Kalkalpen haben entgegen aller bisherigen Kenntnis doch Untiefen mit Urgonkalken gehabt. Eine eher doch weniger wahrscheinliche Annahme. 2. Oder aber: Die Schüttung von Urgonkalken von der Ultrapienidisch-mittelpenninischen Hochzone konnte schon im Oberbarrême die dort bereits bis an diese Hochzone tektonisch herantransportierten Kalkalpen erreichen! Das ist theoretisch ohne weiteres möglich – nur bisher nicht auszusprechen gewagt worden –, da wir in allen überfahrenen Serien des Mittel- und Ostabschnittes der Kalkalpen (also Mittelostalpin, Unterostalpin und Südpennin) keine Sedimente mit einer Datierung von kretazischem bzw. höherunterkretazischem Alter haben. Vom Verfasser ist seit längerem betont worden, daß das Ostalpin, besonders Oberostalpin, seit der austroalpinen Phase im Hauterive-Barrême in kräftigem Vormarsch war. Die Metamorphosedaten in den tieferen tektonischen Einheiten mit 130 Mio. Jahren – für viele nicht erklärbar – sprechen ja in der gleichen Richtung. Das einzige Überraschende wäre die Geschwindigkeit des Vorschubes des Ostalpins in so kurzer Zeit der tieferen Unterkreide über etliche einst vorgelagerte Einheiten, was aber grundsätzlich durchaus nicht unmöglich erscheint. Die Lösung der Frage im Sinne des letztgenannten Vorschlages ist daher für den Verfasser wahrscheinlicher, einschließlich der eben angegebenen tektonischen Konsequenz. Eine nähere

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Untersuchung der Lagerung des Urgonkalkblockwerkes und der Fluxoturbidite zur übrigen Schichtfolge der Thierseer Mulde wird der Entscheidung dienlich sein.

7. Der frühe Einsatz des Deckenfernschubes in den Ostalpen

Immer wieder hat man in den letzten Jahrzehnten zunächst einerseits die Existenz von phasenhafter tektonischer Gestaltung der Ostalpen überhaupt abgelehnt, andererseits den frühen Einsatz der orogenen, durch Subduktion bewirkten Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen negiert. Heute ist durch neue Methoden der radioaktiven Altersbestimmung, der Paläomagnetik und der Sedimentologie die früher so bekämpfte Auffassung des Verfassers, daß die Subduktion in den Ostalpen bereits ab der mittleren Unterkreide einsetzte und bereits ab damals und besonders in der Mittelkreide gewaltige tektonische Schübe im Ostalpin verursacht hat, bestätigt worden. Die Auffassung einer späten, erst endeozänen namhaften Überschiebung des Ostalpins über das Pennin ging ja von jenen Geologen aus (R. TRÜMPY, H. P. CORNELIUS, E. CLAR, R. OBERHAUSER etc.), die unter dem Einfluß der Schweizer Auffassung von der geringen Bedeutung der kretazischen Orogenese in den Alpen standen. Dort war diese – von uns nie akzeptierte – Idee erst mit dem Einsatz der Radiometrie zu Fall gebracht worden, die sehr rasch immer wieder Metamorphosewerte aus dem orogenen Geschehen von rund 90 Mio. Jahren erbracht hatte.

Für die Ostalpen läßt sich heute in aller Klarheit der Umschlag vom Geosynklinalstadium zum Orogenstadium in die Zeit zwischen unterster Kreide (Berrias–Valendis) mit dem Sedimenttypus des sich öffnenden Ozeans und dem Hauterive-Barrême mit dem Umschlag in eine Flysch- und Tiefseerinnensedimentation fixieren. Diese in das Hauterive bis Barrême fallende austroalpine Phase wurde ja vom Verfasser (1963 a, S. 193) unter dem Eindruck der orogenen Sedimente der Roßfeldschichten in einer langen schmalen Tiefseerinne der Kalkalpen aufgestellt, die nach dem Sedimenttypus mit Flysch, Mass-flow-Brekzien und Schweregleitfalten und -Schollentransport und nach ihrer offensichtlichen Anordnung über einen Subduktionszone des Untergrundes sehr klar den Umschlag zur Orogenese zu erkennen gab (vgl. P. FAUPL & A. TOLLMANN, 1979). Und es ist ebenso kein Zufall, daß in dieser Zeit vor rund 125–130 Mio. Jahren sich auch die ersten echten Flyschsedimente in der nordpenninischen Flyschzone (Tristelschichten, Wolfpassingerschichten etc.) gebildet haben und daß vor allem mehr und mehr radiometrische Altersdaten in den Ostalpen als älteste, nicht als Mischalter deutbare Werte bis auf rund 130 oder 135 Mio. Jahre zurückreichen (M. KRALIK ab 1982 betreffs Grauwackenzone). Nun haben sich auch W. FRANK, V. HÖCK & CH. MILLER (1987, S. 51) dieser Auffassung von einem solch frühen Beginn der Subduktion in der frühen Kreidezeit auch in bezug auf das Südpennin im Raum des Tauernfensters angeschlossen, wo die Subduktion auf Grund der Position der alpinen Eklogite am Nordrand des südpenninischen ozeanischen Beckens einsetzte.

Das frühe Inbewegungssetzen gerade auch der innersten alpinen Zonen mit Beginn der Orogenese in der Unterkreide (austroalpine Phase) entspricht nicht nur der seit V. UHLIG bekannten Regel der Verlagerung der Bewegung in der Zeit von innen nach außen, sondern kann gerade neuerdings durch viele Argumente belegt werden. Es widerspricht demnach die erst jüngst hierzu publizierte Meinung von

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

W. FRANK (1987, S. 393), daß die Nördlichen Kalkalpen erst im Turon abgeschert und ferntransportiert worden seien, allen modernen Erfahrungen. Als Grund für diese seine Meinung wird von W. FRANK angegeben, daß die Stirnteile des Ostalpins als Ganzes bei 90 Mio. Jahren („Turon") auszukühlen begannen, daß große heiße Decken sehr rasch abkühlten, in mindestens 1 Mio. Jahre die Masse der exzessiven Hitze abgegeben sei und daher die Überschiebung nicht viel früher stattgefunden haben könne. Es widerspricht aber der angenommene rasche Wärmetransfer in einem großen Deckenkörper den Angaben von W. FRANK in der gleichen Arbeit (S. 394 f.), daß Wärmetransfer bekanntlich ein sehr langsamer geologischer Prozeß sei, daß z. B. der Wärmetransport vom Mittelostalpin auf ein auflagerndes Oberostalpin sich erst 5–10 Mio. Jahre später für die Metamorphose kräftig auswirke, und daß die Metamorphose der Frühkreide sogar dem stärkeren Wärmeaufstieg durch die triassische und jurassische Krustenausdünnung zu verdanken sei. Nun, wenn man nicht weiß, in welcher Phase die Kalkalpen welche heiße oder kalte Zone passiert haben, kann man über den Stand der Überschiebung auf solcher Basis nichts Verbindliches aussagen. Es sind aber, wie wiederholt betont, aufgrund des Umschlagens der Sedimentation zu den orogenen Typen und dem Zeitpunkt der Einschüttung der Exotika vom Ultrapenidischen Rücken her in die Kalkalpenstirn sehr klare Zeitmarken der Bewegung gesetzt, die sämtliche eindeutig gegen eine so späte Deckenwanderung der Oberostalpins sprechen. Auch ist die Behauptung von W. FRANK (1987, S. 393) in diesem Zusammenhang, daß an der Struktur des kalkalpinen Deckenzuschnittes kein großes zweiphasiges getrenntes Geschehen, das eindeutig hinter die turone Teildeckenbildung in den Kalkalpen zurückreicht, zu erkennen sei, unzutreffend. Der Verfasser konnte seit langem zeigen (z. B. Abb. 3, 1971 und Abb. 29, 1986), daß das regelmäßige stratigraphische Tiefergreifen des Basiszuschnittes der kalkalpinen Decken in immer ältere Schichten gegen Süden hin eine *keilförmige Form des Herausschnittes beim Beginn des Transportes* des Oberostalpins als Ganzes erfordert und daß hierdurch erst später, in einem zweiten Schritt, der interne Deckenbau der Kalkalpen, der im Turon vor sich ging, möglich ist. Dieses zweiphasige Geschehen, das bei Betrachten der angegebenen Abbildungen eindeutig wird, spricht klar gegen „zeitlich eng miteinander verknüpfte Prozesse".

W. FRANK (1987, S. 393 f.) will aus dem nun endlich datierten frühen Metamorphoseprozeß im zentralalpinen Kristallin und dem von ihm viel zu spät angesetzten Deckenferntransport des Oberostalpins der Grauwackenzone und der Kalkalpen erstaunlicherweise eine Inkonsistenz im Mittelostalpin-Konzept ablesen und läßt nur zu, daß dieses Konzept aus 1959 „im Hinblick auf die beschränkte Erkenntis ein mögliches Modell in seiner Zeit war". Es ist allerdings paradox, daß nun, da die lange Zeit so bekämpfte Forderung des Verfassers nach sehr frühem Deckenferntransport in der Kreide jetzt gerade durch die absoluten Altersdaten bestätigt wird, W. FRANK hier von beschränkter Kenntnis bei Aufstellung des Mittelostalpins in 1958 und von einer Inkonsistenz spricht. Die von ihm in diesem Zusammenhang vorgetragene Basis eines angeblich späten, oberkretazischen Fernschubes des kalkalpinen Oberostalpins hält aber, wie gezeigt, weder den damaligen noch den vermehrten heutigen Kenntnissen stand. Die diskordante Lagerung des Cenomans in den Westkalkalpen über steilen Faltenstrukturen nach der austrischen Phase ist ja schon seit C. KOCKEL et al. (1931, S. 99) allgemein bekannt, sodaß man heute, wo noch die

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Unterkreidebewegungen in den Kalkalpen dazukommen, doch nicht einfach die mit all diesen Erscheinungen verbundene Transporttektonik erst in das Turon verlagern kann!

Auf allerjüngste weitere Argumente für einen sehr frühen kretazischen Ferntransport der Kalkalpen, die sich aus der Einschüttung von Urgon- und Sulzfluhkalken in die Kalkvoralpen ergeben, und die im vorigen Kapitel erörtert worden sind, sei in diesem Zusammenhang nochmals verwiesen.

Das andere Extrem der Meinungen über die Bedeutung der turonen mediterranen Phase in den Kalkalpen hat K. WEIDICH (1984) entwickelt, der hierin keine bedeutende Phase des kalkalpinen Geschehens zu sehen glaubt, sondern ohne auf den Sedimenttypus dieser Zeit zu achten, aus dem Fehlen einer Sedimentationslücke in den Allgäuer Alpen am Rücken der Lechtaldecke auf die Nichtexistenz der mediterranen Phase und gleich darüber hinaus auf die Nichtexistenz aller übrigen Phasen der Erdgeschichte schließt. Hierzu soll auf die Ausführungen des Verfassers (1986, S. 88), verwiesen werden, wo erläutert wird, daß Sedimentlücken bei Phasen mit submarinem Deckenvorschub natürlich nur in den tieferen, tektonisch hierbei zugedeckten Einheiten auftreten, nicht aber am freiliegenden Deckenrücken der obersten Einheit – in diesem Fall der Lechtaldecke – zu fordern sind.

8. Neue Beweise für die tektonische Selbständigkeit des Mittelostalpins

Nach der tektonischen Abtrennung des Mittelostalpins im Gesamtraum der Ostalpen und darüber hinaus vom oberostalpinen Stockwerk im Jahre 1959 gab es angesichts der Größe der Überschiebung und der Bedeutung für den Bau der Ostalpen und der angrenzenden Ostschweiz und der karpatischen Einheiten heftige Reaktionen und die neue Einheit mußte dem Kreuzfeuer der Angriffe standhalten. Das war sicherlich damals, „in Anbetracht der beschränkten Kenntnis", wie W. FRANK, 1987, S. 393, argumentierte, nicht so einfach wie mit den vielen neuen heutigen Argumenten, da damals ja in einem riesigen Areal viele Dutzende wichtige neue Fragen gleichzeitig aufgeworfen worden waren, die es im Detail zu untersuchen galt. Die Hauptprinzipien aber, z. B. der Gegensatz zwischen der zentralalpinen Fazies in den Zentralalpen und der kräftig andersartigen Fazies der Kalkalpen, die man daher nicht aus der in Resten vorhandenen zentralalpinen permomesozoischen Hülle ableiten konnte, war für den faziell Kundigen auch damals schon so klar, daß das Prinzip von Anfang an gesichert war. Der Widerstand kam daher nicht etwa von den mit der Fazies der alpinen Sedimente befaßten Fachleuten wie etwa E. SPENGLER, der dem neuen Konzept beim Würzburger Kongreß 1960 voll zustimmte, sondern vor allem von Kristallinikern wie E. CLAR und seinen Schülern einschließlich W. FRANK, der dessen Erbe später angetreten hatte und auch heute noch schreibt (1987, S. 400), daß sein „neues Bild" der Ostalpen überraschend ähnlich jenem von E. CLAR ist. Zwar nicht überraschend, aber doch als erwähnenswert zu vermerken ist der Umstand, daß unter den vielen neuen Ergebnissen, die in reicher Fülle in dem seither verstrichenen Vierteljahrhundert der rasanten und mit immer moderneren Methoden arbeitenden Forschung zum Thema Mittelostalpin geliefert worden sind, gerade entscheidend wichtige Fakten (wohlgemerkt Fakten, nicht Interpretationen) von den Gegnern des Konzeptes stammen – naturgemäß, da diese zielbewußt

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

scheinbare Ungereimtheiten untersucht haben oder untersuchen haben lassen. So hat etwa die durch E. CLAR eingeladene, zuletzt 23 Mann starke deutsche „Arbeitsgruppe Saualpe", die zunächst in ihren ersten Publikationen vorbelastet das Mittelostalpinkonzept scharf abgelehnt hatten, zuletzt trotz des gerade hier im monotonen Kristallin des Südrandes der Saualpe so schwierigen Nachweises von alpidischen Deckengrenzen nach Erhebung des Details umdenken müssen (vgl. J. NEUGEBAUER, 1970, S. 76, 85 etc.). Die dort so schwer faßbaren, zuvor bestrittenen alpidischen Altersdaten des Geschehens sind ja erst jüngst von W. NOWAK (1986) als Schlußpunkt der Debatte zu den Resultaten der „Arbeitsgruppe Saualpe" nachgeliefert worden.

Und in ähnlicher Art hat später der CLAR-Schüler W. FRANK in Fortführung der Idee von Prof. CLAR nochmals den Versuch der Einziehung des Mittelostalpins unter Einsatz seiner Schüler unternommen und wiederum sind in allen noch offenen gewesenen Restfragen, besonders vom Kristallin her – wie gezeigt werden wird – eindeutige *Fakten für die tektonische Selbständigkeit der großen ostalpinen Deckensysteme* zu Tage gekommen, auch bei anders versuchter Interpretation der Fakten.

Das Hauptergebnis dieser Untersuchung, nun durch radiometrische Altersdaten unterbaut, sind zwei Grundaussagen über das Kristallin der Zentralalpen: Einerseits das hohe, zuvor bestrittene Ausmaß alpidischer Metamorphose im Mittelostalpin, bis in das oberostalpine Deckenstockwerk aufsteigend, das durch die Verschleierung der tektonischen Kontakte bei manchen so viel zur Verwirrung in dieser Frage beigetragen hatte, sodaß mit der von E. CLAR (1953, S. 227) stammenden Auffassung eines als variszisch erachteten „Überganges" vom mittelostalpinen Kristallin in die Gurktaler Decke, in das Grazer Paläozoikum usf. durch die Ergebnisse von W. MORAUF und von W. FRANK und seinen Mitarbeitern gründlich aufgeräumt worden ist.

Das zweite Hauptergebnis in der Kristallinforschung, das bereits aus der Zeit der Saualpen-Arbeitsgruppe datiert, aber in immer weiter fortschreitendem Maß belegt worden ist, ist die Tatsache, daß gute Teile des *mittelostalpinen „Altkristallins"*, namentlich östlich vom Tauernfenster, erst *variszisch metamorph gewordenes Altpaläozoikum darstellen!* Die zur Zeit der Aufstellung des Mittelostalpins vom Verfasser noch als großes Wagnis ausgesprochene Vermutung, daß im Mittelostalpin in metamorpher Form das „Paläozoikum, kaum mehr als solches erkennbar, vorliegt" (1963, S. 5) ist nun glänzend bestätigt worden. Dieses Ergebnis allein aber ist der unumstößliche und durch nichts hinwegdiskutierbare Beweis, daß das Grundkonzept CLAR-FRANK nicht zutrifft, daß nämlich das zentralalpine Kristallin und Oberostalpin im Querschnitt östlich der Tauern „schon primär verbunden waren" (W. FRANK, 1983, S. 257) und daß das mittelostalpine „Kristallin seit jeher von mächtigen paläozoischen Serien [gemeint ist das oberostalpine Paläozoikum] überlagert war, die auf dieser Unterlage dann zwar verschoben und ausgedünnt, aber nicht erst in kretazischer Zeit Platz genommen haben" (W. FRANK, 1983, S. 253). Man kann aber heute mit keinerlei Worten mehr über folgendes Faktum hinwegkommen: Wenn im riesigen Areal der Gurktaler Decke und des umgebenden Mittelostalpins komplette altpaläozoische Serienabfolgen verschiedenen Metamorphosegrades vom Ordoviz bis Devon in regionalem Ausmaß übereinandergestapelt sind (einmal in Form von Kristallin im Mittelostalpin, das andere Mal in Form der schwach

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

metamorphen bis kaum metamorphen Gurktaler Serien) und dieses alpidische Übereinander dieser Einheiten von mittelostalpinem Kristallin und zwei Gurktaler Teildecken auch von niemandem mehr (einschließlich W. FRANK) bestritten wird, dann können nicht diese altpaläozoischen, heute mehrfach großräumig übereinanderliegenden Abfolgen primär übereinander sedimentiert worden sein, primär miteinander verbunden gewesen sein, sondern müssen als Decken in alpidischer Ära übereinander gelegt worden sein.

Als Draufgabe und als besonders elegante Bestätigung des Mittelostalpin-Konzeptes vom Kristallin her kommt heute schließlich noch die Entdeckung von F. NEUBAUER (1985 etc.) hinzu, daß doch noch einige wenige Reste des oberostalpinen Kristallins auch in diesem zentralalpinen Abschnitt östlich der Tauern erhalten geblieben sind, wie etwa das Kaintaleckkristallin an der Basis der Norischen Decke der Grauwackenzone oder das Angerkristallin unter dem Grazer Paläozoikum und daß dieses Kristallin aber nicht variszisch geprägt ist, sondern älter als das transgressiv auflagernde Ordovicium ist, also sardisch im Sinne des Verfassers (1986, S. 53) – vgl. S. 81f. Damit haben wir aber noch den zusätzlichen Beweis, daß auch *der Kristallinanteil vom Mittelostalpin und Oberostalpin verschiedenen Alters ist* und nicht einfach eines vom anderen hergeleitet oder abgeschert werden kann. Das oberostalpine, vorordovizisch geprägte Altkristallin kann daher nicht einfach dem unterlagernden variszisch geprägten mittelostalpinen Kristallin gleichgesetzt werden, wie bereits F. NEUBAUER (1985, S. 59 f.) formuliert hat: „Wegen dieser variszischen Amphibolitfazies [im Mittelostalpin] . . . erscheint es ausgeschlossen, daß das Altkristallin und schwach metamorphe Paläozikum [des Oberostalpins] mit diesen Serien in Verbidung gebracht werden könnte. Vielmehr muß das Oberostalpin vollständig bis in den Bereich der Pariadriatischen Naht zurückgenommen werden". Diese Konsequenz ist heute also auch nach den Untersuchungsergebnissen im Kristallin unabdingbar und ist demnach eine harmonische Ergänzung zu den Schlußfolgerungen von der Fazies her, die seinerzeit zum gleichen Ergebnis geführt haben.

