

Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen

Von Alexander Tollmann

Vorwort

Aus der Kombination der Analyse des penninischen Raumes der Ostalpen („Ostalpensynthese“ 1963), insbesondere des Abschnittes innerhalb des Tauernfensters einerseits, sowie der Teilnahme an zwei von J. AUBOUIN, J. DEBELMAS, M. GIDON und M. LEMOINE geführten Exkursionen in den französischen Alpen andererseits, wo ein komplettes Querprofil dieses Gebirgsabschnittes, vor allem aber die Zone des Briançonnais im klassischen Gebiet eingehend studiert werden konnte, ergab sich die Erkenntnis von der außerordentlichen Homologie des penninischen Raumes im Ost- und Westabschnitt der Alpen — sowohl in der Gesamtposition als auch in entscheidenden Einzelheiten. Diese Gemeinsamkeiten sind durch den jetzigen Stand der Forschung erstmals so gut erfassbar, daß kein Zweifel an der Fortsetzung bestimmter, nach Fazies und Stellung sehr klar definierter Großelemente — so z. B. des Briançonnais — über die ganze Erstreckung des Alpenbogens hinweg möglich ist. Die Ergebnisse dieser Überlegungen konnten bei der Arbeitstagung der Société Géologique de France in Guillestre (1. bis 5. September 1964) erstmalig dargelegt werden und fanden bei der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wien (17. September 1964), wo ausführlicher darüber berichtet wurde, in der Diskussion bereits erste Zustimmung.

Die Frage nach der Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen wurde in neuerer Zeit nur von H. G. WUNDERLICH 1964, S. 49 aufgeworfen, der einen durchlaufenden Nordrahmen des (Süd-)Pennins auch in den Ostalpen aus regionaler Schau mit Entschiedenheit postulierte, der sich aber erst durch eine schrittweise Prüfung der Verhältnisse von W gegen E eine Lösung dieses Problems erhoffte.

Die Schwierigkeiten am Weg zur Erfassung des Briançonnais in den Ostalpen

Die Erfassung des Briançonnais in den Ostalpen war deshalb so schwierig gewesen, weil es im Deckengebäude der Ostalpen richtiggehend „versteckt“ war bzw. z. T. heute überhaupt verdeckt ist und nur indirekt

erschlossen werden kann: Die Kernzone der Tauern mit Hochstegenkalkfazies — die, wie gezeigt werden wird, als eine Teilzone des Briançonnais in den Ostalpen angesehen werden muß — ist erst in jüngster Zeit (A. TOLLMANN 1961 a, S. 441; 1962, S. 243, Taf. 5) als eine im Gesamttraum des Tauernfensters selbständige, von den überlagernden Schieferhüllmassen nur tektonisch überfahrene Einheit wiederum klargelegt worden, nachdem ja ursprünglich bereits von P. TERMIER 1903, S. 876, dieser Umstand von der tektonischen Selbständigkeit der Zentralgneiskeerne gegenüber den Schieferhüll-Decken erkannt, aber in der Folge diese ihrer Zeit weit vorauseilende Entdeckung fast allgemein abgelehnt worden war. Die zweite Teilzone des Briançonnais in den Ostalpen, der Ultrapienidische Rücken — den F. TRAUTH 1934, S. 98 als erster richtig lokalisiert und definiert hat, ist noch dazu nicht mehr an der Oberfläche erhalten oder sichtbar, sondern unter den Kalkalpendecken begraben. Dadurch wurde dieser Rücken — abgesehen von den Arbeiten durch R. BRINKMANN und seine Schule — bei großtektonischen Überlegungen nach F. TRAUTH lange Zeit nicht berücksichtigt. Erst 1960, S. 511, wurde wiederum auf die Bedeutung und Position dieses Rückens als Schwellenzone charakteristischer Zusammensetzung zwischen Flyschzone und penninischem Raum verwiesen: Durch die im Cenoman und in der tieferen Gosau erfolgte Geröllschüttung in die Stirn der von S bereits so weit herangerückten Kalkalpendecken wird uns hier eine wichtige Zeitmarke betreffs des Deckenfernschubes geliefert. Da heute dieses zweite — wie ausgeführt werden wird — nördlichere Teilelement des Briançonnais unter den Kalkalpen verdeckt und wahrscheinlich zum guten Teil sogar in die Tiefe abgepreßt und verschluckt ist, kann nur indirekt auf Grund der Geröllschüttung und deren Rücklokalisierung ein Bild von der Lage und der Zusammensetzung dieses Rückens gewonnen werden.

