

Mitt. österr. geol. Ges.	77 1984	S. 93–113 4 Abb.	Wien, Dezember 1984
--------------------------	------------	---------------------	---------------------

Entstehung und früher Werdegang der Tethys mit besonderer Berücksichtigung des mediterranen Raumes¹⁾

Von Alexander TOLLMANN²⁾

Mit 4 Abbildungen



Zusammenfassung

Wir verstehen im Sinne der Originaldefinition unter Tethys das postvariszische, oberstkarbonisch-permomesozoische Mittelmeer mit jüngeren Nachfolgern, das sich in tropischer bis subtropischer Breite in bestimmter Position zwischen den Superkontinenten Gondwana und Laurasia entwickelt hat, eine bestimmte Großgliederung in Nordtrog, Mittelschwelle (Kreios) und Südtrog aufgewiesen hat, eine bestimmte Faziesausbildung mit typischen geosynklinalen, überwiegend mächtigen Sedimenten gegenüber dem Vorland aufweist, die sowohl in der Tiefsee über Ozeanboden als auch in seichten Meeresräumen über ausgedünnter saurer Kruste des Schelfs oder inneren Mikrokontinentschollen zur Ablagerung gelangt sind, das Heimat einer bestimmten, typisch mediterranen Fauna im Gegensatz zu den außer-alpinen, borealen Faunen gewesen ist und das schließlich ein bestimmtes orogenetisches Schicksal erlitten hat, indem Teile des Nordtroges bereits durch die Kimmerische (= Indosinische) Gebirgsbildung in der Obertrias subduziert und konsumiert worden sind, der Gesamttraum aber dann von der alpidischen Orogenese betroffen worden ist, die in der Zeit ab der Unterkreide mit Paroxysmen in der Oberkreide und im Alttertiär abgelaufen ist.

Es erscheint uns auf Grund der vielen Gemeinsamkeiten der Tethys in Raum und Zeit nicht gerechtfertigt, im Widerspruch zur Originaldefinition und dem langjährig eingebürgerten Gebrauch dieses Begriffes eine Serie neuer Namen wie Paläotethys, Neotethys, Mesotethys etc. neben oder an Stelle des Begriffes Tethys für verschiedene zeitliche Entwicklungsphasen im Perm, in der Trias und später oder für verschiedene Teile wie für den Nordabschnitt, den Südabschnitt etc. aufzustellen – die noch dazu von fast jedem Autor mit wechselndem Inhalt verwendet werden.

Zur Klärung dieser Frage wird daher kurz die Entwicklung der Tethys in Raum und Zeit skizziert und anschließend der Begriff von anderen, nicht nötigen Parabegriffen abgegrenzt.

Die erste Anlage der Tethys entwickelte sich bereits ab alleroberstem Karbon und während des Perm schräg zum variszisch gefalteten Untergrund und Gondwanasokkel. Die Längsgliederung in einen Nordkanal, eine Mittelschwelle und einen Südkanal des mediterran-vorderasiatischen Abschnittes datiert ebenfalls ab Perm und

¹⁾ Publikation im Rahmen des IGCP-Projekts Nr. 203 (Permo-Triassic Events of the Eastern Tethys Region etc.).

²⁾ Adresse des Verfassers: Prof. Dr. A. TOLLMANN, Institut für Geologie, Universität Wien, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

wirkt im Mesozoikum weiter. Eine schrittweise Westverlagerung der Tethys erfolgte vom Perm bis in den Jura. Erste Ozeanbodenstreifen öffnen sich im Nord- und Südkanal ab der Wende Skyth/Anis, ein breites Aufreißen des Ozeans erfolgt erst im Zuge der Seitenverschiebung Afroarabiens ab dem Lias.

Nach der kimmerischen Orogenese im Ostteil des Nordastes in der Obertrias regeneriert dieser nördliche Meeresarm nochmals und wird dann gemeinsam mit der Gesamttethys in der großen kretazisch-alpidischen Orogenese zum großartigen Deckengebirgssystem geformt. Die Subduktion in der Kreidezeit setzt im Mediterraengebiet in der austroalpiner Phase des Oberhauterrive-Barrême ein. Für die orogenetische Hauptformung des Westteiles der Tethys waren die Bewegungsstöße der Oberkreide und des Alttertiärs (besonders Wende Eozän/Oligozän) verantwortlich.

Abstract

The original version of the concept "Tethys" by E. SUSS comprehends the great ocean between Eurasia and Gondwana, which existed during Permian, Mesozoic and still in Tertiary time with a distinct alpin-mediterranean fauna and facies. This Tethys ocean was divided into a northern trough, a median swell (Kreios) and a southern trough since Permian time.

This paper deals with the prehistory (Prototethys), the origin and early history of Tethys, the begin and the westward migration of rifting, the marginal basins, the specific sediments of the oceanic zones in different sections during the Triassic time in the northern and southern trough. The migration path for the marine fauna between Tethys and eastern Pacific region across Panthalassa and not across Pangaea during Permo-Triassic time is mentioned.

The concept Paleotethys, Mesotethys, Neotethys etc. for different parts or different stages of the Tethys are superfluous.

Inhalt

Vorwort	94
Die Tethys im Perm	95
Die Tethys in der Trias	102
Der Begriff „Tethys“ und seine Abgrenzung gegenüber Nebenbegriffen	108
Literatur	110

Vorwort

Mit Abschluß des internationalen Korrelationsprogrammes (IGCP) Nr. 4, in welchem unter umsichtiger Leitung von Prof. H. ZAPFE zahlreiche Probleme der „Triassic of the Tethys Realm“ untersucht worden sind, sind mehr noch als bisher neben allen Individualitäten der Teilabschnitte die großen Gemeinsamkeiten dieses ausgedehnten mesogäischen Meeresraumes klargestellt worden und ist in vielen Punkten ihr Schicksal und ihr Charakter besser erfaßt worden. Gerade die Erfassung zahlreicher typisch alpiner Arten verschiedenster Lebensräume über den Gesamt- raum der Tethys hinweg, ja sogar bis über die Panthalassa, hat neue enge Zusammenhänge aufgedeckt. Die Welt der Trias ist besser überblickbar geworden.

Mit dem Anschlußprogramm Nr. 203 „Permo-Triassic events of Eastern Tethys Region and the Intercontinental Correlation“ erhebt sich mit dem Zurückgreifen auf die permischen Entwicklungsschritte der Tethys die Frage nach Beginn und nach der Vorzeichnung des Frühstadiums dieses Meeres, die Frage der zeitlichen Abgrenzung der Tethys nach unten hin im Jungpaläozoikum („Paläotethys“) und das räumliche und genetische Verhältnis zum älteren Mittelmeer des Altpaläozoikums („Prototethys“), aus dem das Variszische Gebirge hervorgegangen ist.

In dieser Studie soll daher das genetische Schicksal der Tethys, besonders ihr Beginn und ihre Anlage klargestellt werden und dann dieses Ergebnis auch durch klare definitorische Abgrenzung der bestehenden Begriffe seine Auswertung finden.

Die Tethys im Perm

Zunächst muß gegenüber manchen neuzeitlichen Auffassungen, daß das permische Mittelmeer einen unabhängigen, eigenen Meeresgürtel gegenüber jenem einer mesozoischen Tethys darstellt und daß es demnach auch mit einem eigenen Namen („Paläotethys“) bezeichnet werden soll, festgestellt werden, daß – vom Sachlichen her – die permische Tethys in ihrer räumlichen Konfiguration und Entwicklung festen Bestandteil der gesamt-tethyschen darstellt und daß sie – vom Definitorischen her – seit Anbeginn vom Schöpfer dieses Begriffers, ED. SUESS, auch als solcher gewertet worden war.

Erst die weiter zurückliegenden Mittelmeere, etwa jenes des Altpaläozoikums, das mit seinen mobilen Meeresböden Ausgangspunkt für die Variszische Gebirgsbildung gewesen ist, hatte eine gänzlich andere, unabhängige Konfiguration, abweichende Lage und andersartige klimatische Bedingungen, sodaß hierfür der eigenständige Name Prototethys zurecht besteht.

Die oben aufgestellte Behauptung, daß bereits in der Erklärung des Begriffes Tethys durch den Erstautor der permische Anteil unabdingbar mit einbezogen war, soll durch einen kurzen Überblick über Erstaufstellung und spätere Anwendung dieser Bezeichnung belegt werden.

Der Begriff „Tethys“ stammt bekanntlich von ED. SUESS, der in einer kurzen Notiz in der englischen Zeitschrift *Natural Sciences* im Jahre 1893 (S. 183) „a great ocean which once stretched across part of Eurasia“ als „Tethys“ bezeichnet hatte. Bei dieser Kurzdefinition des neu aufgestellten Begriffes hat SUESS zunächst die regionale Erstreckung am Südrand der Eurasiatischen Scholle festgehalten und zugleich die „folded and crumpled deposits of this ocean“ als heutigen Inhalt der Kettengebirge der alpidischen Ära dieses Raumes, von den Alpen über Himalaya gegen Osten hin, deklariert. Damit wird als Alter schon hier indirekt die alpidische Ära, also die Zeit der Ablagerungen nach der variszischen Faltung, also das Permo-Mesozoikum, umrissen. Im Antlitz der Erde geht dann E. SUESS näher auf diesen Begriff Tethys ein, führt 1901, S. 25, zunächst summarisch aus, daß damit die „Meeres-Bildung der mesozoischen Epoche“ zwischen Gondwana-Land im Süden und Angara-Land im Norden gemeint ist, und zwar in einer „breiten Zone, die sich von Sumatra und Timor über Tonking, Yunnan zum Himalaya und Pamir, Hindukusch und nach Kleinasien“ und weiter gegen Westen hin (Mediterran-Gebiet) erstreckt.

Was nun die genauere zeitliche Einstufung seiner Tethys-Serie betrifft, führt E. SUESS (1901, S. 26) aus, daß die Ablagerungen mit den permischen und mesozoischen Floren der beiden Großkontinente (Gondwana, Angara) durch eben jene Tethys getrennt waren, womit als präzise zeitliche Eingrenzung hier das Permomesozoikum genannt ist. Auch auf S. 45 wird wiederum betont, daß bereits im Perm sich „trotz der Trennung durch die Tethys“ auf den beiden im Norden und Süden angrenzenden Kontinent bestimmte übereinstimmende Entwicklungen des Lebens vollzogen haben. (Heute kennt man ja die Ursache hierfür zufolge der Verbindung der Superkontinente westlich der mediterranen Bucht der Tethys). Ja von Ostasien betont SUESS in diesem Werk sogar (S. 296), daß dort die Tethys marine Schichtfolgen „vom Ober-Carbon bis zur Gegenwart“ besitzt – auch in den östlichen Alpen setzt ja die postvariszische Serie nach der variszischen Gebirgsbildung, also der alpidische Zyklus, mit den Fusuliniden-führenden Auernigsschichten des obersten Karbon, Stephan, ein und leitet ohne Unterbrechung über das Perm in die Trias und weiter empor. Auch weit im Westen der Tethys haben wir demnach durchlaufende Serien des alpidischen Zyklus vom Oberstkarbon bis in den alttertiären Anteil (bis Obereozän) der Gosauserien der Ostalpen aus dieser Tethys erhalten.

