

Zeitschrift: Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik : VPK = Mensuration, photogrammétrie, génie rural

Herausgeber: Schweizerischer Verein für Vermessung und Kulturtechnik (SVVK) = Société suisse des mensurations et améliorations foncières (SSMAF)

Band: 78 (1980)

Heft: 12

Artikel: Die geodynamische Entwicklung des westlichen Mittelmeerraums und der Alpen

Autor: Müller, S. / Lowrie, W.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-230193>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 16.03.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Die geodynamische Entwicklung des westlichen Mittelmeerraums und der Alpen*

St. Müller und W. Lowrie

Einleitung

Die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft hat im Jahr 1971 das Schweizerische Landeskomitee für das Internationale Geodynamik-Projekt gegründet. In den Jahren 1971–1979 hat dieses Landeskomitee die Aufgabe übernommen, die interdisziplinäre Forschung in den Erdwissenschaften im Rahmen dieses internationalen Projekts zu koordinieren und zu fördern. Das Ziel des Projekts war es unter anderem, die dynamischen Prozesse zu durchleuchten, welche in engem Zusammenhang mit den diversen geologisch-tektonischen Problemen des Alpenraums sowie des westlichen Mittelmeerraums stehen. Wegen des internationalen Charakters des Geodynamik-Projekts konnten einige der schweizerischen Beiträge mit denjenigen der Nachbarländer sowie anderer teilnehmender Länder verbunden und durch wirkungsvolle Zusammenarbeit ergänzt werden. Als Beispiele dafür kann man die koordinierten Arbeiten an den drei Geotraversen durch die Alpen anführen.

Die Mitarbeit an diesem internationalen Projekt hat viele wichtige wissenschaftliche Ergebnisse erbracht. Es wäre sehr schwierig, allein die vielseitigen schweizerischen Beiträge vollständig aufzuführen. Stattdessen haben wir uns erlaubt, einige Beiträge auszuwählen, die in enger Zusammenarbeit mit Kollegen anderer Länder erarbeitet wurden, um eine anschauliche Übersicht über die wissenschaftliche Tätigkeit auf dem Gebiet der Geodynamik des westlichen Mittelmeerraums sowie des Alpenraums zu geben. Umfassendere Beiträge aus den verschiedenen Arbeitsgruppen des Schweizerischen Landeskomitees für das Internationale Geodynamik-Projekt findet man im Schlussbericht, der in den «Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen» (Band 59, Heft 1/2, 1979) publiziert wurde, oder im Sonderheft Nr. 73/2 der «Eclogae Geologicae Helveticae» (1980) über die Alpen-Geotraversen, das soeben erschienen ist.

Der innere Aufbau der Erde

Auf dem Umschlagbild dieser Ausgabe ist der Schalenbau des Erdinnern zu sehen, so wie er aus der Analyse der Ausbreitung von seismischen Raumwellen schrittweise ermittelt worden ist.

Im Gegensatz zu den ziemlich genauen seismisch festgelegten Tiefen der Grenzflächen zwischen den Hauptschalen sind die im Erdinnern herrschenden Temperaturen nicht gut bekannt. Allgemein anerkannt ist aber, dass der Erdmittelpunkt und der innere Kern fest sind. Der extrem hohe Druck spielt offenbar eine wichtigere Rolle als die hohe Temperatur in diesem Tiefenbereich. Im äusseren Kern jedoch übersteigt die Temperatur den Schmelzpunkt der dort vorhandenen Materie – einer Eisen-Nickel-Legierung. Sie befindet sich deshalb in einem flüssigkeitsähnlichen Zustand. Eine Änderung in der stofflichen Zusammensetzung erfolgt beim Übergang vom Erdkern zum Erdmantel. Die Metalloxide des unteren Erdmantels sind wieder fest und verhalten sich wie ein elastischer Körper.

Im oberen Erdmantel, d. h. genauer im Tiefenbereich von etwa 100 bis 250 km, reicht die Temperatur nahe an den Schmelzpunkt des Materials heran. Die Abnahme der seismischen Raumwellengeschwindigkeiten sowie die anomale Dispersion von seismischen Oberflächenwellen deuten auf eine verringerte Scherfestigkeit dieses Tiefenbereichs hin. Das Material, aus dem dieser Bereich besteht, ist durch partielles Aufschmelzen aufgeweicht und kann während langen geologischen Zeiträumen plastisch fließen. Wegen ihres plastischen Verhaltens wird diese Schale der Erde als «Asthenosphäre» bezeichnet.

Der oberste Teil des Erdmantels sowie die Erdkruste sind fest und elastisch. Die Grenzfläche zwischen diesen beiden Schalen bildet die sogenannte Mohorovičić-Diskontinuität (Abkürzung «Moho»), an der die Geschwindigkeiten seismischer Raumwellen sich sprunghaft ändern. Die Moho-Tiefe in ozeanischen und kontinentalen Bereichen ist jedoch verschieden gross. Während die ozeanische Kruste aus einer relativ dünnen Schicht basischer Gesteine, wie Basalt und Gabbro, besteht (mittlere Mächtigkeit ca. 5–7 km), ist die kontinentale Kruste viel mächtiger (Moho-Tiefe etwa 30 bis 70 km). Dort wird eine tiefliegende Schicht basischer Gesteine von einer Schicht weniger dichter Gesteine, wie z. B. kristalline Schiefer, Gneis und Granit, überlagert. Die Erdkruste bildet zusammen mit dem oberen Erdmantel eine dünne äussere Erdschale mit höherer Scherfestigkeit. Diese sogenannte «Lithosphäre»

weist unterschiedliche Mächtigkeiten auf. Während die Mächtigkeit der kontinentalen Lithosphäre um 50 bis 150 km beträgt, ist diejenige der ozeanischen Lithosphäre altersabhängig und variiert zwischen 25 km (in der Nähe von mittelozeanischen Rücken) und 90 km (unter einem alten Tiefseebecken).

Die Lithosphären-Platten

Wenn die Lithosphäre unter zu hohe Spannung gesetzt wird, kann die Bruchfestigkeit überschritten werden – es ereignet sich ein Erdbeben. Die Karte der Seismizität der Erde (Abb. 1) zeigt, dass die Erdbebenherde nicht zufällig verteilt sind, sondern sich auf drei Hauptzonen konzentrieren. Die erste Zone beschränkt sich ausschliesslich auf den ozeanischen Bereich, nämlich auf die weltumspannenden submarinen Gebirgsketten, welche als ozeanische Rücken und Schwellen bezeichnet werden. In dieser Zone treten nur Flachherdbeben auf. Die zweite seismische Zone bildet einen Gürtel rings um den Pazifischen Ozean. In diesem «Feuergürtel», der nicht nur durch hohe Seismizität, sondern auch durch Vulkanismus charakterisiert ist, treten sowohl Flachherdbeben als auch intermediäre Beben und Tiefherdbeben (mit Herdtiefen bis maximal 720 km) auf. Am Beispiel von Südamerika ist zu sehen (Abb. 1), dass die Tiefherdbeben weiter östlich unter dem Kontinent liegen als die Flachherdbeben. Die Seismizität konzentriert sich auf eine geneigte Ebene – die sogenannte «Benioff-Zone» –, die unter den Kontinent abtaucht. Die dritte seismische Hauptzone verbindet den mittelatlantischen Rücken mit dem zirkumpazifischen Gürtel. Diese mediterran-transasiatische Zone trennt Afrika und Europa und wird von Erdbeben mit flachen und mittleren Herdtiefen beherrscht.

Die Lithosphäre der Erde wird in globale Platten unterteilt, deren Plattenränder durch die aktiven seismischen Zonen definiert sind (Abb. 1). Jede Platte enthält einen ozeanischen Anteil, kann aber auch kontinentale Bereiche einschliessen. Obwohl die Lithosphärenmächtigkeit im Durchschnitt ca. 100 km beträgt, können die globalen Platten Abmessungen von einigen tausend Kilometern erreichen. Der innere Bereich einer Platte steht unter gleichmässiger Spannung und ist deshalb fast frei von Erdbeben. Dagegen deutet die Seismizität an den Plattenrändern dar-

*Mitteilung Nr. 315, Institut für Geophysik, ETH Zürich

auf hin, dass dort sehr hohe Spannungen vorhanden sind, die auf tektonische Prozesse zurückzuführen sind. Es ist in den zurückliegenden zwanzig Jahren den Erdwissenschaftlern gelungen, die geologischen Prozesse an Plattenrändern weitgehend aufzuklären, obwohl man über die Antriebskräfte der Plattenbewegungen noch immer auf Spekulationen angewiesen ist.

Die Plattenränder

Die globalen Lithosphärenplatten bewegen sich langsam mit Geschwindigkeiten von einigen Zentimetern pro Jahr über die plastische Asthenosphäre hinweg. Eine Wechselwirkung zwischen den Platten findet nur an den Plattenrändern statt. Um die damit verbundenen tektonischen Prozesse zu verstehen, muss man zwischen drei Arten von Plattenrändern unterscheiden:

An den *konstruktiven Plattenrändern* bewegen sich die Platten auseinander und neue Lithosphäre wird gebildet. Diese Art von Plattenrand findet man an den ozeanischen Rücken und Schwellen. In einer Magma-Kammer unter der Achse des Rückens findet eine Fraktionierung des geschmolzenen Mantel-Materials statt, und ozeanische Basalte dringen in Form von Lavaströmen durch Gänge und Spalten zum Ozeanboden vor. Der Vulkanismus und die Seismizität, mit denen die Entstehung eines konstruktiven Plattenrandes verbunden ist, treten hauptsächlich im zentralen Graben des Rückens bzw. nahe am Kamm der Schwelle auf.

Destruktive Plattenränder findet man dort, wo zwei Platten aufeinander stoßen. Dabei wird eine Platte gezwungen, unter die andere Platte in eine (Subduktionszone) abzutauchen. Der obere Bereich der abtauchenden Lithosphärenplatte entspricht der seismischen (Benioff-Zone). In größeren Tiefen wird die subduzierte Lithosphäre aufgeschmolzen. Damit über das Ganze gesehen ein Massenausgleich beibehalten wird, muss ein Rückstrom von der Subduktionszone zum ozeanischen Rücken durch die weniger viskose Asthenosphäre erfolgen. In der dritten Gruppe von Plattenrändern wird Materie weder neu gebildet noch aufgezehrt. Die *konservativen Plattenränder* sind Segmente von

Bruchzonen, welche Teilstücke eines Rückens bzw. einer Subduktionszone versetzen. An diesen (Transform-Störungen) bewegen sich die benachbarten Platten aneinander vorbei. Die Seismizität konzentriert sich auf das Teilstück der Bruchzone zwischen den Rücken, wo eine relative Bewegung stattfindet, und die Herdlösungen der dort auftretenden Erdbeben spiegeln genau den Sinn der relativen Bewegung wider.

Der Begriff der Plattentektonik umfasst die Struktur und Bewegungen der globalen Lithosphärenplatten und insbesondere die tektonischen Wechselwirkungen, welche die Plattenränder kennzeichnen. In diesem Modell spielen die Kontinente nur eine passive Rolle, weil sie in der zugehörigen Platte mitbewegt werden. Die tektonische Rolle der Kontinente wird aber bedeutsam, wenn ein Kontinent mit einem anderen Kontinent zusammenstößt.

Weil die ozeanische Kruste eine höhere Dichte als die kontinentale Kruste besitzt, kann keine Subduktion von kontinentaler Lithosphäre unter ozeanische Lithosphäre erfolgen. Wenn an einem

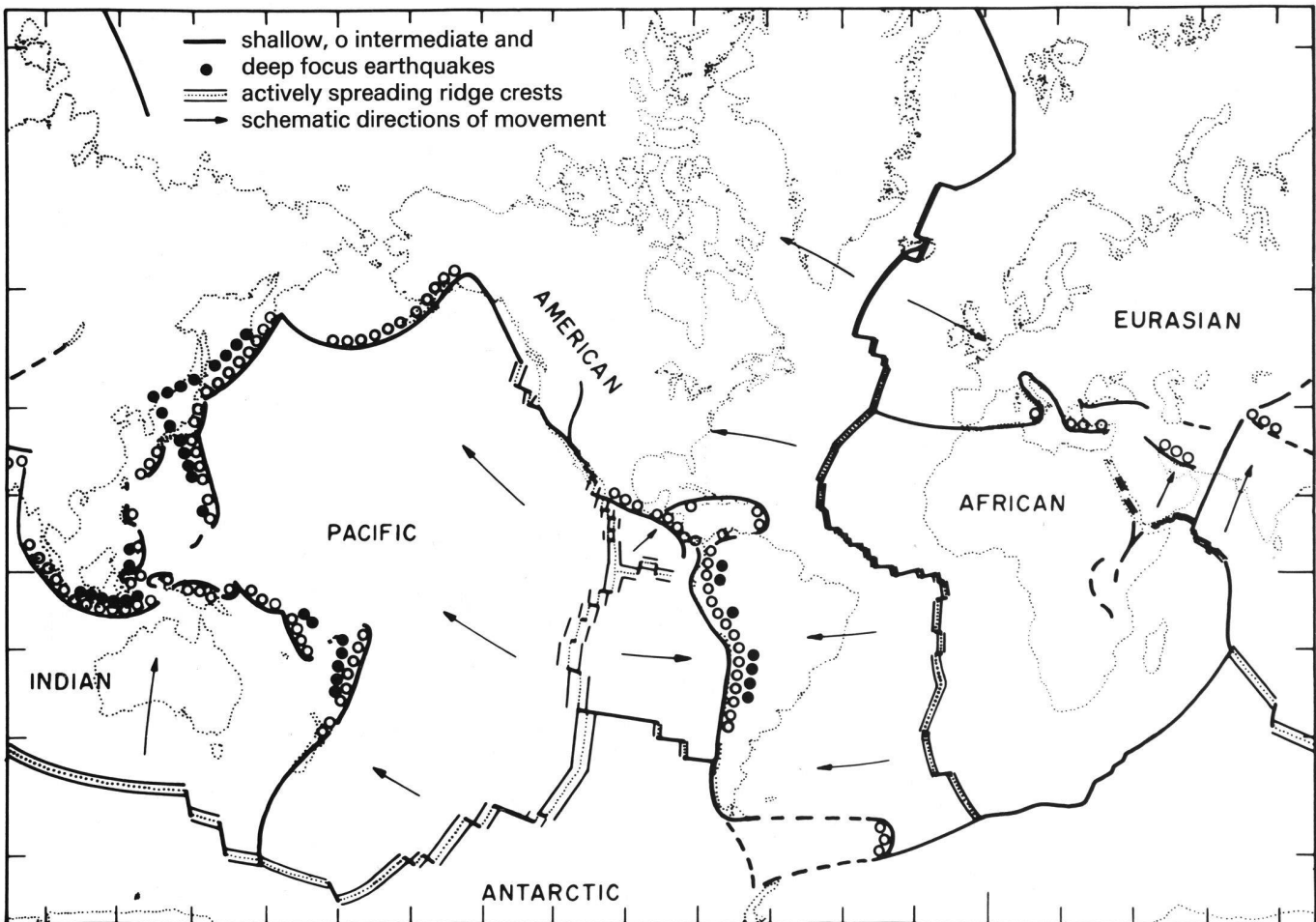


Abb.1 Schematische Übersicht über die Seismizität der Erde. Die Erdbeben-Epizentren sind hauptsächlich in schmalen aktiven Zonen angeordnet, welche die Ränder der globalen Lithosphärenplatten definieren. Besonders zu beachten sind die Gebiete mit intermediären und tiefen Erdbeben, den sog. (Benioff-Zonen), rings um den Pazifik und entlang der mediterran-transasiatischen Zone, sowie die von den ozeanischen Rücken und Schwellen ausgehende laterale Ausdehnung des Meeresbodens (nach Vine, 1969).

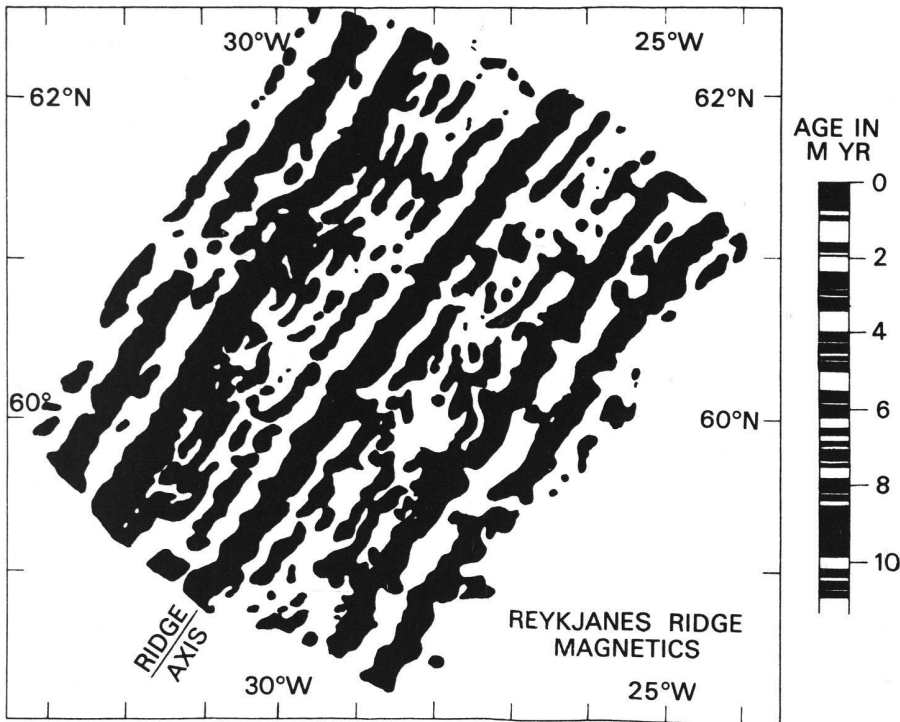


Abb.2 Das magnetische Anomalien-Streifenmuster im Gebiet des mittelatlantischen Reykjanes-Rückens südwestlich von Island. Zu beachten ist die Symmetrie der Anomalien zu beiden Seiten der Rückenachse (nach Vine, 1969).

destruktiven Plattenrand der ozeanische Anteil der Lithosphäre in der Tiefe verschwunden ist, also keine Subduktion mehr stattfindet, dann wird unmittelbar Kontinent gegen Kontinent gedrückt. Der Zusammenstoß der Kontinentblöcke verursacht horizontale Spannungen, die zur Orogenese und zur Bildung von Faltengebirgsketten führen. Sowohl die Alpen als auch der Himalaya sind als Folge einer derartigen Kollision von kontinentalen Blöcken entstanden.

Die laterale Ausdehnung des Meeresbodens (Sea Floor Spreading)

Eine Fülle geophysikalischer Daten spricht dafür, dass an den ozeanischen Rücken und Schwellen ein neuer (konstruktiver) Plattenrand gebildet wird. Wie erwähnt, liegt eine heisse Magma-Kammer nur einige Kilometer tief unter der Achse des Rückens und verursacht am Meeresboden einen ziemlich hohen Wärmefluss. Eine ausgeprägte Schwereanomalie kennzeichnet den weiteren Bereich des Rückens. Weil die ozeanische Kruste dünn ist, kommt dichtes Mantelmaterial näher an die Erdoberfläche heran und verursacht über den Tiefseebecken stark positive Bouguer-Anomalien mit Werten bis zu ca. +350 mgal. Über dem Rücken selbst beträgt die Bouguer-Anomalie nur +200 mgal. Dieses relative Bouguer-Minimum deutet auf eine anomale Struktur des oberen Erdmantels im Bereich des Rückens hin. Die systemati-

sche Abnahme der Bouguer-Anomalie gegen die Achse des Rückens geht offenbar auf eine anomal niedrige Dichte des Mantels unter dem Rücken zurück.

Magnetische Messungen im Gebiet eines konstruktiven Plattenrandes weichen deutlich vom heutigen Erdmagnetfeld ab. Positive und negative magnetische Anomalien liegen streifenförmig angeordnet parallel zum Rücken: es ergibt sich so ein Streifenmuster symmetrisch zur Achse des Rückens (Abb.2). Die Entstehung dieses Streifenmusters wurde mittels der Hypothe-

se von Vine und Matthews (1963) befriedigend geklärt (Abb.3).

In der axialen Zone des Rückens bildet sich ständig neues Krustenmaterial. Nach Abkühlung und Verfestigung unterschreitet die Temperatur den Curie-Punkt des in diesem neuen Krustenmaterial enthaltenen magnetischen Minerals. Bei dieser kritischen Temperatur (die beispielsweise für Titanmagnetit in einem ozeanischen Basalt um 200°C liegt) nimmt das Material eine Magnetisierung an, die parallel zum herrschenden geomagnetischen Feld ausgerichtet ist. Aus unabhängigen Beobachtungen an radiometrisch datierten Laven auf den Kontinenten weiss man, dass die Polarität des paläomagnetischen Feldes sich in den letzten 100 Millionen Jahren mit einer durchschnittlichen Frequenz von 1 bis 5 mal pro Million Jahre umgekehrt hat. Wegen der symmetrischen Auseinanderbewegung der neugebildeten Plattenränder zu beiden Seiten des Rückens sowie der Erhaltung der eingefrorenen Magnetisierung enthält die ozeanische Kruste Streifen von alternierender positiver und negativer Polarität, die in dem beobachteten Streifenmuster sichtbar sind (Abb.2).

Weil nun die beobachteten Anomalien mit datierten Polumkehrungen des Erdmagnetfeldes korreliert werden können, wird es möglich, einerseits die Geschwindigkeiten von Plattenbewegungen zu berechnen und andererseits das Alter der ozeanischen Kruste auch in den Tiefseebecken weit entfernt von einem konstruktiven Plattenrand zu bestimmen. Man hat dadurch herausgefunden, dass das älteste ozeanische Gebiet während der Jurazeit vor etwa 180 Mio. Jahren entstanden sein muss (vergleichsweise sind die ältesten kontinentalen Gesteine rund 3500 Mio. Jahre alt).

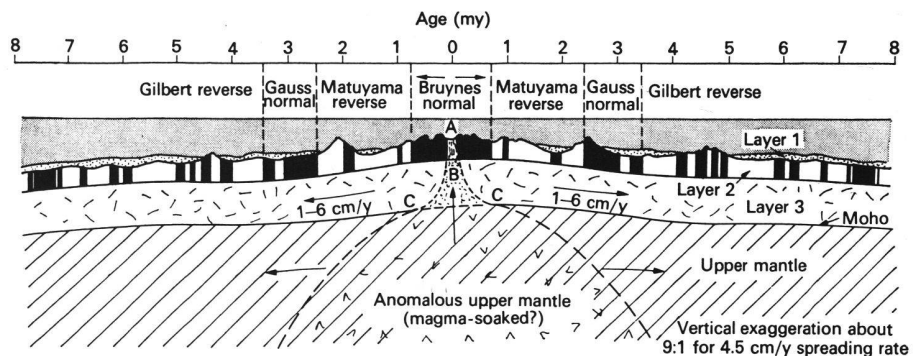


Abb.3 Erklärung der Entstehung des ozeanischen Streifenmusters an Hand der Vine-Matthews-Hypothese. An ozeanischen Rücken und Schwellen, d.h. an einem konstruktiven Plattenrand, steigt flüssiges Magma auf und bildet neue ozeanische Kruste, während die Lithosphäre sich mit gleicher Geschwindigkeit (etwa 1-6 cm/Jahr) beidseitig vom Rücken seitwärts weg bewegt. Bei der Abkühlung der basaltischen Laven bis unter den Curie-Punkt erfolgt eine Magnetisierung parallel zum herrschenden Erdmagnetfeld. Da 1- bis 5mal pro Mio. Jahre unregelmässig Polumkehrungen des Magnetfeldes während der Meeresboden-ausdehnung stattgefunden haben, entstehen symmetrisch zur Rückenachse angeordnete positiv und negativ magnetisierte ozeanische Krustenblöcke, die zu dem beobachteten Streifenmuster führen (Bott, 1970).

Die Rekonstruktion von Plattenbewegungen

Die bemerkenswerte Symmetrie der ozeanischen Anomalien bezüglich der Rückenachse ermöglicht es, die Plattenpositionen zu früheren Zeitpunkten zu rekonstruieren. In einem ersten Schritt wird die gleiche Anomalie auf beiden Seiten des Rückens identifiziert. Die Platten werden dann soweit zurückgeschoben, bis die Anomalien aufeinanderfallen. Dabei muss der Teil der Kruste vernachlässigt werden, der zwischen den ausgewählten Anomalien liegt und seit deren Entstehung gebildet wurde. Pitman und Talwani (1972) haben dieses Verfahren für eindeutig identifizierbare, geologisch bedeutsame magnetische Anomalien im Nordatlantik verwendet. Dadurch ist es ihnen gelungen, die relativen Bewegungen zwischen Afrika und Nordamerika einerseits sowie zwischen Europa und Nordamerika andererseits zu verfolgen (Abb. 4).

