

**Die Alpen im westmediterranen Orogen –  
eine plattentektonische Rekonstruktion**

von  
**Wolfgang Frisch**  
mit 5 Abb.

**Anschrift des Verfassers:**  
Doz. Dr. Wolfgang Frisch  
Institut für Geologie  
der Universität Wien  
Universitätsstraße 7  
A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 24 S. 263–275 Wien, Nov. 1977

## Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung, Summary, Résumé . . . . .	265
2. Einleitung . . . . .	265
3. Späte Trias (ca. 200 m. a.) . . . . .	266
4. Ende Jura (ca. 140 m. a.) . . . . .	268
5. Mittlere Kreide (ca. 110 m. a.) . . . . .	269
6. Oberkreide (ca. 75 m. a.) . . . . .	271
7. Frühes Oligozän (ca. 35 m. a.) . . . . .	273
8. Literatur . . . . .	274

## 1. Zusammenfassung

Paläogeographische Rekonstruktionen des westmediterranen Raumes werden für fünf Epochen (200, 140, 110, 75 und 35 m. a. vor heute) dargestellt und kurz erläutert. Schwerpunkt wird dabei auf die Verhältnisse in den Alpen und die Entwicklung der Adriatischen Platte gelegt.

### Summary

Paleogeographic reconstructions of the western Mediterranean area are presented and briefly discussed for five epochs (200, 140, 110, 75 and 35 m. y. BP). Emphasis is posed upon the relationships in the Alpine range and the evolution of the Adriatic plate.

### Résumé

Reconstructions paléogéographiques de la partie occidentale de la Méditerranée sont présentée et brièvement discutée pour cinq époques (200, 140, 110, 75 et 35 m. a.). Accentuation est posée sur les relations dans la chaîne des Alpes et l'évolution de la plaque Adriatique.

## 2. Einleitung

In der vorliegenden Arbeit wird ein plattentektonisches Modell des westmediterranen Raumes vorgestellt, das speziell auf die Verhältnisse in den Alpen ausgerichtet ist. Bisherige Modelle (z. B. DEWEY et al., 1973; CHANNEL & HORVATH, 1976; BIJU-DUVAL et al., 1977) brachten in bezug auf die Alpen keine befriedigenden Lösungen. Bei den hier wiedergegebenen Rekonstruktionen wird nicht auf Details der westmediterranen Gebirgsketten (Apennin, Pyrenäen, Betische Cordillere, Atlas) eingegangen, doch stehen die gezeigten Schollenbewegungen in Einklang mit der Geologie und der Faziesverteilung in diesen Ketten und sind zum Teil in Anlehnung an BIJU-DUVAL et al. (1977) dargestellt. Auf eine Rekonstruktion des ostmediterranen Raumes wurde vorerst verzichtet.

Den dargestellten Vorgängen im Alpenraum liegt ein plattentektonisches Modell der Ostalpen zugrunde (FRISCH, in Druck, s. a. 1976), das auch auf die Westalpen anwendbar ist. Grundgedanken sind dabei die von interne in externe Bereiche wandernde Subduktions- bzw. tektonische Aktivität, sowie die Koppelung der Entstehung der mobilen, ozeanischen Bereiche der Alpen mit dem etappenweisen Aufbrechen des atlantischen Ozeans. Ein wesentlicher Faktor in der Entwicklung des Mediterranraumes ist die lange Zeit anhaltende linksseitige Verschiebung zwischen den großen Kontinentalblöcken Eurasien und Afrika in Jura und Kreide, was zur Zerbrechung und zur Abspaltung kleiner kontinentaler Schollen, sogenannter Mikrokontinente, führte.

Im folgenden werden für fünf verschiedene Zeitepochen zwischen ausgehender Trias und Alttertiär paläogeographische Rekonstruktionen gezeigt, wobei auf die jeweiligen faziellen Verhältnisse Rücksicht genommen wird. Für die gewählte Darstellung der Entwicklung der Adriatischen Platte, die für die Orogenese der Alpen eine Schlüsselstellung einnimmt, waren zusätzlich paläomagnetische Daten ausschlaggebend. Die Positionen von Afrika und Eurasien wurden der Arbeit von BIJU-DUVAL et al. (1977) entnommen; in dieser Publikation weisen die Autoren jedoch ausdrücklich auf große Fehlertypen in den Paläopositionen der beiden gro-

ßen Kontinente hin, wodurch jedes Modell, das das Geschehen zwischen diesen Kontinenten darstellt, mit einer entsprechenden zusätzlichen Unsicherheit behaftet ist. Dadurch werden vorerst auch genaue Abwicklungen der eingeengten Krustenbereiche hinfällig, weil damit nur eine Genauigkeit vorgetäuscht würde, die nicht gegeben ist. Dennoch glaube ich, daß das dargestellte Modell gerade für die Alpen einen gut gangbaren Weg aufzeigt.