Erst diese in neuester Zeit erfolgte Klärung betreffs der Stellung und Bedeutung weiterer, unbeachtet gebliebener selbständiger Zonen des Pennin und des nördlich anschließenden Raumes des Geosynkinaltroges bildet die Grundlage für einen solid fundierten Vergleich mit westalpinen Zonen. Zugleich aber ist auf dieser Basis die Lösung der Frage nach der Fortsetzung des Briançonnais einfach geworden und hat nun in durchaus befriedigender Form erfolgen können.

Die Charakterisierung des Briançonnais in den Westalpen nach Fazies und Stellung

Die Kenntnis der Verhältnisse im Briançonnais der französischen Alpen ist durch die französischen alpinen geologischen Schulen, besonders jener von Grenoble und Paris, in einer bis ins Einzelne gehenden, dabei

aber stets auch auf die großtektonischen Zusammenhänge ausgerichteten Schau erarbeitet worden. Die Verhältnisse sind in diesem Alpenabschnitt trotz aller Komplikationen insofern klar erfaßbar, als abgesehen von der Helminthoidenflysch-Decke keine größeren und mächtigen Fernschubmassen vorhanden sind, die eine regionale Metamorphose in den tieferen Zonen bewirkt hätten. Die Schichtglieder in den einzelnen Zonen des Briançonnais, ja sogar noch jene des randlichen Südpennins (Präpennins) weisen daher trotz gewisser tektonischer Beanspruchung noch vielerorts bestimmbare Makro- oder Mikrofossilien auf. Dadurch können umfangreiche Schichtlücken hier unmittelbar belegt werden, während die analogen Hiaten in den so stark metamorphen äquivalenten Zonen der Ostalpen z. B. im allgemeinen schwerer beweisbar sind. Ein mächtiger traineau écraseur, der in den Ostalpen in Form des Ostalpins mit seinen Teildeckensystemen alles Tieferere überfuhr, fehlt im Westen.

Die Eigenart der Fazies des Briançonnais der Westalpen und die trotz aller Einzelunterschiede vorhandenen Gemeinsamkeiten dieser westalpinen Zone waren zuerst von C. DIENER 1891, S. 12 und 1891 a, S. 48 in großräumiger Zusammenschau erkannt worden, der damals auch die heute allgemein verwendete Bezeichnung „Briançonnais“ für diese Zone prägte. Bereits vor der Jahrhundertwende war der Bau dieser Einheit sehr genau bekannt. W. KILIAN gab bereits zusammenfassende Darstellungen, in denen der Deckenbau, die Fazieszonen, die eindrucksvollen Fenster in den tiefen Flußtälern ihre Darstellung fanden. Die heutigen Zusammenfassungen sind vor allem J. DEBELMAS & M. LEMOINE (1961, 1964) zu verdanken.

Im großen gesehen rangiert das Briançonnais als eine in der Geosynklinezeit sehr lange in Funktion stehende Schwellenzone mit nur zeitweiser und teilweiser stärkerer Absenkung zwischen einerseits dem Dauphinoise und Ultradauphinoise (Fortsetzung des Helvetikums und Ultrahelvetikums) mit den in manchem an die Vorlandsedimentation anknüpfenden, aber sehr mächtigen kalkig-mergeligen Serien am Außensaum und dem hier als Piemontais bezeichneten Schistes lustrés-Trog am Innensaum des Nordalpenstammes. Ein Äquivalent dieser Schwellenzone am Außensaum des rasch sinkenden Schistes lustrés-Troges müßte daher in den Ostalpen ebenfalls zwischen Helvetikum und dem in Schieferhüllfazies entwickelten Anteil des Pennin gesucht werden.