Westafrika hat sich viel früher als Europa von Nordamerika getrennt. Die Meeresbodenausdehnung zwischen der afrikanischen und amerikanischen Platte begann vor rund 180 Mio. Jahren, während die Trennung zwischen Europa und Nordamerika erst vor etwa 80 Mio. Jahren angefangen hat. Die Verbindungslinien zwischen den Punkten A und B in Abb. 4 zeigen, dass bis vor ca. 50 Mio. Jahren die relative Bewe-

gung zwischen Afrika und Europa hauptsächlich einer Scherung entspricht, während seitdem Afrika gegen Europa gestossen hat (Dewey et al., 1973).

Die grossräumige Tektonik des westlichen Mittelmeerraums ist mit den relativen Bewegungen zwischen Afrika und Europa sehr eng verbunden und wird deshalb letztlich von Prozessen am

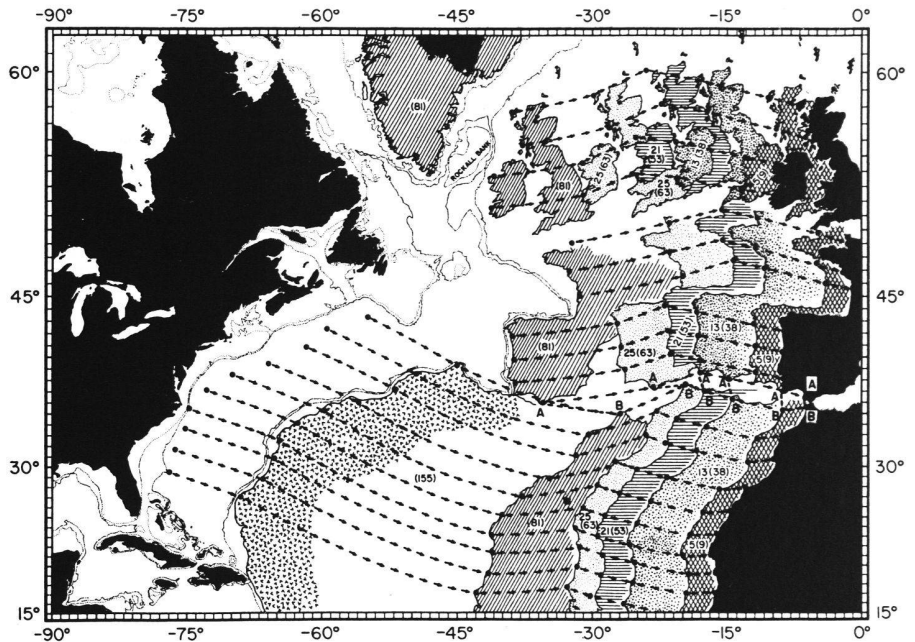
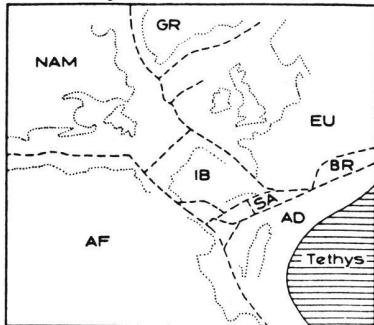
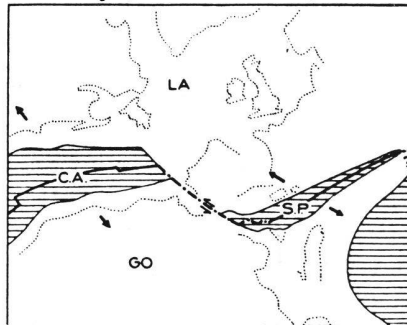


Abb. 4 Durch Zurückschieben der entsprechenden magnetischen Anomalien zu beiden Seiten der mittelatlantischen Rückenachse können die Positionen von Afrika und Europa zu früheren Zeitpunkten relativ zur stationär gehaltenen nordamerikanischen Platte sowie zueinander rekonstruiert werden. Im Bild sind die Positionen der Kontinente zu verschiedenen bedeutsamen Zeitpunkten während der Öffnung des Atlantiks skizziert. Die Nummer der Anomalie und (in Klammern) deren Alter werden für jede Rekonstruktionsphase angegeben (Pitman und Talwani, 1972).

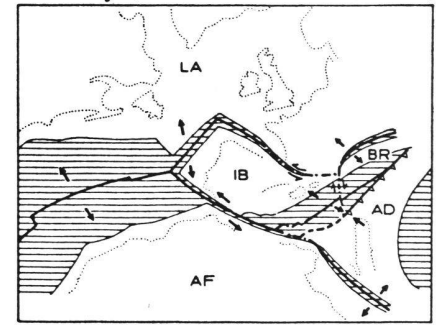
~200m.y. (late Triassic)



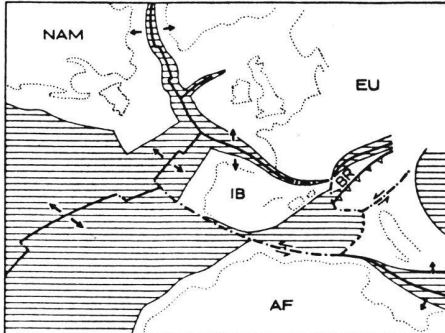
~140m.y. (late Jurassic)



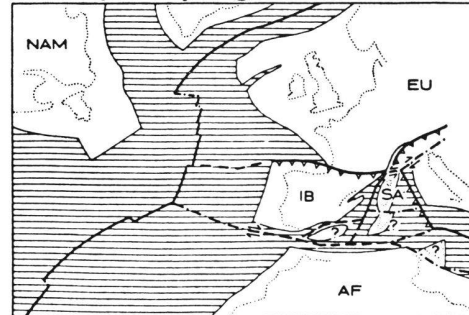
~110m.y. (late Lower Cretaceous)



~80m.y. (Upper Cretaceous)



~35m.y. (early Oligocene)



- accreting
 - - - conservative
 - consuming
 - indefinite
- } plate margins
- continental crust
 - ▨ oceanic crust

Abb. 5 Paläogeographische Skizzen der Öffnung des Nordatlantiks sowie der geodynamischen Entwicklung des westlichen Mittelmeerraums von der späten Trias bis zum frühen Tertiär. 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 (Frisch, 1980).

Mittelatlantischen Rücken gesteuert. Ausgehend von der Geschichte der Öffnung des Atlantiks haben Geologen (siehe z.B. Hsü, 1971; Trümpy, 1976) Modellvorstellungen für die geodynamische Entwicklung des westlichen Mittelmeerraums erarbeitet. In der Trias (d. h. vor etwa 200 Mio. Jahren) waren alle heutigen Ozeane geschlossen, und es existierte nur ein Super-Kontinent, den man als Pangäa bezeichnet hat. Das riesige Tethys-Meer war nach Osten geöffnet (Abb.5). Nach der Vorstellung von Frisch (1980) gab es während des Jura Meeresbodenausdehnung sowohl am Mittelatlantischen Rücken als auch in einem Südpenninischen Ozean, der im heutigen westlichen Mittelmeerraum gelegen war.

Während der mittleren Kreide öffnete sich der Nordatlantik und der Golf von Biskaya. Gleichzeitig mit der Öffnung des Labrador-Meers zwischen Grönland und Nordamerika setzte auch eine verstärkte Meeresbodenausdehnung im Golf von Biskaya ein, was zu einer Drehung der Iberischen Halbinsel im Gegenuhrzeigersinn führte. Nach der Rekonstruktion von Frisch (1980) existierten im westlichen Mittelmeerraum verschiedene kleine Platten, wie die Korsika-Sardinien-Platte und die Adria-Platte. Für diese sogenannten «Mikroplatten» dürfte das Verhältnis Plattendurchmesser zu Lithosphärenmächtigkeit wesentlich kleiner sein als für eine normale Platte. Die geodynamische Situation im westli-

chen Mittelmeerraum hängt zum Teil von der Wechselwirkung der Mikroplatten ab, wird jedoch primär von der Kollision zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte beherrscht. Eine geologische Interpretation des regionalen Spannungsfeldes im späteren Tertiär (Abb.6) zeigt deutlich eine dominierende Kompressionskomponente der relativen Plattenbewegung. Im Raum zwischen den Platten gibt es jedoch auch Scherungskomponenten, die dadurch zustandekommen, dass die Meeresbodenausdehnung am zentralatlantischen bzw. am nordatlantischen Teil des Rückens mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten abläuft. Gegenwärtig bewegt sich Europa schneller als Afrika nach Osten. Die Bruchzone zwi-

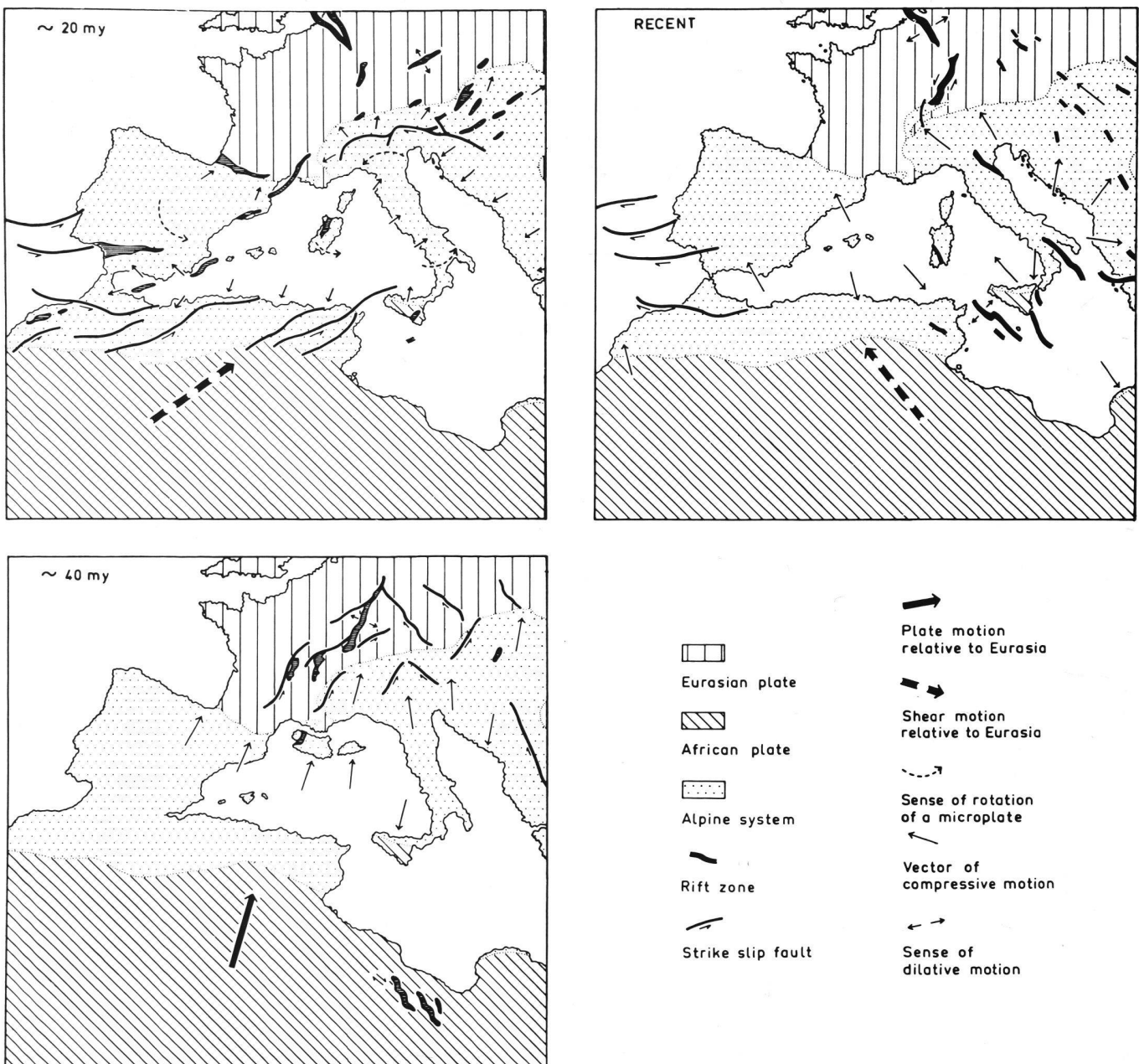


Abb. 6 Plattenbewegungsrichtungen, Rotation von Mikroplatten sowie Aktivierung wichtiger geologischer Elemente im Alpenraum und im westlichen Mittelmeerraum (nach Illies, 1975).

schen den Azoren und Gibraltar ist mindestens zum Teil eine Transform-Störung mit einer resultierenden dextralen Verschiebung (Abb. 7).

Diese horizontale Verschiebung setzt sich weiter in Nordafrika fort. Die dextrale Verwerfungszone im Nordatlas spielt eine wichtige Rolle in der relativen Bewegung zwischen Afrika und Europa (Abb. 7). Viele Erdbeben entlang dieser Störung haben die Einwohner der nordafrikanischen Küsten-Staaten heimgesucht. So hat ein grosses Erdbeben im Jahr 1960 die marokkanische Stadt Agadir zerstört; 20 000 Menschen wurden dabei getötet. 1954 wurde die algerische Stadt El Asnam (Orléansville) von einem stärkeren Erdbeben heimgesucht, das 5000 Menschen ihr Leben kostete. Die Tragödie von El Asnam hat sich am Freitag, den 10. Oktober 1980, wiederholt. In diesem jüngsten, sehr heftigen Erdbeben haben mehr als 6000 Menschen in den Trümmern der Stadt ihr Leben verloren. Die grosstektonischen Bewegungen an diesem Plattenrand gehen weiter und führen so zu einer permanenten Gefährdung der nordafrikanischen Region.

Der afrikanisch-europäische Kollisionsbereich beschränkt sich nicht nur auf die heute sichtbaren Kontinentränder im Mittelmeerraum. Paläontologische und stratigraphische Befunde haben es ermöglicht, deutlich zwischen dem Faziesbereich Afrikas und demjenigen Europas zu unterscheiden. Die europäische Faziesentwicklung am Nordrand des Tethys-Meers ist anders verlaufen als die afrikanische Faziesentwicklung am Südrand dieses Ozeans. Überraschenderweise werden heute in Südeuropa geologische Formationen gefunden, deren Herkunft im Bereich der afrikanischen Platte zu suchen ist. Längs eines breiten Bandes, welches von Nordafrika durch Sizilien, die Apenninen, die Südalpen sowie die Dinarden und den hellenischen Inselbogen verläuft, treten Gesteine auf, die eine eindeutige Süd-Tethys-Fazies aufweisen (Abb. 8, hellgrauer Farbton). Nördlich davon findet man die typische Fazies des Nordrandes des Tethys-Meers (dunkelgrauer Farbton in Abb. 8). Zwischen diesen beiden Zonen liegen Meeresbodenreste des früheren Tethys-Ozeans. Diese sogenannten «Ophiolithe» bestehen aus einer Abfolge von ozeanischem Gabbro, basaltischen Gängen und Laven sowie von Kalken, die von den ursprünglichen Tiefseesedimenten gebildet wurden. Im Zusammenhang mit den Ophiolith-Komplexen treten häufig auch ultrabasische Gesteine, wie Serpentinite, auf, die durch die Metamorphose von Gesteinen des oberen Erdmantels entstanden sind. Einige Erdwissenschaftler haben aus diesen Beobachtungen den Schluss

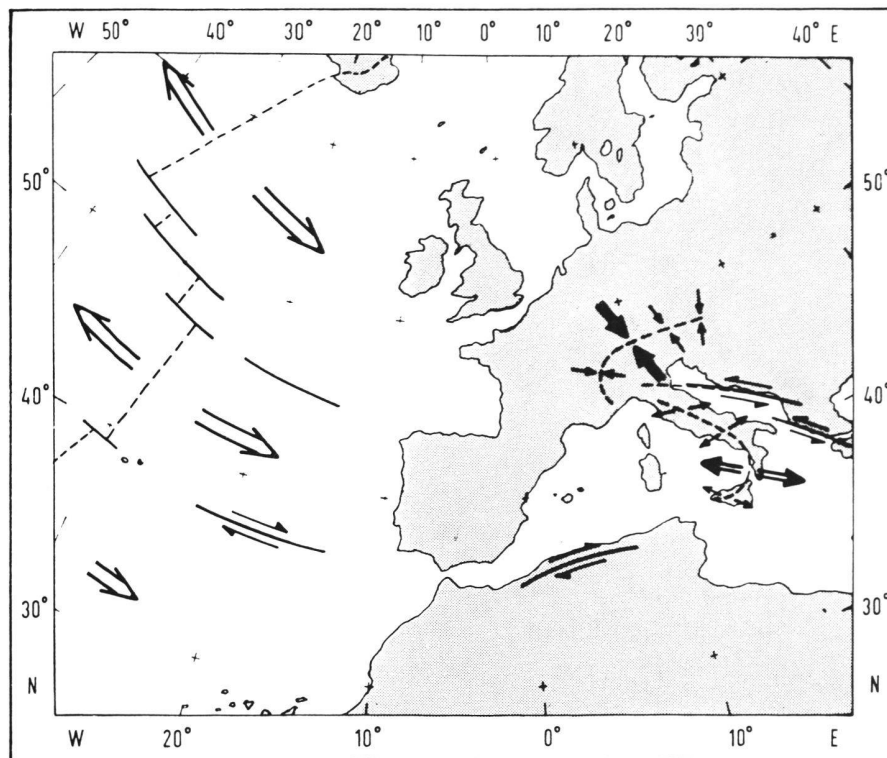


Abb. 7 Der Zusammenhang des seismotektonischen Spannungsfeldes in den Alpen und im westlichen Mittelmeerraum mit dem Spannungsfeld am mittelatlantischen Rücken (Ritsemá, 1969).

gezogen, dass die heutige Lage sowohl der Ophiolith-Komplexe wie auch der Süd-Tethys- und Nord-Tethys-Faziesbereiche den Umriss des nördlichen Rands der afrikanischen Platte wiedergibt. In dieser Vorstellung gehören Sizilien, die Apenninen-Halbinsel, die Po-Ebene, die Südalpen, das Adriatische Meer und die Westküste Jugoslawiens zu einem spornartigen Vorsprung der afrikanischen Platte (Abb. 8). Nach anderen Interpretationen wird dieses Gebiet des Mittelmeerraums als ein komplexes Mosaik von Mikroplatten aufgefasst, deren Bewegungen zwar von den Hauptplatten beeinflusst werden, die aber nicht mit den Bewegungen der Hauptplatten genau übereinstimmen müssen.

Basische und ultrabasische Gesteine, wie sie in den Ophiolith-Komplexen gefunden werden, weisen eine stärkere Magnetisierung auf als saure Gesteine, wie z. B. kristalline Schiefer, Gneis und Granite, welche das kristalline Grundgebirge bilden. Eine systematische Kartierung des aktuellen geomagnetischen Feldes in der Schweiz (Fischer und Schnegg, 1979) hat zur Identifizierung von Regionen geführt, in denen bemerkenswerte Abweichungen vom normalen Erdmagnetfeld auftreten. Wie die Abb. 9 zeigt, sind die stärksten magnetischen Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in den Alpen zu finden. Die Anomalien im Oberengadin, im Val Poschiavo und im Wallis

werden von oberflächennahen basischen und ultrabasischen Gesteinskomplexen verursacht, während die Locarno- und Ivrea-Anomalien von dem sogenannten «Ivrea-Körper» herrühren, dessen Struktur später noch genauer behandelt wird (Abb. 31). Die Jorat-Anomalie bei Lausanne ist vermutlich älter (Fischer und Le Quang, 1980) als die alpinen Anomalien, welche von den bei der tertiären Kollision zwischen Afrika und Europa ausgequetschten Ophiolith-Komplexen herrühren. Die Westschweizer Anomalie von Jorat hängt möglicherweise mit der südwestlichen Fortsetzung des Oberrheingraben-Riftsystems zusammen.

Paläomagnetische Hinweise auf tektonische Rotationsbewegungen

Die magnetischen Eigenschaften eines Gesteins rühren von einem geringen Anteil an bestimmten magnetischen Mineralien her, die als sehr kleine Partikel im Gesteinsverband vorkommen. In einem Gesteinskörper, der sich im Erdmagnetfeld befindet, wird eine Magnetisierung induziert, die als lokale Abweichung oder Anomalie des Feldes mit Magnetometern aufgespürt werden kann, wie bereits (Abb. 9) angedeutet wurde. Ein Gestein enthält meistens aber auch eine Magnetisierungskomponente, die bei der Entstehung des Gesteins aufgeprägt wurde, zum Beispiel bei der Abkühlung einer Lava unter den Curie-Punkt oder durch die

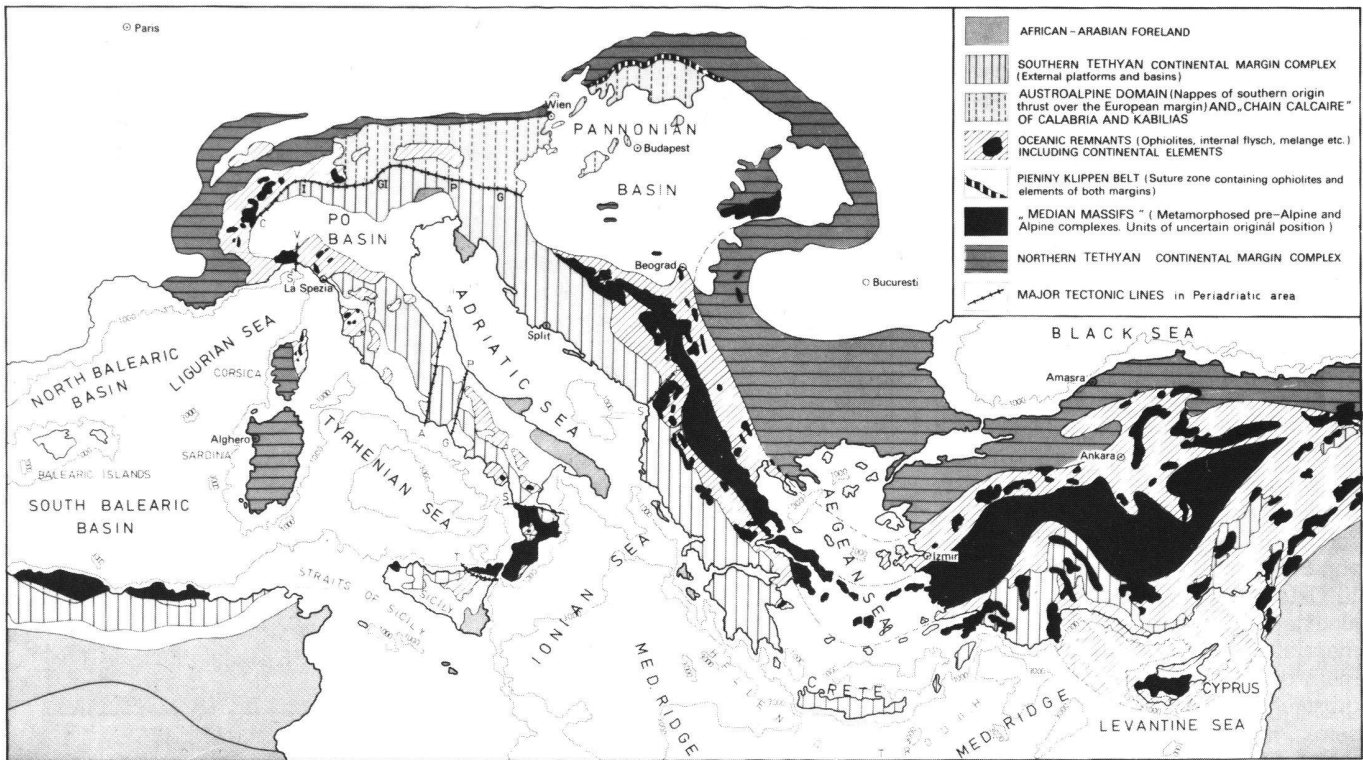


Abb.8 Vereinfachte geologisch-tektonische Übersichtskarte des Grenzbereichs zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte (Channell et al., 1979). Die Verteilung des Süd-Tethys-Faziesbereichs (hellgrauer Farbton) und des Nord-Tethys-Faziesbereichs (dunkelgrauer Farbton) umreißt den adriatischen Sporn der afrikanischen Platte, der bis in den Alpenraum reicht. In einer schmalen Zone um diesen Sporn herum treten sowohl alpin- als auch voralpinmetamorphe Gesteinskomplexe (schwarzer Farbton) auf, die durch die Plattenkollision zwischen Afrika und Europa gebildet worden sind.

magnetische Ausrichtung der magnetischen Teilchen bei der Ablagerung eines Sediments. Die Gesteinsmagnetisierung zeichnet sich durch zwei besondere Eigenschaften aus. Die Magnetisierungsrichtung entspricht der Richtung des Erdmagnetfeldes zur Zeit der Bildung des Gesteins, und diese Magnetisierung bleibt über geologische Zeiträume hinweg erhalten, es sei denn, das magnetische Mineral werde im Laufe der Zeit chemisch (z. B. durch Verwitterung) verändert.