### 3. Späte Trias (ca. 200 m. a.)

Zur Zeit der Trias besteht Pangäa, die Gondwana und Laurasien umfaßt, noch als zusammenhängender Superkontinent. Im späteren Mittelmeerraum waren auch die im Laufe des alpidischen Zyklus abgespaltenen kleinen Kontinentalschollen im Zwickel zwischen Eurasien und Afrika mit Pangäa noch verbunden. Abb. 1 zeigt, wie diese später selbstständig gewordenen „Mikrokontinente“ in diesem Raum verteilt gedacht werden können. Die Position der Iberischen Halbinsel wurde LE PICHON et al. (1977) entnommen, was gegenüber BIJU-DUVAL et al. (1977) eine weitergehende Schließung der Biscaya bedeutet. Dies erscheint aufgrund der Bathymetrie in der Biscaya berechtigt. BIJU-DUVAL et al. haben hingegen offensichtlich ausgedünnte kontinentale Kruste in voller Breite belassen. Corsica und Sardinien sowie der kalabrische Kristallinkern sind an die Ostseite von Iberien zurückkro- tiert, ebenfalls enger an Iberien angedrückt als bei BIJU-DUVAL et al.

Für die Position der adriatisch-südalpin-ostalpinen Region wurden neue Wege beschritten. Aufgrund paläomagnetischer Daten (ZIJDERVELD et al., 1970; SOFFEL 1972; CHANNEL & HORVATH, 1976) war der adriatische Raum gegenüber Afrika ähnlich orientiert wie es heute der Fall ist, was CHANNEL & HORVATH (1976) veranlaßte, diesen Bereich bis in die jüngste Epoche der alpidischen Entwicklung als fix an Afrika gebundenes Vorgebirge dieses Kontinents zu sehen, und zwar in einer doch deutlich unterschiedlichen Position wie in Abb. 1. In der Abb. 1 wurde nämlich Sizilien als Verbindungsglied zwischen Apulien und Tunesien verschoben. Dies geschah aus dem Grund, weil sonst die spätere Adriatische Platte eine Form erhielte, die nicht den Gegebenheiten entspräche; es würde an ihrer Westseite ein größerer Sporn aus kontinentaler Kruste entstehen, für den es keine Anhaltspunkte gibt. Andererseits paßt sich Sizilien zwangslässig in die dargestellte Position ein.

Die Position des Ostalpins, gezeigt an der Darstellung der Nördlichen Kalkalpen (die strichlierte Linie markiert die heutige Längserstreckung), ist gegenüber dem adriatischen Raum verdreht, was wieder auf paläomagnetischen Daten fußt (HARGRAVES & FISCHER, 1959; MAURITSCH & FRISCH, in Druck). Aus den paläomagnetischen Messungen rekonstruiert sich als Mittelwert eine Paläobreite, die der dargestellten Position entspricht (MAURITSCH & FRISCH, l. c.: Abb. 9). Die Fortsetzung des Ostalpins in die entsprechenden karpatischen Einheiten ist nur mit sehr ungefähren Umrissen dargestellt, ebenso die östliche Begrenzung des adriatisch-ostalpinen Raumes gegen den ozeanischen Bereich der Tethys.

Die adriatische Region fand ihre Fortsetzung in weiteren Bereichen mit kontinentaler Kruste, die im ostmediterranen Raum mit Afrika verbunden waren und heute in den Helleniden und in Kleinasien wiederzufinden sind, die aber hier ebenso nicht zur Darstellung gelangen wie deren nördliche kontinentale Gegenstücke, mit denen sie später kollidiert sind.