Es kann nach allem daher keinem Zweifel unterliegen, daß von E. SUESS der Begriff Tethys für die postvariszische See und ihre Schichtfolge des mediterran-mesogäischen Raumes mit ihren spezifischen faziellen und faunistischen Merkmalen im Gegensatz zu den Kontinentalblöcken im Süden und Norden, also für den alpidischen Zyklus, der vom (obersten Karbon bzw.) im wesentlichen vom Perm an über das Mesozoikum bis in das Tertiär hineinreicht, geprägt worden ist. Wie E. SUESS (S. 25) ausführt, hat sich im heutigen europäischen Mittelmeer noch einen Rest dieser Tethys erhalten.

Mit der mehrphasigen variszischen Gebirgsbildung, deren Hauptgeschehen im europäischen Raum im Oberstdevon einsetzt und im wesentlichen mit der asturischen Phase im Westfal D abschließt, wird die Prototethys eliminiert und es entsteht der Superkontinent Pangaea. Mit dem obersten Karbon, dem Stephan, beginnt nun die erwähnte neue Anlage der Tethys, deren erste und grundsätzliche Ausgestaltung im Perm erfolgt. Sie bildet in dieser Zeit einen westöstlich ziehenden, nur mäßig tiefen geosynklinalen Meerestrog, der von Tunis, Sizilien und Südtirol bzw. Karnischen Alpen (Italien/Österreich) im Westen zwischen Laurasia und Gondwana am Südrand Asiens über Balkan, Türkei, Persien, Himalaya und Südchina bis Indonesien zieht und dort Anschluß an die Panthalassa erhält (Abb. 1). Während auf diese Art auch ein Faunenaustausch bei verschiedenen Gruppen über den permischen Pazifik hinweg nach Texas und zum Schelf im Westen von Nord- und Südamerika möglich gewesen ist, endete die Tethys im Perm gegen Westen hin ab der Linie Tunis-Sizilien. Im westmediterranen Abschnitt herrschte ebenso wie im nachmaligen Gebiet des Atlantischen Ozeans Festland (entgegen der Darstellung von H. & G. TERMIER, 1952, Taf. 17–18). Eine direkte Meeresverbindung zum Pazifik quer über die Pangaea nach Westen existierte sicherlich nicht (E. IRVING, 1979, Abb. 15–20; A. G. SMITH et al., 1981, Taf. 55–60). Querverbindungen zum Weltmeer bestanden nur in zwei Abschnitten im Bereich von Laurasia: Einerseits während eines guten Teils des Perm über den Ural zum Arktischen Meer, andererseits eine schmale Verbindung im Oberperm über das deutsche Zechstein-Becken (P. A. ZIEG-

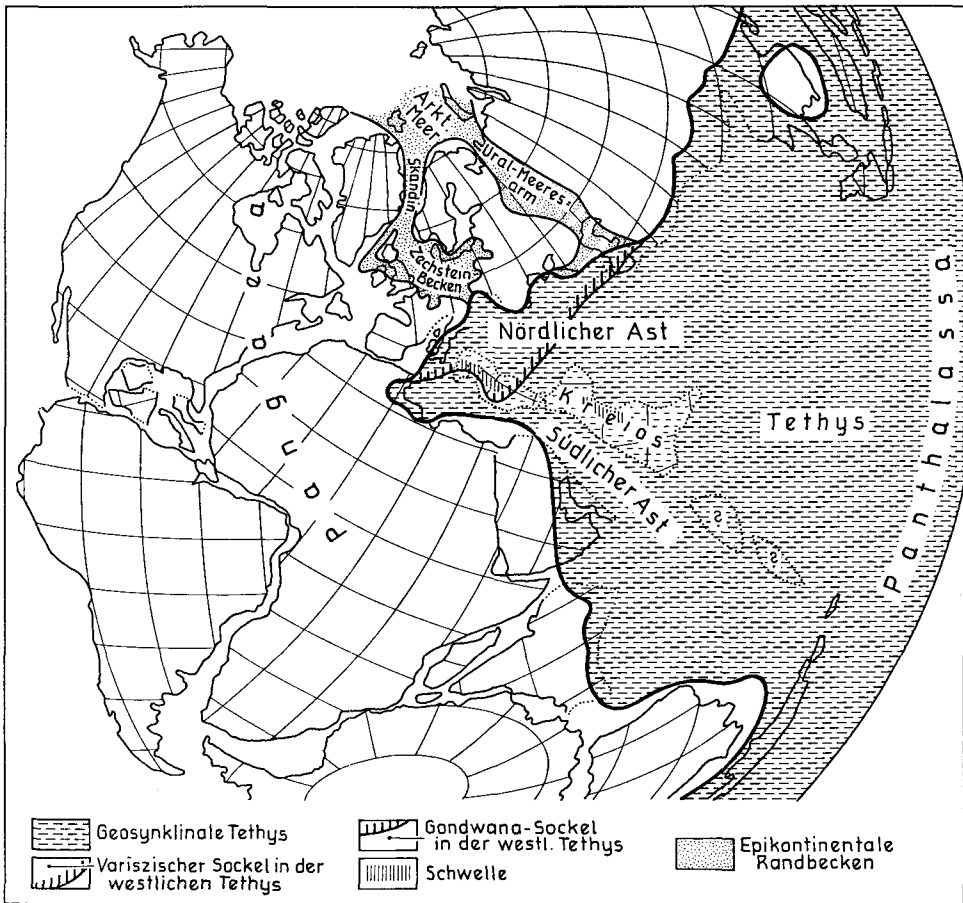


Abb. 1: Die Tethys im höheren Perm. Die Rekonstruktion der Pangaea ist unter Berücksichtigung der Angaben von A. HALLAM (1983) durchgeführt.

LER, 1980, Abb. 2; 1982, S. 46, Taf. 14) und weiter über das Nordatlantische Rift (Skandinavisches Meer) zur Arktic. Die Verbindung aus der Tethys zum regressiven epikontinentalen Zechstein-Becken in Mitteleuropa verlief (wie auch später in der Trias) über die Schlesische Pforte in Südpolen, von wo T. & D. PERYT (1977) den Einfluß der permischen Tethysmikrofaunen in jenen des deutschen Zechsteins beschrieben haben (vgl. Abb. 1).

Für die Erfassung der Zusammenhänge der permischen Tethys über den Gesamt- raum hinweg sind, von Europa ausgehend, natürlich die beiden Untersuchungen von F. KAHLER (1939, 1974) über die Verbreitung und Wanderwege der Fusulini- den im Perm von besonderer Bedeutung. KAHLER zeigt hierbei die erwähnte Verlagerung des Nordastes der Tethys im Lauf des Perm von Norden gegen Süden (Abb. 2) und unterscheidet mit CH. ROSS (1970) im Unterperm (Assel-Artinsk) noch eine gemeinsame Zonengliederung der nachmaligen Faunenprovinzen: Jene der (Paläo-)Tethys, jene des außertethyalen „Resteuropas“ und jene von Zentralnord-

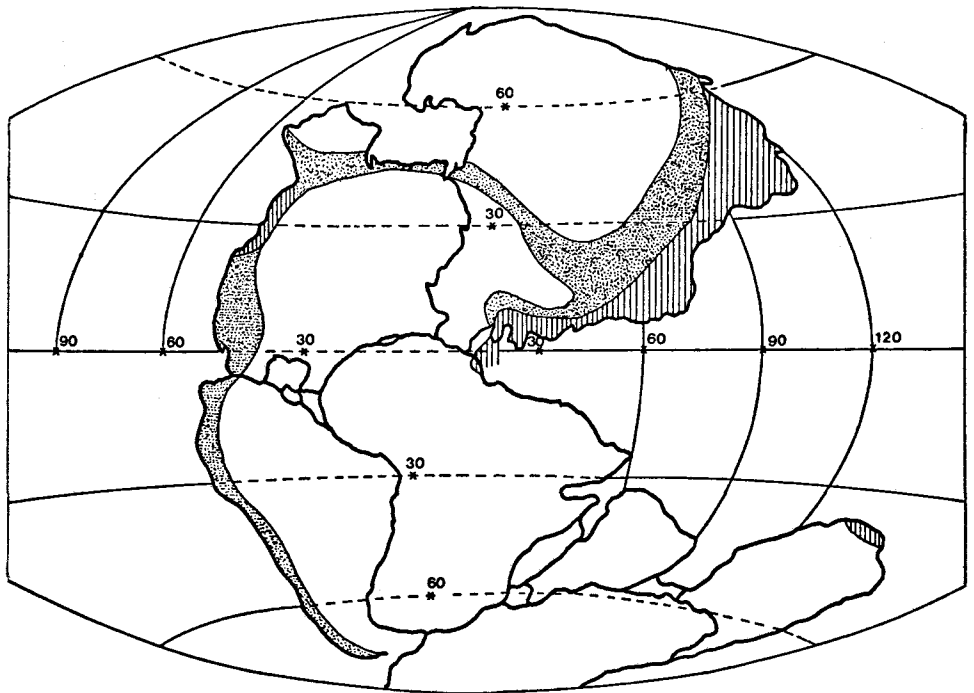


Abb. 2: Die permischen Wanderwege der Fusuliniden und die Meerestransgression im Bereich des Nordastes der Tethys im Unter- und Mittelperm; nach F. KAHLER, 1974, Abb. 2. Signatur: Punkte - Unterperm, Vertikalschraffur - Faunen des Mittelperm („Tethys“-Fauna).

amerika; im Mittelperm (Cancellina- bis Lepidolina/Yabeina-Zone nach KAHLER) gewinnt nun die Tethysfauna mit eigenen Gattungen erst ihre Selbständigkeit gegenüber den beiden anderen Provinzen (nach ROSS bereits etwas früher, ab der Misellina-Zone).

