

Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.
Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Actes de la Société
Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative
= Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 150 (1970)

Artikel: Neue Ergebnisse der geologischen Meeresforschung

Autor: Closs, H.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-90690>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 02.05.2026

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

Neue Ergebnisse der geologischen Meeresforschung

Prof. Dr. H. CLOSS
Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover

1. DER OZEAN ALS EIN GEOLOGISCHES HAUPTELEMENT

Was die Behandlung des Themas anbelangt, so wird hier unter Auslassung aller Erscheinungen, die von einem anderen Referat überdeckt werden, versucht, einen Begriff von der Vielseitigkeit der Erforschung des Untergrundes der Ozeane zu geben. Wohl werden auch einige Bemerkungen über ökonomische Belange gemacht. Im wesentlichen sei aber gezeigt, dass die moderne Meeresgeologie auf breiter Front für die Fächer Geologie und Geophysik anregend wirkt und dass es Aufgaben in der Ozeanographie gibt, an denen sich alle einschlägigen Institutionen beteiligen können, ob sie Anrainer an einen Ozean sind oder nicht.

Bei der Erforschung des Untergrundes der Meere spielte die Geophysik eine so dominierende Rolle, dass hier sehr viel von Geophysik die Rede sein muss, auch wenn diese Ausführungen auf geologische Ergebnisse abzielen.

a) Das Schwimmgleichgewicht geologischer Grossformen

Es ist nicht nur eine Verbeugung vor der Bergwelt der Schweiz, wenn ich behaupte, dass die Erkenntnis, der Ozean sei ein geologisches Hauptelement, ihren Ausgang von Beobachtungen genommen hat, die mit den höchsten Bergen unserer Erde in Zusammenhang stehen. Im Jahre 1855 hat sich bei einer astronomischen und geodätischen Entfernungsvermessung in der Gangesebene ein Unterschied beider Bestimmungen in etwa N-S-Richtung von 500 Fuss auf 375 Meilen Entfernung ergeben (PRATT 1855). Das Ergebnis von Überlegungen zur Erklärung dieser Diskrepanz war, dass die riesige Masse des Himalajas auf noch schwereren Gesteinsmassen des tiefen Untergrundes schwimmen müsse, also in sie eintauche wie ein schwimmendes Stück Holz ins Wasser (nach DOBRIN 1960).

Der Gedanke, dass geologische Grossformen der Erde sich mit ihrem Substrat in einem Schwimmgleichgewicht befinden, war umwälzend. Die Frage nach dem diesbezüglichen Verhalten der Ozeane, wo einige 1000 m Wasser an Stelle von Gesteinen die obersten Massen der Erde bilden, lag natürlich nahe.

Das Schwimmgleichgewicht eines grösseren Gebirges kann – wie dies auch in der Schweiz schon sehr früh durchgeführt worden ist (NIETHAM-

MER) – durch sehr genaue Schweremessungen überprüft werden. Aber Schweremessungen auf einem schwankenden Schiff schienen lange Zeit völlig ausgeschlossen zu sein. Sie sind aber mit uns heute fast unmöglich erscheinenden Mitteln im Grundsatz doch schon im Jahre 1910 gelungen (HECKER). Man fand das Prinzip des Schwimmgleichgewichtes auch auf den Ozeanen im grossen und ganzen bestätigt, und so musste man logischerweise folgern, dass unter den Ozeanen – umgekehrt wie bei Gebirgen – schwere Massen der Erde als Kompensation für das leichte Meerwasser relativ nahe an die Erdoberfläche herantreten, um das leichte Wasser zu tragen. Da die Kerne der Kontinente meist von jungen oder alten Gebirgen oder Gebirgsstümpfen gebildet werden, ergab sich somit ein fundamentaler Unterschied zwischen Kontinenten und Ozeanen.

b) Die statistische Verteilung von Höhen und Tiefen der festen Erde

Eine statistische Untersuchung über die Topographie der Oberfläche der festen Erde, in welche das Relief des Ozeanbodens natürlich einbezogen wurde (KOSSINNA 1933), ergab für die Verteilung von Höhen und Tiefen nicht eine statistische Häufung um einen bevorzugten Wert in der Form einer Gaußschen Glockenkurve, sondern eine Doppelkurve (EGYED 1969) (Abb. 1). Diese Feststellung wurde dahin gedeutet, dass Kontinente und Ozeane als zwei Bereiche mit unterschiedlicher Entstehungsgeschichte angesehen werden müssen (WEGENER 1928). Auch wenn man annehmen wollte, eine Gaußsche Verteilungskurve mit nur einem Maximum sei im Laufe der überschaubaren Erdgeschichte verändert worden, so ergeben kritische Betrachtungen doch (EGYED 1969), dass sich dadurch an der genetischen Frage im Grundsatz nichts ändern würde. Es wäre allerdings angesichts der riesigen Fülle neuesten Materials über die Topographie des Meeresbodens an der Zeit, diese Betrachtungen zu überprüfen. – Die Verschiedenheit von ozeanischer und kontinentaler Erdkruste hat schon am Beginn dieses Jahrhunderts den gedanklichen Weg zur Hypothese der Kontinentaldrift ermöglicht (WEGENER 1915).

