

# **Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens**

Alexander Tollmann

1 Tafel (8)

Anschrift:

Univ.- Doz. Dr. Alexander Tollmann  
Geolog. Institut der Universität  
Universitätsstraße 7  
A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud..	18. Bd.	1967	S.207-248	Wien, Juli 1968
--------------------------------	---------	------	-----------	-----------------

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung . . . . .	209
Vorwort . . . . .	210
A) Geosynklinale Fragen	
1. Aristogeosynklinale . . . . .	210
2. Die Flysch-Herkunft . . . . .	214
B) Tektonischer Problemkreis	
1. Die Möglichkeit einer großtektonischen Orogengliederung . . . . .	216
2. Die Bedeutung der Sediment-Abscherungsdecken . . . . .	217
3. Substitution de couverture . . . . .	220
4. Zur Frage der tektonischen Teilung von Fazieströgen an Hand des Hallstätter Troges . . . . .	223
a) Die Beheimatung der Hallstätter Zone . . . . .	223
b) Die Lammerdecke — eine neue juvavische Vielfaziesdecke . . . . .	224
c) Die Ablösung von Fazies- und Vielfaziesdecken in der alpin-karpatischen Hallstätter Zone . . . . .	233
5. Olisthostrome und exotische Klippen im hochzentraliden Stockwerk . . . . .	236
Literatur . . . . .	241

### Zusammenfassung

Es wird auf Grund der beiliegenden tektonischen Karte eine Korrelierung der tektonischen Einheiten des Alpen-Karpaten-Stranges vorgenommen, bei der namentlich die deckentektonische Gliederung der Ostkarpaten neue Gesichtspunkte enthält. Besonders in Bezug auf die Zentraliden-Gliederung (tief-, mittel-, hochzentralid) ergeben sich klare Parallelen.

Betreffs der Geosynklinalentwicklung wird gezeigt, daß ein in der Zentralzone der Alpen-Karpaten beheimateter, aber weit darüber hinausgehender, eigener Geosynklinaltypus aus dem bisher üblichen Zweigliederungsprinzip in Mio- und Eugeosynklinale herausfällt und als eigener, durch den Begriff „Aristogeosynklinale“ bezeichneter Trogtypus abzugliedern ist. Für die Lieferung der Flyschmassen dieses Orogens wird in Bezug auf die Materialaufbereitung die unter den einst andersartigen Klimabedingungen herrschende Flächenspülung verantwortlich gemacht, wodurch auch ohne Entwicklungsmöglichkeit von Strömen auf den nur mäßig breiten Schwellenzonen reichlich Feinmaterial zur Verfügung gestellt wird.

In tektonischer Hinsicht wird zunächst die Möglichkeit der generellen Gliederung des untersuchten Orogens in Eschatiden, Externiden, Metamorphiden, Zentraliden und Interniden dargelegt. An speziellen tektonischen Phänomenen, denen eine weit größere Bedeutung zukommt, als bisher angenommen, wird der Typus der Sediment-Abscherungsdecke, die Erscheinung der „substitution de couverture“ und das Olisthostrom-Phänomen bei der Erzeugung exotischer Klippen in den Zentralidendecken an Hand von Beispielen aus dem alpin-karpatischen Orogen und aus östlich anschließenden Räumen erörtert.

Erstmalig wird das tektonische Schicksal der Hallstätter Zone im gesamten Alpen-Karpaten-Raum zusammenhängend dargestellt: Im Streichen dieser Zone läßt sich ein mehrfacher Wechsel von Faziesdecken und Vielfaziesdecken erkennen. Hierbei wird in dem bisher so problematischen Salzburger Abschnitt der Hallstätterzone eine Vielfaziesdecke erkannt und unter der Bezeichnung „Lammerdecke“ neu beschrieben.

### Summary

A new type of geosyncline of the interior zone of the Alpine-Carpathian-Range, the aristogeosyncline is described. New ideas on the origin of flysch have been conceived. Cover-nappes, the tectonic replacement of mantles and the exotic outliers and olistoliths are closer dealt with as regards tectonics. The zone of Hallstatt, in which the „Lammer-Nappe“ is newly defined, is used to describe the different kinds of tectonic dissection of a uniform basin of sedimentation. According to the attached map a correlation of the tectonic units of this system is carried out implicating a new tectonic interpretation of the interior zone of Eastern Carpathians.

## Sommaire

L'auteur décrit un nouveau type de géosynclinale, „l'aristosynclinale“, de la zone interne de la chaîne alpino-carpatique. On discute le mode d'origine des matériaux du Flysch. Parmi les problèmes tectoniques l'importance des nappes de décollement, des phénomènes de la „substitution de couverture“, des klippen exotiques et des olistolithes sont démontré par des exemples typiques de l'unité alpino-carpatique. La zone du faciès de Hallstatt — de laquelle une nouvelle nappe est délimitée (Nappe de Lammer) — donne un bon exemple pour montrer la variabilité du tranchement tectonique dans les différentes parties d'un sillon sédimentaire d'autrefois unitaire. La carte tectonique ajoutée donne la corrélation tectonique des unités de l'orogène alpino-carpatique avec des nouveaux aspects notamment de la zone interne des Carpates Orientales.

## Vorwort

In der gleichzeitig in Druck befindlichen Studie (A. TOLLMANN 1969) über die regional-tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Systems wird in systematischer Reihenfolge Stellung genommen zu den Fragen des großtektonischen Zusammenhangs bzw. der Parallelisierung der Haupt-Deckenelemente. Es kann daher in dieser Arbeit auf die abschnittsweise Besprechung des tektonischen Baues unter Hinweis auf die erwähnte Publikation verzichtet werden. Hier wird hingegen auf einige Fragen allgemeiner Art in Bezug auf geosynklinale und orogene Entwicklung dieses Gebirgssystems eingegangen. Dabei werden in loser Reihenfolge Gedanken mit neuen Gesichtspunkten geäußert. Zur räumlichen Orientierung wird die regional-tektonische Übersichtskarte auch diesem Aufsatz beigegeben.

## A) Geosynklinale Fragen

### 1. Aristogeosynklinale

Seit die Besonderheit des geosynklimalen Troges unter den übrigen Sedimentationsbecken durch J. HALL 1859 erkannt und durch J. DANA 1873 begrifflich gefaßt worden war, ist dieses Thema bis in die jüngste Zeit (J. AUBOUIN 1965) in zunehmend umfassenderem Maß erörtert worden. Hierbei wird immer wieder sichtbar, daß die von den verschiedenen Autoren eingeführten Begriffe weitgehend aus den von ihnen studierten speziellen Beispielen von Geosynklinalen abgeleitet worden sind. So bezeichnet der Begriff „Geosynklinale“ in der amerikanischen Literatur ursprünglich ein Becken, das durch rasche Absenkung eine mächtige, durch Seichtwasserfazies gekennzeichnete Serie empfing, die später gefaltet und metamorph wurde. In der europäischen Literatur hat sich hingegen, basierend auf der Arbeit von E. HAUG 1900 und unter dem Eindruck der faziellen Entwicklung der Westalpen, die Vorstellung entwickelt, daß Geosynklinalen lange schmale Tröge sind, bei denen neben Sedimentmächtigkeit, späterer Faltung und Metamorphose vor allem auch das Auftreten von neritischen Sedimenten und Vulkaniten wesentlich ist und daß

ferner die Lage der Geosynklinale durch die Einschaltung zwischen zwei Kontinentalblöcken gekennzeichnet sei.

In der Folge wurden die verschiedenen Geosynklinalen je nach ihrer Lage zum Kraton (zwischen, randlich, auf), nach ihrer späteren Entwicklung (ob und welche Gebirge daraus entstanden), nach ihrer inneren Gliederung (einfach oder durch Antiklinalen geteilt), nach ihrer Bindung an bestimmte Strukturen (Brüche, Flexuren u. a.), nach den zeitlichen Entwicklungsstadien und sogar nach der Menge des empfangenen Materials in bestimmte Typen bzw. Stadien untergliedert, wobei all diese Eigenheiten auch nomenklatorisch zum Ausdruck gebracht wurden (vgl. J. AUBOUIN 1965, S. 18—40).

Für die interne Gliederung der Orthogeosynklinalen (zwischen Kratonen gelegene Geosynklinalen vom Typus der Tethys, aus denen später die Deckengebirge entstanden) wurde die Feststellung von H. STILLE (1940, S. 15) entscheidend, daß An- oder Abwesenheit des in bestimmten Zonen auftretenden initialen Vulkanismus einen „vollgeosynklinalen“ („eugeosynklinalen“) Zustand von einem „mindergeosynklinalen“ („mio-geosynklinalen“) Zustand unterscheiden ließe. Zugleich aber wurde von H. STILLE dort auch die räumliche Anordnung dieser Zustände innerhalb der Orthogeosynklinale festgehalten: . . . „vollgeosynklinale Räume werden im allgemeinen zuerst und dabei auch bei weitem am kräftigsten gefaltet. Aus ihnen gehen die „Interniden“ hervor, denen später die von initialen Magmatiten freien „Externiden“ angegliedert werden.“

Hierbei wurde durch die unrichtige Verwendung des Begriffes „Interniden“ durch H. STILLE in Bezug auf die Lokation des Vulkanismus eine in der späteren Literatur unklar gebliebene oder übergangene, in Wahrheit aber sehr wichtige Aussage getroffen. Der Begriff „Interniden“ wurde von L. KOBER (1931, S. 10) für den schon zuvor bekannten Typus des „Zwischengebirges“ — innere, von der Orogenese nicht überwältigte Schollen — eingeführt und definiert. H. STILLE hingegen verwendete später diesen Begriff ganz anders (1940, S. 655), nämlich für „die inneren und dabei älteren Zonen alpinotyper Faltengebirge . . .“, die nach STILLE eben aus eugeosynklinalen Zonen hervorzuheben pflegen. Dabei werden als „eugeosynklinale Zonen“ (S. 651) „die im allgemeinen zuerst zur Faltung kommenden, höhermobilen Zonen der Geosynklinalsysteme“ bezeichnet.

Der Begriff wurde von H. STILLE in dem zitierten Werk auf Grund der Verhältnisse in den amerikanischen Kettengebirgen geprägt. Die Verhältnisse im mediterranen, mesogäischen Orogen liegen nun in mancher Hinsicht anders. Die innere, früh gefaltete Zone — also die Interniden STILLES — können wir hier im Alpen-Karpaten-System (aber übrigens auch in anderen Abschnitten von der Betischen Kordillere bis zu den Helleniden mit dem Attikafenster) in das „Metamorphiden-System“ (Pennin der Alpen) und in das „Zentraliden“-Deckensystem (Typus: Ostalpin) im Sinne von L. KOBER teilen. Hält man sich an die Definition von STILLE, so bilden beide zusammen seine den „Externiden“ gegenüber-

gestellten „Interniden“, sind beide im Sinne von STILLE als eugeosynklinal definiert (s. o.). Der Vulkanismus allein ist ja auch nach dem Autor dieser Begriffe selbst nicht das Maßgebende, sondern nur ein Faktor.

Der Unterschied der beiden Geosynklinalen, nämlich penninischer Trogfazies mit relativ spät (hier ab Jura) entwickelter, mächtiger Schiefer-Ophiolith-Flysch-Kombination und ostalpiner, bereits früh (hier Trias) mächtig einsetzender karbonatreicher Fazies ist aber eminent. Der Begriff „eugeosynklinal“ wurde in der neueren Darstellung der Alpen (vgl. Internat. Tekton. Karte von Europa oder Zusammenfassung bei R. TRÜMPY 1960, S. 856, 899) grundsätzlich auf die penninische Trogfazies eingeschränkt. Da für die hierzu gegensätzliche ostalpine Fazies (am klassischsten in den Nördlichen Kalkalpen entwickelt) kein Platz mehr in einem solchen Begriff „eugeosynklinal“ blieb, der initiale Vulkanismus ohnedies gering entwickelt ist und manche Autoren überdies noch immer an eine primäre randliche Lage dieser Zone in den Alpen glauben, wurde diese Faziesprovinz einfach zum Begriff „miogeosynklinal“ dazugeschlagen, ohne daß man sich näher mit der Frage auseinandergesetzt hätte. Im Extremfall (H. ZANKL 1967, S. 137) kommt es, da „das moderne Konzept einer Geosynklinale wie es AUBOUIN (1965) gibt, nicht für den alpinen Ablagerungsraum der Trias paßt“, sogar dazu, daß es abgelehnt wird, in Bezug auf die bis mehrere km mächtige kalkalpine Trias mitsamt der Hallstätter Fazies überhaupt von einer alpinen Geosynklinale zu sprechen, sondern daß nur die Schelfsituation hervorgekehrt wird — wobei unausgesprochen offenbar wiederum die Auffassung der Autochthonie mitwirkt, da ja dem Schelf eine an den Vorlandblock anknüpfende Randposition zukommt! Nur D. ANDRUSOV (1965, S. 119) hat bei der Beurteilung der Gesamtgeosynklinale der Westkarpaten die Achse der Geosynklinale ganz zutreffend in die mächtigen mediterranen Triasserien der Gemeriden (also dem Äquivalent der Kalkhochalpen der Ostalpen) verlegt und diese als „eugeosynklinal“ bezeichnet.

Stuft man die nordkalkalpine Trias und die ganz analoge des Drauzuges, wo lokal übrigens bereits nicht unbedeutende mitteltriadische Vulkanite erscheinen, als miogeosynklinal ein, so muß man die in vieler Hinsicht litho- und biofaziell der nordkalkalpinen Trias ähnliche Südtiroler Dolomiten-Trias konsequenterweise ebenso als miogeosynklinal bezeichnen (was in der Praxis auch geschehen ist), obgleich hier der im Drauzug schon spürbare initiale Vulkanismus bereits bedeutendes Ausmaß erreicht. In den Dolomiten, die nach der internen Lage in den Südalpen und nach der bedeutenden Subsidenz ohnedies der STILLE'schen Definition für eine Eugeosynklinale entsprechen, fällt aber auch das Argument des Fehlens eines initialen Vulkanismus weg.

Im innersten Teil des Alpen-Karpaten-Stranges (und darüber hinaus in vielen Abschnitten des mediterranen Orogens) erscheint aber in Wahrheit hinter und innerhalb der penninischen Trog- und Schwellenzone erst jener Abschnitt, der im Geosynklinalstadium in fazieller Hinsicht am stärksten den Vorlandeinflüssen entzogen war, also in litho- und biofazieller Hinsicht das typischste „mediterrane“ Gepräge

im Gegensatz zur Vorlandentwicklung zeigt. Wir können vom Beginn der Trias an in den gesamten Ostalpen und Karpaten schrittweise den Übergang von den vorlandnahen Typen zu den vorlandfernsten Typen beobachten, der in den einzelnen Horizonten natürlich keineswegs überall völlig gleichzeitig und ungestört verläuft, aber trotzdem eine einheitliche Tendenz, einen einheitlich gerichteten Gradienten erkennen läßt.

Greifen wir einige typische Schichtglieder am Beispiel des Alpen-Karpaten-Orogens heraus: Im *Skyth* reicht die Buntsandsteinfazies des Vorlandes in den Westalpen im großen über alle Einheiten hinweg, da namhafte Äquivalente des Ostalpins hier fehlen. In den Ostalpen reicht diese Buntsandstein-Entwicklung noch über Pennin und Zentralalpin (Unter- und Mittelostalpin) einwärts und wird erst im Oberostalpin durch die fossilreichen Werfener Schiefer, im innersten Teil (Kalkhochalpen) durch die schließlich auch z. T. kalkigen, ammonitenführenden Werfener Schichten abgelöst. In den Westkarpaten liegt der Schnitt zwischen Križna-Vepor einerseits und Choč-Gemeriden andererseits. In den Ostkarpaten herrscht in der Bukowinischen Decke noch Quarzitzfazies, erst in der Siebenbürgischen Decke, die aus dem Innersten stammt, treten die Werfener Schichten auf. In der Mitteltrias findet man die mächtigen, z. T. an die 1000 m messenden Kalkmassen nur im inneren Teil (Wettersteinkalk des Oberostalpins, der Stražov-Decke), während randlich geringer mächtige Dolomite erscheinen. Die Obertrias läßt in den Ostalpen und noch mustergültiger in den Westkarpaten einen Übergang von der Keuperfazies (Quartenschieferfazies) der vorlandnahen Teile (Pennin, z. T. noch Unterostalpin; Tatriden, Križna und Nordteil der Veporiden in der Velký Bok-Serie) über die damit verzahnten Dolomite (Teile des Unterostalpins, Mittelostalpin, Kalkvoralpin; Südteil der Veporiden mit der Föderata-Serie, Choč-Decke) zu der hochmediterranen, äußerst mächtigen Karbonatfazies mit dem norisch-rhätischen Megalodontenkalk oder Korallenriffkalk und den obertriadischen ammonitenreichen Hallstätterkalken erkennen (Kalkhochalpen, Gemeriden). Der Begriff der „alpinen Trias“ wurde in der klassischen Zeit auf Grund dieser zentralen, ursprünglich im innersten Teil der Gesamtgeosynklinale gelegenen Entwicklung aufgestellt! Ebenso sind die typisch alpinen, unvermischten Jura-Ammonitenfaunen in dieser Zone beheimatet. Die Ammoniten-reichen Lias-Adneterkalke zeigen noch ähnlich wie die hochmediterrane Trias eine Beschränkung auf diese inneren Zonen, während später die Ammonitico rosso-Fazies auch in die äußeren Zonen vorgreift (malmsischer Marmor von Guillestre im Brianconnais der französischen Alpen).