Für Unter- und Mittelperm ist für die mediterrane Tethys, aber auch für die übrigen Bereiche dieses Meeres eine mächtige Kalk-Entwicklung an randlichen und inneren Schelfen (von Mikrokontinenten) von Bedeutung. Mit dem Oberperm hingegen ist weltweit der Umschlag auf eine Dolomitbildung und Salinar-Produkte mit nur wenigen Ausnahmen bemerkenswert. Zugleich tritt durch weltweite Regression eine kräftige Verkleinerung der Schelfe der Pangaea ein, auf der in großen Teilen heißes Wüstenklima herrscht. Im Zusammenhang damit tritt in Europa und darüber hinaus ganz allgemein im Oberperm eine sehr eingeschränkte und eigenartige Fusulinidenfauna auf, soweit es überhaupt zur Ausbildung dieser Fazies kommt.

Die Entwicklung der oberstkarbonisch-permischen Tethys im europäisch-vorderasiatischen Abschnitt ist ein gegenüber der Prototethys neues, unabhängiges Geschehen. Sie beruht auf dem Beginn des scherenförmigen Auseinanderdriftens der Nord- und Südkontinente von Pangaea und der damit verbundenen Ausdünnung der zwischenliegenden Kruste in diesem ersten Stadium. I. ARGYRIADIS (1975, Abb. 6; 1978, II, Abb. 14) hat diese Anlage unabhängig von den älteren Strukturen klar herausgearbeitet. Der Nordteil

der permischen Tethys liegt im Norden über variszisch gefaltetem Untergrund, im Süden gleichermaßen über altem Sockel der Afroarabischen Platte (Abb. 1). Besonderes Interesse verdient die von I. ARGYRIADIS (1975, S. 59 ff.) klargestellte Dreigliederung der permischen Tethys in einen nördlichen und südlichen Trog und eine mittlere, dazwischen gelegene Schwelle in Längserstreckung: Es ist dasselbe grundsätzliche Bild, das wir schon bei der Struktur der Prototethys mit dem Protokreios-Mikrokontinentstreifen in der Mitte beobachtet haben und das bei der mesozoischen Tethys mit dem – im Lauf der Zeit in wechselndem Ausmaß – isolierten Mikrokontinentstreifen Kreios wiederum in Erscheinung tritt.

Es scheint demnach auch beim Rifting von kontinentaler Kruste im Großen das gleiche Prinzip zu gelten, daß in kleinerem Maßstab bei intrakontinentaler Grabenbildung beobachtet worden ist, vom ostafrikanischen Grabenbruchsystem bis zum Grabenbruch des Wiener Beckens und zur experimentiellen Grabenbildung (H. MURAWSKI, 1969; A. TOLLMANN, 1976, S. 326): Beim Aufreißen der Kruste bleibt eine schmale, lange, mehr-weniger zusammenhängende Mittelscholle stehen, eine Hochscholle, an deren beiden Rändern sich dann in verstärktem Ausmaß die Ausdünnung bis Zerreißen der Kruste einstellt. Das gleiche Prinzip ist ja übrigens auch beim jurassischen Rifting im Pennin der Alpen eingetreten, wo die Briançonnais-Hochstegen-/Zentralgneis-Längsscholle als mittlerer trennender Streifen zwischen zwei Ozeanbodenzonen erhalten geblieben ist.

Diese Dreigliederung der permischen Tethys umfaßt im mediterranen Gebiet folgende drei Längszonen:

1. Der Nordtrog. Charakteristisch für diesen „Perihercynischen“ Trog ist die Auflagerung der Tethys-Serien mit einer klaren Diskordanz über dem herzynisch gefalteten Untergrund, der noch Oberkarbon beinhalten kann. Die Tethys-Serie dieses Troges ist auch schon im Perm zufolge einer kräftigen Subsidenz des Untergrundes mächtiger als jene des Vorlandes und häufig auch durchlaufend abgelagert.

Dieser Nordtrog umfaßt, von Westen gegen Osten fortschreitend, folgende Abschnitte und Faziesausbildungen: Der Westrand mit der Verzahnung des randmarinen Bereiches gegen die kontinentalen Serien liegt im Nordwesten in den Nördlichen Kalkalpen Österreichs, wo im Oberperm das Salinar mit Gips und Salz des „Haselgebirges“ die Randposition andeutet (A. TOLLMANN, 1976, S. 41 ff.). In den Südtiroler Dolomiten (Italien) ist dieser Westrand durch gleichaltrigen gipsführenden Seichtwasserkalk der Bellerophon-Schichten markiert. Gegen Osten hin vervollständigt sich die marine permische Serie gegen unten hin. In den Karnischen Alpen (Österreich) – W. BUGGISCH et al., 1976 – und Karawanken (Slowenien) beginnt die marine Serie bereits im oberen Karbon (Stephan) mit einem Wechsel von kontinentalen und marinen, an Fusuliniden reichen Ablagerungen der Auernig-Formation, welcher Rhythmus noch im tiefen Unterperm (Assel) mit der Rattendorf-Formation fortsetzt. Im Sakmar und tieferen Artinsk stellt sich hier der Trogkofelriffkalk ein (W. BUGGISCH & E. FLÜGEL, 1980; E. FLÜGEL, 1980; E. FLÜGEL, 1981). In den auflagernden mittelpermischen Grödener Sandsteinen ist der Übergang von kontinentaler Ablagerung im Westen zur marinen Ablagerung im Osten erfaßt worden (W. BUGGISCH et al., 1976, S. 673 ff.). In den hangend folgenden Bellerophonschichten des Oberperm werden die Flachwasserkalke mit Gips-lagerstätten des Westens (Südtirol) durch eine vollmarine Entwicklung mit der

reichen Schascharfauna des Savefaltengebietes in Jugoslawien im Osten abgelöst (A. RAMOVŠ, 1958), die Beziehungen der Schascharfauna zu jener von Westserbien einerseits und zur reichen oberpermischen Fauna der Kalke des Bükkgebirges in Ungarn andererseits ist eindeutig (K. BALOGH, 1964). Mit der Zunahme des marinen Einflusses gegen Osten treten in der Zeit der bedeutenden mittelpermischen Sand-schüttung des westlichen Meeressaumes in Slowenien (ab Julische Alpen) auch bereits Neoschwagerinenkalke als fazielle Vertretung auf (A. RAMOVŠ & V. KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1965) – vgl. H. FLÜGEL (1975, S. 30ff.). Die Permoskyth-Grenze liegt in diesem westlichen Abschnitt in den Karnischen Alpen und östlich davon in vollständigen Profilen vor, in denen die marinen Werfener Schichten (Skyth) über dem Oberperm des Bellerophonkalkes konkordant aufruhren (vgl. Gartnerkofel-Profil, F. KAHLER & S. PREY, 1963, S. 48, Taf. 5).

In diese Nordzone der permischen Tethys gehören im Anschluß an das Perm von Slowenien (A. RAMOVŠ, 1978, S. 247f., Tab. 1) jenes von Kroatien (V. KOCHANSKY-DEVIDÉ & A. RAMOVŠ, 1978, S. 238f.), von wo besonders aus dem Velebit-Gebirge die mächtige klastische Ausbildung der unterpermischen Trogkofelschichten, die sogenannten Košna-Schichten, in Ersatz der Riffkalke, auffällt, die sich über Montenegro bis Albanien (F. KAHLER, 1974, S. 77f.) verfolgen läßt. Sie weist deutlich auf den Einfluß einer im Westen vorgelagerten Schwelle aus dem Bereich des Westrandes und Einsetzens der mittleren Hochscholle hin. Weiter gegen Osten hin, in Serbien, tritt dieser Einfluß wiederum zurück (P. STEVANOVIĆ & M. VESELINOVIĆ, 1978, S. 308).

Noch weiter gegen Osten greift die kontinentale rote detritische Schüttung im Perm in Bulgarien über die von Vulkaniten durchzogene Moesische Platte über den Balkan in Bulgarien weit nach Süden vor (CH. SPASSOV et al., 1978, S. 285ff.). Die vollmarine Entwicklung des Perm mit fossilreichen Fusulinidenkalken stellt sich erst wieder in Griechenland ein (G. KAUFFMANN, 1978, S. 205). I. ARGYRIADIS (1975, S. 59) gibt als Fortsetzung dieses Nordtroges der permischen Tethys Balia-Maden, Bura und weitere Abschnitte im Pontischen Gebirge in der kleinasiatischen Türkei an. Unter- bis mittelpermische Fusuliniden aus den Kalken dieses Nordtroges sind von F. & G. KAHLER (1979, Tab. 1) beschrieben worden. NW-Anatolien blieb demnach im Unter- und Mittelperm von flacher See bedeckt, in der organogene Seichtwasserkalke zur Ablagerung gelangt sind, während es im Oberperm zeitweise trockenfiel und dann in der Trias erneut das flache Meer schrittweise vorgriff (F. KAHLER, 1974, S. 81). Von Zentralanatolien reicht übrigens der variszisch gefaltete Untergrund unter der Permtransgression bis in die Lycischen Decken nach Süden (R. BRINKMANN, 1976, Abb. 14, 10; A. ŞENGÖR & Y. YILMAZ, 1981, S. 204ff.). Die weitere Fortsetzung dieses permischen Nordtroges verläuft über die Krim, den Kaukasus (F. KAHLER, 1974, S. 83f.: *Marines Mittelperm, ausgreifendes marines Oberperm*), den Nordelburs, unter dem Kopet Dag, über Rasht und Mashhad hinüber in den Norden des Hindukush (J. STÖCKLIN, 1974, S. 884f.).

2. Die mittlere Schwellenzone (Haut-fond intermédiaire ARGYRIADIS) ist charakterisiert durch Serien mit einer mehrweniger umfangreichen Schichtlücke innerhalb des Perm. Nachmal transgredierte Oberperm über tieferem Karbon oder die Untertrias lagert direkt dem Oberkarbon auf. Eine lückenhafte Bedeckung durch die Tethys spiegelt sich darin wider. Im Westen deutet wohl der von H. FLÜGEL

(1975, S. 34 und Abb. 10) klargestellte, im höheren Unterperm massenhaft Schutt liefernde Rücken den Westrand und Ansatz dieser Schwelle an, der die Košna-Schichten von den Südkarawanken im Norden bis nach Albanien im Süden geliefert hat. I. ARGYRIADIS (1975, S. 60) sieht die Fortsetzung der Schwelle über Cokotin in den Süddinariden, dem Peloponnes, die Insel Chios in der Ägäis mit ihrer gewaltigen Schichtlücke zwischen Westfal und Skyth (vgl. G. KAUFFMANN, 1978, S. 205) und Karaburun in W-Anatolien, wo marines Skyth auf Visé transgrediert (vgl. F. KAHLER, 1974, S. 82).

