

W. FRANKE, 1984; W. FRISCH et al., 1984; W. FRITSCH, 1962; B. GRAUERT, 1969; B. GRAUERT et al., 1973; H. HEINISCH, 1981; H. HEINISCH & K. SCHMIDT, 1982, 1984; H. HERITSCH & TH. TEICH, 1976; G. HOINKES & M. THÖNI, 1983; E. JÄGER, 1977; G. JUNG, 1982; H. MARTIN & F. KOSSMAT, 1927, 1931; CH. MILLER & W. FRANK, 1983; W. MORAU, 1980, 1981, 1983; F. NEUBAUER, 1985; F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984; G. NIEDERMAYR, R. SEEMANN & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1978; E. NIGGLI, 1977; P. NUNES & H. STEIGER, 1974; H. OWEN, 1983; B. PAČTOVÁ, 1981; A. RAU & M. TONGIORGI, 1981; L. RATSCHBACHER, 1984 a; F. SASSI et al., 1984; F. SASSI, R. KALVACHEVA et al., 1984; F. SASSI, A. DEL MORO et al., 1984; M. SATIR & G. MORTEANI, 1979; S. SCHARBERT & H. SCHÖNLAUB, 1979: s. u. H. SCHÖNLAUB, 1979; S. SCHARBERT & H. SCHÖNLAUB, 1980; K. SCHMIDT, 1976, 1977; H. SCHÖNLAUB, 1979, 1985; U. SCOTESE et al., 1979; A. G. SMITH, 1981; A. G. SMITH et al., 1981; F. SÖLLNER & K. SCHMIDT, 1981; H. STILLE, 1924; 1935; E. STUMPFL & A. EL AGEED, 1981; TH. TEICH, 1978; M. THÖNI, 1980 a, b, 1981, 1982, 1983; A. TOLLMANN, 1963 a, 1971 d, 1977 c, 1980 f, 1982 a, b, 1985, 1986 b; G. B. VAL, 1974; A. M. ZIEGLER et al., 1979.

D DIE EINBINDUNG DER OSTALPEN IN DEN ALPEN KARPATEN BOGEN

1. Die Ostalpen als Teil des mediterranen Nordstammes

Die Ostalpen bilden einen Ausschnitt aus dem Nordstamm des mediterranen Kettengebirges (Abb. 20), der vom Rifbogen in Spanien über die Betische Kordillere, die Westalpen, Ostalpen, die Karpaten, den Balkan und die Pontischen Ketten gegen Osten weiterzieht. Vom Südstamm dieses Gebirgssystemes am Mittelmeer, zu dem Atlas, Apennin, Südalpen, Dinariden, Helleniden und Taurus gehören, reichen nur geringe Anteile in den Karnischen Alpen und Südkarawanken nach Österreich herüber.

Dieses alpine Gebirgssystem bringt in großartiger Weise das Grundprinzip der Gestaltung der irdischen Kruste in Zonen extremer Einengung bei gegeneinander driftenden Platten kontinentaler Kruste zum Ausdruck: Das Prinzip des weitgespannten, intensiven Deckenbaues, bei dem die tieferen, mobileren Teile der Kruste in die Tiefe abgepreßt werden und als „Gebirgswurzel“ in geophysikalischem Sinn aufscheinen, während die rigidere Außenhaut in überdimensionalen Schuppen – den Decken – übereinandergehäuft wird. Fünf große Deckensysteme mit insgesamt mehr als einem Dutzend bedeutender Decken liegen in den Ostalpen aufgetürmt übereinander geschoben und sind später durch weitere Einengungsphasen als Ganzes zu einem Deckengewölbe geformt worden. Durch die folgende Erosion ist nun ein zwiebelchalenartiger Bau zum Vorschein gekommen.