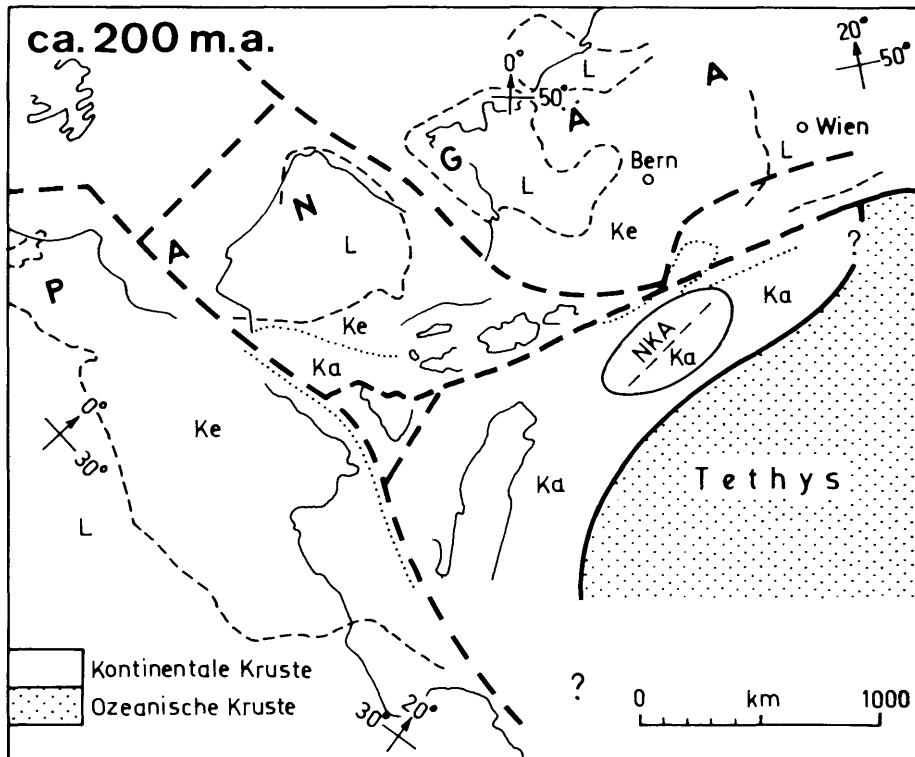


Abb. 1: Paläogeographische Rekonstruktion des westmediterranen Raumes in der späteren Trias (ca. 200 m. a.). L = Landgebiet, Ke = Keuperfazies, Ka = Karbonatplattform. Nach BIJU-DUVAL et al. (1977) stark verändert.

Legende zu Abb. 1–5: Europa ist auf allen Abbildungen in gleicher Position dargestellt. Zur Orientierung sind die Küstenumrisse der französischen Westküste, von Iberien, den west-mediterranen Inseln, Sizilien, der Adria, von Nordafrika und Neufundland gezeigt. Das heutige Gradnetz ist an je zwei Punkten in Europa und Afrika auf Abb. 1 markiert.

Stark gepunktet: ozeanische Kruste; weiß: kontinentale Kruste; starke ausgezogene Linien: Umrisse kontinentaler Schollen; strich-punktiert: wichtige Transform-Störung; starke unterbrochene Linien: spätere Durchrißstellen der kontinentalen Kruste; Dreiecke: Rand der Oberplatte an konvergenten Plattengrenzen (in Betischer Cordillere nicht dargestellt). Kreis mit „NKA“ gibt Lage der Nördlichen Kalkalpen (Ostalpin) an, die strichlierte Linie markiert deren heutige Längserstreckung. Weitere Erklärungen im Text.

Im Alpenraum bilden der helvetische und der mittelpenninische Bereich, die sich ebenfalls durch kontinentale Kruste auszeichnen, mit dem eurasischen Festland und dem Ostalpin eine zusammenhängende Masse. Daraus ergibt sich ein breiter Raum zwischen dem heutigen Alpennordrand (durch die Linie Bern – Wien auf Abb. 1 etwa gekennzeichnet) und dem ostalpinen Faziesbereich.

Aus Abb. 1 ist ersichtlich, daß der ozeanische Bereich der Tethys gegen Westen an der adriatischen Scholle endet und westlich davon breite Schelfbereiche anschließen. Mit Annäherung des Tethysrandes (ozeanischer Bereich) erfolgt am Schelf eine Abtiefung der Faziesräume, wie es von Kontinentalrändern des „atlantischen Typs“ her bekannt ist: die Keuperfazies im NW und W weicht in Annäherung an

den Ozean einer in stetiger Absenkung begriffenen Karbonatplattform mit Bereichen tieferen Wassers gegen SE und E. Zu bemerken wäre hier, daß eine etwas gegen NE verschobene Position des Ostalpins eine bessere fazielle Übereinstimmung mit dem mittelpenninischen Raum (Briançonnais) ergeben würde.

Im Bereich der späteren Betischen Cordillere greift die Fazies tieferen Wassers weit nach Westen vor; hier machen sich vermutlich schon erste Bewegungen entlang der im tieferen Jura erfolgten Dislokationen bemerkbar.

Die Verteilung von Land und Meer sowie die Faziesverteilung auf den Schelfrändern der Tethys wurden in Abb. 1 in abgeänderter Form von BIJU-DUVAL et al. (1977) übernommen: Landgebiete (L) sind mit dünnen strichlierten Linien umrissen, die Grenze zwischen Keuperfazies (Ke) und Karbonatplattform (Ka) ist zart punktiert.

#### 4. Ende Jura (ca. 140 m. a.)

Im Lias beginnt sich der zentrale Atlantik zwischen Nordamerika und Afrika unter Bildung ozeanischer Kruste um einen Rotationspol im nördlichen Europa (LE PICHON et al., 1977) zu öffnen. Da sich der zentrale Atlantik im Jura noch nicht wie heute zwischen Neufundland und Iberien fortsetzt, ist die Fortsetzung