Als Konsequenz muß nun auch W. FRANK das Mittelostalpin anerkennen (1987, S. 403, Abb. 9), wenn auch einstweilen erst sehr teilweise, nämlich im Liegenden der Thörl-Rannachserie, also unter der östlichen Grauwackenzone und unter dem Grazer Paläozoikum, wo das sardische oberostalpine Kristallin zuerst erfaßt worden ist: Rottenmanner Kristallin der Niederen Tauern, Bösenstein, Hochreichart, Seckauer Kristallin, Stubalm, Gleinalm, Floning-Troiseckzug werden nun entgegen seiner bisherigen starken Gegenargumentation auch von FRANK selbst als mittelostalpin akzeptiert. Damit aber wird die Argumentation von W. FRANK gegen das Mittelostalpin noch unglaubwürdiger: Da ja eben dieser trennende Faziesstreifen mit mittelostalpiner zentralalpiner Thörl-Rannach-Entwicklung, die den Kontrast zur auflagernden oberostalpinen, kalkalpinen Entwicklung so deutlich macht, ja nicht im Raum südlich von Liezen endet, sondern noch weiter im Westen, im Obertal bei Schladming in gleicher Position mit dem gleichen Typus der quarzgeröllführenden zentralalpinen Rannachserie erfaßt werden konnte (A. TOLLMANN, 1978 b, S. 52), ist hier ein Halten auf halber Strecke und eine willkürliche Beschränkung des Begriffes Mittelostalpin auf einen Teilabschnitt dieser Einheit mit Sicherheit nicht haltbar.

Ein für das Mittelostalpinkonzept in diesem Zusammenhang sehr wichtiges Er-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

gebnis ist die Mitteilung von P. SLAPANSKY & W. FRANK (1987, S. 248), daß das unterostalpine Permomesozoikum in zentralalpiner Fazies im Liegenden des faltenförmig digitierenden mittelostalpinen Schladminger Kristallins als primär-sedimentär zugehörig zu diesem Kristallin betrachtet wird. Diese durchaus nicht neue, sondern schon von L. KOBER 1938 vertretene Auffassung, die grundsätzlich durchaus möglich ist, wird noch zu überprüfen sein, da in gewichtigen Abschnitten zwischen dem mittelostalpinen Kristallin und den Sedimenten der Quarzphyllitdekke klare tektonische Kontakte beschrieben worden sind (vom Verfasser SE vom Gamskarlspitzzug NE Schaidberg E Obertauern und von G. VOLL, 1977, aus dem Gebiet zwischen Forstau- und Preuneggtal). Eine solche typisch zentralalpine Fazies der Permotrias, die am umgeschlagenen Verkehrtschenkel des Schladminger Kristallins im Sinne der genannten Autoren vorhanden sein soll, wäre nun ein weiteres eindeutiges Argument *gegen* eine Ableitung der faziell völlig andersartigen Nördlichen Kalkalpen vom mittelostalpinen Kristallin mit einer derartigen Permotriasfazies. Vergessen wir nicht, daß ja E. CLAR (1965) und W. FRANK (1987) die Kalkalpen samt ihrem Riffkalkgürtel und der Hallstätterzone(!) gerade in einer solchen faziell völlig unpassenden Position zwischen Unter- und Mittelostalpin beheimaten wollten, von der heute durch SLAPANSKY & FRANK der zentralalpine Fazieschарakter bestätigt worden ist!

Eine noch verbleibende Unsicherheit über die Stellung einiger weniger isolierter Späne in komplexer tektonischer Position in den Ostalpen, die von W. FRANK gelegentlich noch als Einwand gegen das Mittelostalpin als Ganzes verwendet werden, haben mit der oben erwähnten Frage der Selbständigkeit des mittelostalpinen Deckensystems nichts zu tun. So ist es schlußendlich gleichgültig, ob der völlig isolierte höhere Span im Bereich des Stangalmmesozoikums, die Pfannockscholle in Kärnten, zu guter Letzt als südlichster abgerissener Teil der mittelostalpinen Sedimenthaut oder schon als oberostalpiner Keil in Hauptdolomitfazies aus dem Licikum (also aus der Stirnzone von den oberostalpinen westlichen Kalkvoralpen jurassisch seitenverschoben und dann zur Zeit des Kreidedeckenbaus abgesplittert und eingewickelt) gedeutet wird. Diese Frage hat etwas mit der Zuordnung der Pfannockscholle, aber nichts mit der Frage der Selbständigkeit der ostalpinen Deckensysteme zu tun.

Ganz analog ist etwa der Einwand gegen die für ihre Zeit geradezu genialen Erkenntnisse von J. GEYSSANT (1973) über die Einwicklung des oberostalpinen Muschelkalk-Partnachtschichtspanes des Priemesköpfl auf der Nordseite der mittelostalpinen Kalkkögelschichtfolge in Tirol, was J. GEYSSANT auch durch Auskartierung der tektonischen Grenzflächen dieses Spanes zurück bis ins Kristallin im einzelnen dokumentiert hat. Der Einwand gegen diese Einwicklung, besonders seitens der Tiroler Geologen kann natürlich nicht durch die ja unterschiedliche Fazies von Sockel und Pfriemesköpflspan begründet werden, sondern leitet sich aus der etwa gleich starken Metamorphose von Sockel und Span ab, wobei ja beim mittelostalpinen Sockelmesozoikum die Metamorphose höher sein sollte als jene im oberostalpinen Span. Nun aber enthüllt die Metamorphosekarte von M. KRALIK et al. (1987, Taf. 1) die Ursache für dieses zufällige Zusammentreffen gleich starker metamorpher Schichtpakete: Zahlreiche oberostalpine Deckschollenreste von Paläozoikum und kalkalpinem, nordalpinem Mesozoikum von der Stainacher Decke im

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Süden über die Vorkommen in der Serlesgruppe bis zu den Kalkkögeln im Norden entstammen einem einheitlichen, schwach metamorphen Bereich an der Grenze von anchimetamorph bis zu schwach epimetamorph (Illit-Kristallinität um 0,25°). Die mittelostalpine Einheit darunter zeigt in ihrer Sedimenthaut aber höhere Werte, die allerdings, wie in diesem Ötz-Stubaier-Komplex bekannt (W. FRANK, G. HOINKES et al., 1987, Abb. 1), generell von SE gegen NW im mittelostalpinen kristallinen Sockel und in seiner Sedimenthaut abnimmt. Das mittelostalpine Mesozoikum zeigt daher im SE (Tribulaun) noch die stärker epimetamorphen Werte mit IC<0,17°, im NW (Kalkkögel) aber eben schon nur mehr die schwache Epimetamorphose mit Werten darüber. Es sind also auch hier im Stubaier Mesozoikum die Unterschiede der Metamorphose entgegen früheren Angaben bei genauerer Untersuchung zwischen mittel- und oberostalpinem Mesozoikum im Hauptteil klar zu fassen. Nur in der bekannt schwach metamorphen Nordrandzone dieser Scholle ist eben bereits ein analoger Metamorphosgrad der verschuppten Sedimente gegenüber dem Sockel erreicht, sodaß hier der Fall einer Scheinserie im Bezug auf Fazies und Metamorphose vorliegt, deren tektonisch zusammengesetzte Natur aber bereits J. GEYSSANT durchschauen konnte.

Schließlich ist noch ein lokaler Einwand gegen die Fernüberschiebung zwischen Ober- und Mittelostalpin im Raum der Gurktaler Decke durch H. FRIMMEL (1986 a, b) – vgl. W. FRANK (1987, S. 384) – vorgebracht worden: Orthogneisgerölle im Karbon der Gurktaler Decke weisen große Ähnlichkeiten mit den heute hart nördlich des Erosions-Nordrandes der Gurktaler Decke bei und E Innerkrems auftretenden Gesteinen im mittelostalpinen Sockel auf. H. FRIMMEL & W. FRANK schließen daraus, daß „das Karbon der Gurktaler Decke und das Bundschuh-Kristallin ursprünglich benachbarte Position einnahmen". Daraus ergibt sich konsequenterweise, daß die Gurktaler Decke keine nennenswerte Überschiebung und Rückwitterung ihres Stirnrandes aufweisen könne. Aus der Aussage FRIMMELS (1986 a, S. 40), daß die Kristallingerölle des Karbons der Gurktaler Decke aus dem heute benachbarten freiliegenden Kristallin hergeleitet werden *können* (aber natürlich nicht müssen), wird dann auf die Nichtexistenz des Fernschubes der Gurktaler Decke geschlossen.

Diese gedachte Ableitung von dem heute unmittelbar benachbarten mittelostalpinen Kristallin widerlegt sich von selbst bei Berücksichtigung des heute sehr gut und mit vielen Fakten belegten, mindestens 60 km weiten kretazischen Fernschubes der Gurktaler Decke, ja noch dazu ihres gegenüber der Unterlage doppelt so weit überschobenen oberen Stockwerkes, der Stolzalpendecke, welche ja das erwähnte Oberkarbon enthält! Die heute auch durch mühevolle Conodontenuntersuchungen nachgewiesene großregionale Wiederholung der altpaläozoischen Serien in den hierdurch weit überschobenen Teildecken der Gurktaler Decke (F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984; W. v. GOSEN et al., 1985; F. NEUBAUER, 1987, S. 228 u. Abb. 1) können bei Aufstellung einer autochthonistischen Theorie doch nicht einfach negiert und nicht diskutiert werden, da sie mit Sicherheit keine derartigen, bloß auf Orthogneisgeröllen basierenden Schlußfolgerungen zulassen.

Die von W. FRANK noch immer mit großem Impetus betriebene Vorstellung von einer relativen Autochthonie des Oberostalpins gegenüber dem Mittelostalpin und einer *Beheimatung der Kalkalpen nördlich und nicht südlich des zentralalpinen,*

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tab. 1: Belege für die tektonische Selbständigkeit von Mittel- und Oberostalpin

1. *Faziesprogression:* Die zentralalpine Fazies des Mittelostalpins ist nach tethysweiter Faziesabfolge randlicher und nördlicher als die Fazies der Nordkalkalpen zu beheimaten. Eine Einordnung der Kalkalpen zwischen Unterostalpin und Mittelostalpin im Sinne von CLAR 1965 und FRANK 1987 widerspricht der heute allgemeingültigen Auffassung von der Anordnung des kalkalpinen Riffkalk- und Hallstätter Gürtels als innerste Zonen im mediterranen Raum.
2. *Völlige tektonische Trennung von Mittel- und Oberostalpin:* Der ursprünglich behauptete Zusammenhang dieser Einheiten unter dem Grazer Paläozoikum, dem Ostrand der Gurktaler Decke, an der Saualpe, den Ennstaler Phylliten, der Thialspitzserie und der Phyllitgneiszone ist inzwischen zur Gänze durch Spezialuntersuchungen widerlegt worden. Kein einziger Zusammenhang ist geblieben.
3. *Vorhergesagte „Outliers" im südlichen Herkunftsgebiet des Oberostalpins* und sein ursprünglich so abenteuerlich anmutendes weites Zurückreichen bis zur Periadriatischen Naht im Süden sind seit 1982 (Viktringer Deckscholle) und besonders 1987 (Gurktaler Decke bis in den Possruck und das Pohorje zurückverfolgt) von verschiedenen Autoren bestätigt worden.
4. Die durchgehend vorhandene *Dynamometamorphose* und stellenweise hohe *Thermometamorphose* (bis über 500° im Tribulaunmesozoikum im tektonisch tieferen mittelostalpinen Stockwerk, nicht aber im Oberostalpin, belegt die generelle Überschiebung des Mittelostalpins durch mächtige Massen, nämlich durch das Oberostalpin, das ja in vielen Resten in den Zentralalpen noch erhalten ist.
5. Die altbekannten, einst rätselhaften *Diaphthoresezonen am Oberrand des Mittelostalpins* sind nun als Bewegungsanzeiger an der großen Deckengrenze durch neuere Untersuchungen verschiedener Autoren wiederum bestätigt worden. Ihre zunächst bestrittene Existenz, dann ihr angezweifeltes alpidisches Alter sind heute vielfach im Detail belegt.
6. Große Teile des *mittelostalpinen Kristallins* – besonders östlich des Tauernfensters – *bestehen aus einer altpaläozoischen, erst variszisch* erstmalig *metamorph* gewordenen Serie. Hierdurch ist eine sedimentäre Auflagerung einer oberostalpinen altpaläozoischen Serie auf dieser mittelostalpinen altpaläozoischen Serie gleichen Altersumfanges (Ordovic bis Devon) absolut unmöglich. Die Repetition dieser Serien in ganzer Breite kann nur durch die alpidischen Deckentektonik erklärt werden.
7. Das neuentdeckte *Kristallin des Oberostalpins hat sardisches Alter,* steht damit im Gegensatz zum variszisch metamorphen mittelostalpinen Kristallin und kann von diesem nicht abgeleitet werden.
8. Die *aufsteigende Metamorphose in den Zentralalpen,* die Mittelostalpin und Oberostalpin übereinandere erfaßt und zusammengeschweißt hat, ist entgegen E. CLAR nicht variszisch, sondern radiometrisch als *alpidisch* datiert und fällt mit einem durchschnittlichen Alterswert von 90–80 Mio. Jahre in den Zeitraum nach den großen, ab 130 Mio. Jahren einsetzenden Deckenschüben. Dies gilt für den Ostflügel östlich vom Tauernfenster ebenso wie für die Auflagerung der Phyllitgneiszone auf dem Ötz-Silvrettakristallin im Westen.
9. Im Jahre 1959 wurde das *Mittelostalpin* bei seiner Aufstellung durch viele Autoren aufgrund des damals nicht glaubhaften riesigen *Überschiebungsbetrages* von 185 km nicht akzeptiert. Inzwischen ist ganz allgemein das noch viel großartigere Ausmaß des Deckenbaues der Ostalpen in allen Abschnitten mit modernen Methoden erfaßt worden, sodaß dieses heute noch weit über die kühnsten Vorstellungen der einst verspotteten „Ultranappisten" hinausgeht: Die Überschiebung des autochthonen Vorlandmesozoikums bis an und unter die Zentralalpen ist durch Bohrungen und durch Geophysik der ÖMV-AG belegt, der gewaltige Faltendeckenbau im Zentralgneis ist aufgrund des Maltastollens bestätigt, der Deckenbau der penninischen Schieferhüllmassen ist geklärt, neue Decken im Unterostalpin (Wechseldecke, durch Bohrungen bei Rechnitz geprüft) wurden erfaßt. Die Serie solcher Entdeckungen läßt sich bis zum Nachweis des riesigen Teildeckenbaues der Gurktaler Decke (Conodontenbelege) und der gerade erst aufdämmernden Ultrasteirischen Decke (S. 84ff.) weiterführen. All diese Erkenntnisse haben inzwischen dem Konzept der Mobilisten mehr als Recht gegeben. Heute liegen aus vielen anderen orogenen Abschnitten der Welt Beispiele mit hunderten Kilometern Transportweite vor. Auch das einst so gewichtige psychologische Hindernis für die Anerkennung derart großer Überschiebungen ist heute – im Zeitalter der Plattentektonik – gefallen.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

mittelostalpinen Mesozoikums, wirkt nach all den neuen, Jahr für Jahr hinzukommenden Fakten im Sinne des Fernschubes immer weniger glaubwürdig. In seinem „neuen Modell des Ostalpin" (1987, Abb. 8) hat W. FRANK folgende Elemente zusammengefügt: Als Grundlage diente das „überraschend ähnliche" Modell von E. CLAR, hinzu kommen die palinspastische Rekonstruktion von R. BRANDNER, 1984, S. 439 (teste W. FRANK 1987, S. 383) und die Idee des westvergenten Deckenschubes von L. RATSCHBACHER. Obgleich der Maßstab der Karte seines neuen Modells sehr klein gewählt ist und dadurch manches unklar bleibt und der (?) vorkretazische Zeitpunkt einer solchen Paläogeographie nicht genannt ist, erkennt man doch, daß die Schwachstellen der erwähnten Modelle (auf die ja in dieser Studie getrennt eingegangen wird) in dieser Skizze vereint sind. Wesentliche Fakten, noch über die hier besprochenen Punkte hinausgehend, wie etwa die überaus klare Überlagerung von Oberostalpin über Mittelostalpin in den Stubaier Alpen etc. sind in diesem neuen Modell nicht eingebaut. Die von W. FRANK 1987 vorgelegte Zusammenschau entspricht nicht dem Kenntnisstand unserer Zeit.

Die Vorhersage der gewaltigen alpidischen Fernüberschiebungen nicht nur im Raum der Gurktaler Decke im Herzen der östlichen Zentralalpen, sondern darüber hinaus im Gesamtraum der Ostalpen (und Westkarpaten) war im Jahre 1959 für den Autor tatsächlich, wie W. FRANK 1987, S. 393, so schön ausgedrückt hat „im Hinblick auf die begrenzte Kenntnis" der Details ein enormes Wagnis gewesen, wie ja auch die an Heftigkeit kaum zu übertreffende damalige Gegenreaktion gezeigt hat. Daß inzwischen wesentliche Vorhersagen durch zahllose Spezialuntersuchungen bestätigt worden sind, zeugt für die Kraft und die Gültigkeit des damaligen Konzeptes, erflossen aus dem Gedankenkreis der Koberschule.

9. Die sardische, nicht kaledonische Orogenese als vorvariszisches orogenes Hauptereignis in den Ostalpen und in Mittel- und Südeuropa

In traditioneller Weise hat sich auch bei uns die Vorstellung erhalten, daß der nächstältere orogenetische Zyklus vor der variszischen Ära in Europa der kaledonische Zyklus gewesen sein müsse. Es sind demnach generell alle nachweisbaren älteren metamorphen und tektogenen phanerozoischen Prozesse der Ostalpen in die kaledonische Orogenese verlegt worden. Es wurde dabei aber auch im Zeitalter der Plattentektonik konsequent übersehen, daß phasenhafte orogene Abläufe nicht mehr weltweit, wie zur Zeit STILLES gedacht, sondern nur so weit gleichzeitig vor sich gehen, als Plattenränder von triftenden Schollen miteinander kollidieren, daß also bei solchen Prozessen auch die räumliche Komponente, die Lage des betroffenen Gebietes zu den aktiven Kontinent- und Ozeanrändern berücksichtigt werden muß.

Im Falle der kaledonischen Orogenese wissen wir heute, daß diese auf die Zone eines Protoatlantik, eines Iapetus, also eben des kaledonischen Systems in NW-Europa und E–Nordamerika beschränkt war (vgl. H. HEINISCH & K. SCHMIDT, 1982, Abb. 9). Die intrakontinentalen Teile Europas sind davon nicht mehr betroffen worden, wie in den Alpen z. B. so ausgezeichnet die geschlossene altpaläozoische Schichtfolge vom Ordovic aufwärts über das Silur in das Devon ohne Faltungsdiskordanz (z. B. in den Karnischen Alpen) erkennen läßt. Die ferne kaledonische Orogenese im Zeitraum des Silur (takonische erste Bewegungen zu Beginn, kaledo-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

nische Faltung innerhalb des jüngeren Silur und ardennisch-erische Phasen als Hauptphasen zu Ende des Silurs vor der Old-red-Transgression des Devons) haben in den Ostalpen und darüber hinaus im angrenzenden Mittel- und Südeuropa keine Wirkungen mehr erzielt. Die einheitlichen Berichte sämtlicher Geologen über „kaledonische" metamorphe Ereignisse im Ostalpenbereich sind nur durch eine Fehlinterpretation wesentlich älterer, vorordovizischer Orogenesen und Metamorphosen zu erklären, wobei die nach den älteren Orogenesen aufdringenden, in der Tiefe aufgeschmolzenen Krustenteile, die als saure Eruptiva oft mit kräftiger Verspätung hochkommen und mit noch größerer Verspätung erkaltet sind, wohl Anlaß zu diesem Irrtum gegeben haben.

