

ALEXANDER TOLLMANN*

GEHÖREN DIE TATRIDEN ZUM UNTEROSTALPIN ODER PENNIN?

Zusammenfassung: Die Angliederung des Tauernfensters hat gezeigt, daß seine unterste Einheit der Zentralgneiskern, mit transgressiver Hülle sich in Hochstegenfazies als Schwellenzone im Mesozoikum in der Ostalpinen Geosynklinale befand. Sie entspricht der Briançonnais-Schwellenzone der französischen Alpen. Die Tatriden, besonders die hochtatratische Entwicklung der H. Tatra, ist ebenfalls eine ausgesprochene Schwellenzone. Das Unterostalpine Semmeringsystem zeigt eine ununterbrochene Schichtenfolge vom Permoskyth bis zum Rhät mit Keuperfazies in der oberen Trias und hat viel gemeinsames mit der Schichtenfolge der Krížna-Decke. Es ist nötig das Pennin der Hohen Tauern mit den Tatriden zu vereinigen, wenn auch in den letzteren das Mesozoikum nur ausnahmsweise in metamorpher Fazies erscheint.

Seit der Erkenntnis des Deckenbaues in den Karpaten durch M. Lugeon (1902, 1903) besteht das Problem der Parallelisierung der Serien der Kerngebirge mit den entsprechenden Einheiten der Alpen, wird die Frage nach der Stellung der „hochtatratischen Kerne“, der Tatriden diskutiert. Die Position der tatriden Kerne mit ihrer eigenen Sedimenthülle innerhalb des Deckengebaues der Westkarpaten ist bereits seit der Einführung der Deckenlehre klar geworden. Sie bilden tiefste, im allgemeinen doch als relativ autochthon zu betrachtende Aufwölbungen, kommen als Fenster unter den auflagernden Deckensystemen an die Oberfläche, und zwar unter der Unteren Subtatratischen Decke Uhlig's, bzw. Krížna-Decke Andrusov's und der darüber folgenden Oberen Subtatratischen Decke, bzw. Choč-Decke. Die in zahlreichen Gebirgsstöcken der Westkarpaten erschlossenen hochtatratischen Kerne stellen die tiefsten tektonischen Elemente im zentralen Teil dieses Gebirges dar.

Im folgenden sollen hier nicht die Schichtreihen der einzelnen Einheiten der Westkarpaten und der Alpen angeführt werden — darüber gibt es ja bereits eine Reihe von trefflichen Zusammenstellungen, auf die verwiesen werden muß — es soll hingegen in aller Kürze der Hauptcharakterzug jeder der Einheiten in Erinnerung gerufen werden, dann aber auf Grund neuer, in den Ostalpen gewonnener Einblicke, die für die Frage der Fortsetzung des Hochtatrikums in den Ostalpen entscheidend sind, auf neue, jetzt sehr deutlich gewordene Zusammenhänge hingewiesen werden.

Das Tatrikum der Westkarpaten umfaßt über einem Granit- und Kristallinsockel im allgemeinen unmittelbar jungpaläozoisch-mesozoische Serien; nur in den Kleinen Karpaten schaltet sich auch noch Altpaläozoikum ein. Das Permomesozoikum trägt in seiner Faziesentwicklung viele Merkmale der zentralalpinen Fazies der Ostalpen, mit dem charakteristischen Semmeringquarzit im Skyth die Trias einleitend. Keuperfazies ist für die Obertrias bezeichnend. Sehr wesentlich aber ist der Gesamtcharakter der Serien: Die vielerorts vorhandene Schichtlücke mindestens in der Obertrias, maximal (z. B. Giewont) schon über dem Anis ansetzend, kennzeichnet die gesamte Serie als „intraeantiklinale Ablagerung“, wie Z. K o t a ů s k í 1959, S. 136 ausführte, bzw. als Schwellenfazies.

In der unteren Subtatratischen Deckengruppe, der Krížna-Decke (Veporiden) sind zahlreiche Ähnlichkeiten in der Schichtfolge zur hochtatratischen Serie vorhanden. Die Trias ist rein zentralalpin ausgebildet, in der Untertrias ebenfalls durch Quarzit und Rötschiefer, in der Obertrias gleichermaßen durch die Keuperentwicklung ausgezeichnet.