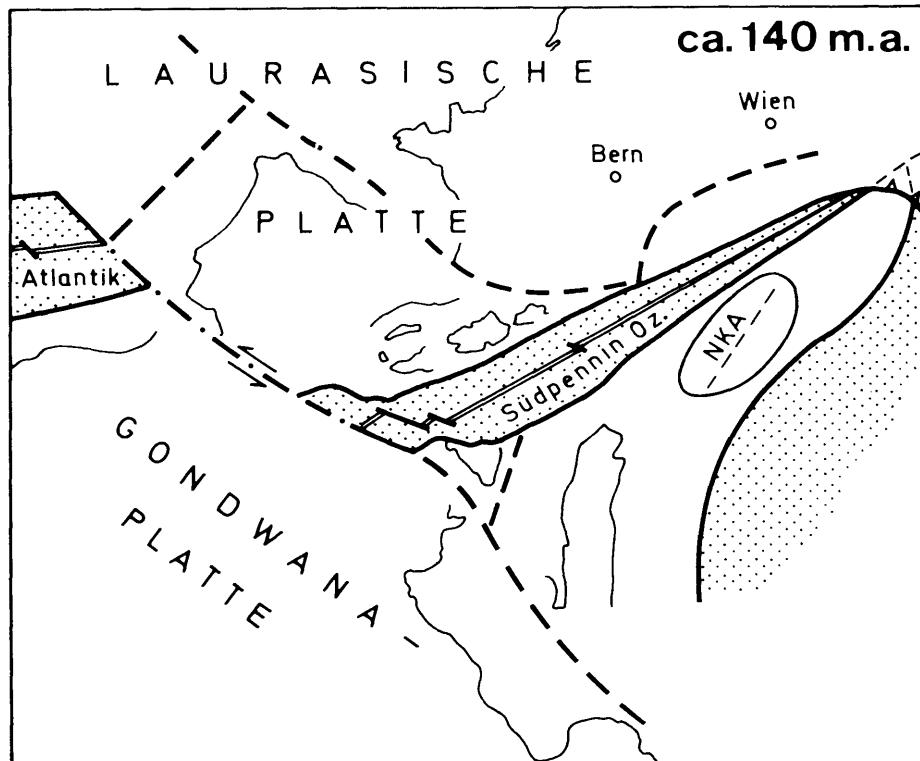


Abb. 2: Paläogeographische Rekonstruktion des westmediterranen Raumes zu Ende der Jura-zeit (ca. 140 m. a.)

der Plattengrenze zwischen Laurasien und Gondwana nur entlang einer Transform-Störung zwischen Iberien und Afrika denkbar, wie sie in Abb. 2 eingetragen ist und auch bei BIJU-DUVAL et al. (1977) dargestellt wird. Bei den zuletzt genannten Autoren spaltet sich die weitere Fortsetzung der Plattengrenze an einem Tripelpunkt auf und findet sich einerseits in der neu gebildeten „Mesogea“ zwischen der abgespaltenen Adriatischen Platte und Afrika, andererseits in einem sehr schmalen ozeanischen Streifen zwischen Adriatischer Platte und Eurasien, dem Südpenninischen Ozean entsprechend. Die Öffnung der „Mesogea“ zu diesem Zeitpunkt kann geologisch jedoch nicht untermauert werden, wie auch die paläomagnetischen Daten (loc. cit.) die damit verbundene Rotation nicht bestätigen.

Der Südpenninische Ozean der Alpen, vorwiegend von ozeanischer Kruste unterlagert, hat eine Entstehungsgeschichte, die aufgrund unserer heutigen Kenntnis mit jener des zentralen Atlantik übereinstimmt. Es ist daher naheliegend und gerechtfertigt, den Atlantik östlich der Transform-Störung zwischen Iberien und Afrika nur im Südpenninischen Ozean fortsetzen zu lassen (Abb. 2), während die adriatische Scholle noch mit Afrika vereinigt bleibt, was auch durch die Faziesverteilung unterstützt wird und bei CHANNEL & HORVATH (1976) im Prinzip ähnlich dargestellt wird. Der Südpenninische Ozean ist somit nicht ein jüngeres Anhängsel der Tethys, sondern Teil des frühen Atlantik und mit diesem durch eine R-R-(Rücken-Rücken-)Transform-Störung verbunden (ROEDER, 1976).

Durch den ziemlich nahe gelegenen Rotationspol zwischen Afrika und Laurasien verschmälert sich der Südpenninische Ozean nach NE rasch. Auffallend ist, daß sich ein ziemlich geradliniger Verlauf dieses Ozeans ergibt. Die Plattengrenze zwischen Laurasien und Gondwana wird wahrscheinlich über eine kleine Transform-Störung und eine gleichzeitig mit der Öffnung tätigen Subduktionszone im Dinaridenraum in die Tethys übergeleitet. Eine hier nicht gezeigte Rekonstruktion der Verhältnisse im Dogger läßt erkennen, daß der Südpenninische Ozean im Bereich der Alpen noch sehr schmal war, was durch die vermutlich geringe Beteiligung von tieferjurassischen Schichten, die z. T. nur randlich und in Turbiditform (Präpiemontais) auftreten, bestätigt wird.

Der Vorgang der Öffnung des Südpenninischen Ozeans spiegelt sich in der Fazies der ostalpinen Einheiten wider. Die Abspaltung des Ostalpins etc. vom eurasischen Festland bewirkt eine völlige Umstellung und Neuordnung der Fazies in diesem Raum. Es bildet sich ein unruhiges Relief heraus, die terrigene Zufuhr wird abgeschnitten, und es herrschen vorwiegend pelagische Verhältnisse mit geringen Sedimentationsraten. Am nordwestlichen Schelf des Südpenninischen Ozeans läßt sich gegen den höheren Jura, also zu einer Zeit, als der Südpenninische Ozean schon eine gewisse Breite erreicht hat (Abb. 2), eine Absenkung des Schelfrandes in pelagisches Milieu feststellen. Diese Absenkung erfaßt nicht nur den mittelpenninischen Raum, sondern auch das anschließende Helvetikum. Erste Bewegungen zwischen der in der Kreide abspaltenden mittelpenninischen „Briançoniischen Platte“ (nom. nov.) und dem Helvetikum führen jedoch bereits früh zu differenzierten Entwicklungen in beiden Räumen, wie sich aus der Faziesverteilung der Westalpen ergibt.