Da naturgemäß mit diesen spätdatierten Ereignissen kein orogenes Geschehen mehr verbunden war, kam es in Kreisen der deutschsprachigen, damit befaßten Geologen zur paradoxen Auffassung des „Continental rift metamorphism", der Metamorphose bloß durch spreading, durch Krustenverdünnung und Wärmeaufstieg im Sinne von K. WEBER & H. BEHR (1983), was besagen soll, daß sogar eine kräftige bis hochgradige (Granulit!-)Metamorphose ohne Orogenese, ohne vorherige tiefe Versenkung, ohne Subduktion des Krustenmaterials allein durch Ausdünnung der Kruste vor sich gehen könne. Diese Meinung stand allen bisherigen Kenntnissen von den erforderlichen Verhältnissen diametral gegenüber und ist von erfahrenen alpinen Geotektonikern nie akzeptiert worden, während eine Reihe von Ostalpenbearbeitern sich trotzdem dieser atektonischen Auffassungen angeschlossen hat (z. B. K. SCHMIDT, 1976, S. 394; H. FLÜGEL, 1977, S. 661; H. HEINISCH et al., 1982, S. 234 f. u. a.). Heute ist diese Phase überwunden und kann eine Erklärung im Sinne der folgenden Ausführungen gegeben werden.

Wir haben nun das Glück, die nächstältere, bisher kaum beachtete vorvariszische Orogenese im nord- und südalpinen Raum recht genau mit Hilfe geologisch-stratigraphischer Beobachtungen, deren Bedeutung natürlich noch immer vor der Interpretation radiometrischer Werte liegt, datieren zu können. Von oben her läßt sich durch kontinuierliche, durch nichts gestörte Schichtfolgen in der Grauwackenzone, im oberostalpinen Paläozoikum im allgemeinen, aber auch im südalpinen Paläozoikum der Karnischen Alpen etc. von der variszischen Ära bis in das fossilbelegte Oberordovic zurückgehen, wobei darunter noch fossilleere, zugehörige Schieferserien anschließen, die noch weitere Teile des mittleren bis tieferen Ordovic umfassen mögen.

Dieses Ordovicium aber liegt nun, wie F. NEUBAUER (1985, S. 50) so eindrucksvoll an der Basis der Grauwackenzone zeigen konnte, mit dem basalen Konglomerat des Ordoviciums, dem Kalwanger Gneiskonglomerat, transgressiv dem unterlagernden, älteren, gefalteten oberostalpinen Kristallin auf. Damit haben wir hier durch geologische Fakten die Obergrenze des vorvariszischen tektonisch-metamorphen Zyklus im Ostalpin erfaßt, nämlich einen Zeitpunkt im Liegenden des höheren Ordoviciums, dessen obere Partien durch Conodontenfunde in Kalklagen noch als Oberordovic eingestuft worden sind. Wie weit dieses Ordovicium in der Silbersbergserie (= feinschichtige Grauwackenschiefer) der Grauwackenzone stratigraphisch gegen unten hin bis einschließlich ihres Basiskonglomerates reicht, ist nicht exakt bestimmbar: Im Raum Eisenerz wird durch Conodonten in diesem Ordovicium außer Caradoc/Ashgill auch noch ein mittleres Ordovicium belegt (vgl.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Zusammenstellung bei A. TOLLMANN, 1977, S. 499). Doch das basalste Ordovicium könnte durchaus fehlen, worauf der Hinweis von W. FRISCH (Vortrag Geol. Ges. Wien, 27. 11. 1986) deuten würde, daß aus Komponenten des Kalwanger Konglomerates noch Zirkone mit einem Bildungsalter von 500 Mio. Jahre radiometrisch bestimmt worden seien.

Die Datierung dieses vorkaledonischen Ereignisses glückte auf andere Weise auch in der südlichen Fortsetzung des Oberostalpins, im unmittelbar benachbarten südalpinen Sockelkristallin, das ebenfalls durch eine Metamorphosezäsur getrennt unter dem Ordovicium der Karnischen Alpen und ihrer westlichen Ausläufer liegt: Dieses nur sehr mäßig metamorphe südalpine Kristallin, das dort noch in Form von Phylliten vorliegt, hat nach F. SASSI et al. (1984) und F. SASSI, R. KALVACHEVA et al. (1984) kambrische Acritarchen (maximal Unterkambrium bis eventuell Frühordovicium) geliefert! Damit kann nun endlich das Alter der vorvariszischen Orogenese und Metamorphose in den Ostalpen und angrenzenden Regionen recht genau fixiert werden: Es liegt im wesentlichen an der Grenze von Kambrium und Ordovicium, also im Zeitraum vor rund 500 Mio. Jahren.

Damit ist aber auch die lange Zeit vom österreichischen Stratigraphen und Paläontologen O. KÜHN gestellte Frage, warum es in Österreich einschließlich der Carnia nie kambrische Fossilien gibt, beantwortet: Deshalb nämlich, weil dazwischen, im Grenzbereich Kambrium/Ordovicium, ein orogener Zyklus mit Strukturprägung und Metamorphose ablief, der die Fossilien der älteren Sedimente zerstörte, sie selbst in „Altkristallin" verwandelt hat. Wir haben ja durch vielerlei radiometrische Messungen Hinweise auf das vendisch-kambrische Alter von sedimentärem Ausgangsmaterial in den älteren Kernen des mittelostalpinen Kristallins, das dann durch diese endkambrische Metamorphose umgeprägt worden ist (vgl. Datenzusammenstellung bei A. TOLLMANN, 1986, S. 51).

Fragen wir uns nun nach dem Namen, nach der Bezeichnung dieser zweifellos vorkaledonischen Orogenese, so fällt eine Entscheidung nicht schwer. Die orogene Phase an der Grenze vom Kambrium zum Ordoviz ist seit H. STILLE (1935) als *sardische Phase* nach ihrer Erfaßbarkeit in Sardinien bezeichnet worden. Trotz aller Kritik an dieser Phase an der Typlokalität hat sich demnach das Faktum einer kräftigen Orogenese und Metamorphose in diesem Zeitraum in Süd- und Mitteleuropa (wie unten ausgeführt) bewahrheitet, sodaß wir unser vorvariszisches orogenes Geschehen in den Ostalpen getrost in die sardische Phase einstufen können.

Im Bestreben nach Klarheit in größerem Zusammenhang blicken wir noch kurz auf die regionale und zeitliche Einordnung dieser Phase und ihre Auswirkungen in Mittel- und Südeuropa. Die sardische Phase ist, wie der Name ausdrückt, zuerst aus Sardinien im Jahre 1922 durch V. NOVARESE & M. TARICCO noch ohne Bezeichnung beschrieben worden (vgl. H. STILLE, 1928, S. 8): Dort liegt Ordovicium, mit Konglomeraten einsetzend, auf einem tief korrodierten Relief kambrischer Sedimente. Diese Phase wurde von R. TEICHMÜLLER (1931) aus dem Thyrrhenisgebiet bestätigt. Der Name ist von H. STILLE (1935, Abb. 1, S. 182) eingeführt worden. Später hat sich S. VARDABASSO (1965, S. 120 ff.) mit ihrer Auswirkung in Sardinien des näheren beschäftigt. F. LOTZE (1965, S. 137) berichtete von der Wirksamkeit der sardischen Phase in Südspanien, in der Sierra Morena. Bis an das armorikanische Gebiet NW-Frankreichs wird von diskordant dem Untergrund auflagernden ordovi-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

zischen Basalkonglomeraten berichtet (D. AGER, 1980, S. 218). Über die weite regionale Wirksamkeit in Europa geben ja auch gut die Karten der Verteilung von „vorvariszischen Metamorphose-Belegen" (Amphibolite, Granulite, Eklogite dieser Ära) bei H. ZWART (1976, Abb. 1–2) Auskunft.

Während noch H. STILLE diese Orogenese zunächst noch dem kaledonischen Zyklus als ganzes zuordnen möchte, sieht CH. SCHUCHERT bereits 1936 in der sardischen Orogenese eine eigene, große Ära, die er den drei übrigen Großzyklen im Phanerozoikum, dem kaledonischen, variszischen und alpinem Zyklus an die Seite stellt. Heute haben wir aus verschiedenen Regionen der Ostlpen weitere Belege von der Wichtigkeit dieses orogenen und metamorphen Ereignisses, sodaß die Bedeutung der sardischen Orogenese tatsächlich kräftig unterstrichen wird.

Bereits in der Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg ist nach den Arbeiten von H. ZWART ganz allmählich bei einigen Autoren die Erkenntnis durchgedrungen, daß man assyntische bis sardische Ereignisse nicht einfach mit dem kaledonischen Geschehen zusammenwerfen kann, auch wenn zunächst nur der europäische Raum betrachtet worden ist. H. ZWART (1976, S. 361 ff.) bzw. H. ZWART et al. (1980, S. 229) hat aus der räumlichen unterschiedlichen Wirksamkeit von cadomischer (assyntischer) und kaledonischer Orogenese bereits gefolgert, daß die sogenannte „kaledonische" hochgradige Metamorphose in Mittel- und Westeuropa, die Granulite und Eklogite prägte und dann noch verspätet zu Granitaufstiegen führte, in Wirklichkeit als cadomisch einzustufen ist. Er und seine Nachfolger und Interpreten, wie besonders K. SCHMIDT (1977, S. 123 ff.), H. HEINISCH & K. SCHMIDT (1982, S. 234) u. a., vertraten allerdings damals noch die Ansicht, daß diese mittel- bis hochgradigen Metamorphoseprozesse des cadomisch-sardischen Zyklus durch eine bloße Mantelaktivität und durch Rifting zu erklären seien und mit keinen Orogenesen und Subduktionen verbunden gewesen seien. Das ist nun durch die neuen Beobachtungen in den Ostalpen korrigiert worden, besonders am Beispiel der diskordanten Auflagerung des Kalwanger Konglomerates auf metamorph wie tektonisch kräftig beanspruchtem sardischem Kristallin.

Was nun die nomenklatorische Frage der Bezeichnung dieser orogenen Ära betrifft, ist zu vermerken, daß als Name für die spätpräkambrischen ausgedehnten und überregional verbreiteten Bewegungen von H. STILLE 1944 der Begriff assyntische Faltung (nach dem Assynt-Distrikt in Nordschottland) geprägt wurde (vgl. H. STILLE, 1948, S. 152; 1958, S. 9–10), wozu etwa die Begriffe baikalische Orogenese in Asien und panafrikanisch-katangisch-brasilische Faltung im Gondwana ungefähr synonym sind. Der von L. BERTRAND (1921) hingegen aufgestellte Begriff „cadomische Faltung" nach der Typusregion bei Caen in der Normandie fällt mehr in die Schlußphase des assyntischen Großereignisses und soll nach H. STILLE (1958, S. 9) besser für intrakambrische Phasen verwendet werden, soll also etwa der Salair-Phase von KUSMIN in Zentralasien – benannt nach dem Salair im nördlichen Altai – altersgleich sein. Die sardische Phase schließlich als jüngste dieses assyntischen Zyklus hat an der Wende Kambrium/Ordovicium bzw. noch innerhalb des tiefsten Ordovic gewirkt und entspricht daher z. B. der aus Polen beschriebenen sandomirischen Phase.

Aus dem Blickwinkel der mitteleuropäischen Geologie hat man sich betreffs der sardischen Phase bis zu diesem Zeitpunkt stets auf die Betrachtung Europas be-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schränkt. Heute aber wissen wir, daß in diesem Zeitraum zu Beginn des Phanerozoikums nicht nur das südliche Europa orogen geprägt wurde, sondern darüber hinaus auch weite Teile anderer Kontinente.

Von Interesse ist in diesem Zusammenhang vergleichsweise ein Blick auf die sehr wirksame panafrikanische Orogenese und Metamorphose in Afrika, die ja das Äquivalent des assyntischen Zyklus darstellt. Diese Orogenese hatte weite Teile Afrikas bis Süd- und Ostafrika erfaßt – vgl. etwa R. SHACKLETON (1976), A. KRÖNER (1977, Abb. 3), I. GASS (1977), H. PORADA (1979), A. ENGEL et al. (1980), J. BERTRAND-SARFATI et al. (1987) etc. Das ältere Hauptfaltungsstadium Afrikas liegt bei 750–650 Mio. Jahren, das jüngere aber bei 620–550 (–500) Mio. J. (M. SHACKLETON, 1973, S. 1093).

Der regional zugehörige posttektonische Magmatismus der jüngeren Teilorogenese Afrikas hat ein Alter von 500 bis 460 Mio. Jahren, die Biotitabkühlungsalter steigen bis 450 Mio. J., ja bis 420 Mio. J. herunter. Im sehr genau und modern bearbeiteten Damara-Orogen in SW-Afrika (H. MARTIN & F. EDER, 1983, z. B. S. 839 ff.) liegt die zweite, entscheidende Phase der kräftigen Orogenese, Subduktion, Krustenverdickung und Metamorphose zwischen 550 bis 510 Mio. J.; der Höhepunkt der Regionalmetamorphose ist hier bei 530 Mio. J. erreicht worden. Die anschließenden Granite zeigen dort ein Alter bei 470 Mio. J.

Die sardische Orogenese paßt daher zeitmäßig mit ihrem Schwerpunkt um die Wende Kambrium/Ordovic (rund 500 Mio. J.) und den dann mit entsprechender Verzögerung nachfolgenden spät- bis postoregenen Magmatiten auch zeitlich gut als Spätphase zum panafrikanisch-assyntischen Gesamtzyklus.

In räumlicher Hinsicht müssen wir allerdings noch vorsichtig sein, die sardische Phase Süd- und Mitteleuropas naheliegenderweise als randlichen späten Ausläufer der panafrikanischen Orogenese anzusehen, da nach den modernen Rekonstruktionen (vgl. etwa J. D. PIPER, 1985, Abb. 1,4) der gut erfaßbare Fennoskandisch-Ukrainische Kern Europas sehr weit von Afrika entfernt liegt, aber das in jüngerer Zeit wiederholt mobile Mittel- und Südeuropa noch schwer einordenbar ist.

Nach allem aber ist heute eine Revitalisierung der schon in der Vorkriegszeit auf Grund geologischer Fakten sehr klaren Vorstellung über die Wirksamkeit der sardischen Phase, auch auf Grund des vielen neuen, zusätzlichen geologischen wie radiometrischen Datenmaterials voll gerechtfertigt.

10. Die Ultrasteirische Decke, eine neue, höchste großtektonische Einheit des Styriakums in den Ostalpen

In jüngster Zeit hat eine interessante Beobachtung im Bereich des Basalkonglomerates der Kainacher Gosau des höheren Santon bis Untercampan und der Gosau des Gams-Bärenschützkonglomerates, beide im Nordteil des Grazer Paläozoikums gelegen, durch W. GRÄF (1972), H. FLÜGEL (1983), H. GOLLNER et al. (1987) und H. FLÜGEL et al. (1987) einen neuen Denkanstoß in bezug auf die Struktur des Oberostalpins im Osten der Zentralalpen gegeben. In den erwähnten Konglomeraten treten nämlich neben den üblichen Geröllen aus dem nordalpinen Mesozoikum in untergeordnetem Ausmaß sehr spezifische südalpine Gerölle auf, und zwar von silurischen Graptolithenschiefern angefangen verschiedene Typen bis zu den permi-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schen Fusulinidenkalken, Mizzienkalken und roten skythischen Oolithen des Seis. Diese südalpinen Gerölle sind 80–115 km vom Nordrand des heutigen südalpinen Raumes entfernt. Die Gerölle dieser Gosau, in der die südalpinen Elemente angetroffen werden, haben noch dazu Durchmesser bis zu einem Meter, ja sogar zwei Meter, sodaß sie trotz des fluviatilen Herantransportes im Unterteil dieser Basiskonglomerate jedenfalls trotzdem nur aus sehr naher Umgebung stammen können. Hinzu kommt überraschenderweise, daß die Schüttungsrichtung dieser Gerölle aus Norden bis Nordosten kommt.

Als Erklärung für diese nicht zusammenpassenden Fakten wurde von H. FLÜGEL (1983, S. 115 f.) die Hypothese aufgestellt, daß südalpine Regionen durch Seitenverschiebung als Terranes altalpidisch, voroberkretazisch, in unmittelbare Nachbarschaft des Grazer Paläozoikums gelangt seien, um in der Oberkreide dieses südalpine Material aus nächster Nähe in die mittelsteirische Gosau schütten zu können. Hierzu muß von FLÜGEL eine ganz enorme Rotation des Oberostalpins der östlichen Zentralalpen, speziell des Grazer Paläozoikums, während seines kretazischen Deckentransportes angenommen werden, um eine umgekehrte Schüttungsrichtung in diese Einheit aus dem Süden gegenüber der heute ablesbaren aus dem Norden erklären zu können. Diese Theorie beinhaltet aber eine Reihe innerer Widersprüche und zwar in zeitlicher, räumlicher und mechanischer Hinsicht: Wäre nämlich zunächst einmal südalpines Areal voroberkretazisch in unmittelbare Nachbarschaft des heutigen Nordrandes des Grazer Paläozoikums gelangt, so müßte man bei der auch heute noch erfaßbaren gewaltigen Ausdehnung des Oberostalpins der Zentralalpen – von dem das Grazer Paläozoikum ja nur einen Teil des Ensembles Gurktaler Decke, Grazer Scholle, Südburgenländische Schwelle darstellt (vgl. Abb. 139 bei A. TOLLMANN, 1977) und dieses Areal auch noch durch die licische Triasfazies einem noch weiteren Areal in alpidischer Ära verbunden ist – eine riesige Rotation dieser langgestreckten Zone um geradezu 180° während der Deckenüberschiebung in der Kreide annehmen, wofür keinerlei konkrete Hinweise, noch theoretische Gründe oder eine Kraftquelle im Zuge der S–N-Einengungstektonik dieses Zeitraumes vorhanden sind. Dabei müßte sich aber diese Rotation erst nach Einschüttung der Gosaubeckenfüllung vollzogen haben, wäre also entgegen H. FLÜGEL (1983, S. 115) nicht mit dem Deckenferntransport der Kreidezeit in Verbindung zu bringen, sondern erst alttertiär möglich, wie H. FLÜGEL et al. (1987, S. 407 ff.) korrigiert haben. Nachgosauisch aber ist das Oberostalpin in den Zentralalpen an vielen Stellen schon so tief erodiert worden – wie die dortige Auflagerung der Gosau auf weitgehend, und zwar schon fast bis zum Mittelostalpin durcherodiertem Oberostalpin zeigt – daß zu dieser Zeit keine solche gigantische, vom Mechanischen her völlig unmotivierte Rotation an der Deckenbasis möglich gewesen wäre. Die theoretisch zu dieser Zeit nur noch denkbare Rotation des Blockes an vertikalen Tiefsuturen ist hier in nachgosauischer Zeit aber sicher auch nicht erfolgt, da dann solche Tiefsuturen in dem heute freigelegten umgebenden Mittelostalpin oder in tieferen Stockwerken als markante Bewegungsfugen zu sehen wären, was nicht der Fall ist. Die zuvor geschilderte FLÜGELsche Idee aber ist bereits durch H. GOLLNER et al. (1987, S. 161 f.) als nicht akzeptabel abgelehnt worden und statt dessen der Weg zu einer andersartigen tektonischen Lösung – sei es Seitenverschiebung, sei es Überschiebung – gesucht worden.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die in Zusammenhang mit diesem FLÜGELschen Konzept verwendeten verschiedenartigen, wechselnden Bezeichnungen für die bereits bekannten oberostalpinen Einheiten im Raum der östlichen Zentralalpen sind demnach ebenfalls durchaus deplaciert: Der zunächst von ihm (1983, S. 112) wieder aufgegriffene alte Ausdruck „Steirische Decke" STAUB (1924, S. 193) für den Ostteil des Oberostalpins der Zentralalpen (Gurktaler Decke und Grazer Paläozoikum etc., wird zurecht noch in der gleichen Arbeit von FLÜGEL selbst wiederum in Frage gestellt, bzw. fallengelassen, da ja die Steirische Decke STAUBS aus den Südalpen gekommen wäre und demnach südalpines Permomesozoikum führen müßte. Das ist aber bei einer derart gefaßten Steirischen Decke nicht der Fall, da dieses oberostalpine Ensemble (Gurktaler Decke, Grazer Paläozoikum und Oststeirischer Rücken mit der Bohrung Radkersburg) im Hinblick auf das Paläozoikum und Mesozoikum nordalpinen Faziescharakter aufweist.