* Dr. Alexander T o l l m a n n, Geologisches Institut, Universität, Wien I, Universitätsstr. 7.

Aber die Serien sind mächtiger und auch in der Obertrias stets primär lückenlos entwickelt. Teildecken mit besonders im Jura voneinander abweichender Fazies stellen sich bereits von den Kleinen Karpaten an gegen E. ein.

Das Choč-Deckensystem schließlich als höchste Einheit wird durch eine kalkalpine, und zwar speziell eine kalkvor Alpine Fazies scharf von der vorhergenannten Decke unterschieden. Von der Untertrias mit den Werfener Schieferen an bis in die Obertrias, die Lunzer Schichten, karnische Dolomite und Kalke, Hauptdolomit mit gegen S hin auskeilenden Keuperlagen, Dachsteindolomit, Kössener Rhät und Ober-rhätalkalk umfaßt, ist der kalkvor Alpine Faziescharakter sehr deutlich.

Da durch den Einbruch der jungtertiären Becken am Alpenostrand und im Inneren des Alpen-Karpaten-Bogens der unmittelbare Zusammenhang zwischen den Einheiten der Westkarpaten und der Ostalpen weitgehend unterbrochen ist, hat man seit je versucht, die zentralkarpatischen Einheiten über die von den Kleinen Karpaten gegen W hin über die Hainburger Berge und das Leithagebirge ins Semmeringsystem reichende „Inselreihe“ weiter zu verfolgen. Auch schon vor der Entdeckung des „bunten karpatischen Keupers“ durch H. P. Cornelius (1936) war seit den Arbeiten von V. Uhlig (1909), H. Mohr (1910, 1912) und L. Kober (1912) klargelegt worden, daß hier im Semmeringsystem zentralkarpatische Elemente auftreten, daß sie gegen W hin unter dem oberostalpinen Deckensystem abtauchen. Daher war von diesem Raum des Semmeringsystems aus von den Ostalpengeologen immer wieder die Anknüpfung der zentralkarpatischen Einheiten an jene der Zentralalpen versucht worden. Im Zusammenhang aber mit der einst geltenden Auffassung von der Lückenhaftigkeit der Triasserie im Semmeringsystem hatte man vom Anfang an die unterostalpinen Decken dieses Raumes mit den hochtatischen Kernen parallelisiert: Seit V. Uhlig's Vergleichen (1903, 1906, 1907) wurde das Semmeringsystem immer wieder einfach dem „Hochtatrikum“ gleichgesetzt, so von L. Kober 1912, S. 443; S. 191; 1931, S. 62; 1938, Karte, von H. P. Cornelius 1940, S. 274, W. J. Schmidt 1952, S. 35, D. Andrusov 1960a, Taf. 9; 1963, S. 520; 1964, S. 22. Untere und Obere Subtatische Decken wurden hierbei entweder generell als Fortsetzung der Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin) angesehen — obgleich durch D. Andrusov 1939, S. 182 und L. Kober 1947, S. 77 betont wurde, daß nur der höhere Anteil typisch kalkalpine Züge trage, oder man fand für die Untere Subtatische Decke der Karpaten kein Äquivalent in den Ostalpen (L. Kober 1923, S. 191) bzw. suchte in neuester Zeit im Mittelostalpin die Fortsetzung (D. Andrusov 1963, S. 520).

Mit Fortschreiten der genauen Erforschung der zentralalpinen Einheiten der Ostalpen kamen aber in jüngster Zeit immer weitere, für diese Frage wesentliche Erkenntnisse zu Tage, sodaß die Klärung der Stellung der Tatriden schrittweise erfolgen konnte. Den ersten Schritt bildete die 1957 durchgeführte Neugliederung der Permtrias des Semmeringsystems durch E. Kristan et A. Tollmann: Hierbei zeigte es sich, daß in den unterostalpinen Decken des Semmeringsystems eine vollständige, relativ mächtige Serie ohne Schichtlücke vom Permoskyth bis zum Rhät in Keuperfazies vorliegt. Der Vergleich mit den zentralkarpatischen Decken ergab (1957, S. 89), daß die Fortsetzung des Unterostalpins in den Westkarpaten nach der Triasfazies nur in der Krizna-Decke gefunden werden kann, nicht hingegen in der hochtatischen Kernzone mit ihrer Schwellenfazies, was 1958, S. 341 (A. Tollmann) näher ausgeführt wurde. Auch der Baustil der Tatriden, die trotz guter Aufgeschlossenheit mit ihrem Kuppelbau nur eine relative Autochthonie, aber keinen Deckenbau erkennen lassen, weicht absolut von den weit überschobenen Decken des Unterostalpin ab — was wiederum gegen eine Gleichsetzung von Unterostalpin und Tatriden spricht. Andererseits aber fehlt in den

