©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Ann. Naturhist. Mus. Wien	85/A	135–163	Wien, April 1983

Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys.

Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes

Von F. Rögl & F. F. Steininger [1])

(Mit 2 Textabbildungen und 14 Tafeln)

Manuskript eingelangt am 24. Jänner 1983

IGCP-Proj. No. 25 "Tethys-Paratethys Neogene"

Abstract

Eight coloured paleogeographic-palinspastic maps representing intervals from Late Oligocene to Pliocene times for the Circum-Mediterranean area as well as four additional coloured sediment distribution sketches for the Central Paratethys are illustrated. These maps are based primarily on an updated biostratigraphic correlation of marine and continental biogeographic events, the transgression and regression cycles of these regions, and the facies distribution in the Central and Eastern Paratethys. The generally accepted models of plate tectonics and sea-floor spreading for the Mediterranean area have been taken into account. Reasons for and influences of major turnovers in the marine biosphere and the configuration of seaways are discussed; their bearing on the distribution of mammals is outlined.

Major events emphasized are: (1) the Late Oligocene Indo-Pacific — Mediterranean — Atlantic marine seaway isolating the Eurasian/African mammal faunas; (2) the Early Miocene temporary closure of the Mediterranean — Indo-Pacific seaway triggering the Eurasian/African mammal exchange at about 19 MA; (3) the Langhian marine faunal peak and the reestablishing of the Indo-Pacific connection at 16.8 MA; (4) the Middle Badenian Paratethyan salinity crisis; (5) the Late Badenian marine flooding of the entire Paratethys; (6) the disconnection of the Paratethys basins, triggering and accelerating the endemic faunal evolution; (7) the final closure of the Indo-Pacific seaways, the creation of the Aegean Sea, and, following a world wide drop in sealevel at 12 MA the *Hipparion* event; (8) the climax Turolian mammal faunas in relation to the Messinian event; (9) the Pliocene and the creation of the modern Mediterranean Sea.

Zusammenfassung

Auf Farbkarten wird die Paläogeographie des zirkum-mediterranen Raumes in palinspastischen Rekonstruktionen in acht Zeitebenen vom Oberoligozän bis zum Pliozän dargestellt. Vier farbige Skizzen der Sedimentverteilung der Zentralen Paratethys

[1]) Anschrift der Verfasser: Dr. Fred Rögl, Naturhist. Museum Wien, Burgring 7, Postfach 417, A-1014 Wien. — Österreich.

Prof. Dr. Fritz F. Steininger, Institut für Paläontologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien. — Österreich.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

ergänzen diese Darstellungen. Als Voraussetzung dafür diente eine exakte stratigraphische Korrelation der marinen, endemischen und kontinentalen Biotope der Paratethys und des Mediterran in Raum und Zeit. Die Erarbeitung der Transgressions- und Regressionszyklen des gesamten Gebietes zwischen Iberischer Halbinsel und Persischem Golf, sowie die Faziesentwicklung in der Paratethys hat wesentlich zu diesen Rekonstruktionen beigetragen. Die Paläobiogeographie der marinen Bereiche, ihre wechselnden Verbindungen zu den offenen Ozeanen, sowie die interkontinentalen Säugetier-Wanderwege wurden eingehend erläutert.

1. Einleitung

Die Entstehung der neogenen, marinen Mediterranen-, Tethys- und Paratethys-Bioprovinzen, ihre Entwicklung in Raum und Zeit und die faunistischen Wechselbeziehungen mit den angrenzenden Atlantisch-Borealen- und Indopazifischen-Bioprovinzen sind eines der Themen dieser Arbeit.

Meeresverbindungen und marine Sedimentationsgebiete beeinflußten neben dem Klima und der Vegetation vor allem die Ausbreitung der Wirbeltiere und führten zur Einengung und Isolation von Wirbeltierprovinzen.

Die Voraussetzung für jegliche paläo-biogeographische Aussage und den Versuch von palinspastischen Rekonstruktionen ist eine exakte stratigraphische Korrelation der einzelnen Sedimentationsräume und der wichtigsten marinen und kontinentalen, geokinematischen und biologischen Ereignisse.

Im letzten Jahrzehnt kam es durch die Arbeiten im Rahmen des RCMNS und des IGCP-Proj. No. 25 „Tethys — Paratethys Neogen" zur endgültigen Definition der chronostratigraphischen Stufensysteme für das Mediterran und die Paratethys: RCMNS — Kongreß in Bratislava 1975; Serie „Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages"; Serie „Chronostratigraphie und Neostratotypen".

Durch die marine Plankton-Biostratigraphie wurde eine weltweite Korrelation möglich, die durch radiometrische Daten und paläomagnetische Messungen die absolute Zeitdauer der einzelnen Stufen festlegen ließ. Den entscheidenden Fortschritt lieferte dabei das Internationale Tiefseebohrprogramm (DSDP).

Ein wesentlicher Punkt der vorliegenden palinspastischen Rekonstruktionen war die Auswertung der marinen Trans- und Regressionen im zirkummediterranen Raum und der Versuch, die dafür erforderlichen Meeresverbindungen darzustellen. Daneben bildete die rasch wechselnde, oft endemische und kleinräumige Faziesentwicklung der Paratethys einen wichtigen Ausgangspunkt zur Lösung paläogeographischer Fragen. Es wurde versucht, von der Faziesverteilung wegzukommen und echte paläogeographisch-palinspastische Karten zu erstellen.

Diese Arbeiten wurden im Rahmen des Internationalen Geologischen Korrelationsprogrammes (IGCP — Proj. No. 25) „Stratigraphic Correlation Tethys — Paratethys Neogene" durchgeführt und finanziell durch das Österr. Nationalkomitee für das IGCP unterstützt. Zusätzliche Geländearbeiten, die für den Erfolg dieser Auswertungen notwendig waren, erfolgten im Rahmen des Projektes „Paläogeographie und Geodynamik Mittel- und Südost-Europas im Jüngeren Tertiär" der Hochschuljubiläumsstiftung der

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Gemeinde Wien und des Projektes „Marine Zyklen und Sedimentäre Lagerstätten" der Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoff-Forschung der Österr. Akademie der Wissenschaften. Die graphischen Arbeiten und die Reinschrift des Manuskriptes konnten durch die Unterstützung des „Fonds 600 Jahre Wiener Universität" der Kammer der Gewerbl. Wirtschaft für Wien durchgeführt werden.

Für die Mitarbeit und die Überlassung bisher noch nicht publizierter Daten danken wir: C. G. Adams (London), E. Bellini und G. Palmieri (Milano), R. L. Bernor (Los Angeles), P. A. Hochuli (Zürich), C. Kissel und C. Laj (Gif-Sur-Yvette), C. Müller (Paris) und J. E. Meulenkamp (Utrecht).

Wertvolle Diskussionen, die entscheidend zur Darstellung vorliegender, palinspastischer Rekonstruktionen beitrugen, führten wir mit: G. Bizon (Paris), T. Baldi (Budapest), M. B. Cita (Milano), J. Dewey (Durham), Z. Garfunkel (Jerusalem), R. Gelati (Milano), G. Gvirtzman (Jerusalem), V. Jacobshagen (Berlin), E. Kojumdgieva (Sofia), M. Kovacs (Bratislava), F. Marinescu (Bukarest), D. P. McKenzie (Cambridge), A. Papp (Wien), A. G. Smith (Cambridge), J. Seneš (Bratislava) und P. Stevanovič (Belgrad).

Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und wesentliche Anregungen danken wir besonders E. Thenius (Wien). Weiters möchten wir O. Schultz (Wien) für die freundliche Unterstützung und mühevolle, redaktionelle Arbeit herzlichst danken.

2. Marine Bioprovinzen Europas im Neogen

Europa bildet auch heute keinen einheitlichen Kontinentalblock, sondern wird durch tief eingreifende Meeresbuchten, weit vorspringende Halbinseln und große Binnenmeere gegliedert. Im Verlauf des Neogens bestand eine noch wesentlich weitgehendere Gliederung und große Bereiche des heutigen Festlandes waren vom Meer bedeckt.

Die alpine Orogenese brachte den Zerfall der Tethys und während des Oligozäns eine Reorganisation der eozänen, marinen Bereiche Europas in drei deutlich voneinander unterschiedene Bioprovinzen: Abb. 1.

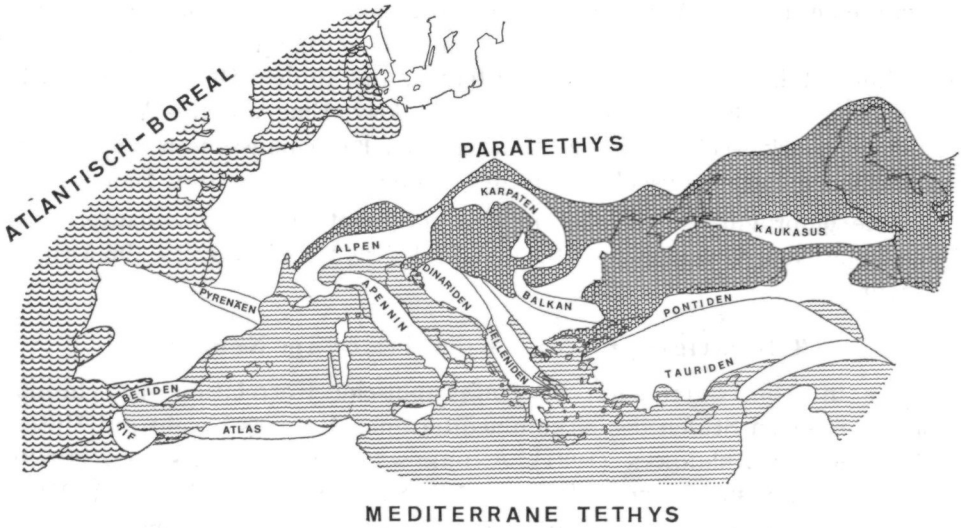


Abb. 1. Die marinen Ablagerungsgebiete der neogenen Bioprovinzen Europas

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

(1) Atlantisch-Boreale Bioprovinz: Sie erstreckte sich entlang der Küsten von West- und Nordeuropa. Während des Tertiärs stand sie mehrmals mit den marinen Gebieten in Mittel- und Osteuropa in Verbindung. Ein dauernder Faunenaustausch bestand mit der Mediterranen Bioprovinz. Dies wirkte sich in einer Wechselbeziehung der einschneidenden paläogeographischen Ereignisse und paläoklimatologischen Veränderungen aus (BERGGREN 1978; HAQ & al. 1977; THUNELL & BELYEA 1982).

(2) Mediterrane Bioprovinz bzw. neogene Tethys-Bioprovinz: Diese Provinz stellte im ausgehenden Tertiär den letzten Rest der mesozoischen Tethys dar. Einbezogen waren während des Neogens neben dem heutigen Mediterran Teile der Iberischen Halbinsel, Italien, Griechenland, weite Bereiche Nordafrikas und vor allem im Mittleren Osten Süd- und Ostanatolien, Teile Syriens, des Irak und Westpersien.

Über den Mesopotamischen Trog kam es zu wechselnden Verbindungen zur Indopazifischen Bioprovinz, die im ausgehenden Mittelmiozän endgültig unterbrochen wurden. Die heutige Mediterrane Bioprovinz entstand nach der Salinitätskrise des Messinien im Pliozän und Quartär.

(3) Paratethys-Bioprovinz: Diese Bioprovinz wurde von LASKAREV (1924) auf Grund ihrer eigenständigen, faunistischen und geodynamischen Entwicklung im Neogen von der Mediterranen/neogenen Tethys Bioprovinz abgetrennt. Die Paratethys bildete einen eigenen Ast des Tethys-Ozeans im Norden des alpinen Orogens und zeitweise erstreckte sich ihr mariner Bereich vom Rhône-Becken bis zum Aralsee. Die geodynamische Entwicklung läßt mehrere Stadien, Eo-, Meso- und Neoparatethys, erkennen, während in einer regionalen Gliederung in eine Westliche-, Zentrale- und Östliche Paratethys unterschieden wird (vgl. SENEŠ & MARINESCU 1974). Die Paratethys hatte bis zum Mittelmiozän eine marine Verbindung über Jugoslawien zum norditalienischen Sedimentationsraum, im Untermiozän eine kurzzeitige Verbindung über die nordalpine Molasse mit dem Westmediterran, und ab dem Obermiozän wurde der Seeweg über die Dardanellen zur Ägäis aktiv. Eine wichtige Verbindung mit einem stark wechselnden, z. T. intensiven Faunenaustausch reichte von der Östlichen Paratethys über den Mesopotamischen Trog zum Indopazifik.

Eine bioprovinzielle Gliederung des kontinentalen, zirkummediterranen Raumes im Neogen wurde von BERNOR & al. (1979) und BERNOR (im Druck) versucht.

3. Stratigraphie und Korrelation im Neogen

Die in Abb. 2 erstellte, biostratigraphische Korrelation der chronostratigraphischen Stufen des zirkummediterranen Raumes beruht auf Untersuchungen von BERGGREN (1981), ANDREESCU (1981), SEMENENKO (1979), SENEŠ (1979), STEININGER & PAPP (1979), STEININGER & al. (1976), MEIN (1979, 1981), ALBERDI & AGUIRRE (1977), sowie auf folgenden wichtigen biostratigraphischen Horizonten und paläobiologischen Ereignissen:

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

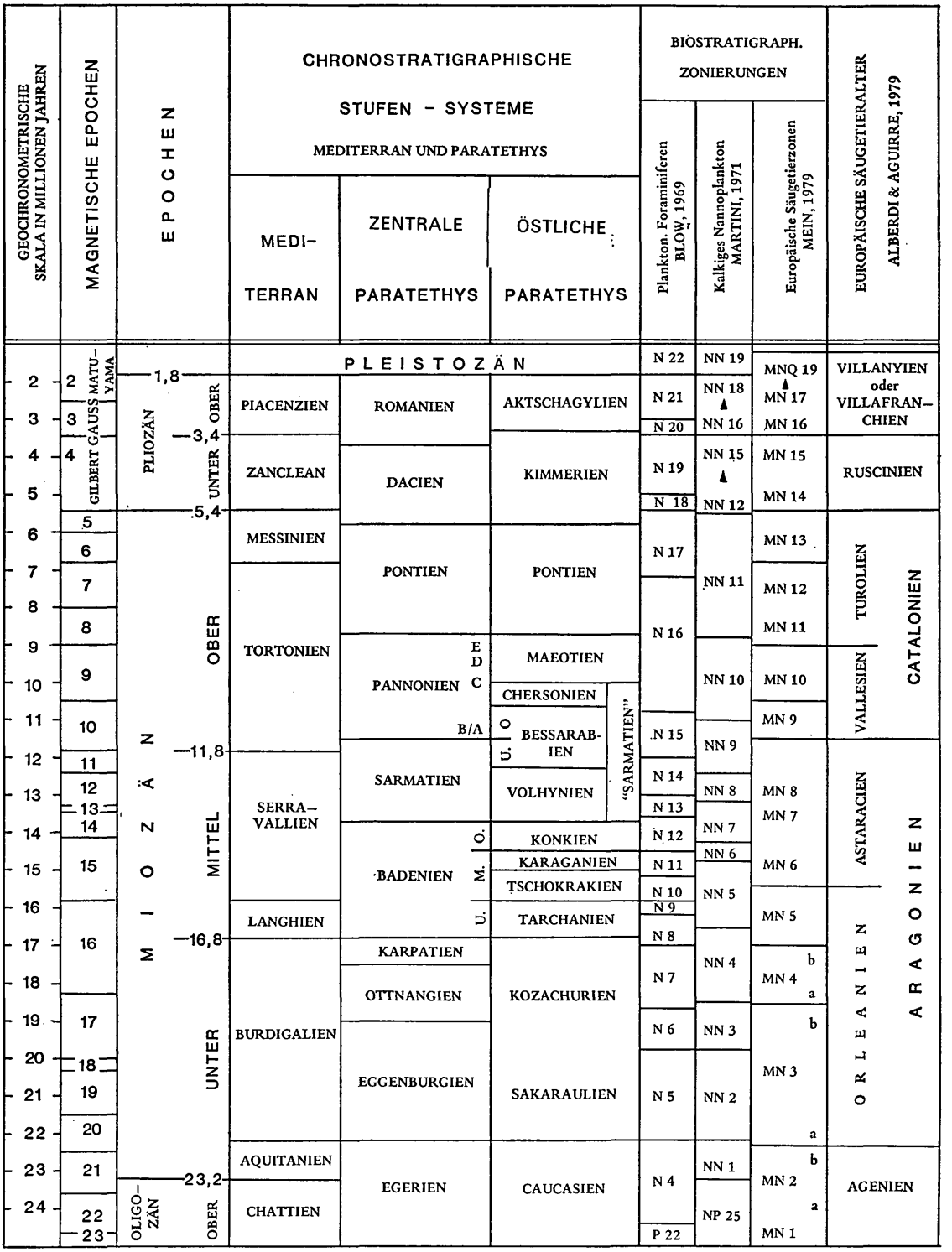


Abb. 2. Stratigraphische Korrelationstabelle der Stufen des zirkum-mediterranen Raumes

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

(1) Großforaminiferenhorizont mit *Miogypsinoides formosensis*, *Miogypsina septentrionalis*, *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *morgani*, *Cycloclypeus*, *Operculina* und *Heterostegina* in der oberen Nannoplanktonzone NP 25 (Adams 1981, 1983; Drooger 1979; Steininger & al. 1976).

(2) Horizont mit großwüchsigen Molluskenfaunen im tiefsten Untermiozän (basalem Burdigalien — Eggenburgien — Sakaraulien) in der Nannoplanktonzone NN 2 (Steininger & Rögl 1979).

(3) Erstauftreten von Proboscidiern in Eurasien, an der Basis der Säugetierzone MN 3 b, im basalen Orleanium, gut korreliert mit der Nannoplanktonzone NN 3 (siehe Kapitel 6.2.3.).

(4) Evolutives Erstauftreten von Praeorbulina in einem weltweiten Horizont an der Basis der Langhien, Badenien und Tarchanien (Berggren 1981).

In der Paratethys endete die mehr oder minder durchgehende, marine Sedimentation im Bereich der Nannoplanktonzone NN 7 (Rögl & al. 1978). Es folgte die bereits erwähnte, endemische Faunenentwicklung, in der eine Korrelation vor allem über eingelagerte Säugetierreste, einzelne kurzfristige, marine Ingressionen in den euxinischen Raum und radiometrische Datierungen, bzw. durch Paläomagnetik möglich ist:

(5) Einschaltung von Säugetierfaunen des höheren Asteracium (Zone MN 8) im Sarmat (Feru & al. 1980).

(6) Simultanes Erstauftreten von *Hipparion* in Eurasien und Afrika an der Basis des Vallesium (Zone MN 9): Im unteren Tortonien — basalen Pannonien (Zone B) — oberen Bessarabien (Benda & Meulenkamp 1979; de Bruijn & Zachariasse 1979; Steininger & Papp 1979).

(7) Marine Ingression in den Euxinischen Raum im Maeot (Bagerov-Horizont) mit Nannoplanktonfloren der Zone NN 10 und dem Vordringen von typischen Paratethys-Molluskenfaunen in der Ägäis bis nach Attika (Papp & Steininger 1979; Semenenko 1979).

(8) Charakteristische Säugetierfaunen des obersten Turolium (Zone MN 13) in Verbindung mit oberpontischen Mollusken treten im Mediterran in Sedimenten des Messinien auf (de Bruijn & al. 1975; Steininger & Papp 1979; van Couvering & al. 1976).

(9) Paläomagnetische Datierungen des Pontien, Dacien/Kimmerien und des Romanien/Aktschagylien, in Profilen mit endemischen Mollusken und Säugetierfaunen, erlauben eine Korrelation mit magnetischen Epochen des Obermiozäns und Pliozäns (Andreescu 1981; Semenenko 1979).

(10) Marine Ingression in den Euxinischen Raum im unteren Kimmerien mit Nannoplanktonfloren der Zone NN 12 (Semenenko & Ljulieva 1978).

(11) Marine Ingression über die Dardanellen mit typischen mediterranen Ostracodenfaunen und Nannoplankton im Aktschagylien (Semenenko & Ljulieva 1978; Taner 1982).

