Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich (1984) *129/3*: 217–245

Tiefenstruktur, Dynamik und Entwicklung des Mittelmeer- und Alpenraumes [1]

Stephan Müller, ETH Zürich

Das geodynamische Geschehen im Mittelmeer- und Alpenraum wird primär durch die Relativbewegung zwischen der afrikanischen und der eurasischen Lithosphären-Platte bestimmt. Sie resultiert gegenwärtig vorwiegend in einer Kompressionsbeanspruchung, die zu einer Verkürzung der Lithosphäre (von ungefähr 5 bis 10 mm pro Jahr) und zur Riftbildung in altangelegten Schwächezonen führt. Die Grenze zwischen diesen beiden grossen Platten, so wie sie durch die jüngste Seismizität zum Ausdruck kommt, ist ziemlich komplex: offensichtlich erstreckt sie sich um den «adriatischen Sporn» der afrikanischen Platte herum bis weit in den Alpenraum. Daraus erklärt sich zwanglos die geographische Lage der Alpen und ihre Tiefenstruktur als Folge einer massiven Kontinent-Kontinent-Kollision, die zu einer «Delamination» von Lithosphärenteilen, d. h. insbesondere zu einer «Spanbildung» in der oberen Erdkruste, geführt hat, verbunden mit einer Verdickung der gesamten Erdkruste und der Bildung einer mächtigen, relativ kalten, dichten, langsam weiter absinkenden «Lithosphärenwurzel» unter der Gebirgskette. In diesem immer noch andauernden Kollisionsvorgang sind offenbar die unteren Teile der Lithosphäre in einer steilstehenden «Verschluckungszone» 100 bis 200 km tief in den oberen Erdmantel eingedrungen. Die gegenwärtig immer noch andauernde Hebung des Alpenkörpers (mit 1 bis 2 mm pro Jahr) ist in diesem Massstab ein sekundärer Effekt, der sich als Folge des isostatischen Ausgleichs der in die Tiefe gedrückten leichteren Krustenmassen einstellt. Es zeigt sich, dass eine derartige Konfiguration eine gewisse regionale Eigendynamik entwickelt, der sich grossräumig noch Rotationsvorgänge überlagern können.

Deep structure, dynamics and evolution of the Mediterranean-Alpine region

The geodynamic processes in the Mediterranean-Alpine region are primarily governed by the relative motion between the African and the Eurasian lithospheric plates. It presently results in a predominantly compressional regime leading to lithospheric shortening (of about 5 to 10 mm per year) and rifting in old, pre-conditioned zones of weakness. The boundary between these two major plates as defined by the recent seismicity is rather complex: it clearly extends all the way into the Alps due to the presence of the "Adriatic promontory" of the African plate. Thus a reasonable explanation is provided for the particular geographical location of the Alps and their deep structure as the consequence of a massive continent-continent collision which has led to a "delamination" of parts of the lithosphere, i.e. in particular "flaking" in the upper crust, combined with a thickening of the entire crust and the formation of a pronounced, relatively cold, dense, slowly subsiding "lithospheric root" beneath the mountain chain. In this still ongoing plate collision process the lower parts of the lithosphere apparently have penetrated the upper mantle to a depth of 100 to 200 km in a nearly vertical "zone of subfluence". On this scale the presently continuing uplift of the Alpine chain (by 1 to 2 mm per year) is a secondary effect due to isostatic rebound of less dense crustal masses which previously had been pushed to greater depths. A configuration of this type generates regionally a dynamics of its own on which – within a wider framework – rotational processes may be superimposed.

[1] Vortrag vor der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, gehalten am 9. Januar 1984. Mitteilung Nr. 457, Institut für Geophysik, ETH Zürich.

1 Einführung

Nach den Vorstellungen der globalen Plattentektonik ist die Erdoberfläche von mehreren grossen «Lithosphären»-Platten unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt, deren Ränder durch die aktiven seismischen Zonen der Erde definiert sind und die sich mit Geschwindigkeiten von einigen Zentimetern pro Jahr über eine darunterliegende plastische Gleitschicht, die sogenannte «Asthenosphäre», hinwegbewegen. Zu den sechs bis sieben grössten Platten gehören die eurasische und die afrikanische Platte, die im Westen durch den «Mittelatlantischen Rücken» von der langgestreckten amerikanischen Platte getrennt sind (Bild 1). Der Begriff der Plattentektonik umfasst die Struktur und Dynamik der verschiedenen, in erster Näherung als quasi-starr angenommenen Lithosphären-Platten. Ihre tektonische Wechselwirkung beschränkt sich unter dieser vereinfachten Annahme auf die Vorgänge an den Plattenrändern. In einem derartigen Modell spielen die Kontinente nur eine untergeordnete passive Rolle, da sie in der zugehörigen Platte als Ganzes mitbewegt werden. Die tektonische Rolle der Kontinente wird jedoch bedeutsam, wenn ein Kontinentalblock mit einem anderen Kontinent zusammenstösst (St. Mueller, 1981). Zu einer solchen direkten Kollision kommt es, wenn an einem destruktiven Plattenrand der dichtere ozeanische Anteil der Lithosphäre vollständig in den Erdmantel abgetaucht und in der Tiefe verschwunden ist, also keine weitere «Subduktion» mehr stattfinden kann. Der Zusammenstoss von zwei Kon-

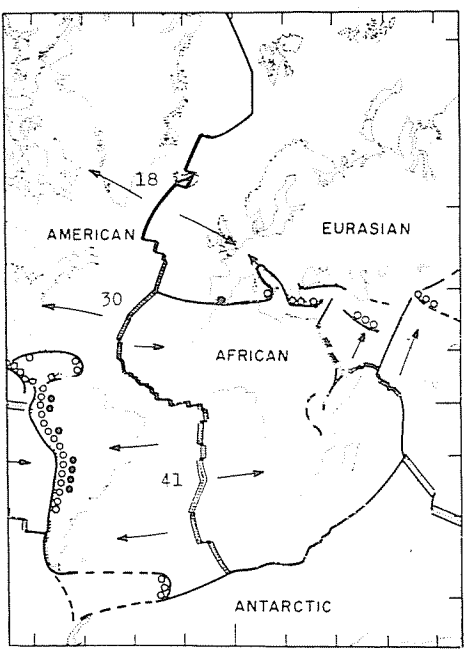


Bild 1 Schematische Übersicht über die durch die Erdbebenverteilung definierten Grenzen der Lithosphärenplatten. – = seichte, ○ = mitteltiefe und ● = tiefe Erdbeben. Die Pfeile geben die gegenwärtigen Bewegungsrichtungen der relativen Plattenbewegungen mit den Ausdehnungsraten (mm pro Jahr) des Meeresbodens im Atlantik an.

Fig. 1 Schematic summary of the lithospheric plate boundaries as defined by recent earthquake activity. – = shallow, ○ = intermediate and ● = deep focus earthquakes. Indicated by arrows are the present directions of relative plate movements with the spreading rates (mm per year) in the Atlantic.

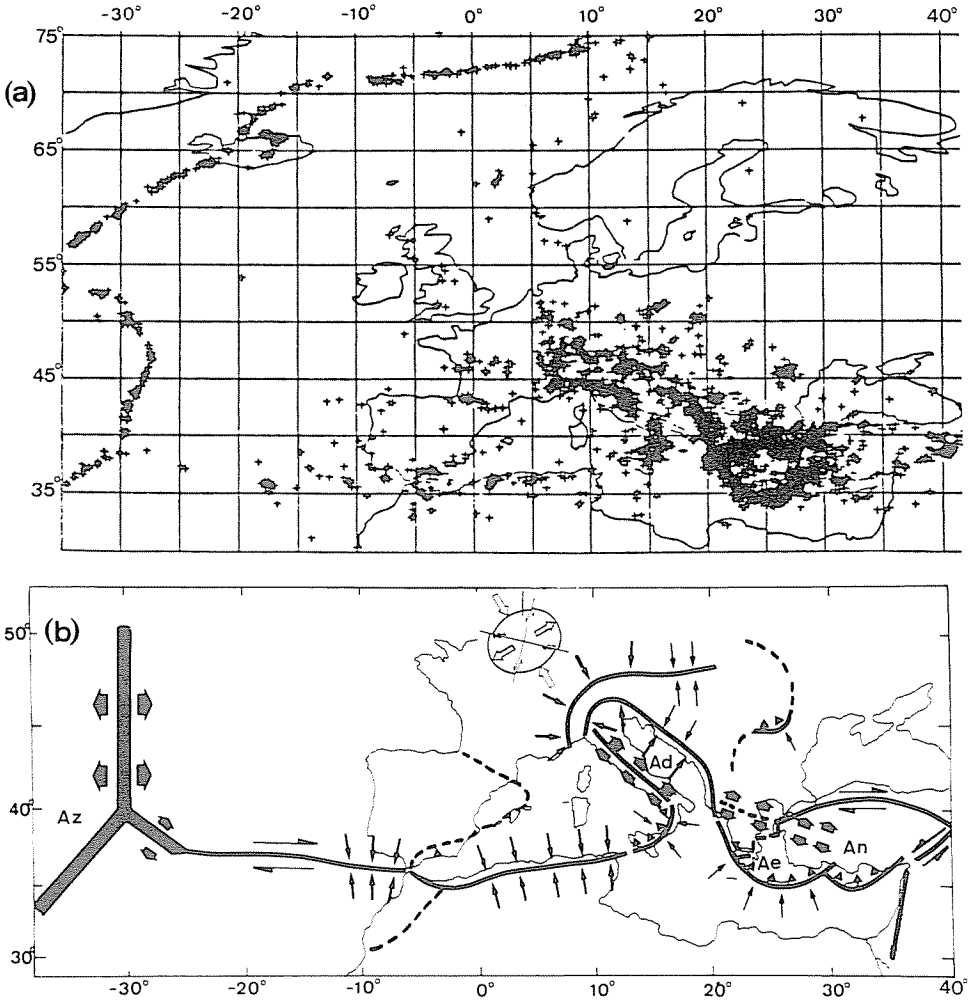
tinentblöcken verursacht primär horizontale Druckspannungen, die in der Kontaktzone zwischen den beiden Platten zur Gebirgsbildung führen.

Die geodynamischen Vorgänge im Mittelmeerraum und in den Alpen werden im wesentlichen von der Bewegung der afrikanischen gegen den europäischen Teil der eurasischen Lithosphären-Platte bestimmt (siehe z. B. G. F. Panza et al., 1982; St. Mueller, 1982a). Da die Bildung von neuem Meeresboden entlang des Mittelatlantischen Rückens im Südatlantik gegenwärtig intensiver abläuft und damit neue ozeanische Kruste rascher (nämlich im Mittel mit 41 mm pro Jahr) nach der Seite weggeführt wird – verglichen mit dem Nordatlantik (~ 18 mm pro Jahr) –, kommt es zu einer langsamen Rotation der afrikanischen Platte im Gegenuhrzeigersinn (Bild 1). Diese Drehung resultiert in einer ungefähr nach Norden gerichteten Bewegung (von etwa 5 bis 10 mm pro Jahr), die am Plattenkontakt zwischen Afrika und Eurasien im Mittelmeerbereich zu einer NNW-gerichteten Kompressionsbeanspruchung führt (St. Mueller, 1982b). Je nach den regionalen tektonischen Bedingungen kommt es zur Auffaltung von Gebirgsketten, wie z. B. der Betischen Kordillere in Südspanien, dem Atlas in Nordafrika und den Alpen – aber auch zur Bildung von Riftzonen, wie z. B. dem Pantelleria-Rift zwischen Malta und Tunesien, dem Campidano-Graben in Sardinien oder der Campania-Zone in Süditalien.

Von grundlegender Bedeutung für das Verständnis der tektonischen Vorgänge in der Kontaktzone zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte ist die Existenz des sogenannten «adriatischen Sporns» der afrikanischen Platte (J. E. T. Channell et al., 1979), dessen nördliche Begrenzung bis in den Alpenraum reicht. Die Erdbebenaktivität in der jüngsten Vergangenheit (L. Waniek et al., 1982) dokumentiert in überaus eindrücklicher Weise die Plattengrenzen zwischen Nordamerika, Afrika und Eurasien (Bild 2a) und illustriert darüber hinaus sehr anschaulich die Dimensionen dieses spornartigen Vorsprungs der afrikanischen Platte (siehe z. B. St. Mueller, 1982b, 1984), zu dem nach geophysikalischen und geologischen Daten Sizilien, die gesamte Apenninen-Halbinsel, die Po-Ebene, die Südalpen sowie das Adriatische Meer mit den Westküsten Jugoslawiens, Albaniens und Griechenlands gehören. Besonders deutlich ist im Bild 2a auch die «Ägäisch-anatolische Mikroplatte» zu erkennen, deren Randbereiche sich durch eine überdurchschnittlich hohe Seismizität auszeichnen.

Ein verallgemeinerter Beanspruchungsplan für die Plattengrenze zwischen Afrika und Eurasien kann aus dem Studium der Erdbebenmechanismen in diesem Kontaktbereich abgeleitet werden (Bild 2b, nach A. Udias, 1982). Während im Ostatlantik zwischen dem Tripelpunkt bei den Azoren und dem Golf von Cadiz rechtsdrehende Seitenverschiebungen dominieren, steht der Grossteil des Mittelmeerraumes unter Kompressionsbeanspruchung, primär herrührend von der eingangs beschriebenen allmählichen Drehung von Afrika im Gegenuhrzeigersinn (vgl. Bild 1). Dabei kommt es entweder zur Gebirgsbildung (Betische Kordillere, Atlas, Alpen), zu aktiver Subduktion (Albo-

ran-Meer, Tyrrhenisches Meer, Ägäisches Meer, Zypern) oder zur Bildung von Zerrungsstrukturen (Riftsystemen). Als Folge des Kollisionsvorgangs zwischen den beiden Lithosphären-Platten hat sich im Alpenraum ein SE-NW-gerichtetes Kompressionsspannungsfeld ausgebildet, das zur Auffaltung der Alpenkette geführt hat, aber auch bis weit in den zentraleuropäischen Bereich hinein ausstrahlt. So können damit zwanglos die Erdbebenmechanismen im Oberrheingraben, aber auch entlang der Brabant-Zone am Nordrand der Ardennen erklärt werden (L. Ahorner, 1975).