Natürlich ist, wie üblich, die Grenze des zentralen Raumes gegen die penninische und externe Zone nicht scharf. Natürlich gibt es vereinzelt aus der Reihe fallende Ausnahmen (Hallstätterkalk der Dobruška). Aber trotzdem ist die Konstanz, mit der die hochmediterrane Entwicklung sich an die innersten Gebirgszonen des zweiseitig gebauten Orogens hält, erstaunlich. Die Reihe der Beispiele reicht von der Betischen Kordillere (mit seinem Megalodonten in der Obertrias führenden Rondatrog) und den Tetuaniden (Chaine Calcaire) von Rif und Atlas im W über Nord-

alpen, Südalpen (Dolomiten), Karpaten (Gemeriden, Ungarisches Mittelgebirge, Siebenbürgische Decke = Transsylvanische Decke der Ostkarpaten) bis — um noch ein weit entfernt liegendes Beispiel zu nennen, zur tibetanischen „Tethys-Trias“ des Himalaya, die auch dort wiederum die innerste Zone markiert. Selbst aus einem so weit abliegenden Raum ist die ganz kausal determiniert im Inneren liegende vorlandferne Entwicklung seit alters auf Grund der Fazies und Makrofauna zurecht mit der ostalpinen, kalkalpinen Fazies verglichen worden. Wiederum ist für diesen Raum mächtiger obertriadischer Megalodonten führender Kalk vom Typ des Dachsteinkalkes (Kiotokalk), lokal auch immer wieder in der innersten Subfazieszone Hallstätterfazies („Chitichunfazies“ nach A. HEIM & A. GANSSER 1939) mit den obertriadischen Ammoniten-reichen roten Hallstätterkalken, aber auch mit Adneter Lias u. a. typisch.

Für diese innerste Zone — in den Alpen einwärts vom Pennintrog gelegen — nun den Begriff „miogeosynklinal“ anwenden zu wollen, steht nicht nur im Gegensatz zur ursprünglichen Definition von H. STILLE, sondern vor allem im Widerspruch mit den natürlichen Gegebenheiten. Für diese innerste Faziesregion mit den typischsten mediterranen, vorlandfernen Faunen- und Fazies-typen ist vielmehr — wenn man eine allgemeingültige Bezeichnung verwenden will — der Ausdruck „Aristogeosynklinale“ angebracht, um durch den Zusatz „aristos“ der Stellung und Entwicklung dieser Zone gerecht zu werden. Dabei können initiale Magmen und Tuffe bereits in der Trias auftreten (Dolomitenfazies der Südalpen, Drauzug in den Nordalpen, Bakony und Äquivalente in Ungarn, südliche Gemeriden in der Slowakei — bzw. Kiogadfazies im Himalaya) oder in Spuren vorhanden sein („Nordalpine Fazies“ der Nordkalkalpen in den Lechtaler Alpen) oder aber auch Fehlen (kalkvorlpinale Entwicklung im E). Ein charakteristisches Merkmal ist hingegen neben der Position in den Zentraliden die kräftige Subsidenz in frühem Geosynklinalstadium, die zur Ausbildung sehr mächtiger karbonatischer Triasserien mit lokal reichen, bezeichnenden Mediterranfaunen führt. Dieser Typus könnte als Spezialfall der eugeosynklinalen Entwicklung betrachtet werden — oder man schränkt besser, wie bisher gehandhabt, den Begriff „eugeosynklinal“ auf mächtige, schiefer- und ophiolithreiche, in Bezug auf die Gesamtgeosynklinale wohl meist etwas später in Funktion tretende Sedimentationszonen ein und stellt den Begriff „aristogeosynklinal“ als dritten, die innerste Geosynklinalzone bezeichnenden Terminus den beiden anderen zur Seite.

## 2. Die Flysch-Herkunft

Die außerordentlich große Anhäufung von Flyschmassen in vielen Gebirgen — in den Alpen und Karpaten besonders in der sogenannten „Flyschzone“ am Gebirgsaußenrand — stellt uns sogleich vor die Frage der Herkunft dieses enormen Volumens fein aufgearbeiteten Materials. Finden wir doch z. B. am Außenrand der Westkarpaten bei einer heutigen Breite der Flyschzone von 60 km eine Anhäufung von Decken in einer 5—6 km (M. KSIASKIEWICZ 1957) und streckenweise noch bis 8 km



tiefen „geosynclinale de nappes“ (im Sinne von F. ELLENBERGER 1958, S. 459), die ihrer Kubatur nach gleichsam ein zweites, vor den Zentralkarpaten liegendes Gebirge bilden.

Als typisch spätgeosynklinales Sediment, dessen Bildung erst mit den ersten orogenetischen Bewegungen einsetzt, muß namentlich für weiter innen gelegene Flysche eine Herkunft aus dem Orogenbereich selbst angenommen werden („Die Geosynclinale frißt ihre eigenen Kinder“). Für die randlich gelegenen Flyschmassen könnte zunächst einerseits das Vorland, andererseits ein Zwischengebirge (Beispiel: komplexes einstiges Tyrrenisches Massiv als Liefergebiet für den Flysch der Betischen Kordillere, des Atlas und den — lithologisch abweichenden — Ligurischen Flysch) angenommen werden. Die Struktur des extern gelegenen Karpatenflysches, der auf Grund der Deckenabwicklung ursprünglich eine etwa 175 km breite Zone einnahm (M. KSIAZKIEWICZ 1957), zeigt aber, daß durch den mehrmaligen Wechsel von überaus lang im Streichen anhaltenden Zonen mit grobdetritischem Material und solchen mit sehr feinem Buntmergelmaterial eine einfache Schüttung vom Vorland her nicht denkbar ist. Die groben Sedimentstreifen gehen sogar randlich mehrfach in exotisches Kies- und Blockmaterial über, das nach den charakteristischen Feldspattypen und, in solchen Fällen in denen der Quarz bestimmte Farben zeigt, auch nach diesem mit der Feinfraktion des Flyschsandsteines untrennbar verbunden ist, sodaß die Annahme von einer Reihe von materialliefernden „Kordilleren“ im Sinne des Begriffes von J. DEBELMAS (1957, BSGF., S. 463 ff.) im Innern der Flysch-Gesamtgeosynklinale nicht zu umgehen ist (ausführliche Begründung und Diskussion bei M. KSIAZKIEWICZ 1966, S. 442 ff., bes. S. 435: Beispiele auch aus den anderen Gebirgen, S. 455). So wie in den Ostalpen, wo der durchlaufende Buntmergel-Feindetritus-Trog, der der Flyschzone geschlossen im Norden vorgelagert und selbst wieder zusammen mit dem restlichen Helvetikum in Teiltröge und Schwellen gegliedert war (wie H. HAGN 1960, S. 119, 122, 163 so anschaulich dargelegt hat), wird man auch in den Karpaten zur Annahme von mehreren parallel ziehenden „Kordilleren“ gezwungen, die das Material geliefert haben (vgl. Diskussion bei D. ANDRUSOV et al. 1967, S. 1088). Natürlich wird man sich diese Kordilleren nicht in Form von Gebirgen, sondern als breite und flache in Hebung befindliche Schwellen vorzustellen haben.

Da nun aber das Material, das durch Trübestrome in die Tiefen der Flyschbecken und dort dann in Longitudinalrichtung weiter transportiert wurde, bereits zuvor fein aufgearbeitet worden sein muß, hat man Flüsse hierfür verantwortlich machen wollen, die das Feinmaterial in Form von Deltas bereitgestellt hätten (W. BRÜCKNER 1952, Ph. KUENEN 1958). Die Kombination von Kordilleren oder flach auftauchenden Landrücken zwischen den Flyschtrögen einerseits und der Idee von Stromsystemen bedeutenden Ausmaßes, die durch ihre Deltas die nötigen Materialmengen ständig liefern könnten andererseits, erscheint aber durch den Platzmangel für solche Ströme unmöglich, das Problem des Liefergebietes daher ungelöst (R. TRÜMPY 1960, S. 875). Es hat daher schon mancher

Karpatenforscher zur Notlösung gegriffen, das für die Flyschbildung nötige Material in der Längsrichtung der Flyschzone aus den Ostalpen beziehen zu wollen, während Ostalpen-Flyschgeologen wiederum die Meinung aussprachen, die Herkunft des Materials noch weiter gegen Westen zu verlegen — wobei im besonderen an die Französischen Zentralmassive zu denken sei. Dies ist nun, wenn man die Kubaturen der Ostalpen-Karpaten-Flyschzone als Ganzes betrachtet, sicher kein Ausweg aus dem Dilemma.

Die Lösung der Frage aber ergibt sich sogleich, wenn man die klimamorphologische Denkweise bei unserem Problem anwendet. Die Aufarbeitungs- und Abtragungsvorgänge auf den — aus der Sedimentanordnung nun einmal erforderlichen — zwischen den Trögen gelegenen flachen subaerischen Schwellen spielte sich ja nicht unter heutigem, sondern unter tropischem Klima ab. Bei tropisch-semiaridem Klima aber ist einerseits die Voraussetzung für eine tiefgründige rasche Verwitterung und Auflockerung des Materials gegeben, andererseits durch geringen Pflanzenwuchs die Voraussetzung geschaffen, daß durch die episodisch auftretenden Schichtfluten das aufgearbeitete und zersetzte Material in großer Masse und flächenmäßig abtransportiert und entlang der gesamten Küste am submarinen Hang aufgestapelt wird. So hat man einen riesigen Bereitstellungsraum zur Verfügung, aus dem — durch orogenetische Unruhe ausgelöst — zeitweise Feinmaterial mittels der Suspensionströme in die Beckentiefe verfrachtet wird, trotz relativ geringer Breite der Schwellen, trotz Fehlen von Flüssen.

## **B) Tektonischer Problemkreis**

### **1. Die Möglichkeit der großtektonischen Orogengliederung**

Eine der überraschendsten Entdeckungen der Pionierzeit der großtektonischen alpinen Forschung war die, daß sich viele Einheiten mit ganz bestimmter Fazies über weite Strecken im Streichen verfolgen lassen, während quer dazu — meist durch tektonische Grenzen markiert — Fazieswechsel auftrat. So ist es kein Wunder, daß dieses Prinzip so weit als möglich zur Zonenparallelisierung über weite Strecken angewendet und dabei nicht selten in dieser Hinsicht auch ein Schritt zu viel getan wurde.

Unter dem Eindruck der sich aus den detaillierten neueren Untersuchungen ergebenden Vielfalt und Komplexität der Fragen, durch Beobachtung von zeitlicher Verlagerung von Trogachsen parallel oder schräg zur Ausgangsposition, von der Umkehr der Entwicklungstendenz von Schwelle zu Trog, von schräg zu Deckengrenzen verlaufenden Faziesgrenzen u. a. ist man beim Versuch der Parallelisierung von Einheiten über weite Strecken hinweg mit Recht vorsichtiger geworden. Etwas abschätzig wird die Korrelationsmethode der Frühzeit — unter Anspielung auf E. ARGAND — von den Westalpengeologen als „Zylindrismus“ bezeichnet (vgl. hierzu J. DEBELMAS 1966, S. 436). Manche Autoren aber gehen aus der Reaktion auf Früheres zu weit und bezweifeln wiederum grund-

sätzlich die Parallelisierbarkeit von Einheiten über große Distanzen hinweg. Natürlich ändert sich innerhalb der Gesamtfazies manches im Streichen, natürlich findet jede Einheit irgendwo beiderseits ihr Ende, aber der Versuch der Korrelierung wird stets von Wert sein, weil dadurch sogar bei negativem Ergebnis die Charakteristika der Einheiten eben durch diese vergleichende Arbeitsweise klarer als sonst herausgearbeitet werden. Bei isolierten Deckschollengruppen (z. B. Préalpes romandes) oder bei Deckengruppen, die isoliert in Fenstern weitab vom Bezugsgebiet auftauchen (Tauernfenster), ist man nach wie vor auf die ja nur mit zahlreichen Einschränkungen anwendbare Methode der faziellen Korrelierung angewiesen, wobei hier eine gewisse Sicherheit dann erzielt werden kann, wenn nicht nur eine Faziesdecke, sondern eine charakteristische Abfolge von faziell individualisierten tektonischen Einheiten wiedererkannt werden kann.

Im Falle des Alpen-Karpaten-Bogens hat sich (vgl. A. TOLLMANN 1969) sehr deutlich eine Großgliederung in die ja aus diesem Orogen abgeleiteten Grundeinheiten von Externiden, Metamorphiden, Zentraliden und Interniden (L. KOBER 1931) sowie Eschatiden (A. TOLLMANN 1968b) erkennen lassen. Ohne auf die ja in der erwähnten Studie (1969) erläuterten Begriffe und ihres Inhaltes hier eingehen zu wollen (vgl. Gliederung auf Tafel 8), sei von den regional-tektonischen Ergebnissen nur der merkwürdige Umstand hervorgehoben, daß sich die in den Ostalpen 1959 festgestellte generelle tektonische Selbständigkeit eines zuoberst liegenden mächtigen Sedimentpaketes aus Paläozoikum und Mesozoikum — dem Oberostalpin s. str. — in Form einer nappe de decollement gegenüber der Sockeldecke des unterlagernden, nur geringe, faziell andersartige Sedimentreste tragenden tektonischen Stockwerks (Mittelostalpin der Ostalpen) auch in den Westkarpaten (Sockeldecke der Veporiden, Deckgebirgsdecke des Choč-Gemeriden-Systems) und in den Ostkarpaten (Bukowinische Sockeldecke und Siebenbürgische Sediment-Abscherungsdecke, seit V. UHLIG 1907 bekannt!) wiederfinden ließ. Unter Einbeziehung der tiefsten ostalpinen Einheit und ihrer Äquivalente (Unterostalpin, Križna, Subbukowinikum) ergab sich daher eine durch den ganzen Ostalpen-Karpatenbogen durchlaufende Dreiteilung der Zentraliden in ein tief-, mittel- und hochzentralides Stockwerk mit eigenem typischem Deckenstil und Fazies in jeder Etage!

## 2. Die Bedeutung der Deckgebirgsdecken

Gerade durch die Erkenntnis von der Deckgebirgsnatur des weitest überschobenen hochzentraliden Stockwerkes (Oberostalpin und Äquivalente) einerseits, durch die im folgenden ausgeführte Tatsache der gewaltigen, Decken liefernden Abscherungen im Schieferhüllanteil des penninischen Systems andererseits und durch weitere Neuerkenntnisse wird die große Bedeutung der nappes de decollement im Alpen-Karpaten-System immer deutlicher und ergibt sich einerseits ein enormes Maß an Verschluckung der einstigen Sockel, andererseits eine hiedurch noch größere Breite der ursprünglichen

Gesamtgeosynklinale, die im Durchschnitt für alle Gebirgsabschnitte auf 600 km (gegenüber dem heutigen Betrag der Gebirgsbreite kleiner als 200 km!) zu veranschlagen ist.

Der Begriff der „Abscherungsdecke“ ist ja auf deutsch am Beispiel der Vorfaltenzone des Juragebirges von A. BUXTORF (1908) geprägt worden, wo die gesamte Sedimenthaut vom Sockel abgeschürft, in sich verfaltet und um etliche km gegen N transportiert worden ist. Allerdings ist gerade dieses Typusbeispiel für eine „Abscherungsdecke“ im Faltenjura nicht sehr typisch für das, was man heute unter Abscherungsdecke versteht, da dort die abgescherte Sedimenthaut im wesentlichen noch auf dem eigenen Sockel liegt (sodaß J. AUBOUIN 1968, S. 52, diesen Fall gar nicht als tektonische Decke gelten lassen will). Der Begriff Abscherungsdecke allein sagt übrigens noch nichts aus über den Anteil von Kristallin und Sedimentgestein im Deckenkörper. Die im folgenden zusammenfassend aus dem Alpen-Karpaten-System wiedergegebenen Hauptbeispiele von „nappes de decollement“ (nappes de couverture) müßten demnach im Deutschen mit „Sedimentabscherungsdecken“ oder „Deckgebirgsabscherungsdecken“ bezeichnet werden.

Bereits in der alpinen Vorfaltenzone (Eschatiden) trifft man den Typus der Abscherungsdecke, wie er vom Juragebirge erwähnt worden ist. So zeigt die Hauptmasse der Sedimentserie rund um das Maurische Massiv in der Provence-Vorfaltenzone ebenso Abscherung und Transport an (J. AUBOUIN 1968, S. 91).

Im Helvetikum bzw. Dauphinois S vom Genfer See liegt in den Westalpen das Sedimentpaket mäßig bewegt noch dem eigenen Sockel auf (sichtbar um Aiguilles Rouges etc.). Altberühmt hingegen sind die Abscherungsdecken des Ostschweizer Helvetikums. Ebenso ist das Ultrahelvetikum der Westalpen ganz vom Sockel abgeschert. Im Brianconnais dominieren Sedimentabscherungsdecken kleineren Ausmaßes im Abschnitt S von Briancon. Ein grandioses Beispiel für Abscherungsdecken hingegen bietet die Masse des Bündnerschiefer-Komplexes des Piemontais der italo-französischen Westalpen. Die Deckschollen über dem Brianconnais in der Vanoise bis hinaus zum Mont Jovet (F. ELLENBERGER 1958, S. 343) zeigen, ist diese gesamte gewaltige Sedimentmasse im Stirnabschnitt mindestens 45 km weit überschoben (Strecke Mt. Jovet bis Hinterrand der Brianconnais-Aufschlüsse im Halbfenster des Ambin) — vgl. R. BARBIER et al. 1963, M. LEMOINE 1961 etc. Es ist aber durch den Nachweis von Schuppen des unterlagernden Präpiemontais, die sich im Val Grana über dem Dora Maira-Massiv finden (F. ELLENBERGER 1958, S. 349) äußerst wahrscheinlich, daß die Überschiebung der Hochpiemontesischen Decke (= nappe de schistes lustrés F. ELLENBERGER 1958, S. 348, 415), wie man die ophiolithreiche innere Bündnerschiefer-Abscherungsmasse im Gegensatz zur Präpiemontesischen Zone (Decke?) mit Gondran und Grande Motte bezeichnen kann, noch weit größeres Ausmaß besitzt, nämlich zur Gänze hinter den Inneren Zentralmassiven (Dora Maira, Gran Paradiso) beheimatet war, also einen Weg von über 60 km zurückgelegt hat.