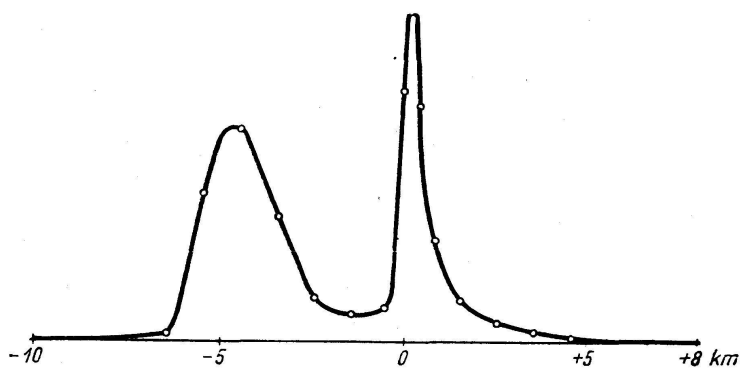


Abbildung 1
Hypsometrische Kurve nach EGYED

c) Das Alter von Ozeanen und Kontinenten

Die Frage, wann nun in der Frühgeschichte der Erde die Trennung in diese zwei Einheiten der Kruste erfolgt ist, ist schwer zu beantworten. Der Versuch einer Altersbestimmung des Ozeanwassers hat ein maximales Alter von 1,3–2,5 Milliarden Jahren ergeben (LIVINGSTONE 1963). Die grössten Alter, die man an Gesteinen der Erde bestimmt hat, liegen bei knapp 3 Milliarden Jahren (HART et al. 1963). Man muss allerdings bedenken, dass die ältesten Teile der Erde vermutlich 4,5 Milliarden Jahre alt sind. Dies ist zwar nicht direkt gemessen worden, kann aber aus der Bleiisotopenzusammensetzung der ältesten sichtbaren Gesteine abgeleitet werden, wenn man sich dabei auf Ergebnisse der Meteoritenforschung stützt (HAMILTON 1965).

d) Zur Frage der Ausdehnung der Erde

Es ist schon lange bekannt (TERMIER 1952), dass die Ausdehnung der Schelfbereiche, also der an die Kontinentalkerne anschliessenden Flachmeerbereiche, seit den letzten 600 Millionen Jahren signifikant abgenommen hat. Daraus und aus anderen Beobachtungen wurde gefolgert (EGYED 1956), dass die Oberfläche der Erde und damit also auch ihr Volumen im Laufe der Zeit zugenommen hat und ein Rückzug des Meeres aus den Kontinentalbereichen erfolgte in die sich allmählich vergrössernden und vertiefenden ozeanischen Räume. Auch das Studium der Restmagnetisierung von etwas mehr als 200 Millionen Jahren alten Gesteinen spricht nicht dagegen, dass sich seit dieser Zeit die Erde etwas vergrössert hat (VAN ANDEL et al. 1968). Wenn in die weitere Vorgeschichte der Erde extrapoliert wird, dann hat man den Eindruck, als seien wesentliche Teile eines Urozeanbodens jünger als die Hauptanteile der kontinentalen Kruste. Die Ozeane sind also möglicherweise allmählich entstanden, und vielleicht wachsen sie auch heute noch. Es ist ausgesprochen worden, dass vor 3,5 Milliarden Jahren (CREER 1965) die Erdkruste, wie wir sie heute zumindest in den Kernen der Kontinente vor uns haben, die ganze Erde bedeckt hat, aber eine Erde, die etwa nur den halben Radius von heute hatte.

2. DIE FORM DER ERDE ÜBER OZEANEN UND KONTINENTEN

Aus den Bahnstörungen von künstlichen Satelliten war es möglich, die Erdform, auch über den Meeren, von neuem zu bestimmen. Über Strukturen wie die Alpen wird dabei natürlich hinweggemittelt. In Abbildung 2 sind die Abweichungen in Metern von einem abgeflachten Rotationsellipsoid dargestellt (KHAN 1969). Man erkennt z.B. die Zone einer Einkerbung, die von Sibirien über Indien durch den Indischen Ozean in die Antarktis verläuft, oder findet Ausbeulungen in der Grössenordnung von 100 m, welche auf Land und See übergreifen. Die Maximalamplitude dieser Geoidundulationen von etwa 200 m und die grossen flächenhaften Dimensionen dieser Formen scheinen auf sehr beträchtliche Inhomogeni-

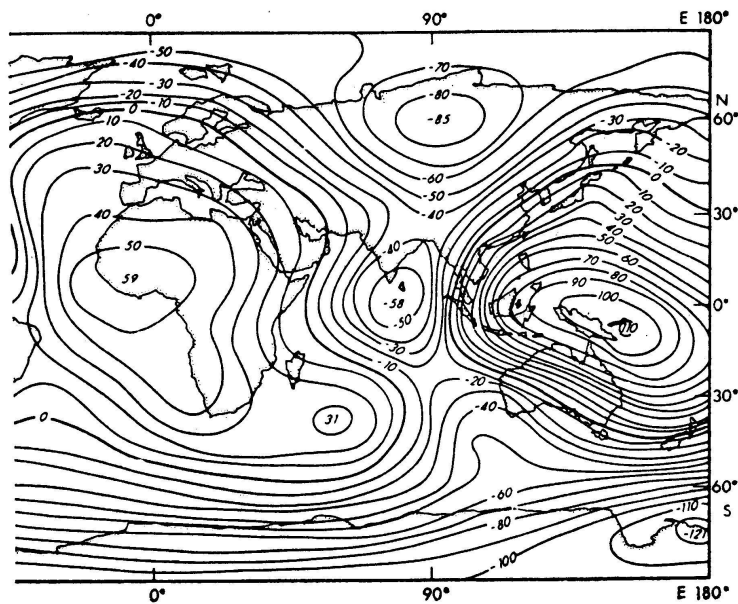


Abbildung 2
Geoidundulationen in Metern nach KHAN

täten, und zwar nicht in der oberen Erdkruste, hinzuweisen, sondern in dem darunterliegenden Bereich, den wir Erdmantel nennen. Wenn man annehmen darf, dass eine Möglichkeit zum Ausgleich dieser Inhomogenitäten gegeben ist, die in Kontinenten und Ozeanen gleichermassen auftreten, dann werden im Laufe langer Jahrtausende und -milliarden Kräfte frei (MACDONALD 1966), die in der Lage sein könnten, nicht nur Gebirge zu formen, sondern ganze Kontinente zu verschieben.