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

4. Neogene Trans- und Regressionszyklen im Mediterran und in der Paratethys (Tafel 1)

Im weltweiten Rahmen wurde von VAIL & al. (1979) eine zyklische Folge von relativen Meeresspiegelschwankungen bzw. Meeres-Hoch- und -Tiefständen ab der Obertrias bis zum Quartär erarbeitet. Es scheint, daß diese globalen Zyklen mit einer Reihe von geokinematischen Ereignissen, wie z. B. Wechsel in der Geschwindigkeit der „Sea-Floor-Spreading"-Raten, Änderungen in der Richtung der Bewegung der Platten der Erdkruste, orogenen Phasen, plutonischen Ereignissen und weltweiten Diskordanzen in Zusammenhang stehen (SCHWAN 1980) und gleicherweise Änderungen in der Biosphäre beeinflussen (VALENTINE 1973).

Auf Tafel 1 werden die globalen Meeresspiegelschwankungen des Neogens den erfaßbaren Trans- und Regressionszyklen in Mediterran und Paratethys gegenübergestellt. Bei der Darstellung wurde versucht, die zeitliche Dauer und den Ablauf der Ereignisse zu erfassen. Dies setzt die gezeigten Kurven in einen Gegensatz zu VAIL & al. (1979), wo Transgressionen in der Zeit langsam an Stärke zunehmen und Regressionen als kurzfristige, lineare Phasen angesehen werden. Unserer Meinung nach scheint bei den Transgressionen ein rascher Vorstoß weit über die unterlagernden Sedimente zu greifen. Die Differenzen in der Korrelation mit den Maxima in der Kurve von VAIL & al. (1979) beruhen vorwiegend auf einer unterschiedlichen, biostratigraphischen Einstufung.

Weltweit gesehen beruhen viele neogene Stufengliederungen auf diesen Trans- und Regressionszyklen und den Diskordanzen, die an der Basis von Transgressionen auftreten.

Bei einem Vergleich der Kurven erscheint die einschneidende, global regressive Phase an der Wende Oligozän—Miozän auch in den Untersuchungsgebieten deutlich ausgeprägt. Das transgressive Untermiozän erreichte in der Nannoplanktonzone NN 3 sowohl weltweit als auch im Mediterran und in der Zentralen Paratethys seine Kulmination (BIZON & MÜLLER 1977; STEININGER & RÖGL 1979). In der Paratethys erfolgte im höheren Untermiozän eine weitreichende Regression, die wohl im Mediterran abgeschwächt, aber weltweit nicht auftritt. Sie ist auf tektonische Vorgänge im zirkummediterranen Raum zurückzuführen.

Nach dieser Phase kündigte sich im Karpatien/obersten Burdigalien durch einen ersten Transgressionsimpuls der mittelmiozäne Zyklus an.

Im Mittelmiozän setzten sich global die transgressiven Tendenzen weiter fort (LOUTIT & KENNETT 1981), erschienen aber nicht als so bedeutender Vorstoß wie in Mediterran und Paratethys. In der marinen Biosphäre ist dieses Ereignis durch den weltweiten Praeorbulinen-Horizont fixiert.

Eine anhaltende, geodynamische Mobilität drückte sich in der Paratethys durch eine rasch wechselnde Folge von Trans- und Regressionen aus. Der ostmediterrane Raum schließt abgeschwächt an, im Westmediterran wurden eher die globalen Zyklen wirksam.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Globale Regressionen, wie im oberen Mittelmiozän, um 13 Millionen Jahre, und im tieferen Obermiozän, um 10—11 Millionen Jahre, führten in der Paratethys zur teilweisen und in der Folge zur kompletten Abschnürung von den offenen, marinen Verbindungen. Im Mediterran ist die obermiozäne Regressions-Phase des Messinien, um 6 Millionen Jahre, mit den globalen Vorgängen in Zusammenhang zu sehen.

In gleicher Weise spiegeln sich globale Transgressionsgipfel wider. Im oberen Mittelmiozän, um 13 Millionen Jahre (höheres Serravallien—Untersarmat—Volhynien), am Beginn des Obermiozäns, um 11,5 Millionen Jahre (unterstes Tortonien—Unterpannon—unteres Bessarabien) sind deutlich Vorstöße zu erkennen, während die bedeutende Transgression um 9—10 Millionen Jahre im Mitteltorton—Maeot die Zentrale Paratethys nur mehr abgeschwächt erreichte.

Ausgeprägt war im Unterpliozän jene Transgression, die das fast gänzlich trockengelegte Mediterran überflutete und sich in der endemischen Fazies der Östlichen Paratethys ebenso auswirkte, wie die Transgression im oberen Pliozän—Aktschagylien.

5. Neogene Faziesentwicklung der Paratethys (Tafel 2)

Die Entwicklung der Faziesverhältnisse in der Paratethys wird in einem generalisierten Schema auf Tafel 2 dargestellt. Für die Zentrale Paratethys zeigt das Säulenprofil einen Schnitt von West nach Ost, von der Molassezone über die intramontanen Becken bis in die russisch-rumänische Karpatenvortiefe. Die Entwicklung in der Östlichen Paratethys ist von SW nach NE dargestellt, aus dem Pontischen Becken im Bereich der Dardanellen bis in die Kaspi-Senke. Dargestellt sind die vollmarinen Bereiche, verringerte Salinität und größere paralische Gebiete, Verbrackung mit endemischer Fazies und kontinentale Ablagerungen. Die Fazies der Evaporitbildungen ist besonders hervorgehoben, ebenso weiträumige Transgressionen und Diskordanzen.

Ausgeprägt vollmarin waren die Zyklen im Unter- und Mittelmiozän. Im Untermiozän herrschten in der Zentralen Paratethys marine Bedingungen vor, aber im Mittelmiozän kam es zu einer Umkehr der Tendenzen mit einer Verlagerung der vollmarinen Sedimentationsgebiete in den Euxinischen Raum.

Die endemische Fazies mit reduzierter bis brackischer Salinität und eine von West nach Ost rasch fortschreitende Kontinentalisierung kennzeichnete den obermiozänen-pliozänen Zyklus. Kurzfristige, marine Ingressionen erreichten dabei den Euxinischen Raum.

Diese rasch wechselnde Faziesentwicklung steht in direktem Zusammenhang mit den auf Tafel 1 dargestellten Trans- und Regressionszyklen, sowie mit den geodynamischen Vorgängen im Bereich der Meeresverbindungen zum Mediterran und Indopazifik. Daraus resultierte eine außerordentlich rasche und differenzierte, zu Endemismen neigende Entwicklung in den aquatischen Biotopen. Die unterschiedlichen Stufensysteme von Zentraler und Östlicher Paratethys werden aus diesen regional verschiedenen Biotopen verständlich.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

6. Paläogeographie des Zirkummediterranen Raumes

6.1 Der europäische Archipel an der Eozän—Oligozänwende

Im ausgehenden Eozän stellte der Tethys-Ozean eine offene, zirkumäquatoriale Tiefwasserverbindung zwischen Atlantik und Pazifik dar. Im Norden schloß daran der europäische Archipel mit faziell reich gegliederten Epikontinentalablagerungen auf der europäischen Plattform (KRUTSCH & LOTSCH 1958). Die polnisch-dänische Meeresstraße, entlang der Teissere-Tornquist-Linie, erstreckte sich aus dem Südosten zum Nordseebecken. Entlang des Urals bildete die Turgai-Straße eine marine Barriere zwischen dem europäischen Archipel und dem asiatischen Kontinent.

Eozäne Globigerinenmergel finden sich nördlich der alpinen Orogengebiete zwischen Westalpen und Kaukasus. Sie wurden in einem Tiefwassertrog vor der europäischen Plattform abgelagert. Südlich, im eigentlichen Mediterran, dauerte die pelagische Sedimentation noch im Oligozän weiter an. Eine deutliche Faziesänderung im Nordteil der Tethys deutet die Entstehung der Paratethys an.

In langgestreckten Trögen wurden dünnschichtige, sapropelitische Sedimente (Fischschiefer, Menilitschiefer, Chadum-Formation) abgelagert, Verbrackungserscheinungen und Endemismen weisen auf Einschränkungen der offenen Zirkulation hin. Durch das flache Relief der Liefergebiete sind in diesen feinpelitischen Formationen kaum gröbere Einschaltungen zu finden (BALDI 1980, 1982; ROTH & HANZLIKOVA 1982; VESELOV 1979).

Erst im Mitteloligozän änderten sich die Sedimentationsbedingungen. Bessere Zirkulationen brachten in der nordalpinen Molasse nicht-laminierte Tonmergel und erste Schüttungen aus dem alpinen Bereich, ebenso wurde in Ungarn der Kisceller-Ton in einem besser durchlüfteten Milieu abgelagert. Die gleichen Hinweise geben die Molluskenfaunen mit einer Zunahme kosmopolitischer Elemente (BALDI 1980). Die Alpen aber bildeten bis zu diesem Zeitpunkt noch keine klimatisch wirksame Barriere, wie die gleichförmige Pollenflora in der nord- und südalpinen Molasse zeigt (RÖGL & al. 1975).

6.2 Die Paläogeographische Entwicklung von Mediterran und Paratethys im jüngeren Tertiär

6.2.1 Oberoligozän: Oberes Chattien—Oberes Egerien—Oberes Caucasien (25,0—23,0 Millionen Jahre): Tafel 3

Noch im Oberoligozän war der afroarabische Kontinent vom eurasiatischen Festland durch eine weite, offene Meeresverbindung zwischen Indopazifik und Atlantik vollkommen getrennt. Der Tiefwassertrog mit pelagischer Sedimentation ist im Zentralapennin (Scaglia Cinerea, Bisciario Formation) und in der Betischen Cordillera erhalten. Flysch- und Molassetröge entwickelten sich am Nordrand des Mediterran (z. B. Piemontesisches Becken, Dugi Otok Becken, Ionische Zone, Mesohellenisches Becken, Becken in Südwest- und Ost-Anatolien)

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

und in der Paratethys (Molassebecken, Karpatenflysch, Schlierfazies in Slowenien, Ungarn und Transsylvanien, Ablagerungen des Kerleutien und Batalpaschinsk in Südrußland). Zu beiden Seiten des tiefen Mesopotamischen Troges entstand ein Karbonatschelf mit den Euphrat- und Asmari-Kalken, die im Qum-Becken (Iran) durch eine fossilreiche, sandige Seichtwasserfazies abgelöst wurden. (Nach Regionen: Toni & Ardanese 1981. — Gonzalez Donoso & Molina 1979. — Gelati 1981; Bistričić & Jenko 1978; Bizon 1967; Zygojannis & Sidiropoulos 1981; Lüttig & Steffens 1976. — Malzer 1981; Brix & al. 1977; Roth & Hanzlikova 1982; Koszarski & al. 1974; Kuščer 1967; Baldi 1973; Rusu 1969; Veselov 1979. — Buchbinder & Gvirtzman 1976; Chahida & al. 1977).

An der Wende Oligozän—Miozän folgten in gesamten Mediterran und in der Paratethys regressive Tendenzen, Schichtlücken und Fazieswechsel. In den Seichtwassergebieten dehnte sich die Karbonatsedimentation mit Großforaminiferen aus, während in den Tiefwassergebieten die terrigenen Einflüsse zunahmen. Die marinen Faunen des Littoral- und Molassebereichs weisen von der Provence bis in das persische Qum-Becken eine sehr einheitliche Zusammensetzung auf.

Gleichzeitig mit der oberoligozänen Erwärmung (Hochuli 1978; Haq & al. 1977) zeigt das massive Auftreten von Großforaminiferen (Adams 1976; Drooger 1979; McGowran 1979) die Wiederbelebung einer zirkumäquatorialen Strömung an. Dies muß im Zusammenhang mit der Nordbewegung Indiens gesehen werden, durch die es zu Änderungen in den Zirkulationsverhältnissen im Indopazifik kam (Hallam 1981). Die Ursache einer weltweiten Abkühlung während des Oligozäns mit einer anschließenden Erwärmung ist am ehesten damit zu begründen.

Das Verlanden der Turgai-Straße ließ im Oligozän eine eurasiatische Säugetierfaunenprovinz entstehen, während die Trennung vom afrikanischen Kontinent andauerte. Die von Heissig (1979) im Eozän und Oligozän geforderten, hypothetischen Wanderwege aus Asien nach Europa in unsere palinspastische Rekonstruktion einzubauen, stößt auf Grund der im Mittleren Osten bekannten, marinen Ablagerungen auf Schwierigkeiten.

In Eurasien evoluierten die Suoidea, Carnivora und Aceratherien, asiatische Rodentier drangen bis Westeuropa vor. Im Gegensatz dazu kam es in Afrika zur Entwicklung der Proboscidea, der Hyracoidea, creodonter Raubtiere und Altweltaffen (Catarrhina) (Coryndon & Savage 1973; Ginsburg 1979; Thenius 1979).

Die Verbindung von Sardinien mit den Balearen und mit dem europäischen Festland während der Regression des Aquitans wird durch das Auftreten von Gliriden dokumentiert (Kotsakis & Palombo 1979; Wessels & al. 1982) und durch geologische und paläomagnetische Daten unterstützt (Boccaletti & al. 1982; Bellon & al. 1977; Rehault & al. im Druck).

Gegen Ende des Oligozäns tauchten Inselketten im Bogen der Maghrebiden und des Apennins auf; es kam zu Molassebildungen (Boccaletti & al. 1982;

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

GELATI 1981; TCHELTZOV 1979) und eine einheitliche eurasiatische Säugetierfauna verbreitete sich von Piemont bis Kalabrien (THENIUS 1959). Auch im Bereich Sloweniens ermöglichte eine zeitweilige Unterbrechung der Meeresverbindung zur Paratethys Säugetierwanderungen, z. B. von *Anthracotherium* bis in die Türkei (Masatly bei Edirne, THENIUS 1959).

6.2.2 Untermiozän: Basales Burdigalien—Eggenburgien—Sakaraulien (22,0 Millionen Jahre): Tafel 4

Im tieferen Untermiozän fanden keine großräumigen, paläogeographischen Veränderungen statt. Lediglich ein weiteres Ausgreifen der marinen Transgression auf die Schelfgebiete ist weltweit zu beobachten. Dies ermöglichte eine bemerkenswerte Radiation der Molluskenfaunen, dominiert durch großwüchsige Taxa und rückläufige Tendenzen bei den Endemismen. Dieses Phänomen läßt sich in der Paratethys von Bayern bis zur Krim erfassen: Kaltenbachgraben und Ortenburg (Bayern); Fels a. Wagram und Eggenburg (Österreich), Waagtal und Prešov (ČSSR), Budafok (Ungarn), Cluj (Rumänien), Caspi (Georgien, USSR).

Mit nordgerichteten Überschiebungstendenzen begann sich der ostalpine Körper als Bergkette zu konsolidieren. Hebungen im pannonischen Raum engten die marinen Ablagerungsgebiete gegenüber dem Oberoligozän ein und unterbrachen wahrscheinlich die Verbindung zum oberitalienischen Sedimentationsraum. Die Karpaten traten erstmals als Inselbogen in Erscheinung. In Tafel 4 werden Bereiche mit deutlicher, postsedimentärer Einengung durch Pfeile hervorgehoben.

Die weitverbreitet einheitlichen Evertebratenfaunen und die zu einem klimatischen Optimum ansteigende Erwärmung (GREGOR 1982) gehen auf ein Fortbestehen der zirkumäquatorialen Meeresströmungen zurück. Die Metaxytherien erreichten vom Mediterran aus die Karibik und den Ostpazifik.

Durch das Fehlen physischer Barrieren konnte sich von Europa bis China eine einheitliche Säugetierfauna ausbreiten. Aber erst im tieferen Orleanium (MN 3 a) entstand durch die weltweite Regression (siehe Tafel 1) die Beringbrücke und es kam zur Einwanderung nordamerikanischer Faunenelemente, wie des *Anchitherium*. In der Gegenrichtung konnten verschiedene Rodentier migrieren (WILSON 1968, 1980; BERNOR im Druck).

6.2.3 Höheres Untermiozän:

a) Mittleres Burdigalien — Oberes Eggenburgien — Oberes Sakaraulien (20,0—19,0 Millionen Jahre): Tafel 5

Bewegungen und Rotationen des Arabischen Schildes und des Lut-Blockes unterbrachen im Untermiozän die Meeresverbindung zum Indopazifik. Damit verbunden waren Hebungen in Ostanatolien und im Elburs. Durch die Abschnürung des Persischen Golfes entwickelten sich graduell aus den Euphrat- und Asmari-Kalken die Evaporitserien der Unteren Fars Formation. Ebenso

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

wurde die Beckenfazies, z. B. die Serikagni Formation in Syrien und im Iraq von Evaporiten überlagert (BUDAY 1980). So entstand die erste Landverbindung zwischen Eurasien und Afrika im Tertiär. Gleichzeitig damit bewirkte die Nordbewegung Arabiens eine erste Öffnung des Roten Meeres als tiefe Bucht mit Evapositserien, die vom Levante-Becken nach Süden reichte (GARFUNKEL & BARTOV 1977, EL HEINY 1982; E. BELLINI & G. PALMIERI pers. Mitt.).

Die offene Verbindung des Westmediterrans zum Atlantik blieb weiterhin bestehen. Durch die Rotation von Korsika und Sardinien setzte die Öffnung des Nord-Balearen-Beckens ein. Gegen Norden wurde der Molassetrog entlang der Westalpen kurzzeitig überflutet, wodurch eine marine Verbindung zur bayrisch-österreichischen Molasse entstand (Oberes Eggenburgien bis Unteres Ottnangien), Taf. 2. Dies ermöglichte das Vordringen westmediterran-atlantischer Bryozoen- und Pectinidenarten bis in die Zentrale Paratethys (VÁVRA 1981; STEININGER & RÖGL 1979). Eine Fortsetzung dieser Meeresverbindung über den Rheingraben zur Nordsee wird durch die Fischfauna angedeutet (MARTINI 1981).

Schlierablagerungen in Slowenien mit dem Nachweis der Nannoplanktonzone NN 3 (RIJAVEC 1976; C. MÜLLER pers. Mitt.) stellten vom Mediterran eine Verbindung in den Pannonischen Raum her. Im Steirischen Becken kamen kontinentale Sedimente mit beginnender Kohlebildung zur Ablagerung (KOLLMANN 1965).

In der Ostparatethys ist das höhere Sakaraulien bereits regressiv mit Faunenverarmungen, die im Kozachurien ihren Höhepunkt erreichten, siehe Taf. 2 (BOGDANOWICZ 1974; NEVESSKAYA & al. 1975).

Die Entstehung der Landbrücke zwischen Eurasien und Afrika führte zu einem überaus auffälligen Faunenaustausch in der Wirbeltierzone MN 3 b. Hervorzuheben ist die Einwanderung afrikanischer Elemente mit den Proboscidiern *Gomphotherium* und *Zygolophodon*. In Ipolytarnoc (Nordungarn) sind ihre Fußspuren im Unteren Rhyolittuff erhalten, der von Tonmergeln der Nannoplanktonzone NN 3 (THEODORIDIS pers. Mitt.) unterlagert wird. Das gemittelte Alter des Unteren Rhyolittuffes beträgt 19,6±1,4 Millionen Jahre (HAMOR & al. 1979). In Langau (Niederösterreich) wurde ein Zahnfragment von *Gomphotherium* in marinen Ablagerungen unter einem Kohleflöz gefunden (ZAPFE 1953), dessen neuere Einstufung nach Mollusken und Foraminiferen ein biostratigraphisches Alter von höherem Eggenburgien bis Ottnangien, sowie in die Florenzone Ng. Z. III (HOCHULI 1978) ergab. Der wechselseitige Faunenaustausch erfaßte ebenso die Suiden und Carnivoren, die nach Afrika einwanderten, sowie creodonte Raubtiere (z. B. *Hyaenaelurus*) und Boviden, die erstmalig in Europa auftraten (GINSBURG 1979; THENIUS 1970, 1979).

Die Unterbrechung der zirkumäquatorialen Zirkulation führte in diesem Zeitraum (Florenzone Ng. Z. III) zu einer deutlichen klimatischen Abkühlung in Mitteleuropa (MAI 1967; HOCHULI 1978).