Der in der nächsten Arbeit von H. FLÜGEL et al. (1987, S. 407) dann für dieses wohlbekannte Oberostalpin der östlichen Zentralalpen vorgeschlagene Name „Adriatische Decken" ist nicht nur überflüssig, weil für dieses alpidische Ensemble mit spezifischer Hauptdolomitentwicklung ja schon der Begriff Licikum existiert, sondern ist vor allem auch aus Prioritätsgründen und Verwechslungsmöglichkeiten hier nicht mehr anwendbar, da der Begriff Adriatikum, adriatische Einheit etc. ja gerade schon in den neuen Konzepten über die Außenrandzone der benachbarten Dinariden verwendet wird (z. B. bei B. SIKOŠEK & W. MEDWENITSCH, 1965, S. 92, Abb. 5–6, Taf. 1; M. HERAK, 1986, S. 8 f.; Abb. 1 f. etc.).

Die einfache *Lösung* der von Graz aus aufgeworfenen Frage kann unseres Erachtens nach wohl nur darin liegen, daß über dem Südoberostalpin, dem Licikum, noch im Zuge der mittelkretazischen Deckenbildung tatsächlich eine höhere Decke, aus den Südalpen kommend, überschoben worden war, von der Schollen (wahrscheinlich auch als Gleitschollen) bis nördlich vom Grazer Paläozoikum vorgeglitten waren. Nur so lösen sich alle Probleme in Zusammenhang mit der Riesengeröllschüttung südalpiner Fazies aus Norden, ohne Annahme weiterer, unwahrscheinlicher, nicht belegbarer, zusätzlicher Hypothesen.

Hinweise auf eine solche „Ultrasteirische Decke" nov. unit. (die ja noch über der STAUBschen Steirischen Decke, also über der Gurktaler-Grazer Schubmasse gelegen war), die wohl aus Kristallin, aus südalpinem Paläozoikum und südalpinem Mesozoikum bestanden hat, sind:

a) Der alpidische, kretazische, noch nordvergente Deckentransport im Nordteil der Südalpen, den wir in den Südkarawanken – mit etlichen Kilometern Schubweiten an den noch heute erhaltenen Resten ablesbar – beobachten konnten.

b) Die unter einem höheren, überfahrenden Schlitten doch leichter vorstellbare enorme und überraschende Zerschlitzung der Gurktaler Decke in der ganzen Breite und Länge von über 60 x 60 km in zwei dünne Teildecken wird verständlich.

c) Die kräftige tektonische Beanspruchung des zuoberst liegenden Mesozoikums der Gurktaler Decke in vorgosauischer Zeit (noch weiter ausgebaut übrigens auch in der Nachgosau) durch intensive Faltung (F. THIEDIG, 1981: Krappfeld), durch alpidische Schieferung (W. v. GOSEN et al., 1980, S. 325 ff.), ja sogar deckenförmige Zerlegung und gewaltige Stockwerkstektonik im Permomesozoikum selbst (R. LEIN, mündliche Mitteilung 1987: St. Pauler Trias) wird dadurch vernünftig erklärt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

d) Vergessen wir aber nicht, daß im Bergland des Ungarischen Mittelgebirges im transdanubischen *Bakony,* aber auch in seiner Fortsetzung im Bükkgebirge, ein hohes nordvergentes Stockwerk mit bereits südalpiner Fazies nachgewiesen ist. F. SZENTES (1959, S. 3) hat ja die *Nordvergenz* der kretazischen Orogenese hier bereits mitgeteilt. Bei diesem innersten alpinen Element liegt demnach offenbar tatsächlich ein noch erhaltener Rest der Ultrasteirischen Decke, seitenversetzt und neogen tief versenkt und dadurch vor der Abtragung bewahrt, vor. Die Kriterien, die wir von einem Rest der Ultrasteirischen Decke verlangen müssen, sind ja Nordvergenz bei bereits südalpiner Fazies. Die Deckennatur des Bakony ist nach jüngeren geophysikalischen Untersuchungen heute sogar aus der Sicht der Ungarn nicht mehr auszuschließen (K. BREZSNYÁNSKY & J. HAAS, 1986, S. 298), nachdem wir sie aus der Sicht des Ostalpengeologen aufgrund bestimmter Kriterien seit je erwartet haben (A. TOLLMANN, 1963, S. 147).

Soeben während der Fahnenkorrektur erreicht uns noch die lichtvolle Arbeit von M. KÁZMÉR, in der anhand der unterschiedlichen Fazies des Hettang und Sinemur des Ungarischen Mittelgebirges eine noch nähere Zuordnung dieses Berglandes zu seinem Heimatgebiet in den heutigen Südalpen durchgeführt wird (M. KÁZMÉR, 1987, Abb. 2 und S. 95 ff.): Die Liasfazies des Westteiles des Bakony entspricht jener des Lombardischen Beckens der Südalpen, jene des Ostteiles vom Bakony der Liasfazies des Trento-Plateaus und jene vom Vértes- und Gerecse-Gebirge der des Belluner Troges.

Die erste Hauptbewegungsetappe dieser Seitenverschiebung wird demnach in den Zeitraum von Mitteljura bis in die tiefe Unterkreide fallen, es folgt dann mit Schwerpunkt in der Kreide der Deckenbau und es schließt sich die zweite Etappe des Lateraltransportes als Block im Tertiär an.

Diese erwähnten Indizien geben zusammen mit dem Ausgangsgesichtspunkt, den südalpinen Geröllkomponenten in der Mittelsteirischen Gosau, einen außerordentlich starken und glaubwürdigen Hinweis auf die einstige Existenz einer Ultrasteirischen Decke. Als überregionale Bezeichnung in Analogie zu Juvavikum und Licikum wollen wir diese neue Einheit, die in Österreich den Rest der Ultrasteirischen Decke und in Ungarn das Transdanubische System umfaßt, als *Styriakum* bezeichnen, um den spezifischen fazio-tektonischen Charakter dieser Einheit zu unterstreichen. Eine Erweiterung des schon bestehenden Begriffes „Transdanubikum" (ungarischer Teil) auf „Transdanubikum s. l." für die gesamte Einheit wäre wohl ungünstiger, da dies Anlaß zu Verwechslung mit dem Transdanubikum s. str. gäbe.

Der weite Vorstoß des Styriakums, also auch der Ultrasteirischen Decke, gegen Norden könnte leichter durch einen Gleittransport – besonders der Stirnteile dieser Decke – verstanden werden, wodurch keine so namhafte ursprüngliche Breite dieses Deckenstreifens erforderlich wäre. Die einfache Gleichsetzung der Ursache eines solchen möglichen Gleittransportes mit jener des Juvavikums – also Auslösung durch die Pressung bei der malmisch-tiefneokomen Seitenverschiebung von langen displaced terranes in dieser Zone – läge zwar nahe, ist aber doch nicht so einfach annehmbar, da hier der für die Gleitung erforderliche basale Salzpolster fehlt und demnach wohl eher eine Abscherung durch die unterkretazische Einengungstektonik als auslösendes Moment angenommen werden muß.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

11. Die Krustenentwicklung in den einzelnen Zonen der Ostalpen während der alpidischen Ära

Besonderes Interesse verdient in der Entwicklung des alpidischen Systems die individuelle Gestaltung der einzelnen Zonen des Krustenstreifens zwischen den Vorländern im Süden und Norden in Raum und Zeit. Die Richtung der Schollendrift bewirkte Krustenzerrung oder Verdickung, Stapelung bis Verdoppelung, durch das Tauchgleichgewicht der Oberkruste wird in engster Abhängigkeit von der jeweiligen Krustendicke – im Zusammenspiel mit eustatischen Spiegelschwankungen – beständig die Tiefenlage der einzelnen Zonen, damit die Meerestiefe und die Art der Sedimentation bestimmt: Ob aufsteigende Kordilliere, ob Flachwasserplattform, ob Tiefschwelle, ob Becken, ob Tiefseeboden oder Tiefseerinne. Die wechselnde Fazies der Sedimenttypen in diesen verschieden beanspruchten Krustenstreifen lassen uns heute die Entwicklung dieser Zonen der Kruste im Laufe der Zeit erkennen. Da für die Ostalpen diese Zusammenhänge im einzelnen noch nicht konsequent durch den Zeitablauf der alpidischen Ära graphisch durchverfolgt worden sind, aber sich daraus wichtige Rückschlüsse auf das Öffnen der Kruste im Wechsel der Formationen ziehen lassen, sei hier wenigstens skizzenhaft eine Serie von paläogeographischen Darstellungen vorgestellt, wobei der Sedimenttypus in Beziehung zur Krustendicke gebracht wird.

Das Ergebnis dieser Betrachtung läßt sich an Hand der folgenden graphischen Grundlagen (Abb. 1–11) rasch überblicken. Es lautet: Die erste schwache Ausdünnung der Kruste beginnt mit dem Eindringen des jungpaläozoischen (Oberstkarbon–Perm) Tethysmeeres von Südosten her, ablesbar an Hand der Naßfeldschichten mit ihren wohl eiszeitlich eustatisch bedingten Schwankungen in den Südalpen und dem oberpermischen Haselgebirge in den Kalkalpen (mit Schürflingen aus Ozeanbasalten und Ultrabasiten eines mesozoischen Ozeanboden?).

Nach der eustatisch bedingten regressiven Phase im Oberperm mit den reichen, weltweiten Gipsvorkommen und dem ebenso regressiven Werfenien wird mit dem breiten Einsatz der Flachwasserkarbonatbildung besonders in den ostalpinen Zonen ein die gesamte Trias über anhaltendes, gleichsinniges System mit kontinuierlicher, schwacher Krustenausdehnung spürbar. Die Zone stärkster Dehnung setzt bereits ab dem Mittelanis mit Herausbildung des tiefen Euhallstätter Rotkalktroges (Salzbergfazies) im Süden des Ostalpins ein und hält in der Trias an (Abb. 1).

Es ist wohl auch in den Ostalpen nach dem Muster der in Nordungarn, im Bükkgebirge, noch besser erhaltenen und wohl unter Bedacht auf Rückfaltungen ursprünglich südlich an die Hallstätter Zone anschließenden *Meliatazone* mit ihren kräftigen Äußerungen des Aufreißens eines nahen Ozeanbodens auch in den Ostalpen schon früh zu erwarten, daß die *Fortsetzung des Vardarozeans* nicht nur bis Südungarn reicht, sondern auch noch in der Region zwischen Nord- und Südalpen sich mindestens bis zum Meridian von Lofer fortsetzt, vgl. S. 93. Die Begründung für die Annahme eines derartigen mesozoischen Ozeans mit echtem Ozeanboden in dem Bereich der heutigen Periadriatischen Naht liegt vor allem darin, daß die Untersuchungen von P. FAUPL (1977) an mittelkretazischen Sedimenten von den Lienzer Dolomiten bis zu den Roßfeldschichten gezeigt haben, daß in dieser Zeit Chromspinellschüttungen aus ultrabasischen Gebieten von Süden her in diese nord-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

alpinen Regionen gelangt sind. Da diese Schüttungen mit keinerlei Geröllen südalpiner Fazies begleitet sind, so ist wohl eine Herleitung von fernabliegenden südalpinen Ophiolithzonen kaum denkbar. Wohl aber kann diese Schüttung aus der erwähnten westlichen Fortsetzung des mesozoischen Vardarozeans stammen, der dann zu Beginn der Kreide obduziert worden ist und damit als Liefergebiet für diese nordwärts gerichteten Schüttungen gedient haben kann.

Vulkanismus setzt bezeichnenderweise schon ab dem *Anis* (Abb. 1) in der nachmaligen Region des Aufreißens dieses zentralen Tethysozeans in den angrenzenden Zonen der Ost- und Südalpen ein, also im Oberostalpin, Transdanubikum und dem Südalpin. Interessant ist auch ein großes Spaltenmuster, das sich in den Triassedimenten der Nördlichen Kalkalpen erhalten hat: Nach Deckenabwicklung erkennt man ein System *dreier unregelmäßig hinziehender Kanäle* mit Tiefwassersedimenten in Form von Partnachschichten, die die Wettersteinkalkplattform in den westlichen Kalkalpen in der Mitteltrias zerlegt haben (vgl. A. TOLLMANN, 1987, S. 78) und ebenso drei Hallstätter Kanalsysteme, die im Dachsteinkalkkomplex der Kalkhochalpen auftreten. Man hat früher (W. SCHLAGER, 1967, S. 65) diese Zerlegung der Karbonatplattform einfach durch Salzauftrieb erklären wollen. Der Verfasser hat stets dagegen opponiert – besonders auch unter dem Eindruck des Fehlens eines solchen Salzpolsters unter den westlichen Nordkalkalpen, die ja in der Mitteltrias solche Spaltensysteme entwickelt haben – und sieht in den unregelmäßigen Zerreißungsmustern dieser Kanalsysteme das sich im Sediment widerspiegelnde Durchpausen von plattentektonischen Vorgängen zufolge der zerreißenden Kruste des Untergrundes im Zusammenhang mit dem beginnenden Öffnen der Tethys.

In der *Obertrias* (Abb. 2) greift eine kräftigere Krustenausdünnung im Raum des Ostalpins weiter gegen Norden vor: Die Grenze zwischen der Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies im Süden (mit ihren gewaltigen Absenkungsbeträgen bis zu 2,5 km allein im Nor) gegenüber der Keuperfazies im Norden schwankt im Bereich des Unterostalpins hin und zurück.

Ab dem *Jura* beginnt nun neben der sich nun öffnenden zentralen Tethysozeanzone an der Nord/Südalpengrenze sich weiter im Norden ein zweites und etwas verzögert daran anschließend drittes System von Krustenöffnungen zu entwickeln, nämlich die bekannte Süd-, später dazukommend die Nordpenninische Zone, die beide ebenfalls bis zur Ophiolithkruste und später, im Zuge der einengenden Tektonik, zur Ophiolithnarbe evoluieren.

Neben dem Prozeß des sich ausweitenden Krustenzerreißens und der extremen weiteren Ausdünnung der verbliebenen Krustenstreifen während des Jura – mit Maximum von Ausdünnung und Absenkung im Radiolaritstadium des Oxford – verdienen die internen Vorgänge in den Teilzonen Interesse: Im Oberostalpin-Kalkalpin stellt sich ab Lias ein gegenüber der Trias durchaus neues Zerrungsmuster ein: Etwa dreimal hintereinander wechseln von Norden gegen Süden Beckentröge mit Fleckenmergel bis kieselreichen Ablagerungen des Tiefwassers mit Schwellen bis Untiefen mit Rotkalk bzw. Crinoidenkalk miteinander ab (Abb. 3).

Auf der anderen Seite wird der *unterostalpin-südpenninische Raum während des ganzen Jura und bis in die unterste Kreide hinein* von den berühmten *Massenflußbrekzien* mit Riesenkomponenten beherrscht, die von etlichen alpinen Bearbeitern als Indikatoren für Bruchstufenbildung, mehr aber noch für Seitenverschiebungssy-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

steme gedeutet werden, an denen die notwendige breite, tiefgründige Aufarbeitung des bereitgestellten Grobblockmaterials erfolgen konnte (Abb. 4–5).

Im Zusammenhang mit solchen *Seitenverschiebungen an Transform-Störungen* sind ja einerseits, wie erwähnt, die Versetzung der südlichen ostalpinen Großschollen gegen Osten hin – wie z. B. jene des Licikums – zu verstehen, andererseits die damit verbundene randliche Einengung in Nachbarzonen und dadurch ausgelöst Gleittektonik im Juvavikum, vielleicht auch schon in dieser Zeit im damals noch weit im Westen befindlichen Transdanubikum.

Die Kartenskizzen ab dem *Barrême* (Abb. 6) zeigen dann in zunehmendem, im Laufe der Zeit nach außen hin vorgreifendem Maße *Subduktionen,* Überschiebungen, Krustenverdickung. Ab dieser Zeit der Unterkreide wird auch der Boden des zentralen Tethysozeans obduziert und liefert gegen Norden hin Detritus, besonders im Barrême. Das Hauptereignis in der Mittelkreide (Abb. 7–8) ist außer der andauernden *Fernüberschiebung* der großen ostalpinen Einheiten die Exotika-Lieferung vom Ultrapienidischen Rücken nach Süden hin. Diese Lieferung schlägt erst im Campan zugunsten des nordgeschütteten zentralalpinen Materials um.

An die *Wende Eozän/Oligozän* fällt die teilweise Überwältigung der bereits trocken gelegten subalpinen Zonen, des Flysches und des Helvetikums, die aber erst nach Ende des *Oligozäns* noch eine weitere kräftige Subduktion erfahren, wobei damals dann auch schon der Südteil der Molassezone in die südwärts absteigende Bewegung einbezogen worden ist (Abb. 9–11).

Der Überblick über die phasenhafte Entwicklung der individuellen Zonen der Ostalpen an Hand der schematisch gehaltenen Rekonstruktionen in den wichtigsten Zeitstufen kann naturgemäß nur ein Versuch aufgrund der lückenhaften bisherigen Kenntnisse bleiben, gibt aber doch wohl in großen Zügen das Schicksal der Kruste im Raum unseres Gebirges wieder: Ein frühes Aufreißen eines gegen Westen wachsenden zentralen Tethys-Vardarozeans an der Nord/Südalpengrenze ab Triasende, ein zaghafteres, unvollständiges Öffnen dreier subparalleler Spaltensysteme, die zu Beckenkanalbildung führt, u. zw. innerhalb der vorlandfernen oberostalpinen Trias der Kalkalpen, dann Aufreißen zweier weiterer gewaltiger Ozeanbodenriftsysteme im Jura im Zusammenhang mit dem Abwandern von Eurasien gegen Osten und Öffnung andersartiger dreier Beckenkanäle in den Nördlichen Kalkalpen, schließlich ab dem Hauterive die Bildung von Subduktionszonen und damit zugleich die Ferndeckenwanderung, welcher Vorgang im Laufe der Zeit von innen (Süden) gegen außen (Norden) in einem Zeitraum von rund 110 Mio. Jahren abgelaufen ist.

12. Ausblick: Die Ostalpen-Paläogeographie in ihrer Beziehung zum mediterranen Umland

Der rasche Fortschritt in der Erforschung der einzelnen Abschnitte des östlichen Mediterrangebietes brachte eine Reihe neuer Perspektiven für die Rekonstruktion und das Verständnis der Paläogeographie dieses Raumes mit unmittelbaren Auswirkungen auf die Ostalpen. Obgleich die verschiedentlich durchgeführten Rekonstruktionen in den Nachbarabschnitten durchaus unterschiedliche Züge zeigen und gerade die so wesentlichen paläomagnetischen Daten für all die Detailfragen noch weitgehend ausstehen, soll doch der Versuch unternommen werden, an Hand einer

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Karte in großen Zügen die derzeit dem Verfasser bestmöglich erscheinende Vorstellung von der ursprünglichen Anordnung der Einheiten im ostmediterranen Raum zu bieten (Taf. 1). Obgleich in diesem Zusammenhang mit Rücksicht auf den Umfang der Darstellung unmöglich auf die Begründung der Anordnung der Elemente im einzelnen eingegangen werden kann und nur einige wenige markante Gesichtspunkte im Text Erwähnung finden können, soll eine derartige paläogeographische Kartendarstellung Anstoß zu weiteren Überlegungen geben.