3. Der südliche Teiltrog der permischen Tethys hat sich bereits über dem ausdünnenden Schelf des Nordsaumes der Afro-Arabischen Platte, frei von variszischer Faltung, entwickelt (M. KAMEN-KAYE, 1976, Abb. 1). Typisch für diesen Ast ist die konkordante Auflagerung über dem älteren Paläozoikum, da ja hier eine variszische Diskordanz fehlt. Gegenüber den epikontinentalen Ablagerungen ist eine größere Mächtigkeit durch eine kräftige Subsidenz bezeichnend. Im tieferen Perm dominieren noch Sandschüttungen, aber es schalten sich bereits Oncoidkalke und Fusulinidenkalke ein. Im mittleren Perm treten im Zusammenhang mit der Krustenzerrung basische Eruptiva auf. Im Oberperm dominiert die marine kalkige, auch mergelige Entwicklung, zum Teil erscheinen auch bituminöse Kalke. Die Fauna ist reich an Algen, Fusuliniden, Korallen und Brachiopoden. Im höheren Oberperm stellen sich auch Dolomite ein. Die Grenze zur Trias ist durch einen Faziesumschwung charakterisiert, tonige und feinkörnige Plattenkalke mit einer armen Fauna mit *Claraia* erscheinen im Skyth.

In diesen Südtrog gehört als westliches Vorkommen das durch den Fossilreichtum bekannte Unterperm von Sosio in Sizilien: Die dem Oberkarbon (?) bis mindestens Mittelperm angehörigen Karbonate, Klastika und Oolithe sind bekanntlich nur in Form eines Schwarmes von Olistholithen bis Gleitdeckentrümmern im Miozän eingebettet erhalten (G.-B. VAI, 1978, S. 322, Fig. 4/14–15). Aus der klassischen Fauna von Sosio sind in zahlreichen Arbeiten Fusuliniden, Ammoniten, Crinoiden etc. beschrieben worden. Der mittlere Apennin hingegen, der im Stephan-Unterperm noch marine fossilführende feinklastische Serien enthält, wurde im höheren Perm und der Trias als Westrahmen der permischen Tethys durch vorwiegend kontinentale Serien des Verrucano betroffen.

Im Süden reiht sich – bei der damaligen östlichen Position von Afrika wahrscheinlich weiter im Osten gelegen – das marine Perm von Tunesien an. Bekannt sind die Permfaunen aus Südtunesien (Kirchaou, Casbah Leguine) und vom Profil des Djebel Debaga aus der oberen Sosio-Stufe, deren Fusuliniden J. SKINNER & G. WILDE (1967) und F. KAHLER (1974, S. 63) beschrieben haben. Nach Osten streicht dieser permische Südtrog über Kreta in den südtürkischen Taurus. In SW-Anatolien transgrediert Perm über Mittelkarbon (F. KAHLER, 1974, S. 81). Bei Hadin, Alanya im Taurus und weiter im Osten sollen die permischen Kalkserien konkordant und ohne Schichtlücke über dem Karbon des damaligen Südkontinentes aufrufen (I. ARGYRIADIS, 1975, Abb. 1, 7–9). Im Zentraliran liegt in dieser Südzone der rote Otoceras-Ammonitenkalk des Unterskyth dem kalkigen brachiopodenreichen Perm in den Schwarzen Bergen bei Shahreza (70 km SSE Isfahan) konform auf (E. KRISTAN-TOLLMANN et al., 1979, S. 126). Aus dem tieferen Abschnitt dieser schwarzen Permkalke ist von F. & G. KAHLER (1979, Tab. 1) eine mittelpermische

Fusulinidenfauna beschrieben worden. Aus der nahen Abadeh-Region berichtete jüngst J. BANDO (1981) über die Permotriasmengrenze mit Ammoniten-belegtem unterstem Skyth. Weiter im SE ist im östlichen Zagros-Gebirge durch M. FÜRST (1970, S. 15f.) fossilführendes Unter- bis Oberperm in Form von grauen bis schwarzen Kalkserien beschrieben worden, reich an Fusuliniden, Algen, Korallen etc.

1-3) Betrachtet man zusammenfassend die permische Paläogeographie der westlichen Tethys, so ergibt sich folgendes Bild: Nach der variszischen Orogenese bildet sich ab Perm, von Osten gegen Westen vordringend, bis in die Region von Österreich, Sizilien und Tunesien im Westen die Tethys in völliger Unabhängigkeit von einer altpaläozoischen Prototethys. Diese Tethys besteht im Perm demnach aus einem rascher sinkenden Nordbecken, einer mittleren längsgerichteten Schwellenzone und einem ebenfalls rascher absinkenden südlichen Ast. Die in der Literatur jüngst häufig verwendeten Bezeichnungen für den Nordast der Tethys als Paläotethys und für den Südstast als Neotethys sind irreführend und sollten vermieden werden: Beide Äste sind zugleich entstanden und ab Perm in Funktion. Die oben für den mediterranen, europäischen Abschnitt erwähnte mittlere Hochscholle kann auch schon im Perm mit weiteren Teilstücken gegen Osten verfolgt werden: Der Zentraliranische Abschnitt und die Afghanische Scholle, die noch im Oberkarbon nach dem Vorhandensein von Tilliten zu Gondwana gehört haben, sind nach dem Oberkarbon gegen Norden abgedriftet und zum selbständigen Zwischenkontinent geworden (R. WOLFART & H. WITTEKIND, 1980, S. 380f.).

Diese Auffassung einer Inselstellung des Zentral- und Ostiranischen Mikrokontinents in Perm und Trias wird auch von M. TAKIN (1972, S. 148f.) bzw. des Lut-Oman-Blockes von A. CRAWFORD (1972) geteilt. Die Selbständigkeit dieser mitten in der Tethys gelegenen mittleren Mikroplattenreihe wird auch an Hand von paläomagnetischen Messungen für Zentraliran und Zentralafghanistan bestätigt (K. KRUMSIEK, 1980, S. 209ff.), während der Nordrand dieser Länder zum eurasiatischen Schelf, der Südrand zum Südkontinent gehörte; vgl. auch M. DAVOUDZADEH & K. SCHMIDT (1984, S. 182).

Gegen Osten hin muß die sich in diese Richtung breit öffnende Tethys im Gegensatz zu den permischen Seichtwasserablagerungen des Westabschnittes und der zentralen Hochzone auf Grund des breiten Ozeans, der sich aus der Paläokontinentlage ergibt (Abb. 1), Ozeanboden und Tiefseeablagerungen aufgewiesen haben. Von ihnen ist, wohl durch zweifache Subduktion unter dem eurasiatischen Plattenrand in der kimmerischen und alpidischen Orogenese, nichts mehr erhalten geblieben.

Die Tethys in der Trias

Die Tethys der Trias ist die direkte Nachfolgerin von jener des Perm. Die paläogeographische Konfiguration bleibt weiterhin gleich: ein sich weiter vertiefender Nordkanal im Norden, ein in der mediterranen Längszone gelegener flach überspülter Mikrokontinent (Kreios), der sich später weiter unterteilt, und ein ebenfalls ab der höheren Mitteltrias durch nunmehr stärkere Dehnung der Kruste rasch sich vertiefender Südkanal entwickeln sich aus der permischen Anlage.

Durch das weitere scherenförmige Auseinanderdriften der beiden großen Kontinentblöcke im Norden und Süden ergeben sich zwei Erscheinungen: 1. Die intensive Ausdünnung der Kruste in den zentralen Teilen der beiden genannten Hauptkanäle des Westabschnittes der Tethys, die streifenweise schon in der Trias zur Ozeanbodenbildung führte, begleitet von intensiver Bruchtektonik, von basischen Vulkaniten und Tiefseeablagerungen. 2. Das zeitliche schrittweise Vorgehen dieser Erscheinungen gegen Westen, sodaß zu Ende der Trias die Tethys mit ihrem Randmeer den Rifbogen (Südspanien/Marokko) erreicht hat. Gleichzeitig bilden sich am Nord-, West- und Südrand dieser triadischen westlichen Tethys breite und flache Randmeere mit eigener Entwicklung (Sephardische Fazies), die in der Fauna einen Mischtypus zwischen mediterran und germanisch darstellt und die, besonders im südlichen Abschnitt dieser Randmeere, durch bedeutende saline Ablagerungen (besonders der Obertrias) gekennzeichnet ist.

An markanten Einzelheiten aus der Entwicklung der triadischen Tethys sei hervorgehoben (Abb. 3):

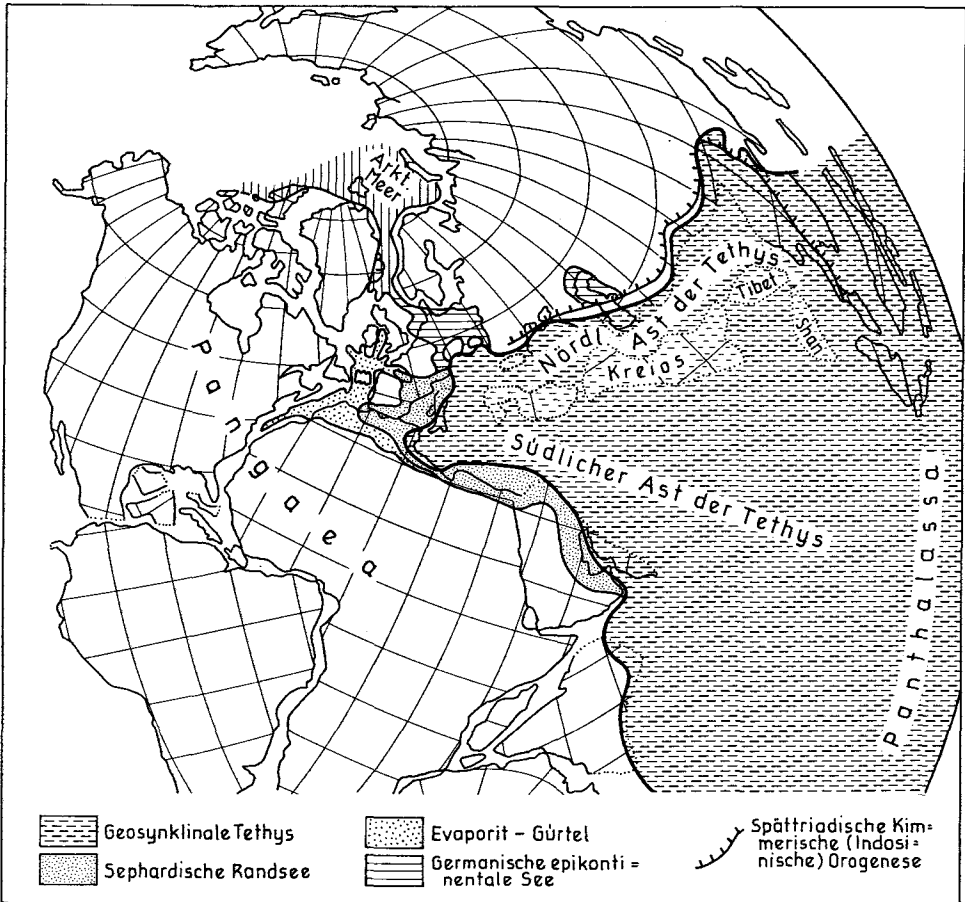


Abb. 3: Die Tethys in der höheren Trias.