##### 5. Mittlere Kreide (ca. 110 m. a.)

Die relativ einfache Situation mit zwei großen Platten hält bis in die Untere Kreide an. Die Adriatische Platte kann maximal bis etwa zu der in Abb. 3 dargestellten Zeit mit Afrika verbunden bleiben. Spätestens in der mittleren Kreide, oder etwas

früher kommt es zum Losreißen der Adriatischen Platte von Afrika, was durch Abrißstrukturen an der afrikanischen Nordküste im östlichen Mittelmeer untermauert wird (D. ROEDER, mündl. Mitt.). Das Losreißen ergibt sich daraus, weil sonst in der Oberkreide durch die rasche Ost-Drift von Afrika im dinarisch-karpatischen Raum zu große kontinentale Überlappungsbereiche entstehen würden und der Südpenninische Ozean enorme Breite erlangen würde, wofür es keine Anhaltspunkte gibt – im Gegenteil, wir müssen in diese Zeit bereits die teilweise Schließung dieses Ozeans legen (s. nächstes Kap.). Abb. 3 zeigt somit, daß die maximale Breite des Südpenninischen Ozeans in dessen mittlerem und südlichem Teil nicht viel mehr als 500 km betragen haben kann.

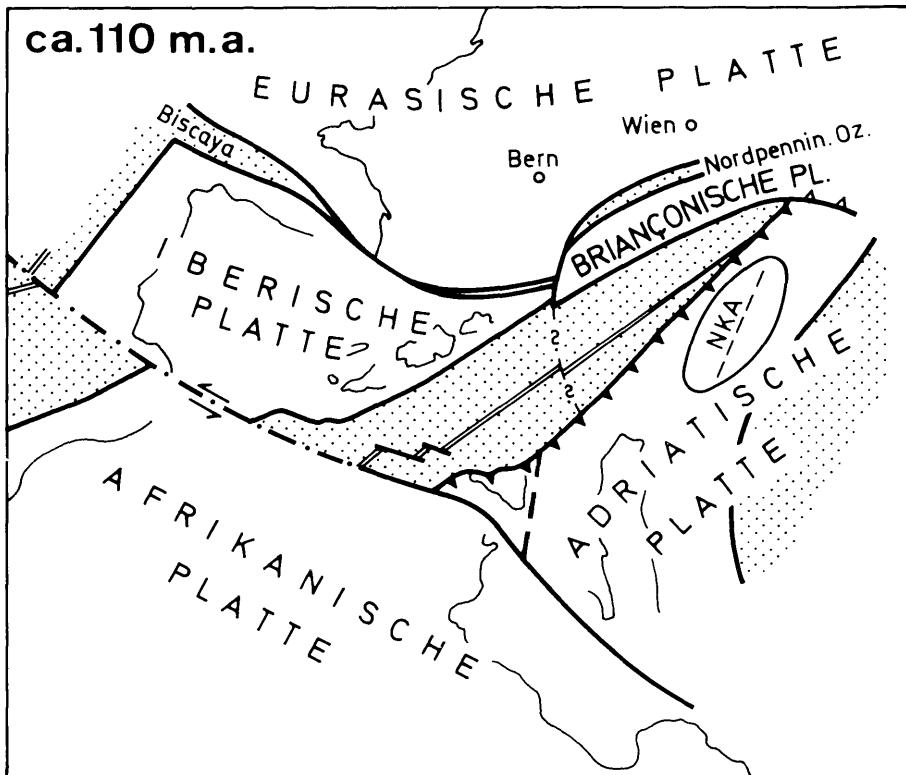


Abb. 3: Paläogeographische Rekonstruktion des westmediterranen Raumes in der mittleren Kreide (ca. 110 m. a.).

Mit der beginnenden Kreide bildet sich zwischen Mittelpennin und Helvetikum eine Senke, der Nordpenninische Trog heraus, der anfangs wohl nur von ausgedünnter ozeanischer Kruste unterlagert war, im Laufe der mittleren und höheren Kreide jedoch ebenfalls vermutlich großteils ozeanischen Untergrund aufwies; dies kann durch das weitgehende Fehlen einer kristallinen Basis und dem Auftreten von Ophiolithen abgeleitet werden (FRISCH, in Druck).

Mit dem Abspalten der Iberischen (gleichzeitig mit der ersten Öffnung im Golf von Biscaya und krustaler Ausdünnung in den Pyrenäen) und der Briançönischen

Platte beginnt die Subduktion des Südpenninischen Ozeans unter die Adriatische Platte. Die Iberische und die Brianconische Platte haben zwar eine vermutlich sehr ähnliche Entwicklungsgeschichte, die mit dem etappenweisen Durchbrechen des Atlantik nach Norden in Zusammenhang steht, dennoch kann es sich aufgrund der auszuführenden Rotation nicht um eine einzige Scholle handeln, da in den Pyrenäen keine Bereiche mit ozeanischer Kruste bekannt sind. Subduktion im Mittelmeerraum und Aufreißen des Nordatlantik sind somit zumindest teilweise gleichzeitige und sich kompensierende Bewegungsvorgänge.