Zusammenfassungen neueren Datums nach 1980 über größere Teilstücke dieses Raumes geben u. a. die Darstellungen von S. KOVÁCS (1980, Abb. 5, S. 369; 1982, Abb. 3, S. 634 usf.), J. MICHALÍK & M. KOVÁCS (1982, Abb. 1–4), G. CSÁSÁR et al. (1982, Abb. 1–14), Z. BALLA (1986, Abb. 3), M. MAHEL (1986, Abb. 4, S. 22), M. SANDULESCU (1980, Taf. 1), M. HERAK (1986, Abb. 2, 8), A. ROBERTSON et al. (1984, Abb. 1), V. JACOBSHAGEN (1986, Abb. 2), O. MONOD et al. (1984, Abb. 1), A. ŞENGÖR (1984, Abb. 10), A. ŞENGÖR et al. (1985, Abb. 3, 7), J. DERCOURT et al. (1986, Taf. 1–9) etc.

Das Neue an diesen paläogeographischen Karten ist die Berücksichtigung von beträchtlichen, heute doch schon sehr konkret begründbaren Seitenverschiebungen einzelner Blöcke und Krustenstreifen an Transform-Störungen, die mit dem Abdrift en Eurasiens beim Öffnen des nördlichen Mittelatlantiks im Zusammenhang mit dem penninischen Krustenrifting im Lauf des Juras bis in die unterste Kreide entstanden sind und bis zur Bildung von verdrifteten Einzelschollen, von *displaced terranes*, geführt haben. Ein anderer Schub von großen Seitenverschiebungen erfolgte dann in der jungen Phase nach der Hauptdeckentektonik mit der Schollenrotation an Tiefbrüchen und der Ausgestaltung und Verschärfung des Karpatenbogens an dessen Innenseite. Wir sehen demnach auch in der alpinen Region des mediterranen Gebietes dieselben Prinzipien wie etwa zuerst an den Küstenkordillieren Nordamerikas erarbeitet, nämlich in einer frühen mesozoischen Phase gewaltige Seitenverschiebungen von displaced terranes, dann in der zweiten Hauptphase transversaler Deckenbau unter Einengung des Orogens und schließlich in der dritten, abschließenden Phase wiederum Seitenverschiebungen, für die in Amerika die Bewegungen an der San Andreas fault-Zone zum Symbol geworden sind.

Eine weitere moderne Aufgabe neben dem Aufspüren der displaced terranes und ihrer zeitlichen und räumlichen Einordnung ist die Aufdeckung des Beginns und des Verlaufes des *Aufreißens der Kruste* bis zur Bildung von (ultra-)basischen Ozeanböden oder das extreme Ausdünnen der Kruste im Lauf der frühmesozoischen Zerrungstektonik. Diese Entwicklung wird, wie schon erwähnt, an der Art der Sedimente, die auf das verschieden starke Absinken des Meeresbodens schließen lassen, erfaßbar. Es ist Zweck der Karte Taf. 1 diese Entwicklung wenigstens für den Zeitraum des frühen Mesozoikums, der Trias, mit Andeutung auf die Folgezeit hin, durch unterschiedliche Signaturen herauszuarbeiten. Das Ergebnis dieser Überlegungen ist der Umstand, daß die Kruste der einstigen Pangea beim *Öffnen der Tethys* im Mesozoikum nicht nur an einer einfachen großen *zentralen Spalte* zerrissen ist, sondern dann im Laufe der Entwicklung zahlreiche *weitere subparallele Dehnungsfugen bis Rißstellen* im Nord- und Südstamm des mediterranen Raumes hinzukamen.

In der Methodik der paläogeographischen Rekonstruktion ist nun erfreulicher-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

weise bei vielen Autoren eine Wende zu den in der Zwischenzeit erkannten *kausalen Faziesabfolgen vom Rand zum zentralen Bereich* der Geosynklinale hin, also von stark bis schließlich gar nicht vorlandbeeinflußten Serien hin, zu spüren. In der Zeit der klassischen Deckenlehre eines L. KOBER und D. ANDRUSOV ist ja dieses Instrument des vorlandfernen oder vorlandnahen Sedimenttypus der einzelnen Längszonen der Geosynklinale in subtiler Weise erfaßt und für Rekonstruktionen eingesetzt worden. Auch der Verfasser hat immer wieder – z. B. in der „Ostalpensynthese" (1963, S. 148 ff.) – auf dieses auch für den alpinen Tektoniker wichtige Werkzeug mit Beispielen aus dem Ostalpenraum hingewiesen, wo die Untersuchung des *Gradienten nicht nur der Lithofazies, sondern auch der Biofazies eine fast in Prozenten genau ausdrückbare Proximalität oder Distalität* der heute tektonisch umgruppierten Einheiten in Bezug zum Vorland erkennen lassen. Dabei ist für solche Rekonstruktionen die Trias die entscheidende Formation, da sie mit ihrem Karbonatplattformseichtwasserkomplex sehr sensibel auf die einstige Position und Entfernung zum Vorland hin reagiert hat.

Interessant ist auch die Erkenntnis, daß in den Ostalpen die bisher unter dem Begriff *„Faziesrekurrenzen"* auftretenden „mißliebigen" Erscheinungen, die diese geradlinige Faziesregel von vorlandfern/vorlandnahe gestört hatten, durch den heutigen Stand der Kenntnisse zum guten Teil eliminiert werden konnten: Die bekannteste „Rekurrenz" alten Sinnes ist jene der Hauptdolomitfazies im Licikum, die sich fremd zwischen der Dachsteinkalk- und Hallstätterfazies im Norden und Süden einschaltet, was heute gut begründet durch eine frühe Seitenverschiebung eines displaced terrane, also tektonisch, erklärt werden kann. Die andere Faziesrekurrenz, Wiederholung von mehreren Hallstätter Kanälen hintereinander, stimmt auch nicht mehr im alten Sinne: Wenn einerseits die Vielzahl der Kanäle – derzeit durch R. LEIN – mehr und mehr reduziert wird, ist auch die Fazies der verbleibenden Hallstätter Kanäle nach genauer Analyse in zeitlicher und fazieller Hinsicht nicht einander gleichwertig, ist keine einfache Wiederholung, keine Rekurrenz gegeben, sondern zeigt auch die Fazies der Hallstätter Zonen Unterschiede von proximal und distal – in den Ostalpen von Norden gegen Süden gerichtet –, sodaß der Verfasser seit längerem zwischen Miohallstätter Entwicklung in randnäherer und Euhallstätter Vollentwicklung in randfernerer, ursprünglich innerer Position unterschieden hat. Das Vertrauen in die Faziesgradientregel ist demnach durch die neuen Ergebnisse erneut gestärkt worden. Wichtig für eine tektonische Erklärung nichtpassender Faziesschollen ist die Erkenntnis geworden, daß man die bisher stets als unabdingbare Beweise gesuchten Großstörungen rund um solche displaced terranes in jenen Fällen nicht mehr finden kann, in denen die *Schollendrift bereits vor dem transversalen Deckenbau* stattgefunden hat und durch diesen alle alten, in den Untergrund fortsetzenden Suturen mit diesem Untergrund subduziert und verschwunden sind.

Ohne hier auf eine regionale Erläuterung der paläogeographischen Karte des Ostmediterrans eingehen zu können, seien nur beispielhaft einige zuvor unklar gebliebenen Fakten im alpinen Raum und im Blickfeld östlich der Alpen herausgegriffen, um an ihnen den Trend der neuen Denkweise zu zeigen.

Der wesentlichste neue Gesichtspunkt bei der Rekonstruktion der Ostalpen-Südalpen-Grenzzone aus der Sicht der österreichisch-ungarischen Geologen ist die Erkenntnis vom seitlichen, ostgerichteten Einschub zweier großer, faziell heute

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

fremd in der Umgebung sitzender Blöcke, des Licikums (Drauzug etc.) und des Transdanubikums (Bakony etc.). Zum ersten Mal, auch graphisch, hat S. PREY (1978, Abb. 1) den Umstand klar formuliert, daß sich bei einem späteren Einschub des Drauzuges gegen Osten hin ein ursprünglich ungestörter, geschlossener Bogen von immer vorlandfernerer Obertriasfazies mit Dachsteinkalk und Hallstätter Zonen im Inneren von den Nordalpen im Westen herum geschlossen zu den Südalpen schwingt. Diese in der Folge besonders durch S. KOVÁCS ab 1980 zurecht aufgegriffene Vorstellung muß bloß in ihrer zeitlichen Einstufung und durch eine Trennung von Drauzug und Transdanubikum modifiziert werden, was auf S. 55 begründet worden ist.

Zugleich mit dieser Vorstellung ist auch die Existenz eines sich eben bis zum Westende der Hallstätter Zone bei Lofer südlich anschließenden öffnenden zentralen Tethys-Ozeans, der letztlich Fortsetzung des *Vardar-Ozeans* darstellt, ins Bewußtsein gerückt (vgl. S. 88). Durch die am Innenbogen der Karpaten noch erhaltene, an die Hallstätter Fazies anschließende Meliata-Zone mit triadischen Tiefseesedimenten und Vulkaniten, die auf räumlich oder zeitlich nahen Ozeanboden hinweisen, liegt auch ein Verdacht auf die Existenz einer Fortsetzung eines Ozeanbodenstreifens im ehemaligen Grenzbereich Nord-Süd-Alpen vor. Diese Vermutung wird gestützt durch die Schüttung von Spinell im Schwermineralspektrum der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen und der Lienzer Dolomiten von Süden her. In dieser Zeit könnte nämlich der in der zentralen Tethys dort zu erwartende Ozeanboden bereits wieder obduziert worden sein und die Schwermineraltypen einer ultrabasischen Zone geliefert haben.

Als Einwand gegen die Auffassung einer zu frühen Öffnung eines zentralen Tethysozeans bereits so weit nach Westen könnte allerdings die Beobachtung von G. MANDL (1984) gewertet werden, daß bei der Rekonstruktion des Euhallstätter Troges an dessen Südrand nicht etwa Ozeanboden-Einflüsse aufscheinen, sondern daß sich dort wieder detritische Schüttung von einer Karbonatplattform abzeichnet. Dies würde bedeuten, daß das komplette Durchreißen der Kruste und die Bildung von Ozeanboden hier erst später, etwa ab Jura, in Erscheinung treten würde.

Die Öffnung des zentralen Tethys-Ozeans, des Vardar-Ozeans am Balkan, ist nach bisheriger Auffassung erst im mittleren Jura erfolgt.

Keineswegs aber kann dieser Vardar-Ozean und sein jurassischer westlicher Ausläufer in den Ostalpen hier mit den weit draußen liegenden penninischen ozeanischen Zonen verbunden werden – was von etlichen (nichtösterreichischen) Geologen jüngst versucht worden ist.

Für die *Karpaten-Paläogeographie* hat sich die *Faziesgradientregel* seit den klassischen Erkenntnissen ANDRUSOVS in zunehmendem Maß durchgesetzt. Unsere Karte der tektonischen Einheiten von 1961, Abb. 1, beruht ja u. a. auch auf diesem Prinzip. Heute können wir mit dem neuen Verständnis für große Seitenverschiebungen im Inneren des Karpatenbogens auch die damals nicht passenden Schollen Mecsek und Villány einerseits, die mit ihrer vorlandnahen Keuperfazies und dem ebenso randnahen Grestener Lias entlang der NE–SW-gerichteten gewaltigen Seitenverschiebung der Zagreb-Zemplin-Linie (Mittelungarische Linie) im Westen und der Békés-Linie im Osten (vgl. K. BREZSNYÁNSKY & J. HAAS, 1986, Abb. 1) bis weit ins Innere vorgestoßen sind, ferner das Ensemble der Apuseniberge mit seinem schönen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Faziesgradient vom Keuper bis zum Hallstätterkalk andererseits, das ebenso relativ spät in den sich öffnenden Back-Arc-Basin-Raum hinter den Karpatenbogen an großen und tiefen Suturen eingepreßt worden ist, verstehen. Obgleich die Meinung hierüber und die Bewertung der Faziesaussagekraft bei den ungarischen Geologen und ihren Anrainern heute noch immer geteilt ist, ist ohne Zweifel die Deutung der Vertreter des Mobilismus für diese faziell so ganz fremden Blöcke in ihrer heutigen Umgebung, für welche beispielhaft S. KOVÁCS genannt sei, absolut zu bevorzugen.

Für etliche Abschnitte dieses Ostmediterrans aber ist auch heute noch die Rekonstruktion aufgrund des zu geringen gesicherten Grundlagenmaterials schwer zu erstellen. Wenn diese Skizze trotzdem entworfen worden ist, dann – wie erwähnt – deshalb, um auch graphisch die Zonen der Krustenausdünnung übersichtlich vor Augen zu führen, obgleich auch hier in wichtigen Fragen, wie etwa der Frage nach der primären Zusammengehörigkeit oder der getrennten Einwurzelung der eugeosynklinalen, stark ausgedünnten Zonen im Südstamm noch keine Übereinstimmung herrscht. So hat z. B. jüngst G. THORBECKE (1987, S. 3, 64) den Pindustrog ursprünglich an die Vardar-Ophiolitheinheit ganz im Inneren nördlich der pelagonischen Plattform primär angeschlossen und im Meridian von Kreta hunderte km weit deckenförmig verfrachtet, während die andere Möglichkeit einer weiter außen gelegenen Einwurzelung im Sinne vieler Autoren auf unserer Tafel wiedergegeben ist. Ebenso ist auch der ursprüngliche Zusammenhang oder die Trennung von der Bosnisch-Böotischen Zone einerseits und der Budva-Pindus-Zone andererseits nicht entschieden und mußte auf der Karte offen gelassen werden.

D) Literaturverzeichnis

AGER, D. V.: The Geology of Europa. – XIX, 535 S., zahlr. Abb. u. Tab., London (McGraw-Hill) 1980.

ALLERSMEIER, CH.: Geröllbestand und Entstehung des inneralpinen Obereozäns im Gebiet von Kössen (Tirol) und Oberaudorf (Oberbayern). – Diss. Inst. Geol. Min. TU München, 77 S., 13 Abb., 13 Tab., 2 Anlagen, 1 Photo, München (Offsetdruck) 1981.

ANDRUSOV, D.: Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. – Geol. Rdsch., **50** (1960), 404–415, Taf. 9, Stuttgart 1961.

–: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – 188 S., 70 Abb., Bratislava (Slovak. Akad. Wiss.) 1968.

BALLA, Z.: Paleotectonic reconstruction of the central Alpine-Mediterranean belt for the Neogene. – Tectonophysics, **127**, 213–243, 11 Abb., 1 Tab., Amsterdam 1986.

BECHSTÄDT, TH.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. geol. B.-A., **121**, 1–121, 17 Abb., Wien 1978.

BERTRAND-SARFATI, J. et al.: Les corrélations du Protérozoique au Cambrien en Afrique de l'Ouest. – Bull. Soc. géol. France, (8) **3**, 855–865, 3 Abb., Paris 1987.

BLACK, R., CABY, R. et al.: Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. – Nature, **278**, 223–226, 4 Abb., London 1979.

BOER, J. DE: The geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy). – Proefschr. wiskd. Naturwet. Univ. Utrecht, 178 S., 52 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Utrecht 1963.

BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht". – Verh. geol. B.-A., **1975**, 163–199, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1975.

BRANDNER, R.: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – Jb. geol. B.-A., **126**, 435–475, 25 Abb., Wien 1984.

BREZSNYÁNSZKY, K. & HAAS, J.: Main Features of the Pre-Tertiary Basement of Hungary. – Geol. Zborník – Geol. Carpathica, **37**, 297–303, 5 Abb., Bratislava 1986.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

CABY, R., DUPUY, C. et al.: The very beginning of the Ligurian Tethys: Petrological and geochemical evidence from the oldest ultramafitederived sediments in Queyras, Western Alps (France). – Eclogae geol. Helv., **80**, 223–240, 18 Abb., 2 Tab., Basel 1987.

CLAR, E.: Metamorphes Paläozoikum im Raume von Hüttenberg. – Der Karinthin, **22**, 225–230, Knappenberg 1953.

–: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **116** (1964), 267–291, 2 Abb., Taf. 1–4, Hannover 1965.

–: Review of the Structure of the Eastern Alps. – [In:] K. DE JONG et al. [Hrsg.]: Gravity and Tectonics, 253–270, 9 Abb., New York etc. (Wiley) 1973.

CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes, 1 : 25.000. – 34 S., 1 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1935.

DACHS, E.: High-pressure mineral assemblages and their breakdown-products in metasediments South of the Grossvenediger, Tauern Window, Austria. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **66**, 145–161, 3 Abb., 5 Tab., Zürich 1986.

DECKER, K.: Faziesanalyse der Oberjura- und Neokomschichtfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. – Unveröff. Diss. formal- u. natw. Fak. Univ. Wien, 248 S., 59 Abb., 20 Tab., 37 Taf., 10 Beil., Wien 1987.

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps During the Early Cretaceous. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, 7 Abb., 2 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. et al.: Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. – Tectonophysics, **123**, 241–315, 4 Abb., Amsterdam 1986.

ENGEL, A. E., DIXON, TH, & STERN, R. J.: Late Precambrian evolution of Afro-Arabian crust from ocean arc to craton. – Bull. geol. Soc. Amer., **91**, 699–706, 5 Abb., 3 Tab., Boulder 1980.

EXNER, CH.: Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique der Hohe Tauern. – Fallot-Festschr., **2**, 503–515, 6 Abb., 1 Tab., Paris 1963.

–: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe, 1 : 50.000. – 170 S., 8 Abb., 8 Taf., 1 Tab., Wien (Geol. B.-A.) 1964.

–: Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. geol. B.-A., **125**, 51–154, 22 Abb., Beil. 7, Wien 1982.

FAUPL, P.: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jb. geol. B.-A., **118**, 1–74, 43 Abb., 10 Tab., Wien 1975.

–: Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **113** (1976), 131–134, Wien 1977.

–: Turbiditserien in den Kreideablagerungen des Ostalpins und ihre paläogeographische Bedeutung. – [In:] J. WIEDMANN [Hrsg.]: Aspekte der Kreide Europas, IUGS, (A) **6**, 403–411, 3 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1979 a.

–: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 81–110, 7 Abb., Wien 1979 b.

FLÜGEL, H.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **1977**, 659–674, 4 Abb., Stuttgart 1977.

–: Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, **4**, 109–119, Leoben 1983.

–: The Eoalpine History of the Eastern Alps. Introduction and Epilogue. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 11–15, 1 Abb., Wien (Deuticke) 1987.

FLÜGEL, FAUPL, P. & MAURITSCH, H.: Implications of the Alpidic Evolution of the Eastern Parts of the Eastern Alps. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 407–414, 1 Abb., 1 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe. – Wiss. Alpenvereinsh., **21**, 95–111, 3 Abb., 1 Tab., München 1969.

–: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, **4**, 249–262, 4 Abb., 1 Tab., Leoben 1983.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

–: Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, 9 Abb., 1 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

FRANK, W., ESTERLUS, M. et al.: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. – Jber. Hochschulschwerpkt. S 15, **4** (1982), 263–293, 10 Abb., 9 Tab., Graz 1983.

FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, CH.: Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 34–54, 6 Abb., 5 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

FRANK, W., HOINKES, G. et al.: The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern etc. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 179–225, 22 Abb., 5 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

FRIMMEL, H.: Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke etc. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32,** 39–65, 8 Abb., 2 Tab., Wien 1986 a.

–: Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **66,** 193–208, 4 Abb., 3 Tab., Zürich 1986 b.

FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster etc. – Mitt. geol. Ges. Wien, **66–67,** 9–20, 2 Abb., Wien 1974.

–: Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies – ein Vergleich des Jura. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975,** 82–90, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1975.

–: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., **65,** 375–393, 3 Abb., Stuttgart 1976.

–: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977,** 675–696, 3 Abb., Stuttgat 1977.

–: Tectonics of the western Tauern window. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72,** 65–71, 2 Abb., Wien 1980.