1. Der Nordtrog der Tethys grenzt in der Trias an den flach überspülten, randlich absinkenden Schelf des nördlichen Vorlandes an und zeigt durch zunehmende Krustenausdünnung kräftige Subsidenz und entsprechend mächtige Serien. Im Westen beginnend treffen wir in den Alpen am Vorlandschelf eine miogeosynklinale Entwicklung im Bereich von helvetischer und penninischer Zone. In den innen anschließenden Ostalpin-Einheiten folgt im Oberostalpin konkordant die Untertrias mit detritischen marinen Seichtwasserbildungen. Ab der Mitteltrias, ab Anis, bildet sich bei nun raschem Absinken der Kruste ein mächtiger Karbonatplattformkomplex, der im Ladin 1730 m Mächtigkeit, in der höheren Obertrias mit Hauptdolomit (Lagunensediment) und Dachsteinkalk (teils lagunär, teils Riffkalk) 2200 m plus 1500 m erreicht. Zusammenfassende Darstellungen dieser Schichtfolge des Nordkanales der Tethys in den Ostalpen haben jüngst H. ZAPFE (1974, 1983) und A. TOLLMANN (1976, 1985) gegeben.

In dieser Region der Nördlichen Kalkalpen stellt sich bereits ab dem Mittelanis die Tiefwasserfazies im Südlichen Hallstätter Kanal ein, ein schmales, zu größeren Wassertiefen absinkendes Becken, in dem die pelagische Sedimentation von Hallstätter Kalken bis in das Unterrhät (Sevat) anhält und dann im höheren Rhät von der mergeligen Zlambachfazies abgelöst wird.

Hier am Westende des Nordarmes der Tethys grenzt dieser unter Enden der mittleren Kreios-Plattform gegen Westen an den Südastr, sodaß diese Hallstätter Kalke auch noch über den Drauzug in die Südalpen/Dinariden übergreifen.

Die Fortsetzung der durch das beginnende kräftige Rifting entstandenen tiefen Rinnen mit ihren Hallstätter Kalken verläuft im Nordast der Tethys von den Ostalpen über die Gemeriden der Westkarpaten zur Transsylvanischen Decke der Ostkarpaten. In den Gemeriden stellt sich übrigens dann in der Spättrias die Meliataserie – eingestuft mittels Conodonten durch H. KOZUR & R. MOCK, 1973; F. HORVAT et al., 1977, S. 213f. – mit dem direkten Hinweis auf Ozeanboden durch Ophiolithe und Radiolarite ein. In der erwähnten Transsylvanischen Decke der Ostkarpaten sind erst jüngst Hallstätterkalke des Unteranis und Pillowlavadecken aus dieser Zeit entdeckt worden (D. PATRULIUS, mündl., IGCP-Trias-Tagg., Wien 1982).

Die Fortsetzung der triadischen Riftzone des Nordkanales verläuft nun zweigeteilt weiter gegen Osten. Der eine, bedeutendere, nördliche Ast setzt mitten durch den Rand der eurasiatischen Vorlandplatte in der Dobrudscha in Rumänien durch, von wo D. PATRULIUS (s. o., 1982) über kalkigem Flysch der Untertrias basische Gesteine (Gabbro, Dolerit, Pillowlava, aber noch keine Ultramafite) und darauf Conodonoten-belegte unteranisische pelagische Rotkalke gemeldet hat.

Dieser sich bereits mindestens ab der tiefen Trias unter kräftigerer Krustenzerrung als im Perm nun tief öffnenden Nordkanal mit triadischem Flysch und basischen Pillowlaven setzt mit seiner geosynklimalen Fazies über die Krim und den Kaukasus, Südkaspien, den Kopet Dagh, über Mashhad in N-Persien mit alpinen Triasfaunen und Aghdarband (bis 3000 m mächtige vulkanitreiche Unter- bis Mitteltrias nach Schichtlücke im untersten Skyth) über die nordafghanische Melangezone in den Nordpamir fort (K. HSÜ & D. BERNOULLI, 1978, S. 944, Abb. 2; A. RUTNER, 1980, S. 11ff.; 1984, S. 264; A. ŞENGÖR & Y. YILMAZ, 1981, S. 207, Abb. 6 A–B; M. DAVOUDZADEH & K. SCHMIDT, 1982, S. 1030, Abb. 5; 1984, S. 185f., Abb. 2).

In der Obertrias (bis lokal in den untersten Lias) ist dieser Nordkanal der Tethys in seinem osteuropäischen (Krim, noch nicht Dobrudscha) und asiatischen Abschnitt während der altkimmerischen (Synonym: indosinischen) Faltungsphase subduziert worden, und durch die Kollision der angrenzenden Platten (Turan-Plattenanteil an Laurasia im Norden) eliminiert worden, sodaß dieser Abschnitt trocken gelegt worden ist. Der Zuschub des Troges wird teils südvergent (K. HSÜ et al., 1978, Abb. 2), teils nordvergent (A. ŞENGÖR et al., 1981, Abb. 6 A, B; A. RUTTNER, 1984, Abb. 3) gezeichnet. Der Nordrand der Iranischen Mikroplatte ist hierbei herausgehoben und stark erodiert worden, sodaß hier die marinen Serien bereits mit der Mitteltrias oder innerhalb des Karn enden. In der höheren Obertrias erreicht daher eine mächtige detritische Schüttung vom asiatischen Kontinent her in der Keuper-Ära weite Teile des zentralen iranischen Mikrokontinents.

In eben dieser Zeit der Obertrias öffnete sich andererseits in der zentralen Tethys-Schwellenregion (Kreios) ein etwas weiter innen gelegener nächster Nordkanal im ostmediterran-vorderasiatischen Gebiet: In Bulgarien treffen wir obertriadischen Hallstätter Kalk in Beckenfazies als Gleitklippen in der Kreide des Ostbalkan eingebettet, die von einer inneren Position dieses Nordstammes des alpidischen Systems abzuleiten sind. In der Nordtürkei entwickelt sich der Intrapontidische Kanal mit einem Abzweigerast, dem Ankara-Ozean (A. ŞENGÖR et al., 1981, Abb. 6B; R. BRINKMANN, 1976, Abb. 15), während im Iran diese Nordzone durch die altkimmerische Faltung trocken liegt.

2. In der mittleren Längszone des Westabschnittes der Tethys ist von den Ostalpen an gegen Osten hin eine ursprünglich zusammenhängende, später in Teilschollen zerrissene und verdrehte Hochzone eingeschaltet gewesen. Ihre Hochlage ist durch eine dickere, durch Rifting wenig betroffene und nicht namhafte ausgedünnte Kruste bedingt, was eine geringer mächtige, lokal auch lückenhafte Seichtwasserablagerung in permotriadischer Zeit zur Folge hatte. Es ist aber beachtenswert, daß auch in den Serien über diesen zentralen Hochschollen einerseits mächtige Karbonatplattformsedimente zur Ablagerung gelangen konnten, andererseits reiche rein alpine Makro- und Mikrofaunen in solchen Regionen zu finden waren (Beispiel Zentralpersien: E. KRISTAN-T. et al., 1979).

Auch in tektonischer Hinsicht sind diese dickeren Schollen gegenüber der ausgedünnten Kruste im Nord- und Südtrog der Tethys geringer beansprucht, sodaß L. KOBER diese Reihe interner Klötze als „Zwischengebirge“ bezeichnet hatte, die z. T. aus dem später zerrissenen langen mittleren Zwischenkontinent Kreios (A. TOLLMANN, 1978, Abb. 10) hervorgegangen sind – vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN et al., 1982, Abb. 1). Auf eine Eigenständigkeit dieser mittleren Hochzone und inneren Karbonat-Plattform bereits im Ladin und Karn weisen auch die Ausführungen von N. PANTIĆ et al. (1983, S. 6): „the Mediterranean realm formed a separate Mediterranean phytogeographic region: with mixed northern (Laurasia) and southern (Gondwana) types of flora.“ Angeblich bereits bei der altkimmerischen Bewegung allerdings haben Teilstücke dieser mittleren Hochzone beträchtliche Verschiebungen und Rotationen erfahren, die Central-East-Iran microplate (Lut-Platte) z. B. um 130° gegen den Uhrzeigersinn (M. DAVOUDZADEH et al., 1984, Abb. 3), was bei Faziesrekonstruktion berücksichtigt werden muß.

3. Der Südtrog der Tethys, aus dem später der Südstamm des alpinen Kettengebirges hervorgegangen ist, ist, wie erwähnt, bereits im Perm erfaßbar, erhält aber in der Trias durch das nun auch hier sehr kräftig einsetzende Rifting eine komplexe innere Untergliederung in Schwellen und Tröge. Im einzelnen setzen nach der regressiven Phase an der Perm/Skyth-Grenze zunächst sehr einheitlich die oolithreichen Seichtwasserablagerungen der Untertrias und darüber die calcaires vermiculés-Wurstelkalke der tieferen Trias auf. Vom Oberanis an aber beginnt im mittleren Mediterrangebiet gegen Osten hin ein deutliches Rifting im Südtrog mit zwei Hauptphasen, nämlich im Ladin und in der Obertrias. Von Westen nach Osten fortschreitend liefern folgende Gesteinstypen Hinweise auf ein durch Rifting bedingtes tiefes Ablagerungsmilieu: In den Südtiroler Dolomiten setzt über der oberanischen pelagischen Bivera-Formation kräftiger ladinischer basischer Vulkanismus ein (Wengener Schichten). In den Prager Dolomiten in Südtirol tritt flyschoides Anis in Form der Prager Schichten auf.