Unter einer Ausbuchtung des Geoids müssen schwere Massen im Untergrund vorhanden sein und umgekehrt bei Einbuchtungen. Eine Verifikation dieser Anomalien durch geeignete geophysikalische Messungen auf den Ozeanen selbst und theoretische Arbeiten haben erst begonnen.

3. DER TERRESTRISCHE WÄRMESTROM

Ein wichtiges physikalisches Phänomen ist der Wärmestrom aus der Tiefe an die Erdoberfläche. Wir fragen uns, ob sich hierin Ozeane und Kontinente wesentlich unterscheiden. Aus 2600 Beobachtungen, die über die Erde verteilt sind (LUBIMOVA 1969), ergibt sich kein wesentlicher Unterschied in beiden Bereichen. Der mittlere Wärmestrom ist $1,2-1,5 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2/\text{s}$. Da als Hauptursache für den nach aussen gerichteten Wärmestrom die ständige Aufheizung der Erde durch den radioaktiven Zerfall einiger Elemente gilt, folgt daraus, dass der Gehalt an diesen Stoffen in der Erde unter den Ozeanen ebenso gross ist wie unter den Kontinenten. Nun ist es aber eine bekannte Tatsache, dass sich die radioaktiven Elemente im Laufe der Zeit sehr stark in der Kruste der Kontinente angesammelt haben, so sind z.B. Granite reich an diesen Elementen (BIRCH 1966). 60% des Wärmestromes der Kontinente hat in den obersten

rund 40 km der Erdkruste seinen Ursprung. Unter den Kontinenten muss bis tief in den Mantel herunter eine Verarmung an radioaktiven Stoffen eingetreten sein. Daraus ergeben sich nun u.a. zwei sehr wichtige Folgerungen:

- Die Kruste der Kontinente schwimmt zumindest in der grossen Masse auf einem Mantel, aus dem heraus sie sich abgeschieden hat. Jeder Kontinentblock müsste bis in Tiefen von vielleicht einigen 100 km einen ihm zugehörigen Erdmantelbereich haben. Wir können die radioaktiven Elemente als Tracer für die Wanderungen auch anderer Elemente betrachten, die wegen ihrer Atom- oder Ionenradien die kontinentale Kruste bevorzugen, also an einer aus der Tiefe nach oben erfolgten Wanderung teilgenommen haben. Da bisher auf den Ozeanen noch keine Flächen von der Ausdehnung der Kontinente gefunden worden sind, die einen etwa um 60% kleineren Wärmestrom aufweisen als der normale Ozeanboden, braucht man nicht anzunehmen, dass jemals die Kontinente in der grossen Masse von ihren tiefreichenden Sockeln abgelöst worden sind. Allerdings muss man hinzufügen, dass der Wärmetransport sehr langsam erfolgt, so dass durch Wärmestrommessungen an der Oberfläche Ereignisse in grossen Tiefen nur beurteilt werden können, die schon viele Millionen Jahre zurückliegen. Welche Vorgänge sich heute unter den Kontinenten abspielen, weiss man nicht. Möglicherweise geht das Wachstum der Kontinente von unten her auch heute noch weiter.
- Die Temperaturverteilung unter Kontinenten und Ozeanen in der Erde bis in grosse Tiefen muss unterschiedlich sein.

4. EINIGE VERFAHREN ZUR UNTERSUCHUNG DES UNTERGRUNDES DER OZEANE

Man ist heute in der Lage, mit Bohrungen auch in tiefen Ozeanen etwa 1000 m weit in den Untergrund einzudringen. Man kann den Ozeanboden filmen und kann Gesteinsmaterial aus der Oberfläche des Meeresbodens herausbrechen oder herausstanzen. Damit ist aber in der Regel nur eine punktförmige Information von der Oberfläche der ozeanischen Kruste gewonnen. Daher spielen für die Erkundung des Untergrundes der Meere die geophysikalischen Methoden eine ganz hervorragende Rolle, weil sie grössere Tiefen und Flächen erfassen können. Zur Untersuchung der Massenverteilung unter dem Ozeanboden können vom fahrenden Schiff Abweichungen von der normalen Erdschwere bis auf etwa 1 Millionstel genau gemessen werden. Das neueste Modell eines sogenannten Seegravimeters, das in der Lage ist, derartig unvorstellbar genaue Messungen durchzuführen, zeigt Ihnen Abbildung 3. Man kann magnetometrische Messungen über See vom Flugzeug und natürlich auch vom fahrenden Schiff aus durchführen. Die Messgenauigkeit liegt hier in der Grössenordnung von 1 Hunderttausendstel des ungestörten Magnetfeldes der Erde.