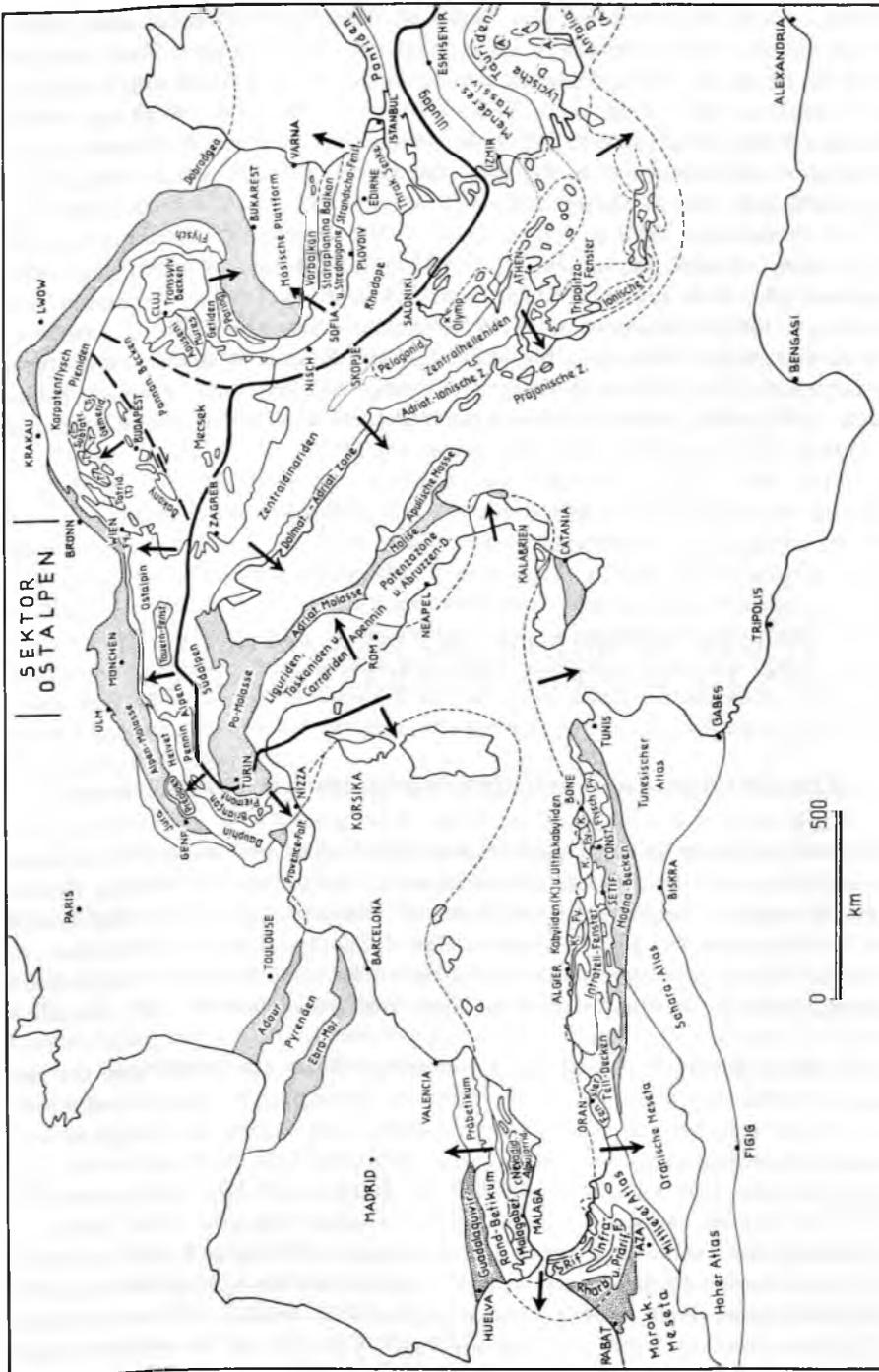


Abb. 20: Die Ostalpen als Teilstück des mediterranen Kettengebirges; nach A. Tollmann (1978 b, Abb. 7), ergänzt.

Die Einbindung der Teilregionen der Geosynklinale der Ostalpen in die benachbarten Faziesräume in Westalpen und Westkarpaten zeigt Abb. 21. Wir erkennen die Vormacht des helvetischen und penninischen Troges in den Westalpen gegenüber den erst im Ostabschnitt des mediterranen Raumes markant hervortretenden zentralen Faziesregionen: Die Teiltröge des Ostalpins lassen sich als breite Elemente gegen Osten hin in die Karpaten weiterverfolgen.

2. Der Anschluß an die Westalpen

Die Einbindung der Ostalpen in den Alpen-Karpaten-Bogen erfolgt durch das Weiterlaufen bestimmter Elemente des jeweiligen Nachbargebirges in der angrenzenden Gebirgskette (Abb. 22 und beilieg. tect. Kt.). So ist etwa der Anschluß der Ostalpen gegen die Westalpen über die Rhein-Quertallinie hinweg durch folgende gemeinsame Einheiten geknüpft (vgl. A. TOLLMANN, 1969; A. SPICHER, 1972; R. TRÜMPY, 1960, 1980, 1985): Das Schweizer Helvetikum setzt mit der Säntisdecke breit das helvetische Gewölbe des Bregenzer Waldes fort. Der in den Ostalpen auflagernde Rhenodanubische Flysch der „Flyschzone“ ist gegen Westen hin nur noch in Form einiger weniger Deckschollen erhalten, so hart westlich vom Rhein auf der Fähnerrspitze E Appenzell, in der östlichen Wildhauser Mulde NW Grabs (vgl. Bd. II, Abb. 175) und schließlich am weitesten nach Westen hin in der Fliegenspitz-Synklinale der Amdener Mulde, 32 km vom Westende der zusammenhängenden Flyschzone entfernt. Über die weitere Fortsetzung gegen Westen, etwa im Wägital-Flysch, wird berichtet (W WINKLER et al., 1985, S. 18 f.).

Die Fortsetzung des Schweizer Nordpennins, des Valais, stellt sich in den Ostalpen nur noch als Inhalt des Engadiner Fensters ein und keilt gegen Osten hin im Untergrund der Kalkalpen aus. Das Mittelpennin der Westalpen, das Briançonnais, findet seine Fortsetzung in den Zentralgneisdecken des Tauernfensters mit ihrer schmächtigen Sedimenthülle in Hochstegenfazies. In den Bündener Schieferen der Glocknerdecke des Tauernfensters (und im Rechnitzer Pennin am Ostrand der Alpen) ist aber ohne Schwierigkeiten das Südpennin, das Piemontais der Westalpen, wiederzuerkennen, sogar mit Details wie der begleitenden brekzienreichen Serie des Präpiemontais in der Brennkogeldecke.

Das Ostalpin als spezifische Note der Ostalpen nimmt gegen Westen hin an Bedeutung rasch ab und zieht in Form einer schmalen „Wurzelzone“ südlich des mächtig entfalteten penninischen Deckenlandes dahin. Während das Unterostalpin im Rahmen des Engadiner Fensters und des Prätigau-Halbfensters als tektonisch unterdrückt und völlig ausgequetscht gilt, erscheint mächtigeres Unterostalpin auf Schweizer Boden noch in der Sella- und Err-Bernina-Deckengruppe, setzt sich mit einem schmalen Span bis südlich des Bergell fort, wird dann abgequetscht und stellt sich weiter im Westen erst wieder in der Sesia-Lanzo-Zone und der davon abgeleiteten Dent-Blanche-Decke ein. Das mächtige Mittelostalpin reicht mit der Silvretta, den Engadiner Dolomiten und dem Campo-Kristallin auf Schweizer Boden, hebt aber gegen Westen hin aus und keilt auch in der Wurzelzone westlich von Tirano sehr bald endgültig aus. Das Oberostalpin schließlich, das mit dem kalkalpinen Deckenland der