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

b) Höheres Burdigalien — Oberes Ottnangien — Kozachurien (18,0—17,5 Millionen Jahre): Tafel 6

Im Mediterran blieben die paläogeographischen Verhältnisse unverändert bestehen. Die Westliche Paratethys aber verlandete. Hebungen am Südsporn der Böhmischen Masse schnürten das Molassebecken in Österreich ein. Hebungen und weitere Einengungen im Karpatenbogen ließen in der russisch-rumänischen Karpatenvortiefe ein Evaporitbecken entstehen, siehe Taf. 2. Dadurch wurden auch die Verbindungen zur Östlichen Paratethys eingeschränkt und es entwickelte sich im Euxinischen Raum die Kozachurfazies mit der *Rzehakia* („*Oncophora*")-Fauna, die im Zuge der fortschreitenden Verlandung bis nach Bayern vordrang und in den vorbauenden Flußästuaren ihre typische Ausbildung fand (ČTYROKY & al. 1973).

Kontinentale Ablagerungen mit Zunahme der Kohlebildung sind auf dem noch kaum gehobenen Ostende der Alpen verbreitet. Sie schließen über das Steirische Becken direkt an den gegen Oberitalien fortbestehenden marinen Ablagerungsraum an.

c) Oberes Burdigalien — Karpatien — ?Kozachurien (17,5—16,8 Millionen Jahre): Tafel 7

Hebungstendenzen und tektonische Bewegungen setzten sich in der Zentralen Paratethys fort. Am Alpennordrand fanden an der Wende Ottnangien—Karpatien die letzten Überschiebungen statt. Westlich des Südspornes der Böhmischen Masse kam es zu einer Umkehr der fluviatilen Schüttungsrichtung gegen Westen und zu einer Entwässerung über das Rhônetal (LEMCKE 1975; BÜCHI & SCHLANKE 1977). Auch die Karpatenvortiefe verlandete. Wegen der noch ungeklärten stratigraphischen Korrelation des oberen Kozachurien sind die Ablagerungsverhältnisse in der Östlichen Paratethys fraglich. Es scheint jedoch wahrscheinlich, daß die Kozachur-Fazies mit *Rzehakia* („*Oncophora*") mit regressiven Tendenzen weiter bestehen blieb, siehe Taf. 2.

Im Gegensatz dazu setzten durch die Dehnungserscheinungen im Pannonischen Raum Absenkungen, gefolgt von massiven Transgressionen ein, die auch das Steirische Becken bis zur Sausalschwelle und die Molassezone nördlich der Donau bis Ostrau (ČSSR) erfaßten. In Nordungarn verzahnt der transgressive Garab-Schlier mit der noch andauernden *Rzehakia*-Fazies (HORVATH & NAGYMAROSY 1978). Randliche Evaporitbecken entstanden in der Ostslowakei und in Jugoslawien, siehe Taf. 2. Im Ostalpenraum führte die damit in Zusammenhang stehende Hebung des Grundwasserspiegels zu vermehrter Kohlebildung.

In den Kohleablagerungen des Steirischen Beckens und der inneralpinen Kohlereviere treten charakteristische Hyotherienfaunen mit neuen afrikanischen Einwanderern, z. B. *Dinotherium*, auf. Der erste Nachweis hominoider Primaten mit *Pliopithecus vindobonensis* ZAPFE & HÜRZELER stammt in der Zentralen Paratethys aus der Neudorfer Spalte (Devinska Nova Veš, ČSSR) (ZAPFE 1960, 1969).

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Nach der paläogeographischen Situation war die Einwanderung aus Afrika nur vor der großräumigen Mittelmiozäntransgression — vor dem Praeorbulinen-Niveau —, die den Landweg im Mittleren Osten unterbrach, möglich (RÖGL & al. 1978; RABEDER & STEININGER 1975).

6.2.4 Mittelmiozän:

An der Wende vom Unter- zum Mittelmiozän fanden im östlichen, zirkummediterranen Raum bedeutende, geokinematische Veränderungen statt (SCHWAN 1980). In der Zentralen Paratethys führte dies in der Steirischen Phase zu Kompressionen, Hebungen in den Ostalpen und zum Einbruch von Becken. In Nordgriechenland beendigten Hebungen und Rotationen im Uhrzeigersinn (KISSEL & al., im Druck) die marine Sedimentation, vor allem im Mesohellenischen Becken. Am bedeutendsten aber waren die Auswirkungen im Mittleren Osten, wo die tektonischen Vorgänge zu einer kurzfristigen Wiederbelebung der Meeresverbindungen zwischen Ost-Mediterran, Paratethys und Indopazifik führten.

a) Langhien — Unteres Badenien — Tarchanien (16,8—15,8 Millionen Jahre): Tafel 8

Mit Beginn des Mittelmiozäns setzte eine über das gesamte Mediterran und große Teile der Paratethys reichende marine Transgression ein (siehe Taf. 1 und 2). Subtropische Faunen mit einer Faunendiversität, wie sie in Mitteleuropa seit dem Eozän nicht mehr bekannt war, drangen bis in die nördlichen Bereiche der Karpatenvortiefe in Polen vor.

Die Hauptverbindung zur Paratethys folgte einem marinen Tiefwassertrog durch Nordjugoslawien, worauf auch das Auftreten mediterraner Tiefwasserostracoden im Raum Zagreb hinweist (JIŘIČEK 1974). Eine zweite Verbindung über Ostanatolien in die Östliche Paratethys führte zu einer marinen Überlagerung der brackisch-endemischen Kozachur-Fazies, siehe Taf. 2.

Weitflächige Transgressionen erfolgten auch am nordafrikanischen Kontinentalrand, in der Western Desert (EL GEZEERY & MARZOUK 1974) und im Nordteil der Arabischen Plattform bis in den Mesopotamischen Trog (BUDAY 1980, Fig. 21).

Das zirkumäquatorial weltweite, gleichzeitige Auftreten des Entwicklungsstadiums *Praeorbulina* unter den planktonischen Foraminiferen wird mit der neuerlichen Öffnung des Mediterran zum Indopazifik in Zusammenhang gebracht. Ähnlich wie zu Beginn des Untermiozäns erscheinen weltweit großwüchsige und artenreiche Molluskenfaunen und tropische Echinodermen (ROMAN 1974; ROSE 1974) gemeinsam mit Großforaminiferen bis in gemäßigte Breiten. Auch die Verteilung des Nannoplanktons zeigt eine Nordverschiebung von Discoasteriden-Vergesellschaftungen. Dieses Ereignis fällt mit einer deutlichen Veränderung der Isotopenverhältnisse im marinen Bereich, entsprechend einer deutlichen Temperaturerhöhung zusammen (MCGOWRAN 1979; HAQ 1980; SAVIN & al. 1975; THUNELL 1982).

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

b) Mittleres Serravallien — Mittleres Badenien — Karaganien (15,0—14,5 Millionen Jahre): Tafel 9

Der Wechsel von marinen und evaporitischen Ablagerungen im Mittleren Osten deutet die beginnende, endgültige Abschnürung des Levante-Beckens vom Mesopotamischen Trog an. Die marinen Verbindungen der Östlichen Paratethys wurden abermals stark eingeschränkt. Vom Schwarzen Meer bis zum Kaspisee entwickelten sich im Karaganien die Spaniodontellen-, Ervilien- und Pholadiden-Schichten, die mit Endemismen und stenohalinen Arten auf ein reduziertes marines Milieu hinweisen (NOSOVSKY 1974; siehe Taf. 2). Die Abschnürung der marinen Verbindungen betraf auch die Karpatenbecken und führte dort zur Ausbildung mächtiger Evaporitserien (KRUSHCHOV & PETRICHENKO 1979; JINORIDZE 1979). Die Meeresverbindung der Zentralen Paratethys nach Norditalien blieb bestehen und vollmarine Faunen, v. a. die gleichförmigen Uvigerinen-Vergesellschaftungen vom Steirischen Becken bis Transsylvanien, belegen eine kontinuierliche, marine Sedimentation im Pannonischen Raum, siehe Taf. 2. Im Westmediterran stieg der Apenninenbogen als Festland empor, während die offene Meeresverbindung zum Atlantik weiter bestehen blieb.

Die wenigstens zeitweilige Landverbindung von Afrika und Eurasien wird durch eine neue Einwanderungswelle von Primaten (*Crouzelia*, *Ramapithecus*, *Sivapithecus*) und durch den Kleinsäugeraustausch zwischen Nordafrika und Asien gekennzeichnet (BERNOR im Druck; WESSELS & al. 1982). Eine großräumige Biotopveränderung in den Festlandsbereichen wird auch durch die Großsäuger der sog. „*Listriodon*-Fauna" im mittleren Astaracium und durch Florenveränderungen belegt (JUNG & MAYR 1980; THENIUS 1979).

c) Mittleres Serravallien — Oberes Badenien — Konkien (14,5—14,0 Millionen Jahre): Tafel 10

Auffällig ist in diesem Zeitabschnitt die Ausbildung einer gleichmäßigen, marinen Fazies in der gesamten Paratethys zwischen dem Wiener Becken und dem Kaukasus. Pteropoden- und Radiolarienmergel folgen sowohl über den Evaporitablagerungen als auch über den hyposalinaren Horizonten des Karaganien, siehe Taf. 2. Sie sind weitgehend feinpelitisch und dünnschichtig ausgebildet. Deutliche Unterschiede im Nannoplankton und in den marinen Faunen sprechen für eine Unterbrechung der Verbindungen zum Mediterran. Viele dieser Elemente haben indopazifische Beziehungen, v. a. *Rhabdosphaera poculi* (BONA & KERNERNE) beim Nannoplankton, Silicoflagellaten, Radiolarien und decapode Crustaceen (DUMITRICA 1978a, b; DUMITRICA & al. 1975; P. MÜLLER 1978, 1979; RÖGL & al. 1978). Auffällig ist im höheren Badenien das weit verbreitete Vorkommen von Rotalgen- und Korallenriffen. Sollte sich das Vorkommen von *Lepidocyclina* in dieser Fazies (BAJRAKTAREVIC 1979) als autochthon erweisen, wäre die indopazifische Verbindung durch ein weiteres, sehr wichtiges Faunenelement bei den Großforaminiferen bestätigt.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Im Mediterran fehlen im Serravallien entsprechende Pteropoden- und Radiolarienvergesellschaftungen und aus den Pectinidenfaunen die Arten *Chlamys lilli* (Pusch), *Ch. scissa* (Favre) und *Ch. elini* Žiščenko. Diese Pectinidenarten treten in der Zentralen Paratethys häufig bis in die Karpatenvortiefe und bis in die Ukraine auf und finden sich noch bis zum Ostrand des Levantebeckens in Syrien (Krach 1979a, b).

Diese paläontologischen Hinweise sprechen für eine neuerliche, kurzfristige Verbindung der Paratethys mit dem Indopazifik, eine Verbindung, die ferner durch gleichalte, planktonreiche Mergel mit *Globigerina druryi* Akers im Gebiet des Van-Sees in Ostanatolien unterstützt wird (Gelati 1975). Wahrscheinlich wurde die postulierte Tiefwasserverbindung zum Mesopotamischen Trog und Indopazifik im Obermiozän/Pliozän von den Zagros-Ketten überschoben (Scott 1981). Deutliche marine Vorstöße sind auch in den Evaporitserien der Arabischen Plattform bekannt (Buchbinder & Gvirtzman 1976; Al Hashimi 1979), die im Seichtwasserbereich das Einwandern der o. a. Pectiniden bis nach Syrien ermöglichten.

Das Weiterbestehen der offenen atlantischen Verbindung wird durch das häufige Vorkommen von Discoasteriden im Nannoplankton des Mediterrans unterstrichen (Bizon & Müller 1977).

d) Oberes Serravallien — Unter- bis Mittel-Sarmatien — Volhynien (14,0—12,5 Millionen Jahre): Tafel 11

Die beginnende, endgültige Isolation der Paratethys von den Weltmeeren führte zu einschneidenden Änderungen in den marinen Biotopen. Durch die Reduktion der Salinität erloschen sämtliche stenohalinen Formen (z. B. Radiolarien, planktonische Foraminiferen, Korallen, Echinodermen, viele Molluskengruppen). Dafür kam es zur Evolution euryhaliner, artenarmer, individuenreicher, vorwiegend endemischer Faunen (Papp & al. 1974).

Die Faunen des Volhynien im Euxinischen Raum zeigen deutlich höhere Salinitätswerte an als jene der Zentralen Paratethys (Paramonova & al. 1979). Es muß daher die marine Verbindung im Osten gesucht werden, siehe Taf. 2. Da aber die Ägäis zu diesem Zeitpunkt noch landfest war, dürfte diese Verbindung weiterhin über Ostanatolien bestanden haben (Iljina & Nevesskaja 1979).

6.2.5 Obermiozän:

a) Tortonien — Pannonien — Oberes Bessarabien bis Maeotien (11,8—9,0 Millionen Jahre): Tafel 12

Im Mittleren Osten wurden die Verbindungen zur Paratethys und zum Levante-Becken endgültig unterbrochen. Durch die rasche Hebung des Zagros lagerten sich rund um dem Persischen Golf mächtige, klastische, kontinentale Serien ab (Buchbinder & Gvirtzman 1976; Buday 1980). Damit wurde die Landverbindung zwischen Eurasien und Afrika nun endgültig hergestellt.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Die gleichen tektonischen Vorgänge führten zur Entstehung der Ägäis. Beginnend mit verstärkten Rotations- und Kompressionsbewegungen setzte die Bildung von Becken und Grabenstrukturen parallel zum Kretischen Bogen ein und mit dem Absinken der nordägäischen Teilbecken zerfiel das Ägäische Festland, in einen reich gegliederten Archipel (JACOBSHAGEN & al. 1978; MEULENKAMP 1977 und im Druck; KISSEL & al. im Druck).

Der Höhepunkt der marinen Transgression im Mitteltorton brachte eine neue Meeresverbindung über die Nordägäis und die Dardanellen zum Euxinischen Raum, siehe Taf. 1 und 2. Marine Formen, wie Rotalgen und reicheres Nannoplankton, erreichten im Maeotien die Krim (BELOKRYS 1981; SEMENENKO & LJULIEVA 1978), im Austausch erschienen endemische Paratethysarten im nordgriechischen Seres-Becken und in Attika (PAPP 1980; PAPP & al. 1978; PAPP & STEININGER 1979). Von ILJINA & NEVESSKAJA (1979) wird auch noch für das Maeot eine Verbindung über Ostanatolien und den Iran nach Süden angenommen. Es besteht die Möglichkeit, daß — ähnlich wie im Volhynien (s. o.) — vom südtürkischen Antakya-Becken aus, entlang der Ostanatolischen Störungszone, die mitteltortonische Transgression bis nach Erevan ausgriff.

Die reduziert-marine Fazies der Östlichen Paratethys reichte bis in das Dazische Becken und verzahnte westlich das Karpatenbogens mit der Congerien-Melanopsiden-Fazies des Pannonischen Raumes (STEVANOVIČ 1974). Die Heraushebung der Karpaten schnürte die intramontanen Becken der Zentralen Paratethys weitgehend ab und führte zu einem raschen Rückgang der Salinität, sowie zur Evolution einer brackisch-endemischen Mollusken- und Ostracodenfauna (KRSTIĆ 1974; PAPP 1953; siehe Taf. 2).

Einengungen und Hebungen erfolgten auch im Westmediterran, vor allem im Bogen der Betiden und Maghrebiden.

Die um 12 Millionen Jahre weltweit auftretende Regression (siehe Taf. 1) ließ erneut die Beringstraße landfest werden, wodurch die Hipparionen aus Nordamerika einwandern konnten. Durch die offenen Landverbindungen stießen die Hipparionen gleichzeitig bis zur Iberischen Halbinsel und bis nach Nordafrika vor (WOODBURNE & al. 1981; DE BRUIJN & VAN DER MEULEN 1981; CORYNDON & SAVAGE 1973).

b) Messinien — Oberes Pontien (6,0—5,5 Millionen Jahre): Tafel 13

Die tektonischen Vorgänge im Gebiet der Betiden und Maghrebiden führten im Laufe des obersten Miozäns zu einer Unterbrechung der bisher aktiven Meeresverbindung vom Atlantik zum Mediterran. Dies rief die weithin bekannte, mediterrane Salinitätskrise hervor. In der Hauptevaporitphase wurden in verschiedenen Teilbecken im Laufe von nur 500.000 Jahren etwa 1 Million Kubikkilometer Salz und Gips abgelagert. Diese Evaporitbildung erfolgte weitgehend in Sabkha-Fazies (CITA 1976, 1981; HSU & al. 1977; ROUCHY 1980; VAN COUVERING & al. 1976).

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

In weiten Bereichen des Mediterrans folgt über den Evaporiten die sogenannte Lago-Mare-Fazies mit Brackwasserfaunen (Congerien, Melanopsiden, Ostracoden), deren Herkunft aus der Östlichen Paratethys abgeleitet wird (CITA & COLOMBO 1979; IACCARINO & PAPANI 1979; RUGGIERI & SPROVIERI 1974).

Die Paratethys bildete im Unteren Pontien noch eine zusammenhängende Wassermasse mit endemischen Molluskenfaunen. Die Congerien-Melanopsidenfaunen drangen nun aus dem Westen bis in das Dazische Becken vor. Die messinische Salinitätskrise führte jedoch im höheren Pontien zu Regressionen und zum Zerfall in einzelne, riesige „Binnenseen": Pannonisches-, Dazisches-, Pontisches-, Kaspisches-Becken. Das fast völlige Aussüßen der Euxinischen Teilbecken (siehe Taf. 2) wird durch die endemische Evolution der Limnocardien, Süßwassergastropoden und Ostracoden angezeigt (ANDREESCU 1979; NEVESSKAYA & al. 1975). Die über die Dardanellen bestehende Verbindung zur Ägäis (GILLET 1961; TANER 1980) scheint die Annahme eines Paratethys-Zuflusses zur Lago-Mare-Fazies zu bestätigen. Neben dieser Verbindung nimmt SONNENFELD (1977) noch einen weiteren Zufluß über Ostanatolien in das Levante-Becken an. Die geforderten Zuflüsse zur Lago-Mare-Fazies und die Revision der Stratigraphie der Deep-Sea-Drilling Bohrungen im Schwarzen Meer durch KOJUMDGIEVA (1979) sprechen gegen die von HSÜ (1978a, b, c) angenommene Austrocknung der Euxinischen Becken.

Nach den noch relativ feuchten Klimaverhältnissen, die bis ins Untere Pontien reichten (LUEGER 1978; THENIUS 1982) und im Pannonischen Raum noch weitverbreitet Lignitbildungen ermöglichten (JAMBOR 1980; NEBERT & al. 1980), bewirkte die Evaporitphase im Mittelmeerraum eine zirkummediterrane Trockenphase (STEININGER & PAPP 1979). Immergrüne Hartlaubwälder dehnten sich um das Mediterran aus, die eine einheitliche, sehr artenreiche Großsäugerfauna nach sich zogen (BERNOR im Druck; BERNOR & al. 1979; THENIUS 1979; THOMAS & al. 1982; VAN DER WEERD 1979).

6.2.6 Pliozän:

Die Salinitätskrise im Mediterran wurde durch eine Wiederbelebung der atlantischen Meeresverbindung beendet. Die Überlagerung der Evaporitserien durch pelagische Mergel und geomorphologische Erscheinungen werden als Hinweis dafür angesehen, daß im Mediterran bereits im Messinien tiefe Becken bestanden (RYAN 1976). Die darüber folgende Transgression erreichte ihren Höhepunkt im mittleren Pliozän und drang im Rhônetal bis Lyon, in der Po-Ebene bis in den Tessin und im Niltal bis Assuan vor (RYAN & CITA 1978; EL-HEINY 1982; GARFUNKEL & BARTOV 1977).

Mittleres Pliozän — Unteres Romanien — Unteres Aktschagylien (3,5—3,0 Millionen Jahre): Tafel 14

Über die Dardanellen erreichte diese marine Transgression (siehe Taf. 1) auch wieder die Östliche Paratethys (TANER 1980, 1982), stieß über den Aralsee

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

nach Osten und möglicherweise unter Reaktivierung der Turgai-Straße über den Kaspisee nach Norden vor (SEMENENKO 1979; VINOGRADOV 1967—1969).

In der Zentralen Paratethys verlandeten das Pannonische und Dazische Becken und es entstand das heutige Entwässerungssystem der Donau (FINK 1966).