tektonisch ins Liegende des Unterostalpin gehörenden Tatriden — in denen man demnach am ehesten Pennin zu erwarten hätte — der aus dem Pennin der Ostalpen so gut bekannte Metamorphismus, fehlen vor allem die jungmesozoischen jurassischen bzw. unterkretazischen Schistes lustrés und Ophiolithmassen. So wurde in den Tatriden 1960, S. 511 ein den Karpaten eigenes, das Unterostalpin unterlagerndes Element gesehen, der Position nach dem Pennin ähnlich (Signaturwahl 1960, Taf. 15), das aber damals noch nicht unmittelbar mit bestimmten Teileinheiten des Pennin der Ostalpen parallelisierbar war.

Der direkte Faziesvergleich zwischen der tatriden Serie der Westkarpaten und analogen Serien der französischen Alpen — noch unter Überspringung des gesamten Zwischenstückes in den Ostalpen und den Schweizer Alpen — brachten bereits E. Passendorfer 1938, S. 271, Z. Kottański 1959, S. 139 und J. Debelmas 1960, S. 113 zur Auffassung, daß die Tatriden mit dem Briançonnais der Westalpen faziell aufs beste vergleichbar seien.

Für den Vergleich mit bestimmten Serien der Ostalpen und für die durchlaufende Parallelisierung der Verhältnisse im gesamten Strang aber war die erst in jüngster Zeit erfolgte generelle Aufgliederung des Pennin im Tauernfenster entscheidend: Untere und Obere Schieferhülle wurden als in ihrer Gesamtheit fernüberschobene Decken über einem faziell andersartigen Sockel, nämlich den Zentralgneiskernen mit einer eigenen Hülle in Hochstegenfazies erkannt (A. Tollmann 1961, S. 442; 1962, S. 230; 1963a, S. 111, Taf. 9). Nunmehr erst war nach dem im Anschluß daran erfolgten persönlichen Vergleich des westalpinen penninischen Raumes in den französischen Alpen die Fortsetzung des Briançonnais mit seiner so charakteristischen Schwellenfazies auch in den Ostalpen zu erfassen gewesen (A. Tollmann 1964a, S. 364; 1965; 1965a): Das Briançonnais wird hier vor allem durch die relativ autochthone Zone der Zentralgneiskerne in den Tauern mit ihrem Mantel in Hochstegenfazies repräsentiert: Über dem Zentralgneis liegt hier Permoskythquarzit als Basisbildung und darüber nach enormer primärer Schichtlücke unmittelbar der durch einen Perisphincten belegten Malmkalk — Verhältnisse stellen sich ein, wie wir sie in der Aceglizone, also in der Innenrandzone des französischen Briançonnais in ganz gleicher Art wiederfinden.

Nunmehr kommt zu den auffälligen Faziesübereinstimmungen in den weit entfernten entsprechenden Abschnitten in den Westalpen (Briançonnais) und Westkarpaten (Tatriden) auch eine klare Vorstellung vom Verlauf der dem Briançonnais entsprechenden tektonischen Einheit über den gesamten Alpen-Karpatenbogen hin: In der tektonisch, wie faziell so selbständigen Zentralgneiskernzone in den Tauern, über der die Schieferhülle nur überschoben liegt, taucht nach allen Merkmalen das Briançonnais der Westalpen wieder auf und bildet zugleich die Brücke zu dem völlig entsprechenden Hochtatikum der Westkarpaten. Nun erst ist Sicherheit in der Parallelisierung der so weit voneinander entfernten Endglieder gegeben und ist zugleich die Erkenntnis vom überraschend weiten Durchlaufen bestimmter faziell-tektonischer Großeinheiten im Alpen-Karpaten-Bogen zu gewinnen.