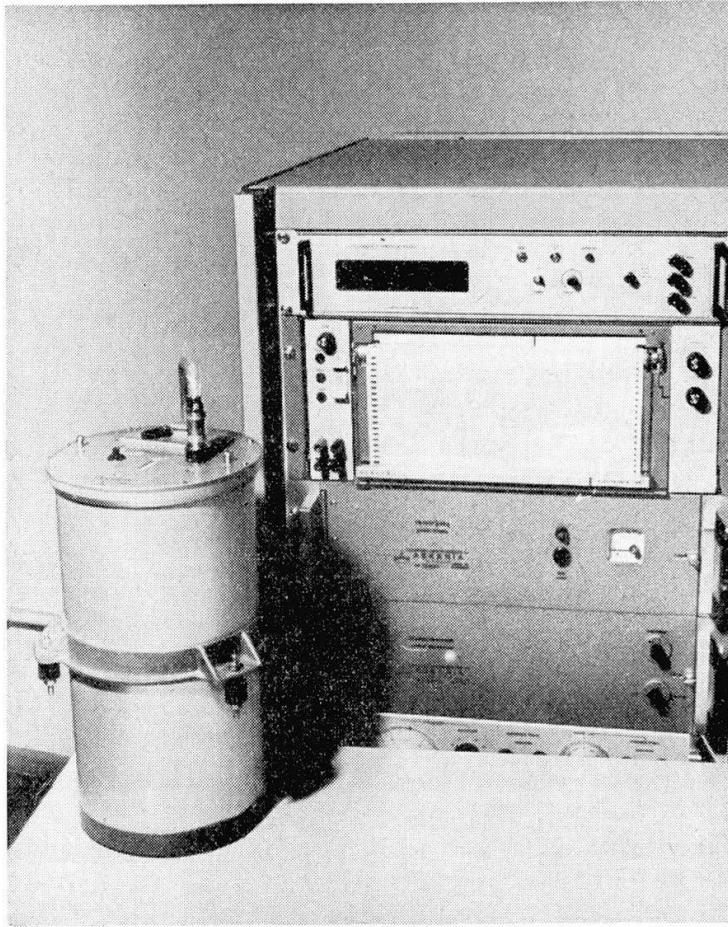


Abbildung 3
Askania-Seegravimeter

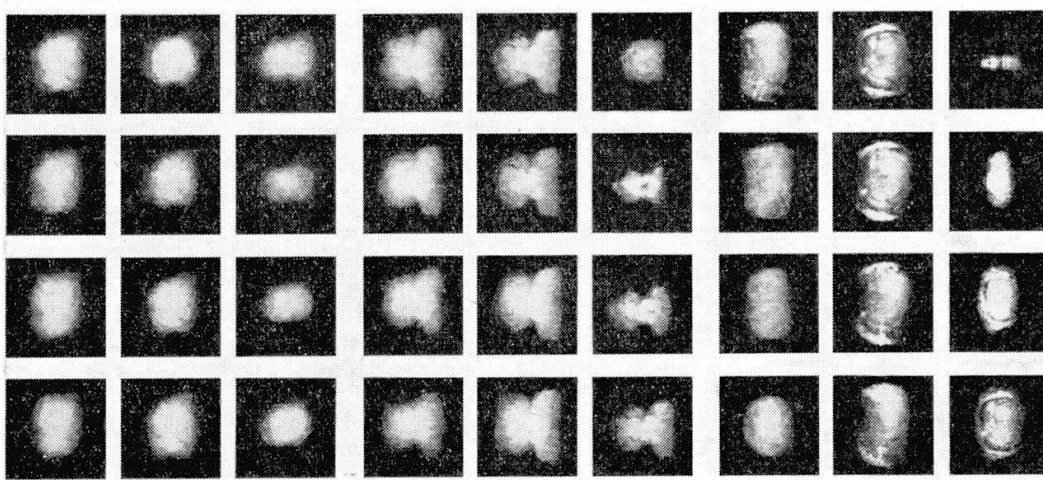


Abbildung 4
Unterwasserfilmaufnahmen eines Druckluftschallgebers. Eintauchtiefe 1 m, Aufnahme-
folge 2,5 msec, nach BUNGENSTOCK

Der obenerwähnte Wärmestrom der Erde kann gemessen werden mit Sonden, die durch ihr Eigengewicht einige Meter in den Ozeanboden eingedrückt werden und dort in situ sowohl Temperaturen auf 1 Hundertstel Grad in verschiedenen Tiefen messen als auch die Wärmeleitfähigkeit des umgebenden Materials. Allerwichtigstes Hilfsmittel für die Erkundung sowohl kleiner als auch grosser Tiefen ist die seismische Methode, bei der entweder mit Dynamit künstliche Erdbeben erzeugt werden oder heute sehr vielfach mit Pressluft. Die Entwicklung einer Unterwasserluftblase von einer kleinen Luftkanone, die im Zeitabstand von 2,5 msec aufgenommen ist, zeigt Abbildung 4. Bei Dynamit geht man zum Teil bis zu Einzelschüssen in der Grössenordnung von 1 t Sprengstoff. Mit Sensoren, die Bodenbewegungen in der Grössenordnung von 1 Millionstel mm und weniger anzeigen, werden die aus der Tiefe, und zwar aus der ozeanischen Kruste, wieder auftauchenden künstlich erzeugten seismischen Signale aufgefangen und registriert. Die Abstände von Energiequelle und Sensor können bis zu 1000 km betragen, woraus schon zu ersehen ist, dass Eindringtiefen in der Grössenordnung von einigen 100 km erreicht werden können.

Bei diesen geophysikalischen Messungen, die das Äusserstmögliche an Genauigkeit erfordern, werden modernste Methoden der Messtechnik benutzt. Digitale Datenerfassung und -verarbeitung gewinnen mehr und mehr an Bedeutung. Für die Ortung von Schiffen oder Messflugzeugen auf See werden Satellitennavigation oder auch atomuhrgesteuerte Navigations- und Ortungsanlagen eingesetzt. Ein Forschungsschiff, das zurzeit in Deutschland ausgerüstet wird, hat zwei Computeranlagen an Bord.

Bei den Hilfsmitteln für die geophysikalische Erforschung der Ozeane spielen natürlich auch die Erdbeben und ihre Analyse eine sehr wichtige Rolle.

5. DIE KÜSTENLINIE, EUSTATISCHE MEERESSPIEGELSCHWANKUNGEN

Es ist bekannt, dass während der Eiszeiten erhebliche Wassermengen der Ozeane in Form von Eis gebunden waren. Dadurch ist der Wasserspiegel gefallen und der Ozean hat ehemalige Flachwassergebiete freigelegt, so dass sich die Vegetation der Festländer seewärts verschieben konnte. Man hat ein sehr genaues Mittel, das Alter von organischen Resten bis hin zu Altern von 50000 Jahren und mehr festzustellen, nämlich die sogenannte ^{14}C -Methode. ^{14}C ist ein instabiles Kohlenstoffisotop, das in der Atmosphäre als Folge kosmischer Strahlung dauernd entsteht und von Lebewesen mit der Kohlensäure aufgenommen wird. Der Gehalt von ^{14}C nimmt in abgestorbenen Organismen nach den Gesetzen des radioaktiven Zerfalls ab, dadurch ist eine physikalische Altersbestimmung möglich. An geeignetem Probenmaterial aus dem heute wasserbedeckten Untergrund der atlantischen Küste von Nordamerika ergab sich (Abb. 5), dass während des letzten Interglazials vor etwa 35000 Jahren der Meeresspiegel so lag wie heute, dass er aber vor 15000 Jahren während der damaligen Vereisung (*Wisconsin*) um 130 m gefallen war (EMERY et al.