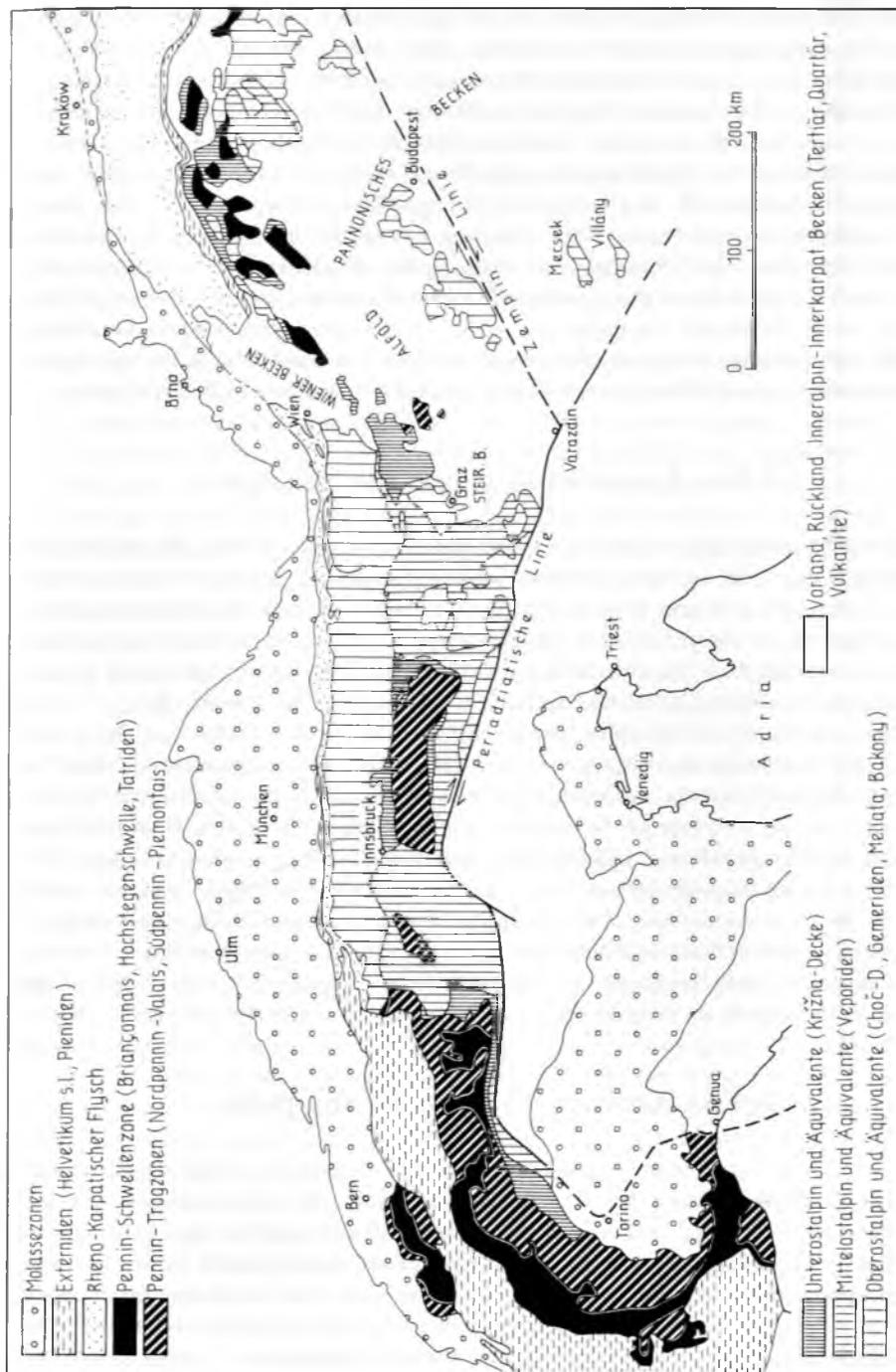


Abb. 22: Die Einbindung der Ostalpen in den Alpen-Karpaten-Bogen; nach A. TOLLMANN (1969 c, Abb. 1), ergänzt.

Ostalpen mit dem Rhätikon bis zum Rhein nach Westen vorstößt, hebt dort gegen Westen hin endgültig aus. In der wurzelnahen Zone hat es mit dem geringmächtig erhaltenen Klemmspan an der Periadriatischen Linie in Westfortsetzung des Drauzuges, dem sogenannten Winnebacher Zug, der in Osttirol bis Unterplanken fortsetzt, bereits fast 200 km vor dem Westende der Ostalpen, tektonisch amputiert, aufgehört.

Dieser Vergleich der Einheiten über die West/Ostalpen-Grenze hinweg zeigt demnach zugleich deutlich die Eigenart der Gebirgszüge im Westen und Osten: Grandiose Entfaltung und komplexer Deckenbau mit reichlich Überfaltungsdecken im Pennin und Helvetikum der Westalpen, Prägung des Wesens der Ostalpen hingegen durch die Reduktion der genannten beiden Schweizer Haupteinheiten auf Kosten des riesig entfalteten Ostalpins mit seinen drei Deckenstockwerken, die vorwiegend als Abscherungsdecken ausgebildet sind und in den fossil- und schichtgliederreichen Kalkalpen eine für die gesamte Tethys spezielle, bezeichnende Note erhalten.

3. Die Abgrenzung gegen die Südalpen

Gegen Süden hin, gegen den Südalpen-Dinariden-Strang, ist zwar durch die Periadriatische Linie eine markante, vieldiskutierte Begrenzung gegeben, an der Fazieswechsel stattfindet und an der eine weit über 100 km messende Rechtsseitenverschiebung erfolgt ist, zu der noch eine mäßig, nordvergente, aufschiebende Komponente hinzukommt. Aber diese Grenze ist jung, erst ab dem Oligozän in Bewegung geraten und schneidet den kretazischen Deckenbau glatt durch (vgl. Bd. I, S. 582 ff.).