Bemerkenswert ist die Transgression im Roten Meer, die im Pliozän erstmals eine Verbindung zum Indischen Ozean herstellte; die Verbindung des Golfs von Suez zum Mittelmeer war jedoch unterbrochen. Die indopazifische Verbindung des Roten Meeres im Pliozän war auf Grund der Molluskenfauna bereits von COX (1929) gefordert worden.

Unter Berücksichtigung der marinen Faunen herrschten im Mediterran im Unterpliozän noch tropisch-subtropische Verhältnisse. Das Oberpliozän brachte den Beginn der Vereisung der nördlichen Hemisphäre mit einem deutlichen Temperaturabfall, der zum graduellen Aussterben tropischer Molluskentaxa im Mediterran führte (MARASTI & RAFFI 1979; THUNELL 1979). Der Anfang des Pleistozäns fällt mit dem Einwandern nordatlantischer Foraminiferen, *Hyalinea balthica* (SCHROETER), und Mollusken, *Arctica islandica* (LINNÉ), in den Mittelmeerraum zusammen (KUKLA & al. 1979).

Literatur

ADAMS, C. G. (1976): Larger foraminifera and the Late Cenozoic history of the Mediterranean region. — Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol., **20**: 47—66, 2 Abb., 4 Tab. — Amsterdam.

— (1981): Larger foraminifera and the Palaeogene/Neogene Boundary. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **4**: 145—151, 2 Abb. — Athen.

— (1983): Neogene larger foraminifera, evolutionary and geological events in the context of Indo-Pacific datum planes. — In: TSUCHI, R. (Ed.): Final Report on IGCP-Project 114 (in Druck).

AL-HASHIMI, W. S. (1979): Miocene evaporites of the Mesopotamian Basin. — First Geol. Congr. Middle East (4.—7. Sept. 1979): 77—78. — Ankara.

ANDREESCU, I. (1981): Middle-Upper Neogene and Early Quaternary chronostratigraphy from the Dacic Basin and correlations with neighbouring areas. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **4**: 129—138, 2 Abb. — Athen.

BAJRAKTAREVIC, Z. (1979): Micropaleontologic and biostratigraphic investigation of the Tortonian (Badenian) of some localities of Mt. Samoborska gora, Mt. Plešivica and Mt. Marija-Goričke brda. — Geol. Vjesnik, **31**: 37—47, 4 Taf. — Zagreb.

BALDI, T. (1973): Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian). — 511 S., 51 Taf. — Budapest.

— (1980): The early history of the Paratethys. — Földtani Közlöny, Bull. Hungarian Geol. Soc., **110**: 456—472, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf. — Budapest.

— (1982): Mid-Tertiary tectonic and paleogeographic evolution of the Carpathian—East Alpine—Pannonian System. — Öslentytani Viták (Discussions Palaeontologicae), **28**: 79—155, 20 Taf. — Budapest.

BASAHEL, A. N., A. BAHAFZALLAH, U. JUX & S. OMARA (1982): Age and structural setting of a Proto-Red Sea embayment. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1982/8: 456—458, 3 Abb. — Stuttgart.

BELLON, H., Ch. COULON & J. B. EDEL (1977): Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatique et paléomagnétiques. — Bull. Soc. geol. France, (ser. 7) **19/4**: 825—831, 2 Abb. — Paris.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Belokrys, L. S. (1981): Maeotian Red Algae of the Crimea (russ.). — Paleont. J., Jg. 1981/2: 117—125, 3 Abb. — Moskau.

Benda, L. & J. E. Meulenkamp (1979): Biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene. 5. Calibration of sporomorph associations, marine microfossil and mammal zones, marine and continental stages and the radiometric scale. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) 1: 61—70. — Athen.

Berggren, W. A. (1978): Recent advances in Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy, biochronology, and biogeography: Atlantic Ocean. — Micropaleont., 24: 337—370, 26 Abb.

— (1981): Correlation of Atlantic Mediterranean and Indo-Pacific Neogene stratigraphies: Geochronology and chronostratigraphy. — Proc. IGCP — 114 Inter. Workshop Pacific Neogene Biostrat.: 29—60. — Osaka.

Bernor, R. L. (in Druck): Geochronology and zoogeographic relationships of Miocene Hominoidea. — In: Ciochon, R. L. & R. S. Corr Uccini (Ed.): New interpretations of ape and human ancestry. — New York (Plenum Press).

— P. J. Andrews, N. Solounias & J. A. H. van Couvering (1979): The evolution of "Pontian" mammal faunas: some zoogeographic, paleoecologic and chronostratigraphic considerations. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) 1: 81—89, 1 Abb. — Athen.

Biju-Duval, B., J. Dercourt & X. Le Pichon (1977): From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western alpine system. — In: Biju-Duval, B. & L. Montadert (Ed.): Structural history of the Mediterranean Basins. — 143—164, 4 Abb., 8 Taf. — Paris (Editions Technip).

Bistričić, A. & N. Jenko (1978): Contribution to the knowledge of the biostratigraphic relationship of Upper Paleogene, Neogene and Quaternary in the Dugi Otok Basin. — Zb. Rad. (IX. Kongr. geol. Jug.): 25—39, 5 Abb. — Sarajevo.

Bizon, G. (1967): Contribution à la connaissance des foraminifères planctoniques d'Epire et des îles Ioniennes (Grèce Occidentale) depuis le Paléogène superieur jusqu'au Pliocène. — Publ. Inst. Francais Pétrole: 142 S., 14 Abb., 29 Taf. — Paris.

— & C. Müller (1977): Remarks on some biostratigraphic problems in the Mediterranean Neogene. — In: Biju-Duval, B. & L. Montadert (Ed.): Structural history of the Mediterranean Basins: 381—390, 6 Abb. — Paris (Editions Technip).

Boccaletti, M. (1979): Mesogea and Mesoparatethys: their development at the Tethyan continental margins and their influence on the later evolution of the Mediterranean and Paratethys. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) 1: 139—148, 6 Abb. — Athen.

— C. Conedera, P. Dainelli & P. Gočev: The Recent (Miocene — Quaternary) regmatic system of the western Mediterranean region. A new model of ensialic geodynamic evolution, in a context of plastic/rigid deformation. — J. Petrol. Geol., 5/1: 31—49, 8 Abb. — Beaconsfield.

Bogdanowicz, A. (1974): Entwicklungsetappen der Foraminiferenfauna des Miozäns von Nordkaukasus und Fragen der Genese. — Mem. B. R. G. M., 78/2: 739—744, 1 Abb. — Orleans.

Borsetti, A. M., F. Cati, M. L. Colalongo & S. Sartoni (1979): Biostratigraphy and absolute ages of the Italian Neogene. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) 1: 183—197, 2 Tab. — Athen.

Brix, F., A. Kröll & G. Wessely (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. — Erdöl—Erdgas Z., 93: 12—35, 4 Abb. — Hamburg, Wien.

Bruijn, H. de, P. Mein, C. Montenat & A. van de Weerd (1975): Correlations entre les gisements de rongeurs et les formations marins du Miocène terminal d'Espagne meridionale, I: Provinces d'Alicante et de Murcia. — K. Ned. Akad. Wet., Proc., (Ser. B) 78: 1—32. — Amsterdam.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

BRUIJN H. de & A. J. VAN DER MEULEN (1981): The distribution of land mammals in the Mediterranean through the Neogene — is there a fit with the paleogeographic and paleoclimatologic reconstructions based on data from marine basins? — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **4**: 323—335. — Athen.

— & W. J. ZACHARIASSE (1979): The correlation of marine and continental biozones of Kastellios hill reconsidered. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **1**: 219—226. — Athen.

BUCHBINDER, B. & G. GVIRTZMAN (1976): The breakup of the Tethys Ocean into the Mediterranean Sea, the Red Sea, and the Mesopotamian Basin during the Miocene: a sequence of fault movements and desiccation events. — Abstr., 1st Congr. Pacific Neog. Stratigr.: 32—35. — Tokyo.

BÜCHI, U. P. & S. SCHLANKE (1977): Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. — Erdöl—Erdgas Z., **93** (Sonderausg. 1977): 57—69, 8 Abb., 3 Tab. — Hamburg, Wien.

BUDAY, T. (1980): Stratigraphy and paleogeography. — In: KASSAD, I. I. M. & S. Z. JASSIM: The regional geology of Iraq. — **1**: XII+445 S., 22 Abb., 19 Tab. — Baghdad.

CATI, F., F. F. STEININGER, A. M. BORSETTI & R. GELATI (1981): In search of the Paleogene/Neogene Boundary stratotype. Part 1: Potential Boundary stratotype sections in Italy and Greece and a comparison with results from the Deep-Sea. — G. Geol., (Ser. 2a) **44**: 210 S., 48 Abb., 19 Taf. — Bologna.

CHAHIDA, M. R., A. PAPP & F. STEININGER (1977): Fossilführung der Oligo-/Miozänen Qum-Formation in Profilen bei Abegarm-Zefreh bei Isfahan (Zentraliran). — Beitr. Paläont. Österr., **2**: 79—93, 1 Taf., 3 Abb. — Wien.

CICHA, I. (1970): Stratigraphical problems of the Miocene in Europe. — Rozpr. Ust. Ust. Geol., **35**: 134 S., 12 Taf., 10 Abb., 16 Tab. — Prag.

CITA, M. B. (Ed.) (1976): Il significato geodinamico della crisi di salinita del Miocene terminale nel Mediterraneo. — C. N. R. Progr. Geodin. — IGCP, 92 S. — Mailand.

— (1981): Distribution of evaporites in the Neogene of the Mediterranean, the Paratethys and the Middle East. Background and motivation. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **4**: 219—231, 3 Abb. — Athen.

— & L. COLOMBO (1979): Sedimentation in the latest Messinian at Capo Rossello (Sicily). — Sedimentology, **26**: 497—522, 12 Abb., 3 Tab.

CORYNDON, S. C. & R. J. G. SAVAGE (1973): The origin and affinities of African mammal faunas. — Spec. Pap. Paleontol., **12**: 121—135, 7 Abb. — London.

COX, L. R. (1929): Notes on the post-Miocene Ostreidae and Pectinidae of the Red Sea region with remarks on the geological significance of their distribution. — Proc. Malacol. Soc., **18**: 165—209. — London.

ČTYROKY, P., J. SENEŠ, F. STRAUCH, A. PAPP, V. KANTOROVA, A. ONDREJICKOVA, D. VASS & M. BOHN-HAVAS (1973): D. Die Entwicklung der Rzehakia (Oncophora) Formation — M2c—d — in der zentralen Paratethys. — In: PAPP, A., F. RÖGL & J. SENES: M2, Ottnangien. — Chronostrat. & Neostrat., **3**: 89—113, 3 Abb. — Bratislava (SAV).

DERMITZAKIS, M. D. & D. J. PAPANIKOLAOU (1981): Paleogeography and geodynamics of the Aegean region during the Neogene. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **4**: 245—289, 12 Abb. — Athen.

DEWEY, J. F., W. C. PITTMAN III, W. B. F. RYAN & J. BONNIN (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Bull. geol. Soc. Amer., **84**: 3137—3180, 19 Abb. — Boulder, Col.

DROOGER, C. W. (1979): Marine Connections of the Neogene Mediterranean, deduced from the evolution and distribution of larger foraminifera. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **1**: 361—369. — Athen.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

DUMITRICA, P. (1978a): 1. Badenian Silicoflagellates from Central Paratethys. — In: PAPP, A. & al.: M4 — Badenien. — 207—229, 5 Taf., Abb. 52. — Bratislava.

— (1978b): 2. Badenian Radiolaria from Central Paratethys. — In: PAPP, A. & al.: M4 — Badenien. — 213—261, 7 Taf., Abb. 53—54. — Bratislava.

— N. GHETA & Gh. POPESCU (1975): New data on the biostratigraphy and correlation of the Middle Miocene in the Carpathian area. — Dari Seam. Sedint., **61**: 65—84. — Bukarest.

EL GEZEERY, M. N. & I. M. MARZOUK (Ed.) (1974): Miocene rock stratigraphy of Egypt. — Egypt J. Geol., **18**/1: 1—59, 21 Taf., 13 Tab. — Kairo.

EL-HEINY, I. (1982): Neogene stratigraphy of Egypt. — Newsl. Stratigr., **11**: 41—54, 6 Fig., 1 Tab. — Berlin, Stuttgart.

FERU, M., C. RADULESCU & P. SAMSON (1980): La faune de micromammifères du Miocène de Comanesti (dép. d'Arad). — Trav. Inst. Spéol. „Emile Racovitza", **19**: 171—190, 2 Abb., 1 Tab. — Bukarest.

FINK, J. (1966): Die Paläogeographie der Donau. — Limnologie der Donau, Liefg. 2, 1—50, 6 Abb., 2 Tab., 3 Taf. — Stuttgart.

GARFUNKEL, Z. & Y. BARTOV (1977): The tectonics of the Suez rift. — Geol. Surv. Israel, Bull., **71**: 44 S., 12 Abb., 2 Tab. — Jerusalem.

GASPARIK, J. (1979): Paleogeographical map of Slovakia — Neogen. — 1: 1,250.000. — Geol. Ustav D. Stura, 35 S., 13 Karten. — Bratislava.

GELATI, R. (1975): Miocene marine sequence from the Lake Van area, Eastern Turkey. — Riv. Ital. Paleont., **81**/4: 477—490, 4 Abb. — Mailand.

— (1981): 3.1 Italy — 3.1.1 Piedmont region — General geology. — G. Geol., (ser. 2a) **44**: 87—92, Abb. 10—11. — Bologna.

GILLET, S. (1961): Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe orientale. — Rev. Geogr. phys. Geol. dynam., (ser. 2) **4**/4: 218—250, 2 Abb., 9 Karten, 2 Tab. — Paris.

GINSBURG, L. (1979): Les migrations de mammifères Carnassiers (Créodontes + Carnivores) et le problem des relations intercontinentales entre l'Europe et l'Afrique au Miocène inférieur. — Ann. Géol. Pays Hellen., (hors ser.) **1**: 461—466. — Athen.

GONZALEZ DONOSO, J. M. & E. MOLINA (1979): Correlation of the Late Oligocene and Early Miocene in the Tethys area, Spain: Central sector of the Betic Cordilleres. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **1**: 329—332. — Athen.

GREGOR, H. J. (1982): Die Jungtertiären Floren Süddeutschlands. Paläokarpologie, Phytostratigraphie, Paläoökologie, Paläoklimatologie. — 278 S., 34 Abb., 16 Taf. — Stuttgart (Enke).

HALLAM, A. (1981): Relative importance of Plate movements, eustasy and climate in controlling major biogeographical changes since the Early Mesozoic. — In: NELSON, G & D. E. ROSEN (eds.): Viacariance Biogeography: A Critique. — 303—340. — New York.

HAMOR, G., L. RAVASZ-BARANYAI, K. BALOGH & E. ARVA-SOS (1979): K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 491—500, 3 Abb., 1 Tab. — Athen.

— & K. SZENTGYÖRGYI (1981): Miocene. — In: JAMBOR, A. (Ed.): Excursion guide of Molasse Formations in Hungary. — 42—56, Abb. 10—15. — Budapest.

HAQ, B. U. (1980): Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic Ocean. — Micropaleont., **26**: 414—443, 13 Abb.

— I. PREMOLI-SILVA & G. P. LOHMANN (1977): Calcareous plankton paleobiogeographic evidence for major climatic fluctuations in the Early Cenozoic Atlantic Ocean. — J. Geophys. Res., **82**/27: 3861—3876, 12 Abb., 3 Tab.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

HEISSIG, K. (1979): Die hypothetische Rolle Südosteuropas bei den Säugetierwanderungen im Eozän und Oligozän. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1979/2: 83—96, 5 Abb. — Stuttgart.

HOCHULI, P. (1978): Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. — Beitr. Paläont. Österr., 4: 1—132, 6 Abb., 3 Tab., 14 Taf. — Wien.

HORVATH, M. & A. NAGYMAROSY (1978): On the age of the Rzehakia-Beds and Garáb. Schlier based on foraminifera and nannoplankton investigations. — Ann. Univ. Sci. Budapest; Sec. Geol., 20: 3—21, 2 Abb., 7 Tab. — Budapest.

HSÜ, K. J. (1978a): 13. Correlation of Black Sea sequences. — Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 42/2: 489—497, 4 Abb., 1 Tab. — Washington

— (1978b): 15. Stratigraphy of the Lacustrine sedimentation in the Black Sea. — Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 42/2: 509—524, 8 Abb., 2 Tab. — Washington.

— (1978c): When the Black Sea was drained. — Scientific Amer., 238/5: 52—63, 19 Abb.

— L. MONTADERT, D. BERNOULLI & al. (1977): History of the Mediterranean salinity crisis. — Nature, 267 (5610): 399—403, 3 Abb.

IACCARINO, S. & G. PAPANI (1979): Il Messiniano dell'Appennino settentrionale dalla Val d'Arda alle Val Secchia: stratigrafia e rapporti con il substrato e il Pliocene. — Scritti Ist. Geol., Paleont. etc., 15—46, 46 Abb. — Parma.

ILJINA, L. B. & L. A. NEVESSKAJA (1979): On possible connections of the Maeotian Basin with the adjacent seas and on correlations of the Miocene deposits of Eastern Paratethys and Tethys. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) 2: 553—558. — Athen.

JACOBSHAGEN, V., ST. DÜRR, F. KOCKEL, K. O. KOPP & G. KOWALCZYK (1978), with contributions of H. BERCKHEMER & D. BÜTTNER: Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. — In: CLOSS, H. & al. (Ed.): Alps, Apennines, Hellenides. — Inter-Union Comm. Geodyn., Sci. Rept., 38: 537—564, 8 Abb., 2 Tab. — Stuttgart (Schweizerbart'sche Verl.).

JAMBOR, A. (1980): Paleogeographically significant Pannonian facies units in and around the inselbergs of the Hungarian part of the Carpathian Basin. — Földt. Közl. (Bull. Hung. Geol. Soc.), 110: 498—511, 2 Abb. — Budapest.

— (Ed.) (1981): Excursion guide of Molasse Formations in Hungary. — Hung. Geol. Inst., 185 S., 71 Abb. — Budapest.

JINORIDZE, N. M. (1979): Peculiarities of time-spatial differentiation for halogen deposits of Carpathian region and problem of deposits genesis. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) 2: 569—583, 2 Tab. — Athen.

JIŘIČEK, R. (1974): Neogene Zonationen der Paratethys nach Ostracoden. — Slovak. Akad. Wiss. Bratislava & Erdölbetrieb Geol. Abt. Gbely, 30 S.

JUNG, W. & H. MAYR (1980): Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands und ihre palökologische Deutung. — Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 20: 159—173, 1 Abb., 1 Tab. — München.

KASHFI, M. S. (1976): Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosyncline, southwestern Iran. — Bull. Geol. Soc. Amer., 87: 1486—1490, 3 Abb. — Boulder, Col.

KHRUSHCHOV, D. P. & O. I. PETRICHENKO (1979): Evaporite formations of Central Paratethys and conditions of their sedimentation. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) 2: 595—612, 4 Abb., 2 Tab. — Athen.

KISSEL, C., M. JAMET & C. LAJ (in Druck): Paleomagnetic evidence of Miocene and Pliocene Rotational Deformations of the Aegean Area. — Geol. Evol. Eastern Mediterranean. — Edinburgh.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

KOJUMDGIEVA, E. (1979): Critical notes on the stratigraphy of Black Sea boreholes (Deep Sea Drilling Project, Leg 42 B). — Geol. Balcanica, 9/3: 107—110, 1 Abb. — Sofia.

KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**: 479—632, 2 Abb., 6 Taf. — Wien.

KORPAS, L. (1981): Oligocene. — In JAMBOR, A. (Ed.): Excursion Guide of Molasse Formations in Hungary. — 34—42, Abb. 8—9. — Budapest.

KOSZARSKI, L., W. SIKORA & S. WDOWIARZ (1974): The Flysch Carpathians. — 188—197. — In: MAHEL, M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. — Geol. Inst. D. Stura. — Bratislava.

KOTSAKIS, T. & M. R. PALOMBO (1979): Vertebrati continentali e paleogeografia della Sardegna durante il Neogene. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 621—630. — Athen.

KRACH, W. (1979): Biostratigraphical extension of Miocene Pteropoda of Poland. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 653—661, 4 Abb., 2 Tab. — Athen.