2 Tiefenstruktur und Dynamik

Die Tiefenstruktur und Dynamik des Grenzbereiches zwischen der eurasischen und afrikanischen Platte, d.h. insbesondere der mediterran-alpine Raum, wird seit nunmehr dreizehn Jahren vom Institut für Geophysik der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich systematisch untersucht. Die dabei gewonnenen Ergebnisse über den Aufbau des Lithosphären-Asthenosphären-Systems stammen hauptsächlich aus seismologischen Beobachtungen. Seismische Wellen, die von Erdbeben oder starken Explosionen ausgehen, erlauben es, Tiefenbereiche mit unterschiedlichem elastischen Verhalten abzugrenzen. Drei physikalische Grössen sind für die Beschreibung der elastischen Materialreaktion erforderlich: (1) die Dichte (ϱ), (2) die Ausbreitungsgeschwindigkeit (V_P) von Kompressions- oder Longitudinalwellen (Schwingungsbewegung von Materieteilchen in Richtung des Wellenstrahls) und (3) die Ausbreitungsgeschwindigkeit (V_S) von Scherungs- oder Transversalwellen (Schwingungsrichtung der Teilchen senkrecht zum Wellenstrahl). Jede dieser drei Grössen hängt vom Druck, von der Temperatur und von der stofflichen Zusammensetzung des Ausbreitungsmediums ab.

Mit dem Ziel, die Feinstruktur der Lithosphäre genauer zu erforschen, werden seit nunmehr über 25 Jahren gezielte sprengseismische Experimente in internationaler Zusammenarbeit durchgeführt. Zahllose derartige Tiefensondierungen im Mittelmeer- und Alpenraum haben dazu beigetragen, vor allem den internen Aufbau der Erdkruste für die wichtigsten Segmente entlang des Plattenkontaktes aufzuhellen. Als Beispiel sind im Bild 3 alle bisher in der Schweiz vermessenen refraktionsseismischen Profile zusammengestellt (St. Mueller et al., 1980). Eine Auswertung dieser Beobachtungen lieferte das Grundgerüst für einen Lithosphären-Asthenosphären-Schnitt entlang der so-

---

◁ Bild 2a Die Plattengrenzen zwischen Nordamerika, Afrika und Eurasien, wie sie durch die jüngste Seismizität angedeutet sind (nach L. Waniek et al., 1982). Die + Zeichen repräsentieren die Epizentren (1970–1980) von ungefähr 7000 Erdbeben mit Magnituden < 5.0. Sie umreissen deutlich die Form des «adriatischen Sporns» der afrikanischen Platte, der bis in die Alpen reicht.

Fig. 2a The plate boundaries between North America, Africa and Eurasia as outlined by the most recent seismicity (after L. Waniek et al., 1982). The + signs represent the epicenters (1970–1980) of nearly 7000 earthquakes with magnitudes < 5.0. They clearly indicate the shape of the "Adriatic promontory" of the African plate which extends all the way into the Alps.

Bild 2b Verallgemeinerte Plattengrenzen und seismotektonisches Spannungsfeld im Ostatlantik sowie im Mittelmeer- und Alpenraum (nach A. Udias, 1982): Az = Azoren-Tripelpunkt; Ad = Adriatischer Sporn. Mikroplatten: Ae = Ägäis, An = Anatolien. Ebenfalls angedeutet ist ein vereinfachter seismotektonischer Beanspruchungsplan für Mittel- und Nordwesteuropa (nach L. Ahorner, 1975).

Fig. 2b Generalized plate boundaries and seismotectonic stress pattern in the Eastern Atlantic as well as in the Mediterranean and Alpine region (after A. Udias, 1982). Az = Azores triple junction; Ad = Adriatic promontory. Microplates: Ae = Aegean, An = Anatolian. Also indicated is a simplified seismotectonic scheme for Central and Northwestern Europe (after L. Ahorner, 1975).

genannten «Schweizerischen Geotraverse», die vom Südende des Oberrheingrabens (bei Basel) bis in die Po-Ebene (bei Chiasso/Como) reicht (punktiertes Profil im Bild 3).

Durch die koordinierte Zusammenarbeit verschiedener europäischer Forschungsgruppen in den zurückliegenden Jahren ist es möglich geworden, eine Fülle von Daten für drei Geotraversen durch die Alpen zu sammeln, die vor kurzem publiziert wurden (H. Miller et al., 1982). Einen ziemlich detaillierten Einblick in die Tiefenstruktur und Dynamik der Zentralalpen erhält man aus

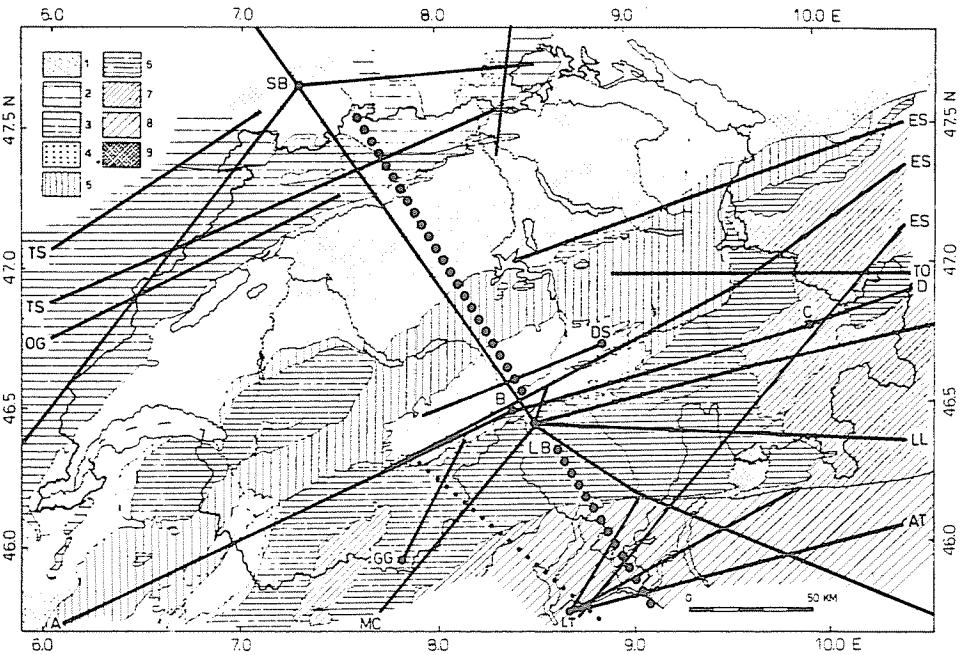


Bild 3 Lage der Schusspunkte (Buchstaben-Code) und der seismischen Refraktionsprofile auf einer schematisierten geologisch-tektonischen Karte der Schweiz.
●●● = Schweizerische Geotraverse (Basel–Chiasso/Como);
∘∘∘ = spezielle Traverse durch die Zone von Ivrea.
Legende: 1 = Tertiäre Sedimente, Molasse; 2 = Tafeljura; 3 = Faltenjura; 4 = Kristallin-Massive und Grundgebirge, einschliesslich Gotthard-«Massiv»; 5 = Helvetische Sedimente und Decken, ultrahelvetische Decken; 6 = Penninische Decken; 7 = Austroalpine Decken; 8 = Südalpen; 9 = Tertiäre Intrusiva und Vulkanite.

Fig. 3 Shotpoint locations and positions of seismic refraction profiles (letter code) on a schematic geologic-tectonic map of Switzerland.
●●● = Location of Swiss Geotraverse (Basel–Chiasso/Como);
∘∘∘ = location of a special traverse across the Zone of Ivrea.
Legend: 1 = Tertiary sediments, Molasse; 2 = Tabular Jura mountains; 3 = Folded Jura mountains; 4 = Crystalline massifs and basement, incl. the Gotthard "Massif"; 5 = Helvetic autochthonous sediments, Helvetic and Ultrahelvetic nappes; 6 = Penninic nappes; 7 = Austro-Alpine nappes; 8 = Southern Alps; 9 = Tertiary intrusives and volcanics.

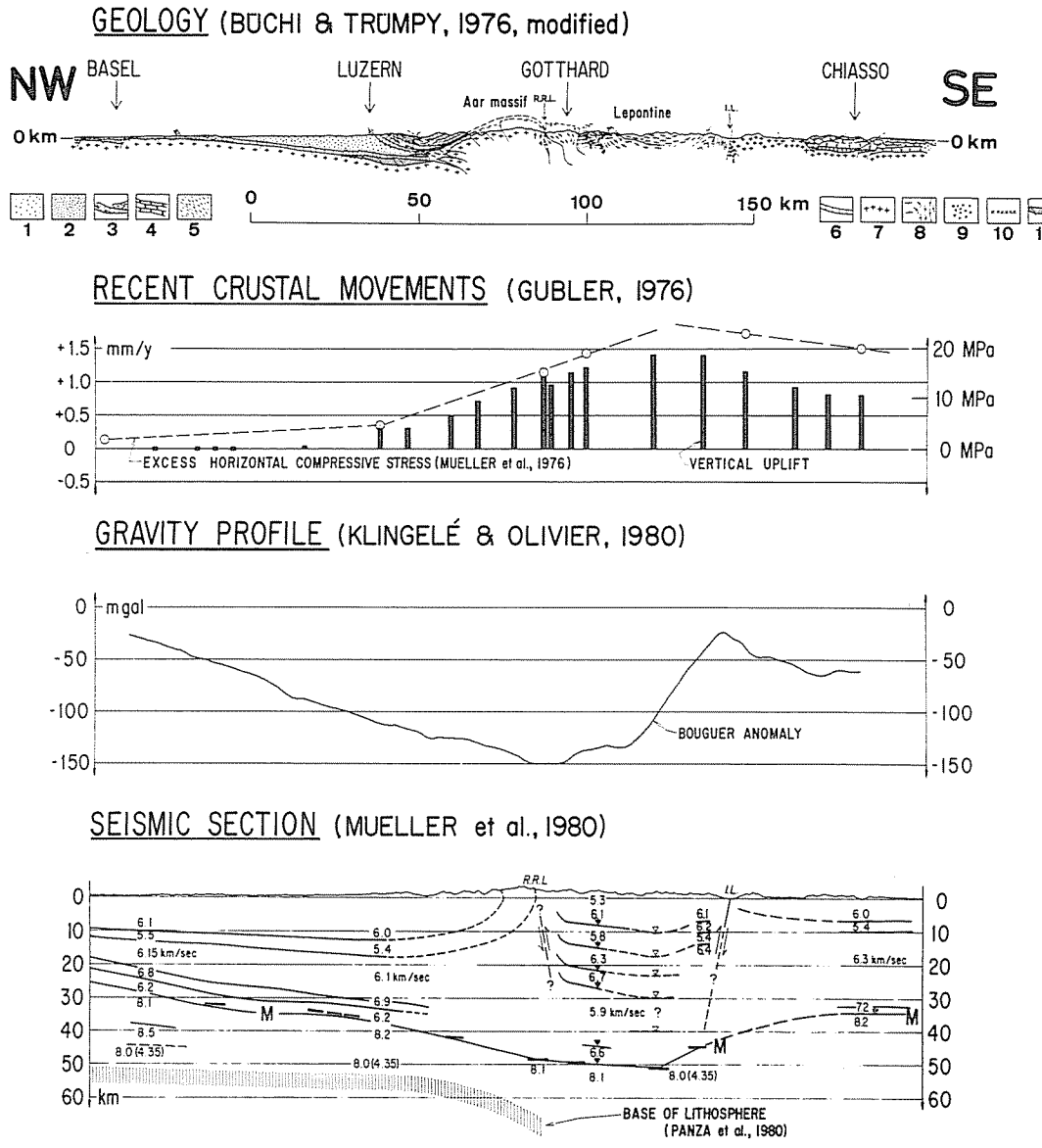
der Zusammenstellung der geologischen, geodätischen und geophysikalischen Daten für die «Schweizerische Geotraverse» (Bild 4, nach L. Rybach et al., 1980). Der vereinfachte Schnitt durch die oberflächennahe Geologie (im wesentlichen nach U. P. Büchi und R. Trümpy, 1976) illustriert den komplizierten Deckenbau im Helvetikum, die stark deformierten Zentralmassive (Aar, Gotthard), die penninischen Kristallindecken im Lepontin sowie die verhältnismässig einfache Oberkrustenstruktur in den Südalpen. Im Bild 4 ebenfalls markiert sind die beiden wichtigen tiefreichenden Störungszonen, d.h. die Rhein-Rhone- (RRL) und die Insubrische Linie (IL), welche den eigentlichen Übergang von der afrikanischen zur eurasischen Platte an der Erdoberfläche im Alpenbereich andeuten.