In den Dinariden ist das Rifting hinter den Seichtwasserablagerungen der Randzonen gelegen und in der Budva-Cukali-Decke der äußeren Zentraldinariden am stärksten zu spüren: Flyschfazies im Unter- und Mittelanis, rote Cephalopodenreiche Hallstätter Knollenkalke (Han bulog-Kalke) des Oberanis (B. SIKOŠEK et al., 1967, S. 26), sodann Porphyrite, Laven, Tuffe, wechsellagernd mit Radiolariten im Ladin, sind charakteristisch für diesen tiefen Trog, der über die Merditadecke in Albanien in den Trog der Pindusdecke in Griechenland weiterzieht, ebenfalls durch Eruptiva (Diabase) und Tiefwassersedimente gekennzeichnet: Flysch stellt sich hier in der Mitteltrias ein, Hallstätter Kalk im Ladin, Kieselkalke mit Halobien und Radiolariten in der Obertrias. Innere Tröge hinter Schwellen folgen in der griechischen Trias: Als nächster der Subpelagonische Trog mit Hallstätter Kalken. Aus einer innersten Zone leitet G. KAUFFMANN (1976) eine Ophiolithdecke in Ostgriechenland ab, in der mächtige basische bis ultrabasische Gesteinsmassen und Pillowlava-Decken mit Radiolariten und Hallstätter Kalken, deren Alter durch Conodonten von Skyth bis Nor belegt ist, abwechseln. Das Rifting hat hier offensichtlich bereits in der Trias zur Bildung echter ozeanischer Becken geführt.

Die Fortsetzung des Pindustroges über Cypern (Mammonia) in die Antalya-Region des Taurus in der Südtürkei und weiter gegen Osten haben anschaulich I. ARGYRIADIS et al. (1980, S. 204ff.) beschrieben. In den Decken von Antalya (J. MARCOUX, 1974, 1976) stellen sich im Oberanis Turbidite, pelagische Serien mit Slumping und Olistholithen ein, im Daonella-führenden Ladin erscheinen pelagische Knollenkalke, Kieselschiefer, rote Mangan-führende Radiolarite und grüne Tuffite (Pietra verde), zusammen einige hundert Meter dick. In der zweiten Öffnungsphase in der basalen Obertrias ergießen sich nun ab dem Karn bis zu 600 m mächtige Pillowlaven, gekrönt von Hallstätter Kalken des Karn, dann mächtige unternorische pelagische Kalke mit Mergeln, Radiolariten und turbiditischen Einschaltungen. Diese Hauptgrabenzone des Südtroges der Tethys setzt im Osten über Pichakun (Zagros, Südpersien) bis zu den Hawasina-Serien von Oman fort.

Im Hinblick auf die zeitliche Entwicklung der westlichen Tethys als Ganzes ist hervorzuheben, daß sich dieses scherenförmig gegen Osten öffnende Meer im Lauf der Zeit vom Perm bis in den Jura durch das Auseinanderdrehen der begrenzenden beiden Großkontinente immer weiter gegen Westen vor-

schiebt: Im Perm ist breiter ozeanischer Boden auf Grund der Paläokontinentlage im Orient und östlich davon zu erwarten, auch wenn beim späteren Zuschub die entsprechenden Gesteine weitgehend verschluckt sind. In der Mitteltrias ist Rifting, Spaltenbildung und Vulkanismus im Ostmediterrän, im Süd- und Nordtrog kräftig vertreten. In der Obertrias ist diese Spaltenbildung und das Erstauftreten weiterer, zusätzlicher Hallstätter Zonen zur südlichen älteren Hauptzone in den Ostalpen zu erfassen. Alpine Serien und Faunenelemente erreichen in der Trias gegen Westen hin den Rifbogen zwischen Betischer Kordillere (Südspanien) und Marokko. Doch echte Ozeanböden entstehen hier im westlichen Teil erst mit dem Aufreißen des penninischen Ozeans im Lias in Korsika, West- und Ostalpen, was auf das östliche Abdriften von Afrika im Zusammenhang mit dem in eben dieser Zeit aufreißenden mittelatlantischen Ozean in Zusammenhang steht. Der erst zu dieser Zeit entstehende und sich kräftig öffnende Mittelatlantik hat ja damals noch die direkte westliche Verlängerung der Tethys, also den nächsten westlich anschließenden Bestandteil der Tethys gebildet, was gut auch in den Ausdrücken „Atlantic Tethys“ Y. LANCELOT'S (1980) oder „Téthys occidentale“ B. BIJU-DUVAL (1980) zum Ausdruck kommt.

Das Westende der Tethys im westlichen Mittelmeer umgaben zur Zeit der Trias ringsum Flachmeerbecken mit einer Faunenmischung aus alpinen und germanischen Elementen, besonders gut an den Conodonten, Ostrakoden, Foraminiferen und bestimmten Makrofossilien abzulesen. Die Fauna und Fazies dieser Randbecken ist von F. HIRSCH (1972, S. 813) als „sephardisch“ bezeichnet worden. In einem noch randlicheren westlichen bis südwestlichen Gürtel sind durch eine wiederholte flache Meeresüberspülung des Nordwestrandes Afrikas bei dem extrem heißen Klima der Trias mächtige Evaporite zur Ausbildung gelangt (G. BUSSON, 1982, Abb. 2). Die sephardische Fazies macht sich besonders in der Zeit vom Oberanin bis in das Karn geltend. Zu dieser Region gehören die Triasvorkommen der Provence in Südfrankreich, den Pyrenäen, Katalonien, im Ostteil der Iberischen Kette und in der Betische Kordillere in Spanien, in Mallorca, Nordafrika und der Levante (Israel, Libanon, Syrien etc.) – Y. DRUCKMAN et al. (1982), C. VIRGILI et al. (1983: „Mediterranean Triassic“).

Über diese Randmeere hinaus begann in der späten Trias und im unteren Lias mit der weiteren Bewegung von Laurasia gegen NW ein Grabensystem in Westfortsetzung der Tethys zwischen Marokko und dem damals noch landfest damit verbundenen Ostrand Nordamerikas aufzubrechen, als Anbahnung des Aufreißen des mittleren Atlantiks, das dann in der Folge erst ab späterem Lias entlang von E-W-streichenden Transform-Störungen eintrat (A. SALVADOR & A. GREEN, 1980). Zu Ende der Trias selbst aber öffnete sich westlich des Rifbogens nur eine Schar intrakontinentaler Grabenbrüche und Seitenverschiebungen, in deren Bereich kontinentale Serien, Lavaergüsse und, durch Auffüllungen solcher Gräben aus der Tethys von Osten her, gelegentlich evaporitische Serien (von Marokko bis maximal zum Baltimore Canyon-Graben im Westen) zur Ablagerung gelangt sind (Y. LANCELOT, 1980, Abb. 2; W. MANSPEIZER, 1982; P. A. ZIEGLER, 1982, Abb. 2; vgl. auch E. KRISTAN-TOLLMANN et al., 1982, S. 1012). Eine direkte Verbindung der Tethys quer durch die Pangaea-Landmasse in der Trias zur Pazifik-Küste Amerikas war demnach mit Sicherheit ebenso wie im Perm nicht vorhanden, auch wenn die Gemeinsamkeiten von bestimmten Faunenelementen zwischen (West)-Tethys und

Ostpazifik seit alters zur Hypothese einer direkten solchen Meeresverbindung („Poseidon“ C. DIENER, 1916, S. 529) herausgefordert haben. Wir konnten hingegen in letzter Zeit auf vielfältige Weise an Hand des Verbreitungsnachweises der verschiedensten Makro- und Mikrofossilgruppen über die Gesamttethys gegen Osten hin und bis an die Westgestade Amerikas zeigen, daß auch die Panthalassa in der Trias keine Schranke für die Überquerung durch pelagische, benthonische und sessile Tiergruppen (letztere in Larvenstadium) gebildet hat – E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1981, 1982, 1983 a, b; A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1985.

Der Begriff „Tethys“ und seine Abgrenzung gegenüber Nebenbegriffen

Aus der in vorstehenden Zeilen geschilderten Entstehung und dem Werdegang der Tethys läßt sich nun auch sehr klar der Begriffsinhalt umgrenzen. Wie bereits eingangs hervorgehoben, kann der Begriff Tethys ganz im Sinn seines Autors E. SUESS nur für den Gesamtkomplex des mesogäischen Ozeans von seiner Geburt im allerobersten Karbon bzw. im wesentlichen im Perm über seine Hoch-Zeit im Mesozoikum bis zu seiner weitreichenden Eliminierung im Tertiär durch die alpine Gebirgsbildung gesehen werden. Er kann auch nicht auf Tiefseebereiche mit ozeanischer Kruste eingeschränkt werden, sondern umfaßt tiefe ebenso wie flache Räume, die aber durch eine charakteristische alpin-mediterrane Fauna und Fazies der Schichtglieder mit ihren vielen Gemeinsamkeiten über den Gesamttraum hinweg sehr gut definiert sind.

Eine Anmerkung ist noch zur Entstehung der Idee über ein Tethys-Meer noch vor Prägung des Begriffes „Tethys“ vonnöten. Es ist schon richtig, wie H. LAUBSCHER & D. BERNOULLI (1977, S. 1), K. HSÜ & D. BERNOULLI (1978, S. 943), D. BERNOULLI & M. LEMOINE (1980, S. 169) und H. JENKYN (1980, S. 107) betont haben, daß schon vor der Begriffsprägung durch E. SUESS (1893) M. NEUMAYR ab 1883 bei Besprechung der Jurafaunenreihe von einem „Centralen Mittelmeer“ gesprochen hatte, das sich in seiner mediterranen Fauna klar von jenem der borealen Region abgehoben hat. Aber die Kenntnis einer derartigen spezifischen mediterranen Faunenprovinz geht dennoch auf E. SUESS zurück, der mit Erstaunen die überregional weite Verbreitung der alpinen Triasammonitenfaunen an Hand des ihm von General R. STRACHEY von den exotischen tibetanischen Klippen zugeschickten Fossilmaterials bereits im Jahre 1862, S. 258, festgestellt und damit die Besonderheit dieses Alpen-Himalaya-Gürtels bekannt gemacht hat.

Zu vermerken ist ferner, daß ein spezieller Begriff für den permischen Zeitabschnitt der Tethys, nämlich „Paläotethys“, nach oben Ausgeführtem nicht erforderlich ist. Außerdem ist dieser Begriff „Paläotethys“ durch ständigen Wandel der Verwendung außerordentlich belastet, wie die folgende Auswahl der Verwendungsarten zeigt:

H. STILLE (1951, S. 103) bezeichnet hiermit die altpaläozoische variszische Geosynklinale. F. KAHLER (1939, S. 207f.) hat mit diesem Begriff den permischen Fusulinidenwanderweg am Südrand Eurasiens, also den permischen Anteil des Tethysnordabschnittes, bezeichnet. Im gleichen Sinn verwendet H. FLÜGEL (1981, S. 90) den Begriff Paläotethys für die permische Phase des Mittelmeeres. H. LAUB-

SCHER & D. BERNOULLI (1977, S. 5) verwenden den Namen für die permotriadische Phase dieser See. K. HSÜ & D. BERNOULLI (1978, S. 943) schränken Paläotethys auf den triadischen Nordtrog der Tethys ein. J. STÖCKLIN (1974, S. 884f.) schließlich bezeichnet ohne zeitliche Abgrenzung den Nordtrog der Tethys als Paläotethys, den Südtrog als Neotethys. Durch diese (unterschiedliche) Verwendung derartiger einschränkender Namen würde die Einheit der Tethys nur zerrissen werden.