— (1979): Pectinids in Badenian of Poland and Western Ukraine. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 663—671, 1 Tab. — Athen.

KRSTIĆ, N. (1974): Biostratigraphy of the Pannonian and Pontian stages in the South-eastern part of the Pannonian Basin based upon the ostracodan fauna. — Mem. B. R. G. M., **78/1**: 459—467, 1 Abb , 1 Tab. — Orleans.

— (1980): Paleogeographic sketches for the Neogene of Yugoslavia. — C. R. Soc. Serbe Geol., 1979: 99—105, 7 Abb. — Belgrad.

KRUTSCH, W. & D. LOTSCH (1958): Übersicht über die paläogeographische Entwicklung des zentraleuropäischen Alttertiärs (ohne Tethys-Raum). — Ber. Geol. Ges. DDR, **3**: 99—110, Taf. 19—29. — Berlin.

KUKLA, G., B. P. COLLINS & M. L. BENDER (1979): Radiometric age of the Arctica islandica boundary in Italy: 2 M. Y. — Ann. Geol. Pays Hellen, (hors ser.) **2**: 699—709, 3 Abb., 1 Tab. — Athen.

KUŠČER, D. (1967): Tertiary formations of Zagorje. — Geol. Trans. & Rep., **10**: 5—85, 15 Abb. — Ljubljana.

LEMCKE, K. (1975): Molasse und vortertiärer Untergrund im Westteil des süddeutschen Alpenvorlandes. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **57**: 87—115, 25 Abb. — Stuttgart.

LEMOINE, M. (1978): Geological Atlas of Alpine Europe and adjoining Alpine areas. — XV+584 S., zahlr. Abb. & Tab. — Amsterdam, Oxford, New York (Elsevier).

LOUTIT, T. S. & J. P. KENNETT (1981): New Zealand and Australian Cenozoic sedimentary cycles and global sea-level changes. — Amer. Ass. Petrol. Geol., Bull., **65**: 1586—1601, 10 Abb.

LUEGER, J. P. (1978): Klimaentwicklung im Pannon und Pont des Wiener Beckens aufgrund von Landschneckenfaunen. — Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Jg. 1978: 137—149. — Wien.

LÜTTIG, G. & P. STEFFENS (1976): Paleogeographic Atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene. — 7 Karten und Explanatory Notes. 64 S., 1 Abb., 2 Tab. — Hannover.

MAHEL, M. (Ed.) (1974): Tectonics of the Carpathian Balkan regions. — Geol. Inst. D. Stur., 454 S., zahlr. Abb. u. Tab. — Bratislava.

MAI, D. H. (1967): Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der DDR. — Abh. zentr. geol. Inst., **10**: 55—81. — Berlin.

MALZER, O. (1981): Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil II: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns. — Erdöl—Erdgas Z., **97**: 20—28, 11 Abb. — Hamburg, Wien.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

MARASTI, R. & S. RAFFI (1979): Observations on the paleoclimatic and biogeographic meaning of the Mediterranean Pliocene molluscs. State of the problem. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 727—734. — Athen.

MARINESCU, F. & Gh. POPESCU (1978): L'evolution Néogène des bassins intramontagneux du secteur occidental des Carpates méridionales. — Rev. Roum. Geol., Geophys., Geogr. (Geol.), **22**: 61—70, 4 Abb. — Bukarest.

MARTINI, E. (1981): Sciaeniden (Pisces) aus dem Basisbereich der Hydrobien-Schichten des Oberrheingrabens, des Mainzer und des Hanauer Beckens (Miozän). — Senckenb. Lethaea, **62**: 93—123, 4 Taf., 5 Abb., 1 Tab. — Frankfurt a. M.

MCGOWRAN, B. (1979): Some Miocene configurations from an Australian standpoint. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 767—779, 4 Abb. — Athen.

MCKENZIE, D. P. (1970): Plate tectonics of the Mediterranean region. — Nature, **226**: 239—243, 4 Abb. — London.

MEGERISI, M. & V. D. MAMGAIN (1979): The Neogene of Libya and its evaporites. A preliminary survey. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 789—798, 1 Abb., 1 Karte. — Athen.

MEIN, P. (1979): Rapport d'activité du groupe de travail vertébrès mise à jour de la biostratigraphie du Neogène basée sur les mammifères. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **3**: 1367—1372. — Athen.

MEULENKAMP, J. E. (1977): The Aegean and the Messinian salinity crisis. — Proc. VI. Coll. Geol. Aegean Region, **3**: 1253—1263. — Athen.

— (in Druck): Some aspects of the Late Cenozoic evolution of the Aegean Region. — In: STANLEY, d. J. & F. C. WEZEL (in Druck): Geol. Evolution Med. Basin.

MICHALIK, J. & M. KOVAČ (1982): On some problems of palinspastic reconstructions and Ceno-Mesozoic paleogeographical development of the Western Carpathians. — Geol. Zb., Geol. Carpath., **33**: 481—507, 4 Abb. — Bratislava.

MÜLLER, P. (1978): Faune de Decapodes (Crustacea) dans le Miocène de Budapest. — Föld. Közl., **108**: 272—312. — Budapest.

— (1979): The Indo—West—Pacific character of the Badenian Decapod crustaceans of the Paratethys. — Ann. Geol. Pays. Hellen., (hors ser.) **2**: 865—869. — Athen.

NEBERT, K., E. GEUTEBRÜCK & H. TRAUSSNIGG (1980): Zur Geologie der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen (Mittelburgenland). — Jb. Geol. Bundesanst., **123**: 39—112, 27 Abb., 12 Tab., 4 Taf. — Wien.

NEEV, D. (1975): Tectonic evolution of the Middle East and the Levantine Basin (eastern most Mediterranean). — Geology, **3**/12: 683—686, 2 Abb. — Boulder, Col.

NEVESSKAYA, L. A., K. G. BAGDASARJAN, M. F. NOSOVSKY & N. P. PARAMONOVA (1975): Stratigraphic distribution of bivalvia in the Eastern Paratethys. — Rep. Activ. R. C. M. N. S. Working Groups (1971—1975): 48—74, 1 Tab. — Bratislava.

— K. BAGDASARJAN & I. GONTCHAROVA (1979): On probable connections of Miocene basins of Eastern Paratethys with adjacent marine basins based upon assamblages of Bivalve molluscs. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 889—898, 1 Tab. — Athen.

NEY, R., W. BURZEWSKI, T. BACHLEDA, W. GORECKI, K. JAKOBCZAK & K. SLUPCZYNSKI (1974): Outline of paleogeography and evolution of lithology and facies of Miocene layers on the Carpathian Foredeep. — Prace Geol., Polska Akad. Nauk, **82**: 65 S., 9 Abb. — Warschau.

NOSOVSKY, M. F. (1974): The middle Miocene of the Borisphen Bay of the Euxine Basin (South Ukraine). — Mem. B. R. G. M., **78**/2: 761—765, 1 Abb., 1 Tab. — Orleans.

ORSZAG-SPERBER, F. (1979): L'evolution paleogeographique de la Corse (France) dans le cadre de la geodynamique de la Mediterranée occidentale au course du Neogène. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 923—932, 4 Abb. — Athen.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

PAPP, A. (1953): Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **44**: 85—222, 25 Taf., 1 Abb. — Wien.

— (1980): Die Molluskenfauna von Trilophos südlich von Thessaloniki (Griechenland) und ihre paläogeographische Bedeutung. — Ann. Geol. Pays Hellen., **30/1** (1979): 225—247, Taf. 3—5. — Athen.

— I. CICHA, J. SENEŠ & F. STEININGER (1978): M4 — Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). — Chronostrat. & Neostratotypen, **6**: 594 S., zahlr. Abb. u. Taf. — Bratislava (Verl. Slowak. Akad. Wiss.).

— F. MARINESCU & J. SENEŠ (1974): M5 — Sarmatien (sensu E. SUESS, 1866). — Chronostrat. & Neostrat., **4**: 707 S., zahlr. Abb. & Taf. — Bratislava (SAV).

— F. RÖGL & J. SENEŠ (1973): M2 — Ottangien. Die Innviertler, Salgotarjaner, Bantapusztaer Schichtgruppe und die Rzehakia Formation. — Chronostrat. & Neostratotypen, **3**: 841 S. — Bratislava (Slov. Akad. Wiss.).

— & F. STEININGER (1973): Die stratigraphischen Grundlagen des Miozäns der zentralen Paratethys und die Korrelationsmöglichkeiten mit dem Neogen Europas. — Verh. Geol. Bundes-Anst., Jg. 1973/1: 59—65. — Wien.

— & F. STEININGER (1979): Paleogeographic implications of Late Miocene deposits in the Aegean region. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 955—959. — Athen.

— F. F. STEININGER & E. GEORGIADES-DIKEOULIA (1978): Biostratigraphie und Korrelation des Neogens von Trakhones südlich von Athen (Attika, Griechenland). — Ann. Geol. Pays Hellen., **29**: 603—629, Taf. 35, 8 Abb., 2 Tab. — Athen.

PARAMONOVA, N. P., E. N. ANANOVA & al. (1979): Paleontological characteristics of the Sarmatian s. l. and Maeotian of the Pönto-Caspian area and possibilities of correlation to the Sarmatian s. str. and Pannonian of the Central Paratethys. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **2**: 961—971, 2 Tab. — Athen.

RABEDER, G. & F. STEININGER (1975): Die direkten biostratigraphischen Korrelationsmöglichkeiten von Säugetierfaunen aus dem Oligo/Miozän der zentralen Paratethys. — Proc. 6th Congr. RCMNS, **1**: 177—183. — Bratislava.

REHAULT, J. P., G. BOILLOT & A. MAUFFRET (in Druck): The Western Mediterranean Basin. — In: STANLEY, D. J. & F. C. WEZEL (in Druck): Geological evolution of the Mediterranean Basin.

RIJAVEC, L. (1976): Biostratigraphy of Miocene beds from Slovenske Gorice. — Geol. Razpr. Poroč., **19**: 53—82, 5 Abb., 1 Tab. — Ljubljana.

RÖGL, F., M. B. CITA, C. MÜLLER & P. HOCHULI (1975): Biochronology of conglomerate bearing Molasse sediments near Como (Italy). — Riv. Ital. Paleont., **81/1**: 57—88, 4 Abb., Taf. 7—10. — Mailand.

— F. F. STEININGER & C. MÜLLER (1978): Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe). — Init. Rept. DSDP, **42/1**: 985—990, 7 Abb. — Washington.

ROMAN, J. (1974): Les Echinides du Néogène rhodanien: répartition géographique et stratigraphique. — Mem. B. R. G. M., **78/1**: 327—340, 3 Abb., 1 Tab. — Orleans.

ROSE, E. P. F. (1974): The Miocene Echinoidea of Libya: a summary and review of their stratigraphical distribtuion. — Mem. B. R. G. M., **78/1**: 341—347, 3 Abb. — Orleans.

ROTH, Z. & E. HANZLIKOVA (1982): Palaeotectonic and palaeo-ecological position of the Menilitic formation in the Carpathian Mts. — Casopsis Min. Geol., **27**: 113—126, 1 Abb. — Prag.

ROUCHY, J. M. (1980): La genèse des évaporites Messiniennes de Méditerranée: un bilan. — Bull. Centre Res. Explor. — Prod. Elf-Aquitaine, **4/1**: 511—545, 1 Abb., 2 Taf., 1 Tab. — Pau.

RUGGIERI, G. & R. SPROVIERI (1980): The lacustrine faunas in Sicily and the dessiccation theory of Messinian salinity crisis. — Ann. Min. Geol., **28/3**: 563—569, 2 Abb. — Tunis.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

RUSU, A. (1969): Sur la limite Oligocène/Miocène dans le bassin de Transylvanie. — Rev. Roum. Geol. Geophys. Geogr., (ser. Geol.) **13**: 203—216, 2 Abb., 1 Tab. — Bukarest.

RYAN, W. B. F. (1976): Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. — Sedimentol., **23**: 791—813, 9 Abb.

— & M. B. CITA (1978): The nature and distribution of Messinian erosional surfaces — indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. — Marine Geol., **27**: 193—230, 19 Abb. — Amsterdam.

SAULEA, E. (Ed.) (1969): Romania Atlas litofacial. VI — Neogen. 1 : 2,000.000. — Comit. Stat. Geol. Inst. Geol., 13 Karten. — Bukarest.

SAVIN, S. M., R. G. DOUGLAS & F. F. STEHLI (1975): Tertiary marine paleotemperatures. — Geol. Soc. Amer. Bull., **86**: 1499—1510. — Boulder, Col.

SCHWAN, W. (1980): Geodynamic peaks in alpinotype Orogenies and changes in ocean-floor spreading during Late Jurassic — Late Teriary time. — Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **64**: 359—373, 5 Abb.

SCOTT, B. (1981): The Eurasian-Arabian and African continental margin from Iran to Greece. — J. geol. Soc. London, **138**: 719—733, 2 Abb., 1 Tab. — London.

SEMENENKO, V. N. (1979): Correlation of Mio-Pliocene of the Eastern Paratethys and Tethys. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **3**: 1101—1111, 2 Abb. — Athen.

— & S. A. LJULIEVA (1978): Versuch einer direkten Mio-Pliozän-Korrelation der östlichen Paráthetys und Tethys. — Wiss. Unters. Geol. Inst. Dnjeprpetrovsk, DGU, 95—105. — (russ.).

SENEŠ, J. (1979): Correlation du Néogéne de la Tethys et de la Paratethys — Base de la reconstitution de la géodynamique récente de la region de la Méditerranée. — Geol. Zborn., Geol. Carpat., **30** (3): 309—319, 1 Tab. — Bratislava.

— & F. MARINESCU (1974): Cartes paléogéographiques du Néogène de la Paratéthys centrale. — Mem. B. R. G. M., 78/2: 785—792, 7 Taf. — Orleans.

SICKENBERG, O. (1975): Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie. — Geol. Jb., (Reihe B) **15**: 167 S., 4 Abb., 8 Tab., 1 Taf. — Hannover.

SONNENFELD, P. (1977): Origin of Messinian sediments in the Mediterranean region. Some constraints on their interpretation. — Ann. Geol. Pays Hellen., (1. ser.) **28** (1976): 160—190, 4 Abb., 2 Tab. — Athen.

STEININGER, F. F. (1979): Die Entwicklung der Meere in Zentral- und Ost-Europa während der letzten 25 Millionen Jahre. — Wiss. Nachr., **50**: 8—12, 11 Abb., 1 Tab. — Wien.

— & A. PAPP (1979): Current biostratigraphic and radiometric correlations of Late Miocene Central Paratethys stages (Sarmatian s. st., Pannonian s. str. and Pontian) and Mediterranean stages (Tortonian and Messinian) and the Messinian Event in the Paratethys. — Newslett. Stratigr., **8**: 100—110, 1 Abb., 1 Tab. — Berlin, Stuttgart.

— & F. RÖGL (1979): The Paratethys History — A contribution towards the Neogene geodynamics of the Alpine Orogene (an abstract). — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **3**: 1153—1165. — Athen.

— J. SENEŠ & F. RÖGL (Ed.) (im Druck): Correlation tables and paleogeographic maps of the Neogene in Mediterranean and Paratethys. — Wien.

STEVANOVIČ, P. (1974): Sur les échelles biostratigraphiques du Néogène marin et saumâtre de la Yougoslavie. — Mem. B. R. G. M., 78/2: 791—799, 2 Abb. — Orleans.

TANER, G. (1980): Das Neogen in der Umgebung Yalova. — Comm. Fac. Sci. Univ. Ankara, (ser. C1 Geol.) **23**: 19 S., 2 Taf., 1 Abb., 1 Karte, 2 Tab. — Ankara.

— (1982): Die Molluskenfauna und pliozäne Stratigrafie der Halbinsel Gelibolou. —

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Comm. Fac. Sci. Univ. Ankara, (ser. C1 Geol.) **25**: 27 S., 8 Taf., 2 Abb., 1 Karte, 2 Tab. — Ankara.

Thenius, E. (1959): Tertiär. 2. Teil: Wirbeltierfaunen. — In: Lotze F.: Handbuch der stratigraphischen Geologie, **3**/2: XI+328 S., 32 Tab., 12 Abb., 10 Taf. — Stuttgart (F. Enke).

— (1970): Zur Evolution und Verbreitungsgeschichte der Suidae (Artiodactyla, Mammalia). — Z. Säugetierkunde, **35**: 321—342, 5 Abb., 1 Tab. — Hamburg.

— (1979): Afrikanische Elemente in der miozaenen Saeugetierfauna Europas (African elements in the Miocene mammalian fauna of Europe). — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **3**: 1201—1208. — Athen.

— (1982): Zur Paläoklimatologie des Pannon (Jungmiozän) in Niederösterreich. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1982/11: 692—704. — Stuttgart.

Thomas, H., R. Bernor & J. J. Jaeger (1982): Origines du peuplement mammalien en Afrique du Nord durant le Miocène Terminal. — Géobios, **15**: 283—297, 1 Abb., 2 Taf. — Lyon.

Thunell, R. C. (1979): Climatic evolution of the Mediterranean Sea during the last 5.0 million years. — Sediment. Geol., **23**: 67—79, 7 Abb. — Amsterdam.

— & P. Belyea (1982): Neogene planktonic biogeography of the Atlantic Ocean. — Micropaleont., **28**: 381—398, 19 Abb.

Toni, G. C. & L. R. Ardanese (1981): 3.1 Italy — 3.1.2 Marche region — General geology. — G. Geol., (ser. 2a) **44**: 111—117, Abb. 18—21. — Bologna.

Tscheltzov, Yu. G. (1979): Neogene Sediments of the North Africa and their biostratigraphy. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **3**: 1195—1199. — Athen.

Vail, P. R., R. M. Mitchum Jr. & S. Thompson, III. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. — Mem. AAPG, **26**: 83—97, 7 Abb., 1 Tab. — Tulsa, Oklah.

Valentine, J. W. (1973): Evolutionary paleoecology of the marine biosphere. — XV+511 S. — Englewood Cliffs, New Jersey (Prentice Hall).

Van Couvering, J. A., W. A. Berggren, R. E. Drake, E. Aguirre & G. H. Curtis (1976): The terminal Miocene event. — Marine Micropaleont., **1**: 263—286, 4 Abb. — Amsterdam.

Vavra, N. (1981): Bryozoa from the Eggenburgian (Lower Miocene, Central Paratethys) of Austria. — In: Larwood, G. P. & C. Nielsen: Recent and fossil bryozoa. — 273—280, 3 Abb., 1 Tab. — Fredensborg (Olsen & Olsen).

Veselov, A. A. (1974): The Paleogene and Neogene border marking horizons in the South of the USSR. — Mem. Bur. Rech. Geol. & Min., **78**/2: 805—810. — Orleans.

— (1979): To the accurate definition of the stratigrafical correlation of the Oligocene — Lower Miocene border-marking horizons of the eastern and central Paratethys. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **3**: 1243—1252, 1 Abb. — Athen.

Vinogradov, A. P. (1967—69): Atlas of the lithological-paleogeographical maps of the USSR. — Minist. Geol. USSR & Acad. Sci. USSR, 4 pts., 255 Karten. — Moskau.

Weerd, A. van de (1979): Palyonology of some Upper Miocene and lower Pliocene sections in Greece. Preliminary results; biostratigraphic implications. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **3**: 1253 — 1261, 4 Abb. — Athen.

— & R. Daams (1979): A review of the Neogene Rodent succession in Spain. — Ann. Geol. Pays Hellen., (hors ser.) **3**: 1263—1273, 7 Abb. — Athen.

Wessels, W., H. de Bruijn, S. T. Hussain & J. J. M. Leinders (1982): Fossil rodents from the Chinji Formation, Banda Daud, Shah, Kohat, Pakistan — Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch. ,(ser. B) **85**: 337—364, 4 Taf., 1 Abb. — Amsterdam.

Wilson, R. W. (1968): Insectivores, rodents and intercontinental correlation. — Proc. 23. Int. Geol. Congr. Prague, **10**: 19—25, 1 Tab. — Prag.

— (1980): The stratigraphic sequence of North American Rodent faunas. — Palaeovertebrata, Mem. Jub. R. Lavocat: 273—283. — Montpellier.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

WOODBURNE, M. O., B. J. MACFADDEN & M. F. SKINNER (1981): The North American "Hipparion" datum and implications for the Neogene of the Old World. — Geobios, 14/4: 493—524, 10 Abb., 2 Tab. — Lyon.