Seit dem Anfang der Fünfzigerjahre sind Geophysiker in der Lage, die schwache Magnetisierung von Gesteinen nach Richtung und Betrag zu messen. Aus den Ergebnissen dieser Messungen kann nicht nur abgeleitet werden, dass die erwähnten Polumkehrungen stattgefunden haben, sondern dass scheinbar auch die Lage des erdmagnetischen Pols bezüglich der Erdrotationsachse gewandert ist. Für jede globale Platte ergibt sich eine unterschiedliche scheinbare Polwanderungskurve. Man kann annehmen, dass die magnetischen Pole nie sehr weit von der Rotationsachse entfernt gelegen haben. Die scheinbare Polwan-

derung ist deshalb ein Ausdruck der Plattenbewegung. Durch Rekonstruktion der Plattenpositionen zu früheren Zeiträumen (siehe z. B. Abb. 4) können gleichaltrige paläomagnetische Daten aus verschiedenen Kontinenten in Einklang gebracht werden (z. B. Van der Voo und French, 1974).

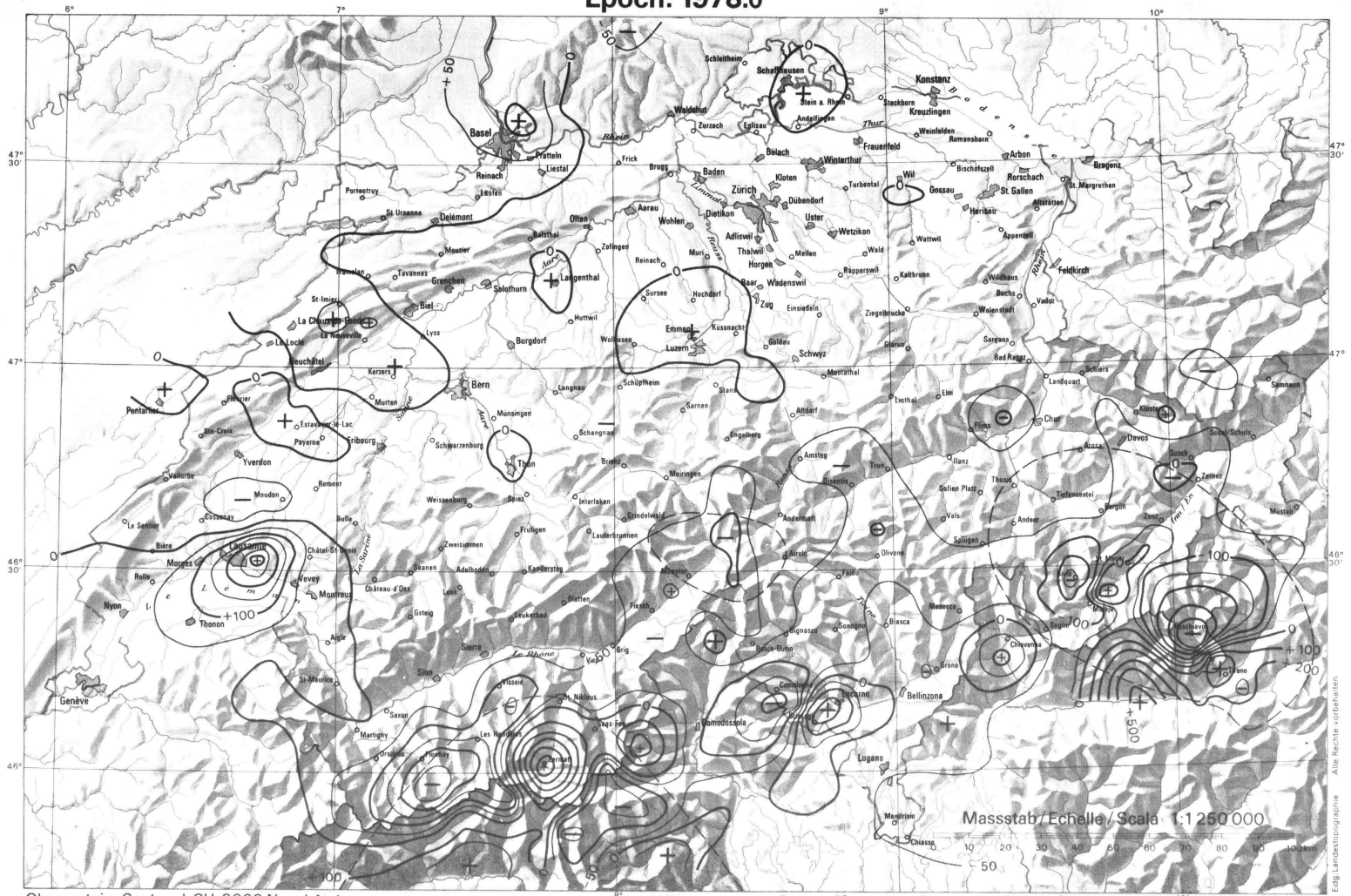
Die paläomagnetische Polwanderungskurve Europas ist mit grösserer Sicherheit als diejenige Afrikas bekannt. Für beide Kontinente kann man aber ziemlich genau berechnen, welche Magnetisierungsrichtung ein Gestein eines bestimmten Alters besitzen sollte. Die horizontale Abweichung dieser gemessenen oder berechneten Richtungen von der heutigen geographischen Nordrichtung nennt man die Deklination der Magnetisierung. Aus vielen Untersuchungen hat sich ergeben, dass paläozoische Gesteine (Alter von 250–400 Mio. Jahren) in Europa eine Deklination von etwa 20 Winkelgrad nach Osten aufweisen sollten (Abb. 10). Derartige Deklinationen sind in paläozoischen Gesteinen aus der Tschechoslowakei, aus den Vogesen sowie aus dem südfranzösischen Esterel-Gebiet tatsächlich festgestellt worden. Diese

Gebiete gehören zum ungestörten, stabilen Innenraum der europäischen Platte. Die gemessenen Deklinationen in den meisten Gebieten Südeuropas weichen aber häufig sehr stark von der erwarteten (europäischen) Richtung ab. Diese Abweichungen werden als ein gewichtiger Hinweis auf tektonische Plattenrotationen gewertet.

In den Sechzigerjahren haben holländische Paläomagnetiker entdeckt, dass negativ polarisierte permische Gesteine (etwa 250 Mio. Jahre alt) aus Spanien und Portugal eine konsistente Magnetisierung aufweisen, die um 35 Grad im Gegenuhrzeigersinn gegenüber derjenigen des stabilen Teils Europas gedreht ist (Abb. 10). Spätere Untersuchungen haben erwiesen, dass auch in mesozoischen Gesteinen Iberiens eine ähnliche Deklinationsabweichung vorhanden ist. Diese Daten zeigen, dass seit einem noch nicht genau festgelegten Zeitpunkt in der mittleren Kreide die ganze Iberische Halbinsel im Gegenuhrzeigersinn gedreht worden ist. Mit Hilfe der Plattentektonik kann diese Plattenrotation mit Ereignissen im Atlantik, insbesondere mit der Öffnung des Golfs von Biskaya, in Zusammenhang ge-

Abb.9 Karte der lokalen Abweichungen der Totalintensität (ΔF) des geomagnetischen Feldes in der Schweiz vom normalen Erdmagnetfeld (Fischer und Schnegg, 1979). Die Anomalien im Oberengadin, im Val Poschiavo und im Wallis werden von oberflächennahen ultrabasischen Gesteinskomplexen verursacht, während die Locarno- und Ivrea-Anomalien vom Ivrea-Körper herrühren. Die Jorat-Anomalie bei Lausanne hängt möglicherweise mit der südwestlichen Fortsetzung des Oberrheingrabens zusammen.

Epoch: 1978.0



Observatoire Cantonal, CH-2000 Neuchâtel

Amplitude Anomaly ΔF

Edg. Landestopographie. Alle Rechte vorbehalten.

bracht werden (Abb. 5). Die Identifizierung von magnetischen Streifenanomalien in der Biskaya ermöglicht die Datierung der iberischen Plattenrotation

(Williams, 1975). Sie hat wahrscheinlich vor etwa 110 Mio. Jahren begonnen und kam vor etwa 70 Mio. Jahren zum Stillstand.

Ausser Iberien haben noch andere Einheiten des westlichen Mittelmeerraums eine Rotation erfahren. Paläomagnetische Daten aus Korsika sind ziemlich spärlich und zum Teil umstritten, aber auch hier werden Deklinationen gefunden, die von den normalen europäischen Richtungen abweichen. Aus paläomagnetischen Untersuchungen auf Sardinien hat man ähnlich gedrehte Deklinationenwerte gefunden. Eine grosse Zahl von magnetischen Messungen an sardinischen Ignimbriten des späten Tertiärs haben Deklinationen ergeben, die um etwa 30° im Gegenuhrzeigersinn gegenüber den europäischen Deklinationen gedreht sind (Abb. 10). Diese Abweichung wird als Hinweis auf eine Mikroplattenrotation des Korsio-Sardinischen Blocks interpretiert, die auf Grund der radiometrischen Datierung der Ignimbrite vor 15–17 Mio. Jahren stattgefunden haben dürfte. Paläomagnetische Deklinationenwerte sowohl von permischen als auch von triassischen und jurassischen Gesteinen Sardiniens deuten auf noch grössere Drehungen im Gegenuhrzeigersinn hin, die von 60° bis 90° betragen. Offenbar hat die Korsio-Sardinische Mikroplatte auch eine frühe Rotation erfahren, die in der Kreide oder im frühen Tertiär stattgefunden hat. Möglicherweise ist diese erste Rotationsphase mit der Rotation Iberiens in der späten Kreide zu korrelieren, wie dies in der Rekonstruktion von Frisch (1980) angedeutet ist (Abb. 5).

Die Rolle der italienischen Halbinsel in der geodynamischen Entwicklung des Mittelmeerraums kann noch nicht genau festgelegt werden. Paläomagnetische Richtungen in Italien unterscheiden sich deutlich von europäischen Richtungen, und in der Alpenkette ist eine ausgeprägte Deklinations-Diskontinuität klar ersichtlich (Abb. 10). Die paläomagnetischen Ergebnisse aus Gesteinsproben der Südalpen, des Apennins, aus Apulien und aus Sizilien stimmen gut mit Richtungen überein, die auf Grund der afrikanischen Polwanderungskurve erwartet werden, oder weichen davon nur geringfügig ab. Nach der Auffassung von Channell et al. (1979) unterstützen die verfügbaren paläomagnetischen Daten die Hypothese, dass dieses Gebiet dem adriatischen Sporn der afrikanischen Platte zugeordnet werden muss. Andere Autoren sind jedoch der Meinung, dass die Daten auch andere Interpretationen zulassen, nach denen die Adria als eine Mikroplatte betrachtet wird, die während des Mesozoikums und des frühen Känozoikums dem afrikanischen Sporn entsprochen hat, die sich aber dann im oberen Tertiär abgelöst und als eine selbständige Mikroplatte bewegt hat (VandenBerg, 1980).

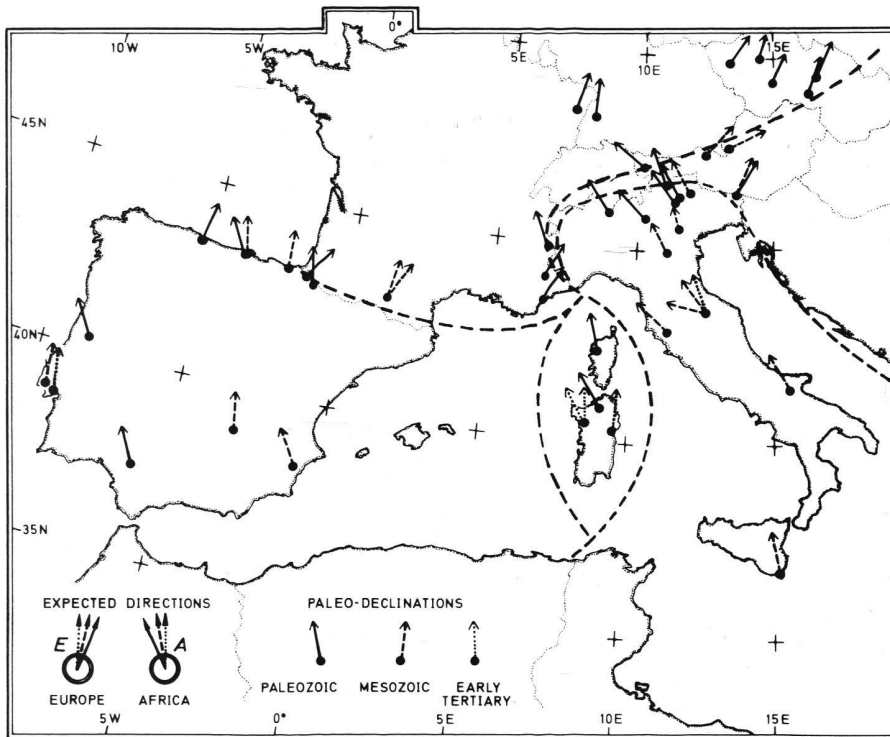


Abb. 10 Zusammenstellung der gemessenen Deklinationen in Gesteinen unterschiedlichen Alters im westlichen Mittelmeerraum und in Mitteleuropa (nach Lowrie, 1980). Die gestrichelten Linien sollen dazu dienen, Gebiete konsistenter Deklinationen gegeneinander abzugrenzen. Die paläomagnetischen Richtungen in Iberien, in Korsika-Sardinien sowie in Italien weichen sowohl voneinander als auch von den Richtungen im stabilen Gebiet Europas nördlich der Alpen ab. Diese Abweichungen werden als Evidenz für tektonische Rotationsbewegungen der einzelnen Gebiete des westlichen Mittelmeerraums interpretiert.

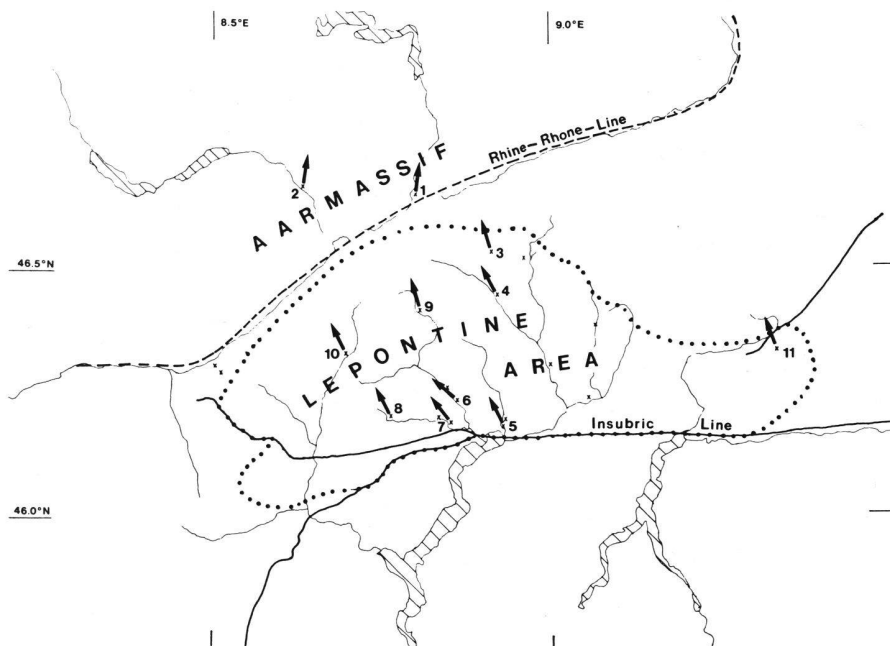


Abb. 11 Die regionale Verteilung der gemessenen paläomagnetischen Deklinationen im Aar-Massiv und im Lepontin. Die im Aar-Massiv gemessenen Richtungen stimmen mit dem für den stabilen Teil Europas repräsentativen Wert überein. Die konsistenten Richtungen im Lepontin deuten auf eine seit dem Miozän erfolgte Drehung im Gegenuhrzeigersinn des zwischen der Insubrischen und Rhein-Rhone-Linie abgegrenzten Krustenblocks hin (Heller, 1980).

Auch im Alpenraum liefern paläomagnetische Beobachtungen wichtige Hinweise auf tektonische Vorgänge. Heller (1980) hat konsistente tertiäre Deklinationen in metamorphen Gesteinen des Lepontins festgestellt, die wegen der Erhitzung der Gesteine über die Curie-Temperatur während der alpinen Metamorphose erzeugt worden sind. Die Richtungen im Lepontin sind aber deutlich verschieden von denjenigen in gleichaltrigen Gesteinen aus dem Aar-Massiv (Abb.11). Es handelt sich hier vermutlich um einen räumlich begrenzten Krusten-Block, der im späten Tertiär

durch Scherbewegungen an der Rhein-Rhone- und der Insubrischen Linie gedreht worden ist.

Seismologische Erforschung der Lithosphärenstruktur

Die von Fernbeben ausgehenden seismischen Oberflächenwellen erlauben es, die regionale Struktur und Beschaffenheit des Lithosphären-Asthenosphären-Systems zu untersuchen. Eine einheitliche mathematische Auswertung und Interpretation von Dispersionsbeobachtungen an Rayleigh-Wellen in Europa und dem westlichen Mittel-

meer-Raum (Panza et al., 1980 a+b) ergab die in Abb.12 wiedergegebene Karte der Lithosphärenmächtigkeit, in der die seismisch aktiven Gebiete durch schwache Schattierungen angedeutet sind.

Deutliche Abweichungen von dem für Europa offenbar repräsentativen Mittelwert von 90 km 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 seismische «Benioff-Zone» gekennzeichnet ist. Die für die

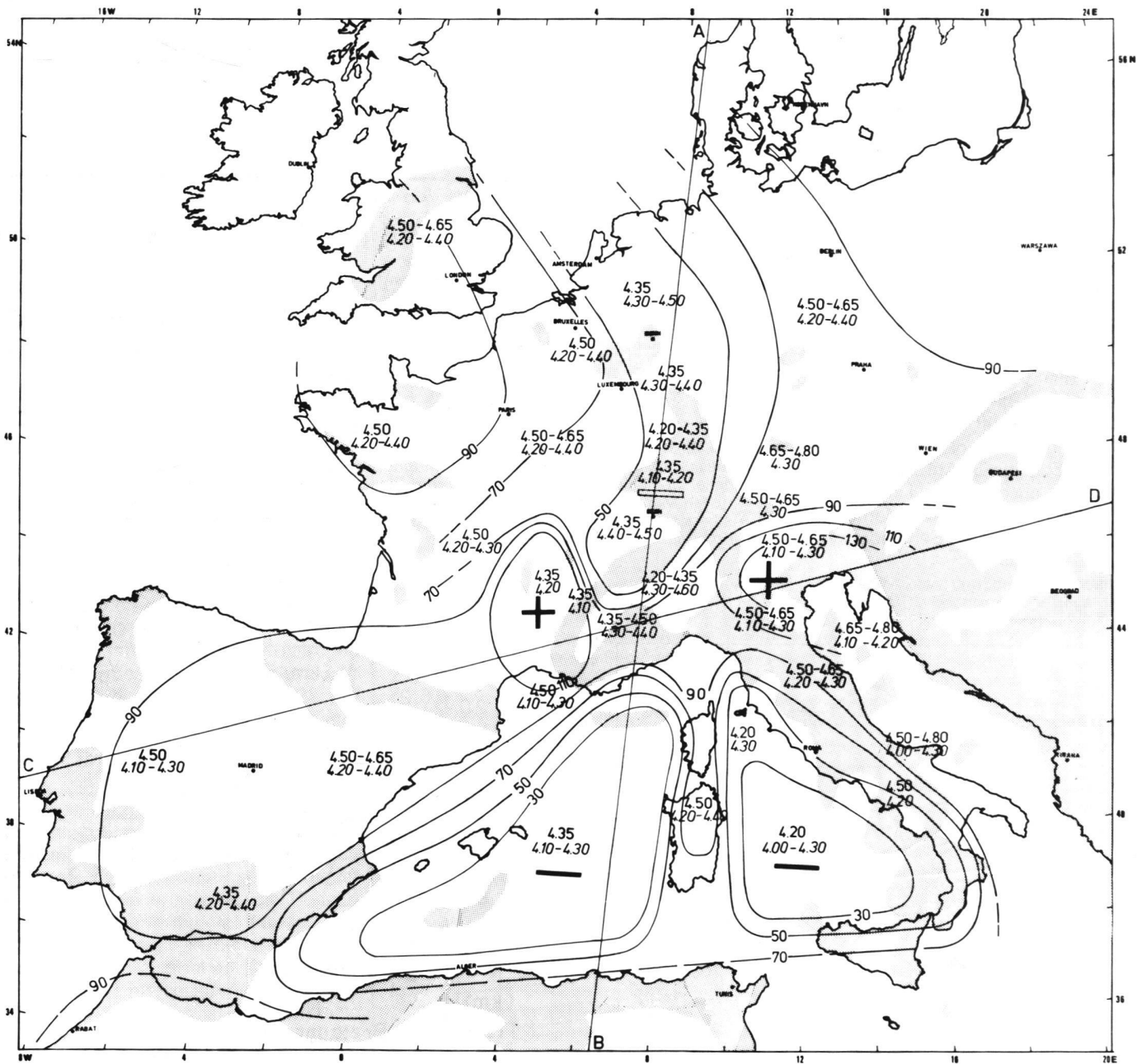


Abb.12 Karte der Lithosphärenmächtigkeiten im westlichen Mittelmeerraum sowie in West- und Mitteleuropa (nach Panza et al., 1980a+b). Eine deutlich dünnere Lithosphäre findet man unter dem Becken des westlichen Mittelmeers und des Tyrrhenischen Meers sowie unter dem «Mitteleuropäischen Riftsystem», das von den Westalpen zur Nordsee reicht. Überdurchschnittlich hohe Mächtigkeiten wurden an der nördlichen Begrenzung des adriatischen Sporns sowie unter dem französischen Zentralmassiv festgestellt. Die Zahlenpaare geben die Scherwellengeschwindigkeiten (V_s , in km/sec) in der unteren Lithosphäre (obere Zeile) und der Asthenosphäre (untere Zeile) an. Seismisch aktive Gebiete sind durch schwache Schattierungen angedeutet.

einzelnen Gebiete repräsentativen seismischen Scherwellengeschwindigkeiten (V_S) in der unteren Lithosphäre (obere Zahlenwerte) und der Asthenosphäre (untere Zahlenwerte) geben Anhaltspunkte für den physikalischen Zustand der oberen Bereiche des Erdmantels.

Eine besonders markante Lithosphärenstruktur ist das sogenannte «Mittleuropäische Riftsystem», das sich von den Westalpen bis zur Nordsee erstreckt. Die stark ausgedünnte Lithosphären-«Brücke» (Mächtigkeit um 50 km) mit niedrigen Scherwellengeschwindigkeiten deutet auf Prozesse in der Tiefe hin, die eines Tages zu einem Auseinanderbrechen der europäischen Platte entlang dieser «Trennfuge» führen können.

Die erhebliche 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. Die Mechanismen der Friaul-Erdbeben von 1976 (siehe Abb. 22, Mitte rechts) bestätigen diese Hypothese. Die Verdickung der Lithosphäre im Bereich des französischen Zentralmassivs könnte auf ähnliche Unterschiebungsprozesse von Südwesten her zurückzuführen sein.

In Abb. 13 sind zwei Schnitte gezeichnet, die von Jütland bis Tunesien (Schnitt A-B) bzw. von Portugal bis Ungarn (Schnitt C-D) reichen. Zur Orientierung ist die genaue Position dieser Schnitte in Abb. 12 eingetragen. Die dick ausgezogene Linie entspricht dem Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze (Moho) und die schraffierten Bereiche die obere und untere Begrenzung der Asthenosphäre mit der entsprechenden Unsicherheit wieder. Zahlenwerte sind Scherwellengeschwindigkeiten (V_S , in km/sec).

deutet die Unsicherheit in der Lage der oberen und unteren Begrenzung der Asthenosphäre («Channel») an.