#### 6. Oberkreide (ca. 75 m. a.)

In der Oberkreide, mit etwa 80 m. a., findet in den Ostalpen die Kollision zwischen dem Mittelpennin und dem Ostalpin statt, nachdem der Südpenninische Ozean nach SE subduziert wurde. Dieser Vorgang schlägt sich in Mélangestrukturen mit ozeanischen Sedimenten, Trogssedimenten und Ophiolithen nieder, sowie in einem gepaarten metamorphen Gürtel, der aufgrund radiometrischer Daten mit 80 m. a. das Ende seiner Aktivität erfuhr (HAWKESWORTH et al., 1975; FRISCH, in Druck). Hervorzuheben ist in diesem Zusammenhang, daß der im Ostalpin auf-

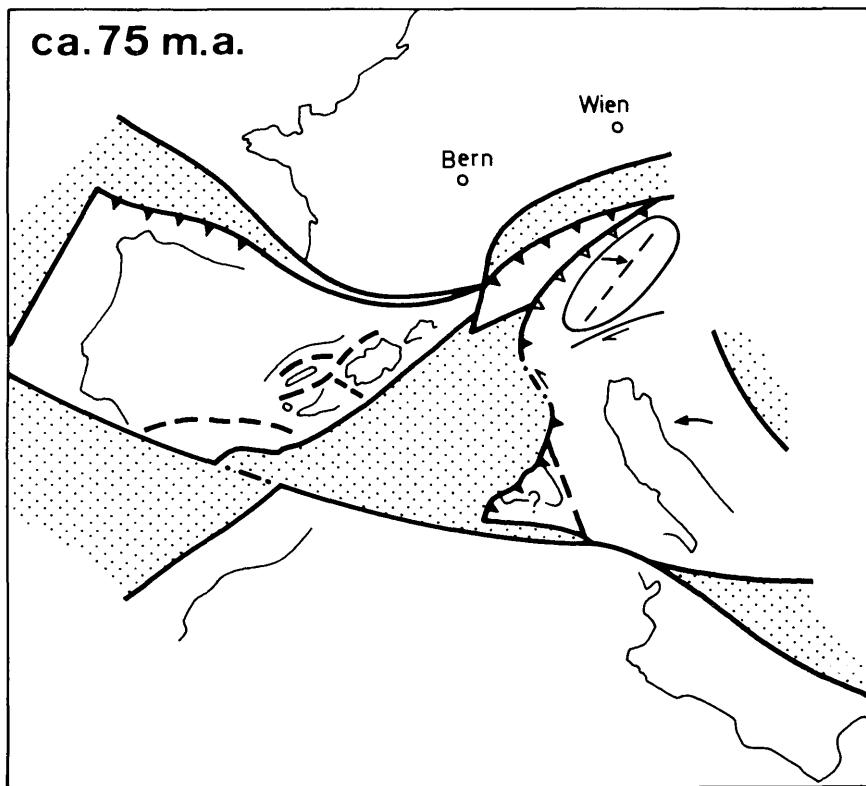


Abb. 4: Paläogeographische Rekonstruktion des westmediterranen Raumes in der Oberkreide (ca. 75 m. a.).

treitende Temperatur-betonte Teil des gepaarten Gürtels als solcher nicht sehr ausgeprägt ist, aber dennoch erniedrigte P/T-Quotienten aufweist. Es fehlt zudem der Inselbogen- oder Rückseiten-Magmatismus zur Subduktionszone des Südpennins, was möglicherweise auf langsame Subduktionsraten und die geringe Breite des Ozeans zurückzuführen ist.

Die Front des Ostalpins greift in der Oberkreide schräg über das Mittelpennin weg, was sich aus der späteren Überschiebung des Briançonnais der Westalpen ergibt und sich auf Abb. 4 zwangsläufig darstellen lässt. Dies mag vielleicht auch eine Erklärung dafür abgegen, daß der aus dem südpenninischen Raum abgeleitete Helminthoidenflysch der Westalpen dem hier als nordpenninisch angesehenen Rhenodanubischen Flysch der Ostalpen lithologisch entspricht (s. CLAR, 1973).