ZAPFE, H. (1953): Zur Altersfrage der Braunkohle von Langau bei Geras in Niederösterreich. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 98/1: 12—16, 2 Abb. — Wien.

— (1960): Die Primatenfunde aus der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (Devinská Nová Ves), Tschechoslowakei. Mit Anhang: Der Primatenfund aus dem Miozän von Klein Hadersdorf in Niederösterreich. — Schweizer Palaeont. Abh., 78: 293 S., 115 Textabb., 55 Tab. — Basel.

— (1969): Primates. — Cat. Foss. Austriae, H. XIII/3: 16 S., 1 Abb. — Wien.

ZYGOJANNIS, N. & D. SIDROPOULOS (1981): Schwermineralverteilung und paläogeographische Grundzüge der tertiären Molasse in der Mesohelenischen Senke, NW-Griechenland. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1982/2: 100—129. — Stuttgart.

Tafelerklärungen

Die Erstellung der palinspastischen Rekonstruktionen erfolgte unter Verwendung folgender Publikationen und Kartengrundlagen:

a) Allgemein: BALDI 1980, 1982, BIJU-DUVAL & al. 1977, BOCCALETTI 1979, DEWEY & al. 1973, GASPARIK 1979, KRUSHCHOV & PETRICHENKO 1979, KRUTSCH & LOTSCH 1958, LEMOINE 1978, MAHEL 1974, MCKENZIE 1970, NEY & al. 1974, SAULEA 1969, SCOTT 1981, SENEŠ & MARINESCU 1974, STEININGER & RÖGL 1979, STEININGER & al. im Druck, VINOGRADOV 1967—1969.

b) Paratethys: CICHA 1970, GILLET 1961, HAMOR & SZENTGYÖRGYI 1981, KORPAS 1981, KRSTIĆ 1980, MARINESCU & POPESCU 1978, MICHAL & KOVAČ 1982, RÖGL & al. 1978, STEININGER 1979, STEININGER & al. 1978.

c) Mediterran: BASAHEL & al. 1982, BOCCALETTI & al. 1982, BUCHBINDER & GVIRTZMAN 1976, BUDAY 1980, DERMITZAKIS & PAPANIKOLAOU 1981, DEWEY & SENGÖR 1979, KASHFI 1976, LÜTTIG & STEFFENS 1976, MEGERISI & MAMGAIN 1979, NEEV 1975, ORSZAG-SPERBER 1979.

Farben- und Signaturerläuterungen:

1 (dunkelblau): Vollmarine Fazies
2 (hellblau): Reduzierte, marine Fazies
3 (grün): Endemische Paratethysfazies im Obermiozän und Pliozän
4 (rot): Evaporitfazies
5 (orange): Kontinentale Fazies
Schottersignatur: Wichtige, limno-fluviatile Ablagerungen, z. T. mit Kohlebildung in der Zentralen Paratethys

Wellenlinie: Transgressionsdiskordanzen

Pfeile: Postsedimentäre, tektonische Einengungen

Tafel 1

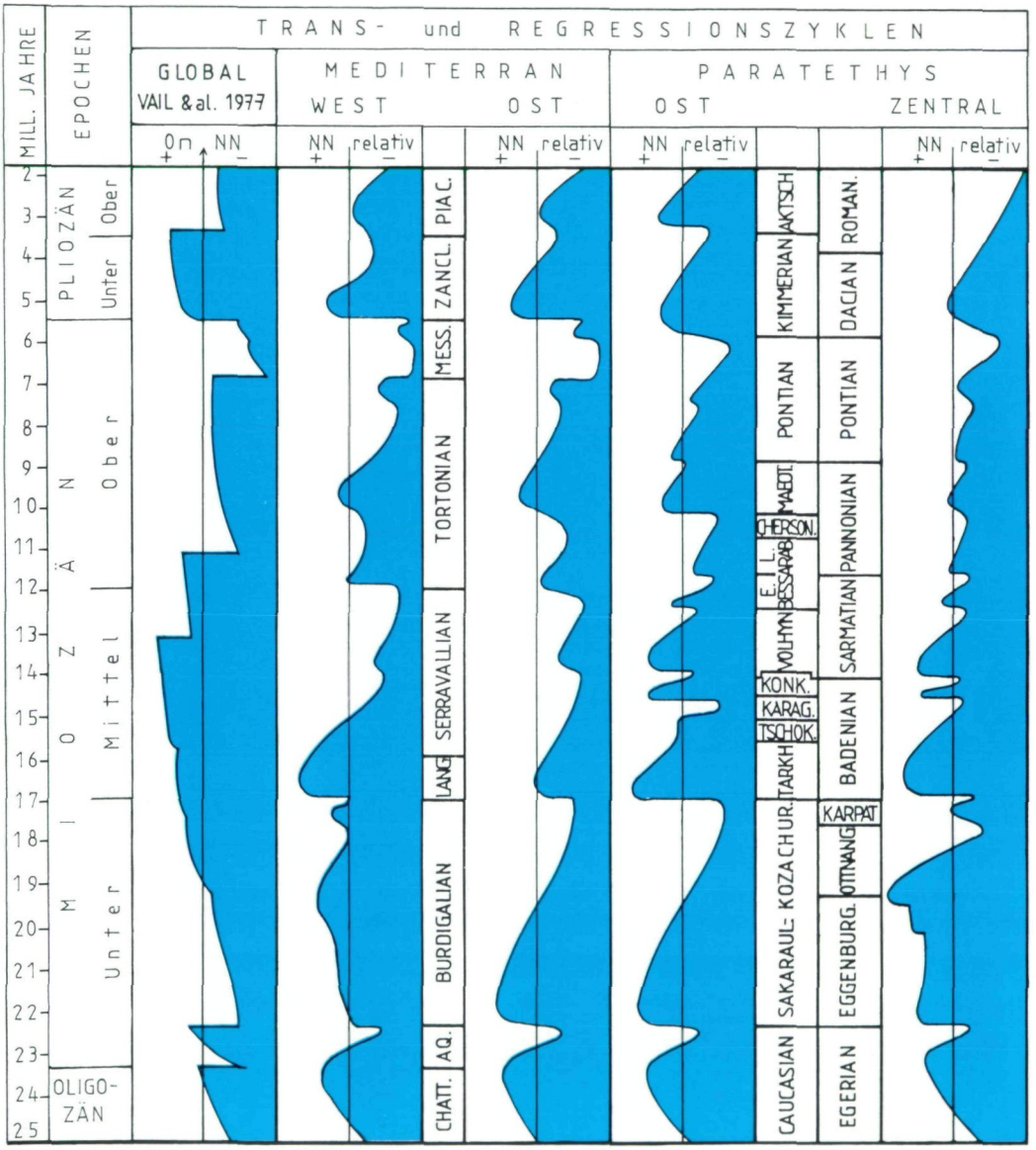
Die oberoligozänen und neogenen Transgressions- und Regressionszyklen im Mediterran und in der Paratethys, im Vergleich zu den globalen Zyklen von VAIL & al. (1979).

Tafel 2

Die Faziesentwicklung des Oberoligozäns und Neogens in der Zentralen und Östlichen Paratethys.

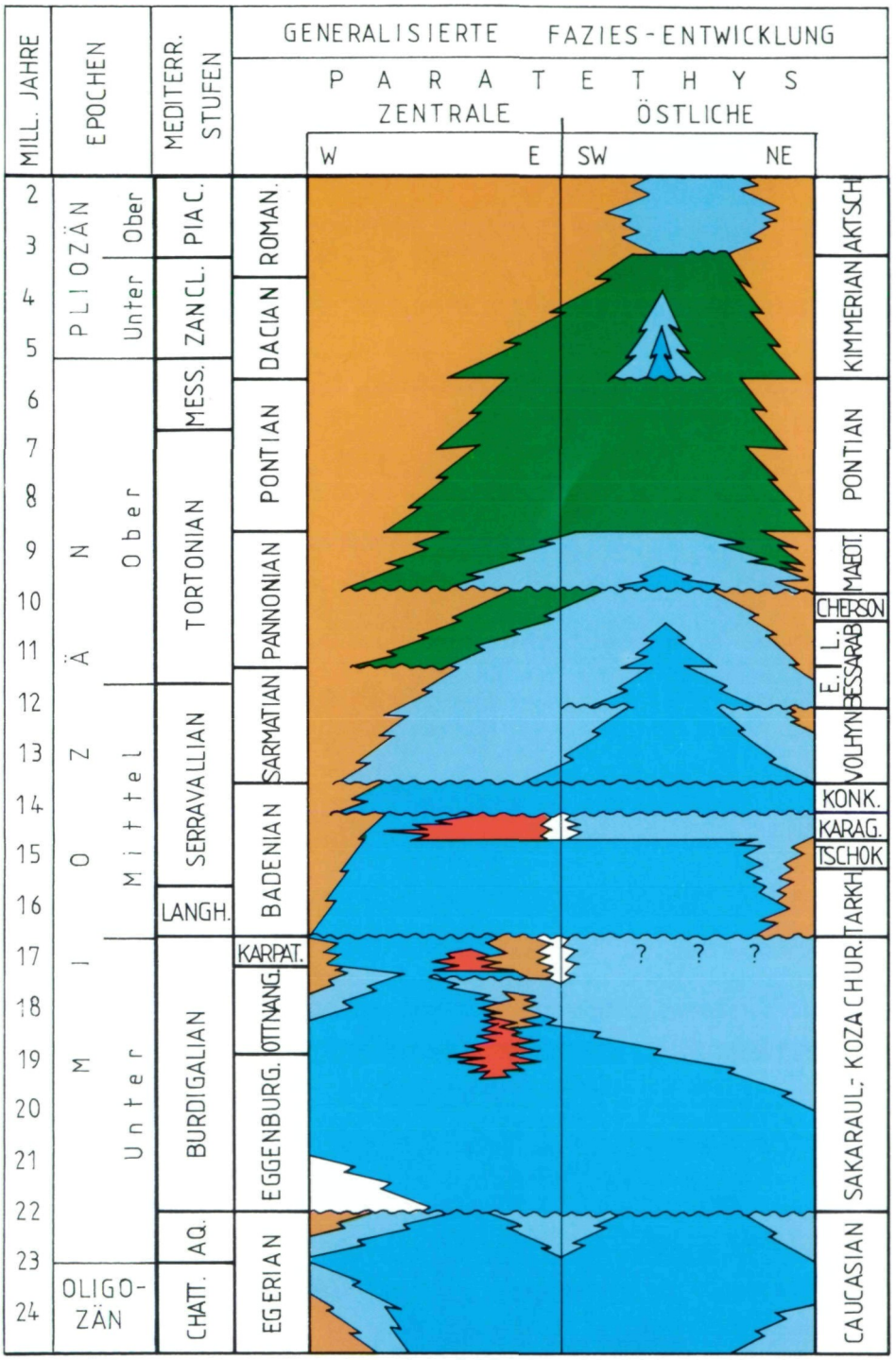
©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



Erläuterung = S. 163

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel 3

Palinspastische Rekonstruktion des zirkummediterranen Raumes am Ende des Oligozäns.

Durch eine offene Meeresverbindung zwischen Atlantik und Indopazifik waren Eurasien und Afrika völlig getrennt.

Tafel 4

Sedimentverteilung in der Zentralen Paratethys im tiefen Untermiozän.

Ein durch die aufsteigenden Karpaten geteilter, tiefer Molassetrog erstreckte sich von Oberbayern bis Südrußland. Die Verbindung von Oberitalien in den pannonischen Raum war wahrscheinlich unterbrochen.

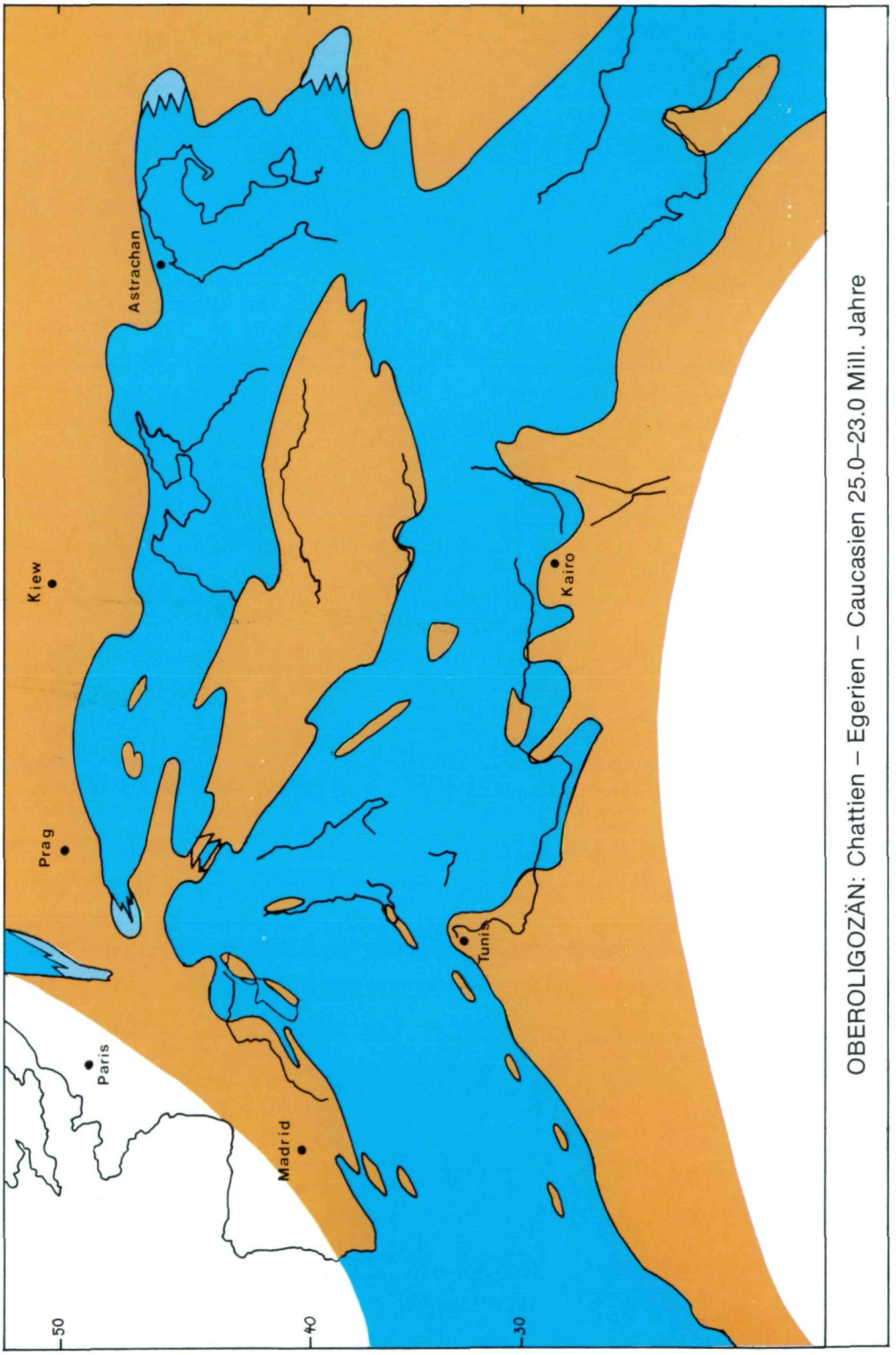
Tafel 5

Palinspastische Rekonstruktion des zirkummediterranen Raumes im höheren Untermiozän.

Eine erste Landbrücke zwischen Eurasien und Afrika entstand im Mittleren Osten. Von der Paratethys zum Mediterran wurden neue Meereswege über die westliche Molassezone und über Nordjugoslawien geöffnet.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

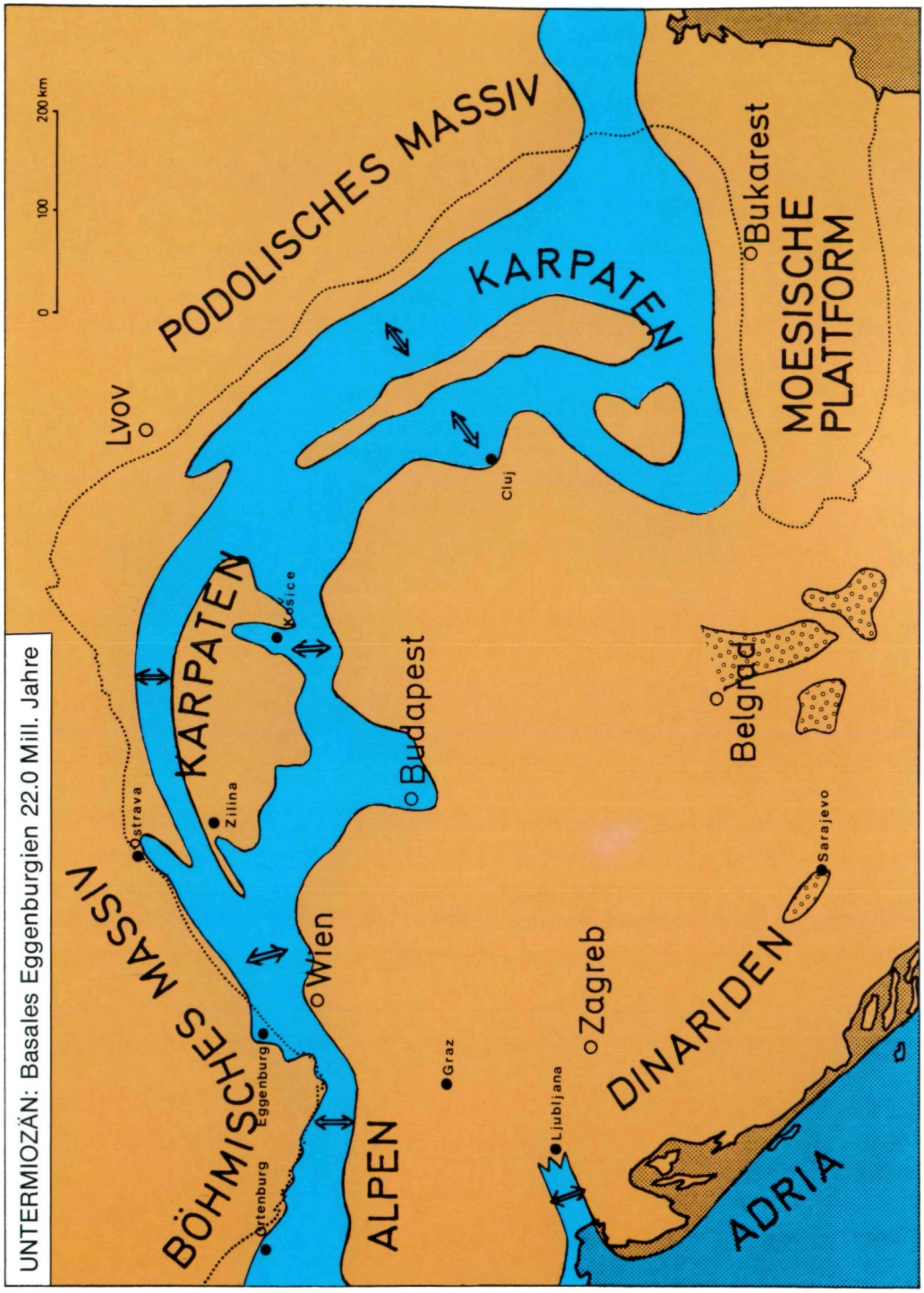
©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