Die geodätisch ermittelten vertikalen Krustenbewegungen (E. Gubler, 1976; siehe dazu auch Bild 8) sind primär durch isostatische Ausgleichsvorgänge bedingt. Diesen Hebungsprozessen überlagert sich eine nicht unerhebliche horizontale Kompressionsspannungskomponente, die von dem nordwestwärts gerichteten Druck des adriatischen Sporns der afrikanischen Platte herrühren dürfte (St. Mueller et al., 1976). Ein Vergleich der negativen Bouguer-Schwere-Anomalie (E. Klingelé und R. Olivier, 1980) mit dem Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze (M = Mohorovičić-Diskontinuität, abgekürzt «Moho») zeigt erwartungsgemäss eine gute Übereinstimmung mit Ausnahme des südöstlichen Profilendes, wo sich der Einfluss des benachbarten dichteren Ivrea-Körpers bemerkbar macht. In diesem Teil der Alpen werden auch starke Anomalien des Erdmagnetfeldes beobachtet.

Der seismische Lithosphären-Schnitt im Bild 4 für die «Schweizerische Geotraverse», der sich auf die Ergebnisse der Refraktions- und Reflexionsseismik (St. Mueller et al., 1980) sowie der Dispersionsanalyse seismischer Oberflächenwellen (G. F. Panza et al., 1980) stützt, zeigt zwei völlig verschiedene Krustentypen im Nord- und Südteil des Profils mit einer durch die euro-afrikanische Plattenkollision bedingten «Span»-Bildung im oberen Bereich der Erdkruste und einer Krustenverdickung unter dem Lepontin zwischen der Rhein-Rhone-Linie (RRL) und der Insubrischen Linie (IL). Diese Mächtigkeitszunahme dürfte auf das Ineinanderschieben von nördlichen (europäischen) und südlichen (afrikanischen) Krustenteilen – ähnlich wie bei zwei Stapeln von Spielkarten – zurückzuführen sein. Im unteren Bereich der Lithosphäre deutet sich eine Wechsellagerung von Schichten mit höherer und niedriger V_P-Geschwindigkeit (Werte in km/sec) an. Unter dem südlichen Teil der Geotraverse scheinen Lithosphärenteile in einer steil abtauchenden «Verschluckungszone» (wie im Bild 13c ersichtlich) zu verschwinden.

Aus dieser kurzen Beschreibung kann entnommen werden, dass offenbar beim Zusammenstoss der beiden Kontinentalblöcke die verschiedenen Tiefenbereiche der Lithosphäre sehr unterschiedlich reagieren. Die sichtbare Oberflächengeologie sowie die Ergebnisse einer sprengseismischen Tiefensondierung im Bereich des Aar-Massivs legen nahe, dass dort die (europäische) Oberkruste in einer Tiefe von rund 10 bis 15 km, d.h. unterhalb der

«sialischen» Zone erniedrigter V_P-Geschwindigkeit – vermutlich einer Schwächezone –, spanartig abgehoben und nach oben gebogen wurde (siehe dazu den seismischen Schnitt im Bild 4). Der oberste Teil des Krustenspans ist, wie im Bild 5 skizziert, zu Schuppen zerschert, die dachziegelartig nach Nordwesten überschoben sind. Eine derartige Deutung ist im Einklang mit petrogra-



phischen Befunden (M. Frey et al., 1980), die einen Metamorphosegrad für die Oberflächengesteine in jenem Teil der Zentralalpen angeben, der Bedingungen in einer Tiefenlage von 10 bis 15 km entspricht. Der Oberkrustenspan im Bild 5 würde sich durch ein einfaches Zurückbiegen zwanglos in diesen ursprünglichen Tiefenbereich einfügen. Der unterste Teil der nördlichen (europäischen) Erdkruste scheint sich demgegenüber weitgehend ungestört bis in den tiefsten Bereich der Krustenwurzel unter dem Lepontin zu erstrecken (siehe dazu Bild 4).

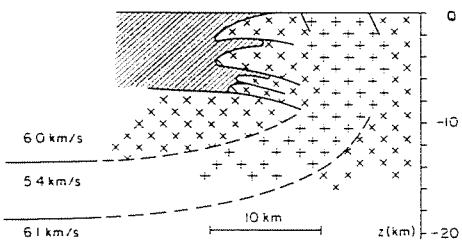


Bild 5 Strukturskizze der mechanischen Beanspruchung des kristallinen Grundgebirges unter dem nördlichen Teil der Schweizer Alpen. In diesem Modell ist der granitische spanartige Kern des Aar-Massivs eingebettet in Gneis-Schuppen und mit der Tiefenzone erniedrigter Geschwindigkeit unter dem nördlichen Alpenvorland verbunden (nach St. Mueller, 1982b).

Fig. 5 Structural sketch map of the mechanical behaviour of the crystalline basement beneath the northern part of the Swiss Alps. In this model the granitic, flake-type core of the Aar Massif is embedded in slivers of gneiss and linked with the low-velocity zone under the northern foreland of the Alps (after St. Mueller, 1982b).

◁ Bild 4 Synoptische Zusammenstellung der verfügbaren geologischen, geodätischen und geophysikalischen Daten für die Schweizerische Geotraverse vom südlichen Oberrheingraben (Basel) bis zur Po-Ebene (Chiasso/Como), nach L. Rybach et al., 1980.
R. R. L. = Rhein-Rhone-Linie; I. L. = Insubrische Linie.
Legende: 1 = Molasse-Sedimente; 2 = Flysch-Sedimente; 3 = Mesozoische Sedimente der helvetischen Decken; 4 = Mesozoische Sedimente der Südalpen; 5 = Mesozoische Sedimente der penninischen Einheiten; 6 = Mesozoische Sedimente des Juras und der autochthonen Bedeckung des Aar-Massivs; 7 = Kristallines Grundgebirge einschliesslich der externen Massive; 8 = Stark deformiertes Grundgebirge der penninischen Zone; 9 = Ultrabasische Gesteine der Ivrea-Zone; 10 = Vulkanite des oberen Paläozoikums; 11 = Permo-karbonische Sedimente.

Fig. 4 Synoptic summary of the available geological, geodetic and geophysical data along the Swiss Geotraverse from the southern Rhinegraben (Basel) to the Po plain (Chiasso/Como), after L. Rybach et al., 1980.
R. R. L. = Rhine-Rhône Line; I. L. = Insubric Line.
Legend: 1 = Molasse sediments; 2 = Flysch sediments; 3 = Mesozoic sediments of the Helvetic nappes; 4 = Mesozoic sediments of the Southern Alps; 5 = Mesozoic sediments of the Penninic units; 6 = Mesozoic sediments of the Jura Mountains and of the autochthonous cover of the Aar Massif; 7 = crystalline basement including external massifs; 8 = intensely deformed basement of the Penninic zone; 9 = ultrabasic rocks of the Ivrea zone; 10 = Upper Paleozoic volcanites; 11 = Permo-Carboniferous sediments.

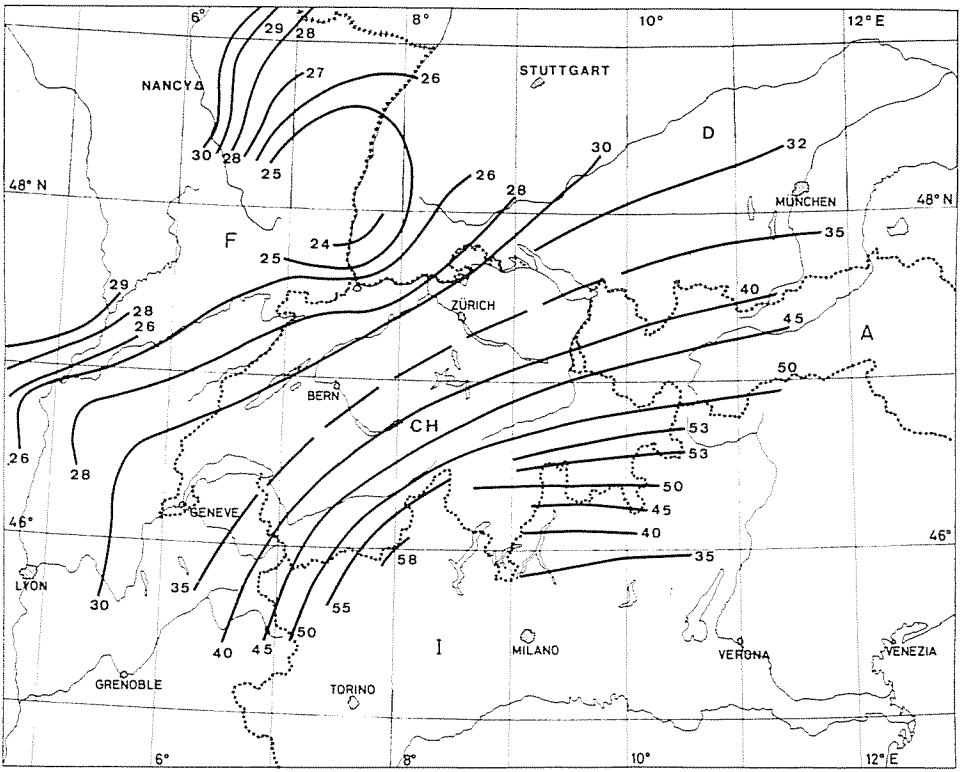


Bild 6 Tiefenlinien-Karte der Krusten-Mantel-Grenze («Moho») in der Schweiz und den angrenzenden Gebieten (nach St. Mueller et al., 1980). Tiefenangaben in km.

Fig. 6 Depth contour map of the crust-mantle boundary («Moho») in Switzerland and adjacent areas (after St. Mueller et al., 1980). Depth values in km.

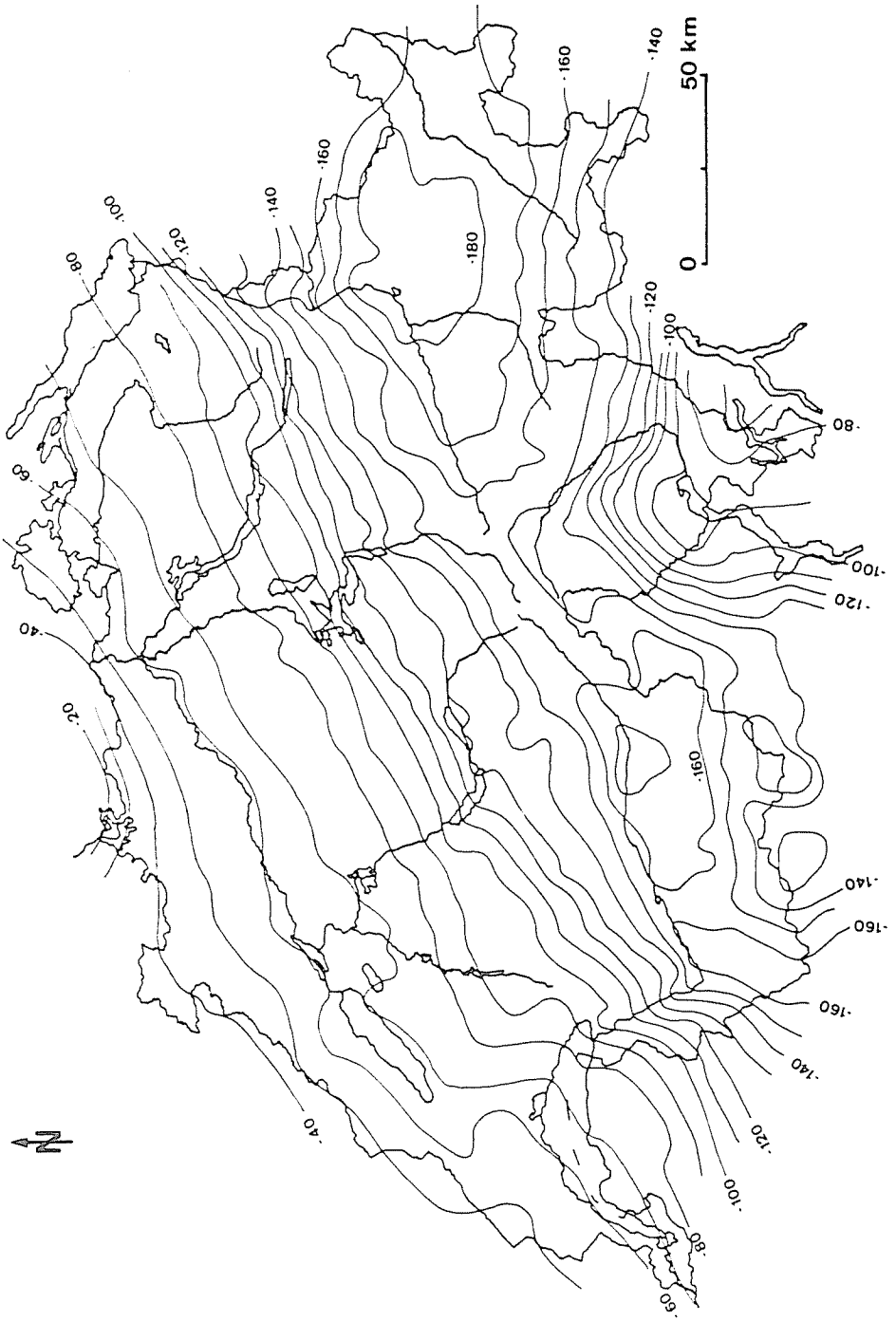
Eine einheitliche Interpretation aller bis jetzt in der Schweiz verfügbaren refraktionsseismischen Krustenprofile hat unter Einbeziehung von Daten aus den angrenzenden Gebieten die Möglichkeit eröffnet, eine Karte des Tiefenverlaufs der Krusten-Mantel-Grenze («Moho») zu konstruieren (Bild 6, nach St. Mueller et al., 1980). Im Nordwesten wird die Karte von der domartigen Aufwölbung des Erdmantels unter dem südlichen Oberrheingraben (im Kaiserstuhlgebiet) dominiert. Nach Südosten nimmt die Krustenmächtigkeit von 26 km allmählich bis zum Hauptkamm der Alpen auf 45–50 km zu. Die grössten Moho-Tiefen werden in einem Trog unter dem zentralen Teil Graubündens (53 km) und an der Westflanke des Ivrea-Körpers (58 km) im Simplon-Gebiet erreicht. Unter den Südalpen steigt die Moho-Grenzfläche bis zum nördlichen Rand der Po-Ebene relativ rasch an. Die normale Krustenmächtigkeit dort (~ 35 km) ist etwas grösser als im nördlichen Alpenvorland (~ 32 km), wie bereits im Zusammenhang mit Bild 4 erwähnt wurde.