Wie der Abb. 13 zu entnehmen ist, umfassen die grossteutonischen Vorgänge offensichtlich die gesamte Lithosphäre («Crust» plus «Lid») und Asthenosphäre («Channel»), wobei die spröde Erdkruste in den Alpen, d. h. im Über-

gangsbereich zwischen der eurasischen und afrikanischen Platte, entweder an Mächtigkeit zunimmt oder – wie in der Zone von Ivrea – an tieferliegenden Grenzflächen abgeschert und überschoben wird. Relativ kalte Teile der unteren Lithosphäre («Lid») scheinen in diesem Übergangsbereich steil in die Asthenosphäre («Channel») eingedrungen

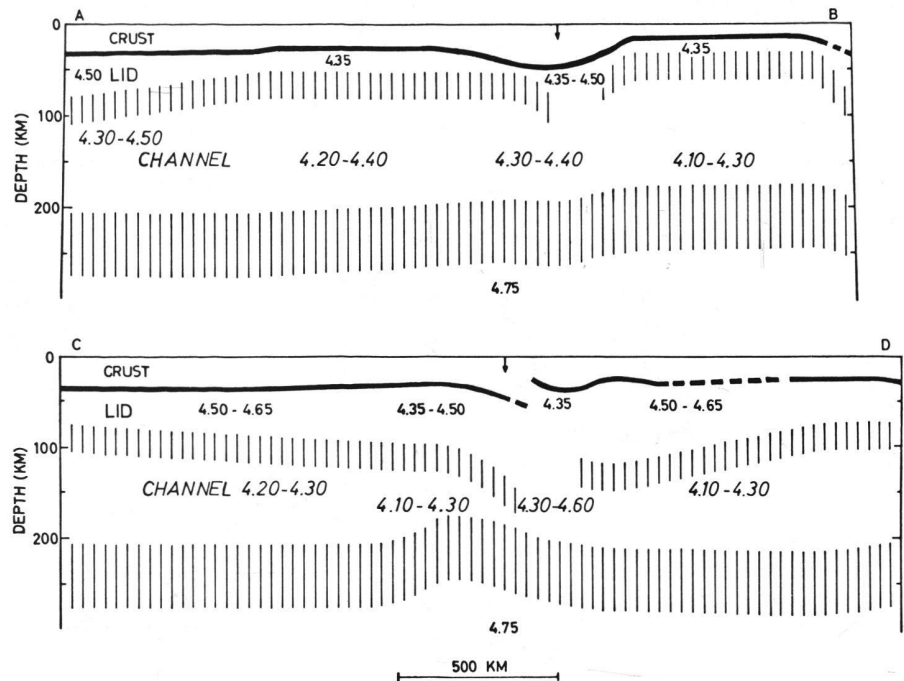
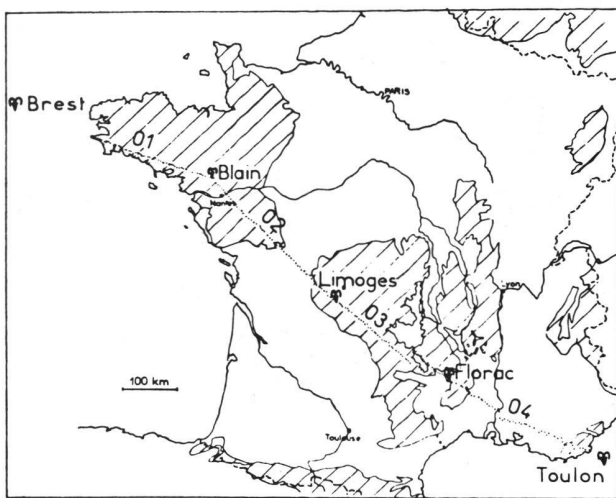
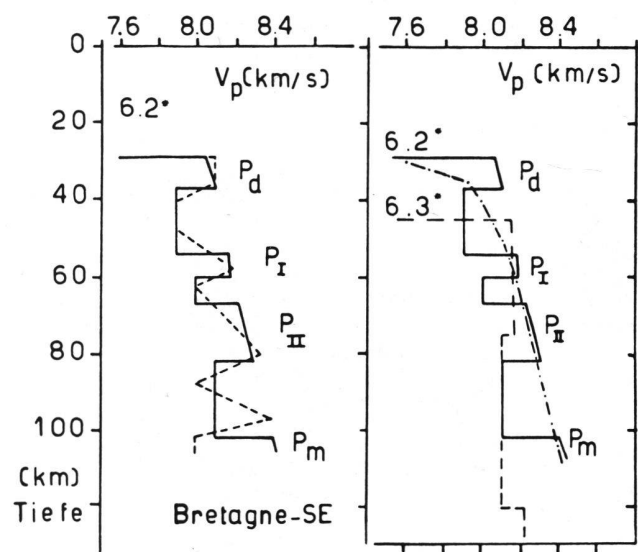


Abb. 13 Profilschnitte durch die Lithosphäre (nach Panza et al., 1980a + b) von Jütland bis Tunesien (A-B in Abb. 12) und von Portugal bis Ungarn (C-D in Abb. 12). Der Schnittpunkt (Pfeile) der beiden Profile liegt bei Turin. Die dick ausgezogene Linie gibt den Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze und die schraffierten Bereiche die obere und untere Begrenzung der Asthenosphäre mit der entsprechenden Unsicherheit wieder. Zahlenwerte sind Scherwellengeschwindigkeiten (V_S , in km/sec).



(a)



(b)

Abb. 14 (a) Schusspunkte, Lage und Stationsdichte des refraktionsseismischen Langprofils Bretagne – SE in Frankreich zur sprengseismischen Untersuchung der unteren Lithosphäre. In den schraffierten Gebieten reicht das kristalline Grundgebirge bis an die Erdoberfläche. (b) Verschiedene Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle für das Bretagne – SE-Profil (nach Ansorge, 1975; nach Kind, 1974; nach Mayer-Rosa, 1969). * = mittlere Krustengeschwindigkeit (V_p , in km/sec).

gen zu sein. Sie bilden eine sogenannte «Verschluckungszone», die vermutlich bis in Tiefen von rund 250 km hinunterreicht und die die eigentliche Plattengrenze zwischen Eurasien und Afrika darstellt.

Bereits zu Beginn des Internationalen Geodynamik-Projekts wurden gezielte Anstrengungen unternommen, die Feinstruktur der unteren Lithosphäre durch grossräumige sprengseismische Experimente zu erforschen. Das erste refraktionsseismische Langprofil in Europa durchquerte Frankreich von der Bretagne bis zur Provence (Abb. 14a) entlang einer Linie nahezu konstanter Krustenmächtigkeit (~30 km). Das aus diesen Messungen abgeleitete Geschwindigkeits-Tiefen-Modell für seismische Kompressionswellen (V_P) zeigt eine deutliche «Zonierung» auch im unteren Bereich der Lithosphäre bis zu Tiefen von mindestens 100 km (Abb. 14b).

Andere Langprofile in Europa und ein Vergleich mit ähnlichen Untersuchungen in Nordamerika (Ansorge, 1975) bestätigen diesen Sachverhalt. Zahllose sprengseismische Krustensondierungen in den zurückliegenden zehn Jahren haben dazu beigetragen, den internen Aufbau der Erdkruste – vornehmlich in tektonisch aktiven Gebieten – aufzuhellen. Als Beispiel sind in Abb. 15 alle zwischen 1970 und 1979 vermessenen seismischen Profile im Bereich der Iberischen Halbinsel (und der Kanarischen Inseln) zusammengestellt. Das Schwergewicht dieser Untersuchungen lag am Kontinentalrand in Portugal, in der Betischen Kordillere (einschliesslich dem Alboran-Meer und der Balearischen Inselkette), im Iberischen Massiv sowie in den Pyrenäen.

Der Krustenschnitt in Abb. 16 veranschaulicht den dramatischen Übergang von der Riftstruktur der kleinen Alboran-Platte zur Gebirgswurzel der Betischen Kordillere. Besonders bemerkenswert ist – wie in den Alpen (Abb. 22, 23, 24) – das Auftreten einer Zone erniedrigter seismischer Geschwindigkeiten ($V_P = 5.4-5.5$ km/sec) im oberen Bereich der Erdkruste. Einen Eindruck über die räumlichen Zusammenhänge vermittelt Abb. 17, in der die Krustenstruktur Südostspaniens schematisch dargestellt ist. Ein deutlich verschiedener Krustentyp wurde für die Gegend um Cartagena ermittelt, die von der eigentlichen Kordillere durch eine Zone mit aktiven tektonischen Störungen – und den damit zusammenhängenden Erdbeben – getrennt ist und Merkmale einer «Rift-Flanken»-Struktur aufweist.

Die Krustenstruktur unter der Balearischen Inselkette (Abb. 18) trägt deutlich kontinentale Züge. Allerdings ist die Mächtigkeit der Kruste, einschliesslich der jungen Sedimente, merklich geringer als unter der Iberischen Halbinsel,

SEISMIC PROFILES 1970 - 1979

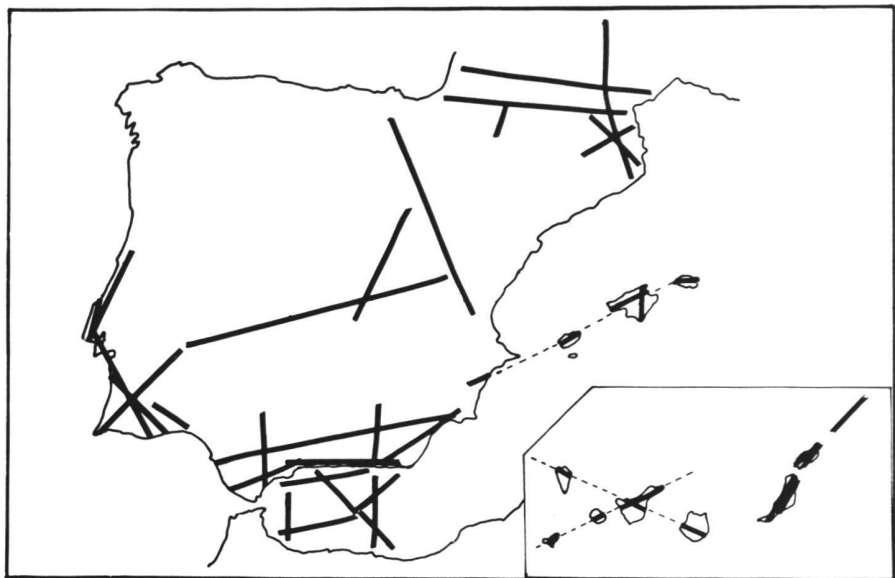


Abb. 15 Schematische Übersichtskarte mit den zwischen 1970 und 1979 sprengseismisch vermessenen Profilen im Bereich der Iberischen Halbinsel und der Kanarischen Inseln (nach Banda et al., 1980c).

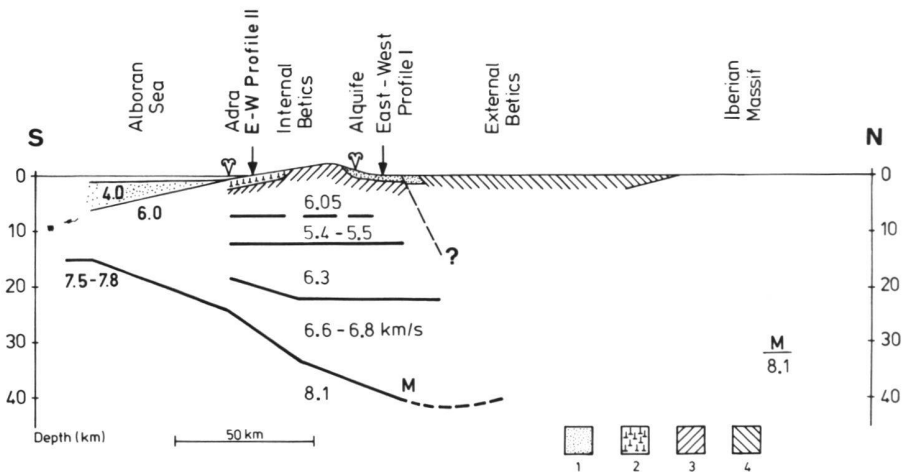


Abb. 16 Krustenschnitt durch die Riftstruktur des Alboran-Meereres und die benachbarte Gebirgskette der Betischen Kordillere (nach Banda et al., 1980a). Die geographische Lage der Profile I und II ist der Abb. 17 zu entnehmen. Am rechten Bildrand ist die Krustenmächtigkeit unter dem Iberischen Massiv angedeutet.

- 1 = Neogene und quartäre Sedimente
- 2 = Alpujarride-Komplex
- 3 = Nevado-Filabride-Komplex
- 4 = Mesozoische Überdeckung der äusseren Betischen Kordillere

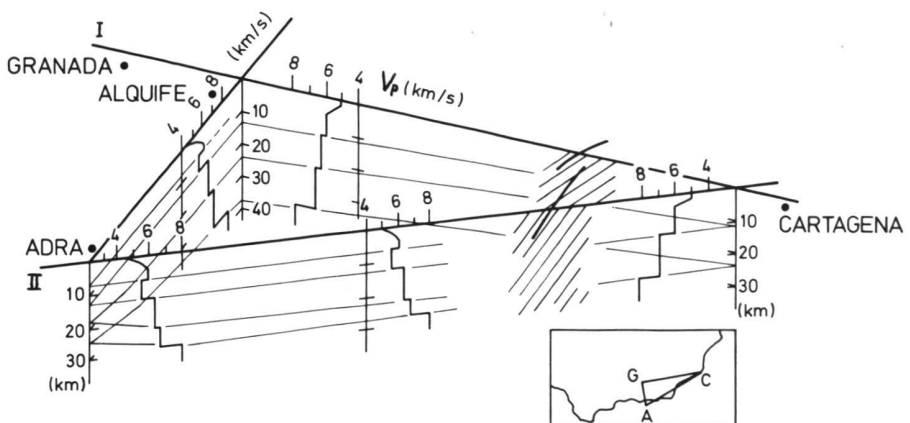


Abb. 17 Räumliche Darstellung der Krustenstruktur Südostspaniens (nach Banda und Ansorge, 1980). Das Profil Adra – Alquife ist Teil des Krustenschnitts in Abb. 16. Der Krustentyp in der Gegend um Cartagena unterscheidet sich deutlich von dem der Betischen Kordillere. Dazwischen liegt eine Zone mit aktiven tektonischen Störungen.

was auf eine für «Rift-Flanken» typische Ausdünnung hindeutet. Der kristalline Teil der Erdkruste scheint wellenförmig deformiert zu sein, was auf eine horizontale Kompressionsbeanspruchung im Laufe der tektonischen Entwicklung dieser Inselkette schliessen lässt. Die Abb.18 enthält ausserdem einen Hinweis auf eine offenbar fortschreitende «Ozeanisierung» der Kruste zwischen Ibiza und Mallorca.

Unter den Ergebnissen der sprengseismischen Sondierungen in den Pyrenäen erscheint besonders eindrücklich der abrupte «Sprung» von mehr als 10 km in der Krusten-Mantel-Grenze (Moho) beim Übergang von der Nordpyrenäischen Zone (N.P.Z.) über die an der Erdoberfläche sichtbare Störungslinie (NPF) hinweg in die paläozoische Axialzone (P.A.Z.) der Pyrenäen (Abb.19). Die tektonischen Vorgänge in diesem Gebiet reichen demnach bis in den oberen Erdmantel und markieren einen Tiefenbruch, entlang dem Horizontalbewegungen grösseren Ausmasses, wie z.B. des gesamten Iberischen Blockes, möglich zu sein scheinen (siehe dazu Abb.5).

Ein Vergleich der verschiedenen Krustentypen in der Iberischen Halbinsel (Abb.20) zeigt deutlich die Strukturunterschiede in den bisher genauer untersuchten Gebieten. In Südportugal findet man eine für «Rift-Flanken» charakteristische Struktur, im Zentralteil Iberiens hat die Kruste einen typisch kontinentalen Charakter (Mueller, 1977), während sie in der Betischen Koridillere Wesenszüge aufweist, die denjenigen der zentralen Südalpen (Abb.24) ähnlich sind. Die unter der Axialzone der Pyrenäen gefundene Krustenstruktur ist vergleichbar mit derjenigen der Ostalpen nördlich der Periadriatischen Naht (PN in Abb.22).

Die Alpen-Geotraversen

Für die Alpen, deren Tiefenstruktur seit nunmehr fast 25 Jahren systematisch mit sprengseismischen Methoden untersucht wird, liegen eine Fülle von Daten vor, die ein ziemlich umfassendes Bild über den Aufbau der Lithosphäre ergeben. In der geologisch-tektonischen Übersichtskarte der Alpen (Frey et al., 1974) sind drei «Geotraversen»-Streifen eingezeichnet (Abb.21), für die alle verfügbaren geophysikalischen Daten zusammengetragen wurden (Miller et al., 1980).

Die Geotraverse III durch die Ostalpen (Abb.22) schneidet die nördlichen Kalkalpen südlich des Chiemsees (Schnitt A-A' in Abb.22), den zentralen Teil des «Tauern-Fensters», die Periadriatische Naht (PN) und die Südalpen im Gebiet von Friaul (Gemona). Die refraktionsseismischen Ergebnisse im Bereich des nördlichen Alpenrandes (Schnitt A-A'

in Abb.22, unten) zeigen, dass die nördlichen Kalkalpen über die gefaltete Molasse geschoben sind und dass diese Überschiebungszone nach Süden mindestens bis in das Inntal reicht. Unter dem Gebiet von Friaul ist der Herdmechanismus der Erdbeben von 1976 in der entsprechenden Tiefe, d.h. im Bereich des kristallinen Grundgebirges, angedeutet. Der Bewegungssinn lässt eine Unterschiebung des adriatischen

Sporns der afrikanischen Platte unter den östlichen Teil der Südalpen erkennen. Zwei Zonen erniedrigter Geschwindigkeit charakterisieren den internen Krustenaufbau, ähnlich wie im nördlichen Teil der Schweizer Alpen (siehe dazu Abb.24). Die obere Zone erniedrigter Geschwindigkeit ($V_p = 5,6 \text{ km/sec}$) ist wie in den Westalpen (Abb.23) besonders stark unter dem Zentralteil der Alpenkette ausgebildet.

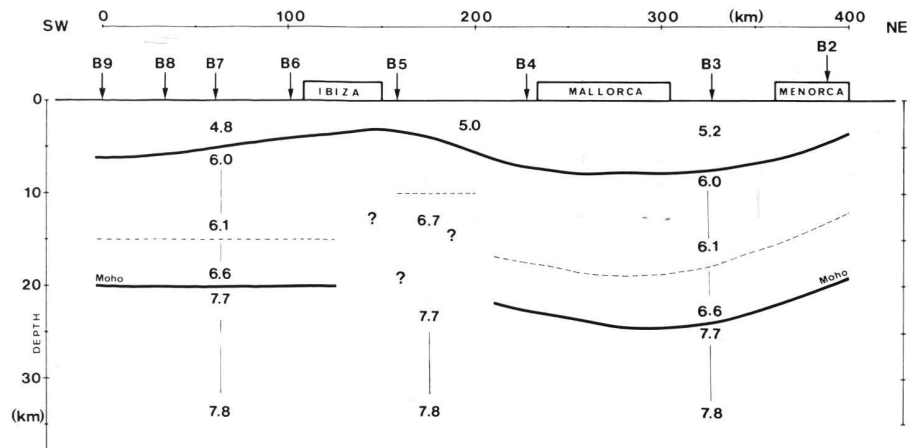


Abb.18 Längsschnitt durch die Krustenstruktur der Balearischen Inselkette (nach Banda et al., 1980b). Unter mächtigen jungen Sedimenten findet man eine dünne Kruste, die kontinentale Züge trägt. Zwischen Ibiza und Mallorca deutet sich eine fortschreitende «Ozeanisierung» der Kruste an.

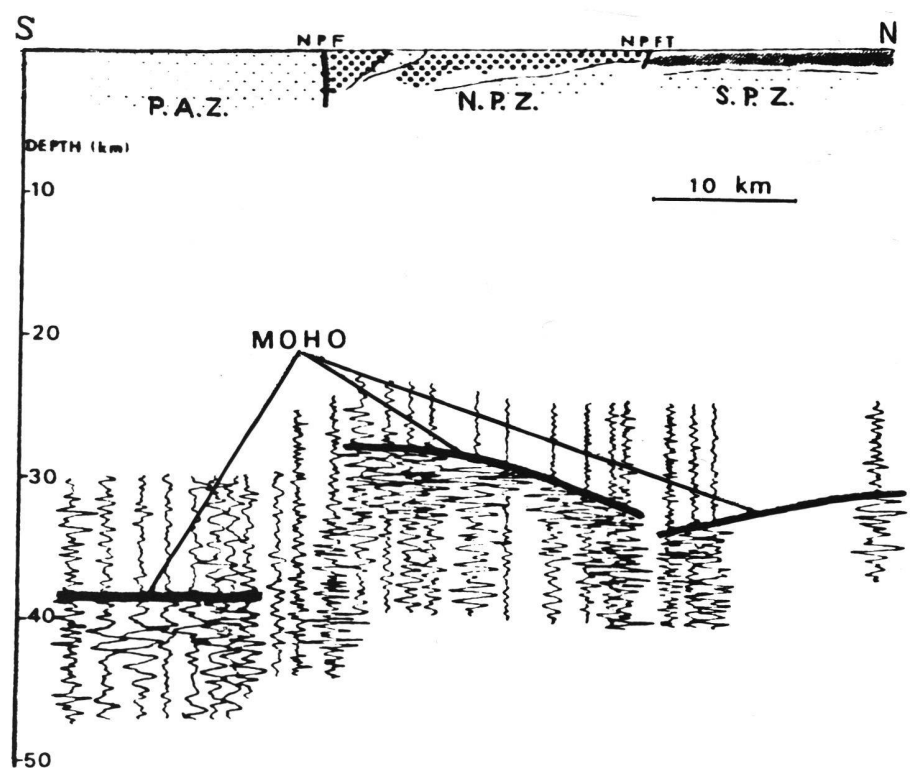


Abb.19 Krustenschnitt durch den östlichen Teil der Pyrenäen (nach Hirn et al., 1980). Die nordpyrenäische Verwerfungszone (NPF) stellt offenbar eine tiefreichende Störung dar mit einem Sprung in der Krusten-Mantel-Grenze (Moho) von mehr als 10 km.
P.A.Z. = Paläozoische Axial-Zone (herzynisches Grundgebirge)
N.P.Z. = Nord-Pyrenäische Zone (mesozoische Sedimente)
S.P.Z. = Sub-Pyrenäische Zone (känozoische Sedimente)
NPFT = Nord-Pyrenäische Überschiebungszone

Das wannenförmige Relief der Krusten-Mantel-Grenze (M) spiegelt sich im Verlauf der negativen Bouguer-Schwereanomalie wider. Besonders auffallend ist die Existenz einer Schicht mit relativ hohen Geschwindigkeiten ($V_p = 8,4 \text{ km/sec}$) etwa 15 km unterhalb der M-Diskontinuität im oberen Teil des Erdmantels. Vergleicht man diese Beobachtung mit der Lithosphärenstruktur unter dem nördlichen Teil der «Schweizer Geotraverse» (Abb. 24), so muss man annehmen, dass diese Schicht eine relativ geringe Mächtigkeit aufweist. Nur so können die sprengseismischen Ergebnisse mit den Geschwindigkeitsangaben für die untere Lithosphäre, wie sie aus der Dispersionsanalyse von Oberflächenwellen (Abb. 12) abgeleitet wurden, in Einklang gebracht werden. Wie man der Abb. 22 weiterhin entnehmen kann, sind offenbar oberflächennahe Gesteine des «Tauern-Fensters» (z. B. am Ankogel) die Ursache für die beobachtete Anomalie des erdmagnetischen Feldes (hier der Totalintensität). Es ist auch dieser Teil der Ostalpen, der heute noch unsymmetrisch angehoben wird.