Suchen wir die ältere alpidische Grenze zwischen Nord- und Süd Stamm, dann müssen wir den nordvergenten Schuppen- und Deckenbau der Südkarawanken noch zu den altalpidischen Nordalpen zählen und die Grenze nach Süden in den Scheitel verlegen, an dem der südvergente Schuppenbau in den Südalpen ab den Dolomiten einsetzt und in den grandiosen südvergenten Deckenbau der Dinariden überleitet. Die Nichtidentität der Periadriatischen Linie und der Alpin-Dinarischen Naht hat zuletzt H. BOGEL (in G. ANGENHEISTER, 1975, S. 86) zu Recht herausgearbeitet, ist allerdings in der Annahme, daß in Süd- und Nordalpen Bereiche gleicher geodynamischer Entwicklung vorliegen, zu weit gegangen: Die gegensätzliche Vergenz der beiden Stämme des mediterranen Orogens ist ja als Prinzip seit L. KOBER (1912 a, S. 480) bekannt.

4. Die Bindung mit den Westkarpaten

Die Anknüpfung der Ostalpen an die Karpaten über den schrägen Grabeneinbruch des Wiener Beckens hinweg ist durch den mannigfaltigen Wechsel der Züge der Einheiten und den geringeren Erforschungsgrad der Einzelheiten schwieriger durchzuführen, sodaß hierüber eine etwas ausführlichere Auseinandersetzung vonnöten ist. So wie im Westen war auch im Osten der fundierte Anschluß der Zonen der Ostalpen an jene des Nachbargebirges erst bei entsprechend fortgeschrittenem Erforschungsgrad, hier demnach mit zeitlicher Verzögerung, möglich geworden. Das Beispiel des Vergleiches der Ostalpen mit den Schweizer Alpen

zeigt, daß hier bereits sehr früh die großen Zusammenhänge klar geworden sind, indem z. B. schon B. STUDER (1851, S. 116 u. Kt.) das Wiederauftauchen der Bündener Schiefer der Schweiz, also des nachmaligen „Pennin“, am Brenner erkannt hatte. Die detaillierte Verknüpfung zwischen westalpinen Penninzonen und den Einheiten im Tauernfenster erfolgte aber erst 113 Jahre später – und zwar wieder durch persönlichen Vergleich: Nun wurde die Korrelation Briançonische Schwellenfazies/Mittelpennin mit Hochstegen-Entwicklung, Präpiemontesische Brekzienfazies/Südpennin-Nordrand mit brekzienreicher Brennkogelfazies der Unteren Schieferhülledecke, Hochpiemontesische vulkanitreiche Bündnerschiefer-Beckenfazies/Südpenninische Glocknerfazies der Oberen Schieferhülledecke durch den feldgeologischen Vergleich ermöglicht (A. TOLLMANN, 1964 e).

Auf der anderen Seite war durch die tektonische Neugliederung der Zentralalpen durch den Verfasser im Jahre 1959 unter Ausgliederung des Mittelostalpins eine tragfähige Basis zur Revision der Gliederung der Zentralkarpaten gegeben worden, in denen zwar bereits eine vielfache deckentektonische Aufgliederung vorgenommen worden war, aber die Relationen einer Reihe von Deckenkomplexen noch nicht klargestellt worden waren. Die Ergebnisse aus den Ostalpen wurden in der Folge sofort (Würzburger Tagg. 1960) und unabhängig von D. ANDRUSOV (1961) und A. TOLLMANN (1961) auf die Westkarpaten übertragen und hierdurch eine in den wesentlichen Zügen übereinstimmende Korrelierung der Gemeinsamkeiten erzielt.

In neuerer Zeit haben sich um diese Frage der Fortsetzung der Einheiten der Ostalpen in die Karpaten im Anschluß an diesen Umbruch (1959/1960) besonders folgende Autoren bemüht: K. BIRKENMAJER (1961), A. TOLLMANN (1963 a, S. 141 bis 148, 1969 c, 1972 a, 1975 a), M. MAHEL (1963, 1968, 1973, 1983), D. ANDRUSOV (1968, S. 170 bis 174), S. PREY (1965 a, 1978), Z. ROTH (1967), F. CHMELÍK (1971), G. WESSELY (1975), F. NĚMEC & A. KOCÁK (1976), B. LEŠKO et al. (1980), B. LEŠKO & I. VARGA (1980), R. JIŘÍČEK (1981, 1982, 1984).

Vor der Erläuterung der Gemeinsamkeiten Ostalpen – Westkarpaten seien zur Klarstellung der Individualität der beiden Gebirgsketten auch noch die spezifischen Unterschiede kurz vorgestellt:

1. Die Fortsetzung des Ostalpins weist in den Westkarpaten ein relativ geringeres Ausmaß an Schubweite auf, sodaß die Hauptmasse des Oberostalpins nicht nördlich der Zentralzone liegt, sondern noch in großen Lappen über dieser selbst erhalten ist und sich daher die Herkunft dieses Deckenkomplexes aus der im Inneren des Gebirgsbogens gelegenen Heimat besser erfassen läßt. Die Flyschzone, die in den Karpaten noch dazu eine entscheidend größere Breite und reichere Gliederung erlangt, liegt daher dort nicht begraben unter ostalpinen Decken, sondern zieht mächtig freiliegend am Nordsaum dahin.

2. Da die Subduktion des Vorlandes und damit die Überschiebungsbewegung in den Karpaten gegen Osten fortschreitend länger andauert hat, sind dort am Außenrand weitere Flyschrandeinheiten (Silesische und Subsilesische Decke) und subalpine Schubmassen (wie etwa das karpatische Element der Waschbergzone/Ždánice-Einheit) angegliedert worden, die in den Ostalpen fehlen. Auch in der Pienidischen Zone und in den Zentralkarpaten stellen sich zusätzlich individuelle Einheiten neben den gut vergleichbaren Elementen ein.