Die Eigenheit des Briançonnais, das eine Vorzone (Subbriançonnais) und eine interne Gliederung in faziell individualisierte Zonen des Außen-, Mittel- und Innenabschnittes erkennen läßt, liegt darin, daß man hier weder die vollständigen, durch Terre noire-Massen und Kalkbarren im Jura charakterisierte mächtige Serie wie im Dauphinoise, noch die ein-

förmige, fossilleere — auch aus der Tauernschieferhülle so gut bekannte Schistes lustrés-Entwicklung im Jura antrifft, wie im penninischen Innentrog, sondern eine sehr reduzierte, sehr lückenhafte, geringmächtige Schichtfolge. Die folgenden Anmerkungen über die Fazies des Mesozoikums und des Sockels der Teilzonen des Briançonnais sind wichtig für den Vergleich mit den Ostalpen: Im mittleren und äußeren Abschnitt des Briançonnais besteht der Sockel aus Karbon und mächtigem Perm in Form von detritischen Serien (Quarziten) mit vulkanischen Einschaltungen (Rhyolite, Dazite, Andesite), das Mesozoikum zeigt eine große Schichtlücke von der Obertrias bis in den Dogger und eine zweite Lücke über dem Oberjurakalk bis zur pelagischen Oberkreide. Die erste Schichtlücke entstand wohl durch geringe Ablagerung und darauffolgende Abtragung an der Erdoberfläche, letztere durch primäres Fehlen der Sedimentation über einen langen Zeitraum hin. Der Innenabschnitt des Briançonnais, als Accegliozone bezeichnet, zeigt eine noch weitgehendere Spezialisierung: Über dem permoskythischen Quarzit, ja stellenweise sogar unmittelbar über dem Kristallinsockel lagern direkt Oberjurakalke, fossilbelegt, meist in Form von blaugrauen oder weißen, z. T. gebänderten Kalken, die basal noch Aufarbeitungshorizonte mit Geröllen oder Sand aus der quarzitischen Unterlage erkennen lassen. Hier hat die Schichtlücke das extreme Ausmaß erreicht, auch die Mitteltrias und der Dogger fallen aus.

Die äquivalenten Zonen der Ostalpen

Wenden wir uns nun den tektonisch äquivalenten Zonen in den Ostalpen im Raum des Tauernfensters zu. Im Liegenden der im gesamten Tauernfenster vorhandenen Decken der Oberen und der Unteren Schieferhülle kommt als tiefste Einheit die Zentralgneismasse mit ihrer geringmächtigen lückenhaften Hülle in Hochstegenfazies mehrfach an die Oberfläche. Vier Fenster sind hier innerhalb des großen Tauernfensters gegeben, die als „Zillertaler Fenster“ (W), „Granatspitzfenster“, „Sonnblickfenster“ und „Hochalmfenster“ (E) bezeichnet werden sollen. Im Inhalt dieser Fenster, in der Hochstegenkalkzone, wiederholt sich nun ganz dieselbe Fazies, die wir auf der ersten, den Schieferhüll-Trog des Piemontais gegen außen begrenzenden Schwelle mit Acceglio-fazies in den Westalpen angetroffen haben: Auch hier lagert dem Kristallin unmittelbar Permoskyth auf und darüber nach gewaltiger Schichtlücke der Malmkalk, hier der Hochstegenkalk, der an der Typlokalität, aus der der Perisphinct stammt, weitere Fossilspuren führt und dessen Alter heute nicht mehr anzuzweifeln ist. Diese so extrem eigenartige Schichtlücke begegnet uns hier in einer der Position zum Schistes lustrés-Trog äqui-

valenten Zone wieder, und zwar nur hier, sonst in keiner anderen Zone oder auch nur in keinem anderen Teilabschnitt der Ostalpen.

Auch die Verhältnisse des ursprünglich S anschließenden penninischen Troges gleichen sich im West- und Ostabschnitt der Alpen: Die piemontesische Zone läßt am Außenrand eine faziell und tektonisch selbständige Unterzone erkennen, bei der sich eine Einschüttung von detritischem Material von der Briançonnais-Schwelle her innerhalb der Schistes lustrés stärker bemerkbar macht (M. LEMOINE 1961). Auch in den Ostalpen konnte die Selbständigkeit der Fazies der Unteren Schieferhülle durch reichlich detritisches Material und Brekzieneinschaltungen in der nachtriadischen Serie zugleich mit der tektonischen Selbständigkeit erkannt werden (A. TOLLMANN 1963, Taf. 9) — G. FRASL & W. FRANK (1964) verwendeten hierfür, dem Rechnung tragend, die Bezeichnung „Brennkogelfazies“. Auch die weiter einwärts folgende penninische Zone mit den großen Massen von einförmigen Bündnerschiefern und Ophiolithen ist in den Westalpen, wo ich sie als „Hochpiemontais“ bezeichnen möchte und in den Ostalpen, wo diese Entwicklung als „Glocknerfazies“ bezeichnet wurde, vollkommen analog.