Wegen der stärkeren Einengung im Bereich des Westalpenbogens und der Präsenz des Ivrea-Körpers an der Innenseite dieses Bogens trifft man dort eine andersartige Tiefenstruktur an. Die Geotraverse I (siehe Abb. 21) vermittelt einen repräsentativen Querschnitt

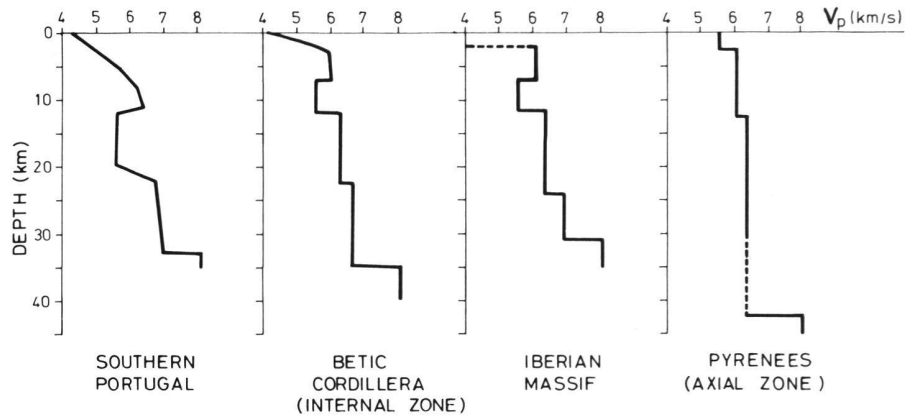


Abb. 20 Vergleich der verschiedenen Krustentypen in der Iberischen Halbinsel (nach Banda et al., 1980c). Die Krustenstruktur unter dem Iberischen Massiv dürfte für den Grossteil Iberiens repräsentativ sein. Gewisse Ähnlichkeiten bestehen zwischen den Tiefenstrukturen der Beticen Kordillere, der zentralen Pyrenäen und der Alpen.

durch die Westalpen (Perrier, 1980), der vom französischen Zentralmassiv bis zur Sesia-Lanzo-Zone in Oberitalien reicht (Abb. 23). Die Zusammenstellung der geophysikalischen Daten zeigt, dass auch hier eine asymmetrische Bouguer-Schwereanomalie vorhanden ist, die im Osten markante positive Werte erreicht. Diese Beobachtung deckt sich mit den Ergebnissen der seismischen Tiefensondierungen, wonach an der Westseite des Ivrea-Körpers (bei Lanzo) eine Aufschuppung von Krustensegmenten mit hoher Geschwindigkeit (und damit verbundener hoher Dichte) ermittelt

wurde (siehe z. B. Miller et al., 1980). Ein weiteres Merkmal der Geotraverse I besteht in der ausgeprägten Zone erniedrigter Geschwindigkeit ($V_p = 5,7 \text{ km/sec}$) im mittleren Teil der Kruste, die sich bis unter den spannförmigen Ivrea-Körper ($V_p = 7,4 \text{ km/sec}$) hinunterzieht. Ähnlich wie in den Ostalpen wird auch hier die stärkste Hebung – verbunden mit einer ausgeprägten magnetischen Anomalie – im Zentralbereich der Alpenkette festgestellt. Die koordinierte Zusammenarbeit verschiedener schweizerischer Forschungsgruppen im Rahmen des Inter-

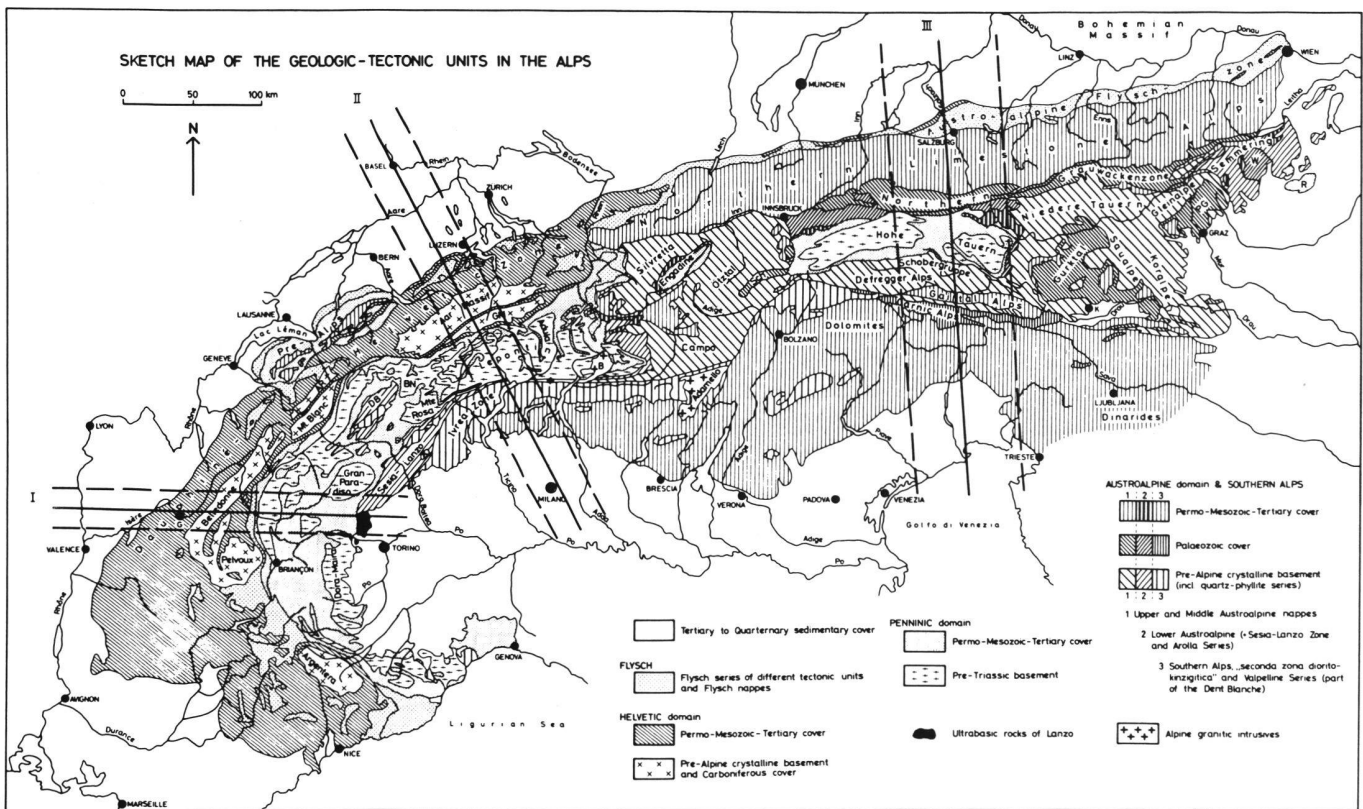


Abb. 21 Geologisch-tektonische Übersichtskarte der Alpen (nach Frey et al., 1974) mit den drei ausgewählten Geotraversen durch die West-, Zentral- und Ostalpen (nach Miller et al., 1980).

nationalen Geodynamik-Projekts hat es ermöglicht, für die Geotraverse II (siehe Abb. 21), die sogenannte «Schweizerische Geotraverse» von Basel bis Chiasso (Rybach et al., 1980), eine Fülle von Daten zu sammeln, die einen Einblick in die Struktur und Dynamik der Zentralalpen gestatten (Abb. 24). Die geodätisch beobachteten vertikalen Krustenbewegungen (Gubler, 1976; siehe dazu auch Abb. 27 und 28) sind primär durch isostatische Ausgleichsvorgänge bedingt; diesen Prozessen überlagert sich jedoch eine horizontale Kompressionsspannungskomponente, die von dem nordwestwärts gerichteten Druck des adriatischen Sporns der afrikanischen Platte herrühren dürfte (Mueller et al., 1976).

Ein Vergleich der negativen Bouguer-Schwereanomalie (Klingelé und Olivier, 1980) mit dem Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze (Moho) zeigt erwartungsgemäss eine gute Übereinstimmung mit Ausnahme des südlichen Profildendes, wo der Einfluss des benachbarten Ivrea-Körpers sich bemerkbar macht. In diesem Bereich werden auch starke magnetische Anomalien beobachtet (siehe Abb. 9).

Der seismische Lithosphärenschnitt für die Geotraverse II, der sich auf die Ergebnisse der Refraktionsseismik (Mueller et al., 1980) und der Dispersionsanalyse seismischer Oberflächenwellen (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 Kruste 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 herrühren. Im unteren Bereich der Lithosphäre deutet sich eine Wechsellagerung von Schichten mit höherer und niedriger Geschwindigkeit (wie in Abb. 14 b) an. Unter dem südlichen Teil der Geotraverse II scheinen Lithosphärenteile in einer steil abtauchenden «Verschluckungszone» zu verschwinden (vgl. Abb. 32). Wärmefluss-Messungen entlang des

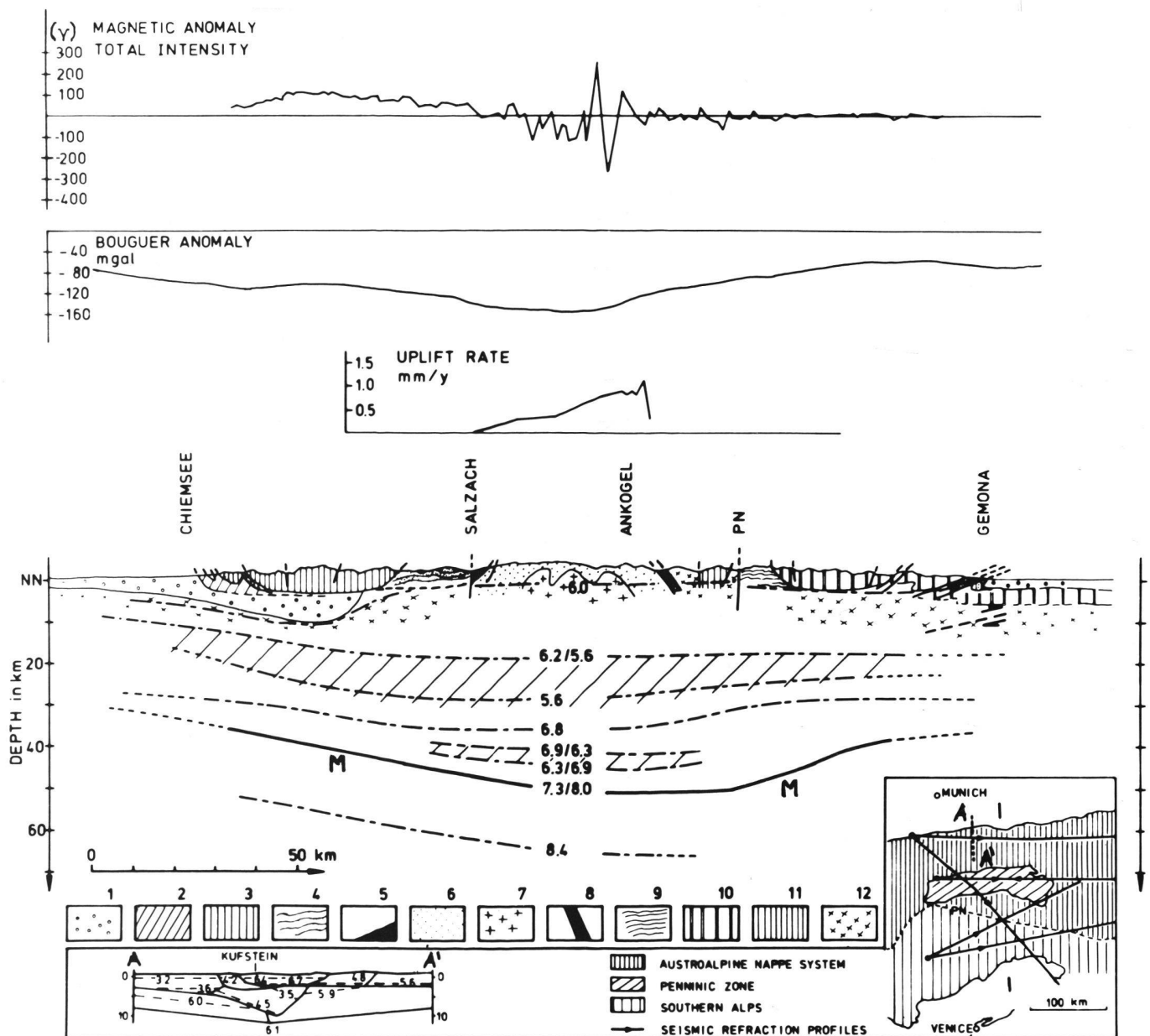


Abb. 22 Zusammenstellung der geophysikalischen Daten für die Geotraverse III durch die Ostalpen von Südbayern bis nach Friaul (nach Miller et al., 1980). Die Zahlenwerte im Krustenschnitt Chiemsee - Gemona geben die Geschwindigkeitskontraste bzw. -gradienten in den betreffenden Tiefenbereichen an. PN = Periadriatische Naht. Im unteren Teil des Bildes ist das Ergebnis der seismischen Detailuntersuchungen am nördlichen Alpenrand (Profil A-A') wiedergegeben.

Profils zeigen deutlich eine Abnahme der Wärmestromdichte vom Vorland zum Zentralteil der Alpen hin. Modellrechnungen haben ergeben, dass der erniedrigte Wärmefluss wie auch die nach unten gezogene 1000 °C-Isotherme auf eine thermische Störung hinzuweisen scheinen, die mit Subduktionsprozessen (Verschluckung) zusammenhängen könnte (Rybach et al., 1977).

Mächtigkeit und vertikale Bewegungen der Kruste in der Schweiz

Eine einheitliche Interpretation aller bis jetzt verfügbaren refraktionsseismischen Krustenprofile hat die Möglichkeit eröffnet, eine Karte des Tiefenverlaufs der Krusten-Mantel-Grenze (Moho) in der Schweiz zu konstruieren (Egloff, 1979). Durch Einbeziehung von Daten aus den angrenzenden Gebieten (z. B. Edel et al., 1975; Ansorge et al., 1979) entstand die in Abb. 25 wiedergegebene Karte der Moho-Tiefenlinien (Mueller et al., 1980). Im Nordwesten wird die Karte von der domartigen Aufwölbung des Erdmantels unter dem südlichen Oberrheingraben (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) erreicht. Unter den Südalpen steigt die M-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 Abb. 24 erwähnt wurde.

Die Wirkung der mächtigeren Kruste unter den Alpen auf die Bouguer-Schwere kommt deutlich im Isolinienverlauf der neuen Schwerekarte der Schweiz (Klingelé und Olivier, 1979) zum Ausdruck (Abb. 26). Die Schwere nimmt in Richtung zur Kammlinie der Alpen hin ab und erreicht dort einen Minimalwert. Dieser Befund deckt sich mit den Schwereprofilen auf den drei Geotraversen (Abb. 22, 23, 24), die eine ausgeprägte negative Bouguer-Schwereanomalie aufweisen. Die regionale Schwere spiegelt deshalb offenbar gut den aus seismischen Tiefensondierungen ermittelten Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze in der Schweiz (Abb. 25) wider.

Aus gravimetrischen Beobachtungen in zahlreichen Gebirgsgegenden der Erde ist bekannt, dass die Masse eines Berges an der Erdoberfläche 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 z. B. 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, hebt sich die Gebirgsmasse.

Dass derartige Hebungen im Alpenraum stattfinden, ist an Hand von geodätischen Messungen in den Ostalpen (Abb. 22), den Westalpen (Abb. 23) und den Zentralalpen (Abb. 24) festgestellt worden. Durch einen Vergleich der von der Eidg. Landestopographie ausgeführten Präzisionsnivellierungsmessungen in den Jahren 1943–1978 mit denjenigen der Jahre 1903–1925 an den selben Messpunkten konnten statistisch signifikante Höhenänderungen nachgewiesen werden (Abb. 27), die auf eine allgemeine fortdauernde Hebung der Alpen mit einer durchschnittli-

chen Änderungsrate von etwa 1 mm/Jahr hindeuten (Gubler et al., 1980).

Die Grössenordnung dieser Hebungsrates ergibt sich auch, wenn man die Messwerte des Präzisionsnivelllements der Schweizerischen Geodätischen Kommission (1865–1887) mit den Ergebnissen des Landesnivelllements der Eidg. Landestopographie bezogen auf 1919 vergleicht (Kobold, 1977). In Abb. 28 sind die Hebungskurven für das Nord-Süd-Profil Schwyz–Gottard–Mendrisio wiedergegeben, die eindrucksvoll demonstrieren, dass die maximale Hebung nicht am Alpenhauptkamm stattfindet, sondern südlich des Gotthards im Lepontin. Interessanterweise scheinen die rezenteren Höhenänderungen nicht gleichmässig abzu- laufen; so wurde zwischen 1919 und 1970 eine breite Hebung mit einem Maximum von 1,4 mm/Jahr bei Biasca (Abb. 24) ermittelt, während in den 50 Jahren davor die Hebung offenbar

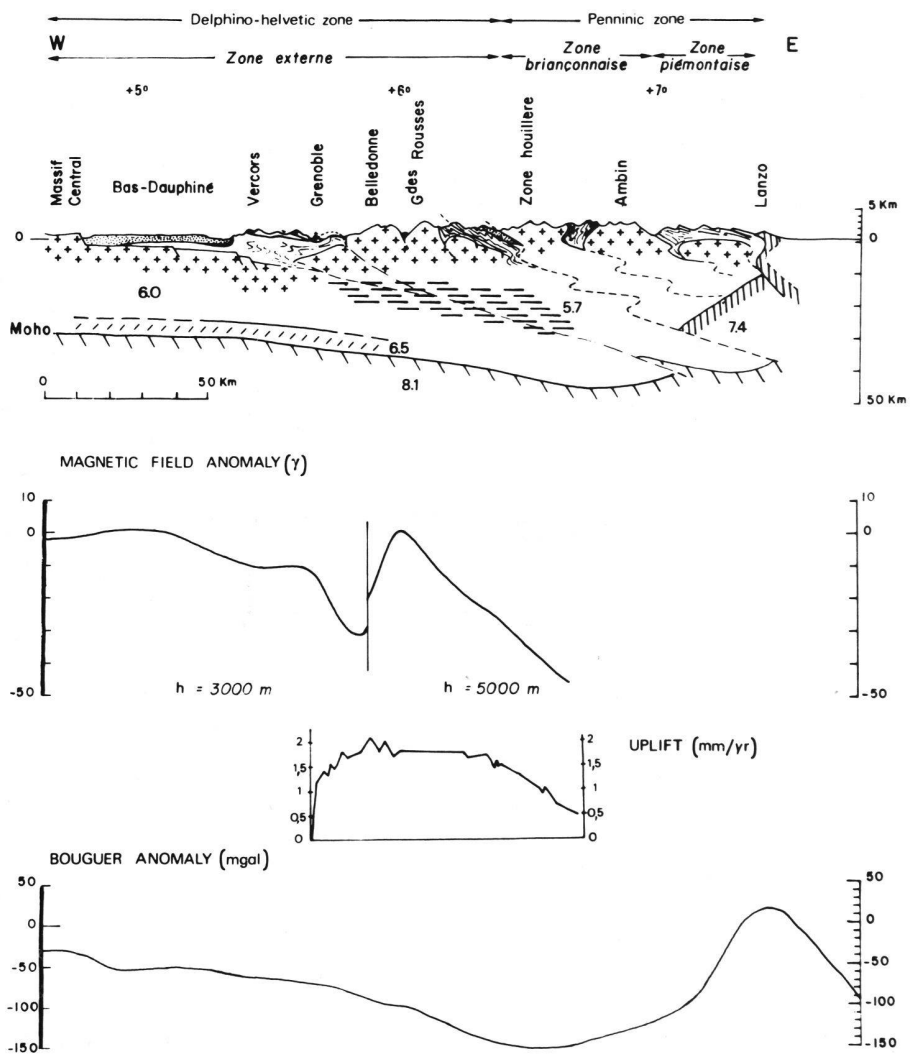
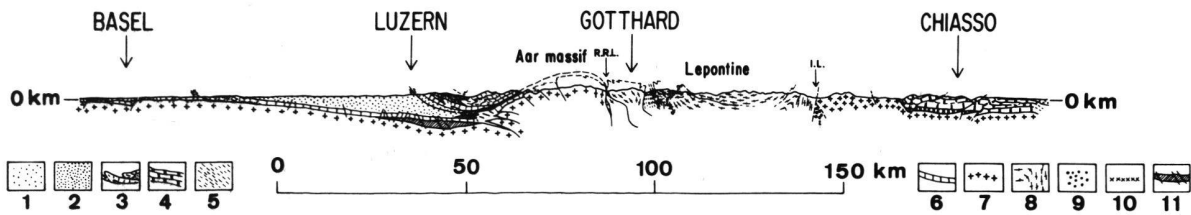


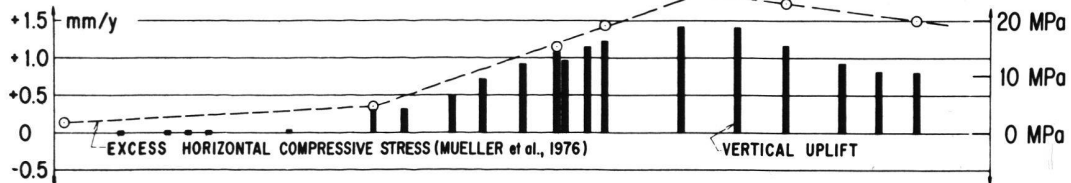
Abb. 23 Zusammenstellung der geophysikalischen Daten für die Geotransverse I durch die Westalpen vom französischen Zentralmassiv bis zur Sesia – Lanzo-Zone in Oberitalien (nach Miller et al., 1980). Im Krustenschnitt fällt besonders die Zone erniedrigter Geschwindigkeit ($V_p = 5,7$ km/sec) im mittleren Teil der Kruste sowie die Aufschuppung von Krustensegmenten mit hoher Geschwindigkeit an der Westseite des Ivrea-Körpers (bei Lanzo) auf.

NW SWISS GEOTRAVERSE SE

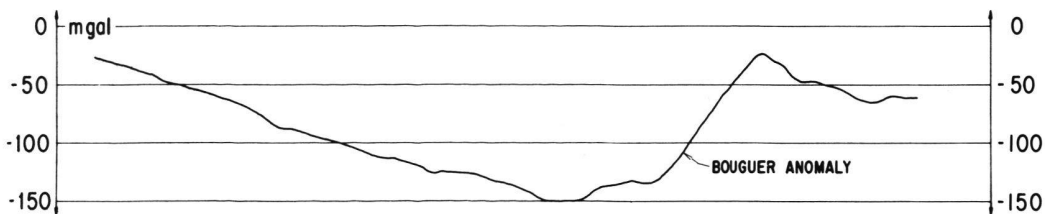
GEOLOGY (BUCHI & TRUMPY, 1976, modified)



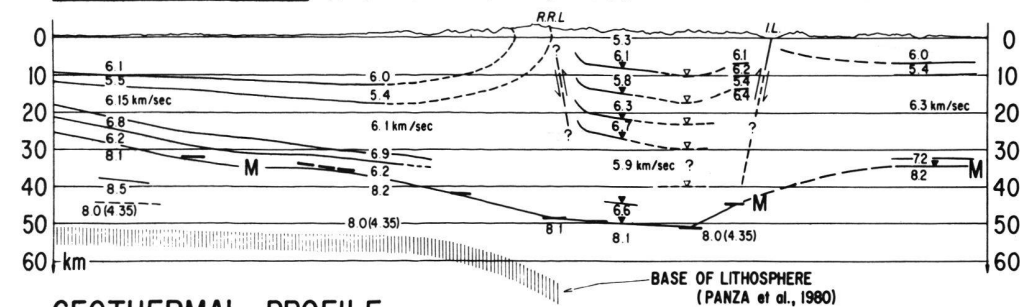
RECENT CRUSTAL MOVEMENTS (GUBLER, 1976)



GRAVITY PROFILE (KLINGELÉ & OLIVIER, 1980)



SEISMIC SECTION (MUELLER et al., 1980)



GEOHERMAL PROFILE

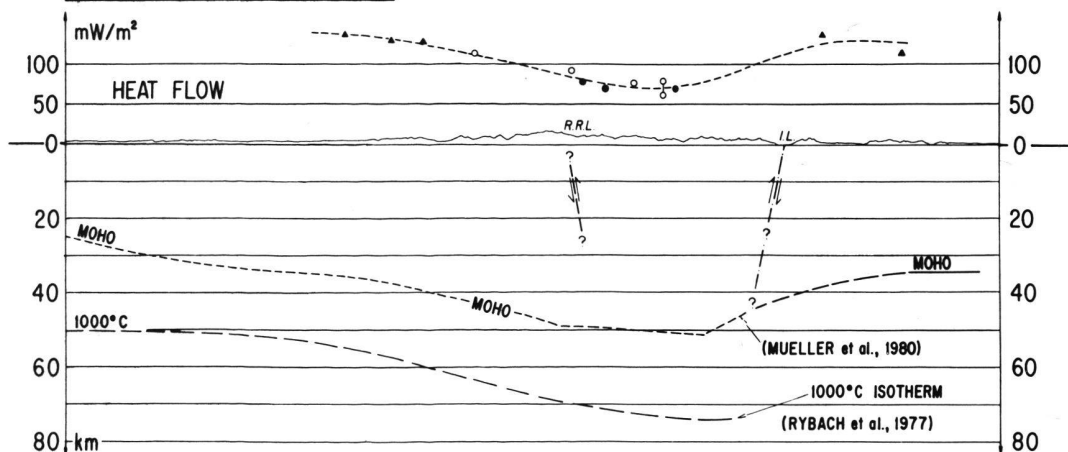


Abb. 24 Zusammenstellung der geophysikalischen Daten für die Schweizerische Geotransverse II vom südlichen Oberrheingraben bis in die Po-Ebene (nach Rybach et al., 1980, und Miller et al., 1980). Das Schwere-Profil (Bouguer-Anomalien) gibt einen guten Anhaltspunkt für das Relief der Krusten-Mantel-Grenze (M). Der seismische Schnitt durch die Kruste und den obersten Mantel deutet im oberen Bereich auf eine -Bildung hin, während im unteren Bereich Lithosphärenteile in einer <Verschluckungszone> zu verschwinden scheinen (siehe dazu Abb. 32). Die rezenten vertikalen Krustenbewegungen und der Verlauf der horizontalen Druckspannung sind im Einklang mit der beobachteten starken Heraushebung des Lepontin-Blocks.
R.R.L. = Rhein-Rhone-Linie I.L. = Insubrische Linie

unsymmetrisch erfolgte mit einem markanten Maximum nördlich von Bellinzona im Bereich der Insubrischen Störungszone (Abb. 28).