Ähnlich weit oder noch weiter wurde die an ihrer Untergrenze vom Substrat abgescherte Helminthoidenflyschmasse als Decke gegen außen transportiert. Die Schubmasse der Alpes Maritimes und des Embrunais, die ja heute noch außerhalb und vor dem Brianconnais liegen, müssen von innen, vom piemontesischen Trog stammen, da auch noch Deckschollen über dem Brianconnais aufgefunden werden konnten (R. CABY, C. KERCKHOVE & M. LEMOINE 1963). Schließlich sind in den Westalpen die heute in den Préalpes romandes auftretenden verschiedenen Elemente — vom Brianconnais (?) bis zum unterostalpinen (?) Flysch der Simmendecke sämtlich Sedimentabscherungsplatten, intern enorm verknüpfet.

Im Raum der Ostalpen ist der Typ der Deckgebirgsdecke ebenfalls weiter verbreitet als ursprünglich angenommen. Das Helvetikum — im Osten die Grestener Klippenserie mit ihrer Buntmergelhülle — ist zur Gänze vom Sockel abgeschoben, der in den Schollen des Buchdenkmalgranites zu suchen ist. Die Flyschdecken der Flyschzone umfassen nirgends einen Anteil älter als Unterkreide. Die Decken der Nördlichen Kalkalpen sind in verschiedenen Niveaus abgeschert, von der Obertrias bis zum besonders mobilen permischen Salinar (Haselgebirge) und reichen lokal (im Süden) noch bis auf das Paläozoikum (Grauwackenzone) hinunter.

Im zentralalpinen Raum der Ostalpen sind bedeutende Sedimentabscherungsdecken im Pennin oberhalb der Kerne und ihrer geringmächtigen eigenen Hülle vorhanden (A. TOLLMANN 1962), so namentlich die mächtige, heute bereits allgemein anerkannte Obere Schieferhülle im Tauernfenster oder die — nicht damit parallelisierbare — hier in Anlehnung an den Begriff „Pezidserie“ (I. THUM 1966) als „Peziddecke“ bezeichnete obere Decke der Schieferhülle im Engadiner Fenster.

Im Unterostalpin der Ostalpen sind, abschnittsweise verschieden, in wechselndem Ausmaß mit dem Sedimentmantel Kristallinanteile mitgeschürft worden. In den oberen Radstädter Decken und im Profil E vom Semmering handelt es sich z. B. ausschließlich um nappes de decollement. Schließlich sind auch die großen Deckschollen aus Mesozoikum und hauptsächlich Paläozoikum, die dem Oberostalpin im Raum der Zentralalpen angehören (abgesehen vom wurzelnahen Drauzug) vom einstigen Kristallinsockel abgeschert — so im Grazer Paläozoikum, in etlichen kleineren Schollen, vor allem in der Gurktaler Decke. Erst durch den Nachweis eines eigenständigen Mesozoikums in zentralalpiner Fazies über dem Kristallin der Zentralalpen (z. B. unter der Gurktaler Decke, unter der Grauwackenzone usw.) ist die Natur des Oberostalpins s. str. als riesiges Abscherungs-Sedimentdeckensystem ja erst in neuerer Zeit (1959) klar erfaßt worden. Vom autochthonen Kristallin der Zentralgneiskuppeln abgesehen stellen in den Ostalpen nur das Mittelostalpin und einzelne Abschnitte des Unterostalpin Sockeldecken dar. Alle anderen Decken werden aus abgescherten Sedimentmassen gebildet, deren Sockel verschluckt worden sind.

In den Westkarpaten bilden wiederum einerseits die Flyschdecken und das Pienidische Decken- und Schuppensystem in der Außen-

zone, andererseits das dem Unterostalpin entsprechende System der Krížna-Decke mit seinen Teilabspaltungen (Visoka-Decke usw.) und vor allem das gesamte, dem Oberostalpin entsprechende Deckengebäude von der Choč-Decke und ihren Teildecken über höhere Einheiten (Stražov, Nedzo u. a.) bis zu den Gemeriden vortreffliche Beispiele für ganz groß angelegte Sediment-Abscherungsdecken, nicht — wie früher angenommen — beziehbar vom Kristallin der Veporiden, sondern nur von einem eigenen, gewaltigen, in der Tiefe verschwundenen Kristallinsockel.

Auch in den Ostkarpaten sind noch die gleichen beiden Haupt-systeme von Sedimentabscherungsdecken verfolgbar: die Flyschzone mit ihren Teildecken außen (deren innere, faziell selbständige Ceahlau-Decke übrigens der im wesentlichen aus abgescherter Unterkreide bestehenden Severindecke im Paringfenster entspricht) und die das Oberostalpin fortsetzende Siebenbürgische (= Transsylvanische) Decke mit ihrer ausschließlich auf kalkalpines Mesozoikum beschränkten Schichtfolge innen.

Überblickt man diese große Zahl von Sedimentabscherungsdecken, deren Kenntnis sich gerade erst im letzten Jahrzehnt durch die Klärstellung der tektonischen Unabhängigkeit vieler Einheiten von ihrem Untergrund erheblich vermehrt hat — von den Westalpen angefangen (vgl. J. DEBELMAS 1966, S. 429 f.) bis zu den Ostkarpaten, wo jüngst die nunmehr schon 60 Jahre alte Erkenntnis von V. UHLIG durch Neuüberprüfung vieler Einzelheiten verifiziert worden ist — so zeigt sich, daß dieser Deckentyp es ist, der in unserem Gebirge weitaus dominiert! Galt als Paradebeispiel für den Typ der *nappe de decollement* bisher stets das helvetische Deckenpaket der Ostschweiz, so stehen heute z. T. noch gewaltigere Beispiele im System des Oberostalpins und seiner Fortsetzung in den Karpaten, in den Bündnerschieferdecken und in den Flyschdecken, deren Allochthonie bis weit vom Rand weg durch Bohrungen bewiesen worden ist, diesem klassischen Exempel zur Seite. Großzügiger noch als mancher „Ultranappist“ der Vergangenheit vermutet hat, sind die tektonischen Ereignisse im alpinen Orogen gewesen.

### 3. Substitution de couverture

Eng mit der Tatsache der weit verbreiteten Sediment-Abscherung und -Verschleppung im Orogen gegen außen hin ist eine ebenfalls erst jüngst durch F. ELLENBERGER (1958, S. 349, 436, 457, 460) definierte Erscheinung verbunden, nämlich die „substitution de couverture“, d. h. der tektonische Ersatz einer eigenen Sedimenthülle nach Abschiebung oder Erosion durch eine fremde. Die Erscheinung ist oft derart täuschend, daß erst nach genauester Untersuchung die wahre Natur dieses Bastardes aus eigenem Sockel und fremder, implantierter Hülle erkannt werden kann. Im folgenden sollen einige bezeichnende Beispiele aus dem Alpen-Karpatenraum in verschiedener Dimension angeführt werden.

1. Das Typusbeispiel für diese Erscheinung ist in großer Dimension im Massiv des Ambin und seiner Hülle gegeben. 1955 wurde der Ambin durch J. GOGUEL als Bestandteil des Brianconnais gesichert. Als

falsche Hülle liegt heute die Schistes lustrés-Decke des Hochpiemontais darüber, etliche Zehnerkilometer weit von Osten nach außen verfrachtet. Das Massiv selbst wird darunter als brianconisches Halbfenster sichtbar.

2. Als weiteres Beispiel für den Hülleneratz in regionalem Ausmaß führt F. ELLENBERGER (1958, S. 349) das *Mont Pourri-Massiv* in der Nord-Vanoise an, der gleichen, brianconischen Einheit angehörig. Der *Mont Pourri* (Lage s. Karte Taf. 42 bei F. ELLENBERGER 1958) stellt im wesentlichen einen großen Dom aus metamorphem Karbon dar. Die jüngeren Hüllschichten (Trias, aber auch noch der Großteil des Perm) sind wohl einerseits durch Erosion, besonders aber aus tektonischen Gründen auf der Innenseite, der „Luvseite des tektonischen Winde“ durch die überschiebende Einheit entfernt worden, sodaß heute über einer Triasschuppenzone und der „Gipsdecke“ im wesentlichen wiederum die große Masse der „Schistes lustrés-Decke“ des Piemontais als Hülle aufliegt.

3. Seit F. HERMANN 1938 die letzten Endes auf P. TERMIER 1907 zurückgehende Vorstellung, daß die Hauptmasse der Schistes lustrés über den Massiven der *Dora Maira* und des *Gran Paradiso* tektonisch auf liege, wiedererweckt hatte, sind mehrfach, besonders durch die vergleichende Untersuchung von F. ELLENBERGER, neue Stützen für diese Meinung gefunden worden, sodaß — wie erwähnt — die „Schieferhülledecke“ als „falsche Hülle“ dieser Massive gewertet werden muß, die eine ophiolithfreie Serie mit „falschen schistes lustrés“ darunter bergen.

4. Als schönes Beispiel von *substitution de couverture* großen Stiles gilt in den Westalpen ferner die *St. Bernhard-Decke* (vgl. J. DEBELMAS & M. LEMOINE 1964, S. 11). Die Decke der hochpiemontesischen Schistes lustrés liegt heute dem Gneis der *St. Bernhard-Decke* auf, während die ursprüngliche Hülle, die eine der Fortsetzung des *Mittelpennin* im *Brianconnais* der *Vanoise* entsprechende Zusammensetzung gezeigt haben mag, heute nach Auffassung der Westalpengeologen ja in den Decken der *Préalpes romandes*, weit draußen auf der *Molasse* liegend, zu suchen sei.

5. Unwahrscheinlich genau wiederholt sich die Situation der „*substitution de couverture*“, wie wir sie mehrfach in der penninischen Innenzone der Westalpen kennen gelernt haben, im Inhalt des *Tauernfensters*. Meines Erachtens ist dies auch kein Zufall, da der Inhalt dieses Fensters nach allen Merkmalen eben als Fortsetzung des *Hochpennin* zu werten ist. Die Untere (umstritten, aber stellenweise sogar in Teildecken verfolgbar) und Obere Schieferhülledecke sind im *Tauernfenster* über die *Zentralgneiskerne* mit ihrer schon primär zufolge der Schwellenposition äußerst geringmächtigen Hülle von S her aufgeschoben worden und haben dergestalt ein scheinbares Ensemble von Kern und Gesamthülle entstehen lassen, daß trotz der visionären Schau von P. TERMIER 1903 unter den Ostalpengeologen noch bis L. KOBER (1953) und G. FRASL (1958) der Schieferhülle als Ganzes ein relativ schlichter Bau und eine Zugehörigkeit zu den Kernen zugeschrieben worden war. Ch. EXNER konnte hingegen im Abschnitt des Blattes *Gastein* (1957) und *Sonnblick*

(1964) für die Obere Schieferhülle, der Autor (1962b) durch vergleichende Profilbegutachtungen im Gesamtraum des Tauernfensters für Untere und Obere Schieferhülle die Deckennatur erweisen, sodaß dies heute als schönes Beispiel „falscher Hüllen“ angeführt werden kann.

6. Ein delikates, noch nicht endgültig gelöstes Problem bildet die Auflagerung von unterostalpinem Permomesozoikum über dem Paläozoikum der Wechselschieferhülle im Wechselsefenster, das unter dem unterostalpinen Deckenland im Semmeringgebiet am Ostrand der Ostalpen emporkommt. Regionale Gründe und der Vergleich mit der SE davon erkannten Rechnitzer Fenstergruppe sprechen dafür, daß man im Inhalt des Wechselsefensters paläozoische Schieferhülle des penninischen Systems zu erwarten hat. Dazu würde keineswegs passen, daß — besonders am NW- und W-Rand des Fensters, das unterostalpine Mesozoikum auf weiten Strecken konkordant mit Alpinem Verrucano (Perm) an der Basis auflagert. Die Auflagerung dieser jungen Hülle aber ist nur pseudo-konkordant. Verfolgt man den Rand über etwas größere Erstreckung, so zeigt sich, daß im Norden die Permotrias der Sonnwendsteinmulde auflagert, in der NW-Ecke des Fensters aber im Fröschnitzgraben S Peterbauerkogel noch schmal das Altkristallin der Stuhleckdecke an den Rand heranstreicht und S davon am Fensterwestrand noch ein das Stuhleckkristallin unterlagernder permotriadischer Streifen auf dem Wechselschiefer aufliegt (A. TOLLMANN 1968a). Auch hier kann das Semmeringmesozoikum nur als falsche Hülle des Wechsels betrachtet werden!

7. Aus den Westkarpaten soll als Beispiel für den „Hüllenaustausch“ das gerne von D. ANDRUSOV zitierte Phänomen der „Klippes coiffées“ der Pienidischen Klippenzone in Erinnerung gebracht werden. Die „Haube“, die hierbei der Klippe „aufgesetzt“ worden ist, spielt hierbei die Rolle der „falschen Hülle“. Wieder wurde die primäre Hülle der Klippen durch tektonische Abscherung weitgehend oder gänzlich entfernt. Ein schönes Beispiel einer „klippe coiffée“ bildet jene von Hrabovka N von Puchov (D. ANDRUSOV 1965, S. 1041) aus ladinisch-karnischem Kalk der Czorsztyner Fazieszone, auf der nur in kleinen Taschen und Höhlungen die ihr ursprünglich eigenen Coniac-Mergel lagern, während die Umgebung und eine in Resten auch darüber erhaltene Hülle aus dem flyschoiden Komplex des Alb-Cenoman der Klape-Decke besteht, von S her aufgeschoben.

Ein anderes anschauliches Beispiel einer solchen „klippe coiffée“ liegt in der in pieninischer Fazies entwickelten Klippe bei Upohlav, NE von der zuvor erwähnten Klippe vor, bei der das eigenständige, aus roten Cenoman-Turon-Mergeln bestehende Hüllsediment von einem flyschoiden Alb-Cenoman der von S her überschobenen Klape-Decke tektonisch verdrängt worden ist.

Schöne Beispiele solcher kleinräumiger „tektonischer Pseudomorphosen“ liegen ja in den Ostalpen in der diesen pienidischen Klippentypus repräsentierenden Grestener Klippenzone vor, wo gerade durch die Kartierung von G. LAUER (1966) solche Erscheinungen vielfach geschildert, aber noch anders gedeutet worden sind.



8. Lange unerkannt blieb schließlich der Hüllenersatz in jenen weiten Abschnitten des Mittelostalpins, in welchen das oberostalpine Deckgebirge dem Kristallin unmittelbar aufgeschoben ist.

#### **4. Die Frage der tektonischen Teilung von Fazieströgen an Hand des Hallstätter Troges**

##### **a) Beheimatung der Hallstätter Zone**

Die Hallstätter Fazieszone, charakterisiert durch rote, bunte oder helle pelagische Kalke mit lokalem Reichtum an spezifischen triadischen Ammonitenfaunen, setzt im mediterranen Orogen im Westen in den Ostalpen bei Lofer-Unken in Tirol ein und läßt sich von hier über West- und Ostkarpaten als weiter nach E ziehendes, durch seine spezielle Trias-Ausbildung leicht erfaßbares Element weiterverfolgen.

Durch den komplizierten Deckenbau der Kalkalpen in den Ostalpen zerrissen, zersplittert, teils erodiert, teils von Gosau verhüllt, barg die Rekonstruktion der Hallstätter Zone seit je das Hauptproblem der Nördlichen Kalkalpen. Die geradezu ideale tektonische Isolierung der Hallstätter Teilfazieströge im östlichen Salzkammergut (mergelreicher Zlam-bachtrog im Norden, kalkreicher Hallstätterkalktrog im S) in muster-gültige „Faziesdecken“ (Untere und Obere Hallstätter Decke) hat dazu geführt, daß beide um die Klärung der primären Verhältnisse der Hallstätter Zone bemühten gegensätzlich ausgerichteten Schulen (E. HAUG und L. KOBER einerseits, J. NOWAK und E. SPENGER andererseits) die verschiedenen Möglichkeiten der Beheimatung der Gesamtheit der Hallstätter Zone auf der Basis der Faziesdecken betrachtet haben. Auf dieser Grundlage aber ließen sich weite Abschnitte im Osten der Kalkhochalpen (Mürztaler Alpen), aber auch im Westen (Lammertal) in keiner Weise befriedigend erklären, da von den verschiedenen Synthetikern der beiden Schulen immer wieder Deckengrenzen am Rand der Hallstätter Fazies gefordert wurden, die aber keineswegs in allen Abschnitten vorhanden waren. Der immer wieder ansetzende Versuch der anderen extremen Richtung, auf Grund lokaler, sich innerhalb einer Einheit abspielender Faziesverzahnungen unter Negation der großen Deckengrenzen und der zahlreichen Fenster und Deckenschollen auf die autochthone Kanaltheorie von MOJSISOVICS zurückgreifen, ist aber mehr noch zum Scheitern verurteilt, weil zur Erklärung der zahllosen Deckschollen und Fenster unwahrscheinliche Hypothesen in enormer Zahl eingeführt werden mußten.