Wendet sich der Blick von der Acceglio-Hochstegenkalkzone gegen außen, so bietet sich nach Schwellencharakter und rekonstruierbarer Zusammensetzung mit Recht der Ultrapienidische Rücken als Äquivalent des Mittel- und Außenabschnittes des Briançonnais in den Ostalpen und Westkarpaten an. Die Existenz eines solchen Rückens ist aus der Schüttung „exotischen“ Materials gegen S über die im Cenoman und in der tieferen Gosau bereits benachbart gelegenen kalkalpinen Decken mit Sicherheit abzuleiten. Am Aufbau dieses Rückens waren nach dem aus Geröllen bekannten „exotischen“ Material beteiligt: alpines Paläozoikum, vor allem permische Sandsteine und große Mengen basischer und saurer Eruptiva. Durch den Mangel an mesozoischen Komponenten etwa in eigener Fazies ist ein Hinweis auf Schwellencharakter in dieser Zeit gegeben. Die Mengen von Eruptiva, von basischen Ergußgesteinen bis zu den Quarzporphyren (die den Chromit- und Zirkonreichtum in den Schwermineralspektren des Cenomans und der Tiefgosau verursachen), hatte in diesem exotischen Material aus einer Zone nahe des Außenrandes der Gesamtgeosynklinale der Ostalpen stets überrascht und es fehlte in der Literatur nicht an Deutungsversuchen aller Art, diese Gesteine von sehr weit entfernten Liefergebieten abzuleiten — W. SCHMIDT (1922, S. 96) hatte sogar an die Südalpen gedacht. Beim Vergleich mit der Schwellenzone des mittleren und äußeren Briançonnais, das positionsmäßig entspricht, erkennt man auch bestimmte Parallelen im Schwellencharakter und in der mächtigen Vulkanitführung in der permischen Serie.

Der Versuch von R. OBERHAUSER (1963, Vortragsdiskussion), den Ultrapienidischen Rücken in den Ostalpen S des Penninikums im Raum des Unterostalpins (Radstädter Serien, Semmeringserien) beheimatet zu denken, ist auf Grund der andersartigen Zusammensetzung des Unterostalpins und auf Grund der gut lokalisierbaren Beheimatung der Fortsetzung dieses Rückens in den Westkarpaten am Außenrand der Zentralzone S der Pieniden als gescheitert zu betrachten. Die neuesten Daten der schwermineralogischen Untersuchungen von Oberkreideselementen der pienidischen Klippenzone von Mauer bei Wien durch G. WOLETZ an einem von H. KÜPPER aufgesammelten Material weisen klar in die gleiche Richtung: Ursprüngliche Beheimatung des Ultrapienidischen Rückens unmittelbar S der pienidischen Randzone, nicht im Inneren der Alpen. Die erwähnten Schwermineralspektren aus der pienidischen Zone zeigen ganz im Gegensatz zu der hier einst N davon abgelagerten Flyschzone einen Chromitgehalt (Vortrag H. KÜPPER 20. November 1964) — ganz wie dies bei der einstigen Nachbarschaft des Ultrapienidischen Rückens mit seinen Magmatiten zu erwarten ist! Sogar der zu erwartende geringere Prozentsatz an Chromitgehalt in dieser heute ja nur mit dem Stirnteil über dem Flysch und unter den Kalkalpendecken hervorragenden pienidischen Einheit der Klippenzone bei Mauer (von der also heute nur die vom einst S anschließenden Ultrapienidischen Rücken entferntesten Teile zugänglich sind) gegenüber dem höheren Prozentsatz an Chromitgehalt in den zur Zeit der tieferen Oberkreide diesem Rücken ja unmittelbar benachbarten Kalkalpenstirnteilen ist nach den Untersuchungen von G. WOLETZ gegeben.