Eine entsprechende Tendenz kann aus der geographischen Verteilung des Metamorphose-Grades der im Alpengebiet an der Oberfläche anstehenden Gesteine abgeleitet werden (Frey et al., 1974). Die neue Karte der von der alpinen Metamorphose erfassten Gesteine im Bereich der Schweizer Geotraverse (Abb. 29) mit den abgeschätzten zugehörigen Temperatur- und Druckangaben (Frey et al., 1980) zeigt, dass beim Fortschreiten von Norden nach Süden die Erdkruste zunehmend stärker herausgehoben wurde. Die grösste lokale Hebung scheint demnach in den Eklogit-Gebieten der Cima Lunga-Zone südlich von Biasca stattgefunden zu haben, wo heute Gesteine an der Erdoberfläche angetroffen werden, die sich einmal in einer Tiefe von rund 60 km (entsprechend einem Druck von 25 kb und einer Temperatur von 800 °C) aufgehalten haben müssen. Geothermische Modellrechnungen für verschiedene Gebiete der Zentralalpen (Werner, 1980) erlauben es, die He-

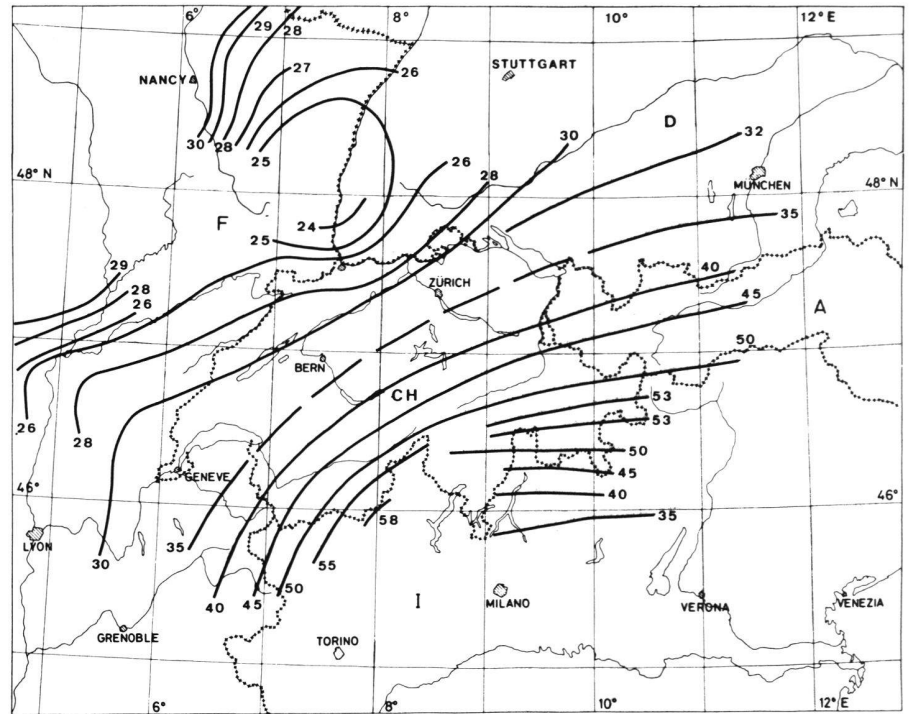


Abb. 25 Tiefenlinien-Karte der Krusten-Mantel-Grenze (Moho) in der Schweiz und den angrenzenden Gebieten (nach Mueller et al., 1980; Egloff, 1979, und Ansoerge et al., 1979). Die Tiefenwerte sind in Kilometern angegeben. Deutlich zu sehen sind die domartige Mantelaufwölbung im südlichen Oberrheingraben, das Abfallen der Moho gegen den zentralen Teil der Alpen hin sowie das relativ rasche Ansteigen der M-Grenzfläche unter den Südalpen bis zum nördlichen Rand der Po-Ebene.

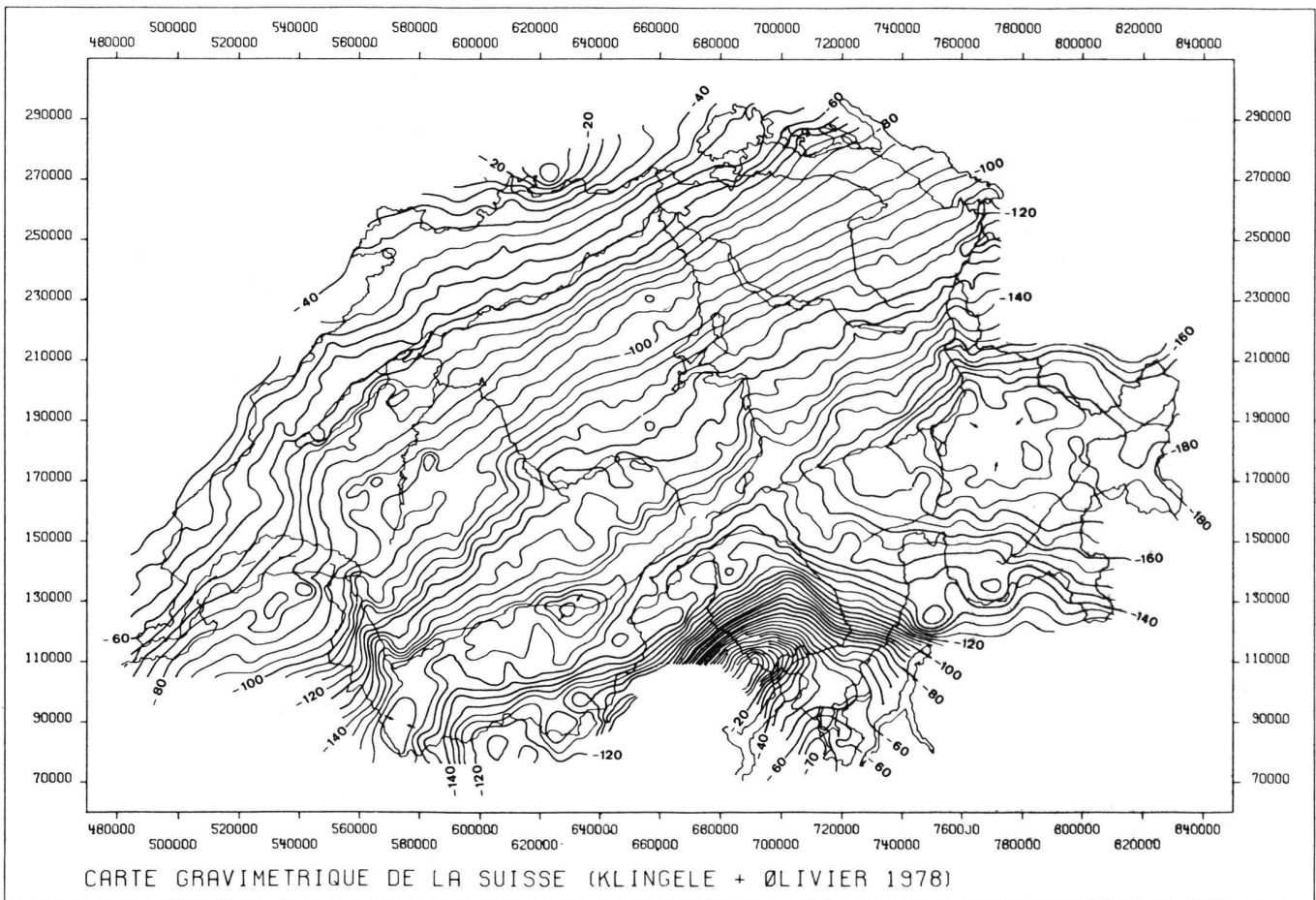


Abb. 26 Die neue Bouguer-Schwerekarte der Schweiz (Klingelé und Olivier, 1979). Sie basiert auf 2019 neuen Schweremesspunkten, die regelmässig über das ganze Land verteilt sind. Diese Landesaufnahme wurde von 1971–1979 im Auftrag der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission durchgeführt (siehe Kahle und Klingelé, 1979). Die Bouguer-Schwere-Isolinien verlaufen im allgemeinen parallel zur Alpenkette. Die Schwere nimmt in Richtung zur Kammlinie hin ab und erreicht dort einen Minimalwert. Die regionale Tendenz spiegelt den Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze (Abb. 25) ziemlich gut wider, wird aber im Süden vom Einfluss des Ivrea-Körpers überdeckt.

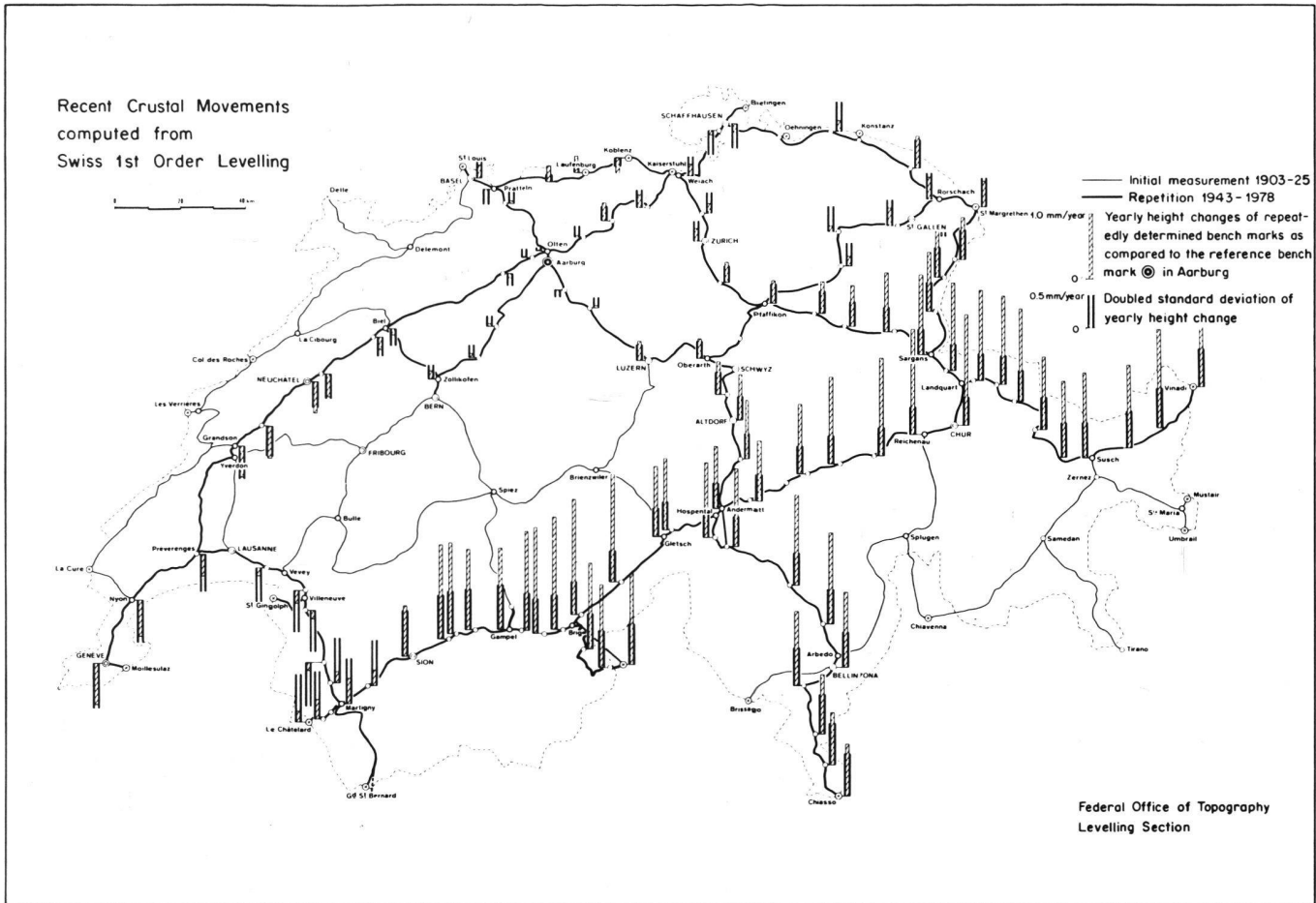


Abb. 27 Änderungsraten der vertikalen Krustenbewegungen in der Schweiz (nach Gubler et al., 1980). Die Daten basieren auf einer Wiederholung der geodätischen Präzisionsnivellierungsmessungen in den Jahren 1903–1925 und 1943–1978. An den meisten Punkten im Bereich der Alpen sind die beobachteten Höhenänderungen deutlich grösser als die Messfehler und weisen auf eine fortdauernde Hebung der Alpen mit etwa 1 mm/Jahr hin.

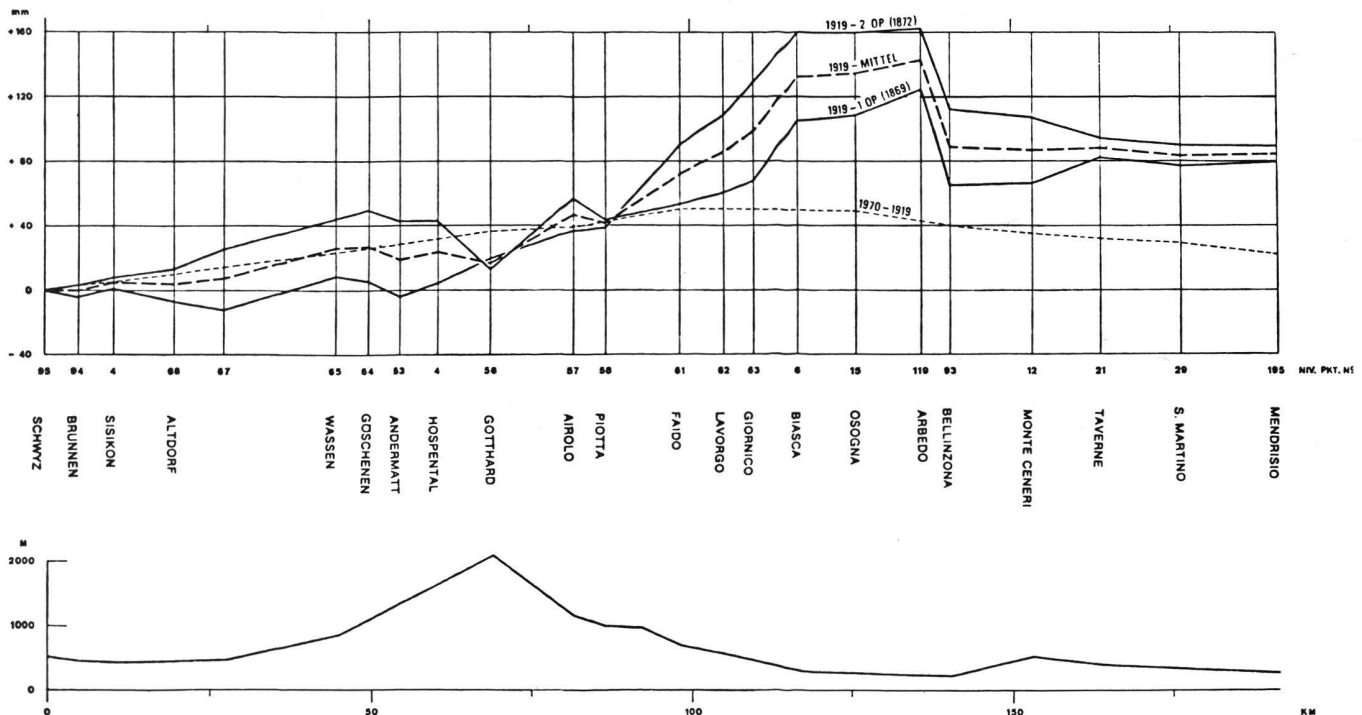


Abb. 28 Zeitabhängige Hebungskurven für das Nord-Süd-Profil Schwyz-Gothard-Mendrisio (nach Kobold, 1977). Ein Vergleich der wiederholten Nivellementsmessungen für die Perioden 1919–1869 und 1919–1872 mit der Periode 1970–1919 zeigt, dass die rezenten Hebungen offenbar nicht gleichmässig verlaufen. Es ist auffallend, dass für die erste Messperiode an der Insubrischen Linie (Arbedo-Bellinzona) eine deutliche Unstetigkeit beobachtet wurde, die auf eine unsymmetrische Hebung des Lepontin-Blocks hinweist. Dies ist im Einklang mit anderen Daten (siehe dazu Abb. 29 und 30).

bungsgeschichte einzelner Krustenblöcke zwischen der Rhein-Rhone-Linie und der Insubrischen Linie in den zurückliegenden 40 Mio. Jahren schematisch zu rekonstruieren (Abb. 30). Die zeitliche Abfolge der raschesten Hebungen beginnt vor etwa 40 Mio. Jahren mit dem Monte Rosa-Block und setzt sich rund 10 Mio. Jahre später mit der rasch aufeinanderfolgenden Hebung der Bergell-, Leventina- und Simplon-Blöcke fort. Danach folgt eine Periode mässiger Hebungen in diesem Gebiet der Alpen. Aus den mit den Daten in Einklang stehenden Ergebnissen der Mo-

dellrechnungen folgt, dass die anfänglichen Hebungsraten erheblich grösser waren als die für die letzten 15 Mio. Jahre ermittelten Werte, welche wiederum gut mit den rezenten, geodätisch bestimmten Vertikalbewegungsraten übereinstimmen (Abb. 27).

Wie im Zusammenhang mit den geodynamischen Daten für die Geotraverse II (Abb. 24) bereits erwähnt wurde, ist dem isostatischen Hebungsvorgang eine horizontale Druckkomponente überlagert, die vermutlich von der gegenwärtig nordwestwärts gerichteten Bewegung der afrikanischen relativ

zur eurasischen Platte herrühren dürfte (Abb. 6). Dieser Horizontalschub führt zu Kompressionsbeanspruchungen (Abb. 7) in der Kontaktzone zwischen beiden Platten (siehe dazu die «Oberkrustenspan»-Struktur in Abb. 24).

Anomale Tiefenstrukturen im Kollisionsbereich

Der durch eine positive Schwereanomalie charakterisierte Ivrea-Körper an der Innenseite des Westalpenbogens (siehe Abb. 26) gehört auch in die Kategorie der Kompressionsstrukturen, wengleich auch sein Alter nicht unmittelbar mit der Alpenauffaltung in Zusammenhang gebracht werden kann. Wie der aus seismischen und gravimetrischen Messungen abgeleitete Krustenschnitt (Kissling, 1980) durch die Zone von Ivrea-Verbano (bei Domodossola) zeigt, ist die Struktur des Ivrea-Körpers ziemlich kompliziert (Abb. 31). Das Relief der wannenförmigen Krusten-Mantel-Grenzfläche unter dem Moho-Verlauf unter der Westalpen-Geotraverse (Abb. 23) sehr ähnlich. Dort wie hier liegt im Nordwesten eine normale Kruste mit der Durchschnittsdichte von $2,81 \text{ g/cm}^3$ über einem ungestörten Mantel mit der Dichte $3,3 \text{ g/cm}^3$. In der Kruste unter den Alpen wie auch unter der Po-Ebene findet man eine mächtige Schicht höherer Dichte ($2,88 \text{ g/cm}^3$), die der Mittel- und Unterkruste der «afrikanischen» Südalpen zugeordnet werden muss (vgl. Abb. 24) und die nordwestlich der Insubrischen Linie (IL in Abb. 31) nach oben versetzt keilförmig die «europäische» Kruste aufschlitzet. Diese Krustenschicht wird im Bereich des Lago Maggiore von einer nach oben ragenden Zunge des obersten Erdmantels durchbrochen, die mit leicht verringerter Dichte ($3,15 \text{ g/cm}^3$) bis zur Erdoberfläche reicht und abrupt an der Insubrischen Linie abgeschnitten wird. Der berechnete Schwere-Effekt dieser Modellstruktur stimmt sehr gut mit der gemessenen Schwere überein (Abb. 31).

Die anomale Struktur des Ivrea-Körpers sieht so aus, als ob während einer Plattenkollision eine Scholle des obersten Erdmantels abgeschert und nach oben gebogen worden wäre. Vergleicht man die in der Schwerekarte (Abb. 26) wie auch in der magnetischen Karte der Schweiz (Abb. 9) ins Auge fallenden Störwirkungen dieses Körpers mit dem übrigen Alpenraum, so zeigt sich, dass die Kruste und der obere Erdmantel dort offenbar anders deformiert worden sind. Die beobachteten Moho-Tiefen so wie die bis in Tiefen von rund 300 km reichende Struktur des oberen Mantels, die aus der Inversion von seismischen Oberflächenwellen abgeleitet worden ist (Panza und Mueller, 1979), können

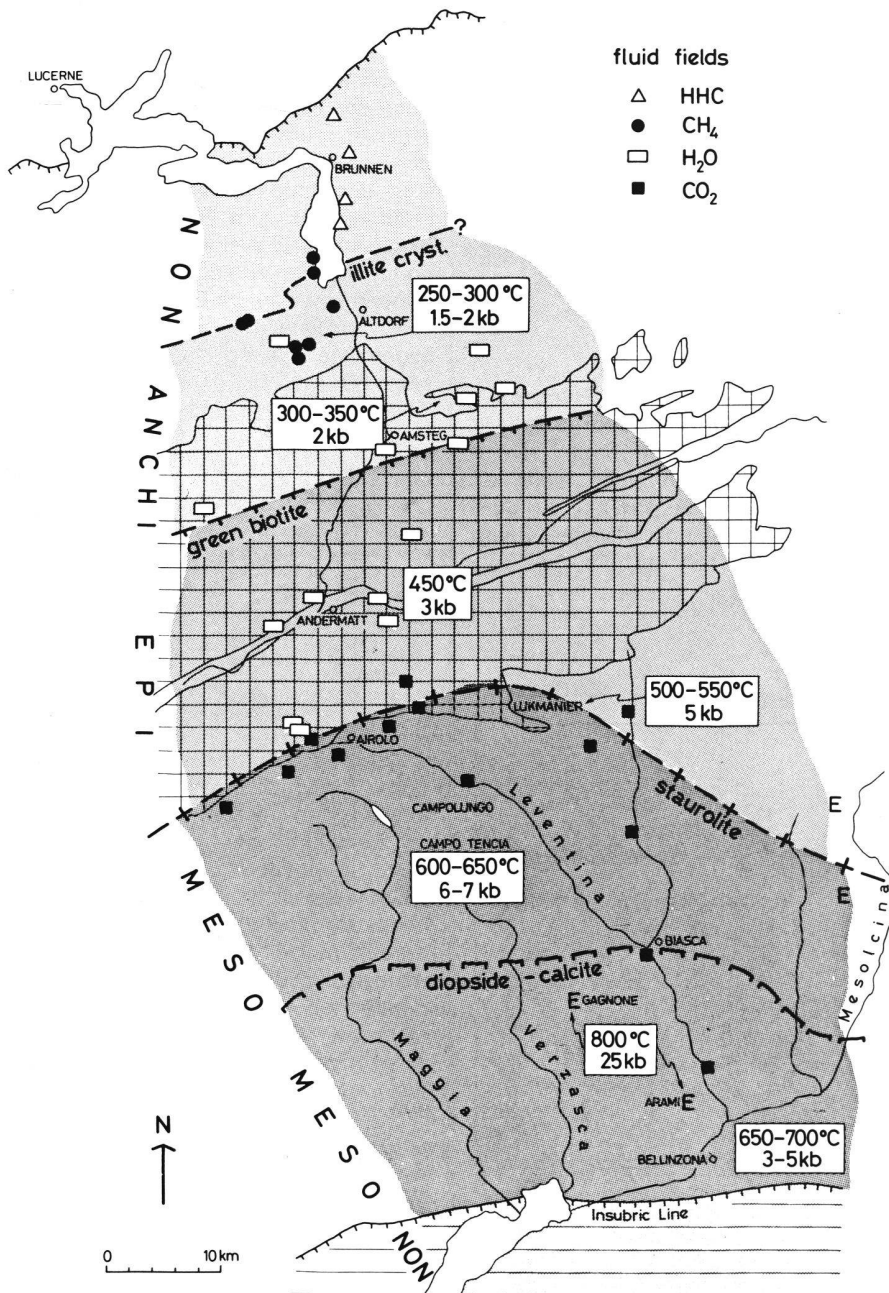


Abb. 29 Karte der alpinen Gesteinsmetamorphose für den Bereich der Schweizerischen Geotraverse vom Vierwaldstättersee bis zum Monte Ceneri (nach Frey et al., 1980). Die Temperatur- und Druckangaben weisen beim Fortschreiten nach Süden auf eine zunehmende Heraushebung der Kruste hin. Die stärkste Hebung ergibt sich für das Eklogit-Gebiet der Cima Lunga-Zone südlich von Biasca, in dem Gesteine an der Erdoberfläche zu finden sind, die zu einem früheren Zeitpunkt Temperaturen von etwa 800°C und Drucken um 25 Kilobar (kb), entsprechend einer Tiefe von rund 60 km, ausgesetzt waren.