Die Lösung des Problems lag wiederum in der Mitte: Die Berücksichtigung der an altberühmten Linien überschobenen Großeinheiten einerseits, die gebührende Beachtung der real vorhandenen tektonisch unzertrennten Faziesverbindungen innerhalb dieser Großeinheiten (etwa zu Abschnitten in Dachsteinkalkfazies) andererseits führte zunächst im Osten der Hallstätterzone ganz konsequent zur Vorstellung von *Viel-faziesdecken* (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN 1962).

Solche Vielfaziesdecken sind ja auch schon aus anderen Teilen der Nordkalkalpen bekannt (E. SPENGLER 1963, A. TOLLMANN 1963).

Durch die Anwendung des gleichen Prinzipes auf den noch immer ungelösten Abschnitt des Lammertales soll zunächst in dieser Arbeit erstmalig die Frage nach der Stellung und Gliederung der Hallstätter Zone im Salzburgischen befriedigend beantwortet werden, darüber hinaus aber kann nach Auflösung dieses letzten großen Problems der Hallstätter Zone das tektonische Schicksal dieses gesamten Hallstätter Streifens in den Alpen und Karpaten skizziert werden und so ein in allgemein-tektonischer Hinsicht interessanter Beitrag zur Frage der tektonischen Aufteilung eines klar erfaßbaren Sedimentationstrogos regionalen Ausmaßes gegeben werden.

Die Frage nach der Beheimatung der Hallstätter Zone als Ganzes aber war gerade erst durch die Erfassung der noch vorhandenen unzerschnittenen Faziesübergänge zu lösen gewesen: Zunächst durch jene an den Rändern der Hohen Wand-Decke durch E. KRISTAN (1958, S. 270), dann besonders durch diejenigen innerhalb der Mürzalpendecke (1962, 1963) und schließlich durch die hier gegebene Deutung für die Stellung der schon altbekannten Faziesübergänge am Hohen Göll und am Kalkalpensüdrand in Salzburg. Diese Zusammenhänge bestätigen die Auffassung von L. KOBER — Hallstätter Zone ursprünglich innerhalb bzw. nahe dem Nordrand der Dachsteinkalkfazies beheimatet, entgegen der Meinung von E. SPENGLER — Hallstätter Faziesstreifen außerhalb und jenseits des Südrandes der Kalkalpen als Ganzes wurzelnd.

### **b) Die Lammerdecke — eine neue juvavische Vielfaziesdecke**

Naturgemäß kann im Rahmen dieser etliche Grundfragen des Alpen-Karpaten-Orogens berührenden Studie nur auf das für das Verständnis des Problems der westlichen Hallstätter Zone Wesentlichste eingegangen werden. Eine ausführlichere Darstellung muß einer späteren Arbeit über dieses Thema vorbehalten bleiben. Die hier dargelegten Fakten sind das Ergebnis von spezifischen theoretischen und feldmäßigen Studien im Rahmen der Erstellung der tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen 1 : 100.000, 2. Teil, Mittelabschnitt.

Zwischen der Dachsteindecke mit dem Dachstein- und Gamsfeldmassiv im Osten und der ihr äquivalenten (hochjuvavischen) Reiteralmdecke im Westen erstreckt sich vom Abtenauer Becken und der Region von Annaberg im E über das Lammertal und Golling zum Torrener Joch im Westen eine Zone, die aus einer dolomitreichen Mitteltrias besteht, die faziell weitgehend jener der Unteren Hallstätter Decke des östlichen Salzkammergutes vergleichbar ist und die eine Obertrias mit Pedataschichten und Zlambachmergeln sowie Schollen von Hallstätterkalk führt und die daher in ihrer Gesamtheit als Bestandteil der Hallstätter Zone gewertet werden muß. Diese Lammertalzone ist nun im Norden und Süden tektonisch klar begrenzt. Im Norden ist sie auf das Osterhorn-Tirolikum aufgeschoben, im Süden lagert sie über den Jungschichten der unter sie

abtauchenden Tennengebirgs-Nordantiklinale. Eine Reihe von kleinen Fenstern zeigt am Südrand die tektonische Auflagerung auf dem Tennengebirgs-Tirolikum (drei Fenster im SE am Gwechenberg W Annaberg — H. GRUBINGER 1953, S. 153 und das Kuchlbachfenster und Epenfenster SE Golling — B. PLÖCHINGER 1952, S. 171). Im Norden sind NE Golling Deckschollen in Hallstätter Fazies dem Hauptkörper der Decke vorgelagert (Rabenstein-Deckscholle, Grubach-Deckscholle u. a.), die Überschiebung beweisend. Im E liegt die hangende Überschiebungsfläche zwischen der noch Hallstätter Fazies zeigenden Loseggscholle im Liegenden und der zur Dachsteindecke gehörenden Bischofsmützenschuppe im Hangenden. Auf eine Begründung dieser Ostgrenze und ihrer Fortsetzung im Norden wird in Anbetracht der jüngst von W. SCHLAGER (1967) dargelegten Auffassung einer relativen Autochthonie der Dachsteindecke — auf der Annahme von Faziesverzahnungen beruhend, die in klarem Widerspruch zu den einschlägigen Geländebefunden steht — getrennt eingegangen werden.

Entscheidend für das Verständnis der Stellung der Lammertalzone ist die Frage der Zuordnung der im NW über den Hallstätter Serien dieser Schubmasse auflagernden Schollen des Gollinger Schwarzenberges und seines ihm — wie gezeigt werden wird — homologen Gegenstückes im W der Salzach, des Hohen Göll-Massives. Diese beiden Schollen zeigen eine komplette, bis zum Dachsteinkalk bzw. zu rudimentärem Lias reichende Schichtfolge in Dachsteinkalkfazies. Trotzdem diese Zone jüngst im Detail neu kartiert worden ist (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER 1952 im Bereich des Lammertales, B. PLÖCHINGER 1955 im Raum des Göll und Torrener Joches, H. ZANKL 1962 in Abschnitt der Torrener Joch-Zone) ist die Frage nach der Beziehung der Hallstätter Zone zum Umland und vor allem zu den ihr scheinbar auflagernden Schollen in Dachsteinkalkfazies von den einzelnen Bearbeitern, ja sogar von ein- und demselben Bearbeiter unterschiedlich beantwortet worden. Bis zuletzt war in allen Arbeiten der auf dem Boden der Deckenlehre stehenden Forscher stets der Versuch ausschlaggebend, Dachsteinkalkfazies und Hallstätter Fazies auch tektonisch zu trennen. So kommt es hier — als genaues Gegenstück zu den Verhältnissen im Raum der Mürzalpendecke im Osten — im Laufe der Zeit zu einer Vielzahl der Meinungen. Die Auffassungen im Sinne der Deckenlehre (die Frage der Autochthonie der Gesamtzone wird unten nochmals erörtert) lassen folgende Gruppierung zu:

1. Der Gollinger Schwarzenberg wurde bisher folgendermaßen beurteilt.

a) Die Gipfelpartie wurde als tektonisch vom Juvavikum der Lammertalzone getrennt erachtet und dem Tirolikum bzw. dem Voralpin i. a. zugeordnet: J. NOWAK 1911, Taf. 3, Fig. 14 (Gipfel gegen S zurückgefalteter Teil seiner Bajuvarischen Decke, Göll hingegen Teil der Dachsteindecke), F. F. HAHN 1913, S. 426—427 (Gipfel als von E her über das Lammertal-Juvavikum aufgestülptes Tirolikum gedeutet), W. DEL-NEGRO 1959, S. 7 (als wahrscheinlich gehobene Triasscholle der tirolischen Decke erachtet).

b) Die Gipfelpartie des Schwarzenberges wird zum Hochjuvavikum (=Dachsteindecke) gestellt: E. HAUG 1906, Abb. 7, S. 401 und Taf. 10 (Göllmassiv wird ebenso als Dachsteindecken-Äquivalent gewertet).

c) Die Schichtfolge von Sockel und Gipfel des Gollinger Schwarzenberges wird durch die Entdeckung des verbindenden Karn durch J. PIA 1924, S. 81 und Fig. 11 als untrennbares Ganzes erkannt. Daraufhin wird ab nun im Sinne PIA's fast stets der gesamte Schwarzenberg zum Hochjuvavikum (Dachsteindecke) gestellt und die Grenze zum Tiefjuvavikum des Lammertales tiefer unten angesetzt: W. DEL-NEGRO 1934, L. KOBER 1938 (Karte), J. LECHNER 1943, E. SPENGLER 1943, S. 254, E. DOLAK 1948, S. 7 (Schwarzenberg und Strubberg als „Oberjuvavische Decke“ von der „Unterjuvavischen Decke“ = Hallstätter Decke des Lammertales abgetrennt, der Göll aber wird als noch höheres Element, als „Dachsteindecke“ bezeichnet), W. DEL-NEGRO 1950, Fig. 26, S. 350, E. SPENGLER 1951, Karte, B. PLÖCHINGER 1952, S. 177, 193, B. PLÖCHINGER 1955, S. 116—117, Taf. 5 und ihm folgend E. SPENGLER 1956, S. 36 und mit Vorbehalt A. TOLLMANN 1966, Fig. 5, S. 424.

d) Eine Vereinigung von Schwarzenberg mit der Lammertalzone zu einer einheitlichen, tektonisch nicht unterteilten Decke, dem „Juvavikum“ als Ganzes ist durch L. KOBER 1923, S. 159, Fig. 74 vorgenommen worden. Dies war der richtige Weg, der aber von KOBER nach seiner Aufgliederung der Hallstätter Zone in ihrer Gesamtheit später (1938, Karte) selbst verlassen worden ist.

2. Dem Hohen Göll wurde von den verschiedenen Autoren folgende Stellung zuerkannt:

a) Tirolisch: C. LEBLING 1915, S. 21—22, Abb. 4—5 (Stellung knapp N der „Nördlichen Randspalte“ aus der er das Juvavikum ableitete), J. KÜHNEL 1925, S. 380; 1929, S. 519, 554 (zufolge der Annahme einer Transgression der Oberalmerschichten der Roßfeldmulde am Nordrand des Dachsteinkalkes des Hohen Göll), O. AMPFERER 1936, S. 104, A. THURNER 1943, S. 188, 259, O. GANNS 1951, S. 362 und neuerdings wieder B. PLÖCHINGER (in W. DEL-NEGRO 1960, S. 18) sowie W. DEL-NEGRO 1960, S. 18 entgegen ihrer früheren Meinung.

b) Hochjuvavisch: E. HAUG 1960, S. 406—407, Taf. 10, Fig. 2, J. NOWAK 1911, S. 83, L. KOBER 1938, Karte, B. PLÖCHINGER 1955, S. 117; 1956, S. 314.

c) Juvavisch im allgemeinen: F. F. HAHN 1913, S. 425: Da keine Trennung des Juvavikums in den einzelnen Abschnitten versucht wird, auch keine tektonische Trennung zwischen Hallstätter Schollen und Reiteralm-Decke angenommen wird, wird das Problem des Göll und seiner Stellung gegenüber Reiteralm, Torrener Joch-Zone usw. nicht aufgerollt. Gleiches gilt auch für die Darstellung bei A. THURNER, der unter Berufung auf F. F. HAHN dessen Meinung übernimmt (1943, S. 259, 1961, S. 665, Abb. 8; 1962, Abb. 7).

Bei einem Überblick über die zitierten Meinungen ergibt sich, daß Schwarzenberg und Göll zunächst von einigen Autoren als verschieden, von den meisten aber als analog gewertet worden waren. Seit J. PIA 1924 hatte sich fast allgemein die Auffassung von der hochjuvavischen Stellung dieser Schollen durchgesetzt, auch bei B. PLÖCHINGER und W. DEL-NEGRO, bis jüngst diese das Gebiet zuletzt ausführlich studierenden Autoren wieder schwankend wurden und die Scholle dem Tirolikum zuzuordnen gedachten.

Die Fakten aber, die heute über die Lammerzone bekannt sind, sprechen eine deutliche Sprache:

a) Die Dachsteinkalkmasse des Göll ist gegen Süden stratigraphisch untrennbar mit der unterlagernden tieftriadisch bis karnischen Serie der Torrener Joch-Zone verbunden. Die lokalen, nirgends durchlaufenden Störungen gestatten hier auf keinen Fall eine durchgehende Trennung der Zonen. Dies zeigt die Detailkartierung von B. PLÖCHINGER (1955, Taf. 5, Karte) selbst, dies ergab die Neukartierung durch H. ZANKL 1962 und im gleichen Sinn sprechen die eigenen Beobachtungen.

b) Die Dachsteinkalkkappe des Gollinger Schwarzenberges ist einerseits durch eine ungestörte durchlaufende Serie bis zur dolomitreichen tieferen Trias im Sockel des Berges (Haarberg) verbunden (Karte Taf. 9 bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER 1952), andererseits aber bildet diese Tieftrias von den Werfener und Gutensteiner Basis-schichten angefangen über die bezeichnend dolomitreiche Mitteltrias bis zum karnischen Dolomit die unmittelbare nordwestliche Fortsetzung des SW-Sockels des Vorderen Struberges, der einen integrierenden Bestandteil der Lammertalzone darstellt. Hier ist die Durchziehung einer Deckengrenze im Schutt E der Lammeröfen quer zum Streichen der Zone — nur weil die Obertrias über diesem gemeinsamen Sockel verschieden ist — vollkommen willkürlich. Wir sehen also in der Lammertalregion die gleiche Bindung der an Hallstätter Gesteinen reichen Lammertalzone mit dem durch Dachsteinkalk in der Obertrias ausgezeichneten Schwarzenberg wie in der im Jenner noch Hallstätter Faziesgesteine führenden Torrener Joch-Zone mit dem Dachsteinkalkmassiv des Hohen Göll.

c) Daß sich die Torrener Joch-Zone gegen E in die Lammertalzone fortsetzt, wird von keinem Bearbeiter bestritten, sondern sowohl in synthetischen Arbeiten (A. THURNER 1951, S. 668; W. HEISSEL 1952, S. 226) als auch von den Lokalkennern (H. ZANKL 1962, S. 455 und 1967, S. 132) durch weitere Argumente bekräftigt. Aus eigener Anschauung ist dem zuzustimmen.

d) Die gesamte Masse mit reiner Hallstätter Fazies und mit den damit verbundenen Dachsteinkalkklötzen des Schwarzenberges und Göll aber ist als Ganzes dem Tirolikum als Decke aufgelagert. Dies ist natürlich mit ein entscheidender Punkt bei der Aufstellung der „Lammerdecke“, die die Lammertalzone, die

Torrener Joch-Zone und die beiden Dachsteinkalkschollen als Gemeinsames, Verbundenes, aber gegenüber dem Untergrund von S her fernüberschobenes System bezeichnet.

Wieder kann zur Begründung hier nur das Wesentlichste gesagt werden. Beginnen wir im Westen. Die Verschweißung der G ö l l m a s s e mit der im Norden vorgelagerten Jura-Neokom-Roßfeldmulde im Sinne von J. KÜHNEL (1929, S. 519) wurde durch die Neukartierung von B. PLÖCHINGER (1955, S. 116—117, Taf. 5) widerlegt: An der Göll-Nordfront zieht vielmehr — wie schon seit A. BITTNER (1884) bekannt — an der Linie Wilder Freithof—Gollinger Wasserfall eine bedeutende Störung durch. Im großen gesehen bildet der Göll ebenso wie der Gollinger Schwarzenberg eine schöne nordvergente Stirneinrollung. Die davorliegenden Schrambachschichten tauchen im E mit stark diskordant unter diese Stirn einfallenden Achsen ab. Wo vor der Göllstirn noch Dachsteinkalk der tirolischen Unterlage aufgepreßt worden ist, zeigen zwischengeschaltete tektonische Linsen von Oberalmer Schichten den Verlauf der tektonischen Grenze an. Im W liegt der Göll unter starker Verschleifung und Durchbewegung des Untergrundes dem Jura des Tirolikums auf.

Dieser prächtige Überschiebungsrand mit umfangreichen Jura-Zwischenschuppen im Westabschnitt der Lammerdecke im Raum N und S der Scharitzkehlalm wurde von allen Bearbeitern hervorgehoben (E. BÖSE 1898, S. 492, Abb. 11; K. BODEN 1930, S. 403; C. LEBLING 1935, Abb. 2 und S. 21; W. DEL-NEGRO 1950, S. 110; H. ZANKL 1962, S. 458, Abb. 4 u. a.), wenn auch hierbei der westvergenten (Nach-)Bewegung von den verschiedenen Autoren eine in ihrem Ausmaß wechselnde Bedeutung zugemessen worden war.

Die Torrener Joch-Zone hebt entgegen der Angabe von H. ZANKL (1960, S. 7), daß diese Zone eine Antiklinalstruktur der Tirolischen Einheit darstelle, nahe W unter dem Torrener Joch in Form der gut überblickbaren Königsberg-Mulde mit tieftriadischen Gesteinen über Jüngerem gegen W aus. Das wurde gerade auf der von H. ZANKL anlässlich der 112. Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft geführten Exkursion deutlich, sodaß ich in der Diskussion im Gelände damals bereits auf diesen seitens H. ZANKL übergegangenen, aber deutlich sichtbaren Lokalbefund mit Nachdruck aufmerksam gemacht hatte, ohne daß ich mir damals schon das großtektonische Verhältnis von Torrener Joch-Zone, Göll und Untergrund in der hier dargestellten Art erklären hätte können.