Im Gegensatz zu dieser nicht gerechtfertigten nomenklatorischen Aufspaltung des Tethys-Begriffes in zeitlicher oder räumlicher Hinsicht wäre der Begriff Prototethys für das altpaläozoische variszische Mittelmeer (Abb. 4) durchaus angebracht, da dieses genetisch, räumlich und zeitlich von der Tethys völlig unabhängig ist. Der Begriff geht auf J. DEWEY & J. BIRD (1970) zurück, die diesen Namen ursprünglich nur für das ordovicische breite Meer im mobilen Gürtel zwischen der Laurentischen,

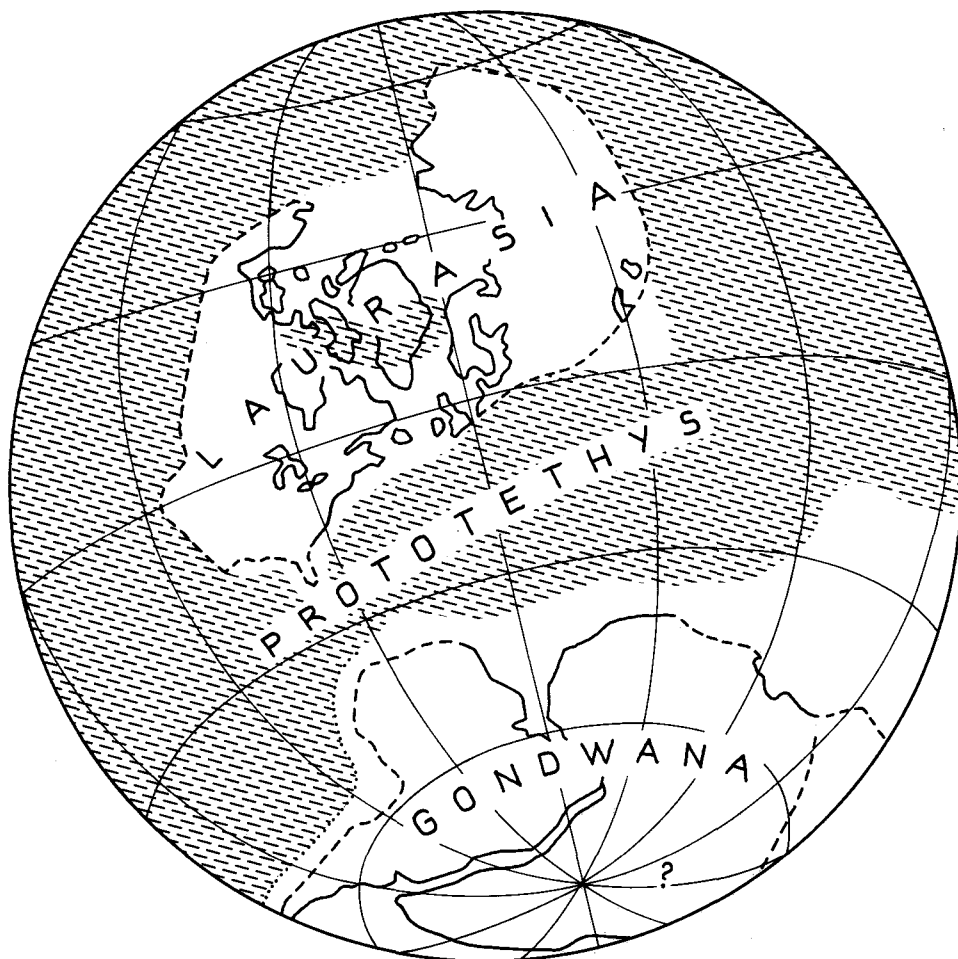


Abb. 4: Die Prototethys im späten Devon; nach E. IRVING, 1979, Abb. 7.

Baltischen und Afrikanischen Platte verwendet haben. Bei Beibehaltung dieses Begriffes anstelle von Namen wie Präherzynischer Ozean (E. IRVING, 1979, S. 579) und ähnlichem muß er natürlich in zeitlicher Hinsicht auf die gesamte altpaläozoische See, aus der das Variszische Gebirge hervorgegangen ist, angewendet werden. In vergleichender Hinsicht ist es nicht uninteressant, hier wenigstens so viel über diese Prototethys mitzuteilen, da sie ebenso wie die Tethys eine längsgerichtete Dreigliederung in einen Nordozean („Mid European Ozean“, „Rheic Ocean“ etc.), zwischen Rhenoherynikum und Saxothuringikum beheimatet, eine mittlere Schwellenzone mit weniger ausgedünnter Kruste (Protokreios), der Saxothuringikum und Moldanubikum angehören, und schließlich einen südlichen Trog („Proto-mediterran-Ozean“, „Südeuropäischer Ozean“) mit noch nicht im einzelnen genau festgelegter Position im alpinen Europa aufweisen. Diese grundsätzliche Dreigliederung ist jedenfalls im Vergleich mit einer analogen Großgliederung der Tethys von Interesse, obgleich die Prototethys – wie erwähnt – in regionaler und zeitlicher Unabhängigkeit von der Tethys steht. Die Tethys hat sich ja unabhängig von den älteren Strukturen schräg über das eingerumpfte Variszische Gebirge und die südliche afrikanische Vorlandplatte entwickelt.

Literatur

- ARGYRIADIS, I.: Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne. – Bull. Soc. géol. France (7) 17, 56–67, 6 Abb., Paris 1975.
- : Le permien alpino-méditerranéen à la charnière entre l'Hercynien et l'Alpin. – Thèse Univ.-Paris-Sud/Orsay, Bd. I: 302 S., 74 Abb., 7 Tab., 5 Phototaf.; Bd. II: 190 S., 16 Abb., Orsay 1978.
- ARGYRIADIS, I., GRACIANSKY, P. de et al.: The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia-Africa. – Mém. BRGM., 115, 199–214, 7 Abb., Orléans 1980.
- BALOGH, K.: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. – Magy. Áll. Földt. Int. Évk., 48 (2), 245–719, Budapest 1964.
- BANDO, Y.: Discovery of Lower Triassic Ammonites in the Abadeh Region of Central Iran. – Rept. geol. Surv. Iran, 49, 73–103, 4 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Tehran 1981.
- BERNOULLI, D. & LEMOINE, M.: Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. – Mém. BRGM., 115, 168–179, 4 Abb., Orléans 1980.
- BRINKMANN, R.: Geology of Turkey. – IX, 158 S., 68 Abb., Stuttgart (Enke) 1976.
- BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E.: Die Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sdh. 36, 13–50, 14 Abb., 2 Tab., Klagenfurt 1980.
- BUGGISCH, W., FLÜGEL, E. et al.: Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – Geol. Rdsch., 65, 649–690, 19 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1976.
- BUSSON, G.: Le Trias comme période salifère. – Geol. Rdsch., 71, 857–880, 5 Abb., Stuttgart 1982.
- CRAWFORD, A.: Iran, continental drift and plate tectonics. – Proc. 24th intern. geol. Congr., 3, 106–112, 1 Abb., Montreal 1972.
- DAVOUDZADEH, M. & SCHMIDT, K.: Zur Trias des Iran. – Geol. Rdsch., 71, 1021–1039, 6 Abb., Stuttgart 1982.
- : A Review of the Mesozoic Paleogeography and Paleotectonic Evolution of Iran. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 168, 182–297, 8 Abb., Stuttgart 1984.
- DEWEY, J. & BIRD, J.: Mountain Belts and the New Global Tectonics. – J. geophys. Res., 75, 2625–2647, 15 Abb., Washington 1970.
- DIENER, C.: Die marinen Reiche der Trias. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 92, 405–549, 1 Tab., Taf. 1, Wien 1916.
- DRUCKMAN, Y., HIRSCH, F. & WEISSBROD, T.: The Triassic of the southern margin of the Tethys etc. – Geol. Rdsch., 71, 919–936, 6 Abb., Stuttgart 1982.
- FISCHER, A. G.: Tethys. – [In:] C. H. SQUYRES [Ed.]: Geology of Italy, 21 p. (manus), 3 Fig., Tripoli (Petrol. Expl. Soc. of Libya) 1973.
- FLÜGEL, E.: Lower Permian Tubiphytes/Archaeolithoporella Buildups in the Southern Alps (Austria and Italy). – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 30, 143–160, 9 Abb., 3 Tab., Tulsa 1981.