Die Wirkung der mächtigeren Erdkruste unter den Alpen, d.h. der Krustenwurzel mit geringerer Durchschnittsdichte, kommt deutlich im Isolinien-Verlauf der neuen, korrigierten Bouguer-Schwere-Karte der Schweiz (E. Kissling, 1982) zum Ausdruck (Bild 7). In dieser Karte ist von den üblichen Bouguer-Schwere-Werten der möglichst genau ermittelte Effekt der Molasse-Sedimente und des Ivrea-Körpers abgezogen worden. Die Schwere nimmt in Richtung zur Kammlinie der Alpen hin systematisch ab und erreicht dort minimale Werte. Ausgeprägte regionale Schwere-Minima findet man im südlichen Wallis (−160 mgal) und im zentralen Teil von Graubünden (−180 mgal). Dieser Befund bestätigt, dass die korrigierte regionale Schwere gut den aus seismischen Tiefensondierungen ermittelten Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze in der Schweiz (Bild 6) widerspiegelt. Ein entsprechendes Bild ergibt sich auch für andere Bereiche der Alpen (H. Miller et al., 1982), so dass man daraus auf einen allgemeinen Bauplan für die Tiefenstruktur schliessen kann.

Aus gravimetrischen Beobachtungen in zahlreichen Gebirgsgegenden der Erde ist bekannt, dass die an der Erdoberfläche sichtbare Masse eines Berges durch ein Massendefizit in der Tiefe kompensiert wird. Dieses Prinzip der «Isostasie» bedeutet für die Alpen, dass es unter der Kette der höchsten Erhebungen eine mächtige «Wurzelzone» geben muss, in der weniger dichte Krustengesteine in Tiefen gefunden werden, wo normalerweise – wie zum Beispiel im Alpenvorland – die dichteren Gesteine des oberen Erdmantels anzutreffen sind. Durch Erosionsvorgänge an der Erdoberfläche wird das isostatische Gleichgewicht gestört – um einen Ausgleich zu erreichen, muss sich die Gebirgsmasse heben.

Wiederholte Nivellementsmessungen entlang vieler Messlinien in den Alpen haben in der Tat bestätigt, dass derartige Hebungen stattfinden (vgl. z.B. Bild 4). In den Zentralalpen konnten durch einen Vergleich der vom Bundesamt für Landestopographie (Wabern/BE) ausgeführten Präzisionsnivellementsmessungen in den Jahren 1943–1982 mit denjenigen der Jahre 1903–1925 an den selben Messpunkten statistisch signifikante Höhenänderungen nachgewiesen werden (Bild 8, nach E. Gubler, 1983), die auf eine allgemeine, fortdauernde Hebung der Alpen mit einer durchschnittlichen Änderungsrate von etwa 1 mm/Jahr (bezogen auf Aarburg) hindeuten. Die grössten Hebungsraten von etwa 1,5 mm/Jahr wurden für die Gebiete um Chur (GR) und Brig (VS) ermittelt. Ein relatives Hebungsmaximum wurde entlang der «Schweizerischen Geotraverse» bei Biasca im Lepontin (siehe Bild 4) gefunden. Aus diesen Ergebnissen lässt sich schliessen, dass die beobachteten regionalen Hebungen offensichtlich strukturell bedingt sind und in erster Linie von isostatischen Ausgleichsvorgängen herrühren müssen.

Palinspastische Rekonstruktionen des Alpenraumes vor der Auffaltung der Gebirgskette (siehe z.B. U. P. Büchi und R. Trümpy, 1976) deuten darauf hin, dass die Kollision zwischen der afrikanischen Platte und der eurasischen Platte in diesem Bereich zu einer Verkürzung der Lithosphäre um 400 bis 500 km geführt hat. Derartig weiträumige tektonische Vorgänge werden nicht nur die


0
50 km
N
-140
-160
-180
-160
-140
-120
-100
-80
-60
-40
-20
-40
-60
-80
-100
-120
-140
-160
-160
-140
-120
-100
-80
-100
-120

Erdkruste, sondern auch einen grossen Teil des oberen Erdmantels umfassen. Alle Untersuchungen, die dem Verständnis dieser grossräumigen Prozesse dienen, müssen deshalb das gesamte Lithosphären-Asthenosphären-System in die Diskussion mit einbeziehen. Eine rationelle Methode für das Studium tiefreichender Strukturen in den Massstäben der Plattentektonik ist die Analyse langperiodischer Aufzeichnungen von seismischen Oberflächenwellen, deren Energie in den oberen Schichten des Erdkörpers geführt wird und deren Fortpflanzungsgeschwindigkeit und Eintauchtiefe eine Funktion der Wellenlänge bzw. der Wellenperiode ist. Man spricht hier von einer «geometrischen Dispersion», die durch die regionale Tiefenabhängigkeit der drei Grössen Dichte (ϱ), Kompressionswellengeschwindigkeit (V_P) und Scherwellengeschwindigkeit (V_S) bedingt ist.

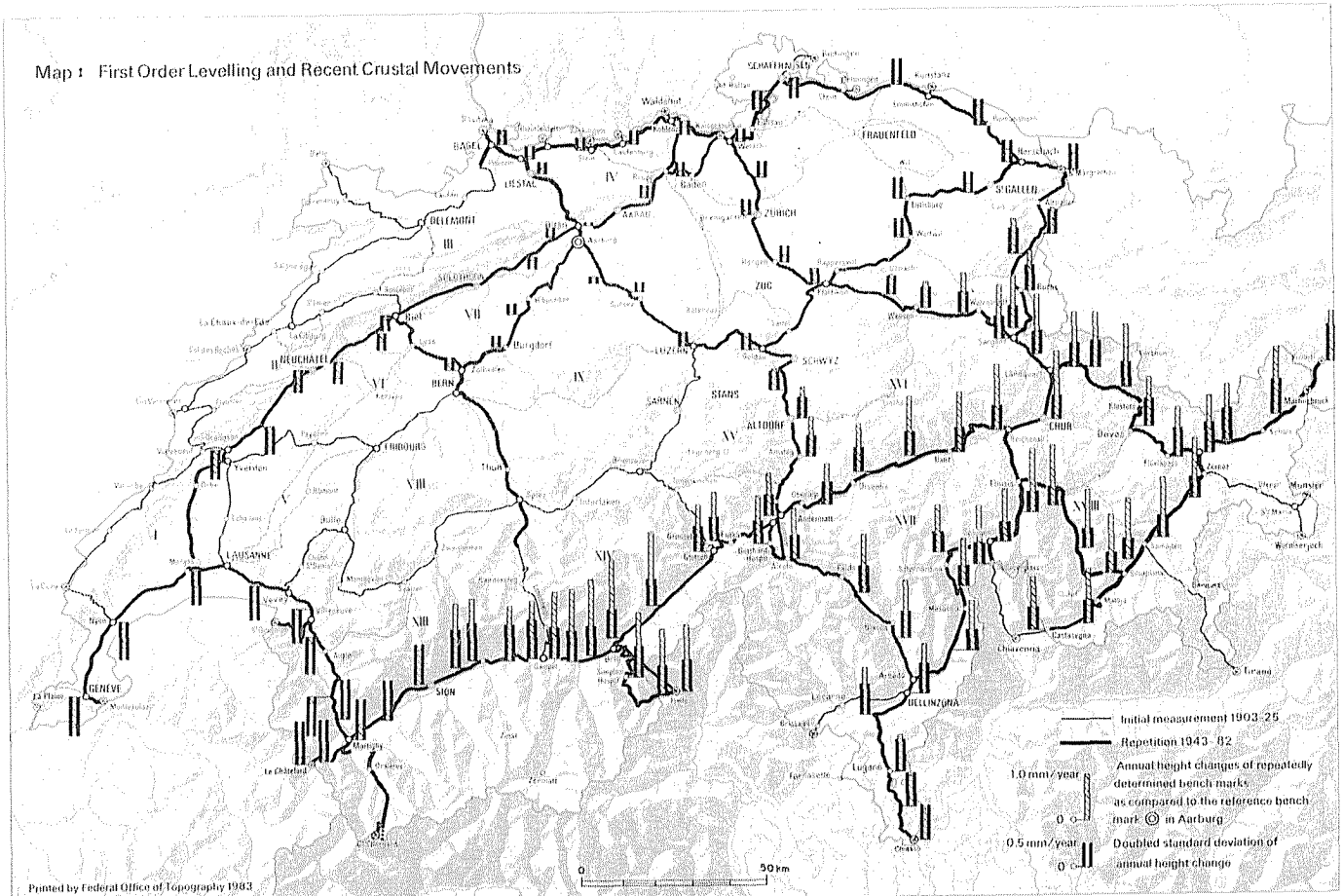
Die Dichte der Gesteine und die Ausbreitungsgeschwindigkeiten seismischer Wellen nehmen normalerweise mit der Tiefe, d.h. mit wachsendem Druck, zu. Weltweite Untersuchungen haben gezeigt, dass in vielen Regionen die Scherwellengeschwindigkeit (V_S) in einer Tiefe zwischen etwa 50 und 250 km geringer ist als im Tiefenbereich darüber und darunter. Diese Schicht erniedrigter Scherwellengeschwindigkeit (V_S) rührt von teilweise geschmolzenem Material her, das nur einen verschwindend geringen Bruchteil des Gesamtvolumens ausmacht. Seismologen haben die leicht verformbare, plastische Asthenosphäre mit dem teilweise aufgeschmolzenen Material in der Schicht erniedrigter Geschwindigkeit im oberen Erdmantel identifiziert. Man kann deshalb mit Hilfe von Dispersionsmessungen an seismischen Oberflächenwellen die regionale Struktur und Beschaffenheit des Lithosphären-Asthenosphären-Systems kartieren. Eine einheitliche, methodisch ziemlich aufwendige Auswertung und Interpretation vieler langperiodischer Beobachtungen von teleseismischen Rayleigh-Wellen in Europa und dem westlichen Mittelmeerraum (G. F. Panza et al., 1980, 1982) erlaubte es, die im Bild 9a wiedergegebene Karte der Lithosphären-Mächtigkeit auszuarbeiten.

Deutliche Abweichungen von dem für Europa offenbar repräsentativen Mittelwert von 90 km Mächtigkeit finden sich in den Becken des westlichen Mittelmeers (30 km) und des Tyrrhenischen Meers (30 km), wobei der südöstliche Rand des letzteren durch aktiven Vulkanismus und eine bis in Tiefen von fast 500 km hinunterreichende Erdbebentätigkeit gekennzeichnet ist. Die für die einzelnen Gebiete ermittelten seismischen Scherwellengeschwindigkeiten (V_S, in km/sec) für die untere Lithosphäre (obere Zahlenwerte) und die Asthenosphäre (untere Zahlenwerte) geben Anhaltspunkte für den physikalischen Zustand der oberen Bereiche des Erdmantels.

◁ Bild 7 «Korrigierte» Bouguer-Schwere-Karte der Schweiz (nach E. Kissling, 1982). In dieser Karte ist von den üblichen Bouguer-Schwere-Werten der Effekt der Molasse-Sedimente und des Ivrea-Körpers abgezogen worden. Immer noch sichtbar ist der Einfluss der Talfüllungen.

Fig. 7 "Corrected" Bouguer gravity map of Switzerland (after E. Kissling, 1982). In this map the effect of the Molasse sediments and of the Ivrea body has been subtracted from the standard Bouguer gravity values. Still visible is the influence of the valley fills.

Map 1 First Order Levelling and Recent Crustal Movements



Eine besonders markante Lithosphärenstruktur im Bild 9a ist das sogenannte «Mitteleuropäische Riftsystem», das sich von den Westalpen bis zur Nordsee erstreckt. Die stark ausgedünnte Lithosphären-«Brücke» (Mächtigkeit um 50 km) mit ziemlich niedrigen Scherwellengeschwindigkeiten deutet auf Prozesse in der Tiefe hin, die eines Tages zu einem Auseinanderbrechen der europäischen Platte entlang dieser «Trennfuge» führen können. Diese gegenwärtig nur mässig aktive Riftzone reicht von der westlichen Nordsee durch die Niederlande, die Niederrheinische Bucht, quer durch den Rheinischen Schild, längs des Oberrheingrabens, unter dem französisch-schweizerischen Jura hindurch in die Westschweiz und weiter nach Südwesten bis unter die französischen Westalpen. Anzeichen für die mit dieser Riftaktivität zusammenhängende Absenkung der ausgedünnten Lithosphäre im westlichen Teil der Schweiz können auch aus der Karte für die Änderungsraten der vertikalen Krustenbewegungen (Bild 8) entnommen werden. Alle diese Hinweise legen den Schluss nahe, dass diese grossräumige Riftstruktur offenbar vor der Alpenbildung angelegt und während der verschiedenen Gebirgsbildungsphasen von den Deckenstapeln der Krustengesteine «überfahren» wurde.