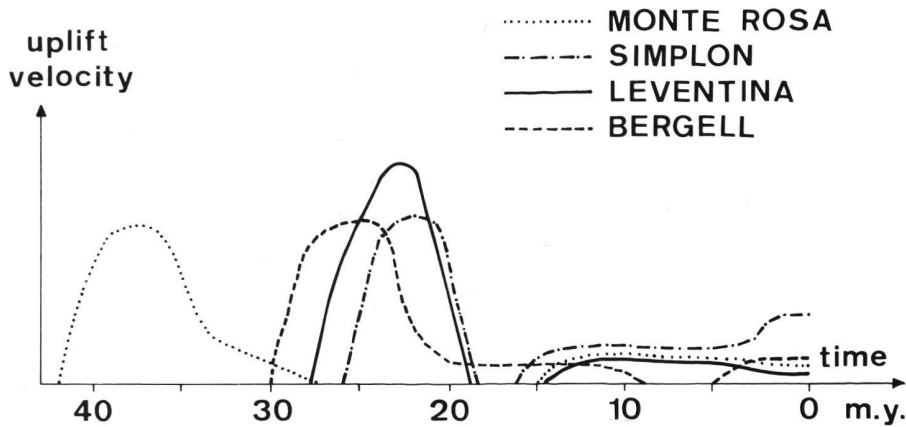


Abb. 30 Schematische Darstellung der Hebungsgeschichte für verschiedene Gebiete der Zentralalpen (nach Werner, 1980). Die rascheste Hebung erfolgte demnach zuerst für den Monte Rosa-Block, rund 10 Mio. Jahre später gefolgt vom Bergell-, Leventina- und Simplon-Block. Die für die jüngste Vergangenheit aus geothermischen Daten abgeleitete Hebungsgeschwindigkeit ist im Einklang mit den gegenwärtigen, geodätisch bestimmten Hebungsraten (siehe dazu Abb. 27).

möglicherweise dadurch erklärt werden, dass unter der Alpenkette eine steilstehende «Verschluckungszone» vorhanden ist (Abb. 32). Bedingt durch den Plattenzusammenstoss wird die Moho zwar verbogen, doch kann die ineinander geschobene kontinentale Kruste nicht subduziert werden. Es gibt demnach hier keine Subduktionszone in der Art, wie es an einem destruktiven Plattenrand üblich ist. Statt dessen bildet sich eine «Verschluckungszone» aus, in der die (kalte) untere Lithosphäre der beiden Platten (gekennzeichnet

durch seismische Scherwellengeschwindigkeiten (V_s) im Bereich zwischen 4,3 und 4,6 km/s in die (heisse) Asthenosphäre (V_s im Bereich zwischen 4,1 und 4,3 km/s) gestossen oder nach unten gezogen wird.

Erdbebenaktivität in der Schweiz als Folge des Kollisionsvorgangs

Das Spannungsfeld im Raum zweier kollidierender Platten bleibt nicht auf die Plattenränder beschränkt, sondern wirkt sich auf einen grösseren Raum aus und beeinflusst deshalb auch we-

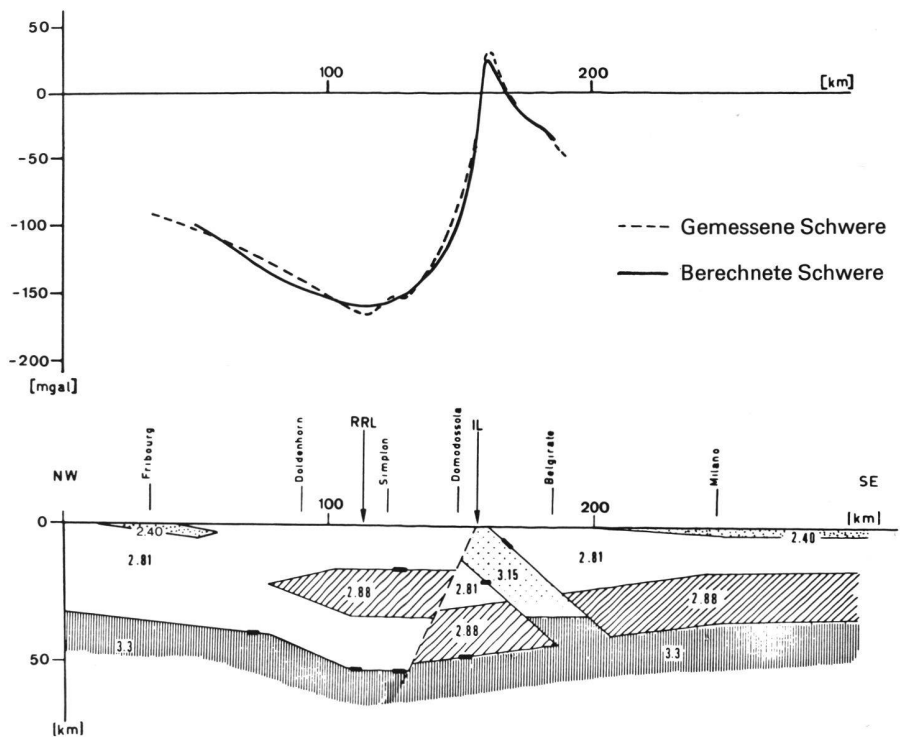


Abb. 31 Vergleich der gemessenen Schwereanomalie des Ivrea-Körpers mit der Schwereanomalie des im unteren Teil des Bildes angegebenen Krustenmodells (Kissling, 1980). Der beobachtete starke Schwereabfall an der Westflanke des Ivrea-Körpers kann nur durch eine keilförmige Struktur höherer Dichte unter dem Simplon erklärt werden.

sentlich die tektonische Situation zu beiden Seiten der Plattenränder. Die aktuelle Seismizität der Schweiz sollte in dieser Richtung verstanden werden. Der Schweizerische Erdbebendienst hat im zurückliegenden Jahrzehnt ein Netz von modernen seismischen Telemetrie-Stationen aufgebaut. Die meisten in der Schweiz auftretenden Erdbeben sind relativ schwach und meist nur mit hochempfindlichen Messgeräten zu erfassen. Die Epizentren, d. h. die geographische Lage der an die Erdoberfläche projizierten Bebenherde sämtlicher in den Jahren 1972–1978 in der Schweiz aufgetretenen Erdbeben (Abb. 33), sind in einer «Seismizitätskarte der Schweiz» dargestellt worden (Mayer-Rosa, 1979). Obwohl die Epizentren über das ganze Land verbreitet zu sein scheinen, sind doch drei Hauptgebiete erkennbar. Das seismisch am stärksten aktive Gebiet der Schweiz, das gegenwärtig im Wallis liegt, dehnt sich in nord-nordwestlicher Richtung bis zum Neuenburger- und Bielersee aus. Weitere aktive Gebiete findet man in Vorarlberg und in Graubünden sowie in der Gegend von Basel. Die Herdtiefe der Erdbeben ist im allgemeinen gering und erreicht höchstens 30 km.

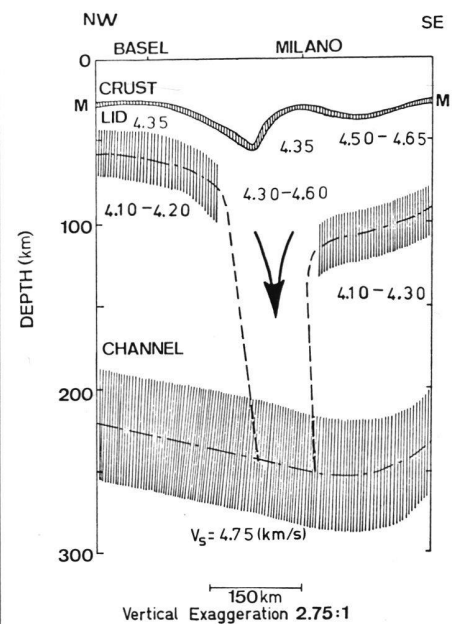


Abb. 32 Schnitt durch das Lithosphären-Asthenosphären-System unter der Schweizerischen Geotransverse (Basel–Milano), abgeleitet aus der Interpretation von Dispersionsmessungen an seismischen Oberflächenwellen im Alpengebiet (nach Panza und Mueller, 1979). Die Senkrechtschraffuren deuten die Unsicherheit in der Tiefe für die Krusten-Mantel-Grenze (M), die Lithosphären-Asthenosphären-Grenze sowie die untere Begrenzung der Asthenosphäre («Channel») an (siehe dazu auch Abb. 13). Durch den grossräumigen Zusammenschub der Alpen ist offenbar Material der unteren Kruste und unteren Lithosphäre («Lid») in Form einer «Verschluckungszone» in die Asthenosphäre gedrückt worden.

EARTHQUAKE EPICENTERS JAN. 1972 - DEC. 1978

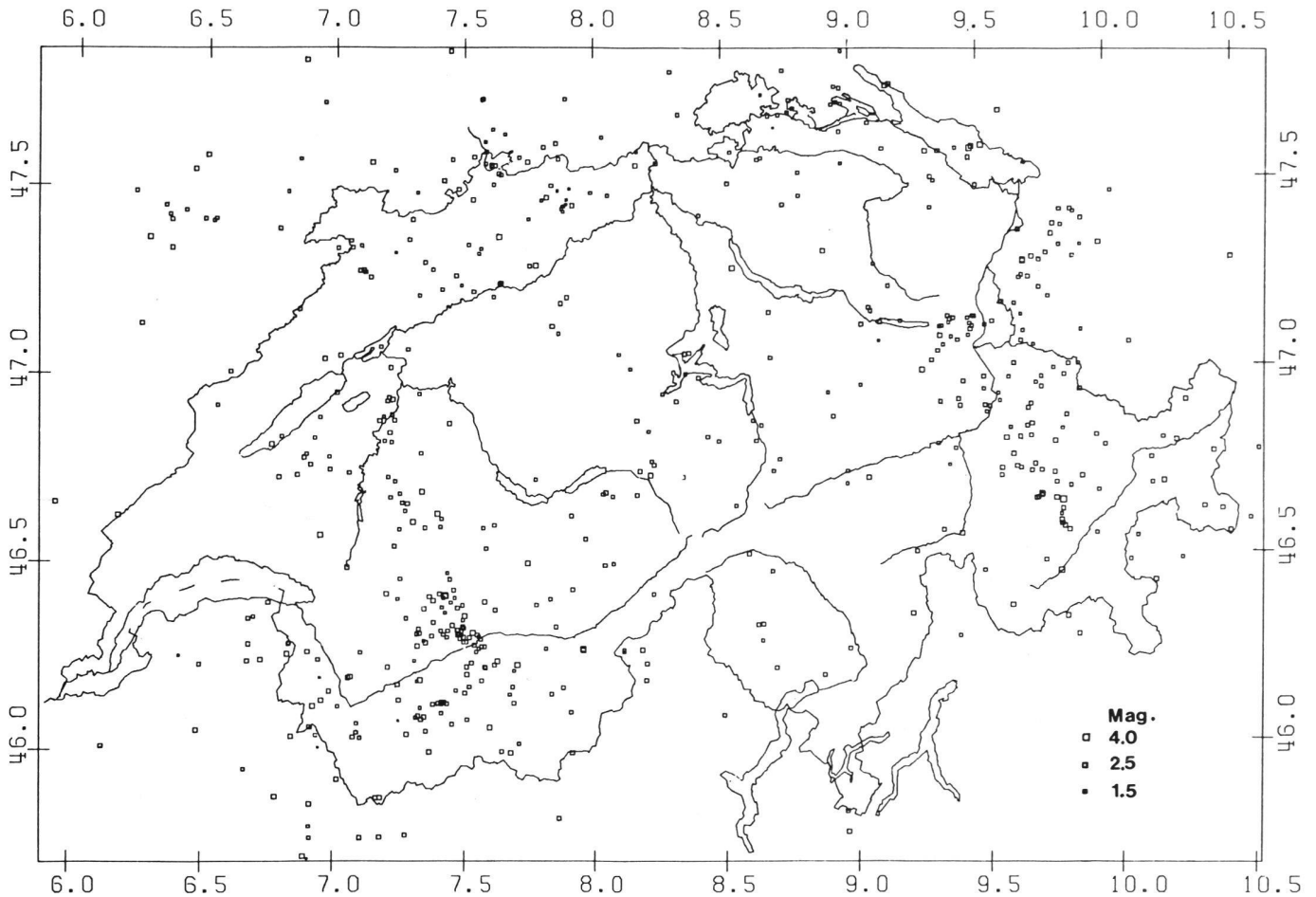


Abb. 33 Instrumentell ermittelte Verteilung der Epizentren von Erdbeben in der Schweiz für den Zeitraum 1972 bis 1978 (nach Mayer-Rosa und Mueller, 1979). Die Herdtiefe dieser Ereignisse liegt zwischen 2 und 30 km. Bemerkenswert sind die Gebiete erhöhter Seismizität in Graubünden, im Wallis, in den Kantonen Fribourg und Bern sowie in der Umgebung von Basel. Die vom Schweizerischen Erdbebendienst durchgeführten Lokalisierungen weisen Fehler von höchstens 1–5 km auf.

Aus der Richtung des ersten Ausschlags von Seismographen rings um ein Epizentrum kann der Seismologe die Bewegung im Herd eines Erdbebens rekonstruieren. In den meisten Fällen liegen auf einer um den Herd herum nach unten orientierten fiktiven Halbkugel zwei Kompressionsbereiche sowie zwei entsprechende Dilatationsbereiche, welche auf einem Stereogramm graphisch dargestellt werden können. Dunkle Zonen in den Stereogrammen der Abb. 34 stellen Kompressionsbereiche dar, während die hellen Zonen den Dilatationsbereichen entsprechen. Mit Hilfe einfacher Modelle für den Herdmechanismus von Erdbeben kann der Seismologe daraus die drei Hauptkomponenten des Spannungsfeldes ermitteln. Die Herdlösungen von Erdbeben in der Schweiz (Pavoni, 1977) zeigen, dass die Richtungen maximalen Drucks nahezu horizontal gerichtet und ungefähr senkrecht zum Alpenbogen orientiert sind (Abb. 34). Fast alle der dargestellten Herdlösungen entsprechen linksdrehenden Seitenverschiebungen. Diese Be-

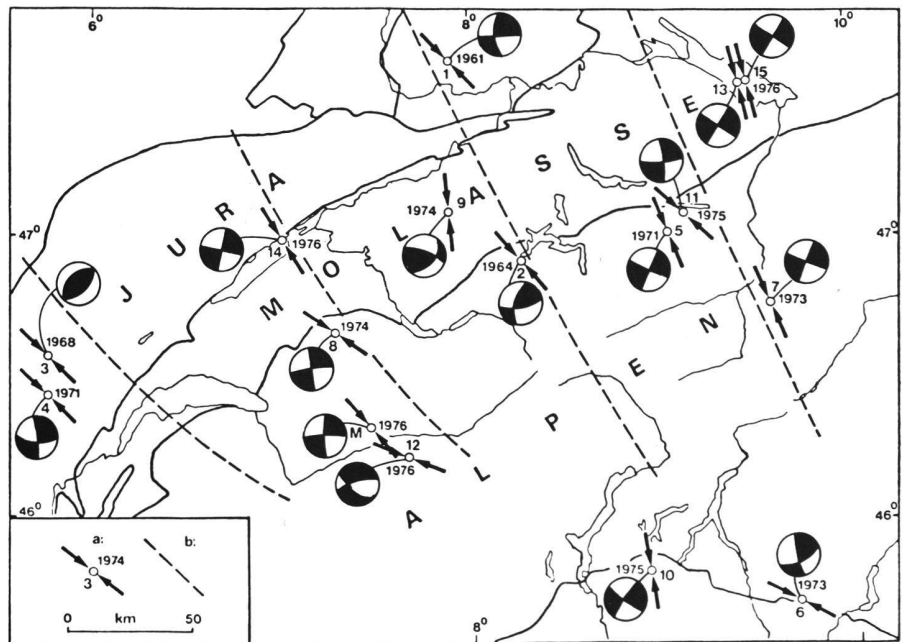


Abb. 34 Zusammenstellung der Herdmechanismen von Erdbeben in der Schweiz (nach Mayer-Rosa und Müller, 1979; Pavoni, 1977). Dunkle (helle) Zonen auf jedem Stereogramm stellen die Kompressions-(Dilatations-)Bereiche auf der unteren Halbkugel um den Erdbebenherd herum dar. Pfeile geben die Orientierung der abgeleiteten maximalen horizontalen Kompressionskomponenten an, die ungefähr senkrecht zum Alpenbogen ausgerichtet sind.

wegungen dürften als Reaktionen auf die fortdauernde Rotation der Apenninen-Halbinsel (im Gegenurzeigersinn) aufzufassen sein.

Unabhängige Anhaltspunkte dafür, dass im Alpenraum überwiegend horizontale Druckspannungen vorherrschen, stützen sich auch auf geodätische Beobachtungen. Die präzise Höhen-Vermessung des Gotthard-Bahntunnels aus dem Jahr 1917 wurde 1977 wiederholt (Funk und Gubler, 1980). Ein Vergleich der beiden Nivellemente zeigt, dass Höhenänderungen von einigen Millimetern offenbar systematisch vorkommen (Abb. 35). Die Wellenlänge der fast gleichmässigen (Waschbrett-)Undulationen beträgt einige Kilometer. Dieser Effekt dürfte von den nicht unerheblichen horizontalen Kompressionsspannungen im zentralen Alpenbereich hervorgerufen sein (vgl. Abb. 24).

Geothermik und Untergrund-Struktur des Schweizerischen Mittellandes

Der Antriebsmechanismus für die Plattenbewegungen und damit für die tektonischen Prozesse ist in den thermischen Verhältnissen des Erdinnern zu suchen (siehe dazu das Umschlagbild dieses Heftes). Die geodynamische Entwicklung des westlichen Mittelmeerraums und der Alpen muss auch vor diesem Hintergrund gesehen werden (Panza et al., 1980 b). In den letzten Jahren sind viele geothermische Daten auf schweizerischem Gebiet gesammelt worden (Rybach, 1979). Zahlreiche Temperaturgradientenmessungen konnten in Bohrlöchern im Mittelland durchgeführt und in die Form einer Isolinienkarte des geothermischen Gradienten gebracht werden (Krüsi et al., 1978). An einigen wenigen Orten konnte der Temperaturgradient mit einer Messung der Gesteinswärmeleitfähigkeit gekoppelt und so der Wärmefluss berechnet werden. Die Austrittstemperaturen von Thermalquellen sind mit den Wärmeflusswerten und den Isolinien des Temperaturgradienten zusammen in einer Übersichtskarte dargestellt worden (Abb. 36). Überdurchschnittlich hohe Gradienten treten in drei Gebieten auf: in der Nordostschweiz, im Raum Baden-Koblentz und in einem breiten Streifen von Basel südwestwärts bis zum Bielersee. Bei dieser thermischen Anomalie handelt es sich vermutlich um die in der Tiefe verborgene Fortsetzung des Rheingraben-Riftsystems (siehe dazu auch Abb. 12).

Detaillierte seismische Untersuchungen der Tiefenlage des kristallinen Grundgebirges unter dem Jura und dem Molasse-Becken (Rybach et al., 1980) haben eine ausgeprägte Grabenstruktur sichtbar gemacht, die von Basel nach Süden verläuft (Abb. 37) und die als eine

Fortsetzung des südlichen Oberrheingrabens betrachtet werden muss. Die hohen Temperaturgradienten in diesem Gebiet (Abb. 36) stimmen im allgemeinen mit den entsprechenden geothermischen Daten des Rheingrabens überein, wo deutlich höhere Wärmeflusswerte gemessen worden sind.

Erdbebengefährdung in der Schweiz

Die gegenwärtige Seismizität im Mittelmeerraum (siehe Abb. 1 und 7) weist darauf hin, dass der Kollisionsvorgang

zwischen der afrikanischen und der europäischen Platte noch nicht abgeklungen ist. Die Plattenbewegungen werden auch in Zukunft zerstörende Erdbeben in den aktiven Bruchzonen des mediterran-alpinen Raumes, wie z.B. entlang der Nord-Atlas-Störung und in Friaul, verursachen. Es ist deshalb von Interesse, die Erdbebengefährdung in der Schweiz zu evaluieren. Die in der Schweiz auftretenden Erdbeben (vgl. Abb. 33) sind meist verhältnismässig schwache Beben, deren Magnitude auf der nach oben offenen Richter-

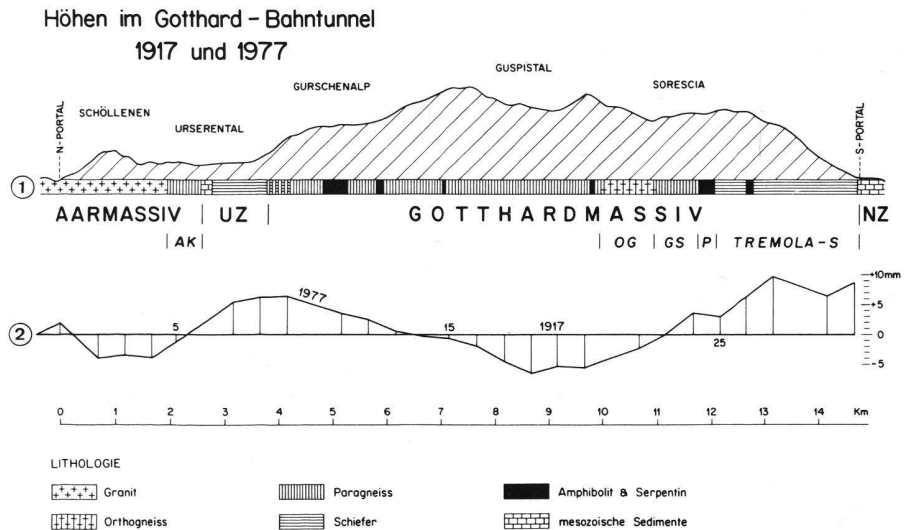


Abb. 35 Gemessene Höhenänderungen der Fixpunkte im Gotthard-Bahntunnel zwischen 1917 und 1977 (untere Bildhälfte) und vereinfachtes geologisches Profil durch das Aar- und Gotthard-Massiv (obere Bildhälfte). Die relativen Hebung- und Senkungstendenzen einzelner Tunnelabschnitte decken sich gut mit einzeln identifizierbaren tektonischen Blöcken, die durch Schiefer- oder Gneis-Zonen begrenzt sind (Funk und Gubler, 1980).