3. Durch eine verschieden rasche Faziesabwandlung im Streichen mancher gut durchverfolgbarer Zonen ergeben sich beträchtliche Eigenheiten des karpatischen Ensembles. Diese Umstellung auf „karpatische“ Fazieszüge setzt in etlichen Zonen schon deutlich innerhalb der Ostalpen an, sodaß hierdurch eine sehr gute Verknüpfung der beiden Ketten gegeben ist. Über diesen karpatischen Fazieseinfluß am Ost- rand der Alpen hat der Autor speziell berichtet (1972 a), graphisch ist das Ergebnis auf Abb. 55 in Bd. II festgehalten – vgl. Abb. 21.

4. Der jungalpidische Baustil der Karpaten ist durch zahllose kleine Aufkuppelungen charakterisiert, die eine Vielzahl einzelner Fenster entstehen ließen. Dieser Stil greift schon auf den Ostabschnitt der Zentralalpen im Raum Bucklige Welt – Wechsel – Rechnitz über, wo sich die für die Ostalpen sonst so bezeichnende zentrale Längsaufwölbung (mit dem Tauernfenster im Kern) schon in eine Reihe von Teilkuppeln mit den Fenstern der Wechseldecke und des Pennins auflöst (vgl. A. TOLLMANN, 1978 e, Abb. 1).

5. Hinzu kommt die bis in die jüngste Zeit fortdauernde gewaltige Überschiebung des Vorlandes am Außenrand des Karpatenbogens, der seit dem Einsetzen des Arbeitens des Manteldiapirs unter dem Pannonischen Becken im Oligozän (vgl. S. 75) zur Gestaltung des Karpatenbogens als Ganzes von einer wohl wenig geschwungenen Ausgangsform zur scharfen heutigen Bogenform beigetragen hat.

Zur Übersicht über die verbindenden Elemente – über die durch den Quereinbruch des Wiener Beckens verdeutlichte Alpen/Karpaten-Grenze hinweg – seien die wichtigsten gemeinsamen Züge, von Norden gegen Süden fortschreitend, erwähnt (Tab. 2, Abb. 21, 22; vgl. Bd. II, Abb. 113; ferner beilieg. text. Kt.).

1. Die ungefaltete Molassezone der Ostalpen setzt als äußerer Teil der Externzone der karpatischen Vortiefe ungestört gegen Osten fort, wobei sich der Sedimentationszeitraum gegen Osten hin in die jüngere Zeit verlagert: Statt Obereozän bis Ottwang der Ostalpen treffen wir Eggenburg bis Pannon in den Karpaten.

2. Die gefaltete und geschuppte Molasse der Alpen setzt aus der St. Pölterer-Vorzone über die Waschberg-Vorzone in der Pouzdřany-Zone fort, das Hauptelement des aufgeschuppten Molasseuntergrundes, die Waschbergzone, läuft in der Ždánice-Einheit weiter. Diese Waschberg-Ždánice-Schuppenzone ist im Übergangsbereich Alpen – Karpaten breit entwickelt, fehlt aber westlich und östlich davon. Sie entstand in diesem Abschnitt offensichtlich durch die starke Einengung der Molassezone vor dem ansetzenden und auseinanderdriftenden Karpatenbogen, wodurch hier die sonst breite restliche Vortiefenfüllung auf engsten Raum reduziert ist.

3. Die ultrahelvetische Grestener Klippenzone, bei der bereits innerhalb der Ostalpen im Wienerwald die Buntmergelserie in der Hauptklippenzone (Schöpfel-Klippenzone) gegenüber den Klippen die absolute Vormacht erhält, setzt wohl in der Subsilesischen Decke mit ihrer Buntmergelfazies fort, in der die Klippen von Andrychow in Polen wiederum die gleiche Eigenart der Klippenführung zeigen.

4. Die Rhenodanubische Flyschzone, erst im Wienerwald in weitere, faziell unterschiedene Decken gegliedert, leitet von ihrem Hauptelement, der Greifensteiner Decke (die die direkte Fortsetzung der ungeteilten Flyschzone der Ostalpen darstellt) in die nördliche Decke der Magura-Deckengruppe, der sogenannten Rača-Einheit, über – Bohrprofil vgl. E. HANZLÍKOVÁ (1976, Abb. 1, S. 160). Ihre Kreide-Eozän-Abfolge ist in Einzel-

Tab. 2: Korrelation der tektonischen Einheiten von Ostalpen und Westkarpaten; nach A. TOLLMANN (1975 a).

	OSTALPEN-E	WESTKARPATEN
MOLASSEZONE	Ungefaltete Molasse	Ungefaltete Molasse
	Gefaltete Molasse: St. Pöltener-Waschberg-Vorzone	Pouzdřany-Zone
	Aufgeschuppte Molasse: Waschbergzone	Ždánice-Einheit
ULTRA- HELVET.	Grestener und Schöpfl-Klippenzone	Subsilesische Decke mit Andrychower Klippen
		Silesische Decke
FLYSCHZONE	Rhenodanubische Flyschzone: Greifensteiner Decke Laaber Decke	Magura-Flyschdecken Rača-(N); Bystrica-(M) und Biele Karpaty/Krynica-Decke (S)
	Kahlenberger Decke	Pienidische Klippenzone
PIENID.	Ybbsitzer, Sulzer, St. Veiter Klippen	Czorzstyn-, Pieninen-Kysuca-Zone
	Ultrapienidischer Rücken	Ultrapienidischer (Exotischer) Rücken
PENNIN	Nordpennin: Engadiner Fenster	–
	Mittelpennin: Zentralgneis mit Hochstengenserie, Hainburger Berge	Manín Tatriden („Hochtatrikum“)
	Südpennin: Tauern, Rechnitz, Var	–
UNTER- MITTEL-	Semmering-Wechsel-System	Vysoká- und Krížna-Decken
	Mittelostalpinen Kristallin mit Stangalm-Thörl Mesozoikum	Veporiden-Kristallin mit Velký-bok-Serie und Föderata-Serie
OSTALPIN – SUBTRATIKUM OBER-	Kalkvoralpine Deckengruppe Frankenfels, Lunzer, Ötscher-Decke	Choč- und Strážov-Decke
	Grauwackenzone	Gemerides Paläozoikum
	Kalkhochalpine Deckengruppe Mürzalpen-, Schneeberg-, Hallstätter Decke	Nord- und Südgemeriden Murán Slovakischer Karst Meliatazone
	Licische Zone: Nordalpine Schollen der Zentralalpen, Drauzug	Bükk und Bakony