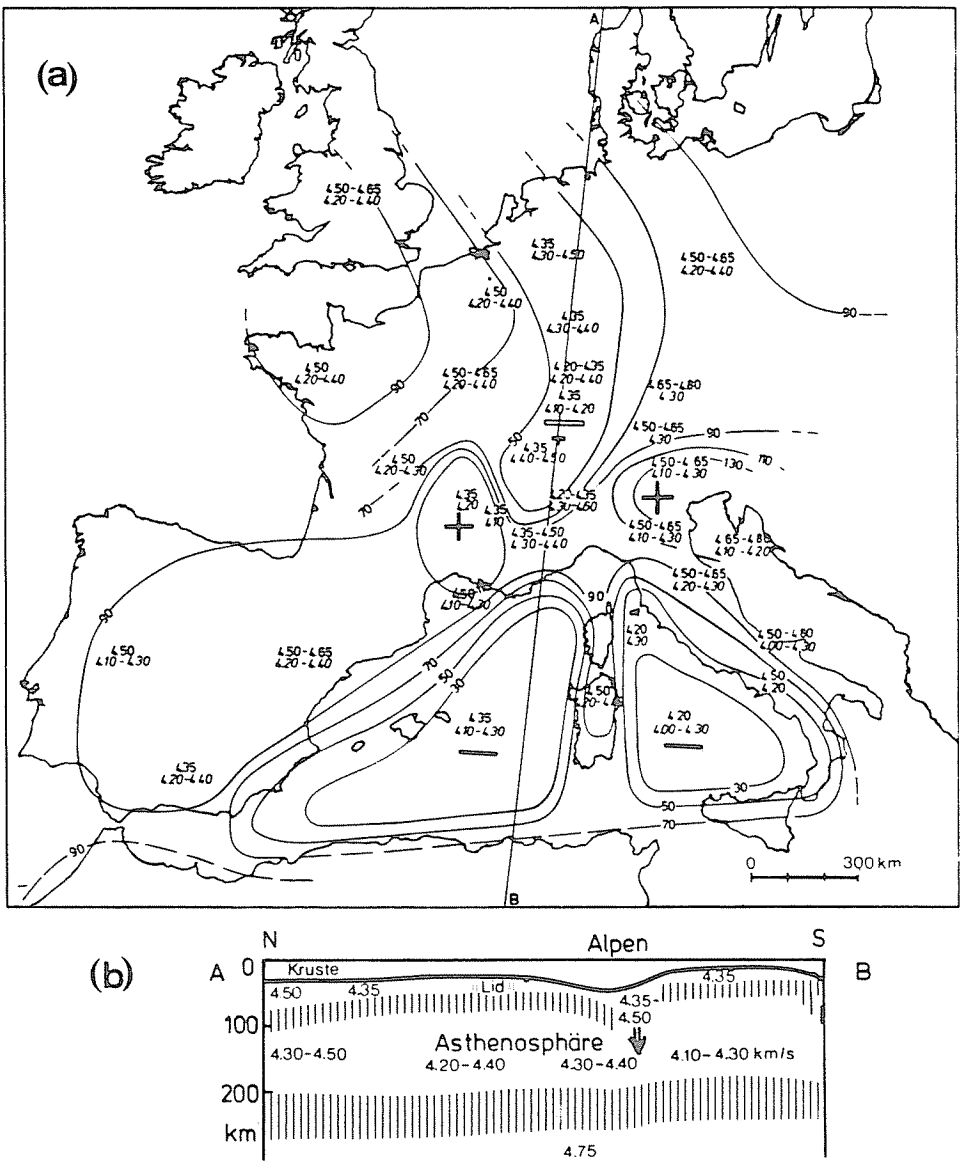
Die beträchtliche Mächtigkeitszunahme der Lithosphäre (bis zu 130 km) im östlichen Teil der Südalpen deutet auf eine Unterschiebung des adriatischen Sporns der afrikanischen Platte unter die europäische Platte hin. Eine Analyse der Erdbebenmechanismen im Friaul (Bebenserien im Frühjahr und Herbst 1976) hat diese Hypothese bestätigt. In entsprechender Weise könnte die Verdickung der Lithosphäre im Bereich des französischen Zentralmassivs auf flache Unterschiebungsvorgänge von Südwesten her zurückzuführen sein, die vor etwa 20 Mio. Jahren stattgefunden haben könnten (vgl. Bild 12).

Im Bild 9b ist ein Krusten-Mantel-Schnitt gezeichnet, der vom Skagerrak (A) durch Mitteleuropa bis nach Nordafrika (B) reicht. Zur Orientierung ist die Position dieses Schnittes im Bild 9a markiert. Die dick ausgezogene Linie im Bild 9b entspricht dem Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze («Moho»), und die Senkrechtschraffur deutet die Unsicherheit in der Lage der oberen und unteren Begrenzung der Asthenosphäre an. Wie dem Schnitt zu entnehmen ist, umfassen die grosstektonischen Vorgänge offensichtlich die gesamte Lithosphäre (Kruste + «Lid») und Asthenosphäre, wobei die spröde Erdkruste in den Alpen, d.h. im Übergangsbereich zwischen der eurasischen und afrikanischen Platte, entweder durch Ineinanderschieben der verschiedenen Schichten an Mächtigkeit zunimmt (vgl. Bild 4) oder – wie in der Zone von Ivrea – an tieferliegenden Grenzflächen abgeschert und überschoben wird.

◁ Bild 8 Ergebnisse wiederholter Präzisionsnivellementsmessungen und rezente vertikale Krustenbewegungen in der Schweiz (nach E. Gubler, 1983). Bei den meisten Beobachtungen in den Alpen sind die festgestellten Höhenänderungen deutlich grösser als die Messfehler.

Fig. 8 Results of repeated precise levelling measurements and recent vertical crustal movements in Switzerland (after E. Gubler, 1983). For most of the observations in the Alps the height changes found are significantly greater than the errors in measurement.

Relativ kalte und dichtere Teile der unteren Lithosphäre («Lid») scheinen in diesem Kollisionsbereich steil in die Asthenosphäre eingedrungen zu sein. Sie bilden eine sogenannte «Verschluckungszone», die bis in Tiefen von 200–250 km hinunterreichen kann und die die eigentliche Plattengrenze zwischen Eurasien und Afrika in den Alpen darstellt (G. F. Panza und St. Mueller, 1979).



Nach dieser Modellvorstellung ist offenbar unter der Gebirgskette der Alpen eine fast senkrecht stehende «Verschluckungszone» vorhanden, so wie dies für den Krusten-Mantel-Schnitt im Bild 9b und in der Bildskizze 13c angedeutet ist. Als Folge des Zusammenstosses der afrikanischen mit der eurasischen Platte ist die ozeanische Lithosphäre des penninischen Bereiches (siehe Bild 10) vollständig subduziert worden. Bei der sich anschliessenden Kontinent-Kontinent-Kollision sind kontinentale Krustenteile ineinander verschachtelt worden, was zu einer Krustenverdickung und einer starken Deformation der Krusten-Mantel-Grenze (M = «Moho») geführt hat (Bild 13c). Durch den grossräumigen Zusammenschub der Lithosphäre (um rund 400 bis 500 km), verbunden mit der Auffaltung der Alpen, hat sich schliesslich eine «Verschluckungszone» ausgebildet (Bild 9b), in der die kalte untere Lithosphäre der beiden Platten – gekennzeichnet durch seismische Scherwellengeschwindigkeiten (V_S) zwischen 4,3 und 4,5 km/sec – nebeneinander in die heisse Asthenosphäre (mit V_S zwischen 4,1 und 4,4 km/sec) zum Teil gestossen, zum Teil durch ihre höhere Dichte nach unten gezogen wird (L. Fleitout und C. Froidevaux, 1982).

Das Spannungsfeld im Raum zweier kollidierender Lithosphärenplatten bleibt nicht unmittelbar auf den Plattenkontakt beschränkt, sondern wirkt sich auf einen grösseren Bereich aus, wobei die regionale tektonische Situation am eigentlichen Plattenrand wesentlich beeinflusst wird (St. Mueller, 1984). Die gegenwärtige Erdbebenaktivität im Mittelmeer- und Alpenraum (Bild 2) weist eindrücklich darauf hin, dass der Kollisionsvorgang zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte andauert und auch in Zukunft zerstörende Erdbeben in den aktiven Bruchzonen entlang des Plattenkontaktes auslösen wird.

◁ Bild 9a Karte der Lithosphären-Mächtigkeit (in km) für den Mittelmeerraum und Zentral-Europa, abgeleitet aus der Dispersion seismischer Oberflächenwellen (nach G. F. Panza et al., 1980 & 1982). Die Zahlenpaare geben die Scherwellen-Geschwindigkeiten (V_S, in km/sec) in der unteren Lithosphäre (obere Zeile) und der Asthenosphäre (untere Zeile) an.

Fig. 9a Map of lithospheric thickness (in km) in the Mediterranean-Alpine region, deduced from the dispersion of seismic surface waves (after G. F. Panza et al., 1980 & 1982). Representative shear-wave velocities (V_S, in km/sec) are given for the lower lithosphere (upper numbers) and for the asthenosphere (lower italic numbers).

Bild 9b Schnitt durch das Krusten-Mantel-System von Jütland (A) bis Tunesien (B). «Lid» = untere Lithosphäre. Die vertikal schraffierten Zonen kennzeichnen die Ober- und Unterseite der Asthenosphäre, wobei die Breite der Schraffur die Unsicherheit in der Bestimmung dieser Grenzen angibt (nach G. F. Panza et al., 1980 & 1982).

Fig. 9b Cross section through the crust-mantle system from Jutland (A) to Tunisia (B). "Lid" = lower lithosphere. The vertical "fence" hachures indicate the uncertainty in depth of the upper and lower bounds of the asthenosphere (after G. F. Panza et al., 1980 & 1982).

3 Grosstektonische Entwicklung

Wie bereits in der Einführung dargelegt, ist die grossräumige Tektonik des Mittelmeer- und Alpenraumes eng mit den relativen Bewegungen zwischen Afrika und Europa verknüpft und wird deshalb letztlich von Prozessen am Mittelatlantischen Rücken gesteuert. Ausgehend von einer Rekonstruktion der Öffnungsgeschichte des Nordatlantiks ist es möglich geworden, Modellvorstellungen für die geodynamische Evolution des westlichen Mittelmeerraumes zu entwickeln. Aus der Skizzenfolge in Bild 10 (nach W. Frisch, 1980) ist zu entnehmen, dass während der Trias-Zeit (d.h. vor etwa 200 Mio. Jahren) ein Superkontinent existierte, der alle heutigen Kontinente enthielt und den man mit «Pangäa» bezeichnet hat. Im Osten grenzte dieser Riesenkomplex an das Tethys-Meer. Während der späten Jura-Zeit öffnete sich zuerst der zentra-

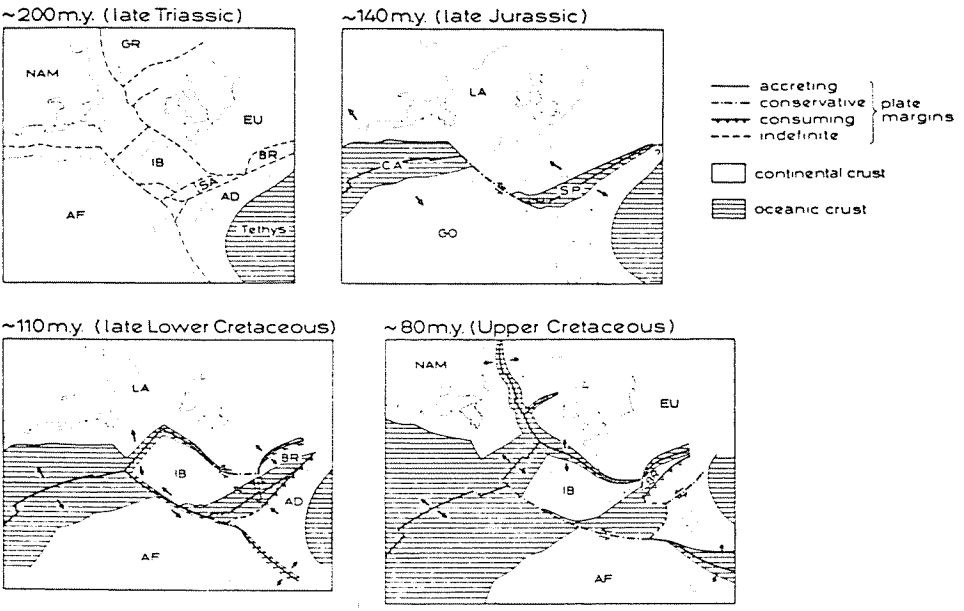


Bild 10 Paläogeographische Skizzen der Öffnung des Nordatlantiks sowie der geodynamischen Entwicklung des westlichen Mittelmeerraums von der späten Trias bis zur oberen Kreide (nach W. Frisch, 1980). Identifizierung der Platten: GO = Gondwana; LA = Laurasia; AF = Afrika; EU = Eurasien; NAM = Nordamerika; GR = Grönland; IB = Iberien; BR = Briançonia; AD = Adriatica; SA = Sardinien-Korsika. Ozeane: C.A. = Zentral-Atlantik; S.P. = südpenninischer Ozean.