FURRER, H. [Hrsg.]: Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland. – Mitt. geol. Inst. ETH Univ. Zürich, **248,** 81 S., 51 Abb., Zürich 1985.

GASS, I. G.: The evolution of the Pan-African crystalline basement in NE-Africa and Arabia. – J. geol. Soc. London, **134,** 129–138, London 1977.

GAUPP, R.: Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8,** 33–72, 14 Abb., 3 Tab., 4 Taf., München 1982.

–: Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). – Zitteliana, **10,** 155–171, 7 Abb., 2 Taf., München 1983.

GEYSSANT, J.: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. – Verh. geol. B.-A., **1973,** 377–396, 7 Abb., Wien 1973.

GEYSSANT, J. & TOLLMANN, A. [Red.]: Compte rendu de la reúnion extraordinaire de la Société Geólogique de France. Alpes autrichiennes. – Compte rendu Soc. geól. France, **1966,** fasc. 11, 413–472, 16 Abb., 1 Kt., Paris 1966.

GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W.: The Problem of the Southalpine Clasts in the „Mittelsteirische Gosau". – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 156–163, 2 Abb., 1 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

GOSEN, W. v.: Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten – Österreich). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **53,** 33–149, 21 Abb., Taf. 1–10, Hamburg 1982.

GOSEN, W., HAIGES, K.-H. et al.: Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – Jb. geol. B.-A., **127,** 693–699, 1 Taf., Wien 1985.

GOSEN, W. v. & 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,** 313–335, 2 Abb., Taf. 1–3, Wien 1980.

GRÄF, W.: Gosau von Kainach. – [In:] Wandertagung der Geologischen Gesellschaft in Wien etc. – Mitt. geol. Ges. Wien, **63** (1970), 275–278, Wien 1972.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

HAGN, H.: Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde etc.). – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. etc., **22,** 117–135, 4 Abb., Taf. 13–15, München 1982.

HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982,** 211–239, 9 Abb., 5 Tab., Stuttgart 1982.

HERAK, M.: A new concept of geotectonics of the Dinarides. – Prirodoslovna istraž., **53,** Acta geol. jugosl. akad. Znan. umjet., **16** (1), 1–42, 10 Abb., Zagreb 1986.

HESSE, R.: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide) etc. – Geologica et Palaeontologica, Sdb. **2,** 90 S., 14 Abb., 8 Tab., 12 Taf., Marburg 1973.

HILTEN, D. VAN: Geology and Permian paleomagnetism of the Val-di-Non area, W. Dolomites, N. Italy. – Geologica ultraiect., **5,** 1–95, 51 Abb., 5 Photos, 6 Tab., Utrecht 1960.

HLAUSCHEK, H.: Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. – Lotos, **70,** 111–123, 1 Abb., Taf. 3–4, Prag 1922.

HÖCK, V. & SCHLAGER, W.: Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbrekzien des Tennengebirges (Salzburg). – Anz. österr. Akad. Wiss. math. natw. Kl., **101,** 228–229, Wien 1964.

JACOBSHAGEN, V. [Hrsg.]: Geologie von Griechenland. – IX, 363 S., 112 Abb., 3 Tab., Berlin–Stuttgart (Borntraeger) 1986.

JONG, K. DE: Paläogeographie des oberostalpinen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. – Geol. Rdsch., **56,** 103–115, 4 Abb., Stuttgart 1967.

KÁZMÉR, M.: Lower Liassic facies zones in the Bakony unit of Hungary. – Annales Univ. Sci. budapestensis R. Eötvös nom., sect. geol., **27,** 89–100, 6 Abb., Budapest 1987.

KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S.: Permian-Paleogene Paleogeography along the Eastern part of the Insubric-Periadriatric lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. – Acta geol. hungar., **28** (1–2), 71–84, 13 Abb., Budapest 1985.

KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Auflage. – VIII, 379 S., 100 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1955.

KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. – Mitt. geol. Ges. Wien, **15** (1922), 63–168, 4 Abb., Wien 1923.

KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wiss. Veröff. dt.-österr. Alpenver., **10,** 231 S., 57 Abb., 18 Taf., 1 Kt., Innsbruck 1931.

KOTAŃSKI, Z.: Alpejeskie facje Triasu w zachodniej części obszaru Mediterańskiego. – Przegląd Geologiczny, **1986** (11), 627–635, 12 Abb., Warszawa 1986.

KOVÁCS, S.: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North Alpine faciesregion. – Földtani Közlöny, **110,** 360–381, 5 Abb., Budapest 1980.

–: Problems of the „Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. – Geol. Rdsch., **71,** 617–639, 4 Abb., Budapest 1982.

KRALIK, M.: Geochronologie der kretazischen Metamorphose in den Kalkalpen und der Grauwackenzone im Bereich von Bischofshofen. – Jber. 1981 Hochschulschwerpkt. S 15, **3,** 9–22, 4 Abb., 1 Tab., Leoben 1982.

KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, M.: Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps in the Greywacke zone etc. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics in the Eastern Alps, 164–178, 4 Abb., 1 Taf., Wien (Deuticke) 1987.

KRÖNER, A.: Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa etc. – Tectonophysics, **40,** 101–135, 5 Abb., Amsterdam 1977.

LEIN, R.: Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics in the Eastern Alps, 85–102, 4 Abb., Wien (Deuticke) 1987.

LEMOINE, M., MARTHALER, M. et al.: Decouverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes Occidentales). – Comptes rend. Acad. Sci. Paris, **299** (II, No. 11), 727–732, 2 Taf., Paris 1984.

LÖCSEI, I.: Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – Jb. geol. B.-A., **117,** 17–54, 8 Abb., 1 Tab., Beil. 3–5, Wien 1974.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

LOTZE, F.: Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. – [In:] F. LOTZE [Hrsg.]: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, 128–139, 8 Abb., 3 Tab., Stuttgart (Enke) 1956.

MAHEL, M.: Geologická stavba československých Karpát, Paleoalpínske jednotky, **1**, 508 S., 194 Abb., Bratislava (VEDA) 1986.

MANDL, G.: Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens. – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 1–31, 7 Abb., 1 Taf., Wien 1984.

MARTHALER, M., FUDRAL, S. et al.: Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira etc. – Comptes rend. Acad. Sci. Paris, **302** (II, No. 2), 91–96, Taf. 1–2, Paris 1986.

MÁRTON, E.: Tectonic implications of paleomagnetic results for the Carpatho-Balkan and adjacent areas. – [In:] J. E. DIXON et al. [Hrsg.]: The Geological Evolution of the Eastern Mediterran – Spec. Publ. geol. Soc. London, **17**, 645–654, 11 Abb., Oxford (Blackwell) 1985.

–: Palaeomagnetism and Tectonics in the Mediterranean Region. – J. Geodyn., **7**, 33–57, 6 Abb., 1 Tab., 1987.

MÁRTON, E. & MÁRTON, P.: Tectonic and Paleoclimatic Aspects of Paleomagnetism Studies in the Transdanubian Central Mountains. – Acta geol. Hungar., **28**, 59–70, 8 Abb., Budapest 1985.

MARTIN, H. & EDER, F. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts. – XIV, 945 S., 300 Abb., 24 Taf., Berlin etc. (Springer) 1983.

MAURITSCH, H. & BECKE, M.: Paleomagnetic Investigations in the Eastern Alps and the Southern Borderzone. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 282–308, 12 Abb., 2 Tab., Wien (Deuticke) 1987.

MICHALÍK, J. & KOVÁČ, M.: On some problems of palinspastic reconstructions and Ceno-Mesozoic paleogeographical development of the Western Carpathians. – Geol. Zborn. geol. Carpath., **33**, 481–507, 4 Abb., Bratislava 1982.

MIŠÍK, M. & SYKORA, M.: Der pieninische exotische Rücken, rekonstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manin-Einheit. – Zapadne Karpaty, ser. geol., **7**, 7–111, 3 Abb., Taf. 1–28, Bratislava 1981.

MONOD, O. & AKAY, E.: Evidence for a Late Triassic-Early Jurassic orogenic event in the Taurides. – [In:] J. DIXON & A. ROBERTSON [Hrsg.]: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, 113–122, 7 Abb., Oxford etc. (Blackwell) 1984.

MÜLLER, K.: Das „Randcenoman" der Nördlichen Kalkalpen etc. – Geol. Rdsch., **62**, 54–96, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1973.

NEUBAUER, F.: Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – Mitt. österr. geol. Ges., **73**, 39–53, 3 Abb., Wien 1980.

–: Eine präoberordovicische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) etc. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1985**, 46–64, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1985.

–: The Gurktal Thrust System Within the Austroalpine Region etc. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 226–234, 1 Tab., 4 Abb., Wien (Deuticke) 1987.

NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1984.

NEUGEBAUER, J.: Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpe-Kristallin (Ostalpen). – Geotekt. Forsch., **35**, 23–93, 18 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1970.

NOWAK, H. W.: Kristallisations- und Deformationsgeschichte am S-Rand der Gurktaler Decke (Ostalpen/Österreich). – Unveröff. Diss. formal-natw. Fak. Univ. Wien, 173 S., 87 Abb., 5 Tab., 9 Taf., Wien 1986.

OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. geol. B.-A., **1964**, 47–52, 3 Abb., Wien 1964.

–: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. geol. B.-A., **111**, 115–145, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1968.

© Österreichische Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

–: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., **62**, 96–106, 3 Abb., Stuttgart 1973.
–: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes etc. – Verh. geol. B.-A., **1978**, 43–53, 2 Abb., Wien 1978.
OTT, E.: Tertiäre Sedimentation. – Autorenreferat für die Arbeitstagg. „Geodynamische Probleme der Ostalpen" 17.–19. 4. 1980, Kremsmünster.
PIPER, J. D.: Continental movements and breakup in Late Precambrian–Cambrian times: prelude to Caledonian orogenesis. – [In:] D. E. GEE & B. A. STURT [Hrsg.]: The Caledonian Orogene etc., Bd. **1**, 19–34, 7 Abb., Chichester etc. (J. Wiley) 1985.
PLÖCHINGER, B.: Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. geol. B.-A., **1974**, 71–88, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien 1974.
–: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 304–324, 7 Abb., Stuttgart 1976.
PORADA, H.: The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia etc. – Tectonophysics, **57**, 237–265, 10 Abb., Amsterdam 1979.
PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **69** (1976), 1–25, 6 Abb., Wien 1978.
–: Das Frühalpidikum. – [In:] R. OBERHAUSER [Red.]: Der geologische Aufbau Österreichs, 21–34, 2 Abb., Wien (Springer) 1980.
RATSCHBACHER, L.: Strukturgeologische Daten aus dem Deckgebirge . . . im Ostabschnitt der Ostalpen. – Jber. Hochschulschwerpkt. S 15, **4**, 121–127, Graz 1983.
–: Kinematische Analyse der Deckenbewegungen und assoziierter Deformation im Deckgebirge der östlichen Ostalpen etc. – Jber. Hochschulschwerpkt. S 15, **5**, 67–200, 36 Abb., 14 Taf., Graz 1984 a.
–: Ein Modell zur alpidischen Deckgebirgsdeformation im Ostabschnitt der Ostalpen etc. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **120** (1983), 69–73, Wien 1984 b.
–: Kinematics of austro-alpine cover nappes: Changing translation path due to transpression. – Tectonophysics, **125**, 335–356, 10 Abb., Amsterdam 1986.
ROBERTSON, A. & DIXON, J.: Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranen. – [In:] J. DIXON & A. ROBERTSON [Hrsg.]: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, 1–74, 23 Abb., Oxford etc. (Blackwell) 1984.
SANDULESCU, M.: Essai de synthèse structurale des Carpathes. – Bull. Soc. géol. France, (7) **17**, 299–358, 30 Abb., Paris 1975.
–: Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. – Annuarul Inst. Geol. Geofizica, **56**, 5–54, 8 Abb., 2 Taf., Bucarest 1980.
SASSI, F., KALVACHEVA, R. et al.: New data on the age of deposition of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1984**, 741–751, 3 Abb., Stuttgart 1984.
SASSI, F., MORO, A. DEL et al.: Chronological data and problems concerning the South Alpine Basement in the Eastern Alps. – Newsletter IGCP, Nr. 5, **6**, 111–115, 1 Abb., Padova 1984.
SASSI, F., ZANFERRARI, A. et al.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament etc. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 421–434, 6 Abb., Stuttgart 1974.
SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Das periadriatische Lineament – Gedanken zur Seitenverschiebung. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **122**, H. 2 a, 70–72, 1 Abb., Wien 1977.
SCHMIDT, K.: Das „kaledonische Ereignis" in Mittel- und Südwesteuropa. – Nova Acta Leopoldina, N. F. **45**, 381–401, 4 Abb., Halle/Saale 1976.
–: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. – Z. dt. geol. Ges., **128**, 121–141, 4 Abb., Hannover 1977.
SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzone. – Arbeitstagg. Geol. B.-A., Blatt 71 Ybbsitz, 17–42, 9 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1979.
SCHÜNEMANN, M., GOSEN, W. v. et al.: Die Viktringer Permotrias und ihre Beziehung zur Gurktaler Decke (Kärnten/Österreich). – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **53**, 191–206, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Hamburg 1982.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

SCHWINGENSCHLÖGEL, R.: Photogeologie und Bruchtektonik des Totengebirgsplateaus. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32**, 79–103, 13 Abb., 2 Beil., 1 Kt., Wien 1986.

SCHWIZER v. KRUMMENAU, B.: Die Tristel-Formation. – Diss. phil.-natw. Fak. Univ. Bern, XVI, 185 S., 4 Abb., 14 Tab., 103 Photos, 20 Prof., 8 Taf., Bern (Photodruck) 1984.

ŞENGÖR, A. M. C.: The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia. – Spec. Pap. geol. Soc. Amer., **195**, 82 S., 21 Abb., 1 Kt., Boulder 1984.

ŞENGÖR, A., YILMAZ, Y. & SUNGURLU, O.: Tectonics of the Mediterranean Cimmerides etc. – Spec. Publ. geol. Soc., **17**, 77–112, 7 Abb., 1 Tab., Oxford 1985.

SHACKLETON, R. M.: Correlation of structures across Precambrian orogenic belts in Africa. – [In:] D. H. TARLING & S. K. RUNCORN [Hrsg.]: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, **2**, 1091–1095, 2 Abb., London (Acad. Press) 1973.

–: Pan-African Structures. – Phil. Transact. roy. Soc. London, A **280**, 491–497, London 1976.

SIKOŠEK, B. & MEDWENITSCH, W.: Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. – Z. dt. geol. Ges., **116** (1964), 342–358, 7 Abb., 1 Taf., Hannover 1965.

SLAPANSKY, P. & FRANK, W.: Structural Evolution and Geochronology of the Northern Margin of the Austroalpine in the NW Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, 8 Abb., Wien (Deuticke) 1987.

STAUB, R.: Der Bau der Alpen. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, **82** (N. F. **52**), 272 S., 70 Abb., (32 Taf.), 2 Profiltaf., 1 Kt., Bern 1924.

STILLE, H.: Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. – Z. dt. geol. Ges., **80** (1928), 1–25, 1 Tab., Berlin 1929.

–: Der derzeitige tektonische Erdzustand. – Sitzber. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., **1935**, 179–219, 3 Abb., Berlin 1935.

–: Bemerkungen betreffend die „sardische" Faltung und den Ausdruck „ophiolitisch". – Z. dt. geol. Ges., **91**, 771–773, Berlin 1939.

–: Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte. – Abh. preuß. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **1944**, Nr. 3, S. 1–80, 8 Abb., Berlin 1944.

–: Die assyntische Ära etc. – Z. dt. geol. Ges., **98** (1946), 152–165, 1 Abb., Berlin 1948.

SUESS, E.: Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. – Mitt. geol. Ges. Wien, **6**, 13–60, Taf. 1–2, Wien 1913.

SZENTES, F.: Mesozoische Krustenbewegungen in Ungarn. – Vortrags-Auszug Mesozoik.-Konferenz, 3 S., Budapest 1959.

TEICHMÜLLER, R.: Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. – Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., **3**, 1–124, Berlin 1931.

THIEDIG, F.: Falten- und Überschiebungstektonik im Permo-Mesozoikum des Krappfeldes südwestlich Eberstein in Kärnten (Österreich). – Z. dt. geol. Ges., **132**, 167–174, 2 Abb., Hannover 1981.

THORBECKE, G.: Zur Zonengliederung der ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., Sdh. **2**, 161 S., 24 Abb., 19 Tab., 5 Beil. (1 geol. Kt.), Wien 1987.

TOLLMANN, A.: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. – Mitt. geol. Ges. Wien, 54 (1961), 229–247, Wien 1962.

–: Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.

–: Comparaison entre le Pennique des Alpes Occidentales et celui des Alpes Orientales. – C. r. Soc. géol. France, **1964**, 363–365, 1 Tab., Paris 1964.

–: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **57**, 1964, H. 2, 469–478, Wien 1965.

–: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., **21**, 156 S., 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966.

–: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18** (1967), 207–248, Taf. 8, Wien 1968.

–: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. – Geologie, **18**, 1131–1155, 2 Abb., Berlin 1969.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

–: Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **34,** 1–90, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1970.
–: Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. – Verh. geol. B.-A., **1971,** 358–390, 12 Abb., Wien 1971.
–: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148,** 286–319, 1 Abb., Stuttgart 1975.
–: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – XVI, 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.
–: Die Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht usf. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **4,** 179–192, 1 Abb., Wien 1978.
–: Jahresbericht über das Jahr 1977. – Geol. Tiefbau Ostalpen, **6,** 51–53, Wien (Zentralanst. Meteor. Geodyn.) 1978.
–: 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, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1981.
–: Geologie von Österreich, Band III. – X, 718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Taf., Wien (Deutikke) 1986.
–: Upper Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – [In:] H. FLÜGEL & P. FAUPL [Hrsg.]: Geodynamics of the Eastern Alps, 112–125, 6 Abb., Wien (Deuticke) 1987.
TRAUTH, F.: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **71,** 92–99, Wien 1934.
–: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., **1948,** 145–218, Taf. 1–3, Wien 1950.
TRÜMPY, R.: Aperçu général sur la géologie des Grisons. – C. R. Soc. géol. France, **1969,** 330–364, 391–394, 14 Abb., Paris 1970.
–: Stratigraphy in mountain belts. – Quart. J. geol. Soc. London, **126,** 293–318, 4 Abb., London 1971.
–: Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps etc. – Amer. J. Sci., **275-A,** 209–238, 5 Abb., 1 Tab., New Haven, Conn. 1975.
–: Du Pèlerin aux Pyrénées. – Eclogae geol. Helv., **69,** 249–264, 3 Abb., Basel 1976.
–: Tentative palinspastic sketch of the Alps in Late Jurassic time. – [Abb. 3a in]: H. FURRER [Hrsg.] 1985, s. d.
TRÜMPY, R. et al.: Geology of Switzerland, a guide book. – 2 Bd., 334 S., 250 Abb., 2 Tab., 1 Profiltaf., Basel (Wepf) 1980.
VARDABASSO, S.: La fasa sarda dell' orogenesi caledonica in Sardegna. – [In:] F. LOTZE [Hrsg.]: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, 120–127, 1 Abb., Taf. 11, Stuttgart (Enke) 1956.
VOLL, G.: Seriengliederung, Gefügeentwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstädter Tauern zwischen Forstau- und Preunegg-Tal. 2 S. Beilage [in:] H. BÖGEL [Hrsg.]: Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (Vervielf. Manus) 1977.
WEBER, K. & BEHR, H.: Geodynamic Interpretation of the Mid-European Variscides. – [In:] H. MARTIN & F. EDER [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts, 427–469, 9 Abb., 1 Taf., Berlin etc. (Springer) 1983.
WEIDICH, K.: Über die Beziehungen des „Cenomans" zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen etc. – Geol. Rdsch., **73,** 517–566, 11 Abb., Stuttgart 1984.
ZEIL, W.: Die Kreidetransgression der Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **101,** 141–226, 13 Abb., 1 Tab., Taf. 18–26, Stuttgart 1955.
ZWART, H. J.: Regional metamorphism in the Variscan orogeny of Europe. – Nova Acta Leopoldina, N. F. **45,** Nr. 224, Franz-Kossmat-Symposium, 361–367, Disk. S. 490–491, 4 Abb., Halle/Saale 1976.
ZWART, H. J. & DORNSIEPEN, V.: The Variscan and pre-Variscan tectonic evolution of Central and Western Europe etc. – Collogue C 6 du 26me Congr. géol. int., 226–232, 3 Abb., Villeneuve d'Ascq 1980.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

E) Paläogeographische Abbildungen

Erläuterung zu Abb. 1–11:

Die Abbildungen 1–11 geben in schematischer Form die Anordnung der alpinen Sedimentationszonen, deren Fazies und die relative Krustendicke für wichtige Zeitabschnitte der Entwicklungsgeschichte wieder. In den Skizzen der älteren Stufen sind zur Orientierung auch nachmalige Zonengrenzen eingetragen. Am problematischesten ist derzeit die Darstellung auf Abb. 6 für das Barrême, zu welcher Zeit die Subduktion und Deckenüberschiebung in allen zentralen Zonen der Ostalpen bereits im Gange war, das Ausmaß des erreichten Einengungsbetrages aber heute noch nicht ganz fixierbar ist. (Hier wird bereits eine sehr kräftige Einengung für diesen Zeitraum angenommen).