heiten vergleichbar (S. PREY, 1965 a, S. 89 f). Die detaillierte Parallelisierung der südlichen Magura-Teileinheiten (Bystrica-Einheit etc.) mit den südlichen Elementen im Wienerwald (Laaber und Kahlenberger Decke) steht noch zur Diskussion.

5. Die karpatischen Pieniden, die südlich der Hauptmasse des Flysches beheimatet sind, entsprechen, wie vom Verfasser stets betont, in tektonischer Hinsicht nicht der Grestener Klippenzone, sondern der St. Veiter-Zone. In den Ostalpen stellen sich enge Gemeinsamkeiten zwischen Ybbsitzer Klippenzone, der Klippenzone von Sulz am Südrand des Wienerwald-Flysches und dem St. Veiter Klippenraum samt dem heute diesem zugehörig gedachten Flysch der Kahlenberger Decke einerseits und der faziellen Entwicklung etwa der Kysuca-Einheit der Pieniden ein, wo die Jungschichten-Entwicklung ebenfalls über rote Kreidemergel in unterturonen bis untersantonen Flysch umschlägt.

6. Der Versuch, auch das Pennin in die Westkarpaten weiterzutrassieren, der in neuerer Zeit zu gar manchen eigenartigen Ad-hoc-Annahmen geführt hat (B. LEŠKO et al., 1980 etc.), baut auf der Existenz von basischen und ultrabasischen Geröllen und Chromspinell in der Klippenzone auf und hat zu Spekulationen eines dort einst angrenzenden „süd“-penninischen „vahischen“ Troges (M. MAHEL, 1983, S. 136) gegeben. Der äußerst geringe Gehalt der Geröllserie der Klippenzone an derartigem Material ist aber jüngst in sehr eingehender Studie durch R. MARSCHALCO et al. (1976, S. 101) dargelegt worden. Eine mögliche geröllführende Obduktion von Ozeanbodenspänen hatte in dieser Position nördlich der Tatriden, ebenso wie bei uns im analogen Ybbsitz/St. Veiter Raum, den Charakter von Ausläufern des nordpenninischen Stranges, nicht vergleichbar mit der Position des Südpennin, das ja wesentlich weiter im Süden bis nach Rechnitz am Alpenostrand verfolgt werden konnte.

7. Den mittelpenninischen Zentralgneisdecken der Tauern mit ihrer lückenhaften, geringmächtigen mesozoischen Hülle in Hochstegenfazies entspricht nach Position, Gesteinszusammensetzung und lückenhafter Sedimenthülle und dem nun auch durch M. MAHEL (1983, S. 137) erkannten internen alpidischen Deckenbau (analog den Zentralgneisdecken des Tauernfensters) das System der Tatriden, das ja mit den Hainburger Bergen bereits auf österreichischem Boden einsetzt und über die Kleinen Karpaten gegen Osten weiterzieht.

8. Das Südpennin endet wohl nicht weit östlich vom Ostalpenrand und kann von Rechnitz noch durch die Bohrung Vat in Westungarn ein Stück gegen Osten verfolgt werden. Die Meliatazone der Westkarpaten, die in neuerer Zeit von etlichen Autoren als Fortsetzung des Südpennins betrachtet worden ist, kann auf Grund ihrer eigenständigen Triasfazies und der extrem internen Position nicht als Fortsetzung dieser Einheit gewertet werden. Die Meliatazone gehört nicht dem erst ab Lias aufreißenden penninischen Ozeanbodenstreifen, sondern einer weiter innen gelegenen (dem Hochoberostalpin zuzuordnenden) Zone an, in der bereits ab der Trias durch Ophiolithe und Radiolarite Hinweise auf Ozeanboden vorliegen. Zu dieser inneren, nicht penninischen, älteren, unabhängigen Riftzone gehören neben der Meliataserie der Westkarpaten offenbar die Schollen der Transsylvanischen Decke der Ostkarpaten mit Hallstätter- und Pillowlava-Entwicklung ab der Mitteltrias (A. TOLLMANN, 1984 a, S. 104).

9. Die Homologie zwischen dem unterostalpinen Semmeringsystem und dem Krížna-Deckensystem (Krížna-Decke, Visoká-Decke) wird nun nach an-

fänglichem Widerspruch mancher Autoren doch deutlich: Auch M. MAHEL (1983, S. 133) sieht heute, daß dieser Triastypus mit seiner Keuperfazies und weiteren in unserem Sinn zentralalpiner Merkmalen nicht der Frankfurter Decke im Sinne von S. PREY (1965 a, S. 100, 102) gleichgestellt werden kann, sondern in Verwandtschaft mit den Tatriden steht oder, wie D. ANDRUSOV (1968, S. 88 f.) ausgeführt hat, auch der Veporiden-Trias vergleichbar ist, also zentralalpiner und nicht kalkalpiner Charakter aufweist. Auch ihrer Position nach hat die Krížna-Decke als unterstes zentralkarpatisches Ferndeckensystem, das stets unmittelbar den Tatridenkernen auflagert, unterostalpine Stellung.