- FLÜGEL, H.: Die paläozoische Tethys: Fakten, Fiktionen, Fragen. – Mitt. österr. geol. Ges., 74/75, 83–100, 2 Abb., 3 Tab., Wien 1981.
- FÜRST, M.: Stratigraphie und Werdegang der östlichen Zagrosketten (Iran). – Erlanger geol. Abh. 80, 51 S., 9 Abb., 17 Taf., Erlangen 1970.
- HALLAM, A.: Supposed Permo-Triassic megashear between Laurasia and Gondwana. – Nature, 301, 499–502, 1 Abb., London 1983.
- HIRSCH, F.: Middle Triassic conodonts from Israel, southern France and Spain. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 811–828, Taf. 1–2, Innsbruck 1972.
- HORVATH, F., VÖRÖS, A. & ONUOHA, K.: Plate-tectonics of the western Carpatho-Pannonian Region: A working hypothesis. – Acta geol. Akad. Sci. Hung., 21, 207–221, 3 Abb., Budapest 1977.
- HSÜ, & BERNOULLI, D.: Genesis of the Tethys and the Mediterranean. – Initial Rep. Deep Sea Drilling Proj., 42 (1), 943–949, 3 Abb., Washington 1978.
- IRVING, E.: Pole Positions and Continental Drift Since the Devonian. – [In:] M. Mc ELHINNY [Ed.]: The Earth: Its Origin, Structure and Evolution, S. 567–593, 36 Abb., London etc. (Acad. Press) 1979.
- JENKYN, H.: Tethys: past and present. – Proc. geol. Assoc., 91, 107–118, 5 Abb., London 1980.
- KAHLER, F.: Verbreitung und Lebensdauer der Fusuliniden-Gattungen *Pseudoschwagerina* und *Paraschwagerina* etc. – Senckenbergiana, 21, 169–215, 7 Abb., Frankfurt/M. 1939.
- : Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusuliniden am eurasiatischen Kontinent. – Geologie, 4, 178–188, 2 Abb., Berlin 1955.
- : Fusuliniden aus Tienschan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. – Rep. sci. Exp. North-West Prov. China, Publ. 52 (V/4), X, 148 S., 2 Abb., zahlr. Tab., 2 Taf., Stockholm (S. Hedin Found) 1974.
- KAHLER, F. & G.: Fusuliniden (Foraminifera) aus dem Karbon und Perm von Westanatolien und dem Iran. – Mitt. österr. geol. Ges., 70, 187–269, 6 Abb., 1 Tab., 10 Taf., Wien 1979.
- KAHLER, F. & PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – 116 S., 26 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1963.
- KAMEN-KAYE, M.: Mediterranean Permian Tethys. – Bull. amer. Ass. Petrol. Geol., 60, 623–626, Tulsa 1976.
- KAUFFMANN, G.: Perm und Trias im östlichen Mittelgriechenland und auf einigen ägäischen Inseln. – Z. dt. geol. Ges., 127, 387–398, 4 Abb., Hannover 1976.
- : Das Paläozoikum des östlichen Mittelgriechenland etc. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., 3, 201–221, 1 Abb., Wien 1978.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. & RAMOVŠ, A.: Das Paläozoikum in Kroatien. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., 3, 235–240, 1 Abb., Wien 1978.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. – Geol. zborn. geol. Carpathica, 24 (3), 265–274, Bratislava 1973.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Stellung der Tethys in der Trias und die Herkunft ihrer Fauna. – Mitt. österr. geol. Ges. 74/75, 129–135, 1 Abb., Wien 1981.
- : Die Entwicklung der Tethystrias und Herkunft ihrer Fauna. – Geol. Rdsch., 71, 987–1019, 2 Abb., Stuttgart 1982.
- : Überregionale Züge der Tethys in Schichtfolge und Fauna am Beispiel der Trias zwischen Europa und Fernost, speziell China. – Schriftenreihe erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., 5, 177–230, 10 Abb., 2 Tab., 14 Taf., Wien 1983a.
- : Tethys-Faunenelemente in der Trias der USA. – Mitt. österr. geol. Ges., 76, 213–272, 15 Abb., 1 Tab., 17 Taf., Wien 1983b.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & HAMEDANI, A.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. I. Revision der Triasgliederung, Rhätfazies im Raum von Isfahan und Kössener Faziesanschlag bei Waliabad SE Abadeh. – Mitt. österr. geol. Ges., 70 (1977), 119–186, 17 Abb., 1 Tab., Taf. 1–5, Wien 1979.
- : Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. II. Zur Rhätfauuna von Bagerabad bei Isfahan (Korallen, Ostracoden). – Mitt. österr. geol. Ges., 73, 163–235, 11 Abb., 13 Taf., Wien 1980.
- KRUMSIEK, K.: Zur plattentektonischen Entwicklung des Indo-Iranischen Raumes. – Geotekt. Forsch., 60, II+223 S., 67 Abb., 26 Tab., Stuttgart 1980.
- LANCELOT, Y.: Birth and evolution of the „Atlantic Tethys“ (Central North Atlantic). – Mém. BRGM., 115, 215–223, 4 Abb., Orléans 1980.
- LAUBSCHER, H. & BERNOULLI, D.: Mediterranean and Tethys. – [In:] A. NAIRN et al. [Ed.]: The Ocean basins and margins, 4A, 1–28, 9 Abb., New York (Plenum Publ. Comp.) 1977.
- MANSPEIZER, W.: Triassic-Liassic Basins and Climate of the Atlantic Passive Margins. – Geol. Rdsch., 71, 895–917, 4 Abb., Stuttgart 1982.
- MARCOUX, J.: „Alpine type“ Triassic of the Upper Antalya Nappe (Western Taurids-Turkey). – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., 2, 145–146, 1 Abb., Wien 1974.
- : Les séries triasiques des nappes à radiolarites et ophiolites d' Antalya (Turquie). – Bull. Soc. géol. France (7), 18, 511–512, Paris 1976.

- MURAWSKI, H.: Bruchtektonik mit modifizierter Bruchbildung. – Geol. Rdsch., **59**, 193–212, 12 Abb., Stuttgart 1969.
- NEUMAYR, M.: Über klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Cl., **47**, 277–310, Wien 1883.
- PANTIĆ, N., GRUBIĆ, A. & SLADIĆ-T., M.: The importance of Mesozoic floras and faunas from intraoceanic carbonate platforms. – Boll. Soc. Paleont. Ital., **22**, 5–14, 6 Abb., Modena 1983.
- PERYT, T. & PERYT, D.: Zechstein foraminifera from the Fore-Sudetic monocline area (West Poland) and their paleoecology. – Rocznik polsk.tow. geol., **47**, 301–326, 6 Abb., Taf. 1–9, Kraków 1977.
- RAMOVŠ, A.: Die Entwicklung des Oberperms im Bergland von Skofja Loka und Polhov Gradec (W Slovenien). – Razpr. Diss. slov. Akad., **4**, 455–627, 10 Taf., Ljubljana 1958.
- : Das Paläozoikum in Slowenien. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **3**, 241–249, 1 Tab., Wien 1978.
- RAMOVŠ, A. & KOCHANSKY-DEVIDÉ, V.: Die Entwicklung des Jungpaläozoikums in der Umgebung von Ortnek in Unterkrain. – Razpr. Diss. Slov. Akad., **8**, 323–389, 18 Taf., 2 Beil., Ljubljana 1965.
- ROSS, CH.: Concepts in late paleozoic correlations. – Spec. pap. geol. Soc. Amer., **124**, 7–36, 10 Abb., Boulder 1970.
- RUTTNER, A.: Sedimentation und Gebirgsbildung in Ost-Iran etc. – Berliner geowiss. Abh. (A), **20**, 3–20, 3 Abb., Taf. 3, Berlin 1980.
- : The Pre-Liassic Basement of the Eastern Kopet Dagh Range. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **168**, 256–268, 4 Abb., Stuttgart 1984.
- SALVADOR, A. & GREEN, A. R.: Opening of the Caribbean Tethys etc. – Mém. BRGM., **115**, 224–229, 8 Abb., Orléans 1980.
- ŞENGÖR, A. & YILMAZ, Y.: Tethyan Evolution of Turkey etc. – Tectonophysics, **75**, 181–241, Abb. 1–6I, Amsterdam 1981.
- SIKOŠEK, B. et al. [Red.]: The geological problems of Dinarids. – 94 S., 31 Abb., Belgrade (VIII Congr. Carp.-Balkan Geol. Assoc.) 1967.
- SKINNER, J. & WILDE, G.: Permian foraminifera from Tunisia. – Paleont. Contr. Univ. Kansas, **30**, 22 S., 3 Abb., 32 Taf., Kansas 1967.
- SMITH, A. G. & BRIDEN, J. C.: Mesozoic and Cenozoic Paleocontinental Maps. 1 Aufl.; 63 S., 51 Karten, Cambridge (Univ. Press) 1977.
- SMITH, A. G., HURLEY, A. & BRIDEN, J.: Phanerozoic paleocontinental world maps. – 102 S., 88 Kt., Cambridge etc. (Cambridge Univ. Press) 1981.
- SPASSOV, CH., TENČOV, J. & JANEV, S.: Die paläozoischen Ablagerungen in Bulgarien. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **3**, 279–296, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1978.
- STEVANOVIĆ, P. & VESELINOVIĆ, M.: Das Paläozoikum von Serbien. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Adad. Wiss., **3**, 297–311, 7 Abb., 1 Tab., Wien 1978.
- STILLE, H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. – Beih. geol. Jb., **2**, 138 S., 15 Abb., 2 Taf., Hannover 1951.
- STÖCKLIN, J.: Possible Ancient Continental Margins in Iran. – [In:] C. BURK & C. DRAKE [Ed.]: The Geology of Continental Margins. 873–887, 4 Abb., 1 Tab., Heidelberg–N. Y. (Springer) 1974.
- SUESS, E.: Suite von Fossilien vom Pajhoti-Paß von Indien. – Verh. geol. R.-A., **1862**, S. 258, Wien 1862.
- : Are Great Ocean Depths Permanent? – Nat. Sci., **2**, 180–187, London 1893.
- : Das Antlitz der Erde. 3. Bd., 1. Hälfte. – 508 S., 23 Abb., 6 Taf., 1 Kt., Prag etc. (Tempisky & Freytag) 1901.
- TAKIN, M.: Iranian geology and continental drift in Middle East. – Nature, **235**, 147–150, 3 Abb., London 1972.
- TERMIER, H. & TERMIER, G.: Histoire géologique de la biosphère. – 721 S., 117 Abb., 35 + 1 Kt., 8 Lithograph., Paris (Masson) 1952.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – XV, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976.
- : Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. österr. geol. Ges., **69** (1976), 291–351, 11 Abb., Wien 1978.
- : Geologie von Österreich, Bd. II. – Wien (Österr. Bundesverl.) 1985.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Paleogeography of the European Tethys from Paleozoic to Mesozoic etc. – [In:] K. NAKAZAWA [Ed.]: The Tethys – her paleogeography and paleobiofacies from Paleozoic to Mesozoic Eras. – 25 S., 5 Abb., Tokyo (Tokai Univ. Press) 1985.
- VAI, G.-B.: Tentative Correlation of Palaeozoic Rocks, Italian Peninsula and Islands. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **3**, 313–329, 4 Abb., Wien 1978.
- TRÜMPY, R.: Das Phänomen Trias. – Geol. Rdsch., **71**, 711–723, Stuttgart 1982.
- VIRGILI, C., SOPENA, A. et al.: Some Observations on the Triassic of the Iberian Peninsula. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **5**, 287–294, 2 Abb., Wien 1983.
- WOLFART, R. & WITTEKINDT, H.: Geologie von Afghanistan. – XV, 500 S., 76 Abb., 41 Tab., 3 Kt., Berlin-Stuttgart (Borntraeger) 1980.

- ZAPFE, H.: Trias in Österreich. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., 2, 245–251, 1 Tab., Wien 1974.
- : Das Forschungsprojekt „Triassic of the Tethys Realm“ (IGCP Proj. 4) Abschlußbericht. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., 5, 7–16, 2 Abb., Wien 1983.
- ZIEGLER, P. A.: Northwestern Europe: Subsidence patterns of Post-Variscan basins. – [In]: J. COGNE & M. SLANSKY [Hrsg.]: Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens. – Mém. BRGM., 108, 249–280, 10 Abb., Villeneuve d'Ascq 1980.
- : Triassic Rifts and Facies Patterns in Western and Central Europe. – Geol. Rdsch., 71, 747–772, 6 Abb., Stuttgart 1982.