Ein Gesamtüberblick zeigt in diesem Orogen folgende Zonenabfolge von außen nach innen:

1. **Externiden:** Dauphinois mit Ultradauphinois im Westen, Helvetikum mit Ultrahelvetikum (bzw. Grestener Zone) im Mittelabschnitt, Flyschzone mit Piemiden im Osten.

2. **Nordpenninische Einheit (Valais-trog)** in Schistes-lustrés-Fazies: Diese Zone ist nur im Mittelabschnitt der Alpen, im wesentlichen in der Schweiz vorhanden und endet gegen Westen in der Tarentaise (R. Trümpy 1957, 1960), gegen Osten

jenseits des Prätigaaues (A. Tollmann 1964a), der Flyschanteil zieht — primär-sedimentär gegen außen schräg in den helvetischen Raum vorgreifend — gegen Osten am Alpenrand weiter. Die Masse der Schistes lustrés weist in dieser Einheit nach R. Trümpy unterkretazisches und nicht jurassisches Alter auf.

3. Die Briançonnais bildete eine interne (penninische) durch bedeutende Schichtlücken im Mesozoikum und durch seine Fazies gekennzeichnete Schwellenzone, in sich weiter untergliedert, die dort, wo der nordpenninische Valaistrog gegen Westen und Osten endete, unmittelbar an die Externiden anschließt. Die Zone des Briançonnais erstreckt sich in charakteristischer Zusammensetzung vom Südrand der Westalpen über das Typ-Briançonnais und seine Unterteilungen durch J. Debelmas und M. Lemoine u. a. (derzeit bereits genau bekannt) über die St. Bernhard-Decke in der Ostschweiz (V. Streiff 1962) und die Zentralgneiskernzone in den Hohen Tauern zu den Tatriden. Während Fazies und tektonische Stellung das Verbindende für all die erwähnten Abschnitte darstellt, wechselt das Ausmaß der Metamorphose im Streichen, auch in kleineren Abschnitten, sodaß die Metamorphose demnach weder in positivem noch negativem Sinne als Charakteristikum für diese Zone herangezogen werden kann. In den Ostalpen und in den Schweizer Alpen ist die Metamorphose stark und erreicht z. T. mesozonales Ausmaß. In den französischen Alpen ist die Umprägung gering und lokal wechselnd, sodaß abschnittsweise die mesozoischen Serien, wie in den Tatriden auch durch Mikrofaunen eingestuft werden können.

Eine nördlich an diese Schwellenzone Hochstegen-Hochtratrikum in den Ostalpen und Westkarpaten anschließende Subzone bildete der von F. Trauth 1934 so bezeichnete „Ultrapienidische Rücken“, der einst das penninische gegen das helvetisch-pienidische Randgebiet begrenzte. Er ist heute nicht mehr obertags vorhanden, kann aber aus der im Cenoman bis Senon erfolgten Schüttung „exotischer Gerölle“ gegen Norden in die Südpieniden (K. Birkenmajer 1960, S. 21–26, S. 28, Fig. 5 E) und Süden in die kalkalpinen Stirnteile der Ostalpen (A. Tollmann 1960, S. 511; 1963, S. 484; 1963a, S. 193) rekonstruiert werden. Unter den Geröllen dieses Rückens sind besonders die aus dem Perm stammenden Quarzite und basischen und sauren Eruptiva charakteristisch. Da in den Zentralgneiskernen mit Hochstegenfazies auf Grund der enormen triadisch-jurassischen Schichtlücke in erster Linie der innere Abschnitt des französischen Briançonnais (Accegliozone) vorliegt, ist es naheliegend, den außen anschließenden Ultrapienidischen Rücken als Außenteil des Briançonnais, der sich auch in den Westalpen durch lokal mächtige basische und saure Eruptiva innerhalb der Permquarzite auszeichnet zu betrachten.