GEOTHERMAL DATA OF SWITZERLAND

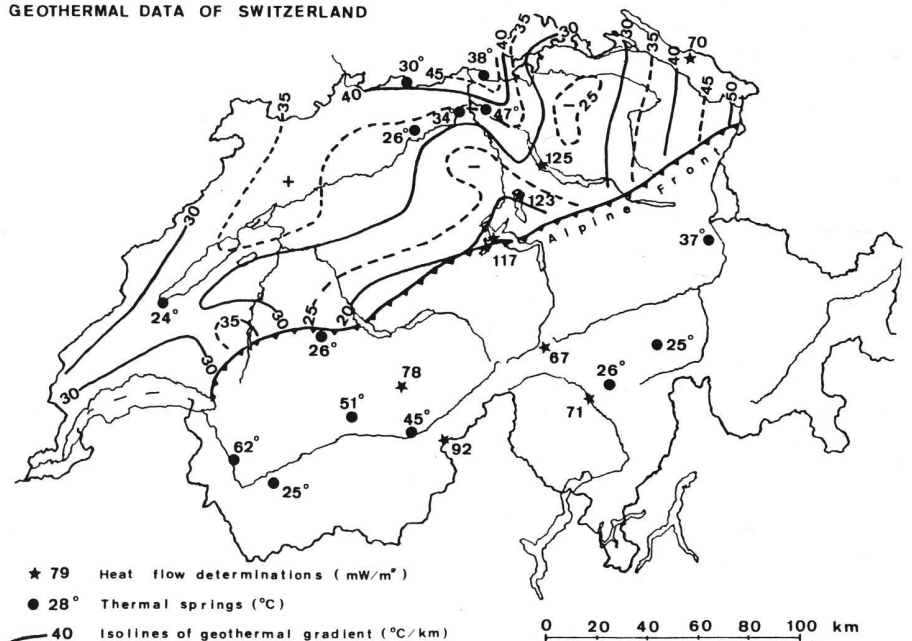


Abb. 36 Zusammenstellung der geothermischen Daten in der Schweiz (nach Rybach, 1979). Die Daten basieren auf einer Isolinienkarte des Temperaturgradienten im Mittelland (Krüsi et al., 1978), auf Wärmefluss-Daten (Rybach und Finckh, 1979) und auf den Austrittstemperaturen von Thermalquellen (Rybach und Jaffé, 1976).

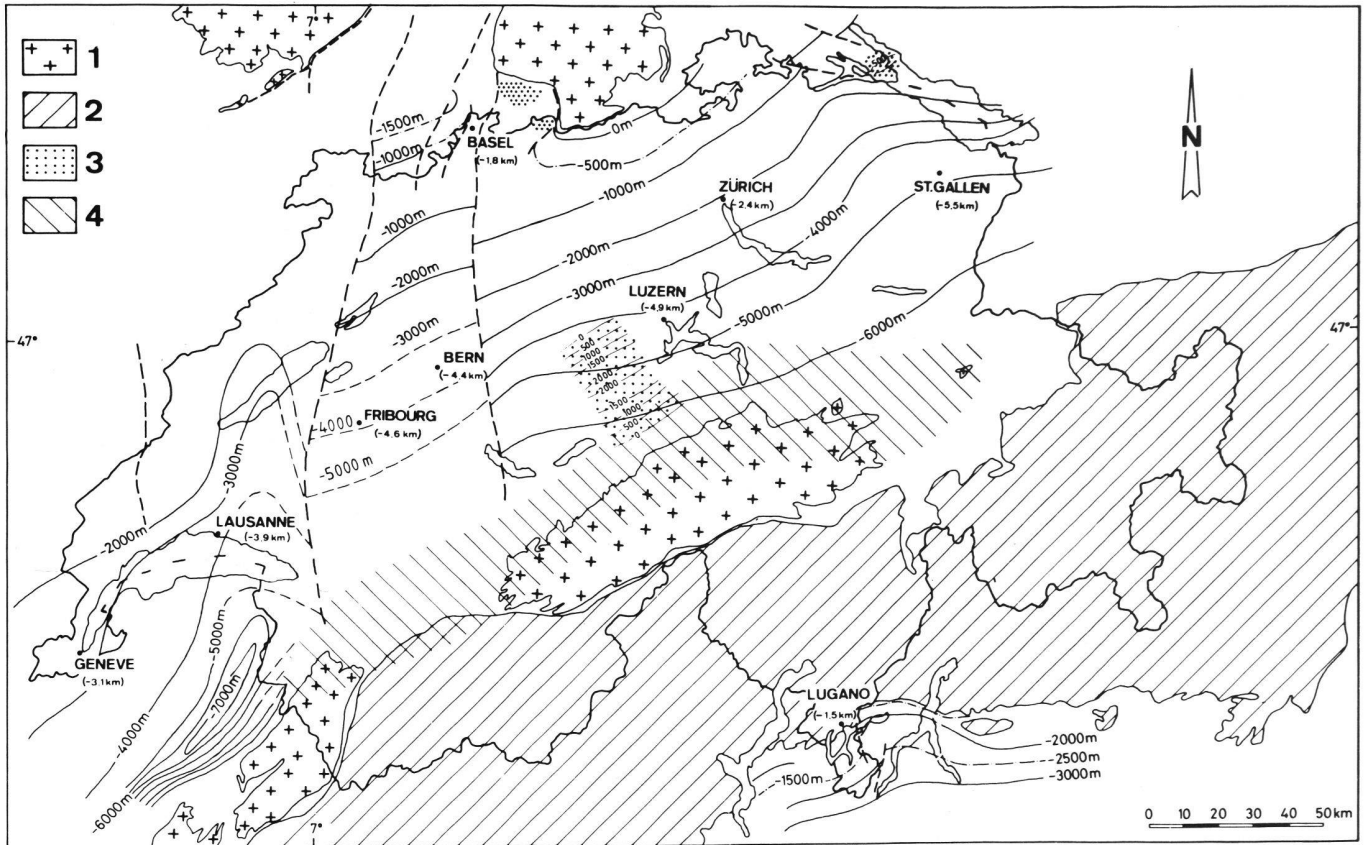


Abb. 37 Isolinienkarte der Tiefenlage des kristallinen Grundgebirges unter dem Jura und dem Molasse-Becken. Deutlich zum Ausdruck kommt die Fortsetzung des Oberrheingraben nach Süden (Rybach et al., 1980).

Skala selten den Wert 4,5 übersteigt. Gelegentlich aber ereignen sich stärkere Erdbeben. So wurde im Jahr 1356 die Stadt Basel von einem Erdbeben (mit der geschätzten Magnitude 6,5) verwüstet. Zur Beurteilung der historischen Seismizität eignet sich besser die beobachtete maximale Intensität eines Bebens; sie wird deshalb auch meist für die quantitative Festlegung der Erdbebengefährdung benutzt.

Im Gegensatz zur Magnitude wird die Erdbebenintensität nicht instrumentell erfasst, sondern wird auf Grund der Auswirkung des Erdbebens auf die Umgebung bestimmt. Die dazu verwendete MSK-Intensitätsskala enthält zwölf Stufen. In dieser Skala entspricht die Intensität 12 einem zerstörenden, alles verwüstenden Erdbeben; die Intensität 1 beschreibt kaum spürbare Auswirkungen, die nur instrumentell aufgenommen werden können. Eine Erdbebenintensität von 7 bis 8 entspricht grossem Schaden und bedeutet, dass zu schwach ausgelegte Bauwerke und Häuser einstürzen können.

Der Schweizerische Erdbebendienst hat eine seismische Risikokarte auf Grund der historischen Seismizität, der neuen Seismizitätskarte der Schweiz (Abb. 33) sowie der makroseismischen Beobachtungen von Erdbebenauswirkungen, die regelmässig gemeldet werden, erarbei-

tet (Sägesser und Mayer-Rosa, 1978). Ausgehend von der Wahrscheinlichkeit, dass ein Erdbeben alle 100 Jahre auftritt (Eintretenswahrscheinlichkeit 10^{-2} pro Jahr), kann berechnet werden, welche Intensität in einem solchen Fall zu

erwarten wäre. Die «Risikokarte der Schweiz» (Abb. 38) sieht ähnlich aus wie die Seismizitätskarte (Abb. 33). Vier Gebiete sind besonders gefährdet: das Wallis, das Engadin sowie die Umgebung von Basel und Genf. Um Genf und

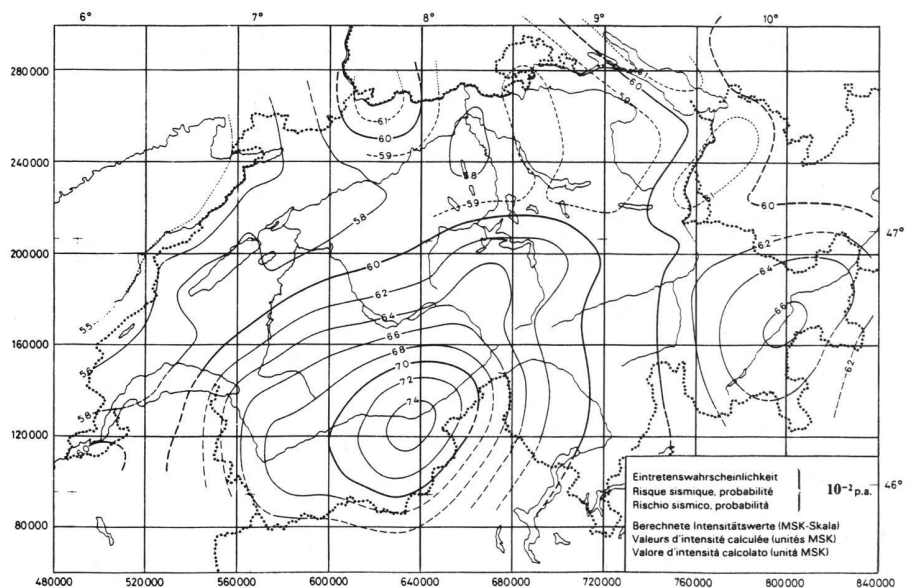


Abb. 38 Seismische «Risikokarte» der Schweiz für die Eintretenswahrscheinlichkeit von einem Erdbeben pro Jahrhundert (Sägesser und Mayer-Rosa, 1978). Die zu erwartenden Erdbebenintensitätswerte (nach der MSK-Skala) auf diesem Wahrscheinlichkeitsniveau sind auf Grund der bekannten historischen Seismizität der Schweiz berechnet und kartiert worden.

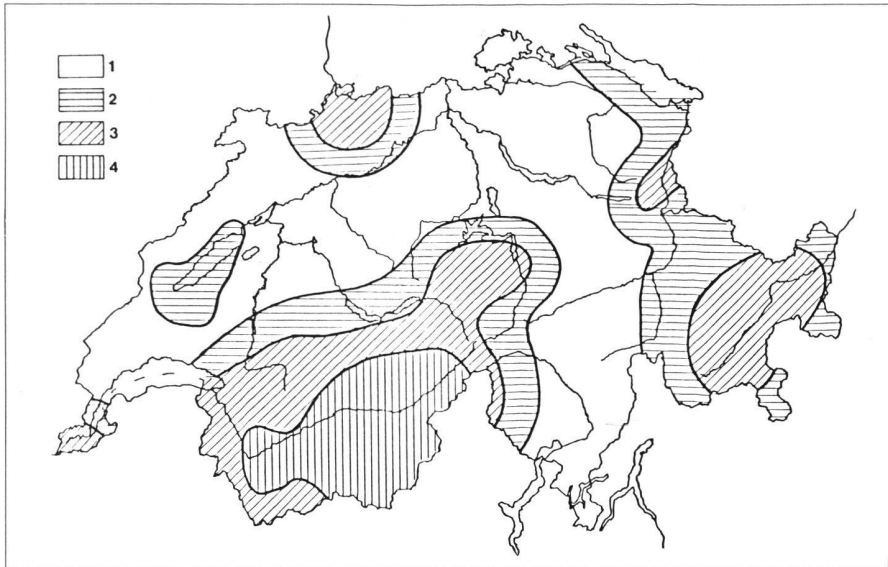


Abb. 39 Vereinfachte Karte der Erdbebengefährdung in der Schweiz (nach Mayer-Rosa, 1979). Die Zonen 1–4 sind durch einen zunehmenden Grad der Erdbebengefährdung charakterisiert: Zone 1 – gering; Zone 2 – mässig; Zone 3 – markant; Zone 4 – grösser.

Basel sowie in der Ostschweiz ist pro Jahrhundert mit einer Erdbebenintensität grösser als 6, im Wallis sogar mit einer Intensität grösser als 7 zu rechnen. Auf dieser Grundlage kann eine vereinfachte Zonen-Karte gezeichnet werden (Abb. 39), welche die Erdbebengefährdung in der Schweiz in anschaulicher Weise semi-quantitativ darstellt.

Alle diese Beispiele zeigen, dass die grossttektonischen Vorgänge, die das Geschehen in der Übergangszone zwischen der afrikanischen und eurasischen Platte bestimmen, sich auf unsere unmittelbare Umgebung spürbar auswirken. Die Erforschung der gegenwärtig ablaufenden geodynamischen Prozesse liefert den Schlüssel zum Verständnis der geologischen Vorgänge in der Vergangenheit und ermöglicht so dem Erdwissenschaftler, seine Erkenntnisse über den Aufbau und die Dynamik des Planeten Erde Schritt um Schritt zu vervollständigen.

Zusammenfassung

Aus den vielerlei Forschungsbeiträgen der verschiedenen erdwissenschaftlichen Disziplinen, die in diesem Artikel zusammengefasst geschildert worden sind, kann entnommen werden, dass die interdisziplinäre Zusammenarbeit im Rahmen des Internationalen Geodynamik-Projekts es ermöglicht hat, eine Reihe von Schlüsselfragen bezüglich der Evolution, Struktur und Dynamik des westlichen Mittelmeerraums zu beantworten. Zugleich sind jedoch neue Probleme aufgetaucht, und einige bereits angelaufene Forschungsarbeiten müssen auf eine längere Zeitspanne ausgedehnt werden. Das Internationale

Geodynamik-Projekt (IGP) ist Ende 1979 offiziell zu Ende gegangen. Es sind aber bereits Vorbereitungen für ein Nachfolge-Projekt, das sogenannte «Internationale Lithosphären-Projekt (ILP)», im Gange. Genauer englischer Titel des neuen Projekts: «Dynamics and Evolution of the Lithosphere: The Framework for Earth Resources and the Reduction of Hazards.» Ziel des neuen «Lithosphären-Projekts» ist es, die Dynamik und Evolution der Lithosphäre genauer zu erforschen. Die verschiedenen Arbeitsgruppen des Schweizerischen Landeskomitees für das Internationale Geodynamik-Projekt haben beim Abschluss ihrer Tätigkeit nachdrücklich empfohlen, die äusserst fruchtbare Zusammenarbeit während des IGP künftig auch im Rahmen des neuen Projekts fortzusetzen.

Literatur

Ansorge, J.: 1975. Die Feinstruktur des obersten Erdmantels unter Europa und dem mittleren Nordamerika. Dissertation, Univ. Karlsruhe: 111 pp.

Ansorge, J., Mueller, St., Kissling, E., Guerra, I., Morelli, C., and Scarascia, S.: 1979. Crustal section across the Zone of Ivrea-Verbano from the Valais to the Lago Maggiore. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 21: 149–157.

Banda, E., and Ansorge, J.: 1980. Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 63: 515–532.

Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M., Mueller, St., Udias, A., and Mezcuca, J.: 1980 (a). Seismic crustal studies in the Betic Cordillera and the Balearic islands. In: *Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas*, Instituto Geografico Nacional, Madrid: 269 pp.

Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M., and Cordoba, D.: 1980 (b). Structure of the crust

and upper mantle beneath the Balearic islands (Western Mediterranean). *Earth Planetary Sci. Lett.*, 49: 219–230.

Banda, E., Udias, A., and Mueller, St.: 1980 (c). Regional variations of the crust in the Iberian peninsula. (abstract). 7th Annual Meeting, European Geophys. Soc., Budapest.

Bott, M.H.P.: 1970. *The interior of the earth*. E. Arnold Publ. Ltd., London: 316 pp.

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

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

Dewey, J.F., Pitman, W.C.III., Ryan, W.B.F., and Bonnin, J.: 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 3137–3180.

Edel, J.B., Fuchs, K., Gelbke, C., and Prodehl, C.: 1975. Deep structure of the southern Rhinegraben area from seismic refraction investigations. *J. Geophys.*, 41: 333–356.

Egloff, R.: 1979. *Sprengseismische Untersuchungen der Erdkruste in der Schweiz*. Dissertation, ETH Zürich: 167 pp.

Fischer, G., and Le Quang, B.V.: 1980. A model of the Jorat magnetic anomaly based on the three field components. *Eclogae geol. Helv.*, 73/2: 663–679.

Fischer, G., and Schnegg, P.-A.: 1979. A new geomagnetic survey and geoelectric soundings in Switzerland. *Schweiz. miner. petr. Mitt.*, 59: 185–188.

Frey, M., Hunziker, J.C., Frank, W., Bocquet, J., Dal Piaz, G.V., Jäger, E., and Niggli, E.: 1974. Alpine metamorphism of the Alps—a review. *Schweiz. miner. petr. Mitt.*, 54: 247–290.

Frey, M., Bucher, K., Frank, E., and Mullis, J.: 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, Bd. 19*: 51–53.

Funk, H.-P., und Gubler, E.: 1980. Höhenänderungen der Fixpunkte im Gotthard-Bahntunnel zwischen 1917 und 1977 und ihre Beziehung zur Geologie. *Eclogae geol. Helv.*, 73/2: 583–592.

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

Gubler, E., Kahle, H.-G., Klingelé, E., Mueller, St., and Olivier, R.: 1980. Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. *Tectonophysics*. In press.

Heller, F.: 1980. Palaeomagnetic evidence for Late Alpine rotation of the Lepontine area. *Eclogae geol. Helv.*, 73: 607–618.

Hirn, A., Daignières, M., Gallart, J., and Vadell, M.: 1980. Explosion seismic sounding of throws and dips in the continental Moho. *Geophys. Res. Lett.*, 7: 263–266.

Hsü, K.J.: 1971. Origin of the Alps and Western Mediterranean. *Nature*, 233: 44–48.

Illies, J.H.: 1975. Interplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system. *Geol. Rundschau*, 64: 677–699.

Kahle, H.-G., and Klingelé, E.: 1979. Recent activities in gravimetry and physical geodesy. *Schweiz. miner. petr. Mitt.*, 59: 207–217.

Kind, R.: 1974. Long range propagation of seismic energy in the lower lithosphere. *J. Geophys.*, 40: 189–202.

Kissling, E.: 1980. Krustenaufbau und Isostasie in der Schweiz. Dissertation, ETH Zürich: 165 pp.

Klingelé, E., und Olivier, R.: 1979. Schwerekarte der Schweiz (Bouguer-Anomalien). Carte gravimétrique de la Suisse (Anomalies de Bouguer). (Karte 4 der Geophysikalischen Landeskarten 1:500 000). Bundesamt für Landestopographie, Wabern/Bern.

Klingelé, E., und Olivier, R.: 1980. La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Die neue Schwerekarte der Schweiz). *Beitr. geol. Karte Schweiz, Ser. Geophys.* 20. Im Druck.

Kobold, F.: 1977. Die Hebung der Alpen aus dem Vergleich des «Nivellement de Précision» der Schweizerischen Geodätischen Kommission mit den Landesnivellementen der Eidgenössischen Landestopographie. *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik*, 75/4: 129–137

Krüsi, H.R., Bodmer, Ph., und Rybach, L.: 1978. Sammlung, Kompilation und Interpretation geothermischer Daten in der Schweiz. Bundesamt für Energiewirtschaft, Bern: 79 pp.

Lowrie, W.: 1980. A paleomagnetic overview of the Alpine system. *Mémoire du B.R.G.M.*, no. 115: 316–330.

Mayer-Rosa, D.: 1969. Die Geschwindigkeitsverteilung seismischer Wellen im oberen Erdmantel Europas. Dissertation, Univ. Stuttgart: 79 pp.

Mayer-Rosa, D.: 1979. Seismizität der Schweiz. *Schweizer Ingenieur und Architekt*, 49: 13–15.

Mayer-Rosa, D., und Mueller, St.: 1979. Studies of seismicity and selected focal mechanisms in Switzerland. *Schweiz. miner. petr. Mitt.*, 59: 127–132.

Miller, H., Mueller, St., und Perrier, G.: 1980. Structure and dynamics of the Alps—a geophysical inventory. Final Reports of the

Int. Geodynamics Project, *Geodyn. Series*, American Geophys. Union. Im Druck.

Mueller, St.: 1977. A new model for the continental crust. *AGU Geophys. Monograph* 20. «The Earth's Crust»: 289–317.

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

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

Panza, G.F., und Mueller, St.: 1979. The plate boundary between Eurasia and Africa in the Alpine area. *Mem. Sci. geol.*, 33: 43–50.

Panza, G.F., Mueller, St., und Calcagnile, G.: 1980 (a). The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves. *Pageoph*, 118. Im Druck.

Panza, G.F., Calcagnile, G., Scandone, P., und Mueller, St.: 1980 (b). La struttura profonda dell'area mediterranea. *Le Scienze*, numero 141, volume XXIV: 60–69.

Pavoni, N.: 1977. Erdbeben im Gebiet der Schweiz. *Eclogae geol. Helv.*, 70/2: 351–370.

Perrier, G.: 1980. La structure des Alpes occidentales déduite des données géophysiques. *Eclogae geol. Helv.*, 73/2: 407–424.

Pitman, W.C. III., und Talwani, M.: 1972. Sea-floor spreading in the north Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 619–646.

Ritsem, A.R.: 1969. Seismo-tectonic implications of a review of European earthquake mechanisms. *Geol. Rundschau*, 59: 36–56.

Rybach, L.: 1979. Geothermic and radiometric investigations. *Schweiz. miner. petr. Mitt.*, 59: 141–148.

Rybach, L., und Finckh, P.G.: 1979. Heat flow data in Switzerland. In: Cermak, V., und Rybach, L. (eds.), *Terrestrial Heat Flow in*

Europe: 278–282. Springer-Verlag, Heidelberg.

Rybach, L., und Jaffé, F.: 1976. Geothermal potential in Switzerland. In: *Proc. 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 1: 241–244.

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

Rybach, L., Werner, D., Mueller, St., und Berset, G.: 1977. Heat flow, heat production and crustal dynamics in the Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics*, 41: 113–126.

Sägesser, R., und Mayer-Rosa, D.: 1978. Erdbebengefährdung in der Schweiz. *Schweiz. Bauzeitung*, 98/7: 3–18.

Trümpy, R.: 1976. Du Pélerin aux Pyrénées. *Eclogae geol. Helv.*, 69: 249–264.

VandenBerg, J.: 1979. Reconstructions of the Western Mediterranean area for the Mesozoic and Tertiary timespan. *Geologie en Mijnbouw*, 58: 153–160.

Van der Voo, R., und French, R.B.: 1974. Apparent polar-wandering for the Atlantic-bordering continents: Late Carboniferous to Eocene. *Earth Sci. Rev.*, 10: 99–119.

Vine, F.J.: 1969. Sea-floor spreading: new evidence. *J. Geological Education*, 27: 6–16.

Vine, F.J., und Matthews, D.H.: 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199: 947–949.

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

Williams, C.A.: 1975. Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 440–456.

Adresse der Verfasser:
Prof. Dr. St. Müller, Prof. Dr. W. Lowrie,
Institut für Geophysik, ETH Höngrgerberg
CH-8093 Zürich

VSVT/ASTG/ASTC

Verband Schweizerischer Vermessungstechniker
Association suisse des techniciens-géomètres
Associazione svizzera dei tecnici-catastali

Sektion Bern

Jubiläumsausflug (50 Jahre VSVT).

Um ein weisses Fähnchen, getragen von einem Jalon als Fahnenstange, sammelte sich am frühen Morgen eines warmen Sommer-Sonntags ein stattliches Grüppchen Frauen, Männer und Kinder. Sie alle hatten das gleiche Ziel: einen gemütlichen Tag unter Freunden zu erleben, weniger über schiefe Polygone als viel mehr über erfreuliche Dinge, wie etwa den guten Bielerseewein, zu diskutieren. Eingeladen dazu hatte die Sektion Bern des VSVT, die damit mit Stolz und Freude ihren Geburtstag, den 50. nota bene, feierte. So bestiegen denn in



Am Landungssteg in Erlach