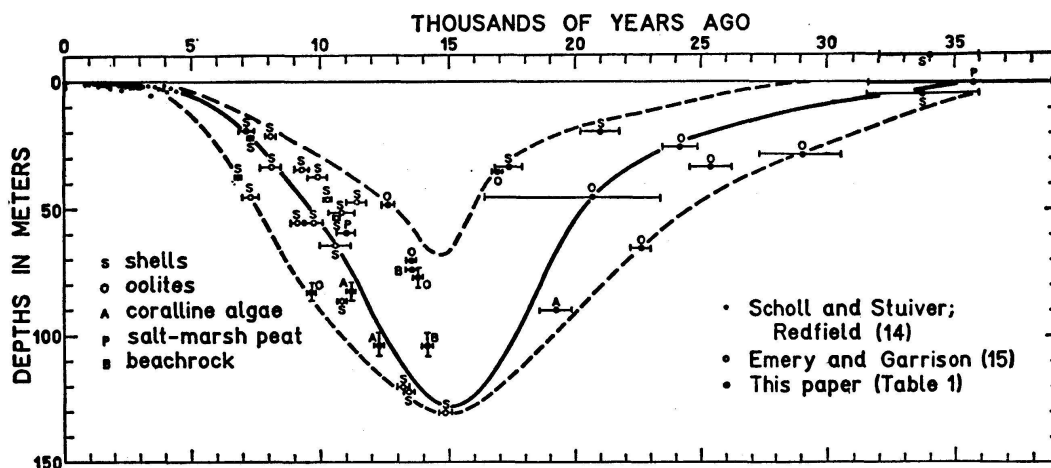


Abbildung 5

Tiefen und Alter von Meeresspiegel-Indikatoren des atlantischen Schelfs von Nordamerika, nach MILLIMAN et al.

1969). Ähnliche Beobachtungen liegen auch von anderen Küsten der Erde vor, so dass man heute weiss, dass es weltweite sogenannte eustatische Meeresspiegelschwankungen gibt, die allerdings nicht überall völlig gleichphasig erfolgten.

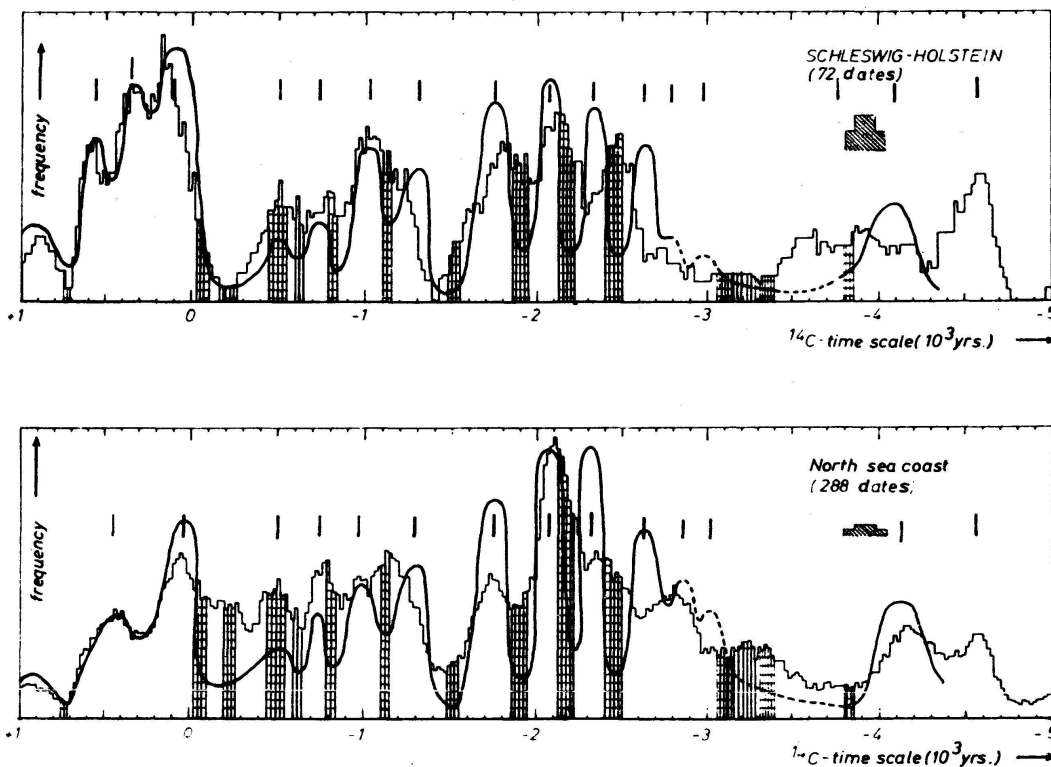


Abbildung 6

Histogramme von ^{14}C -Daten der schleswig-holsteinischen und der gesamten südlichen Nordseeküste (starke Linie: zeitskalenkorrigiertes Histogramm), nach GEYH

Mit diesen Arbeitsmethoden sind sogar noch viel kleinere Schwankungen des Meeresspiegels feststellbar. So zeigt Abbildung 6 einen Ausschnitt aus den Meeresspiegelschwankungen der Nordsee (GEYH 1970). Man kann mit grosser Wahrscheinlichkeit vermuten, dass diese jüngsten Schwankungen des Meeresspiegels ebenfalls weltweit sind und somit darauf hinweisen, dass übergeordnete Erscheinungen als Ursache angenommen werden können. Man denkt dabei an Schwankungen der Sonnenaktivität.