Das 50 km breite Krížna-Deckensystem mit seinem Baustil aus liegenden Faltendecken – gleich jenem im unterostalpinen Semmeringsystem – und seiner Keuperfazies hat nicht das geringste mit der Frankfurter Decke zu tun, die ja ein faziell andersartiges Stück der Kalkvoralpen darstellt und zwischen der Cenomanrandschuppe und der Lunzer Decke in den Kalkalpen-Keil mit basalem Schrägzuschnitt (Abb. 29) genau hineinpaßt. Auch die fazielle Verbindung der Frankfurter Decke in Trias und Jura an das übrige Bajuvarikum ist seit alters im einzelnen belegt und wohlbekannt. Gerade eine Spekulation über die Herausnahme des Frankfurter-Ternberg-Allgäu-Deckensystems aus dem oberostalpinen Ensemble (zuletzt W. FUCHS, 1985, S. 593 f.: „Mittelostalpin“) ist bei einer einigermaßen vorhandenen Kenntnis von Schichtfolge, Fazies, Baustil und Einpassung in den kalkalpiner Gesamtkeil mit seinem spezifischen basalen Schrägzuschnitt hinfällig.

10. Das Mittelostalpin der Ostalpen setzt zweifellos in den Veporiden der Westkarpaten fort, wie neben dem Verfasser besonders D. ANDRUSOV und M. MAHEL wiederholt betont haben: Die Veporiden zeigen wie die ostalpine Einheit ein mächtiges Kristallin, welches in der Förderataserie eine permomesozoische Hülle mit vielen zentralalpiner Merkmalen wie Alpiner Verrucano, Semmering-Quarzit, Lias-Dolomitbrekzien etc. trägt. Daß das Mittelostalpin in den Karpaten nicht bis an die Pieniden-Klippenzone vorstößt, sondern weiter im Süden zurückbleibt, darf nicht verwundern, da es schon im östlichen Sektor der Alpen in der Stirnzone über dem Semmeringsystem fast vollkommen ausdünt und dort auf geringe Reste von Deckschollen über dem Unterostalpin der Buckligen Welt bis ins Gebiet der Pennin Fenster Rechnitz/Eisenberg reduziert ist, wo Oberostalpin bis in die Nachbarschaft von Pennin herankommt. Das Abtauchen der Veporiden an der Lubenik-Margecany-Linie unter das Gemeridensystem mit seinem nicht metamorphen Paläozoikum und Mesozoikum von oberostalpinem Charakter entspricht genau der Unterlagerung des Mittelostalpins unter der Überschiebungsfläche der Grauwackenzone samt Kalkalpen in den Ostalpen.

11. Dem Oberostalpin als Ganzes entspricht in den Karpaten das Ensemble Choč (tiefste Deckengruppe, nördlichere Heimat), Strážov (mittlere Einheit) und Gemeriden (oberste Deckenmasse, südlichste Heimat). Dabei ist heute im Gegensatz zu manchen früheren Einwänden (S. PREY, 1965 a, S. 100; G. WESSELY, 1975, S. 277) auch M. MAHEL – wie erwähnt – klargeworden, daß zum Choč-System nicht nur die an Reiflinger Kalk reiche Lunzer Fazies (= Weißwaag-Fazies) und die dolomitreiche Rohrer Fazies (= Schwarzwaag-Fazies) gehören, sondern auch die bajuvarische Frankfurter Decke (M. MAHEL, 1983, S. 133). Die ursprünglich an die Choč-Deckengruppe südlich anschließende Strážov-Einheit mit ihrer wettersteinkalkreichen Fazies entspricht bestens der in den Kalkvoralpen südlich anschließenden Triestingfazies und greift in die Kalkhochalpen der Schneebergdecke über. Die Gemeriden schließlich, mit Muránpla-

teau im Norden und dem Slowakischen Karst im Süden, entsprechen nach ihrer Dachsteinkalkfazies und der Hallstätter Fazies im Süden dem Tief- und Hochjuvavikum der Kalkhochalpen.

Die Übereinstimmung ist in vielen Zügen sehr eng: Auch im Paläozoikum, das in den Gemeriden die gleichen Eigenheiten wie in der Grauwackenzone zeigt – mit spezifischen Schichtgliedern wie dem oberordovizischen Blasseneckporphyroid bis zum Karbon, den gleichen Vererzungstypen, dem gleichen permischen Melaphyr-Vulkanismus in der auflagernden alpidischen Basisserie.

Es kommt der gleiche Baustil des Oberostalpins und des Ensembles Choč bis Gemeriden in diesem Vergleich hinzu: Gegen vorne, Norden, aufsteigender Basalzuschnitt, durch den das Paläozoikum erst im Süden mächtig erhalten ist (Abb. 30). Ferner hat D. ANDRUSOV bereits seit 1931 den Gleitdeckentransport des Gemeriden-Mesozoikums in altalpidischer Zeit verteidigt und vielfach die Trennfläche im Werfener Niveau (z. B. Murán) aufgezeigt (D. ANDRUSOV, 1968, S. 86 f.). In den Ostalpen ist ein derartiger Gleitmechanismus des Juvavikums ja erst in den letzten Jahren mit vielen Argumenten sichergestellt worden.

Interessant sind schließlich noch die südlichsten Teile des Gemerikums, die nach Ungarn hinübersetzen. Die nun folgende Meliata-Decke mit ihrer – noch über die Verhältnisse in der Hallstätter Zone hinausgehenden – Krustenausdünnung, die bereits in der Trias zur Ophiolith- und Radiolarit-Bildung geführt hat, ist bereits zuvor (Pkt. 8) als eine gegenüber dem Pennin internere, ältere Riftzone charakterisiert worden. Gegen Osten hin gibt es äquivalente Zonen in den – triadische basische Eruptiva führenden – Hallstätter Kanälen der Transsylvanischen Decke. Gegen Westen hin aber bietet sich nur der südliche Hallstätter Kanal als eine – hier gegen das Westende der Tethys hin – allerdings nicht so weit fortgeschrittene Zerrungsregion der oberostalpinen Kruste zum Vergleich an.