Zeichenerklärung für Abb. 1–11:

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

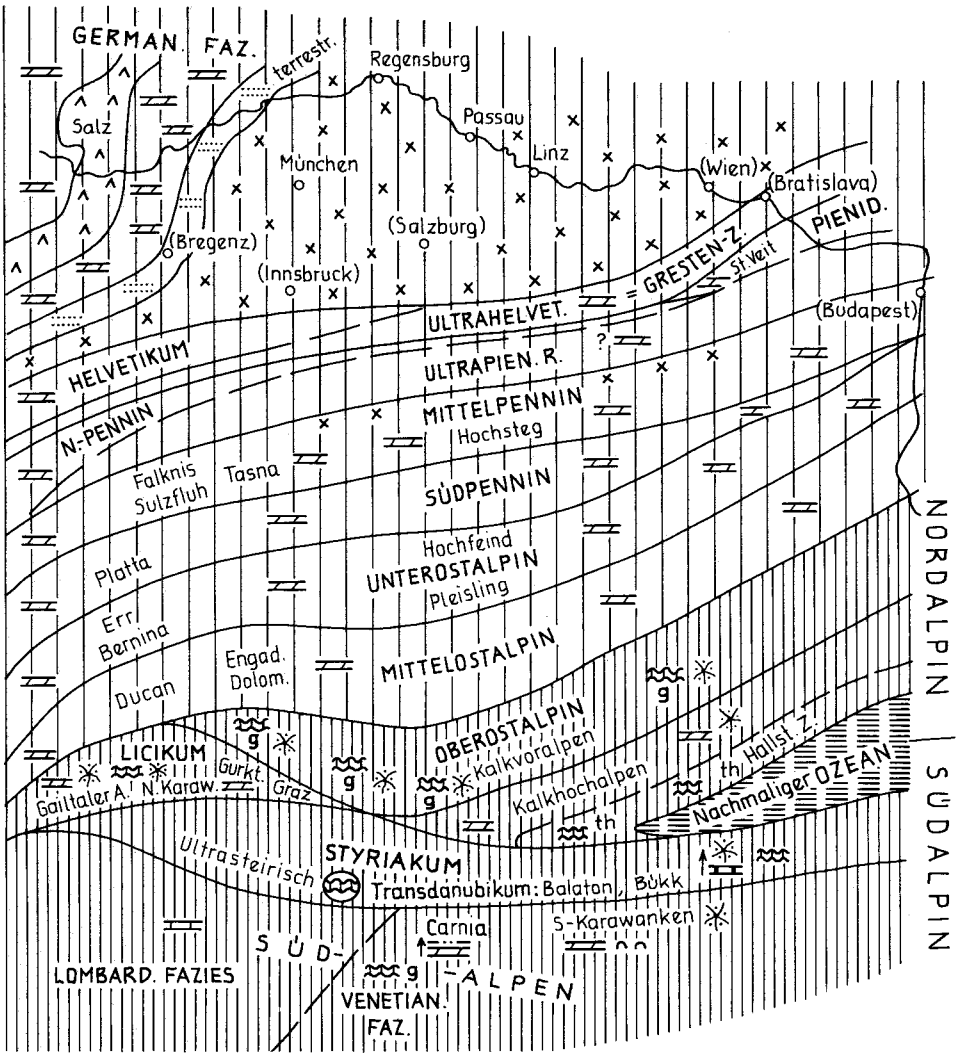


Abb. 1: Paläogeographisches Schema für das Oberanis

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

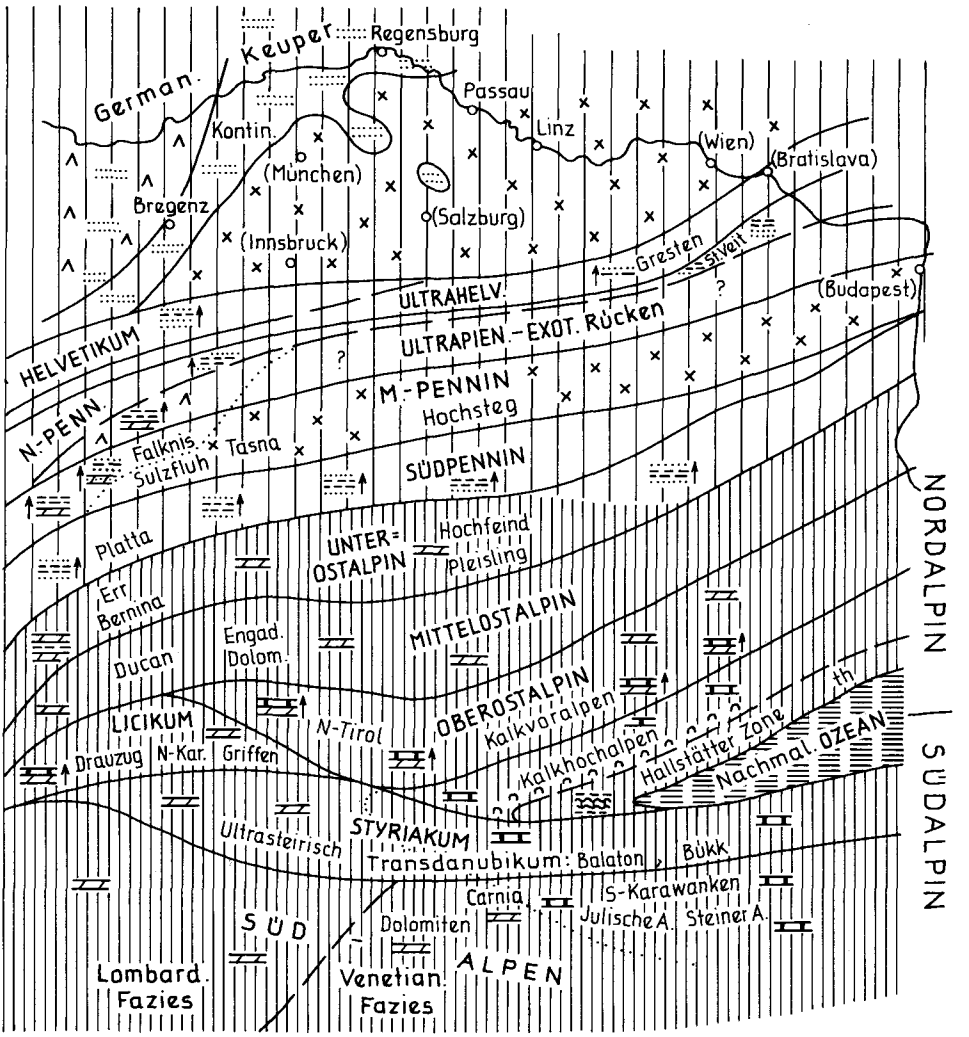


Abb. 2: Paläogeographisches Schema für das Nor

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

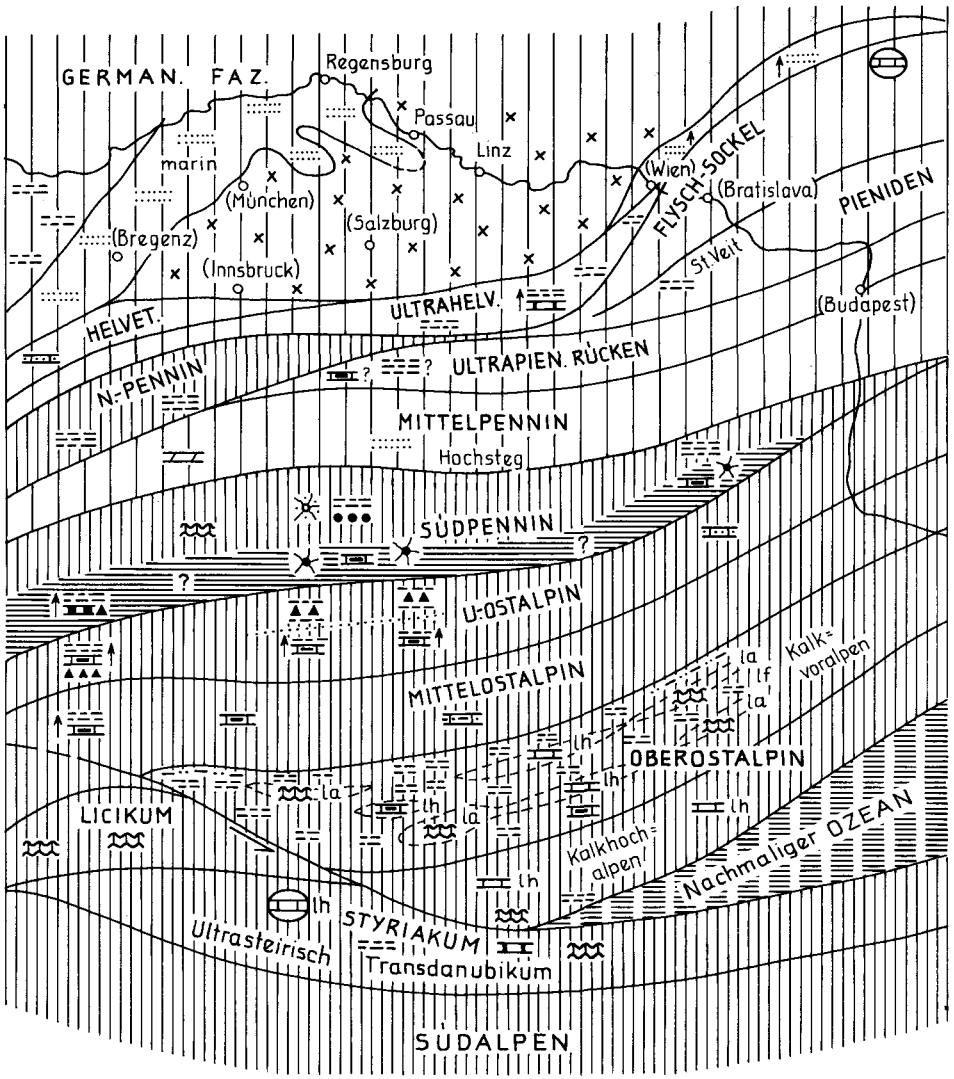


Abb. 3: Paläogeographisches Schema für das Pliensbach

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

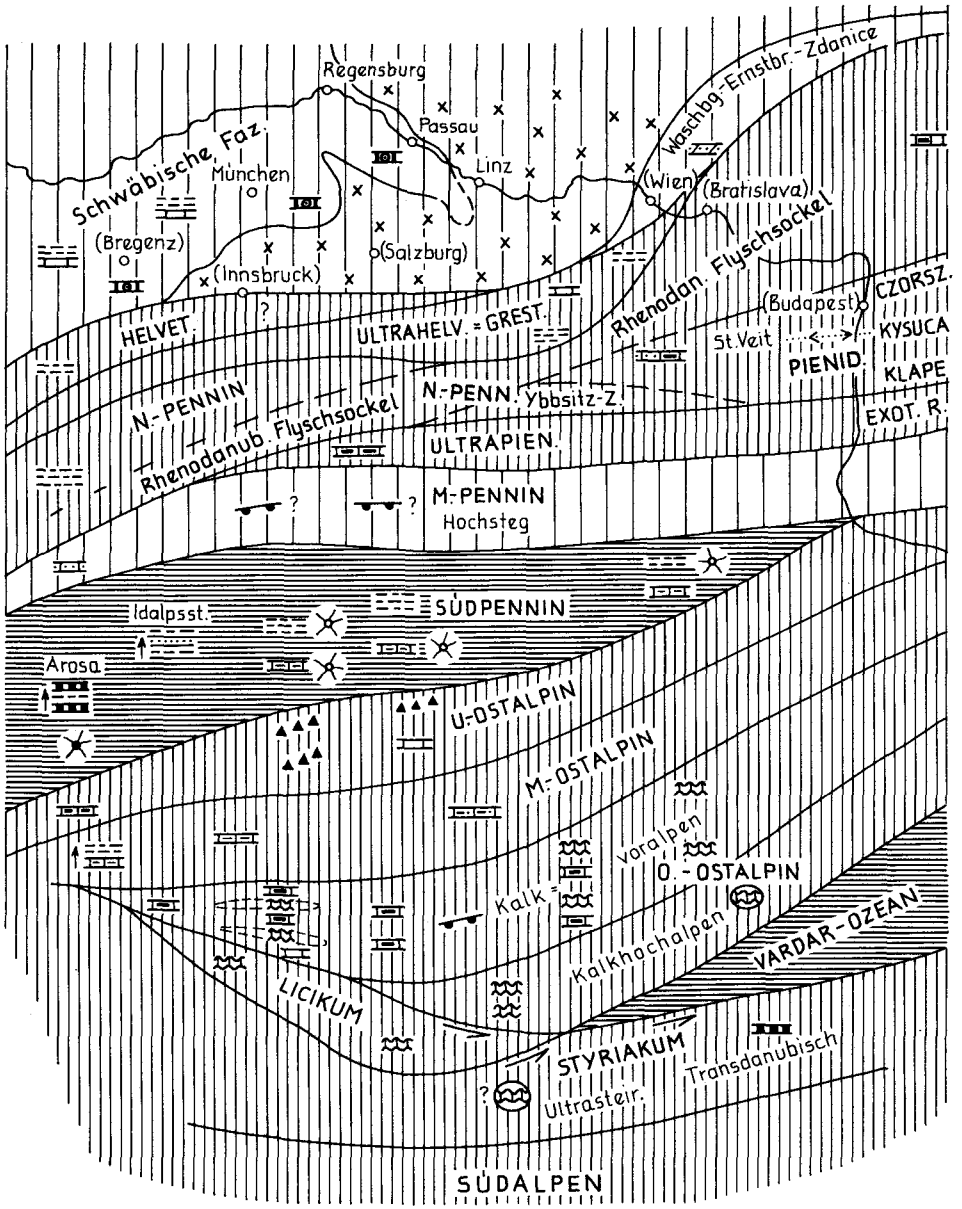


Abb. 4: Paläogeographisches Schema für das Callov

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

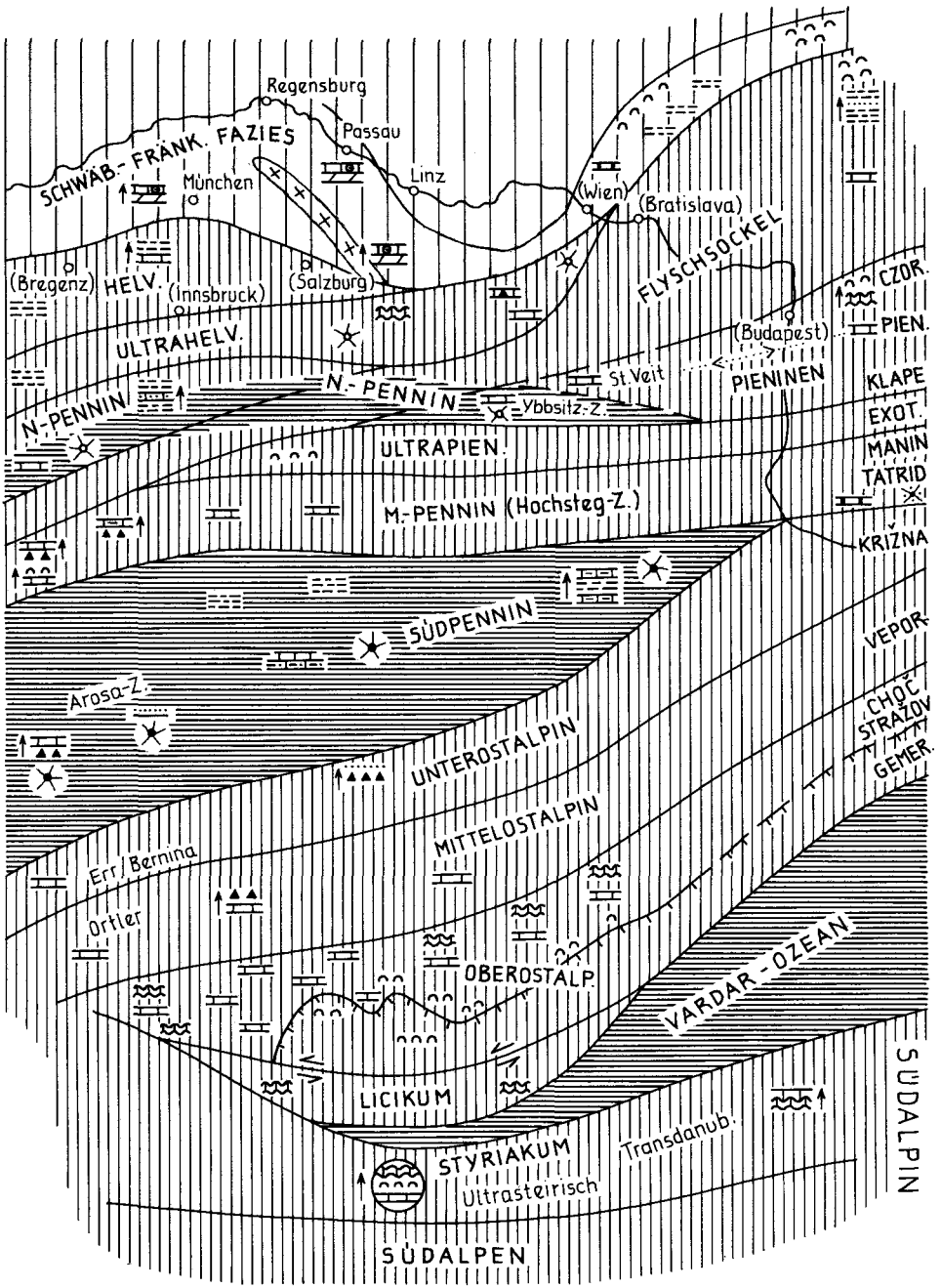


Abb. 5: Paläogeographisches Schema für das Tithon

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

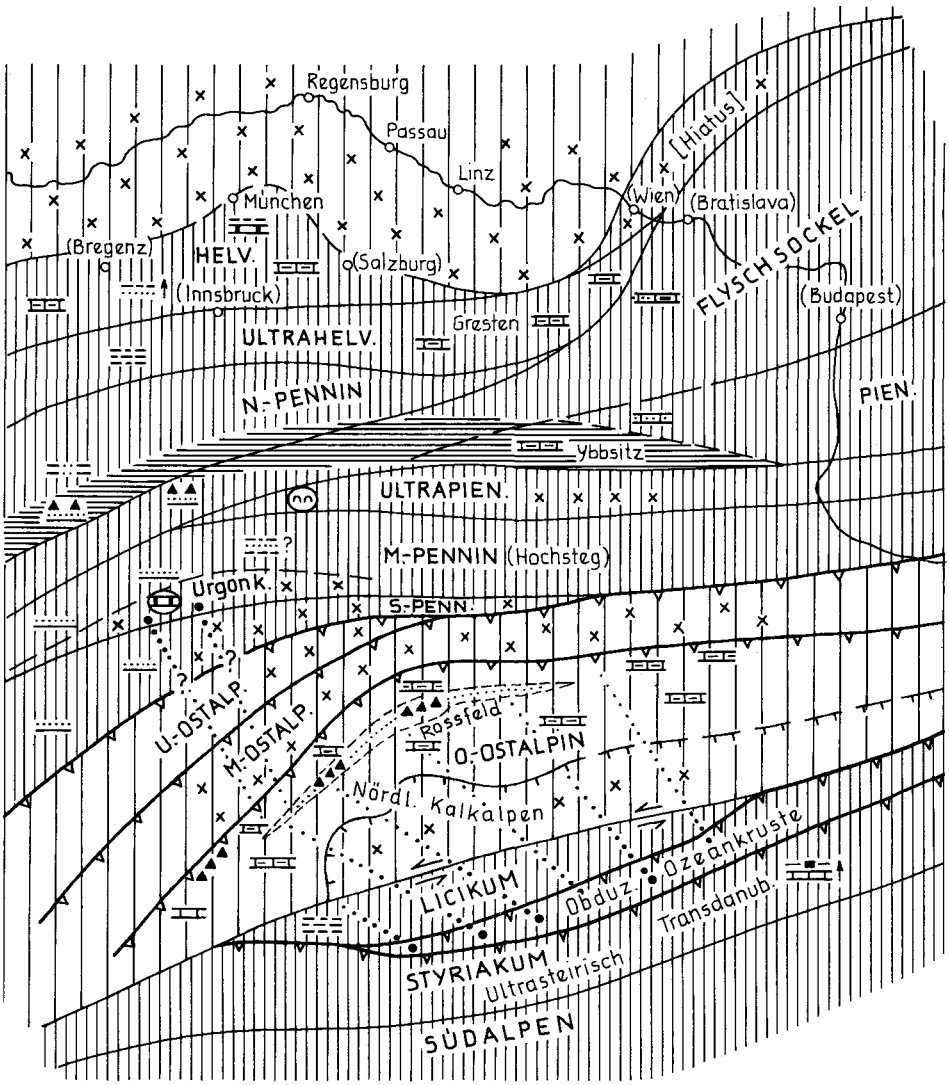


Abb. 6: Paläogeographisches Schema für das Barrême

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

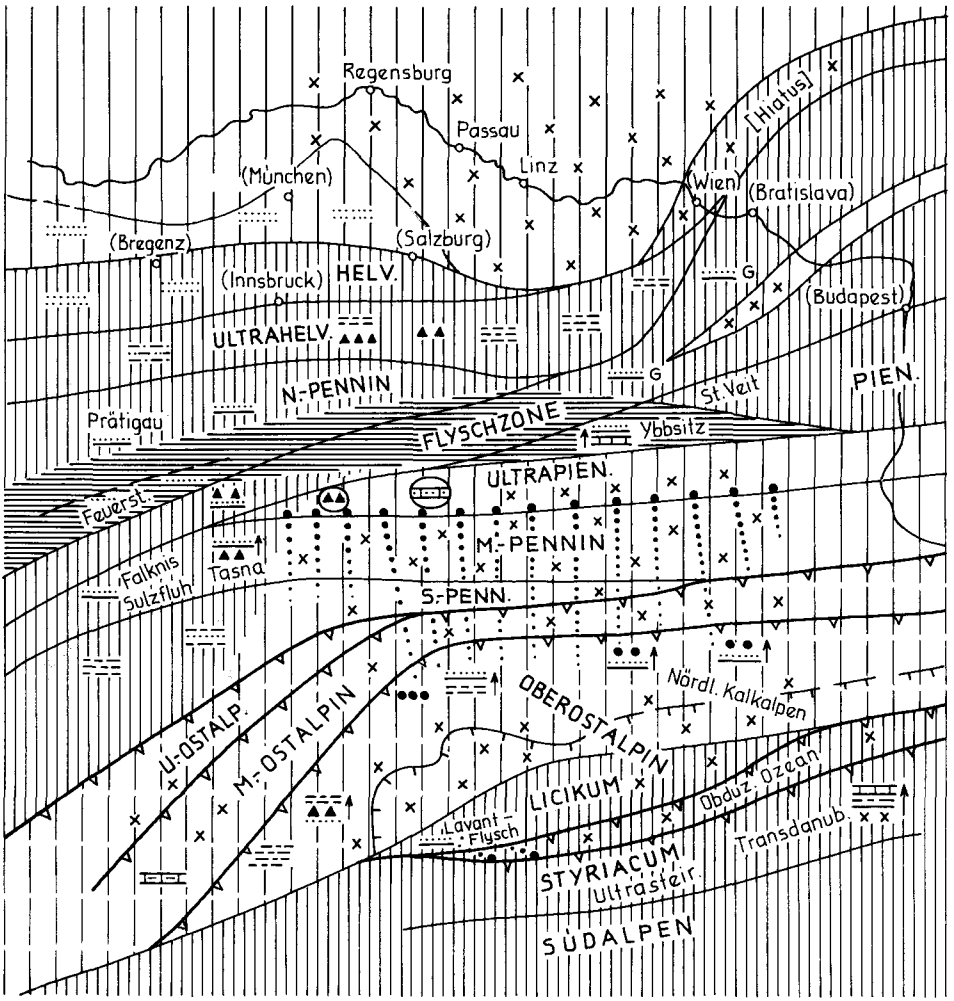