Die Adriatische Platte muß zu dieser Zeit schon länger von der afrikanischen Küste losgerissen sein und führt, eingespannt zwischen den sich linksseitig zueinander bewegenden großen Kontinenten Eurasien und Afrika, seit ihrer Selbständigkeit eine Gegenuhrzeiger-Rotation durch; dies stimmt wieder mit paläomagnetischen Daten (CHANNEL & TARLING, 1975) überein. Das Ostalpin führt, mit den Nördlichen Kalkalpen am Rücken, wahrscheinlich bereits zu dieser Zeit (beginnend mit der Kollision in den Ostalpen) eine rechtsdrehende Rotation aus (s. MAURITSCH & FRISCH, in Druck), was sich in Abb. 4 ebenfalls aus der Situation heraus ergibt. Eine Rotation der Nördlichen Kalkalpen in eine der heutigen Orientierung ähnliche Lage muß schließlich mit der ab nun westwärts wandernden Überschiebung des Ostalpins stattgefunden haben (CLAR, 1971, 1973); zu einem späteren Zeitpunkt ist eine größere Rotation gegenüber dem europäischen Festland nicht mehr denkbar. Durch diesen Vorgang bewegen sich die Nördlichen Kalkalpen und mit ihnen zumindest der Großteil des Ostalpins gegenüber der adriatischen und südalpinen Region, sodaß die Adriatische Platte zerfällt. Ein derartiger Mechanismus mit einer der südalpinen Rotation entgegengesetzten Rotation des Ostalpins wurde erstmals von CLAR (1971, 1973) postuliert.

Mit der linksdrehenden Rotation der Adriatischen Platte in der mittleren Kreide und später ergibt sich die Öffnung eines ozeanischen Beckens in der Lage der Mesogeia von BIJU-DUVAL et al. (1977), dessen Reste heute im Herodotus-(Ost-mediterranen) Becken zu finden sind.

Durch die gegenüber Eurasien erfolgte rasche Ostdrift von Afrika in der mittleren Kreide ergibt sich im Raum Betische Cordillere – Atlas eine Verbindung der ozeanischen Bereiche des Südpenninischen (Rest-)Ozeans und des zentralen Atlantik, die vermutlich von kleineren kontinentalen Krustenstücken durchsetzt ist, die sich heute in der Betischen Cordillere und im Rifbogen wiederfinden. Hier sind in Abb. 4 keine Einzelheiten dargestellt.

Der Golf von Biscaya zeigt bereits eine deutliche Öffnung, die mit der Rotation der Iberischen Platte erfolgte, und südgerichtete Subduktion (WILLIAMS, 1975). Der Nordpenninische Trog hat sich zu einem kleinen Ozean unbekannter Breite ausgeweitet, in dem vorwiegend terrigene Serien in Form von Turbiditen abgelagert werden. Mit der Kollision zwischen Ostalpin und Mittelpennin dürfte sich die Subduktionstätigkeit in den Nordpenninischen Ozean verlagert haben (FRISCH, in Druck) („Progradation“ nach ROEDER, 1976). Auch diese Subduktionstätigkeit hinterläßt keinen vulkanischen Bogen.

## 7. Frühes Oligozän (ca. 35 m. a.)

Gegen Ende des Eozäns erfolgt die Kollision des Mittelpennins (mit dem Ostalpin verschweißt) und des helvetischen Vorlandes, wodurch sich, wieder nach Norden versetzt, die Molasse-Vortiefe ausbildet. Die Nördlichen Kalkalpen sind im Eozän in den Resttrog des nordpenninischen Flysches von ihrer kristallinen Unterlage abgegliitten. In den Alpen liegen nun zwei große Überschiebungsbahnen übereinander, weitere Einengung führt im Jungtertiär zur Überschiebung des Helvetikums über die Molasse. Die in Abb. 5 nicht dargestellte Fortsetzung des nordpenninischen Flyschtriges in die Karpaten entwickelt sich noch aktiv und wird im Jungtertiär unter Ausbildung von Rückseitenvulkanismus und beginnender Randbeckenentwicklung im Pannonischen Becken einem Subduktionsvorgang unterworfen.

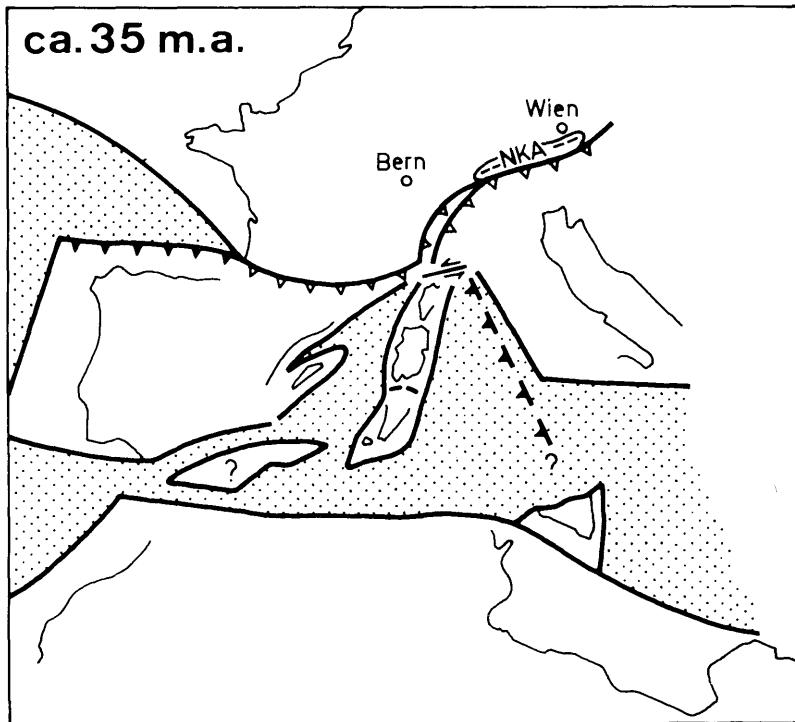


Abb. 5: Paläogeographische Rekonstruktion des westmediterranen Raumes im frühen Oligozän (ca. 35 m. a.).