Der Nordrand der Lammerdecke ist im Abschnitt NE Golling durch die oben erwähnten, bis 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub> km dem zusammenhängenden Deckenrand vorgelagerten Deckschollen in Hallstätterkalk-Fazies markiert. Da allerdings der Hauptkörper der Lammerdecke — abgesehen von den Dachsteinkalkklötzen im NW — der Zlambachfazies angehört (s. u.), ist es wahrscheinlich, daß diese Deckschollen Reste einer eigenen Oberen Hallstätter Decke darstellen, was noch zu klären bleibt. Die zusammenhängende Lammerdecke selbst bildet ebenso wie am Göll auch hier im Frontalteil Haarberg—Schwarzenberg eine nordvergente Stirnfalte. Be-

treffs der tektonischen Grenze des Juvavikums als Ganzes zum Südrand des Osterhorn-Tirolikums kann auf die Untersuchung von B. PLÖCHINGER (1953, Taf. 15) verwiesen werden, eine Darstellung, die im Ostabschnitt durch die Neuergebnisse der Aufnahme von U. WILLE-JANOSCHEK (1966, Taf. 10) durch Entdeckung eines schmalen Streifens von Haselgebirge, das über dem abtauchenden Osterhorn-Tirolikum-Südrand N vom Rigausbecken noch unter der Gosau sichtbar wird, bestätigt und ergänzt worden ist. Hinsichtlich der Abgrenzung der von E herankommenden Oberen Hallstätter Decke und der Lammerdecke ergeben sich allerdings auf dieser nordöstlichsten Strecke durch die außerordentlich tiefe Moränen-Verschüttung des Abtenauer Beckens und durch die weiten Gosauablagerungen im Raum von Gosau und Abtenau erhebliche Schwierigkeiten.

Während die in der unterlagernden Werfener Schuppenzone herrschende jüngere südvergente Verschuppung untergeordnet auch noch in den südöstlichen Abschnitt der Lammerdecke emporgreift, ist die Deckennatur der Dachsteindecke als Ganzes über dem Tiefjuvavikum sehr deutlich — am Westrand der Dachsteindecke von der Basis der Bischofsmützenschuppe gegen N und in Fenstern im Innern der Dachsteindecke (z. B. Hinteres Gosaufenster), trotz gegenteiliger Angaben von W. SCHLAGER (1966, 1967). Als Problem bleibt hier aber offen, inwieweit sich die Obere Hallstätter Decke noch über der faziell aus der Unteren Hallstätterdecke gegen W hervorgehenden Lammerdecke als isolierte Schollenregion verfolgen läßt (s. u.). Gerade die tektonischen Fenster sprechen neben einer Reihe anderer Fakten hier deutlich für die Deckennatur der Dachsteindecke. Die von W. SCHLAGER 1966 für die Nichtexistenz des Hinteren Gosauseefensters vorgebrachten Angaben sind, wie eine Überprüfung des gesamten aufgeschlossenen Fensterrandes (im E, N und W) ergab, in der Natur nicht in der beschriebenen Art vorhanden; auf Grund der eigenen Beobachtungen hingegen kann nur die bereits von O. GANSS 1954 gegebene Darstellung der tektonischen Natur des Auftauchens der fossilbelegten rhätischen Zlambachmergel unter dem Dachsteinkalk der Dachsteindecke bestätigt werden, worauf getrennt zurückzukommen ist.

Die alte offene Frage nach der tektonischen Abgrenzung des Lammer-Juvavikums im SE gegen das Werfener Schuppenland um Annaberg (vgl. B. PLÖCHINGER 1952, S. 195) ist durch die Kartierung von H. GRUBINGER (1953, S. 153) W Annaberg befriedigend beantwortet worden, da dort die Auflagerung des Juvavikums über dem Tirolikum durch die Existenz von drei Fenstern im Juvavikum (Lammerdecke) des Gwechenberges und einer Deckscholle am Nordabhang des Lehenberges erfaßt worden ist. Die Fortsetzung der tektonischen Linie nördlich und östlich um Annaberg herum ist durch die im Permoskyth steckende Mitteltriaschollenreihe, die auf die Basis der Loseggsscholle mit ihrer Hallstätterfazies hinführt, gegeben.

Der Südrand der Lammerdecke ist wieder allenthalben durch die Überschiebung von Tieftrias über den bis in den Jura reichenden

Tennengebirgs-Nordabfall klar markiert. Die weiters beweisenden Fenster SE Golling wurden oben angeführt. Ein weiterer Hinweis auf die Ortsfremdheit der Lammerdecke liegt übrigens in der starken, transportierten, nicht mit dem Rahmen übereinstimmenden internen Tektonik. Besonders dort, wo der Deckenrand (SE Golling) durch mehrfaches Zurückspringen gezackt verläuft, ist das diskordante Abschneiden der internen Faltenzüge (z. B. Lammersynklinale, Kuchlbachantiklinale, Sattelbergantiklinale) gegen das Tirolikum hin deutlich.

Im Bereich des Nordrandes vom Tennengebirgs-Tirolikum hat die jüngst von V. HÖCK & W. SCHLAGER (1964, S. 228) entdeckte Sedimentation von Hallstätterkalkblöcken als Exoten innerhalb der mitteljurassischen (?) Strubbergsschichten die Epigonen der autochthonen, vordекentektonischen Vorstellungen im Sinne der MOJSISOVICS'schen Hallstätter Kanaltheorie, die ja später noch in den Kreisen der paläontologisch orientierten Bearbeiter aufgegriffen worden war (K. LEUCHS 1927, F. TRAUTH 1936), wesentlich bestärkt (H. ZANKL 1967, S. 132, W. SCHLAGER 1967, S. 243, 259). Es handelt sich hierbei um die in die groborogenen Brekzienlagen der Strubbergsschichten — die die unmittelbare tektonische Unterlage der Lammerdecke bilden — eingesedimentierten Großschollen aus Hallstätter Gesteinen. Diese zuvor als tektonisch gedeuteten Schollen (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER 1952, S. 174) lagern, wie auch eigene Beobachtungen bestätigen, sicher sedimentär im Sinne von V. HÖCK & W. SCHLAGER innerhalb der Strubbergsschichten. Diese Beobachtung allein aber gibt ohne jede nähere Untersuchung keine Handhabe, daraus die Folgerung einer ursprünglich gegen S gerichteten Schüttung dieser Großschollen der Brekzie zu ziehen bzw. anders ausgedrückt, auf eine innerhalb des Tirolikums N des Tennengebirges gelegene Heimat der Lammerzone zu schließen und deren Deckennatur abzulehnen. Dies wäre erst — unter Bedachtnahme auf all die anderen heute schon vorliegenden Einzelheiten, die den Deckencharakter dieser Einheit erweisen — dann ernstlich gerechtfertigt gewesen, wenn zunächst das Alter der Strubbergsschichten exakt datiert worden wäre (sie könnten ja auch erst zur Zeit entstanden sein, als schon die vorwandernde Deckenstirn S des Strubberge-Sedimentationsbecken gelegen gewesen war), vor allem aber die Schüttungsrichtung der Brekzien gegen S bewiesen worden wäre. So aber ist die Herkunft der exotischen, olistholithartigen Schollen in dieser orogenen Brekzie ebenso durch Gleitung aus der auf Grund aller anderen Beobachtungen (s. u.) nur etliche km im S, am Südrand des Tennengebirges beheimatet zu denkenden Hallstätter Zone möglich. Wie im nächsten Abschnitt (S. 236 ff.) gezeigt werden wird, bietet nämlich gerade die Hallstätter Zone — überblickt man sie in regional ausgreifender Sicht — eine Vielzahl noch grandioserer und z. T. altberühmter Beispiele solcher exotischer Klippen-Eingleitung in die jüngsten Schichtglieder der nachmaligen tektonischen Unterlage, u. zw. über noch wesentlich weitere Distanzen hin als hier erforderlich. Um an die Entfernungen zu erinnern, über welche exotische Blöcke als Olistholithe bei orogenetischer Unruhe verfrachtet werden können, sei hier nur vergleichsweise auf die bekannten Beispiele aus Sizilien verwiesen, wo



Blöcke nachweislich fast über die ganze Breite dieser Insel hinweg befördert worden sind.

Die Herkunft der Lammerdecke. Zuzufolge der an den Stirnfalten im Göll und Schwarzenberg ablesbaren nordvergenten Bewegung der Lammerdecke ist ebenso wie bei den übrigen kalkalpinen Decken die Heimat dieser Einheit im S zu suchen. In historischer Sicht interessant ist der Versuch, das westliche Juvavikum als Ganzes aus der Störungszone am Torrener Joch und ihrer westlichen Fortsetzung, die noch bis an das Ostufer des Königssees hinunter verfolgbar ist, abzuleiten (C. LEBLING 1915, S. 18). Der Versuch scheiterte daran, daß diese Störung — wie in der Folge von einer Reihe von Autoren gezeigt wurde — S vom Watzmann endet und damit das Juvavikum mit der ja noch viel weiter nach W reichenden Reiteralmdedecke und den Hallstätter Deckenresten darunter nicht aus dieser Linie bezogen werden kann. Hier im W fehlt einfach eine innere tirolische „Wurzelzone“. Man muß also zur Ableitung des Juvavikums in diesem westlichen Raum an die Südseite der Kalkalpen, an den Tirolikum-Südrand, zurückgehen — was faziell bereits seit F. F. HAHN (1913, S. 466) bis herauf zu einer Reihe sehr exakter moderner sedimentologischer Untersuchungen, zuletzt G. SCHULER (1968, S. 51, zahlr. Abb.) belegt worden ist.

Allerdings könnte man in Versuchung kommen, daneben einen zweiten, nördlicheren Hallstätter Kanal innerhalb des Tirolikums vom Lammertal bis zum Torrener Joch zu konstruieren. Dafür haben wir nun in den Nachbareinheiten gar keine faziellen Anklänge, während man in dem nach den tektonischen Verhältnisse zu erwartenden Heimatgebiet, am Kalkalpensüdrand, auch im Raum des Tennengebirges, glücklicherweise noch die sich mit dem Dachsteinriffkalk verzahnenden Hallstätterkalkreste als beredete Fazieszeugen vielfach erhalten hat. Diese altbekannten Verzahnungen weisen in die gleiche Richtung, in die die oben erwähnte tektonische Beobachtung über die Herkunft der Reiteralmdedecke samt Hallstätter Schollen sowie die Nordvergenz anzeigende Lammerdeckenstirn verweisen. Es war bisher nur ein sehr schöner Anknüpfungspunkt der Hallstätter Fazies an das Innere des Tirolikums an der erwähnten Linie gegeben: die Verzahnung der fossilführenden roten Hallstätterkalke in den Dachsteinriffkalken des Göllbretts auf der SW-Seite des Göllmassivs. Diese Anknüpfung aber hatte nur so lange für eine inner-tirolische Ableitung Wert, so lange man an die relative Autochthonie des Göllmassivs, also an seine Stellung mitten innerhalb des Tirolikums geglaubt hatte (zuletzt noch H. ZANKL 1962, S. 448, Abb. 1). Der Nachweis der tektonischen Nordbegrenzung des — wie oben beschrieben — zur Lammerdecke gehörigen Göllmassivs spricht nun nur noch einmal mehr für die Herkunft aus eben jener Region am Kalkalpensüdrand, in die nunmehr sich die Verzahnungsstelle von Hallstätterkalk und Riffkalk als eine unter vielen harmonisch einfügt. Auch der nicht zum Osterhorn-tirolikum-Südrand mit seinen durchwegs geschichteten Dachsteinkalken passende Riffkalk des Gollinger Schwarzenberges ist nunmehr als ein solches Element von der sich in diesem Meridian ja erst in der am

Tennengebirgssüdrand einstellenden Riffkalkzone verständlich. Die Verzahnung von ammonitenführenden, roten Hallstätterkalken mit den Dachsteinkalken ist vom Tirolikum-Südrand von der Südseite und der Gipfelpartie des Hochkönig, von der Übergossenen Alm, von der Südseite des Hochgschirrs im Hagengebirge und von den Südwänden des Tennengebirges bis zum Wieselstein an dessen Ostende bekannt und wird bei F. TRAUTH (1925, S. 184—185) unter Zitierung der Literatur zusammengefaßt, sodaß hier nur darauf verwiesen zu werden braucht.

Kennen wir demnach heute ein solche Vielzahl von klaren Faziesanknüpfungspunkten am Tirolikum-Südrand, so ist kein fazieller Punkt für eine Anknüpfung der Hallstätter Zone im Inneren des Tirolikums durch Auftreten von Hallstätter Gesteinen in letzterem vorhanden. Blickt man weiter, so kommt noch hinzu, daß durch die jüngst erfolgte Aufdeckung von Vielfaziesdecken im Raum der Hallstätterzone (namentlich an Hand der Mürzalpendecke) von der anderen Seite her sicherer Boden in der Frage der primären Nachbarschaft und Beheimatung der Hallstätter Gesteine gefunden werden konnte. So gilt schon heute die von E. SPENGLER noch 1963, S. 472, 474, vertretene, bis dahin ja allgemein herrschende Auffassung nicht mehr, daß die Hallstätter Fazies (bzw. seine „Salzbergfazies“) tektonisch allenthalben gänzlich isoliert sei. Hingegen sind durch die neuen Beobachtungen und durch Einziehung mancher nicht vorhandener Deckengrenzen heute mehr Faziesanknüpfungspunkte des Hallstätter Raumes bekannt, als man vor kurzem zu hoffen gewagt hat.

Doch kehren wir zur Lammerdecke an sich zurück. Für ihre tektonische Herkunft vom Kalkalpensüdrand spricht schließlich auch noch der von W. HEISSEL (1953, S. 354, Taf. 14) entdeckte juvavische Deckenrest der Riedelwand-Deckscholle. Diese Scholle liegt mit einer Längserstreckung von über 1 km 5,5 km ENE des Hochköniggipfels auf den in Resten Jura tragenden Dachsteinkalken des Ostteiles des Hochkönigmassivs. Sie zeigt eine Schichtfolge von Ramsaudolomit, Reingrabener Schiefen, Hauptdolomit und Dachsteinkalk, die jener der Torrener Joch-Zone entspricht. Die Scholle kann nicht, wie die juvavischen Deckenzeugen weiter im W, die vom Steinernen Meer seit langem bekannt sind (F. F. HAHN 1913, S. 342), im Sinne von W. DEL-NEGRO (1960, S. 18) als Rest der Reiteralmdecke gewertet werden, einfach da sie zu weit östlich von dieser, nämlich im Meridian von Göll-E bzw. Torrener Joch-Zone-E liegt.

Während der Riedelwand-Deckscholle für die uns hier beschäftigende Frage entscheidende Bedeutung zukommt, sind die bisher bekannt gewordenen 14 Deckschollen über dem Steinernen Meer und die fünf Deckschollen über dem Westteil des Hagengebirges zwar eindrucksvolle und unwiderlegliche Deckenzeugen im Südabschnitt der einstigen Überschiebungsbahn des westlichsten Juvavikums (Reiteralmdecke mit ihrem Hallstätter Schollenkranz), können aber nicht unmittelbar für die Ableitung der Lammerdecke verwertet werden.

Ferner aber dürfen die schon bekannten juvavischen Deckschollen im Bereich des Tennengebirges selbst als Deckenzeugenreste der Lammer-

decke nicht übergangen werden. Sicherlich sind sie noch nicht durch Einzelkartierungen so gut gesichert wie die analoge Riedelwand-Deckscholle der westlichen Lammerdecke, aber die Vorkommen sind nicht einfach alle durch ein Hervorholen der tirolischen Basis durch die Dachsteinkalkmassen hindurch erklärbar: J. KÜHNEL (1928, S. 242) hat auf der Pitschenbergalm eine Deckscholle aus Werfener Schiefer und Dolomit (bzw. noch Dachsteinkalk?), H. GRUBINGER (1953, S. 153) eine Reihe von ihm als Deckschollen der Gwechenbergmasse (=SE-Teil der Lammerdecke) gedeutete Reste aus Werfener Schiefen vom Ostteil des Tennengebirges beschrieben, u. zw. N Lehenberg, N und S Gappenhof und SW der Königswand.

Das tektonische Verhältnis der Lammerdecke zum Juvavikum ist dergestalt, daß die Lammerdecke im wesentlichen die Fortsetzung der Fazies der Unteren Hallstätter Decke des östlichen Salzkammergutes darstellt. Seitdem dort außer der typischen Obertrias mit den Pedata-, Pötschen- und Zlambachschichten die vollständige Schichtfolge der Unteren Hallstätter Decke bis hinunter zu den Werfener Schichten bekannt geworden ist (seit 1960 — A. TOLLMANN, S. 56—67), ist ja auch der Vergleich in der eine Reihe typischer Dolomite führenden Mitteltrias möglich geworden. Die Lammertalzone wurde von mir nach ihrer Hauptfazies daher ursprünglich (1966, S. 124, Fig. 5 bzw. dépliant) einfach als westliche Fortsetzung der Unteren Hallstätter Decke gewertet. Der hier aber geschilderte Zusammenhang mit den vom ursprünglichen Südrand des Tirolikums abgerissenen Stücken des Schwarzenberg und Göll aber zwingt dazu, in der Lammereinheit eine Vielfaziesdecke zu sehen, die über die durch den Begriff Untere Hallstätter Decke (Zlambachdecke) definierte Einheit hinausgeht. Die Hallstätterkalkfazies der Oberen Hallstätter Decke des klassischen Gebietes im Ostsalzkammergut zeigt sich im W in den tektonisch selbständigen Schollen von Hallein an gegen W in der Unterlage der Reiteralmdacke. Diese werden zusammen mit der Reiteralmdacke, diesem höchsten und ursprünglich südlichsten Element, gegenüber der Lammerdecke noch südlicher beheimatet gewesen sein und über ihren Westteil hinweggeschoben worden sein. Dieser Vergleich gibt auch einen Hinweis darauf, in der von B. PLÖCHINGER 1952 noch im wesentlichen einheitlich gesehenen Schichtfolge der Lammerdecke mit nur lokalen Schuppen im Hallstätterkalkanteil der Pailwand, am Vorderen Strubberg, am Lammereck sowie in den Deckschollen NE Golling Reste der Oberen Hallstätter Decke zu sehen. Aber die Frage nach der Stellung der Hallstätterkalk-Schollen am Rücken der Lammerdecke gehört noch genauestens überprüft, bevor hier eine Entscheidung zu fällen ist.