Fig. 10 Paleogeographic sketches illustrating the opening of the North Atlantic and the geodynamic evolution of the Western Mediterranean region from the Late Triassic to the Upper Cretaceous (after W. Frisch, 1980). Identification of plates: GO = Gondwana; LA = Laurasia; AF = Africa; EU = Eurasia; NAM = North America; GR = Greenland; IB = Iberia; BR = Briançonia; AD = Adriatica; SA = Sardinia-Corsica. Oceans: C.A. = Central Atlantic; S.P. = South Penninic Ocean.

le Teil des Atlantiks und etwa gleichzeitig der sogenannte «Südpenninische Ozean», der im heutigen westlichen Mittelmeerraum gelegen war. In einer nächsten Phase, während der mittleren Kreide-Zeit, begann sich allmählich der Nordatlantik zusammen mit dem Golf von Biskaya und dem «Nordpenninischen Becken» zu öffnen. Daran schloss sich in der oberen Kreide die Öffnung der Labrador-See zwischen Grönland und Kanada an, verbunden mit einer intensiveren Ausdehnung des neugebildeten Meeresbodens im Golf von Biskaya, was zu einer Drehung der Iberischen Halbinsel im Gegenuhrzeigersinn führte. Nach dem Modell von W. Frisch (1980) existierten im westlichen Mittelmeerraum verschiedene kleine Platten, wie die Briançonia- und die Adria-Platte. Für diese sogenannten «Mikroplatten» dürfte das Verhältnis Plattendurchmesser zu -mächtigkeit um einiges kleiner anzunehmen sein als für eine «normale» Lithosphärenplatte.

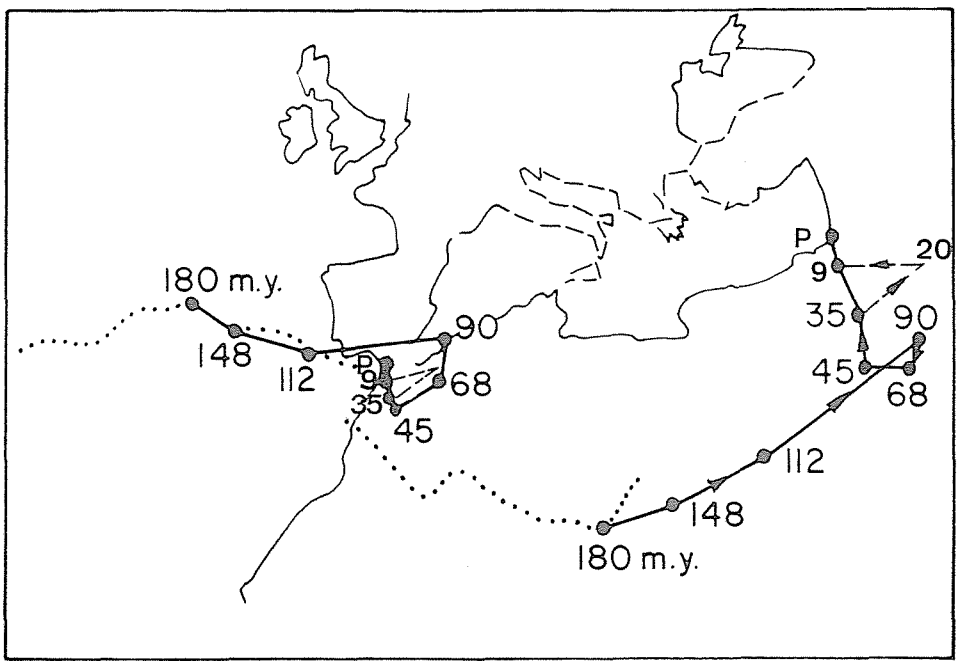


Bild 11 Relative Bewegung von zwei ausgewählten Punkten auf der afrikanischen Platte gegenüber der eurasischen Platte in den zurückliegenden 180 Mio. Jahren bis heute (P), abgeleitet aus dem Streifenmuster magnetischer Anomalien im Zentral-Atlantik (nach B. Biju-Duval et al., 1977). Gestrichelt eingetragen ist eine bisher in den Interpretationen nicht berücksichtigte Änderung der Bewegung an der Wende Oligozän/Miozän (d.h. vor rund 20 Mio. Jahren).

Fig. 11 Relative motion of two selected points on the African plate with respect to the Eurasian plate during the past 180 m.y. until the present (P) as deduced from the pattern of magnetic anomalies in the Central Atlantic (after B. Biju-Duval et al., 1977). The dashed deviation indicates a change in movement at the Oligocene/Miocene transition (about 20 m.y. ago) which has not yet been taken into account in previous interpretations.

Das beobachtete symmetrische Streifenmuster magnetischer Anomalien im Atlantik, das mit datierten Polumkehrungen des Erdmagnetfeldes korreliert werden kann, erlaubt es, einerseits die Geschwindigkeiten von Plattenbewegungen zu berechnen und andererseits das Alter der ozeanischen Kruste in den Tiefseebecken zwischen dem Mittelatlantischen Rücken und den heutigen Kontinentalrändern zu ermitteln. Durch Zurückschieben der einander altersmässig entsprechenden magnetischen Anomalien (zu beiden Seiten der mittelatlantischen Rückenachse) können die Positionen von Afrika und Europa zu früheren Zeitpunkten relativ zur stationär gehaltenen nordamerikanischen Platte sowie zueinander rekonstruiert werden. Im Bild 11 (nach B. Biju-Duval et al., 1977) sind die Positionen von zwei Punkten (dem heutigen Tanger in Marokko und Gaza in Israel) auf der afrikanischen Platte zu verschiedenen bedeutsamen Zeitpunkten während der Öffnung des Atlantiks skizziert. Man kann daraus entnehmen, dass sich Afrika in der Zeitspanne von 180 bis 90 Mio. Jahren relativ zu Europa nach Osten (im sinistralen Sinn) bewegt und gleichzeitig eine deutliche Drehung im Gegenuhrzeigersinn erfahren hat. Zwischen 90 und 45 Mio. Jahren erfolgte eine gewisse (dextrale) Rückbewegung, und seit etwa 45 Mio. Jahren stösst Afrika in einer nordwärts gerichteten Bewegung auf den europäischen Teil der eurasischen Platte, wobei diesem Vorgang wegen der rascheren Öffnung des Südatlantiks eine Rotationskomponente im Gegenuhrzeigersinn überlagert ist (vgl. dazu auch Bild 1). Verschiedene geologische Beobachtungen legen es nahe, dass an der Wende Oligozän/Miozän (d.h. vor rund 20 Mio. Jahren) Afrika eine zeitweilige sinistrale Bewegung relativ zu Europa ausgeführt haben muss (siehe dazu auch Bild 12), was bis jetzt aus den paläomagnetischen Daten nicht abgeleitet werden konnte.

Die geodynamische Situation im westlichen Mittelmeerraum und in den Alpen wird primär von dem Kollisionsvorgang zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte beherrscht, teilweise beeinflusst durch die Wechselwirkung zwischen den verschiedenen Mikroplatten. Eine geologische Interpretation des aus den Plattenbewegungen seit dem frühen Tertiär resultierenden regionalen Spannungsfeldes ist in Bild 12 (nach J. H. Illies, 1975) wiedergegeben. Je nach der relativen Bewegung zwischen Afrika und Europa werden Riftzonen und horizontale Blattverschiebungen unterschiedlicher Orientierung aktiviert. So wurden im späten Eozän (vor ~ 40 Mio. Jahren) der SSW-NNE-streichende Oberrheingraben, der Bresse- und Limagne-Graben sowie der Ur-Campidano-Graben (als Sardinien noch an die Provence grenzte) gebildet, während gegenwärtig SE-NW-orientierte Riftstrukturen, wie das Pantelleria-Malta-Rift, der heutige Campidano-Graben, das Niederrheingebiet und der zentrale Nordsee-Graben, tektonisch aktiv sind.

Im Alpenbereich führte der seit dem späten Eozän andauernde grossräumige Kollisionsvorgang zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte zu einer beträchtlichen Verkürzung der Lithosphäre (Bild 13). Mehrere Sätze geophysikalischer Daten (St. Mueller, 1982a) deuten darauf hin, dass nach der

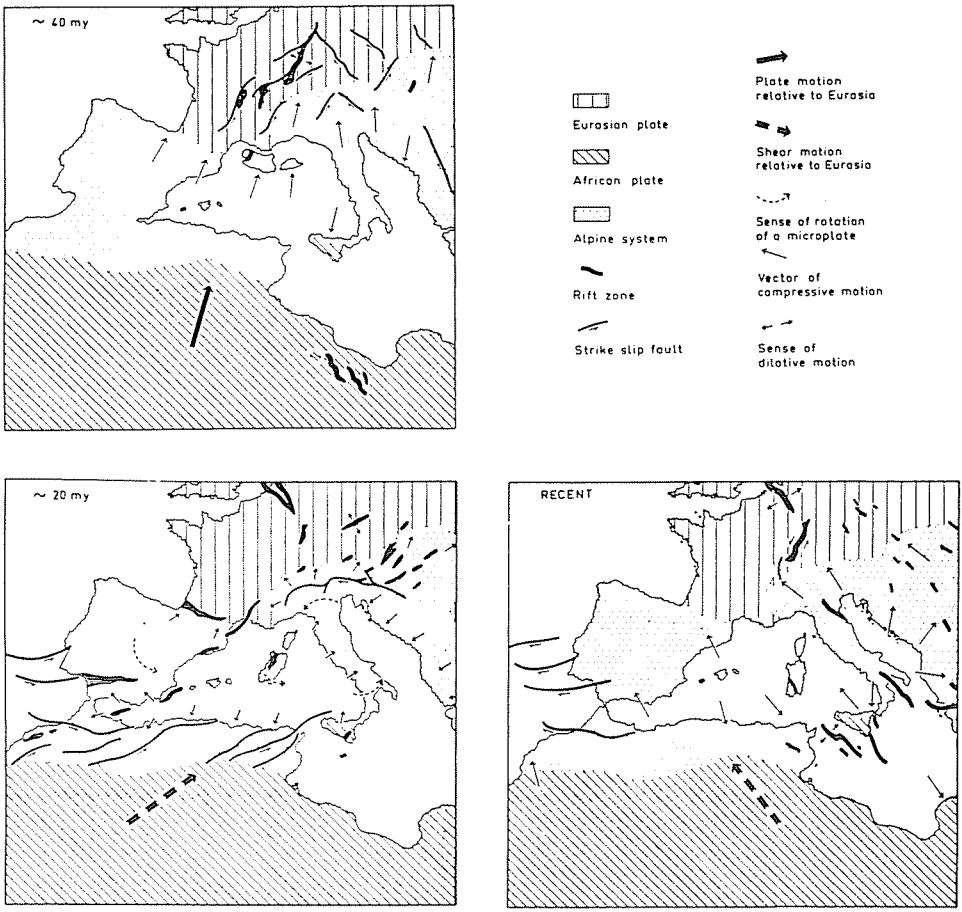
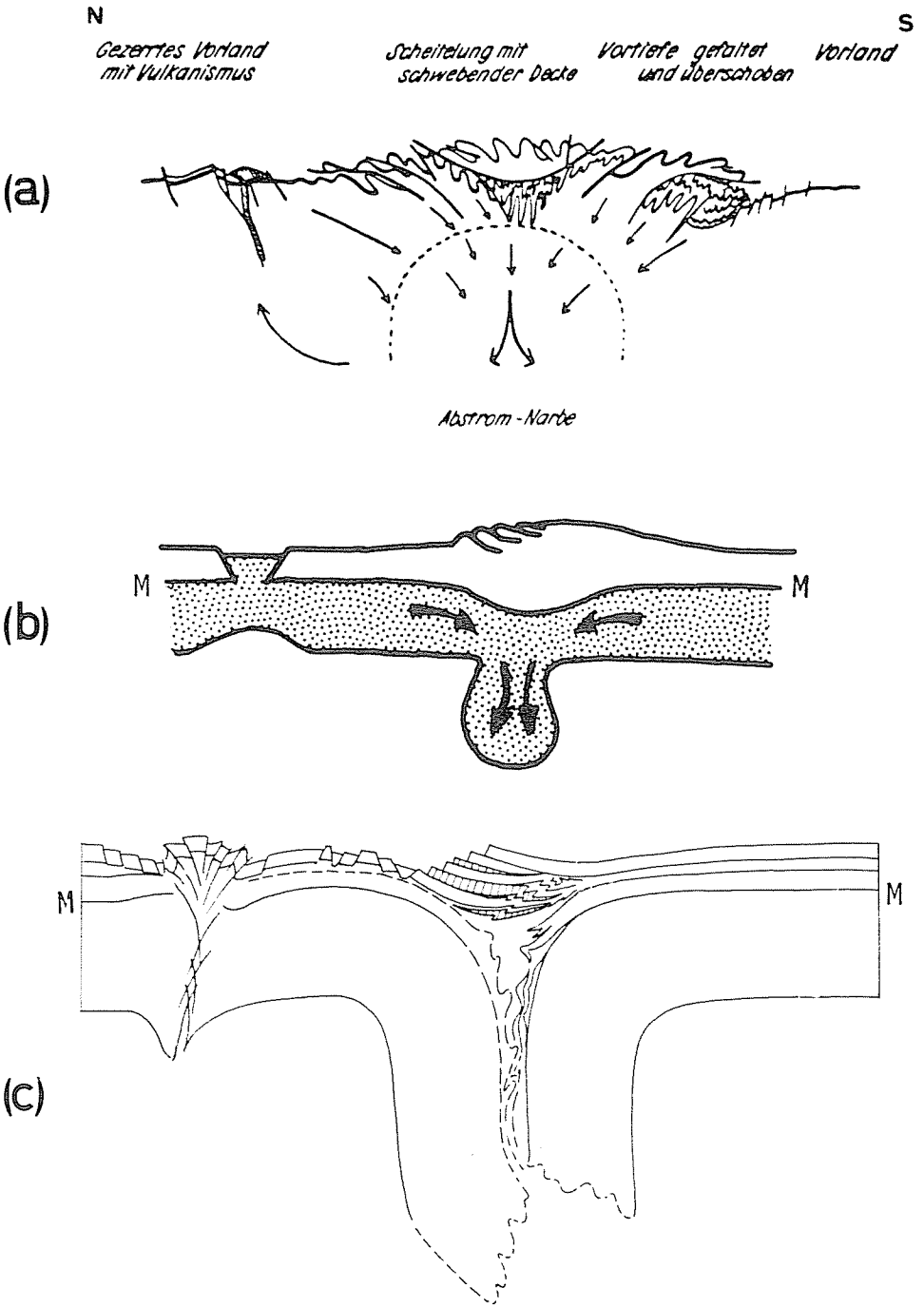


Bild 12 Schematisches Modell der Entwicklung des westlichen Mittelmeerraums und der daraus resultierenden Intraplattentektonik als Folge der relativen Plattenbewegungen zwischen Afrika und Eurasien (nach J. H. Illies, 1975). Die «Momentaufnahmen» zeigen die Situation im Eozän (vor ~ 40 Mio. Jahren), im unteren Miozän (vor ~ 20 Mio. Jahren) und in der jüngsten Vergangenheit.