Der südlichste Abschnitt des Gemerikums setzt im Anschluß an die Meliata-Decke über die Silica-Decke, über Szendrő und Uppony zum Bükk-Gebirge fort und leitet schließlich zum Bakony über. Aus diesen südlichsten Einheiten wird seit langem und erneut wiederum der kräftige südalpine Fazieseinfluß gemeldet (zuletzt bis zum Bükkgebirge durch H. MOCK, 1979 und H. KOZUR & R. MOCK, 1979 – durch diese Autoren allerdings durch unzutreffende tektonische Schlußfolgerungen belastet; letzte deckentektonische Deutung bei K. BALOGH et al., 1984). Auch jüngst wiederum hat M. MAHEL (1983, S. 137) die Zugehörigkeit der Bükk-Gebirgsgruppe zum Nordstamm, belegt durch „ihre ausdrucksvolle nördliche Vergenz“, betont. In den Ostalpen mehren sich ja auch in den ganz im Süden gelegenen oberostalpinen Schollen – wie etwa dem Drauzug – kräftig die Anzeichen der südalpinen Fazieseinflüsse (A. TOLLMANN, 1978 a).

Der Überblick über die Gemeinsamkeiten zwischen Ostalpen und Westkarpaten zeigt, daß hier sehr enge Verbindungen gegeben sind, die bei zahlreichen Einheiten eine sichere Parallelisierung zulassen, während andere Zonen vorerst nur mit Vorbehalt korreliert werden können. Die Grundzüge in der Gestaltung und Funktionsdauer der Geosynklinale und des Deckenfernschubes ab der Mittelkreide mit anschließender Metamorphose, die späte, tertiäre Einbeziehung der Randzone mit ihrem Flysch in die Subduktion, dafür das Aussetzen einer strengen Faltung in dieser Zeit in den Jungserien der intramontanen Becken vom Typus der Gosau (Senon-Eozän) und des eozänen zentralkarpatischen Flysches und manche weiteren Grundzüge stimmen trotz aller individuellen Spezialitäten in dieser großen Gebirgskette sehr gut überein.

Demgegenüber sind die Unterschiede zwischen West- und Ostkarpaten sogar stärker ausgeprägt, namentlich zufolge des gewaltigen Scheitelkeil-Einschubes an der Grenze dieser beiden karpatischen Hauptstücke, welcher Keil an der Zagreb-Zemlin-Seitenverschiebung tief gegen Süden vorgedrungen ist. Dieses Süddrängen des Scheitelstückes der mittleren Karpaten muß nach dem zentralkarpatischen kretazischen Deckenbau, aber vor der kaum mehr betroffenen tertiären Gestaltung der Randzonen ab der Flyschzone erfolgt sein. Aus zeitlichen Gründen paßt allerdings die naheliegende Erklärung dieses Blattverschiebungssystems als Scheiteleinbruch des Frontstückes des sich verschärfenden, im konvexen Teil gezerrten Karpatenbogens nicht recht. Diese Verschärfung des Bogens, bedingt durch den Manteldiapir im Pannonischen Back-arc-basin, setzt ja wohl erst mit dem Oligozän ein. Die Tendenz des Mechanismus der Bogenbildung und -verschärfung – mit der bis nach Österreich hereinreichende karpatische Innenbogenvulkanismus direkt zusammenhängt – hält dann in gemäßigtem Ausmaß bis in die Gegenwart an, wie etwa auch die mittelsteil tief unter den Karpatenbogen einfallende Herdfläche des Vrancea-Bebens von 1977 zeigt (S. 140 ff.).

5. Literatur

D. ANDRUSOV, 1961, 1968; G. ANGENHEISTER et al., 1975; K. BALOGH et al., 1984; K. BIRKENMAJER, 1961; F. CHMELÍK, 1971; E. HANZLÍKOVÁ, 1976; R. JIŘÍČEK, 1981, 1982, 1984; L. KOBER, 1912 a; H. KOZUR & R. MOCK, 1979; B. LEŠKO et al., 1980; B. LEŠKO & I. VARGA, 1980; M. MAHEL, 1963, 1968, 1973, 1983; R. MARSCHALCO et al., 1976; H. MOCK, 1979; F. NĚMEC & A. KOCÁR, 1976; S. PREY, 1965 a, 1978; Z. ROTH, 1967; A. SPICHER, 1972; B. STUDER, 1851; A. TOLLMANN, 1959, 1961, 1963 a, 1964 e, 1969 c, 1972 a, 1975 a, 1978 a, 1984 a; R. TRŮMPY, 1960, 1980, 1985; G. WESSELY, 1975; W. WINKLER et al., 1985.

E DIE ENTWICKLUNG DER ALPIDISCHEN GEOSYNKLINALE

Am Boden des abgetragenen Variszischen Gebirges entwickelte sich, von der Innenzonen der nachmaligen Alpenin Region ausgehend, bereits ab dem obersten Karbon (Stephan) und Perm schüchtern einsetzend, die alpidische Geosynklinale. Während in den Westalpen manche Schweizer Geologen das Geosynklijalstadium des westlichen Alpenanteiles erst mit dem Lias beginnen lassen, setzt die Entwicklung in den Ostalpen deutlich früher ein. Das Meer dringt zur Zeit des Stephan und Perm, von Südosten kommend (Abb. 23), bis in das Gebiet der Karnischen Alpen, im Zechstein bis an die westliche Landesgrenze von Salzburg – besonders im Raum der späteren Kalkhochalpen einschließlich der Hallstätter Zone – vor. Es hinterläßt hier