Regionaler Ausblick

Hochstegenkalkzone und Ultrapienidischer Rücken bilden — wie ausgeführt — nach Schwellencharakter, Sedimentbestand, Sockelzusammensetzung und nach geologischer Position die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. Mit dem Ultrapienidischen Rücken läßt sich der Nordabschnitt des Briançonnais noch in die Westkarpaten unmittelbar weiterverfolgen, in der eigenartigen, schichtlückenreichen Entwicklung des Permomesozoikums im Hoehatatrikum kann man die Fortsetzung des Südabschnittes des Briançonnais — also die Hochstegenzone auf den Granitkernen der Tauern — auch noch in den Westkarpaten wiederfinden. Das ist die Antwort auf die alte Frage nach der Stellung und Bedeutung dieser hochtatratischen Kerngebirge im Karpatenbau. Letzere wurden bei der Verfolgung der Zonen der Ostalpen in die Karpaten bereits 1960 als abgewandelte Fortsetzung des Pennins mit seinen Kernen gesehen (Signaturwahl auf der Karte Taf. 15 von 1960) — aber eine

wirkliche Gleichsetzung mit bestimmten penninischen Teilzonen war solange nicht möglich, solange die Selbständigkeit der Granitgneiskernzonen des Pennins samt deren lückenhafter Hülle gegenüber der deckenförmig überschobenen Schieferhülle als ganzes nicht erkannt war (vor 1961). Erst damit ist eine voll befriedigende Lösung gefunden: Der Schieferhülltrog keilt in den Ostalpen aus, die tatrigen Kerne aber sind die ausschließliche Fortsetzung der Zentralgneiskerne mit ihrer eigenen Hülle.

Durch die Erfassung des Briançonnais in den Ostalpen ist nunmehr auch das Zwischenstück zwischen den so weit entfernten, aber noch immer gut vergleichbaren Endabschnitten derselben Zone bekannt. Hatte doch J. DEBELMAS 1960, S. 114 bereits nur auf der Basis des Serienvergleiches die auffallenden Parallelen zwischen Briançonnais und Hochtatrikum beschrieben — noch ohne Analyse des zwischenliegenden Abschnittes!

Im großen gesehen sind demnach trotz aller Diskussionen über den Schweizer Abschnitt, in dem V. STREIFF (1962) wohl mit Recht eine neue Blickrichtung zur Einordnung des Briançonnais eröffnet hat, folgende Grundzüge bereits jetzt klar: Das Briançonnais der französischen Alpen setzt über die vermutlich hierher gestellten Elemente Gelbhorn-Falknis-Sulzfluh zum Ultrapienidischen Rücken (N-Teil) und zur Hochstegenfazieszone in die Kernzone der Tauern (S-Teil) fort, reicht mit Nord- und Südelement (letzteres: Tatrigen) auch noch in die Westkarpaten. Im Engadiner Fenster ist das Briançonnais unter den höheren penninischen Decken begraben. Im Tauernfenster ist die Aufwölbung hingegen so stark gewesen, daß innerhalb des großen penninischen Fensters vier Fenster des Briançonnais auftauchen, nämlich Zillertaler Fenster, Granatspitzfenster, Sonnblickfenster und Hochalmfenster. Das Unterostalpin und die beiden penninischen Deckensysteme bilden im Tauernfenster daher unter einem mittelostalpinen Rahmen, der im N tektonisch weitgehend (W) bis gänzlich (E) reduziert ist, nur weitere innere Rahmenzonen, während das in vier Teilfenstern emporkommende Briançonnais den faziell wie tektonisch vom höheren Pennin unabhängigen Inhalt darstellt. Den Sockel des schieferigen Pennin kennen wir fast nicht (ähnliche Situation wie beim Oberostalpin oder beim Flysch), da er weitgehend abgeschert und verschluckt ist. Nur in einzelnen schmalen Restspänen sind Zeugen davon im Osten erhalten geblieben, die CH. EXNER (1964) jüngst genau untersucht hat.

S davon schloß der Südpennin-Piemontais-Trog mit seiner Vorzone, der Präpiemontais-Brennkogelzone an. Dieser penninische Trog, der in der Ostschweiz (Platta, Suretta) bereits vorübergehend eine starke Ver-

schmälerung erfuhr, keilt im Osten der Ostalpen nach streckenweiser Verbreiterung endgültig aus.