4. Südpennin: In der gesamten Erstreckung der Alpen, im italienisch-französischen Abschnitt mit bedeutender Breite, stellte sich gegen innen hin eine zweite, durch mächtige Schistes lustrés und Ophiolithe gekennzeichnete penninische Trogzone ein, der Piemontais-Trog. In dieser Zone gehören in der gesamten Längerstreckung die Bündner Schiefer und Ophiolithe in ihrer Hauptmasse nicht der Unterkreide, sondern dem Jura an. In den Westalpen zählen zu dieser Einheit das Prä- und Hochpiemontais, in der Ostschweiz verengt sie sich stark und ist auf die Serien der Platta- und Margna-Decke reduziert, im Unterengadiner Fenster erscheint sie in Form zweier übereinanderliegender Schieferhüll-Decken (das Briançonnais kommt hier nicht mehr an die Oberfläche), im Tauernfenster liegt das Piemontais wiederum nur in der Schieferhülle vor. Diese ist — wie erstmals bereits P. Termier 1903 mit seinem Weitblick erkannte — den Zentralgneiskernen von Süden her überschoben. Mit der Rechnitzer Schieferserie endet diese südpenninische Einheit gegen Osten und erscheint in den Karpaten nicht mehr.

5. Die *ostalpine* Einheit gliedert sich in den Ostalpen durchgehend in drei Teildeckensysteme, Unter-, Mittel- und Ober-Ostalpin (A. T o l l m a n n 1959). In den Westkarpaten stellt die Křižna-Decke die Fortsetzung des Unterostalpins dar, das Mittelostalpin hingegen keilt gegen Osten hin bereits über dem Semmeringsystem fast aus. Während die Stellung der Veporiden (unter- oder mittelostalpin) noch immer nicht endgültig gesichert ist, liegt im Hauptabschnitt der Zentralkarpaten das Oberostalpin (Choč-Decke) unter Ausfall des Mittelostalpin unmittelbar dem Unterostalpin auf (Křižna-Decke) — ein Verhältnis, das sich schon am Nordrand des Semmeringsystems anbahnt, wo das Mittelostalpin in Form der Tattermannschuppe bereits auf nur einige hundert Meter, im Osten auf einige Zehner-Meter Breite reduziert ist (A. T o l l m a n n 1964, Taf. 1).

Die Wurzelzone des Oberostalpin in den Westkarpaten wurde von D. A n d r u s o v (1960, S. 410) und A. T o l l m a n n (1960, S. 511) im Anschluß an die 1959 erfolgte Neugliederung des Ostalpin der Ostalpen klargestellt: Die Gemeriden bilden den wurzelnahen, südlichen Teil des Oberostalpin. Die voralpine Einheit der ostalpinen Kalkalpen entspricht dem Choč-Deckensystem, die hochalpinen Teile der Nördlichen Kalkalpen und die oberostalpinen Schollen in den Zentralalpen entsprechen den Gemeriden und deren Fortsetzung im Ungarischen Mittelgebirge einschließlich des Bakony. Dieser ist demnach ebenfalls als überschobener, wurzelnahe Teil des Oberostalpin und nicht als autochthon aufzufassen (A. T o l l m a n n 1960, Taf. 15).

Anschließend kann demnach zusammengefaßt werden: Die Tatriden können heute, nach Klarstellung der tektonischen und faziellen Selbständigkeit der Zentralgneiskernzone im Pennin der Tauern unter faziellen, tektonischen und regionalen Gesichtspunkten klar mit dieser Einheit parallelisiert werden. Darüber hinaus ergibt sich durch den weiteren Vergleich gegen Westen die Zugehörigkeit beider Teilstücke zum Briançonnais. Die Antwort auf die eingangs gestellte Frage lautet demnach: Die Tatriden gehören nicht dem Unterostalpin, sondern der tektonischen Einheit des Pennin an, sind aber in fazieller Hinsicht nicht in Schistes-illustres-Fazies, sondern in Briançonnais-Fazies, also in penninischer Schwellenfazies ausgebildet.