#### c) Die Ablösung von Fazies- und Vielfaziesdecken in der alpin-karpatischen Hallstätter Zone

Die Frage nach der tektonischen Gliederung und Stellung der Lammer-Torrenere Joch-Göllmasse im Salzburgischen Gebiet bildete das letzte große offene Problem der Hallstätterzone der Ostalpen, nachdem die strittigen Fragen im Mittel- und Ostabschnitt teils durch Neukar-

tierungen, teils durch neue Deutungen der alten Befunde eine befriedigende Erklärung gefunden haben. Es bleibt nur noch die Frage nach der tektonischen Abtrennung eines mergelreichen Anteiles der Hallstätter Decke im Bereich des Halleiner Salzberges, die von B. PLÖCHINGER und W. MEDWENITSCH verschieden beantwortet wird, die aber für die Frage der Überschiebungsart, der Großgliederung und Beheimatung der Hallstätter Zone als Ganzes zufolge des lokalen Charakters unbedeutend ist.

So können wir nun darangehen, ein Gesamtbild der Hallstätter Zone zu skizzieren, wobei besondere Beachtung auf das spätere tektonische Schicksal der einzelnen Abschnitte dieser faziell so gut erfaßbaren Einheit innerhalb der Kalkalpen und in der Fortsetzung in den Karpaten gelegt wird.

Die Hallstätter Schollen, die die Reiteralmdecke von Lofer im W bis Hallein im E ringsum unterlagen und z. T. auch weiter ab davon im S über tirolischem Untergrund erhalten geblieben sind, stellen im Vergleich zum Untergrund und zur hochjuvavischen Reiteralmdecke eine zerrissene Faziesdecke dar. Dabei ist — wie erwähnt — die noch nicht einheitlich beantwortete Frage der weiteren Untergliederbarkeit in zwei Teildecken im Halleiner Gebiet von untergeordneter Bedeutung. Die Herkunft der Schubmassen muß, wie oben aus faziellen und tektonischen Gründen dargelegt, an den Südrand der Kalkalpen zurückverlegt werden.

Die Hauptmasse des östlich anschließenden Juvavikums liegt in Form der Lammertaldecke als Vielfaziesdecke vor. Dachsteinkalkfazies des einstigen Tirolikum-Südrandes und Zlambach-Fazies sind in einer Einheit untrennbar vereint. Ob die auflagernden Hallstätterkalkschollen im Bereich des Lammertales die Fortsetzung der Oberen Hallstätter Decke darstellen, ist noch zu untersuchen. Innerhalb des Anteiles in Dachsteinkalkfazies ist das mehrfache Ansetzen von Hallstätterkalk-Linsen im Göll-Jenner-Abschnitt bezeichnend, wie schon C. LEBLING (1935, S. 15 und Karte) und H. ZANKL (1962, S. 453 f.) betont haben.

Im Abschnitt unter und besonders vor der Dachsteindecke ist die Gliederung des Juvavikums in Faziesdecken wiederum klassisch: Die ursprünglich nördliche Zlambachfazieszone des Hallstätter Troges wurde zur Unteren Hallstätter Decke (W. MEDWENITSCH 1958, A. TOLLMANN 1960), die Hallstätterkalkfazies ist in der Oberen Hallstätter Decke vereint und die einst erneut im S anschließende Dachsteinkalkfazies bildet heute die höchste Decke, die hochjuvavische Dachsteindecke. Fast keine Faziesübergänge existieren hier in den scharf getrennten Hallstätter Faziesdecken (A. TOLLMANN 1962a, S. 496 f.), die gerade dadurch ein an Klarheit kaum zu überbietendes Beispiel allochthonen Baues in den Nordkalkalpen bieten.

Für den Ostabschnitt der juvavischen Zone von den Gesäusebergen an über Hochschwab und Mürztaler Alpen konnte 1962 (E. KRISTAN-TOLLMANN et al., Taf. 1) gezeigt werden, daß es sich bei der dort neu

abgegrenzten „Mürzalpendecke“ um das Musterbeispiel einer *Vielfaziesdecke* handelt, in der Übergänge zwischen der voralpinen Dachsteinkalkfazies im NE, der Hallstätter Fazies im Raum der Mürztaler Alpen, der hochalpinen Dachsteinkalkfazies im Hochschwab und in den Gesäusebergen und der Aflenzter Fazies im SE des Hochschwabes vorliegen. Dieses Beispiel einer *Vielfaziesdecke*, in der die Hallstätter Zone beiderseits mit den angrenzenden Nachbarräumen noch sedimentär verbunden ist, war für die Frage der Beheimatung der Hallstätter Zone von entscheidender Bedeutung und wurde vom Autor 1963 nochmals des näheren behandelt, sowie die tektonische Abgrenzung der Mürzalpendecke 1967 auf der tektonischen Karte der östlichen Kalkalpen im Detail wiedergegeben.

Die unter der Überschiebungsmasse der Schneebergdecke weitgehend ausgedünnte Mürzalpendecke kommt in dem auch als „*Decke der Hohen Wand*“ bezeichneten Abschnitt im Osten nochmals breit zutage. In diesem Raum handelt es sich bereits wiederum um eine im wesentlichen auf die Hallstätter Zone beschränkte *Faziesdecke*, die allerdings am Nord- und Südrand gerade noch Faziesanknüpfungen an die voralpine Ötscherdecke (N) bzw. die hochjuvavische Schneebergdecke (S) durch Ansetzen einzelner charakteristischer Schichtglieder erkennen läßt, wie E. KRISTAN (1958, S. 269—270) herausgearbeitet hat.

Nach dem großen Sprung über die weiten, verdeckten Teile in den intramontanen Jungsenken hinweg kommt die Hallstätter Zone in den Westkarpaten in den *Gemeriden*, u. zw. der nördlich gelegenen *Galmszone* (Muran) und in dem weiter südlich liegenden *Slovakischen Karst* zutage. Nach den bisherigen Angaben der slovakischen Geologen erscheint die Hallstätter Fazies hier wiederum in dem Rahmen aus Dachsteinkalkfazies eingebunden und ist nicht tektonisch isoliert. In der als *Deckscholle* über den *Veporiden* aufgeschobenen nördlichen *gemeriden* Scholle des *Muranplateaus* zeigen sich im SW-Teil gegenüber dem von Dachsteinkalkfazies beherrschten NE-Abschnitt bereits Anklänge an Hallstätter Fazies (J. BYSTRICKY & A. BIELY 1966, S. 36): Örtlich erscheinen in Verbindung mit *Steinalmkalk* oberanisische *Schreyeralkalke* mit *Ptychiten*, im Nor sind im SW-Muran die sogen. *Furmanec-Kalke*, *Ammoniten* und *Brachiopoden* führende massive oder dickbankige *organodetritische Kalke* vorhanden. Eine breite *Übergangszone* führt zur eigentlichen, typischen *Hallstätterkalkfazies* im S der *Gemeriden*: im nördlichen Abschnitt des *Gemeriden-Südteiles*, des *Slovakischen Karstes*, ist noch immer ein *Nebeneinander* (bzw. ein *Übereinander*) von *Megalodonten* führender *Dachsteinkalkfazies* und von *grauen Kalken* mit *crinoidenreichen Linsen*, die *Ammoniten*, *Brachiopoden* und *Mollusken* der Zone des *Pinacoceras metternichi* führen. Im Süden des *Slovakischen Karstes* schließlich dominiert im norischen *Leitniveau* der *Hallstätterkalk* mit *Monotis salinaria* BR. (J. BYSTRICKY & A. BIELY 1966, S. 51) und reicht bis auf die ungarische Seite des *Gömörer Karstes* (K. BALOGH & G. PANTO 1953, S. 654; 1959, S. 74, Beil.-Taf. 10). In der Gesamtheit betrachtet, stellt daher die *Gemeriden-Großeinheit* eine *Vielfaziesdecke* dar.

In den Ostkarpaten ist die Hallstätter Fazies in klassischer Art in Form von roten, fossilreichen Kalken seit dem vorigen Jahrhundert bekannt. Sie tritt nur in der dem Oberostalpin äquivalenten Siebenbürgischen (Transsylvanischen) Decke auf, die aber leider nur in ganz zerrissenen Deckschollenresten und eingesedimentierten exotischen Klippen erhalten ist. So ist ladinischer Hallstätterkalk bei Preu Kailor/Bukowina, karnischer bei Cimpulung in der Moldau („Rarau-Decke“ der Moldova), norischer unweit westlich davon bei Pojorita altbekannt (G. v. ART-HABER 1906, S. 437—438, V. UHLIG 1907, S. 961 ff.). Da die Vorkommen zu kleinen Klippen reduziert sind, ist die Frage nach der tektonischen Selbständigkeit der einstigen Hallstätter Zone innerhalb des Siebenbürgischen Deckensystems nicht leicht zu beantworten. In letzter Zeit sind ja den einzelnen Schollen der Siebenbürgischen Decke Lokalnamen gegeben worden (Rarau-, Haghimas-, Persani-Decke), ohne daß aber etwas über die wahre Selbständigkeit auch nur dieser größeren, räumlich weit auseinanderliegenden Hauptkörper ausgesagt werden kann.

Der Überblick über die Hallstätter Zone im Alpen-Karpaten-System zeigt demnach einen wiederholten Wechsel von Fazies- und Vielfaziesdecken, die sich im Streichen ablösen: Faziesdecken im Reiteralmgebiet, Lammerdecke als Typ der Vielfaziesdecke, Faziesdecken im östlichen Salzkammergut, Mürzalpen-Vielfaziesdecke, Hohe Wand-Faziesdecke, Gemeriden-Vielfaziesdecke. Es gibt also, auch wenn man nur die Ostalpen betrachtet, keine „Hallstätter Decke“ im Gesamttraum der Nordkalkalpen, sondern es gibt abschnittsweise zwei faziell getrennte Hallstätter Decken (Salzkammergut-E), es gibt im Raum der Hohen Wand ein einheitliches, aber tektonisch isoliertes Tiefjuvavikum (eine Hallstätter Decke), von der das Hochjuvavikum als Schneebergdecke abgetrennt erscheint, es existieren aber auch Fälle, in denen das gesamte Juvavikum in einer oft noch Stücke der nördlich angrenzenden Sedimentationsgebiete umfassenden Vielfaziesdecke vorliegt (bes. Mürzalpendecke und Gemeriden) und man daher in diesem Fall nicht mehr von einer Hallstätter Decke sprechen kann. Eine schematische Übertragung von Beobachtungen aus einem Einzelabschnitt auf die gesamte Zone — sei es aus dem Bereich einer Faziesdecke, sei es auf Grund eines beobachtbaren Faziesüberganges zu einer noch mitgerissenen Nachbarscholle, woraus womöglich unter Zugrundelegung des Konzeptes der Ortsgebundenheit die Autochthonie der ganzen Hallstätter Zone gefordert wird, führt in jedem Fall zu unrichtigen Vorstellungen.

##### **5. Olisthostrome und exotische Klippen im hochzentraliden Stockwerk**

Abschließend soll noch ein sehr eindrucksvolles tektonisch-sedimentäres Phänomen herausgegriffen und beleuchtet werden. Neue Arbeiten in verschiedenen Abschnitten des Orogens haben die weite Verbreitung des Typus der orogenen Brekzien, der exotischen Klippen und der Olisthostrome gezeigt. Eine begriffliche Klärung der in diese Gruppe gehörigen Phänomene hat jüngst H. BADOUX (1967, S. 401 ff.) an Hand von Beispielen aus den Schweizer Alpen gegeben. Diese im Zusammenspiel

von Tektonik und Sedimentation entstandenen Bildungen gestatten schöne Einblicke in den Mechanismus des Gleittransportes großer Materialmassen. Die Erscheinungen lassen sich etwa wie folgt gruppieren: Zunächst erscheinen Mengen von Fremdgeröllen und Blöcken in einem weit von ihrer Heimat entfernten Sedimenttrog, meist unter Mitwirkung von Olisthostromen, also submarinen, gravitativ transportierten „Blockmuren“. Dann macht sich das Heranrücken der die Exotika liefernden Decke bemerkbar, die zunächst als Abscherungsdecke aktiv, später als Gleitdecke passiv verfrachtet wird und die schließlich die zuvor gebildeten Olisthostrome und flyschoiden Massen mit den darin enthaltenen exotischen Blockklippen überfährt und durch den Gleittransport sich selbst in Schollen auflösen kann.

Solche Erscheinungen gibt es natürlich in verschiedenen Einheiten und zu verschiedenen Zeiten des Orogenstadiums. Ich will mich hier auf die vergleichende Betrachtung einiger besonders markanter oder noch als problematisch empfundener Beispiele aus dem hochzentraliden Stockwerk beschränken, das diese Erscheinungen — vielfach im Vorland der Hallstätter Zone — in eindrucksvoller Weise zeigt.

In der kalkalpinen Zone der Ostalpen verspürt man die ersten kräftigen Vorphasen vor Beginn der Orogenese bereits im höheren Jura. Die eigentliche Deckentektonik (vom jurassischen Gleitfaltungstypus „Sonwendgebirge“ in Tirol abgesehen) setzt erst in der höheren Unterkreide ein. In der austroalpinen Phase (O. Barrême-Apt), aus welcher Zeit die orogenen Brekzien der Roßfeldschichten (H. PICHLER 1963, S. 145) und die Ischler Brekzie (W. MEDWENITSCH 1958, S. 148) stammen, wird schon reichlich Material von den Hallstätter Decken in ursprünglich weit von ihrer Heimat entfernte Teile des Tirolikums geliefert.

Ein neues, sehr interessantes Beispiel von besonders frühen (mitteljurassisch?, nach M. SCHLAGER 1956, S. 42 jünger) orogenen Brekzien mit großen Eingleiterschollen ist das von V. HÖCK & W. SCHLAGER (1964, S. 228 f.) vom Nordrand des Tennengebirges näher bekannt gewordene Vorkommen der Strubbergbrekzien. In einer schieferigen, Radiolaritlagen führenden Grundmasse sind grobe Brekzienzüge eingeschaltet, die nicht selten Schollen mit bis über 50 m Länge enthalten. Das besondere daran stellt der Umstand dar, daß unter diesen Schollen sich fossilführende Hallstätter Kalke finden, wie sie heute nur im darüber auflagernden Juvavikum gefunden werden. Da dieses aber, wie oben dargelegt, nur aus dem Abschnitt S vom Tennengebirge stammen kann, wo ja — von N kommend — die ersten, mit dem Dachsteinriffkalk sich verzahnenden und nicht tektonisch auflagernden Hallstätter Kalke vorliegen, muß man ein Eingleiten der Hallstätter Schollen zusammen mit dem umgebenden Schlamm in Form eines Olisthostromes zur Zeit der jurassischen Bodenunruhe über die Breite des Tennengebirges hinweg, also über eine Strecke von rund 10 km annehmen. Dies stellt eine durchaus nicht zu bedeutende gravitative Transportweite im Vergleich zu etlichen anderen, im folgenden angeführten analogen Beispielen dar.

Besonders eindrucksvoll ist eine Beispielgruppe von Olistholithen, die jüngst aus unterkretazischen Sedimenten der Bukowinischen Decke der Ostkarpaten im einzelnen bekannt geworden ist. Der Großteil der klassischen orogenen Brekzien der Ostkarpaten wurde seit 1960 durch D. PATRULIUS und Mitarbeiter unter dem Gesichtspunkt der Erforschung der Olistholithe neu untersucht, u. zw. das Gebiet von Rarau im N (G. POPESCU & D. PATRULIUS 1964), jenes der Haghimas-Mulde in der Mitte (R. CIOCIRDEL & D. PATRULIUS 1960), das der Persani-Berge im S (D. PATRULIUS et al. 1966) und des Bucegi-Massivs im SE (D. PATRULIUS 1963). In der Vergangenheit war ja diese seit E. MOJSISOVICS, C. PAUL und V. UHLIG hier aufgerollte Frage nach Alter und Entstehungsart der „Wildflysch-Brekzien“ sowie der Herkunft der exotischen Klippen recht verschieden beantwortet worden.