Der Nordpennintrog, der von der Tarentaise an sich vorübergehend auf Schweizer Boden so breit und mächtig entfaltet, keilt mit seinen jurassischen Anteilen beim Eintritt in die Ostalpen rasch wiederum aus, während der in der Hauptmasse diesem Nordpennintrog angehörige Flysch als eigene Zone, der Flyschzone, gegen Osten schräg über verschiedenen Untergrund weiterzieht, zwischen St. Pölten und Wien einst sedimentär schräg den älteren, jurassischen, pienidischen Untergrund, die Grestener-St. Veiter-Fazieszone übersetzte (A. TOLLMANN 1963, S. 131) und mit weiteren, neuen Differenzierungen am Außenrand der Karpaten in enormer Breite fortläuft.

Diese Flyschzone, die in kontinuierlichem Zusammenhang steht, muß als ein eigenes, sich bereits nach einer ersten frühorogenetischen Umgestaltung entwickelndes Element gesehen werden, und kann nicht einfach in ihrer Gesamtheit als „penninisch“ oder „helvetisch“ bezeichnet werden (was nur möglich wäre, wenn man mit den Überlegungen jeweils an den Landesgrenzen Halt machte), sondern ist eben ein selbständiges, schrägziehendes Element der Spätgeosynkinal- bzw. Frühorogenstadiums — genau so wie man entgegen früherer Gepflogenheit heute nicht mehr von einer Hallstätter Gosau oder tirolerischen Gosau usw. sprechen kann, weil die Gosau nicht ein an den Untergrund gebundenes, sondern ein eigenes, spätes Element darstellt. Aus dieser Darlegung vom primären schrägen Hinausziehen der Flyschzone zum Außenrand im Osten geht übrigens auch die Stellung der St. Veit-Mauer-Klippenzone mit ihrer eigenen Hülle als ein über der Flyschzone lagerndes Element hervor, das nicht aus der Tiefe emporspießt, sondern von S her aufgeschoben und eingefaltet wurde.

Zugleich mit der Klärung der Briançonnais-Natur der Hochstegenschwelle und des Ultrapienidischen Rückens ist eine erweiterte, zusätzliche Bestätigung für die 1963, S. 174, Abb. 19 dargelegte Auffassung von der nördlichen Beheimatung des Flysches der Ostalpen, N der Schwellenzone gegeben. R. OBERHAUSER hatte ja 1964, S. 48 weiterhin an der Meinung festgehalten, daß der Flysch der Ostalpen „als Oberkreide-Tertiär-Sedimentfolge des penninischen Troges in den penninischen Tauern wurzelt“ und dadurch den Zuschub der Tauern durch die ostalpine Deckenmasse erst an die Grenze Eozän-Oligozän verlegt (Abb. 2, S. 49). Dieser Meinung stand bereits damals die Lieferung von exotischen Geröllen aus dem N der Tauern beheimateten Ultrapienidischen Rücken in die Kalkalpenstirn seit dem Cenoman entgegen. Nun ist durch Klärung der Zuordnung der Tauernschieferhülle zum Pennintrog S der Hoch-

stegen-Briançonnais-Zone, also zum penninischen Südtrog und durch Klarstellung der Zugehörigkeit des Flysches der Ostalpen zu dem aus dem nordpenninischen Trog der NE-Schweiz herausreichenden Flyschstreifen die paläographische Situation in dem 1963 dargelegten Sinn noch deutlicher geworden. ¹⁾

Rückblick

Mit der 1959 durchgeführten Abtrennung des Mittelostalpins im Gesamttraum der Ostalpen, mit der 1961 klargestellten Position und Rolle des Ultrapienidischen Rückens im Deckengebäude der Ostalpen, mit der 1961 und 1962 gegebenen generellen deckentektonischen und faziellen Analyse des Pennins im Tauernfenster, mit der 1963 dargelegten Erkenntnis von der westlich von Wien schräg nach außen erfolgten Sedimentation des Flysches über altem helvetischem Untergrund und mit der 1964 klargelegten Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen sind heute die trotz so vieler Detailforschung noch bis jüngst offen gebliebenen letzten großen Grundfragen der Ostalpenstruktur — und deren Fortsetzung in die Westkarpaten — einer den heute in so zahlreichen Einzelheiten bekannten Gegebenheiten am besten gerecht werdenden Lösung zugeführt worden.

Literatur.