Abb. 7: Paläogeographisches Schema für das Alb

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

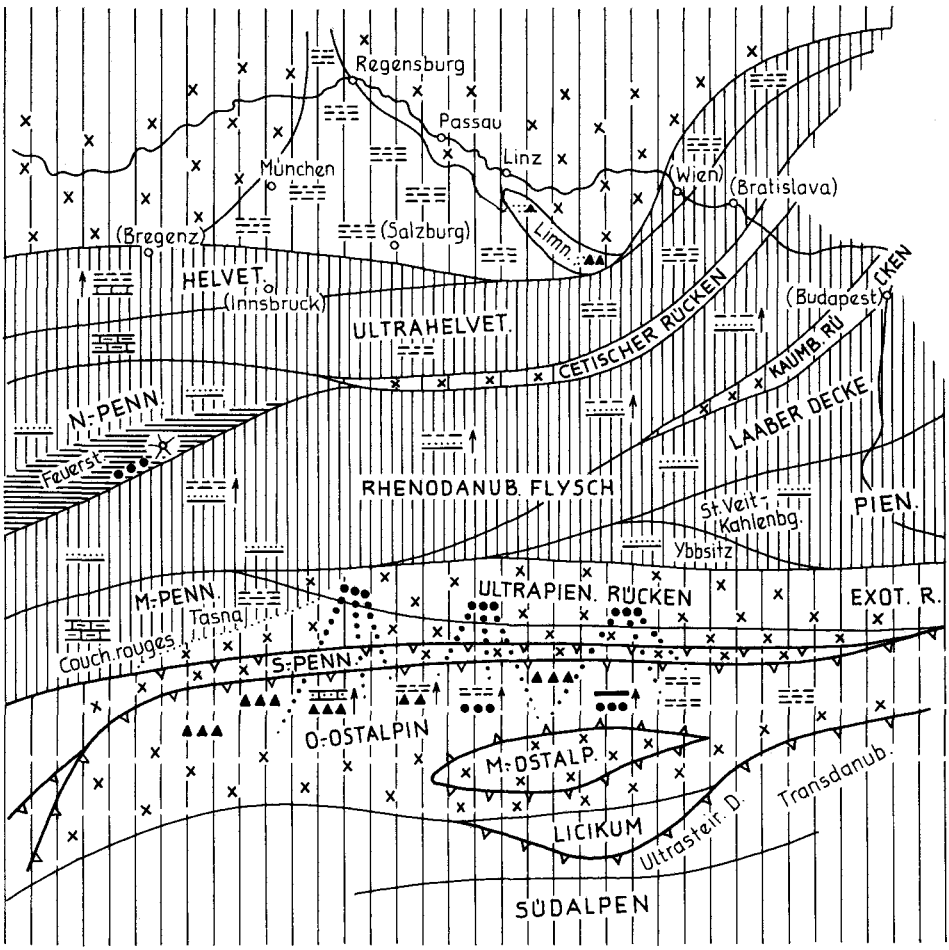


Abb. 8: Paläogeographisches Schema für das Coniac

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

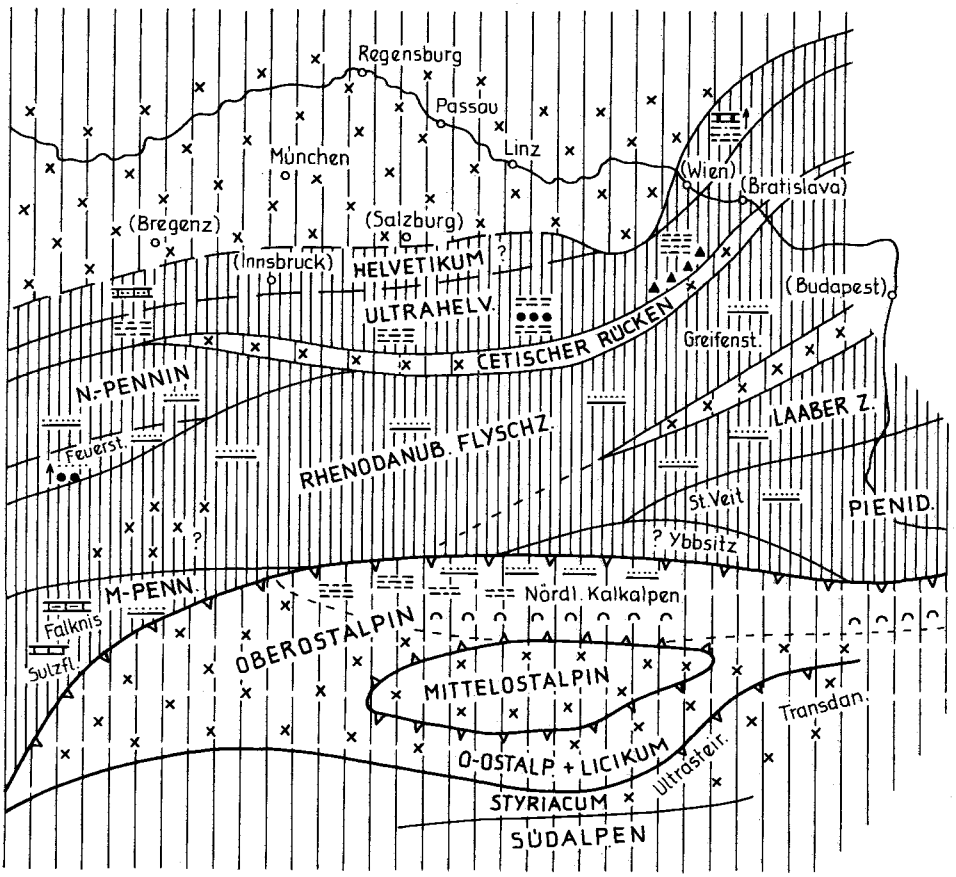


Abb. 9: Paläogeographisches Schema für die Paleozän

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

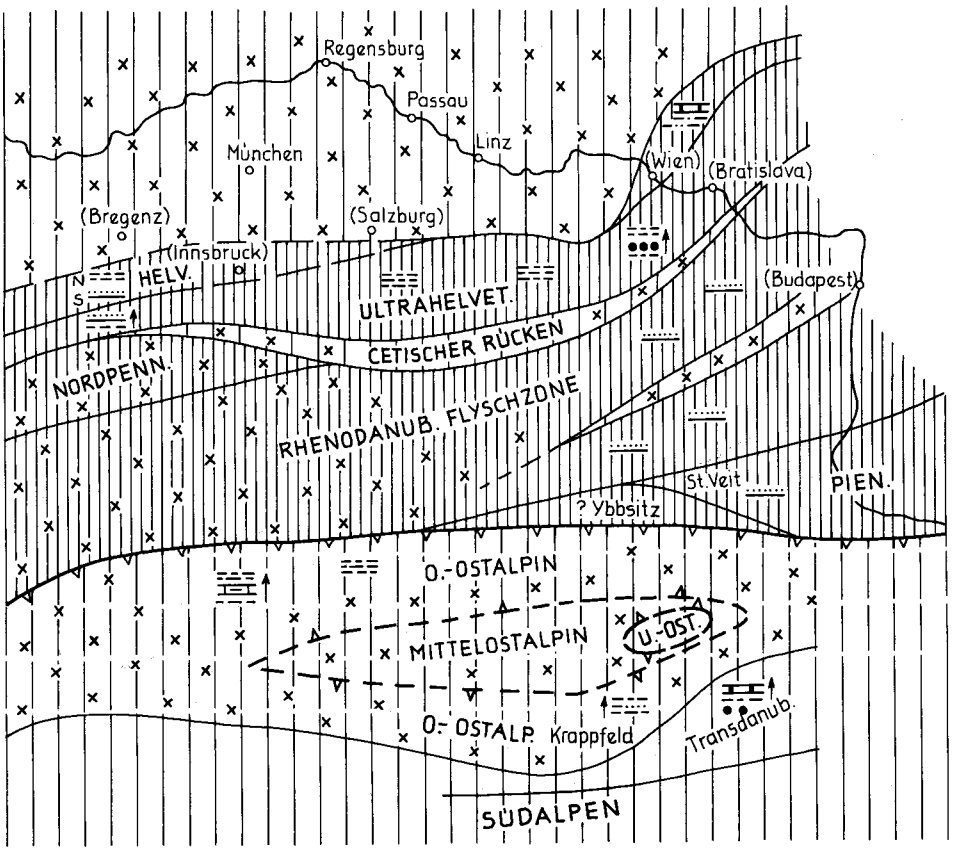


Abb. 10: Paläogeographisches Schema für das Mitteleozän

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

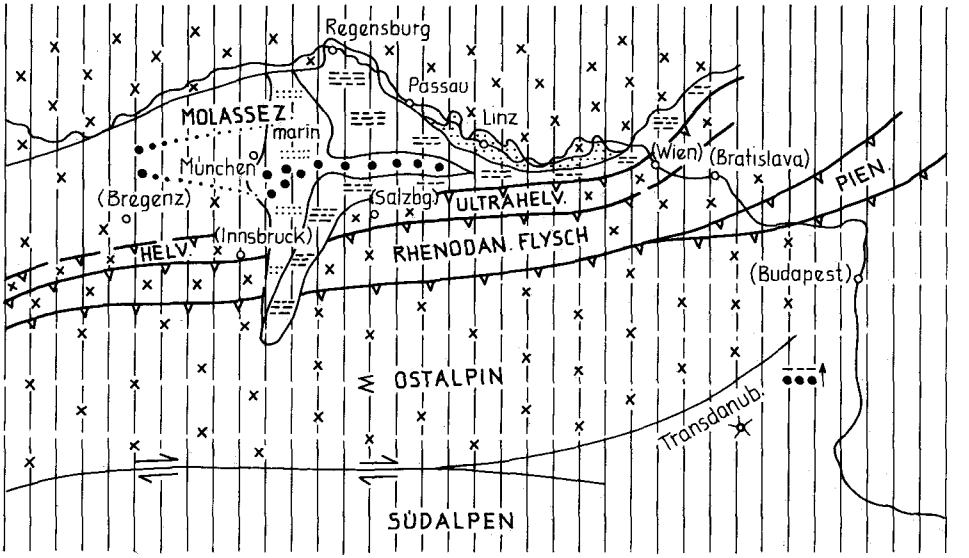
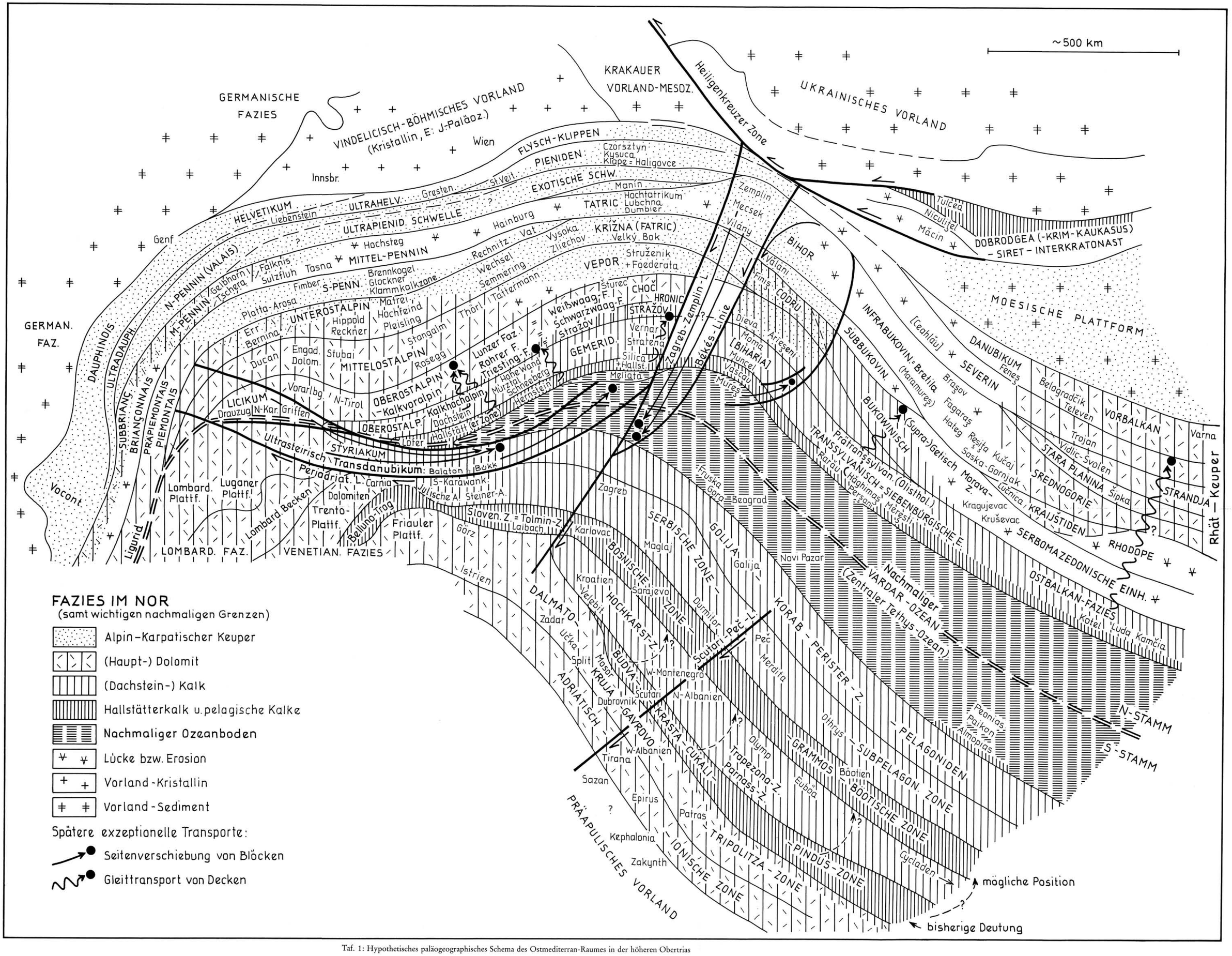


Abb. 11: Paläogeographisches Schema für das Mittel- bis Oberoligozän

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



Taf. 1: Hypothetisches paläogeographisches Schema des Ostmediterran-Raumes in der höheren Obertrias

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1987

Band/Volume: 80

Autor(en)/Author(s): Tollmann Alexander

Artikel/Article: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. 47-113