6. DAS SCHELFMEER

a) Fortsetzung der Küstengeologie in den Schelfen

Das Schelfmeer wird allgemein bis zu etwa 200 m Wassertiefe gerechnet und nimmt mit seiner Gesamtheit von 27 Millionen km² etwa die Fläche von Afrika ein. Sein Untergrund ist sicherlich in vielen Fällen einfach eine untermeerische Fortsetzung der Geologie des Festlandes. Ein typisches Beispiel dafür ist der Schelf von Argentinien (Abb. 7), wo geologische

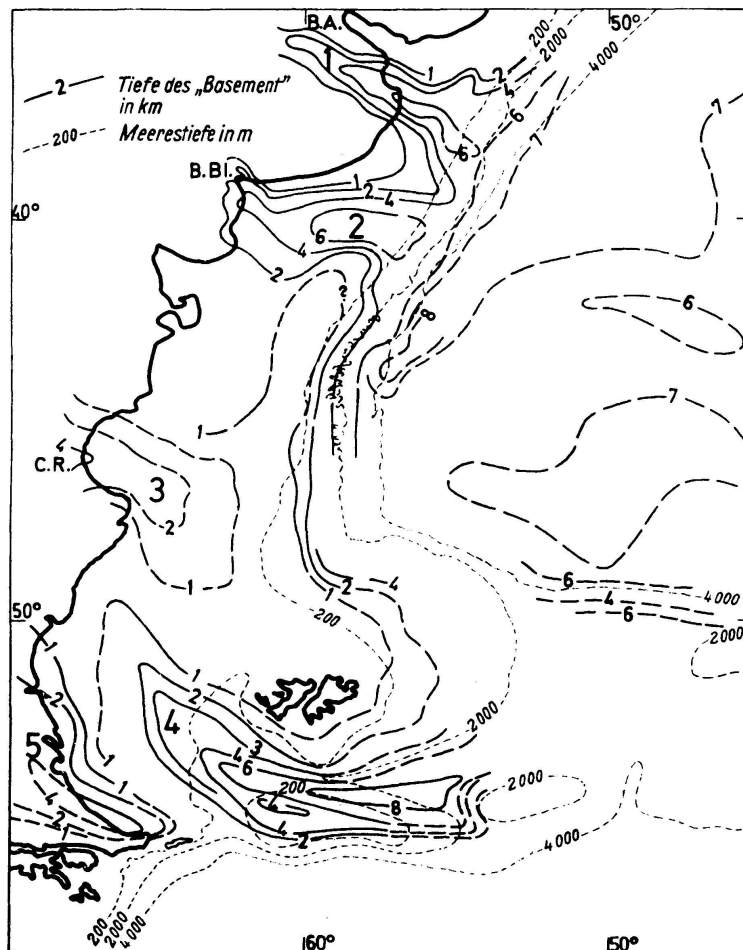


Abbildung 7
Sedimentmächtigkeiten in 1000 m vor der Küste Argentinien, nach SCHOTT

Schwellen und Senken quer zur Küstenlinie in den Untergrund des Flachmeeres hinausstreichen (SCHOTT 1970).

b) Der Schelf als geologisches Element

Anders ist dies schon im Schelf der Nordsee. Zwar setzen sich auch hier charakteristische Strukturen der Festlandgeologie über die Küstenzone hinweg fort, aber im Zentrum (Abb. 8) findet sich ein junges Einsenkungsbecken, wie es in diesen Ausmassen von keinem der angrenzenden Festlandsbereiche bekannt ist (BOIGK et al. 1970). Die Hauptstrukturen im atlantischen Schelf von Nordamerika (DRAKE et al. 1968) verlaufen etwa parallel zum allgemeinen Küstenverlauf (Abb. 9). Es finden sich noch andere Beispiele, durch die zumindest die Frage aufgeworfen wird, ob nicht in gewissen Schelfregionen spezifische geologische Vorgänge ablaufen, die heute wirksam sind und es in früheren Zeiten waren. Wir kommen darauf später noch einmal zurück.

c) Die Erdölhöufigkeit

Da der Untergrund des Schelfs vielfach erdöhlöffig ist, sind viele Schelfbereiche der Erde systematisch von der Erdölindustrie untersucht

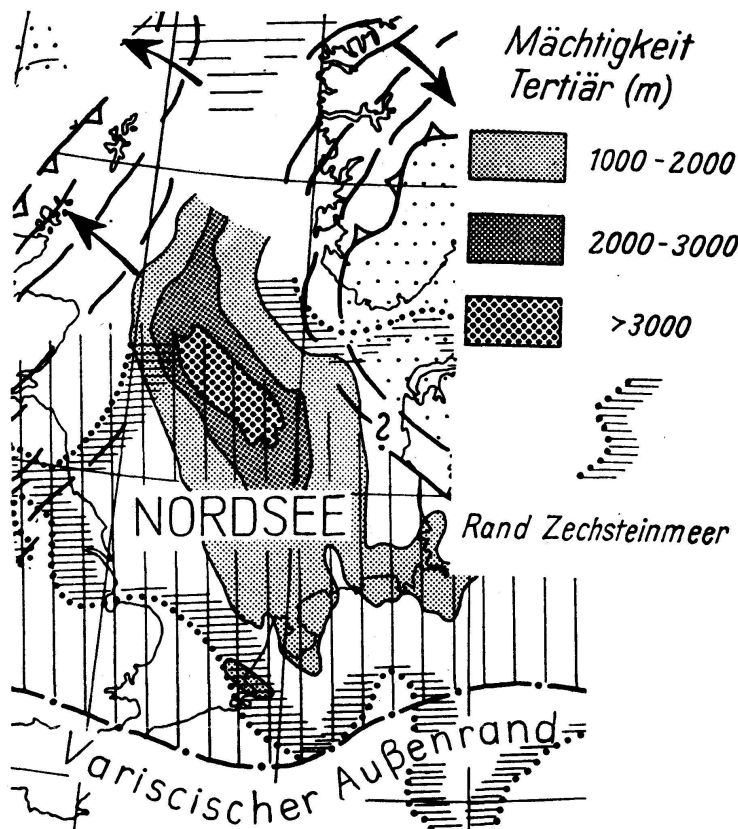


Abbildung 8

Geotektonische Übersichtskarte der Nordsee, nach BOIGK et al.