OBEROLIGOZÄN: Chattien – Egerien – Caucasien 25.0–23.0 Mill. Jahre

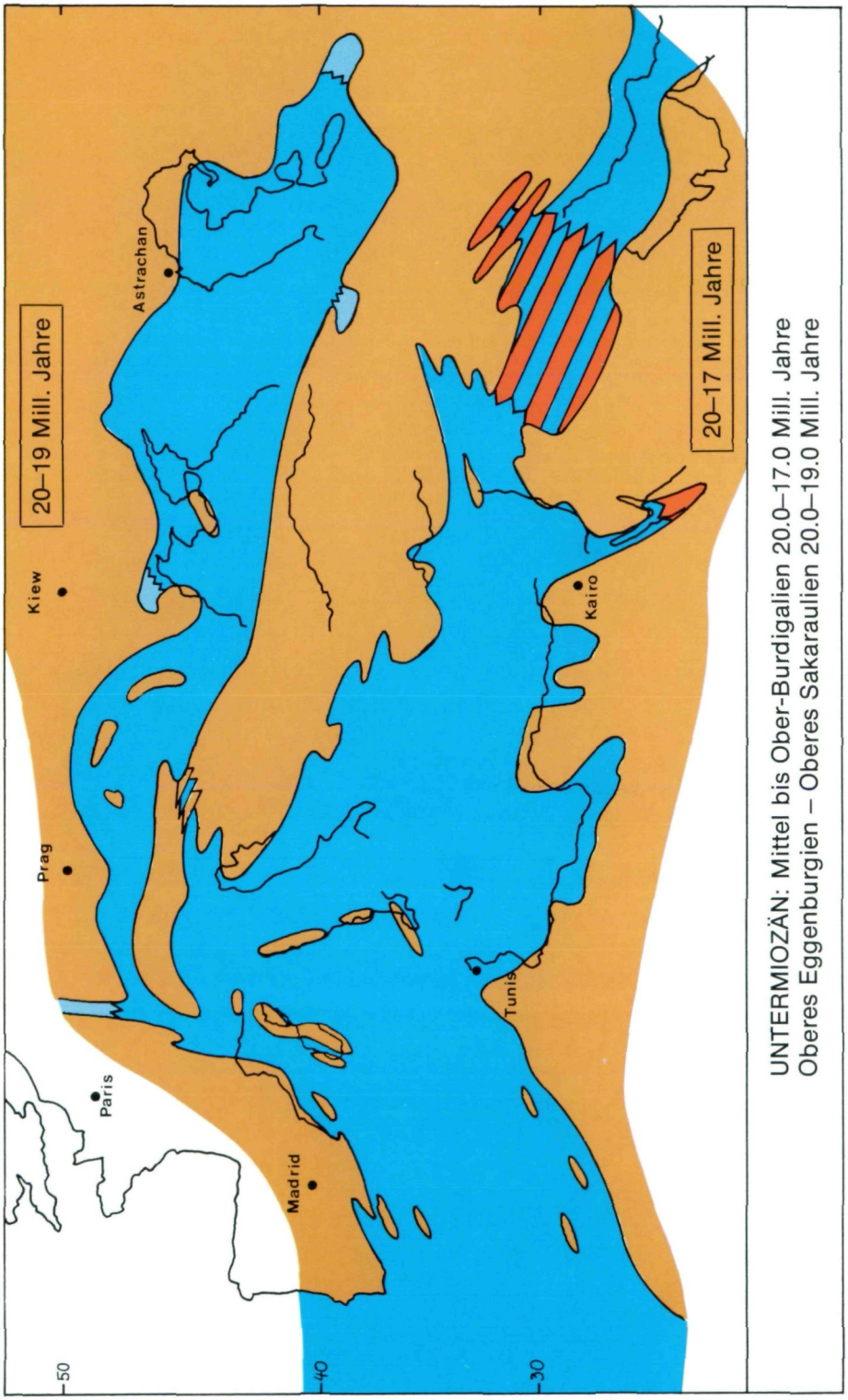
©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



UNTERMIOZÄN: Mittel bis Ober-Burdigalien 20.0–17.0 Mill. Jahre
Oberes Eggenburgien – Oberes Sakaraulien 20.0–19.0 Mill. Jahre

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel 6

Sedimentverteilung in der Zentralen Paratethys im oberen Untermiozän zur Zeit der „Oncophora-Schichten".

Hebungen führten zur Trockenlegung der westlichen Alpenvortiefe und zu Abschnürungen im Karpatenbogen. Evaporitbildungen in der Karpatenvortiefe und Verbrackungen in der Östlichen Paratethys waren die Folge.

Tafel 7

Sedimentverteilung in der Zentralen Paratethys am Ende des Untermiozäns.

Erste Vorläufer der mittelmiozänen Transgression brachten eine Ausweitung der marinen Biotope im pannonischen Raum und stießen bis in die niederösterreichische Molassezone vor. Die polnisch-rumänische Karpatenvortiefe verlandete.

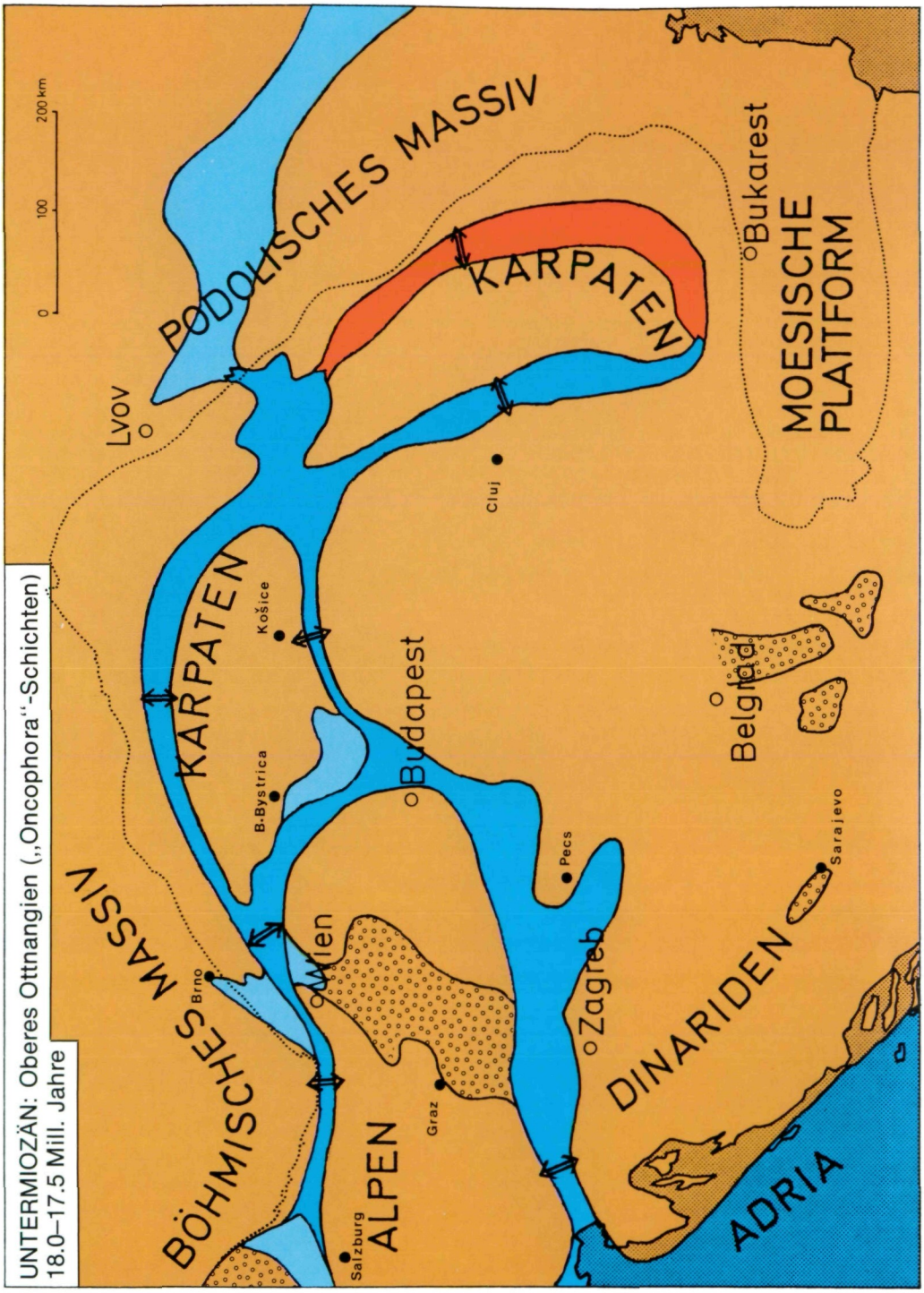
Tafel 8

Palinspastische Rekonstruktion des zirkummediterranen Raumes an der Basis des Mittelmiozäns.

Die große Mittelmiozäntransgression brachte Mediterran und Paratethys nochmals in den Einflußbereich einer zirkumäquatorialen Meeresströmung.

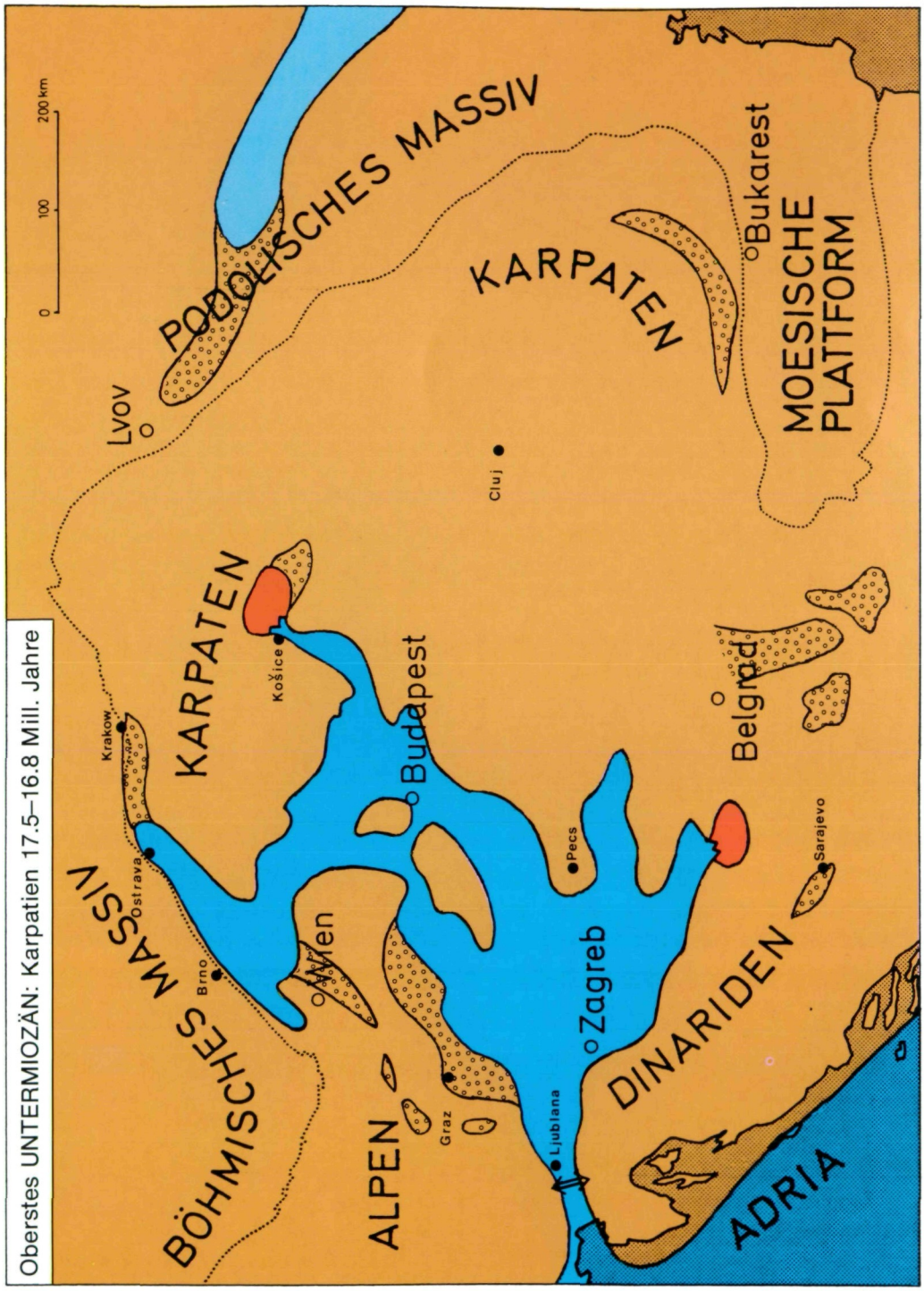
©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



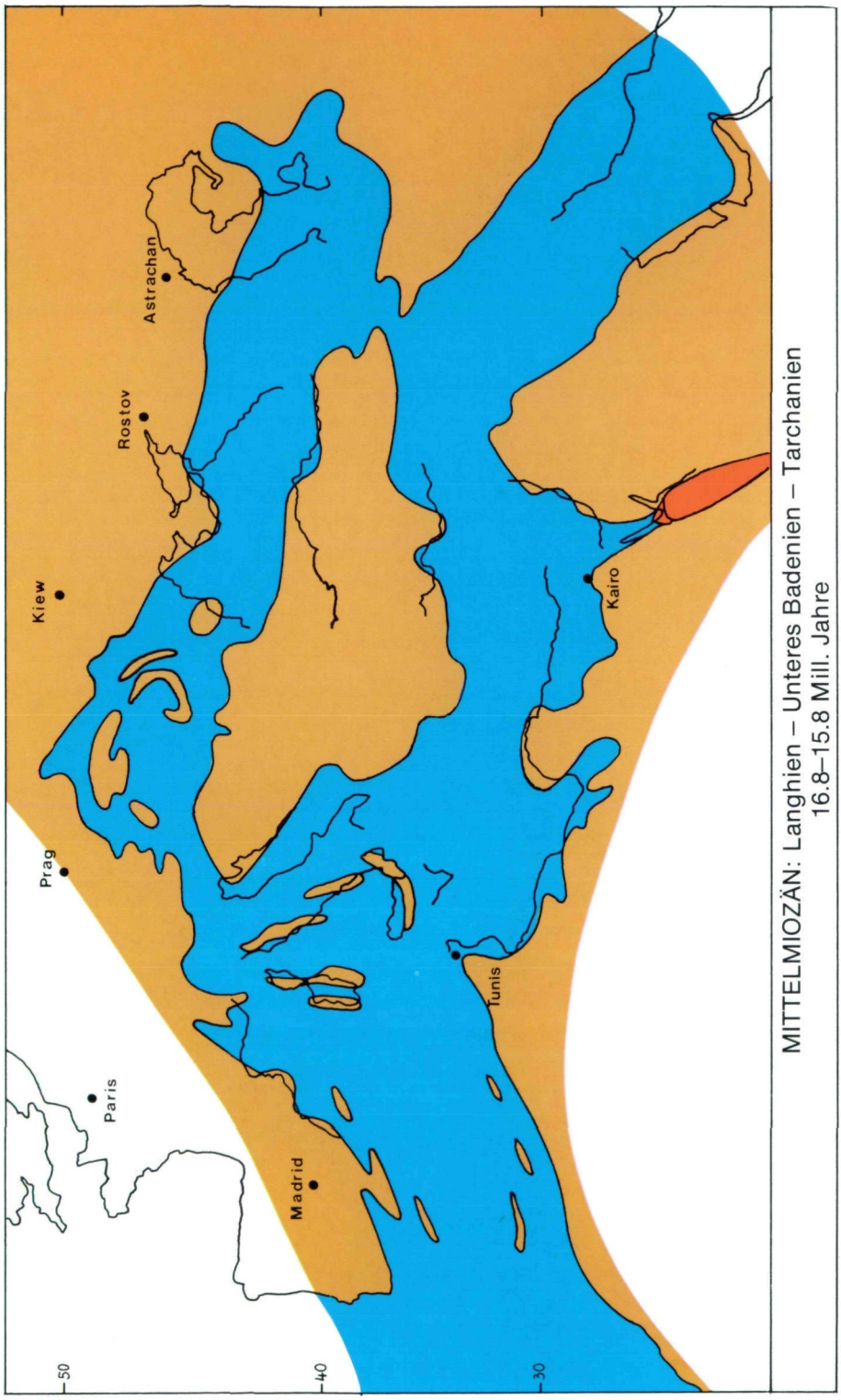
©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



MITTELMIOZÄN: Langhien – Unteres Badenien – Tarchanien
16.8–15.8 Mill. Jahre

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel 9

Palinspastische Rekonstruktion des zirkummediterranen Raumes im Mittelmiozän — mittleren Badenien.

Die Salinitätskrise in der Paratethys wurde durch eine Unterbrechung der offenen Meeresverbindungen hervorgerufen. Zeitweilige Landverbindungen bestanden zwischen Eurasien und Afrika.

Tafel 10

Palinspastische Rekonstruktion des zirkummediterranen Raumes im Mittelmiozän — oberes Badenien.

Das letzte marine Stadium der Paratethys brachte eine neuerliche Transgression aus dem Indopazifik.

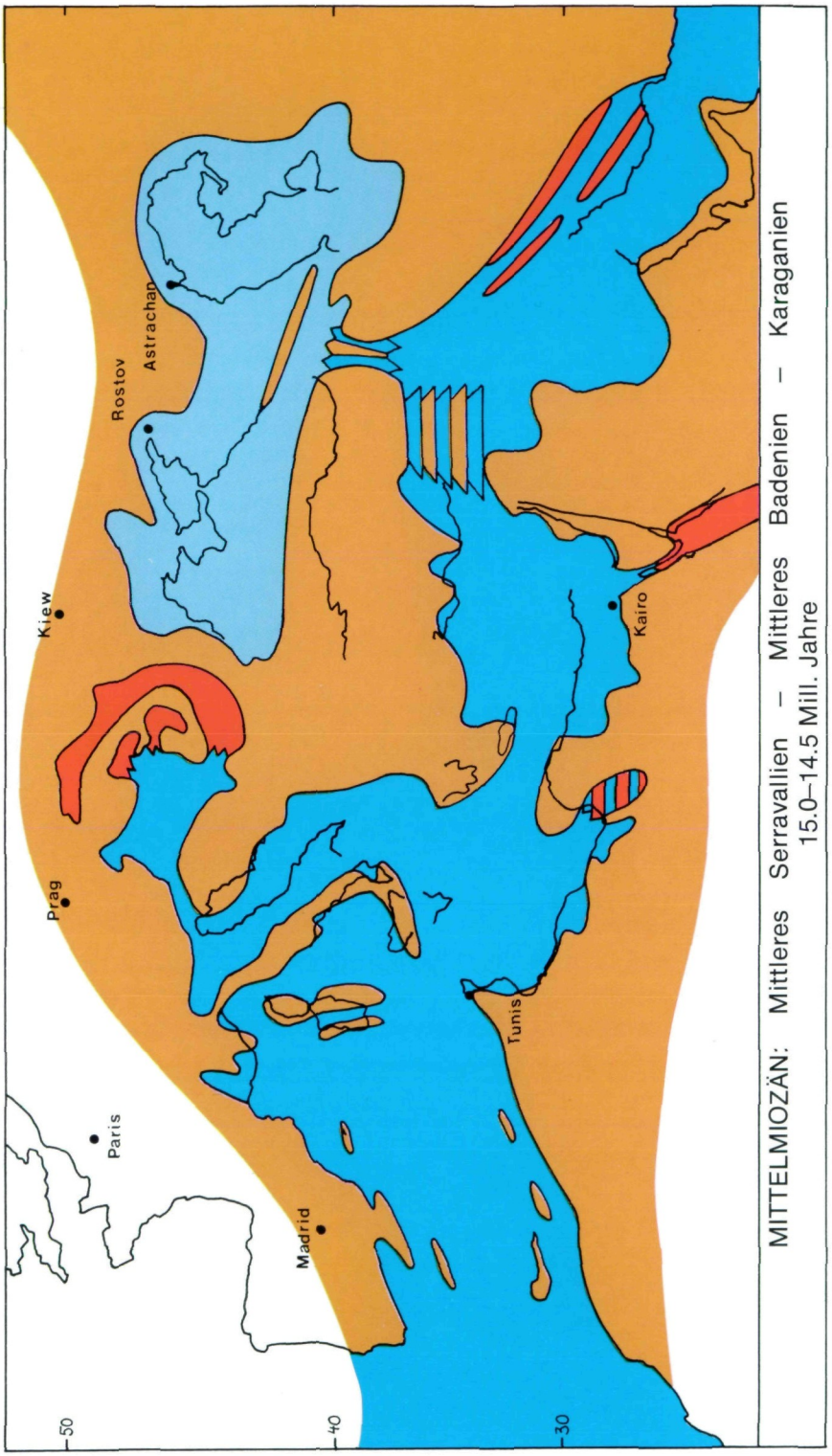
Tafel 11

Sedimentverteilung in der Zentralen Paratethys im oberen Mittelmiozän — Sarmatien.