Fig. 12 Schematic model of the evolution in the Mediterranean-Alpine region and the resulting intraplate tectonics as a consequence of the relative plate movements between Africa and Eurasia (after J. H. Illies, 1975). The "snapshots" show the situation in Eocene times (~ 40 m.y. ago), in the Lower Miocene (~ 20 m.y. ago) and in the most recent past.

vollständigen Schliessung und Subduktion des «Südpenninischen Ozeans» (S. P. in Bild 10) verhältnismässig dichte und kühle Teile der unteren Lithosphäre nahezu senkrecht in eine «Verschluckungszone» (entsprechend den Vorstellungen von O. Ampferer, 1906) gestossen wurden. Diese nach neueren Schätzungen bis zu Tiefen von 100 bis 200 km in den Erdmantel reichende Störung war bereits das Kernstück in dem Modell eines «Doppelorogens»


N
S
Gezerrtes Vorland mit Vulkanismus
Scheitelung mit schwebender Decke
Vortiefe gefaltet und überschoben
Vorland
(a)
Abstrom-Narbe
(b)
M
M
(c)
M
M

nach E. Kraus (1931), wobei angenommen wurde, dass Lithosphärenmaterial symmetrisch in die darunterliegende Asthenosphäre «strömt» (Bild 13a). Diese Zone stellt die eigentliche Plattengrenze zwischen Afrika und Eurasien im Alpenraum dar (G. F. Panza und St. Mueller, 1979). Als Folge des Verschlukkungsprozesses wurden lamellenartige Späne der oberen Lithosphäre abgehoben und zu einem Deckenstapel aufgehäuft (Bild 13c, nach H. P. Laubscher, 1974). Tiefere Teile der Kruste wurden ineinandergeschoben und bildeten so eine «leichte» (d. h. weniger dichte) Krustenwurzel (Bild 13b) über der wesentlich ausgedehnteren, tiefreichenden Mantelstörung unter den Alpen. Ein Krusten-Mantel-Modell dieser Art erklärt zwanglos die aus dem Zusammenschub der Lithosphärenblöcke resultierende Massenbilanz.

Das tatsächliche Ausmass der Mantelstörung im Alpenraum kann aus dem Schwere-Effekt, herrührend von dem Lithosphären-Massenüberschuss in der Asthenosphäre, abgeschätzt werden. Ausgehend von der für oberflächennahe Störmassen korrigierten Schwerekarte der Schweiz (Bild 7) hat H. Schwendener (1983) in einem weitergehenden Schritt auch noch die Schwerewirkung eines dreidimensionalen Modells der Erdkruste berechnet und von den korrigierten Schwerewerten abgezogen. Die resultierende positive Schwere-Residual-Anomalie entlang eines Profils vom Bodensee bis zum Ligurischen Meer ist in Bild 14 wiedergegeben; sie hat eine Nord-Süd-Ausdehnung von ungefähr 450 km, mit einem Maximum (von etwa + 100 mgal) über den Südalpen (nördlich von Bergamo). Die Mantelstörung dürfte deshalb bis in Tiefen von

◁ Bild 13a Schematisches Modell der Alpen aufgefasst als symmetrisches «Doppelorogen mit Abstrom-Narbe» (nach E. Kraus, 1931), das in seinen Grundzügen einer steilstehenden «Verschlukkungszone» (nach O. Ampferer, 1906) entspricht.

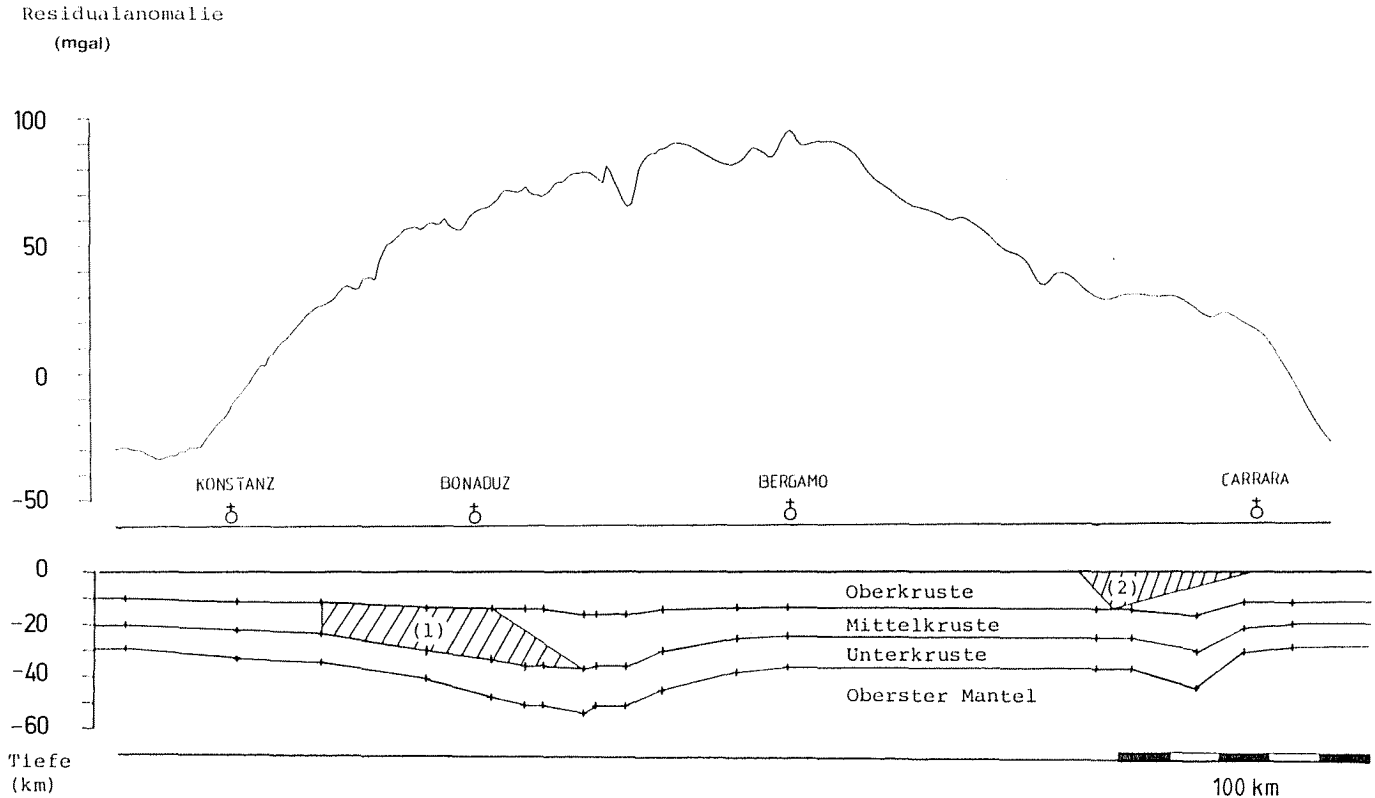
Fig. 13a Schematic model of the Alps conceived as a symmetrical "double orogen" with "Abstrom-Narbe" (after E. Kraus, 1931), which basically corresponds to a nearly vertical "zone of subfluence" (after O. Ampferer, 1906).

Bild 13b Skizze zur Illustration des Bildungsprozesses einer kalten Lithosphärenwurzel höherer Dichte unter einem Gebirgszug (nach L. Fleitout und C. Froidevaux, 1982). M = Mohorovičić-Diskontinuität. Die Ausbildung einer Grabenstruktur am (nördlichen) Rand kann von starken lateralen Änderungen in den mechanischen Eigenschaften der Lithosphäre herrühren.

Fig. 13b Sketch illustrating the evolutionary process leading to the formation of a cold, denser lithospheric root under a mountain range (after L. Fleitout and C. Froidevaux, 1982). M = Mohorovičić discontinuity. The formation of a graben structure at the (northern) margin may result from lateral variations in the mechanical properties of the lithosphere.

Bild 13c Schematischer Schnitt durch das Krusten-Mantel-System der Alpen (nach H. P. Laubscher, 1974). M = Mohorovičić-Diskontinuität (Krusten-Mantel-Grenze). Als Folge der Plattenkollision hat sich im Alpenraum eine steilstehende «Verschluckungszone» ausgebildet, in der Teile der nördlichen und südlichen Lithosphären in die Asthenosphäre absinken.

Fig. 13c Schematic cross-section through the crust-mantle system of the Alps (after H. P. Laubscher, 1974). M = Mohorovičić discontinuity (crust-mantle boundary). Caused by the plate collision process the subducting northern and southern lithospheres form a nearly vertical zone of "subfluence" in the Alpine region which penetrates into the asthenosphere.


Residualanomalie
(mgal)
100
50
0
-50
KONSTANZ
BONADUZ
BERGAMO
CARRARA
0
-20
-40
-60
Tiefe
(km)
(1)
(2)
Oberkruste
Mittelkruste
Unterkruste
Oberster Mantel
100 km

knapp 200 km hinunterreichen in Übereinstimmung mit anderen geophysikalischen Befunden (St. Mueller, 1982a).

Das Lithosphären-Asthenosphären-System der Alpen, so wie es in Bild 13c skizziert ist, wurde in den zurückliegenden 45 Mio. Jahren (vgl. Bild 11) zunehmend weiter eingeengt. Dieser Vorgang ist nicht kontinuierlich, sondern episodenhaft abgelaufen. In Bild 15 ist der Versuch unternommen worden, die wichtigsten vier Phasen dieser Entwicklung an Hand eines kinematischen Modells nachzubilden (E. Kissling et al., 1983). Schematisch dargestellt ist jeweils nur die rechte (südliche) Hälfte der als symmetrisch angenommenen Alpenstruktur, wobei die Hebungsraten für die obere Kruste sowie die Absenkungsraten (in mm pro Jahr) für die Krusten-Mantel-Grenze (M) und die in die Asthenosphäre eintauchende untere Lithosphäre angegeben sind. Für das gesamte System ergibt sich daraus eine Verkürzung der Lithosphäre von etwa 160–180 km, verbunden mit einer maximalen Heraushebung der Kruste von 25–28 km – so wie sie in der südlichen Leventina aus Paläotemperatur- und -druckangaben der an der Oberfläche anstehenden stark metamorphisierten Gesteine auch tatsächlich ermittelt wurden. Die Mächtigkeit der Alpenkrustenwurzel muss in den letzten 30 Mio. Jahren mit rund 50 km (siehe dazu Bild 4 und Bild 6) praktisch gleichgeblieben sein, verändert haben sich nur die Topographie (d.h. die Oberkruste) und der tiefer in die Asthenosphäre eindringende Mantelstörkörper. Das hier vorgestellte kinematische Modell vereinfacht den tatsächlichen Ablauf der alpinen Hebungsgeschichte in ziemlich grober Weise. Während die Heraushebung des Bergells, der Leventina und des Simplons etwa dem Modell in Bild 15 entspricht, muss angenommen werden, dass der Monte-Rosa-Block bereits rund 10 Mio. Jahre früher angehoben wurde (siehe z. B. D. Werner, 1980). Die für die jüngste Vergangenheit

---

◁ Bild 14 Profil der markanten (positiven) Residualschwere/Anomalie (in mgal) zwischen Bodensee und Ligurischem Meer (nach H. Schwendener, 1983) nach Abzug der Massenwirkung eines 3-dimensionalen Krustenmodells mit den folgenden Dichten:
Oberkruste 2,73 g/cm³;
Mittelkruste 2,87 g/cm³;
Unterkruste 2,97 g/cm³;
Oberster Mantel 3,27 g/cm³;
(1) Störkörper in der Mittelkruste des nördlichen Alpenrandes: Dichtekontrast – 0,10 g/cm³
(2) Störkörper in der Oberkruste des nördlichen Apennins: Dichtekontrast – 0,15 g/cm³

Fig. 14 Profile of the pronounced (positive) residual gravity anomaly (in mgal) between the Lake of Constance and the Ligurian Sea (after H. Schwendener, 1983), obtained after the mass effect of a 3-dimensional crustal model with the following densities has been subtracted:
Upper crust 2.73 g/cm³;
Middle crust 2.87 g/cm³;
Lower crust 2.97 g/cm³;
Uppermost mantle 3.27 g/cm³;
(1) Anomalous mass in the middle crust of the northern margin of the Alps: density contrast – 0.10 g/cm³
(2) Anomalous mass in the upper crust of the northern Apennines: density contrast – 0.15 g/cm³

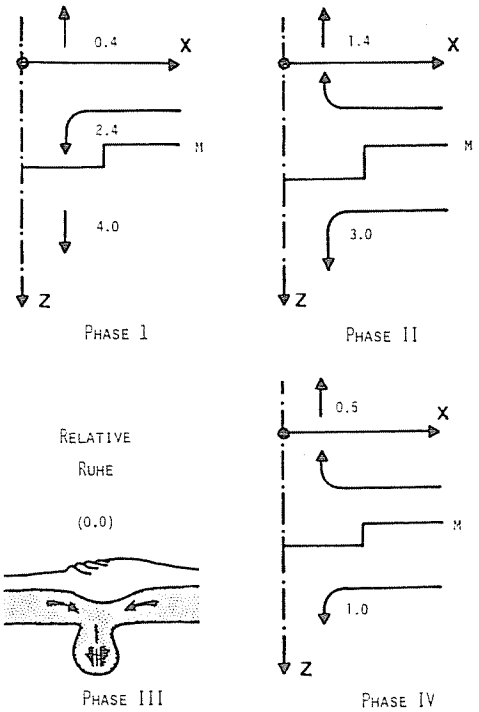


Bild 15 Schematische Skizze der Entwicklungsgeschichte der Alpen während der vergangenen 40 Mio. Jahre (nach E. Kissling et al., 1983). Phase I: 40–32 Mio. Jahre; Phase II: 32–20 Mio. Jahre; Phase III: 20–14 Mio. Jahre; Phase IV: 14–0 Mio. Jahre. Die Ergebnisse der Modellrechnungen (in mm pro Jahr) für diese vier Hauptentwicklungsphasen befriedigen die vorliegenden petrologischen und gravimetrischen Daten. Z = Tiefe, M = Mohorovičić-Diskontinuität.