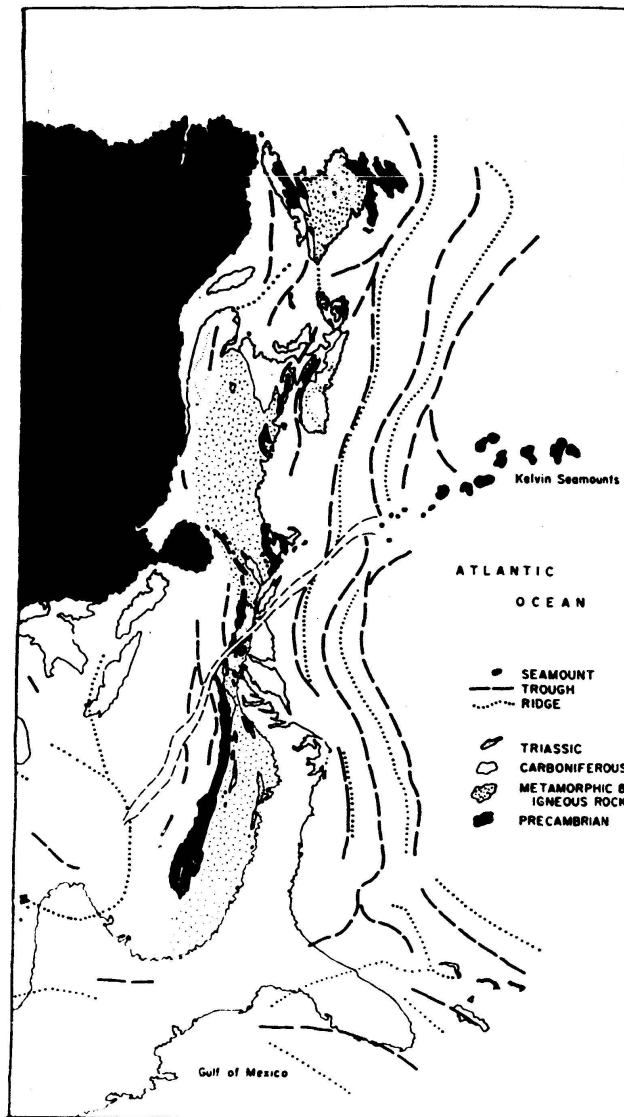


Abbildung 9

Strukturverlauf im Seegebiet östlich der Küste von Nordamerika, nach DRAKE et al.

worden. Dafür ist eine besondere seismische Technik entwickelt worden, deren Ergebnis wunderbare Profilschnitte durch den Untergrund sind (Abb. 10). In diesem Beispiel einer reflexionsseismischen Aufnahme aus der Nordsee ist das sogenannte «Stacking» benutzt worden, d.h., es ist auf diesem Profil in kurzen Zeitabständen geschossen worden und die seismischen Signale der Einzelschüsse sind mit etwa 1500 in Gruppen zusammengefassten Sensoren auf Magnetband digital aufgenommen worden. Mit Hilfe eines Computerprogramms sind dann in diesem Falle die Registrierungen von je 6 Schüssen in geeigneter Weise addiert worden («Stacking»). Das Ergebnis dieser Kombination wurde als Profil so ausgegeben, dass es der Geologe direkt deuten kann. Die gleiche Technik wird heute für die Erforschung der Tiefsee angewandt. Die Kosten für