Die Paratethys wurde zu einem stark gegliederten Binnenmeer mit reduzierter Salinität.

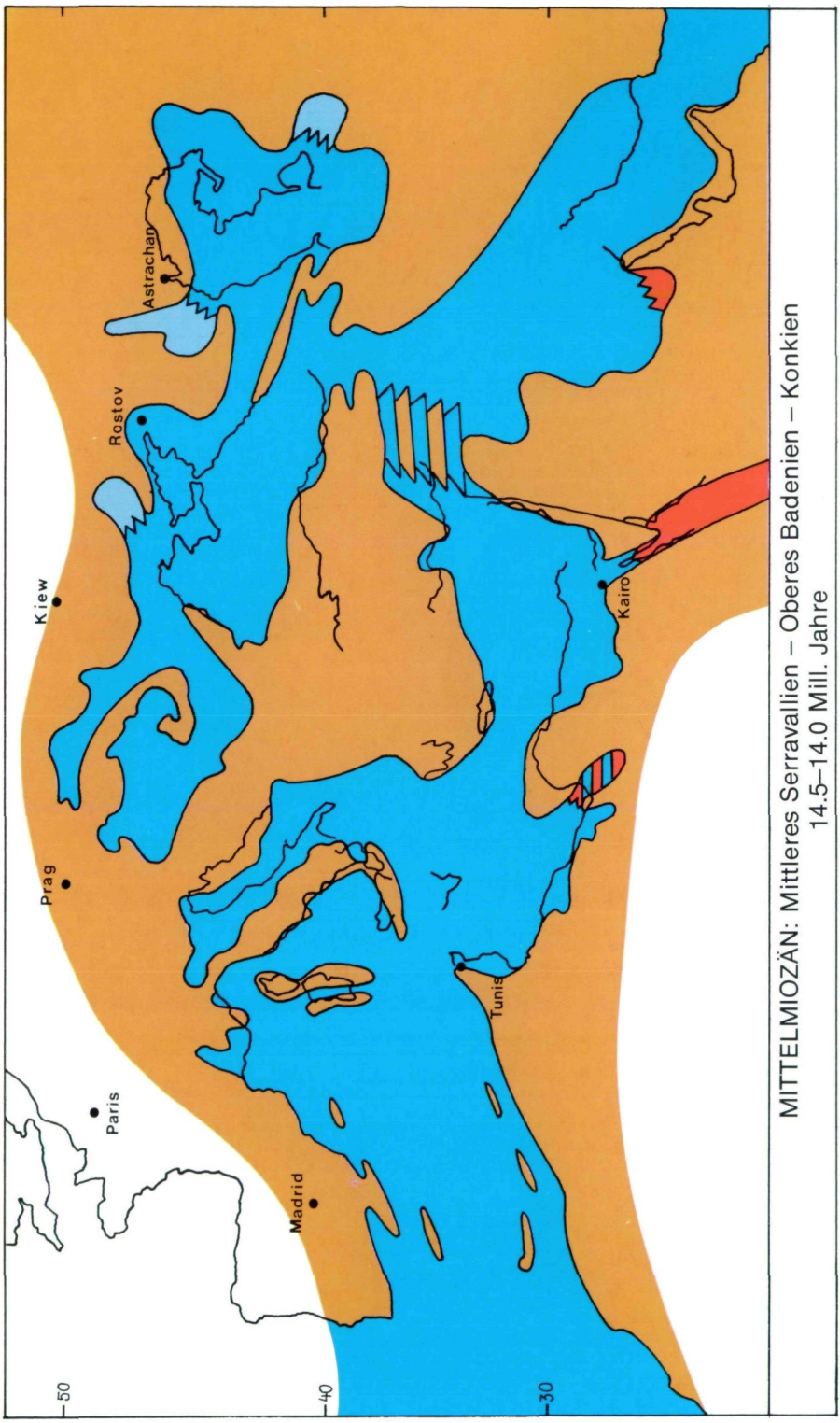
©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

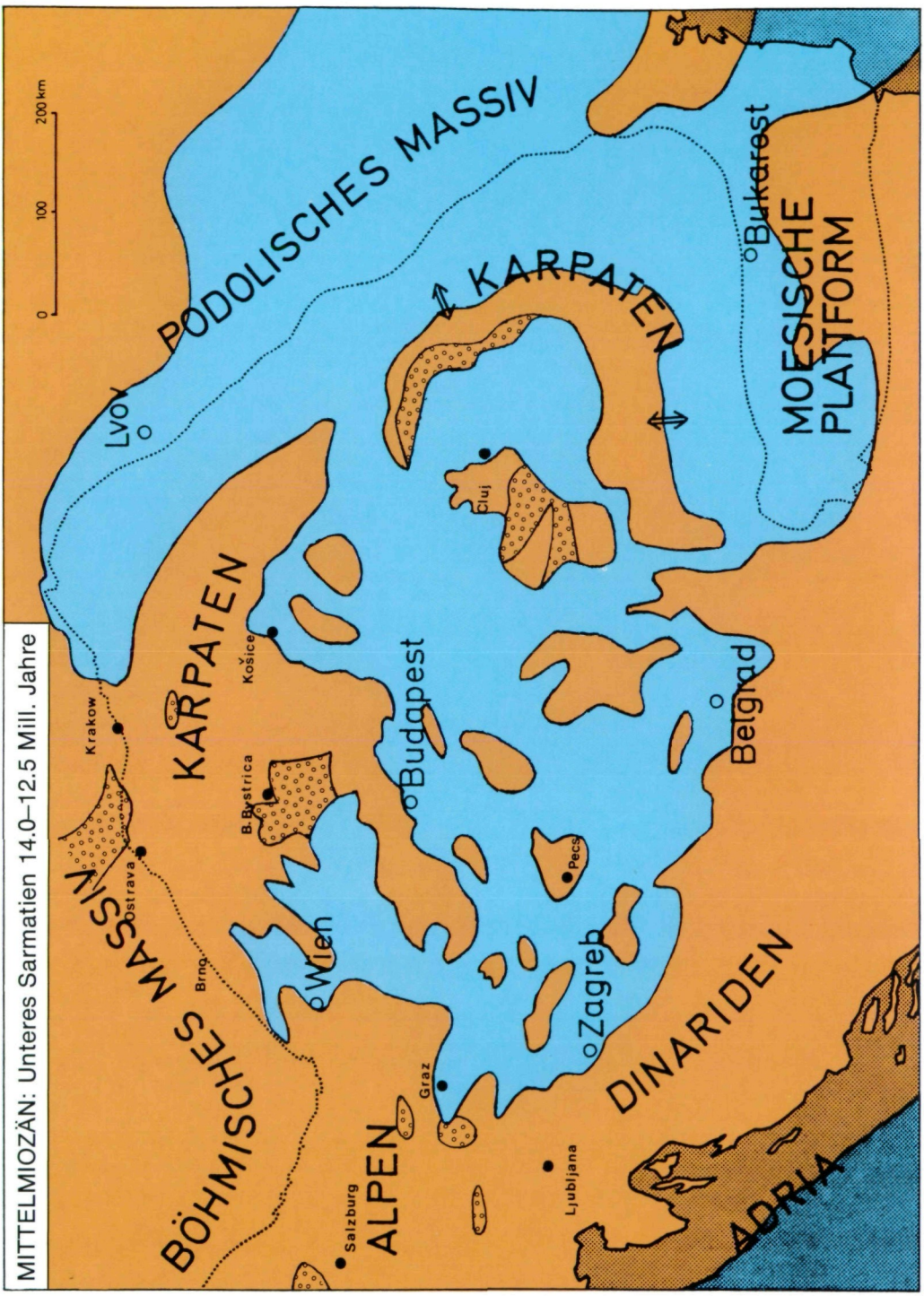
©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



MITTELMIOZÄN: Mittleres Serravallien – Oberes Badenien – Konkien
14.5–14.0 Mill. Jahre

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Tafel 12

Palinspastische Rekonstruktion des zirkummediterranen Raumes im tieferen Obermiozän.

Die endgültige Trennung des Mediterran vom Indopazifik und die Entstehung der Ägäis sind die wesentlichsten Ereignisse. Die arabische Landbrücke ermöglichte die Einwanderung von *Hipparion* nach Afrika. Die letzte Verbindung zur Paratethys entstand über die Dardanellen.

Tafel 13

Palinspastische Rekonstruktion des zirkummediterranen Raumes am Ende des Obermiozäns — Messinien.

Die Salinitätskrise im Mediterran folgte auf eine Unterbrechung auch der atlantischen Verbindungen. In der abgeschnürten Paratethys entstanden isolierte Teilbecken mit endemischen Faunen.

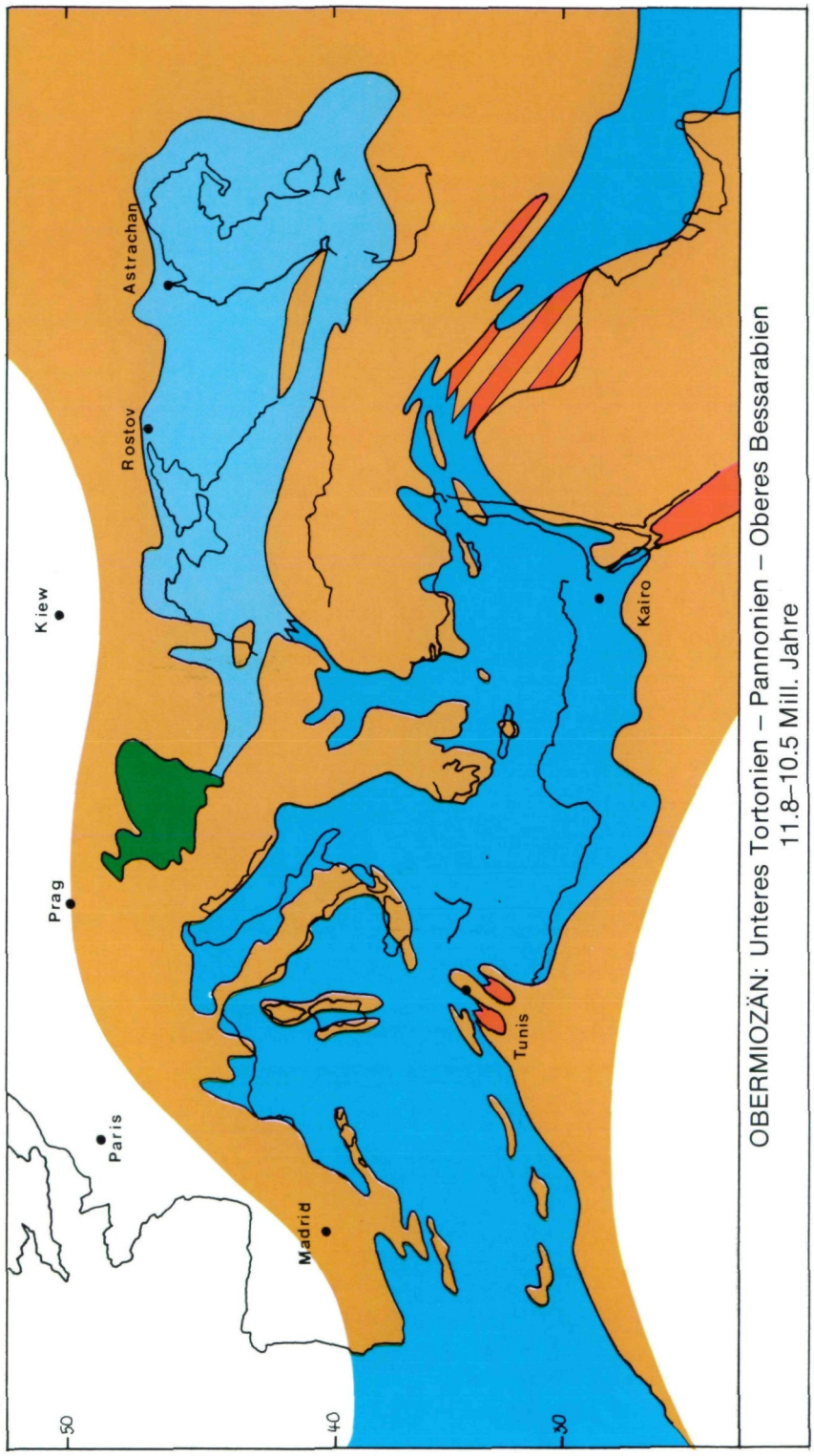
Tafel 14

Palinspastische Rekonstruktion des zirkummediterranen Raumes im Pliozän.

Die marine Überflutung des Mediterrans reichte bis in die Östliche Paratethys.

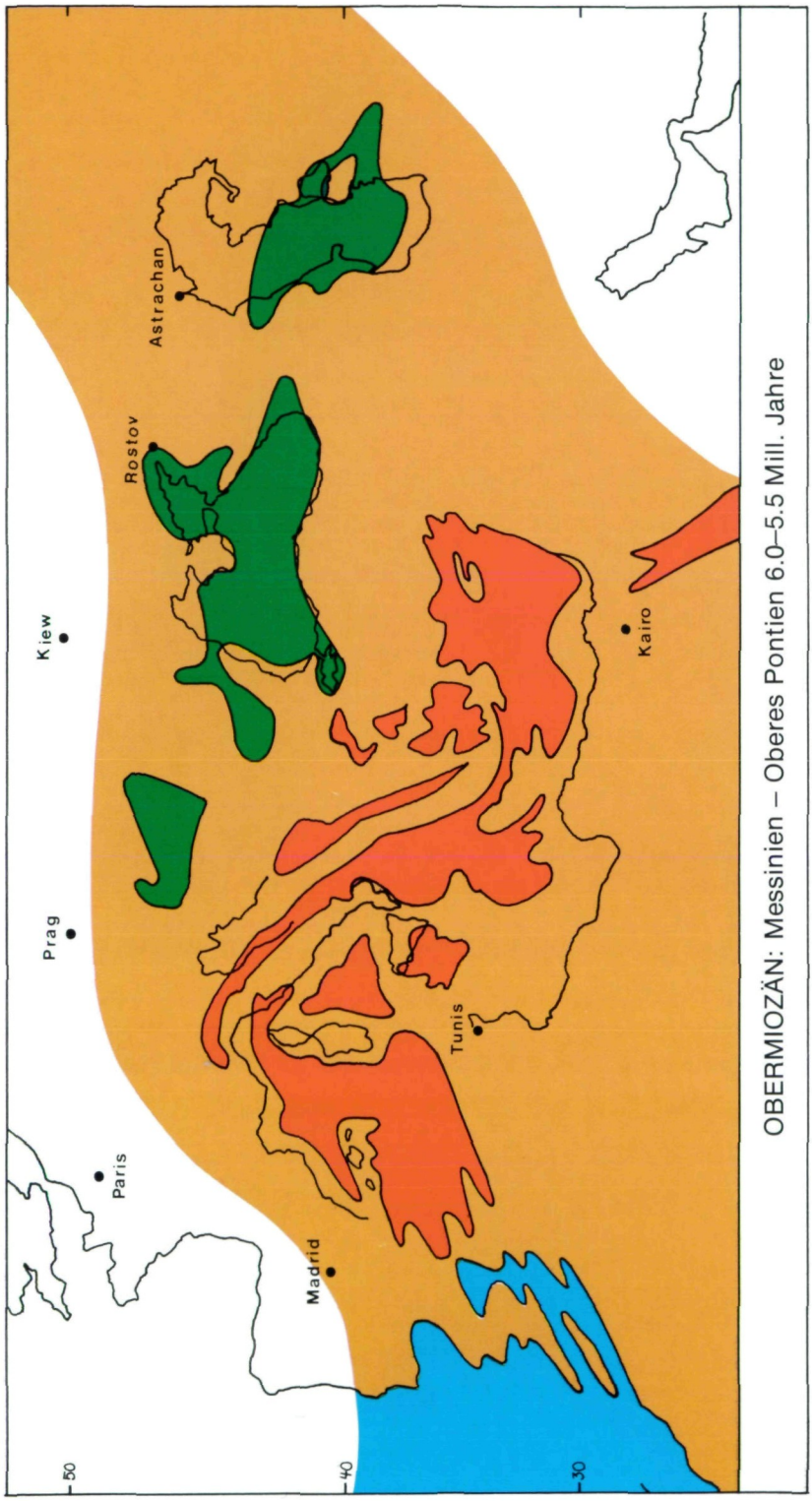
©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



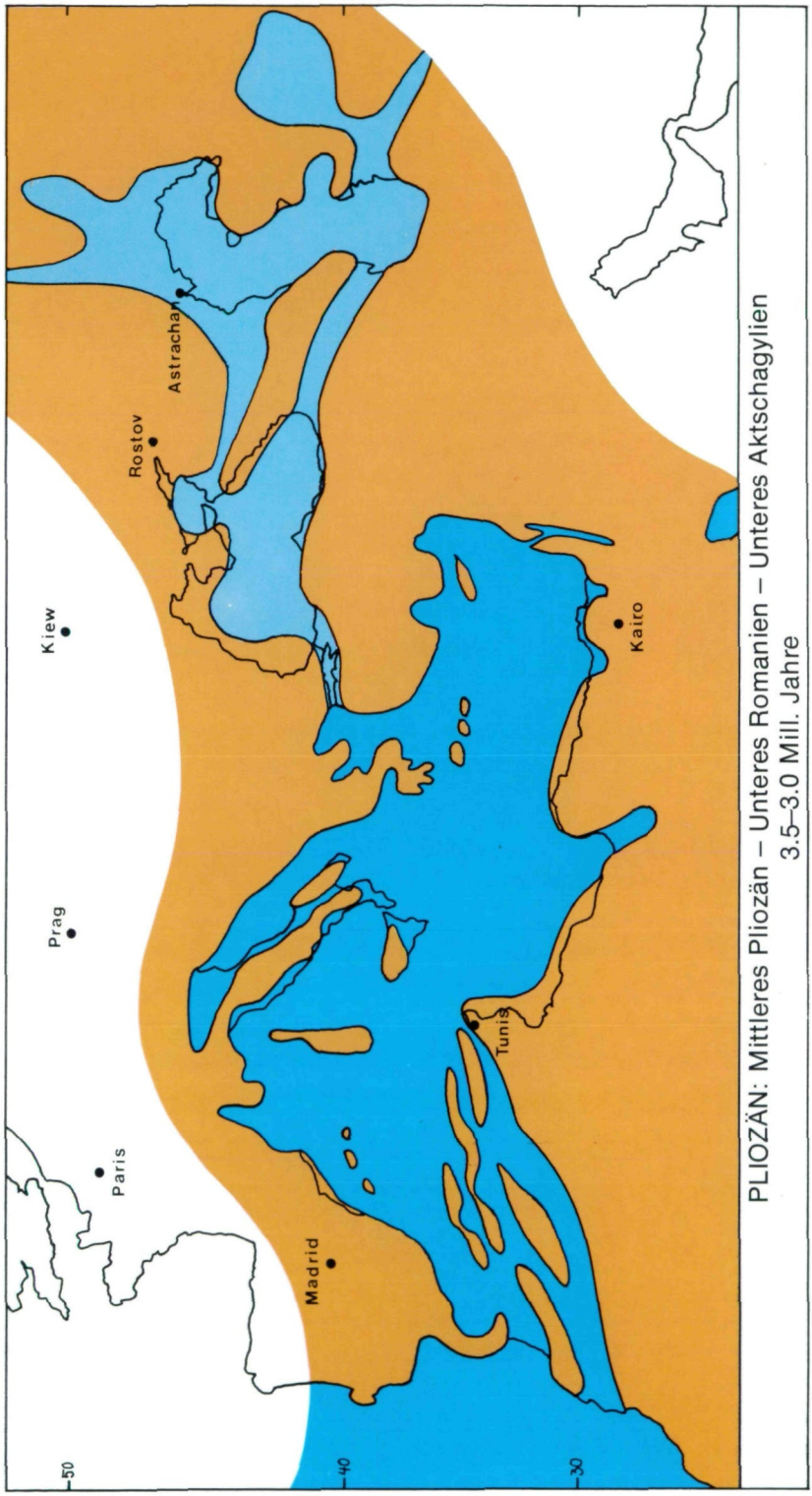
©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



PLIOZÄN: Mittleres Pliozän – Unteres Romanien – Unteres Aktschagylien
3.5–3.0 Mill. Jahre