SCHRIFTTUM

- A n d r u s o v D., 1939: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. Mitt. Geol. Ges. 30–31, 157, Wien. — A n d r u s o v D., 1960: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. Mitt. Geol. Ges. 51, 1958, 1, Wien. A n d r u s o v D., 1960a: Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. Geol. Rundschau 50, 404, Stuttgart. — A n d r u s o v D., 1963: Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes occidentales. Livre Mém. P. Fallot 2, 519, Paris. — A n d r u s o v D., 1964: Geologie der tschechoslovakischen Karpaten I. Akademie-Verlag, Berlin. — Birkenmajer K., 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Jahrb. Geol. B.-A. 103, 1, Wien. — Cornelius H. P., 1936: Geologische Spezialkarte Österreich, Blatt Müzzzuschlag 1:75 000, (Geol. B.-A.), Wien. — Cornelius H. P., 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Z. dtsh. geol. Ges. 92, 271, Berlin. — Debelmas J., 1960: Comparaison du Trias haut-tatique avec celui des Alpes Occidentales. Acta Geol. Polon. 10, 107, Warszawa. — Debelmas J., Gidon M., Lemoine M., 1964: Livre guide de l'excursion de la Soc. Géol. France 1–5 septembre 1964, 39, Paris. — Debelmas J., Lemoine M., 1961: État actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais s. str. Colloque Trias France, 232, Montpellier. — Debelmas J., Lemoine M., 1964: La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. L'informat. sci. 1, 1, Paris. — Kober L., 1912: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. 5, 368, Wien. — Kober L., 1923: Bau und Entstehung der Alpen. Borntraeger, Berlin. — Kober L., 1931: Das alpine Europa. Borntraeger, 3130, Berlin. — Kober L., 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. Springer, Wien. — Kober L.,

1947: Wiener Landschaft. Wiener Geogr. Stud. 15, 85, Wien. — Kober L., 1955: Bau und Entstehung der Alpen, 2. Aufl. Deuticke, Wien. — Kotański Z., 1959: Stratigraphy, sedimentology and paleontology of the high-tatric triassic in the Tatra Mts. Acta Geol. Polon. 9, 113, Warszawa. — Kristan E., Tollmann A., 1957: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien 8, 75, Wien. — Lemoine M., 1961: Le Briançonnais interne et le bord de la zone des schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye. Trav. Labor. Géol. Fac. Sci. Grenoble 37, 97, Grenoble. — Lugeon M., 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. Lab. géol., géogr., phys. etc. Univ. Lausanne 4, Lausanne. — Mohr H., 1912: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. Denkschr. Akad. Wiss. n.-n. Kl. 88, 633, Wien. — Passendorfer E., 1938: (Vergleich Briançonnais-Tatra). Compt. rend. Soc. géol. France 271, Paris. — Schmidt W. J., 1952: Die Geologie des neuen Semmeringtunnel. Denkschr. Akad. Wiss. m.-n. Kl. 109, 595, Wien. — Streiff V., 1962: Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. Ecl. géol. Helv. 55, 77, Basel. — Termier P., 1903: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. géol. France, sér. 4, 3, 711, Paris. — Termier P., 1903: Sur la structure des Hohe Tauern. Compt. rend. séance. Acad. sci. Paris 137/2, 875, Paris. — Tollmann A., 1958: Semmering und Radstädter Tauern. Mittl. Geol. Ges. Wien 50, 325, Wien. — Tollmann A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien 10, 1, Wien. — Tollmann A., 1960: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. Geol. Rundschau 50, 506, Stuttgart. — Tollmann A., 1961: Von Bau der Alpen. Universum 16, 439, Wien. — Tollmann A., 1962: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. Geol. Rundschau 52, 226, Stuttgart. — Tollmann A., 1963: Résultats nouveaux sur... Helvétiques, Penniques et Austroalpines des Alpes orientales. Livre mém. P. Fallot 2, 477, Paris. — Tollmann A., 1963a: Ostalpensynthese. Deuticke, 256, Wien. — Tollmann A., 1964: Excursion II/6. Semmering-Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien. 57, 193, Wien. — Tollmann A., 1964a: Comparaison entre le Pennique des Alpes occidentales et celui des Alpes orientales. Compt. rend. Soc. Géol. France, 363, Paris. — Tollmann A., 1965: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 58, im Druck, Wien. — Tollmann A., 1965a: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. Z. dtsh. geol. Ges., im Druck, Hannover. — Trauth F., 1934: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. 71, 92, Wien. — Trümpy R., 1957: Quelques problèmes de paléogéographie alpine. Bull. Soc. géol. France, sér. 6, 7, 443, Paris. — Trümpy R., 1960: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843, New York. — Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In: Bau und Bild Österreichs, 3. Teil, 651, Wien, Leipzig. — Uhlig V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. Abt. 1, 116, 871, Wien. — Uhlig V., 1909: Der Deckenbau in den Ostalpen. Mittl. Geol. Ges. Wien. 2, 462, Wien.

Zur Veröffentlichung empfohlen von D. Andrusov.