- Debelmas, J.: Comparaison du trias haut-tatrique avec celui des Alpes Occidentales. — *Acta Geol. Polon.*, **10**, 107—121, Warszawa 1960.
- Debelmas, J. & Lemoine, M.: État actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du trias dans le Briançonnais s. str. — *Colloque Trias France*, 232—242, Montpellier 1961.
- La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. — *Inform. Sci.*, **1**, 1—33, Paris 1964.
- Diener, C.: Der Gebirgsbau der Westalpen. — 243 S., Wien (Tempisky) 1891.
- Die Gliederung der Alpen. — *Verh. Deutscher Geographentag Wien*, 46—52, Berlin (Reimer) 1891 a.
- Exner, Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. — 170 S., 9 Taf., Wien 1964.
- Frasl, G. & Frank, W.: Exkursion Mittlere Hohe Tauern. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **57**, H. 1, 17—31, 1 Taf., Wien 1964.
- Lemoine, M.: La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes Occidentales. — *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **4**, 163—180, Paris 1961.
- Oberhauser, R.: Zur Frage des völligen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1964, 47—52, Wien 1964.
- Schmidt, W.: Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. — *Verh. Geol. R.-A.*, 1922, 92—114, Wien 1922.
- Streiff, V.: Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. — *Ecl. geol. Helv.*, **55**, 77—134, Basel 1962.
- Termier, P.: Sur la structure des Hohe Tauern. — *Compt. rend. séanc. Acad. sci. Paris*, **137/2**, 875—876, Paris 1903.
- Tollmann, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen usf. — *Geol. Rdsch.*, **50**, 506—514, Stuttgart 1961.
- Vom Bau der Alpen. — *Universum*, **16**, 439—445, Wien 1961 a.

- Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. — Geol. Rdsch., 52, 226—237, Stuttgart 1962.
 - Ostalpensynthese. — 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
 - Comparaison entre le Pennique des Alpes occidentales et celui des Alpes orientales. — Compt. rend. Soc. géol. France, 1964, 363—365, Paris 1964.
- Trauth, F.: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 71, 92—99, Wien 1934.
- Wunderlich, H. G.: Zur tektonischen Synthese der Ost- und Westalpen nach 60 Jahren ostalpinen Deckentheorie. — Geol. Mijnbouw, 43, 33—51, 1964.

(Bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Dezember 1964)

1) Nachtrag.

Die oben dargelegte Auffassung von der Beheimatung des Ultrapienidischen Rückens zwischen helvetisch-pienidischer Externzone im N und südbriançonisch-penninischer Zentralzone im S wurde durch eine weitere Beobachtung von eminenter Bedeutung nach Abschluß dieses Aufsatzes bestätigt. Unter Führung von W. Schnabel und G. Lauer wurde im Untersuchungsgebiet dieser Herren, der Grestener Klippenzone bei Ybbsitz bei einer Exkursion das aus der Oberkreide so gut bekannte typische „exotische“ Geröllmaterial mit großen nicht metamorphen Quarzporphyren, mit basischen Ergußgesteinskomponenten u. a. nunmehr auch in Grobkonglomeratlagen innerhalb der liassischen Grestener Schichten (z. B. Hinterholzgraben-Westseite, am Südrand des Grestener Schichtkomplexes), ferner ebenso in den Neuhauser Konglomeraten des Dogger angetroffen! G. Lauer bestätigte, daß diese Gegebenheit in dem von ihm neu untersuchten Abschnitt N Ybbsitz weit verbreitet sei. Damit aber ist die Frage nach der Beheimatung dieses porphyreichen Exotikaschutt liefernden Rückens auch für die Ostalpen endgültig gelöst. Seine Position ist nur — wie wiederholt auf Grund anderer Indizien betont wurde — in primärer Nachbarschaft der Externzone denkbar. Daraus folgt (vgl. Geol. Rdsch. 1961) zwingend, daß die Kalkalpen bei ihrer Deckenwanderung beim Erreichen dieses schuttliefernden Rückens bereits den penninischen Inhalt der Zentralalpen unter sich begraben hatten. In der Frage der Stellung des Ultrapienidischen Rückens und damit zugleich in jener nach dem Zeitpunkt der Überschiebung des nachmaligen Tauernfensters durch die Kalkalpen ist damit ein abschließendes Urteil möglich geworden und zugleich aber auch der noch bis jüngst von R. Oberhauser vertretenen Auffassung vom späten, an die Wende von Eozän zum Oligozän verlegten Zuschub des Tauernfensters die Basis entzogen worden.