Fig. 15 Schematic sketch of the evolutionary history of the Alps during the past 40 m.y. (after E. Kissling et al., 1983). Phase I: 40–32 m.y.; Phase II: 32–20 m.y.; Phase III: 20–14 m.y.; Phase IV: 14–0 m.y. The results of the model calculations (in mm per year) for these four main phases of evolution satisfy the available petrological and gravimetric data. Z = depth, M = Mohorovičić discontinuity.

aus geothermischen Daten abgeleiteten Hebungsraten in den Alpen entsprechen den gegenwärtigen, geodätisch bestimmten Hebungsgeschwindigkeiten (vgl. Bild 8).

Wie bereits angedeutet, führt die Kollision von zwei kontinentalen Plattenrändern nicht nur zu einer Krustenverdickung (siehe Phase II in Bild 15), sondern vor allem zur Bildung einer kalten und langsam absinkenden «Lithosphärenwurzel» relativ höherer Dichte (Bild 13c) unter der Gebirgskette. Diese Konfiguration entwickelt eine gewisse Eigendynamik, wobei durch das Abtauchen der «Lithosphärenwurzel» regional starke Kompressionsspannungen erzeugt werden, die in einer Art positiver «Rückkopplung» den Gebirgsbildungsprozess aufrecht erhalten, ohne dass dazu plattentektonische Kräfte bemüht werden müssen (L. Fleitout & C. Froidevaux, 1982). Die für den Westalpenbogen vorliegenden seismologischen und geologischen Beobachtungen zwingen zu dem Schluss, dass dort ein derartiger Mechanismus wirksam sein muss (St. Mueller, 1984).

Paläomagnetische Untersuchungen haben gezeigt, dass paläozoische Gesteine (mit einem Alter von 400–250 Mio. Jahren) in Mitteleuropa eine Deklination von etwa 20° nach Osten aufweisen (Bild 16, nach W. Lowrie, 1980). In den meisten Gebieten Südeuropas weichen aber die gemessenen Deklinationswerte häufig sehr stark von dieser «erwarteten» Richtung für den unge-

störten, stabilen Innenraum der europäischen Platte ab. Diese Abweichungen sind als gewichtiger Hinweis auf tektonische Plattenrotationen zu werten. So sind offenbar die iberische Halbinsel, die Inselkette von Korsika und Sardinien sowie die Apenninen-Halbinsel zu verschiedenen Zeitspannen um unterschiedliche Beträge im Gegenuhrzeigersinn gedreht worden. Man muss annehmen, dass zumindest für Italien eine solche allmähliche Rotation immer noch im Gange ist. Die Analyse von Erdbebenherdmechanismen im zentralen Teil der Alpen hat ergeben, dass es sich dabei zumeist um linksdrehende Seitenverschiebungen handelt (N. Pavoni, 1980). Bei diesen Bewegungen scheint es sich um die Ausgleichsreaktion auf die fortdauernde Drehung der Apenninen-Halbinsel zu handeln (St. Mueller und W. Lowrie, 1980).

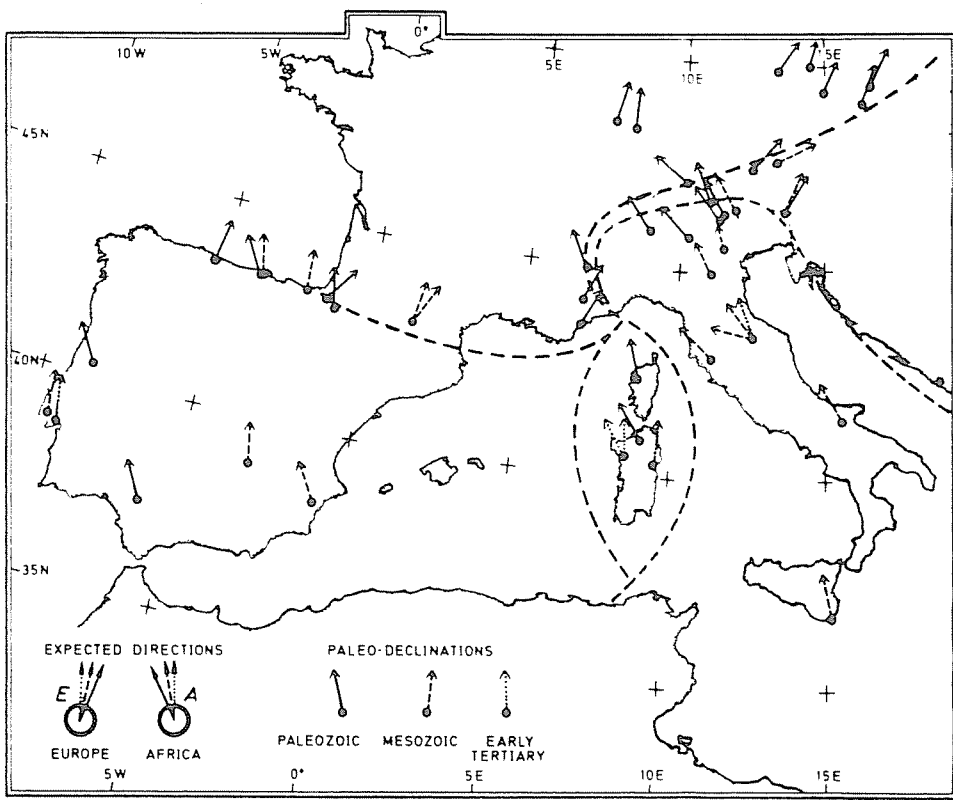


Bild 16 Zusammenstellung der gemessenen Deklinationsrichtungen in Gesteinen unterschiedlichen Alters im westlichen Mittelmeerraum und in Mitteleuropa (nach W. Lowrie, 1980). Die gestrichelten Linien grenzen Bereiche konsistenter Deklinationen, d.h. tektonisch bedingter Rotationsbewegungen, gegeneinander ab.

Fig. 16 Compilation of measured declination directions in rocks of different ages in the Western Mediterranean area and in Central Europe (after W. Lowrie, 1980). The dashed lines separate regions of consistent declinations, i.e. of tectonically induced rotational movements.

4 Literatur

Ahorner, L. (1975), Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. Tectonophysics *29*, 233–249.

Ampferer, O. (1906), Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jb. Geol. Reichsanstalt (Wien) *56*, 539–622.

Biju-Duval, B., J. Dercourt and X. Le Pichon (1977), From the Thethys Ocean to the Mediterranean Seas: a plate-tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: Biju-Duval, B. and L. Montadert (eds.): Int. Symp. Struct. Hist. Mediterr. Basins, Split (Yugoslavia), TECHNIP (Paris), 44–72.

Büchi, U.P. und R. Trümpy (1976), Bemerkungen zum geologischen Profil längs der Geotraverse Basel–Chiasso. Schweiz. miner. petr. Mitt. *56*, 589–603.

Channell, J.E.T., B. d'Argenio and F. Horvath (1979), Adria – the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography. Earth Science Reviews *15*, 213–292.

Fleitout, L. and C. Froidevaux (1982), Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. Tectonics *1*, 21–56.

Frey, M., K. Bucher, E. Frank and J. Mullis (1980), Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel–Chiasso – a review. Eclogae geol. Helv. *73*, 527–546.

Frisch, W. (1980), Plate motions in the orogen of the Alps and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. Berliner Geowiss. Abh., Reihe A-*19*, 51–53.

Gubler, E. (1976), Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. Schweiz. miner. petr. Mitt. *56*, 675–678.

Gubler, E. (1983), Recent crustal movements: Actual results from the first-order levelling net. IUGG-Report on the Geodetic Activities (1979–1982) in Switzerland, 19–20.

Illies, J.H. (1975), Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. Geolog. Rundschau *64*, 677–699.

Kissling, E. (1982), Aufbau der Kruste und des oberen Mantels in der Schweiz. Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz *35*, 37–126.

Kissling, E., St. Mueller and D. Werner (1983), Gravity anomalies, seismic structure and geothermal history of the Central Alps. Annales Geophysicae *1* (1), 37–46.

Klingelé, E. et R. Olivier (1980), La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Die neue Schwerekarte der Schweiz). Matériaux pour la Géologie de la Suisse, Sér. Géophys. *20*, 93 p.

Kraus, E.C. (1931), Die Alpen als Doppelorogen. Geolog. Rundschau *22*, 65–78.

Laubscher, H.P. (1974), The tectonics of subduction in the Alpine system. Mem. Soc. Geol. Ital. *13/2*, 275–283.

Lowrie, W. (1980), A paleomagnetic overview of the Alpine system. Mémoire du B.R.G.M. (Orléans) *115*, 316–330.

Miller, H., St. Mueller and G. Perrier (1980), Structure and dynamics of the Alps – a geophysical inventory. In: H. Berckhemer and K. Hsü (eds.): Alpine-Mediterranean Geodynamics. AGU-GSA Geodynamics Series *7*, 175–203.

Mueller, St., R. Egloff und J. Ansorge (1976), Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotraverse. Schweiz. miner. petr. Mitt. *56*, 685–692.

Mueller, St., J. Ansorge, R. Egloff and E. Kissling (1980), A crustal cross section along the Swiss Geotraverse from the Rhinegraben to the Po plain. Eclogae geol. Helv. *73*, 463–483.

Mueller, St. und W. Lowrie (1980), Die geodynamische Entwicklung des westlichen Mittelmeerraums und der Alpen. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik *78* (12), 470–495.

Mueller, St. (1981), Wenn Kontinente zusammenstossen ... Schweizer Ingenieur und Architekt *45*, 1006–1009.

Mueller, St. (1982a), Geodynamic aspects of the Mediterranean-Alpine region. Revista de Geofísica (Madrid) *38*, 103–111.

Mueller, St. (1982b), Deep structure and recent dynamics in the Alps. In: Hsü, K.J. (ed.): Mountain building processes. Academic Press, London-New York, 181–199.

Mueller, St. (1984), Dynamic processes in the Alpine arc. Annales Geophysicae *2* (2), 161–164.

Panza, G.F. and St. Mueller (1979), The plate boundary between Eurasia and Africa in the Alpine area. Mem. Sci. Geol. (Padova) *33*, 43–50.

Panza, G.F., St. Mueller and G. Calcagnile (1980), The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves. Pure and Appl. Geophys. *118*, 1209–1213.

Panza, G.F., G. Calcagnile, P. Scandone und St. Mueller (1982), Die geologische Tiefenstruktur des Mittelmeerraumes. Spektrum der Wissenschaft *1* (Januar), 18–28.

Pavoni, N. (1980), Crustal stresses inferred from fault-plane solutions of earthquakes and neotectonic deformation in Switzerland. Rock Mechanics, Suppl. *9*, 63–68.

Rybach, L., St. Mueller, A. Milnes, J. Ansorge, D. Bernoulli and M. Frey (1980), The Swiss Geotraverse Basel–Chiasso – a review. Eclogae geol. Helv. *73*, 437–462.

Schwendener, H. (1983), Ein gravimetrisches Krusten-Mantel-Modell für ein Profil vom nördlichen Alpenvorland bis an die Ligurische Küste. Diss. Nr. 7424, ETH Zürich, 142 p.

Udias, A. (1982), Seismicity and seismotectonic stress field in the Alpine-Mediterranean region. In: Berckhemer, H. and K. Hsü (eds.): Alpine-Mediterranean Geodynamics, AGU-GSA Geodynamics Series *7*, 75–82.

Waniek, L., J.M. Van Gils and A.R. Ritsema (1982), European Seismological Commission – Activity Report 1980–1982. K.N.M.I., De Bilt (Netherlands), 90 p.

Werner, D. (1980), Probleme der Geothermik im Bereich der Schweizer Zentralalpen. Eclogae geol. Helv. *73*, 513–525.

Prof. Dr. Stephan Müller, Institut für Geophysik ETH Zürich, CH-8093 Zürich.