Auf Grund der neuen Untersuchungen läßt sich nunmehr zusammenfassen: Die ersten Vorläufer von Olistholithen stellen sich lokal — im Bucegi-Massiv Blöcke mit maximal 500 m<sup>3</sup> — bereits im Hauterive-Flysch ein. Die Hauptmasse der einsedimentierten Blockklippen aber erscheint in mehreren Lagen in einer flyschoiden (Wildflysch-)Formation des Barrémien-Apt (vgl. gleiche Bildungen in gleicher austroalpiner Unruhe in den Kalkalpen!), so im Rarau-, Haghimas- und Persani-Gebiet. Im weiter außen gelegenen Bucegi-Massiv wird die Olistholith-Lieferung bis zum Ende des bereits Molasse-Charakter zeigenden Alb („Bucegi-Konglomerat“) fortgesetzt. In der Region von Rarau ist an den großen einsedimentierten Klippen (Länge bis 1 km, Dicke bis 80 m) eine gewisse Abfolge erkennbar: Im tieferen Niveau erscheinen besonders Klippen des Ladin und Karn, im höheren jene des Seis bis Anis. Bei der bekannten Klippe von Valea Sgarburei im Bucegi-Massiv ist hingegen z. B. gerade der umgekehrte Fall verwirklicht: Das Olistholith-Material wird von der Basis gegen oben hin jünger, umfaßt Schollen von Dogger, Untermalm(?), Kimmeridge, Tithon (D. PATRULIUS 1963, S. 145). Es ist bemerkenswert, daß für beide konträren Erscheinungen Gegenstücke aus der Arbeit von H. BADOUX aus den Westalpen zitiert werden können: Älterwerden der exotischen Blöcke gegen Hangend zufolge gleichsinnig tiefergreifender Erosion im Liefergebiet (BADOUX 1967, S. 401) und der umgekehrte, durch Divertikulation erklärte Fall (S. 404—405).

Das Auftreten der Klippen in den Ostkarpaten zeigt klar, daß sie durch gravitative Kräfte verfrachtet sind. Auch die Faltungsdeformation in bestimmten Klippen kann nach D. PATRULIUS eventuell auf die Beanspruchung beim Gleittransport zurückgeführt werden. Das Material der Olistholithe zwischen Rarau im N und Persani im S wird vor allem aus der Siebenbürgischen (Transsylvanischen) Decke abgeleitet — namentlich zufolge von Hallstätter Kalken und andere Leitgesteinstypen. An eine Ableitung eines Teiles der Rarauer Klippen aus der Trias von Jacobeni, zwar heute nur 17 km weit entfernt, aber im tieferen deckentektonischen Stockwerk gelegen (Subbukowinikum), sollte aber entgegen D. PATRULIUS nicht gedacht werden.



Am vollständigsten ist dieser orogene Zyklus in den Persani-Bergen erhalten geblieben. Dort nämlich liegt noch über der an Olistholithen reichen Serie, die aus der abgescherten Trias bestehende Decke auf, aus der die Olistholithe bezogen werden können. Diese Decke aber hat sich ebenfalls noch in große Schollen aufgelöst, von denen die größte Deckscholle 12 km<sup>2</sup> Oberfläche aufweist. Das Alter der Deckeneingleitung kann im Persani-Gebirge durch die dem Autochthon und Allochthon gemeinsam aufliegende „neoautochthone Hülle“ mit einem Oberapt-Riffkalk an der Basis zeitlich gegen oben hin begrenzt werden.

Ein weiteres, sehr ähnliches, eindrucksvolles Beispiel für Olistholith-Sedimentation und zuletzt deckenförmiger Auflagerung von Fremdschollen aus dem Inneren des Orogens bietet die Randzone des NE-Balkans. Wiederum sind es, wie bei den exotischen Blöcken der Siebenbürgischen Decke der Ostkarpaten, die mesozoischen Serien der aristogeosynklinalen Entwicklung, die aus dem Gebirgsinnern stammen und nun, weit gegen außen transportiert, auf einer flyschoiden, von Olisthostromen durchsetzten Basis auflagern. Ich hatte 1965 Gelegenheit, dieses Phänomen im Gebiet der Luda Kamčia im Flyschbalkan zu studieren. Die aristogeosynklinale Trias ist im Ostbalkan ja erst in unserem Jahrhundert bekannt geworden, zunächst bei Kotel (P. BAKALOV 1905), dann besonders durch die Untersuchungen von C. W. KOCKEL und seinen Schülern (H. BERNDT 1930, 1934). Die Trias einer der Zentren der Olistholith-Klippenformation, das Gebiet der Luda Kamčia, wurde zuletzt von M. GANEV (1961) kartiert und beschrieben. Bis jüngst aber wurde von den bulgarischen Geologen diese Trias als relativ autochthon und nur lokal umsedimentiert betrachtet, als zu einem Übergangsbereich gehörig, das die Randzonen der Tethys mit ihren tieferen Teilen verband (M. GANEV 1961, S. 74). Nun, für den alpinen Stratigraphen gibt es hier im ganz randlich gelegenen NE-Balkan eine bedeutende Überraschung: Nahe von der im Vorland erbohrten autochthonen Trias mit rotem und grauem, tonigem Sandstein und Anhydrit führendem Keuper-Rhät liegen hier am Rande des Balkan berggroße Riesenblöcke, die durch die Bindung mit vermittelnden Konglomeraten zum umgebenden „Flysch“ unschwer als Gleitschollen erkennbar sind, kalkhochalpine Trias- und Juraserien, die in verblüffend vielen lithofaziellen und makrofaunistischen Merkmalen sowie in Bezug auf die selbst überprüfte Mikrofauna mit unserer oberostalpinen, kalkhochalpinen Entwicklung übereinstimmen. So gibt es typische fossilführende Hallstätterkalke des Karn und Nor bei Snesha, an dessen Nordrand die Olistholith-Formation schön aufgeschlossen ist, fossilreiche Dachsteinkalke in der großen Deckscholle S Bilka, in der der Rhätanteil durch *Astraeomorpha crassisepta* RSS. und *Thamnasteria rectilamellosa* WINKL. und Rhynchonellen belegt werden kann. Eine schöne hochalpine Rhät-Liasfolge ist an der rechten Seite der Luda Kamčia bei der Brücke 2 km SW Bilka an der Mündung des Koru-Dere-Baches aufgeschlossen. Rote, Brachiopoden-reiche typische Starhembergkalke bilden zusammen mit Rhätkorallenkalken den Kern einer liegenden Falte mit rotem, Belemniten und Crinoiden führendem Adneterkalk mit der so bezeichnenden Mikrofauna und -fazies und mit dunklem Liasfleckenmergel.

Diese Klippen und Schollen liegen nun auf und in einem schieferig-sandigen flyschoiden Komplex, der früher als Jura betrachtet worden war. Schon nach den feldgeologischen Beobachtungen N Snesha aber war es uns klar, daß die Matrix zur Zeit der aus den inneren Zonen herantransportierten hochmediterranen Trias-Jura-Decke entstanden sein mußte, wobei aus Analogie zu Alpen und Karpaten etwa an die austroalpine Zeit zu denken war, jedenfalls aber noch an eine Zeit vor dem ja schon über dem Strandscha-Fenster transgressiv lagernden Cenoman. Die jüngst erschienene Arbeit von I. NATSCHEW et al. (1967, S. 273) bestätigt diesen feldmäßig gewonnenen Eindruck: Die Grundmasse der von den Autoren als „Kotel-Olisthostrom-Formation“ bezeichneten und in seiner Verbreitung auf Abb. 1, S. 267 jener Arbeit dargestellten Serie hat demnach ein Alter jünger als die jüngsten Komponenten (Valendis) und älter als mittleres Unter-Cenoman und wird von den Autoren als in der Hauptsache wohl dem Alb zugehörig eingestuft. Als Herkunftsgebiet der Klippen in aristogeosynklinaler Entwicklung kommt meiner Meinung nach auf Grund der regionalen Verhältnisse nur eine in den zentralen, noch hinter dem in der Triasfazies noch stärker Vorland-beeinflußten Metamorphiden-Fenster des Strandscha (A. TOLLMANN 1965) gelegene Zone des Balkan in Frage — wenn auch in der Wurzelzone heute keinerlei Reste erhalten zu sein scheinen, wie etwa bei den westlichen Kalkalpen der Ostalpen.

Die verblüffende Ähnlichkeit nach Klippengestein, Flyschunterlage, exotischem Auftreten und Herkunft aus innerster Zone, ja eingeschränkt sogar ähnlichem Alter trotz ganz verschiedener Bildungszeit der Gebirge, veranlaßt mich noch zu den zuvor angeführten Beispielen vergleichend die altberühmten Klippen des Zentralhimalaya als homologe und nicht nur analoge Erscheinungen des gleichen Orogenstranges in Erinnerung zu rufen. Die innerste Hauptfazieszone des Himalaya, die Tethys-Himalaya-Fazies, die sich von NE-Kaschmir über Spiti und Kumaon nach Südtibet zieht, ist nach Gliederung und reichem Fossilinhalt seit alters mit der vollmediterranen Entwicklung der Ostalpen, speziell des Oberostalpins der Ostalpen verglichen worden. Als Unterfazies dieser typisch aristogeosynklinalen Entwicklung ist im Gebiet von Johar-Hundes als innerste tibetanische Fazieszone durch A. HEIM & A. GANSSER (1939) die Chitichun-Fazies abgetrennt worden — der Kiogarkalk dieses Raumes dürfte nach W. J. ARKELL (1956) nicht Dachsteinkalk, sondern Oberjurakalk darstellen, sodaß eine zweite Fazies („Kiogar-Fazies“) neben der durch die Hallstätter Gesteine gekennzeichneten Chitichun-Fazies hier nicht zu existieren scheint. Die permomesozoische Serie der Chitichun-Fazies liegt nun in Form der altberühmten, durch C. DIENER 1895 klassisch gewordenen Klippen in einem 5000 km<sup>2</sup> großen Areal in und auf dem unterlagernden Flysch. Wiederum stammen die Klippen aus einer innersten, unbekannt (Himalaya-)Zone, wiederum hat sich hier innen die Ammoniten-reiche Hallstätterfazies mit roten Kalken im Jul und Tuval entwickelt und treten im Lias typische Adneterkalke auf und wieder stellen diese Klippen und Schollen im Flysch — wenn auch bisher nicht ausgesprochen — typische Olistholithe dar und ebenso endlich wie in

ähnlichen Fällen folgt zuletzt zuoberst die die Exotika liefernde, heute noch in einer Größe von 20 km<sup>2</sup> erhaltene Kiogarkalkdecke selbst, hier mit einer ultrabasischen Sohle dem Flysch auflagernd (A. GANSSER 1964, S. 124, 126). Das Alter der Unterlage konnte neuerdings bestimmt werden: Der tiefere, flyschoider Anteil, der als Giumel-Sandstein bezeichnet wird, ist nach M. KRISHNAN (1965, S. 402) jünger als Oberhauertive und älter als Alb, der darüber noch auflagernde typische Flysch, in dem die Olistholithe stecken, ist jünger und reicht offenbar in die Oberkreide (?).

Nahe E von dieser Chitichun-Region, im südlichen Vorland des Kailas, hatte A. GANSSER im Jahre 1936 (1939; 1964, S. 134, Abb. 87—91) eine zweite exotische Klippenregion gleicher Art und Stellung entdeckt, in der die exotischen Blockklippen (Olistholithe) im tieferen Flyschniveau aus roten, ammonitenreichen Hallstätterkalken, im höheren Niveau aus weißen, Dasycladaceen führenden mesozoischen Kalken bestehen.

Es kann nur ebenso wie durch A. GANSSER betont werden, daß die Ausbildung dieser exotischen Klippenzonen über weiteste Strecken des mesogäischen Orogens hin eine verblüffende Ähnlichkeit besitzen. Bei den herangezogenen Beispielen wird dies insofern verständlich, weil durch die gleiche hochzentrale Position einerseits entwicklungsmäßig bedingt (Aristogeosynklinale) weitgehend gleiches Material zur Verfügung stand, weil die Bildung all dieser Blockklippenzonen in der von der Orogenese grundsätzlich am frühesten erfaßten Innenzonen übereinstimmend in das Frühstadium fällt und weil durch die Beteiligung von Olisthostromen beim Klippentransport gleiche morphologische Erscheinungen erzeugt worden sind.

### Literatur

- AMPFERER, O.: Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, **86**, 65—88, 15 Abb., Wien 1936.
- ANDRUSOV, D.: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten, **II**, 443 S., 139 Abb., 10 Tab., Berlin (Akademie-Verl.) 1965.
- ANDRUSOV, D. et al.: Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Soc. géol. de France dans les Carpathes tchécoslovaques. — *Bull. Soc. géol. France*, (7) **7** (1965), 1027—1107, 20 Abb., 1 Tab., Paris 1967.
- ARKELL, W. J.: *Jurassic Geology of the World*. — 806 S., Edinburgh und London (Oliver & Boyd) 1956.
- ARTHABER, G. v.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. — *F. Frechs Lethaea geognost.*, 2. Tl., 1. Bd., 3. Lief., 223—472, 64 Abb., Taf. 34—60, Stuttgart (Schweizerbart) 1905.
- AUBOUIN, J.: Geosynclines. — *Developm. in Geotectonics*, **1**, 335 S., 67 Abb., 2 Taf., Amsterdam (Elsevier) 1965.
- AUBOUIN, J. et al.: *Précis de géologie*, **3**, 549 S., 315 Abb., Paris (Dunod) 1968.

- BADOUX, H.: De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogénèses. — *Ecl. geol. Helv.*, **60**, 399—406, Basel 1967.
- BAKALOW, P.: Geologia na Kotlenskata okolnost. — *Spisanije Bulg. Geol. Drush.*, **8**, 77—144, Sofia 1905.
- BALOGH, K. & PANTO, G.: Das ungarische und das angrenzende süd-slovakische Mesozoikum. — *Sbornik Ustred. Ustav. Geol.*, **20**, odd.geol., 613—660, Taf. 1—4, Praha 1953.
- Die mesozoischen Gebirge Nordungarns. — *Führer Ausflüge Teiln. Konfer. Ungar. Mesozoikum 1959*, 72—98, 6 Abb., Beil. 10, Budapest (Magy. Allami Földt. Intézet) 1959.
- BARBIER, R. et al.: Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes Occidentales entre Savoie et Méditerranée. — *Livre mém. P. Fallot*, **2**, 331—377, 9 Abb., 2 Taf., Paris 1963.
- BERNDT, H.: Hallstätter Kalke im Ostbalkan. — *Centralbl. Min. etc.*, Abt. B, **1930**, 391—396, Stuttgart 1930.
- Trias und Jura des Ostbalkans. — *Ber. math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss.*, **86**, 1—104, Taf. 1—4, Leipzig 1934.
- BRÜCKNER, W.: Globigerinenmergel und Flysch. — *Verh. Natforsch. Ges. Basel*, **63**, 17—40, Basel 1952.
- BRUNN, J. H.: Recherche des éléments majeurs du système alpin. — *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, **9**, 17—34, 6 Abb., Paris 1967.
- BUXTORF, A.: Geologische Beschreibung des Weißensteintunnels und seiner Umgebung. — *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.* **21**, 1—125, 8 Taf., Bern 1908.
- BYSTRICKY, J. & BIELY, A.: Kolokvium über die Stratigraphie der Trias, Exkursionsführer. — 64 S., Abbn., Bratislava (Geol. Inst. Slov. Akad. Wiss.) 1966.
- CABY, R., KERCKHOVE, C. & LEMOINE, M.: Présence de témoins attribuables à la série du flysch à Helminthoides dans la partie externe du pays des Schistes lustrés des Alpes Cottiennes. — *Compt. rend. Acad. Sci. Paris*, **256**, 2003—2005, Paris 1963.
- CIOCIRDEL, R. & PATRULIUS, D.: Observations sur une klippe de calcaire jurassique incorporée aux dépôts éocènes du synclinal de Haghimas (Carpathes Orientales). — *Comunic. Acad. Rep. Pop. Romine*, Nr. 1, tom. **10**, 63—67, 1 Taf., Bucuresti 1960.
- CORNELIUS, H. P. & PLÖCHINGER, B.: Der Tennengebirgs-Nordrand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, **95**, 145—225, 1 Abb., Taf. 9—12, Wien 1952.
- DEBELMAS, J.: Progrès récents et perspectives nouvelles de la géologie des Alpes Occidentales franco-italiennes. — *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **89**, (1965—1966), B 423—446, 6 Abb., Liège 1966.
- DEBELMAS, J. & LEMOINE, M.: La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. — *L'inform. scientif.*, **1**, 1—33, 10 Abb., Paris 1964.