Die großen Einengungsvorgänge sind in den Alpen mit beginnendem Oligozän mit Ausnahme des Helvetikums und der Molasse im wesentlichen abgeschlossen. Subduktionen finden nur noch in anderen Teilen des mediterranen Orogens statt, so z. B. zwischen der adriatischen Region und Iberien. Durch westfallende Subduktion kommt es zur Abspaltung von Corsica, Sardinien und Kalabrien sowie der Balearen vom iberischen Kontinent unter Bildung von einem ozeanischen Randbecken, dem Algero-provençalischen (Westmediterranen) Becken.

Zugleich mit der Schließung des Nordpennins werden auch die Pyrenäen aufge-

faltet („Pyrenäische Gebirgsbildungsphase“), wodurch wieder ein gewisses Mit-einandergehen der iberischen und mittelpenninischen Schollen aufgezeigt wird. Die Biscaya, deren ozeanische Kruste zum Teil wieder subduziert wurde, bleibt als Restbecken von ozeanischer Kruste unterlagert.

Im Raum der Betischen Cordillere findet ebenfalls bereits Subduktion statt, was auf Abb. 5 nicht dargestellt ist, sich aber aus einem Vergleich mit Abb. 4 zwangsläufig ergibt.

Sizilien, das sich bereits selbstständig gemacht hat, wird auf Abb. 5 in einer ähnlichen Position wie heute gezeigt.

Das Jungtertiär würde gegenüber dem beginnenden Oligozän im dargestellten Maßstab in den Alpen keine großen Veränderungen aufzeigen, weshalb hier auf eine disbezügliche Darstellung verzichtet wird. Die Entwicklung jungtertiärer Meeresbecken im Alpen-Karpatenraum wird von RÖGL et al. (in Druck) auf paläontologischer Grundlage ausführlich behandelt.

#### 8. Literatur

- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X., 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. & MONTADERT, L. (ed.), International symposium on the structural history of the Mediterranean basins, Split 1976, p. 143–164, Paris (Editions Technip).
- CHANNELL, J. E. T. & TARLING, D. H., 1975: Palaeomagnetism and the rotation of Italy. – Earth and Planetary Sci. Lett. 25, 177–188, Amsterdam.
- CHANNELL, J. E. T. & HORVATH, F., 1976: The African/Adriatic promontory as a palaeogeographical premise for the Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. – Tectonophys., 35, 71–101, Amsterdam.
- CLAR, E., 1971: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. – Z.dt. Geol. Ges. 122 (1970), 161–167, Hannover.
- 1973: Review of the structure of the Eastern Alps. – In: DE JONG, K. & SCHOLTEN, R. (ed.), Gravity and Tectonics, 253–270, New York etc. (Wiley).
- DEWEY, J. F., PITMAN III, W. C., RYAN, W. B. F. & BONNIN, J., 1973: Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. – Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3137–3180, Boulder.
- FRISCH, W., 1976: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rundschau 65/2, 375–393, Stuttgart.
- in Druck: A plate tectonics model of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. H. & SCHMIDT, K. (ed.), Alps, Apennines, Hellenides. Geodynamic investigations along geotraverses.
- HARGRAVES, R. B. & FISCHER, A. G., 1959: Remanent magnetism in Jurassic red limestones and radiolarites from the Alps. – Geophys. J. 2, 34–41.
- HAWKESWORTH, C. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J., 1975: Plate tectonics in the Eastern Alps. – Earth and Planetary Sci. Lett., 24, 405–413, Amsterdam.
- LE PICHON, X., SIBUET, J.-C. & FRANCHETEAU, J., 1977: The fit of the continents around the North Atlantic ocean. – Tectonophysics 38, 169–209, Amsterdam.
- MAURITSCH, H. J. & FRISCH, W., in Druck: Palaeomagnetic data from the central part of the Northern Calcareous Alps, Austria. – Z. Geophys.

- ROEDER, D., 1976: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – *Z. dt. geol. Ges.*, 127, 87–103, Hannover.
- RÖGL, F., STEININGER, F. F. & MÜLLER, C., in Druck: Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe). – Initial rep. DSDP 42A.
- SOFFEL, H., 1972: Anticlockwise rotation of Italy between the Eocene and Miocene. Palaeomagnetic evidence of the Colli Euganei, Italy. – *Earth and Planetary Sci. Lett.* 17, 207–210, Amsterdam.
- WILLIAMS, C. A., 1975: Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. – *Earth and Planetary Sci. Lett.* 24, 440–456, Amsterdam.
- ZIJDERVELD, J. D. A., HAZEU, G. J. A., NARDIN, M. & VAN DER VOO, R., 1970: Shear in the Tethys and the Permian paleomagnetism in the Southern Alps, including new results. – *Tectonophysics* 10, 639–661, Amsterdam.