- DEL-NEGRO, W.: Geologie von Salzburg. — 348 S., 43 Abb., 8 Taf., Innsbruck (Wagner) 1950.
- Zum Problem des Gollinger Schwarzenberges. — Festschr. P. Tratz, S. 4—8, Salzburg (Haus d. Natur) 1958.
- Salzburg. — Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Salzburg, 56 S., 1 Abb., Tbn., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1960.
- DIENER, C.: Ergebnisse einer geologischen Expedition in den Central-Himalaya von Johar, Hundes und Painkhanda. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **62**, 533—607, 16 Abb., 7 Taf., 1 geol. Karte, Wien 1895.
- DOLAK, E.: Das Juvavikum der Unteren Lammer. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 88 S., 5 Beil., Wien 1948.
- ELLENBERGER, F.: Etude géologique du pays de Vanoise. — Mém. serv. expl. Carte géol. dét. France, **1958**, 561 S., 111 Abb., 1 Tab., 41 Taf., 10 Beil.-Taf., Paris 1958.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur Geol. Karte der Umgebung von Gastein. — 168 S., 8 Taf., 1 geol. Karte, Wien 1957.
- Erläuterungen zur Geol. Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000. — 170 S., 8 Abb., 8 Taf., 1 Tab., Wien 1964.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jahrb. Geol. B.-A., **101**, 323—472, 1 geol. Karte, Wien 1958.
- GANEV, M.: Stratigraphie der Trias im Luda-Kamčia-Teil des Ostbalkans. — Trud. geol. Bulgarija, ser. stratigr. tekton., **2**, 55—74, 4 Abb., 1 geol. Karte, Sofia 1961.
- GANSS, O.: Exkursion in die Berchtesgadener Alpen. — Z. dtsh. geol. Ges. **102** (1950), 353—366, 3 Abb., Hannover 1951.
- GANSS, O et al.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe.— Wiss. Alpenver.Hefte, **15**, 82 S., 3 Abb., 6 Taf., 1 geol. Karte, Innsbruck 1954.
- GANSSER, A.: Geology of the Himalayas. — Region. Geology Series, 289 S., 149 Abb., 95 Photos, 4 Beil.-Taf., London etc. (Interscience Publ.) 1964.
- GOGUEL, J.: Précisions nouvelles sur les écaïlles de la couverture du massif d'Ambin. — Bull. Soc. Géol. France, (6) **5**, 65—75, Paris 1955.
- GRUBINGER, H.: Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. — Kober-Festschrift, 148—158, Taf. 1—2, Wien (Hollinek) 1953.
- HAHN, F.: Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, 238—357, 6 Abb., Taf. 11—13 und 274—501, Taf. 14—17, Wien 1913.
- HAUG, E.: Les géosynclinaux et les aires continentales. — Bull. Soc. Géol. France, (3) **28**, 617—711, 2 Abb., Paris 1900.
- Les nappes de charriage des Alpes septentrionales. — Bull. Soc. Géol. France, (4) **6**, 359—422, 8 Abb., Taf. 10—11, Paris 1906.

- HEIM, Arn. & GANSSER, A.: Central Himalaya, geological observations of the Swiss expedition 1936. — *Mém. Soc. Helv. Sci. Nat.*, **73**, (1), 1—245, Abbn., Zürich 1939.
- HEISSEL, W.: Über Baufragen der Salzburger Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1952**, 224—231, Wien 1952.  
— Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönigs (Salzburg). — *Jahrb. Geol. B.-A.*, **96**, 344—356, 1 Abb., Taf. 14, Wien 1953.
- HERMANN, F.: Notice explicative pour la Carte géologique des Alpes nord-occidentales. 24 S. 1 geol. Karte, Milano 1938.
- HÖCK, V. & SCHLAGER, W.: Einesedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbrekzien des Tennengebirges (Salzburg). — *Anz. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl.*, **1964**, 228—229, Wien 1964.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 1. Aufl., 283 S., 102 Abb., 7 Taf., 1 tekt. Karte, Berlin (Borntraeger) 1923.  
— Das alpine Europa. — 310 S., 33 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger) 1931.  
— Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.  
— Bau und Entstehung der Alpen. — 2. Aufl., 379 S., 100 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1955.
- KRISHNAN, M.: Geology of India and Burma. — 3. Aufl., 555 S., 14 Abb., 75 Tab., 22 Taf., 14 geol. Karten, Madras (Higginbothams) 1956.
- KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, **101**, 249—291, Taf. 22—23, 3 Abb., Wien 1958.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Mürzalpendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Abt. I*, **171**, 7—39, Taf. 1, Wien 1962.
- KSIAZKIEWICZ, M.: Geology of the northern Carpathians. — *Geol. Rdsch.*, **45**, (1956—1957), 369—411, 12 Abb., Stuttgart 1957.  
— Les cordillères dans les mers crétacées et paléogènes des Carpathes du Nord. — *Bull. Soc. Géol. France*, (7) **7** (1965), 443—455, 4 Abb., 2 Tab., Paris 1966.
- KUENEN, Ph.: Problems concerning source and transportation of Flysch sediments. — *Geol. Mijnbouw, n.s.*, **20**, 329—339, s'Gravenhage 1958.
- KÜHNEL, J.: Zur tektonischen Stellung des Gölls im Berchtesgadener Land. — *Geol. Rdsch.*, **16**, 378—383, 1 Abb., Berlin 1925.  
— Juvavische Schollen im Tennengebirge. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1928**, 240—243, Wien 1928.  
— Geologie des Berchtesgadener Salzberges. — *N. Jahrb. Min. etc., Beil.-Bd.* **61**, B, 447—559, 6 Abb., 5 Taf., 1 geol. Karte, Stuttgart 1929.
- LAUER, G.: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 256 S., Abbn., 10 Beil., Wien 1968.
- LEBLING, C.: Über die Herkunft der Berchtesgadener Schubmasse. — *Geol. Rdsch.* **5**, 1—23, 5 Abb., Leipzig 1915.

- LEBLING, C. et al.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königssee. — Abh. geol. Landesunters. bayer. Oberbergamt, 20, 1—46, 7 Abb., 1 geol. Karte, 1 Taf., München 1935.
- LEMOINE, M.: La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes Occidentales. — Rev. géogr. phys. géol. dyn., 4, 163—180, 10 Abb., Paris 1961.
- Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes Cottiennes. — Geol. Rdsch., 53, 113—131, 6 Abb., Stuttgart 1963.
- LEUCHS, K.: Geologie von Bayern. 2. Teil: Bayrische Alpen. — 374 S., 67 Abb., 20 Taf., Berlin (Borntraeger) 1927.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 133—200, Taf. 1—4, Wien 1958.
- Zur Geologie des Halleiner Salzberges. — Ebenda, 51, (1958), 197—218, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien 1960.
- NATSCHEW, I. et al.: The Kotel Olistostrome formation in the eastern part of the Balkanides. — Spisanije Blgarsk. Geol. Drush., 28, 261—273, 4 Abb., Sofia 1967.
- NOWAK, J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. — Bull. Acad. Sci. Cracovie, sér. A, 1911, 57—112, 11 Abb., Taf. 1—3, Cracovie 1911.
- PATRULIUS, D.: Les olistolithes du massif des Bucegi (Carpates Orientales) — Comun. sci. 5e Congr. Assoc. Géol. Carpato-Balkan. 1961, 2e sect., 8, 129—146, 4 Abb., 3 Taf., Bucuresti 1963.
- PATRULIUS, D. et al.: Les séries mésozoïques et la nappe de décollement transsylvaine dans les environs de Comana (Monts Persani). — Anuarul Comit. Stat. Geol., 35, 397—444, 11 Abb., 3 Taf., Bucuresti 1966.
- PIA, J.: Wanderungen im unteren Lammertal. S. 78—101, Fig. 11, Taf. 4—7, in: SPENGLER, E.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen etc. — Samml. geol. Führer, 26, 152 S., 17 Abb., 10 Taf., Berlin (Borntraeger) 1924.
- PICHLER, H.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. — Beih. Geol. Jb., 48, 129—204, 5 Abb., 3 Tab., 6 Taf., Hannover 1963.
- PLÖCHINGER, B. 1952: s. u. CORNELIUS, H. P. & PLÖCHINGER, B.
- Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. — Jahrb. Geol. B.-A., 96, 357—372, 4 Abb., Taf. 15, Wien 1953.
- Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges etc. — Ebenda, 98, 93—144, 5 Abb., Taf. 5—7, Wien 1955.
- Probleme aus der Geologie Salzburgs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, (1954), 312—315, Wien 1956.

- POPESCU, G. & PATRULIUS, D.: Stratigraphie du Crétacé et des Klippes exotiques du Rarau (Carpates Orientales). — Anuarul Comit. Geol., pt. IIa, **34**, 73—130, 8 Abb., 1 Tab., Taf. 2—3, Bucuresti 1964.
- SCHLAGER, M.: Geologische Studien im Tauglboden. — Mitt. natwiss. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg, **7**, 25—45, 1 Abb., Salzburg 1956.
- SCHLAGER, W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse. I. Zlambachschichten beim Hinteren Gosausee. — Verh. Geol. B.-A., **1966**, 93—106, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1966.
- Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse II. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **17** (1966), 205—282, 8 Abb., 3 Taf., Wien 1967.
- SCHULER, G.: ... Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen) — Erlanger geol. Abh., **71**, 60 S., 18 Abb., 4 Taf., Erlangen 1968.
- SPENGLER, E.: Die Nördlichen Kalkalpen. S. 202—294, 14 Abb. in: F. X. SCHAFFER (Hg.): Geologie der Ostmark. 599 S., 77 Abb., 4 Karten, Wien (Deuticke) 1943 (2. Aufl. 1951).
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. II. Teil. — Jahrb. Geol. B.-A., **99**, 1—74, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1956.
- Les zones de faciès du trias des Alpes Calcaires Septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes. Livre mém. P. Fallot, **2**, 465—475, 1 Abb., Paris 1963.
- STILLE, H.: Einführung in den Bau Amerikas. — 717 S., 128 Abb., Berlin (Borntraeger) 1940.
- TERMIER, P.: Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. — Bull. Soc. Géol. France, (4) **7**, 174—189, 2 Abb., Taf. 4—5, Paris 1907.
- THURNER, A.: Reliefüberschiebungen in den Ostalpen. — Fortschr. Geol. Paläont., **14**, Heft 48, 175—347, 72 Abb., Berlin 1943.
- Die Puchberg- und Mariazeller Linie. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **160**, 639—672, 8 Abb., Wien 1951.
- Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. dtsh. geol. Ges., **113**, (1961), 367—389, 7 Abb., Hannover 1962.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **10**, 1—62, Taf. 1, Wien 1959.
- Die Hallstätterzone im östlichen Salzkammergut und ihr Rahmen. — Jahrb. Geol. B.-A., **103**, 37—131, 4 Abb., Taf. 2—5, Wien 1960.
- Deckenbau und Fazies im Salzkammergut. — Z. dtsh. geol. Ges., **113**, 495—500, Hannover 1962a.
- Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. — Geol. Rdsch., **52**, 226—237, Taf. 5, Stuttgart 1962b.

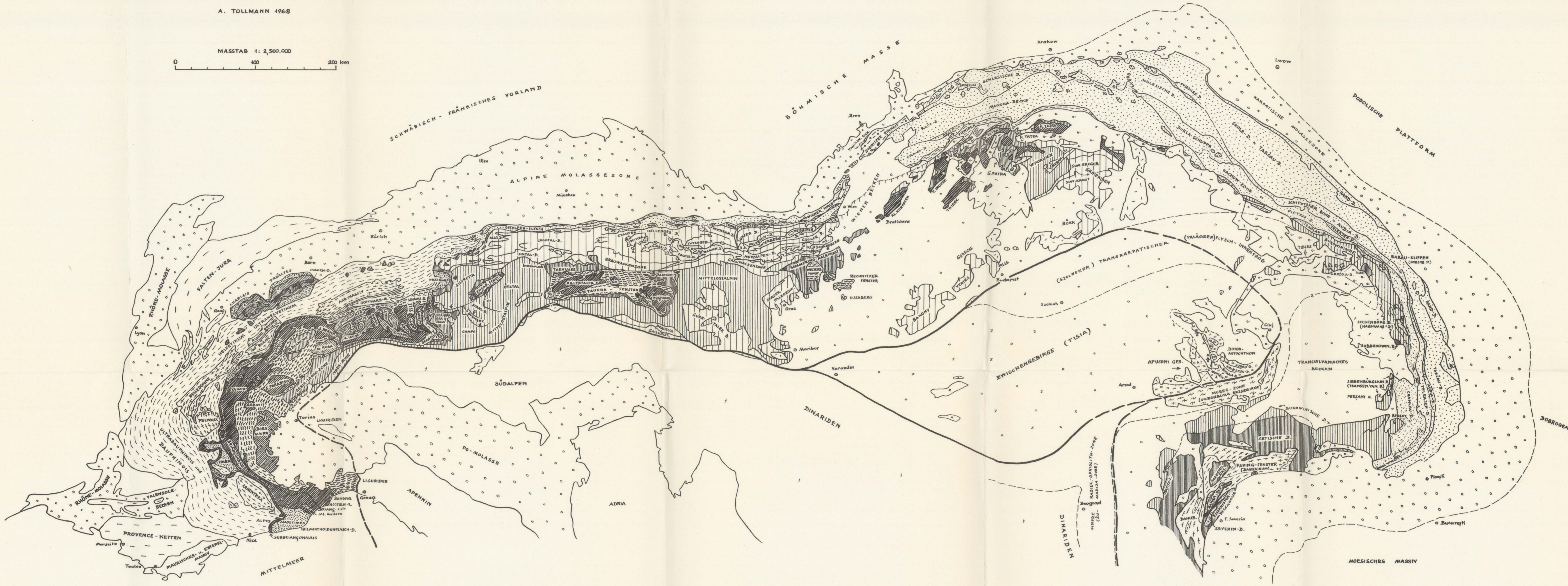
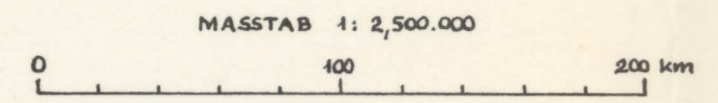


- Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone. — Geol. Rdsch., **53**, 151—168, Taf. 16, Stuttgart 1963.
  - Das Strandscha-Fenster etc. — N. Jb. Geol. Paläont. Monh., **1965**, 234—248, 1 Abb., Stuttgart 1965.
  - 1966: In: GEYSSANT, J. & TOLLMANN, A.: Comptes rendus de la réunion extraordinaire de la Soc. Géologique de France. Alpes autrichiennes. — Comptes rendus somm. séanc. Soc. géol. France, **1966**, fasc. 11, 413—472, 16 Abb., 1 Karte, Paris 1966.
  - Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **59** (1966), 231—253, 2 Taf., Wien 1967.
  - Bericht 1966 über Aufnahmen im Semmeringgebiet. — Verh. Geol. B.-A., 1967, im Druck, Wien 1968a.
  - Die Grundbegriffe der deckentektonischen Nomenklatur. — Geotekt. Forsch., **29**, im Druck, Stuttgart 1968b.
  - Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. — Freiburger Forschungshefte, im Druck, Freiberg 1969.
- TRAUTH, F.: Geologie der Nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes, 1. Teil. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **100**, 101—212, Taf. 1—5, Wien 1925.
- Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **29** (1936), 473—573, Taf. 1, Wien 1937.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. Geol. Soc. America, **71**, 843—908, 14 Abb., 2 Taf., New York 1960.
- UHLIG, V.: Über die Tektonik der Karpathen. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **116**, 871—982, 1 Abb., 1 Taf., 1 Karte, Wien 1907.
- WILLE-JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). — Jahrb. Geol. B.-A., **109**, 91—172, 3 Abb., Taf. 1—11, Wien 1966.
- ZANKL, H.: Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. — Z. dtsh. geol. Ges., **113** (1961), 446—462, 7 Abb., Hannover 1962.
- Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **56**, 128—139, 1 Abb., Stuttgart 1967.



TEKTONISCHE KORTE DES ALPEN-KARPATEN-BOGENS

A. TOLLMANN 1968



KRATON

Äußeres Vorland

DROGENE VORZONEN

Eschatiden: Provence-Ketten, Faltenjura, Dobrudscha. Molassezonen

Subkarpatische Molasseschuppen: Waschberg-Steinitzer Z., Pörsamer Z.

EXTERNIDEN

Helvetische autochthone Massive, Danubikum-Kristallin & Externiden-Sedimentanteil (abgeschert oder überschoben): Dauphinois, Ultra-dauphinois, Helvetikum, Ultrahelvetikum, Grestener Zone, Pieniden, Danubikum & Flyschzone der Ostalpen und Karpaten (Lehlaug- und Severindecke (fein punktierte Innengruppe))

METAMORPHIDEN

Briançonnais s.l.: Penninische Schwellenzone (Subbriançonnais, Briançonnais), Zentralneiskerne d. Tauern, Tatrinen

Penninische Kristallinkerne

Schieferhülle mit Paläozoikum und alpidischer Serie (Trogfazies) Mitgefaltet oder als selbständige Decken: Valais-Außenzone (hierzu Engadiner Fenster); Piemontais-Innenzone (hierzu Averser Schieferzone, Plattadecke, Tauern-, Wechsel-, Rechnitzer Fenster etc.)

Penniniflyschdecken: Saalpin, Embrunais, Arlatsch, Prätigau

ZENTRALIDEN

Tiefzentraliden: Sesia-Lanzo-Zone, Dt. Blanche-D., Simmen- & Klippenreihe z.T., Unterostalpin, Križna-D. (Untersubatrikum), Subbukowinische D., Getische D.

Mittelzentraliden: Ivreazone, Mittelostalpin, Veporiden („U-subatr.“), Bukowinische D. + Rodna-Decke

Hochzentraliden: Oberostalpin (Nördl. Kalkalpen, Grauwackenzone, Gurktaler D., Drauzug usw.), Choč-D. („Mittelsubatrikum“), Stražov-D. u. Äquivalente („Obersubatrikum“), Gemeriden, Ungarisches Mittelgebirge, Siebenbürgische D. („Transsylvanische D.“)

Innenzentraliden (Internzentraliden): Innere Radiolarit-Ophiolithzone: Šumadija-Zone, Mureș-Zone

INTERNIDEN

Zwischengebirge: Tisia

Internidendecken: Codru-, Arieșeni-, Biharia-, Muncelu-Decke

SÜDSTAMM

Apennin, Dinariden (ungegliedert gezeichnet)

POSTTEKTONISCHE FORMATION

Intramontane Molasse

Intramontaner Paläogenflysch: Podhaleflysch u. Äquivalente; Szolnoker Flysch, Transkarpatischer Flysch.

Jungeruptiva und Intrusiva der Narbenzone

GRENZEN

Grenzen geol. Einheiten. Narbe u. Zwischengebirgsrand

Aberrante Schubrichtung