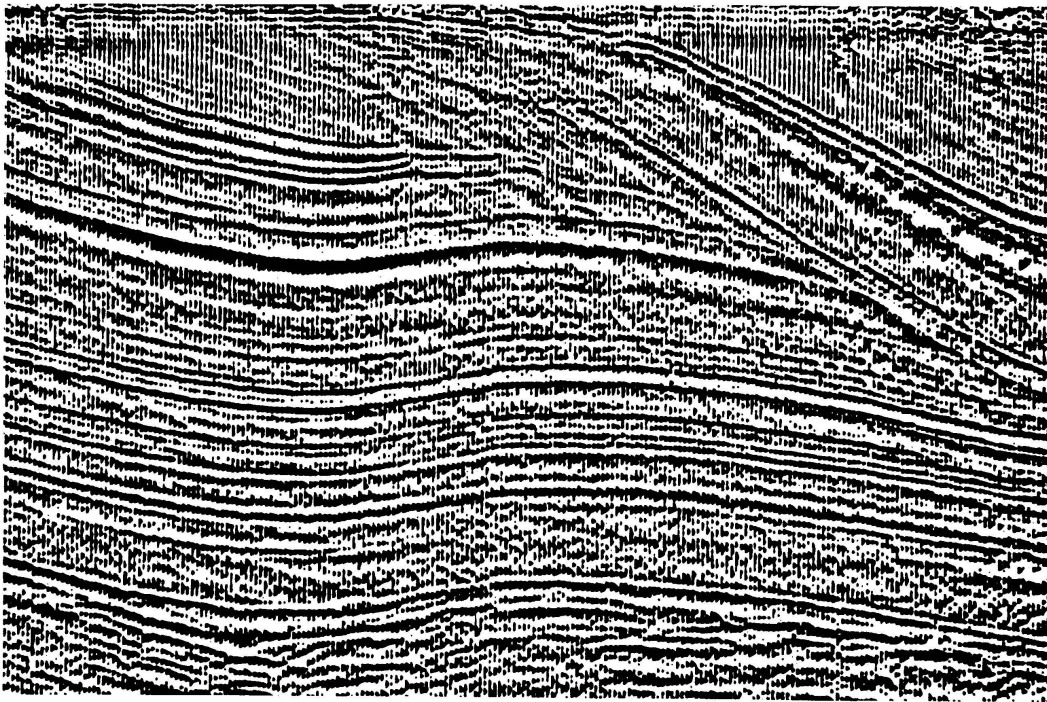


Abbildung 10
Reflexionsprofil in der Nordsee, sechsfache Überdeckung, PRAKLA

derartige Arbeiten sind jedoch erheblich. Allein die apparative Ausrüstung liegt in der Dimension von 1 Million DM. Dieses Beispiel zeigt, dass die Erforschung des Untergrundes der Ozeane in den Bereich der «Big Science» eingetreten ist.

Die Interpretation von magnetischen Untersuchungen von Schelfgebieten nutzt unter anderem die Tatsache aus, dass im allgemeinen Sedimente durch die Wirkung des heutigen Erdfeldes so gut wie gar nicht magnetisiert werden, jedoch die darunterliegenden Kristallinmassen. Mit Hilfe einer flächenhaften Fourier-Analyse kann die Tiefenlage der magnetischen Grenzfläche untersucht werden. Die Abbildung 11 zeigt das Ergebnis einer solchen Analyse im Schelf von Taiwan (Formosa) (BOSUM et al. 1970). Es sind hier grosse Muldengebiete im kristallinen Basement von meinen Mitarbeitern aufgefunden worden, welche mit erdölhöffigen Sedimenten ausgefüllt sein können. Erdölgesellschaften haben aus diesen Ergebnissen sofort die Konsequenzen gezogen.

d) Detritische Minerallagerstätten

Brandung an Steilküsten und küstenparallele Strömungen können als Aufbereitungs- und Sortierungsprozesse für die Sedimentation im Schelfmeer wirken, so dass es zur Bildung z.B. von eisenhaltigen Sanden kommt. In Japan werden solche Sande mit 3% magnetischen eisenhaltigen Mineralien abgebaut (MARUYAMA 1970). In Australien sind an einem

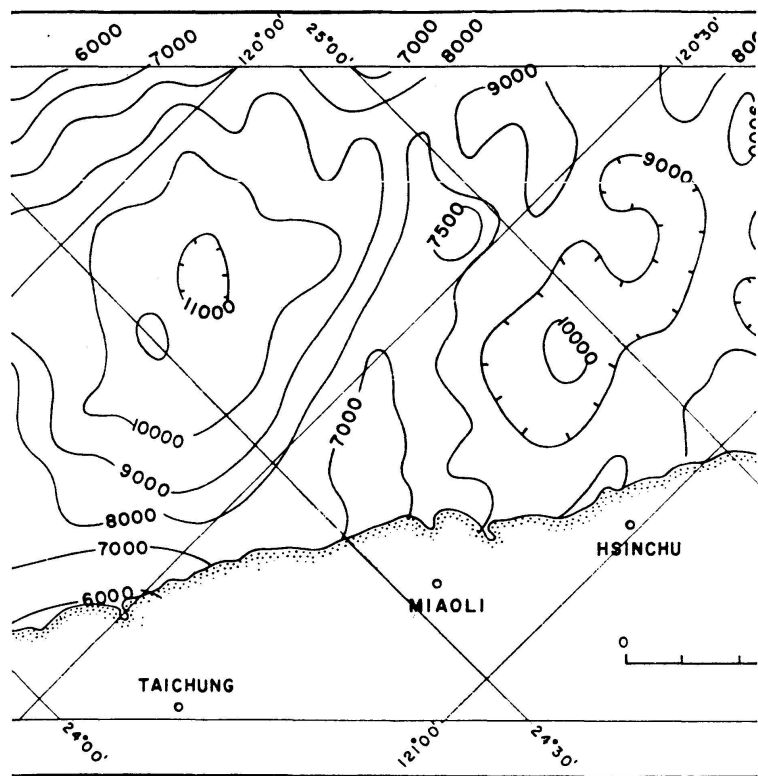


Abbildung 11

Relief des magnetischen Basements im Schelf nordwestlich von Taiwan (Formosa) (Meter unter Meeresspiegel), nach BOSUM et al.

Strandbereich Sande mit titanhaltigen Mineralien (Rutil) im Abbau und erbringen 90% der Weltproduktion von einem wichtigen Mineral (SCHOTT 1970). Sandbarren sind nicht selten Bereiche hoher Konzentration von nutzbaren Mineralien. Flüsse können in ihren Rinnen wertvolle Mineralien anreichern. In Zeiten, in welchen der Wasserspiegel der Meere viel tiefer lag, waren die Mündungsgebiete der Flüsse vielfach weit nach aussen verschoben, so dass heute erzführende ehemalige Flussrinnen mit ungen Sedimenten bedeckt sind.

e) Untermeerische Canyons

Häufig sind aber auch Flussrinnen so tief eingekerbt, dass sie nicht nur nicht mit Sedimenten überdeckt wurden, sondern noch weiter vertieft wurden durch die Wirkungen von Ebbe und Flut, Schlammströmen usw. Ein Beispiel für einen solchen untermeerischen Canyon ist einer neuen Karte der französischen Mittelmeerküste entnommen (Abb. 12). Er reicht vom Schelf bis auf den Boden der Tiefsee. Eine kontinuierliche seismische Aufnahme über einen solchen Canyon (BOUYSSÉ et al. 1968) zeigt Abbildung 13.

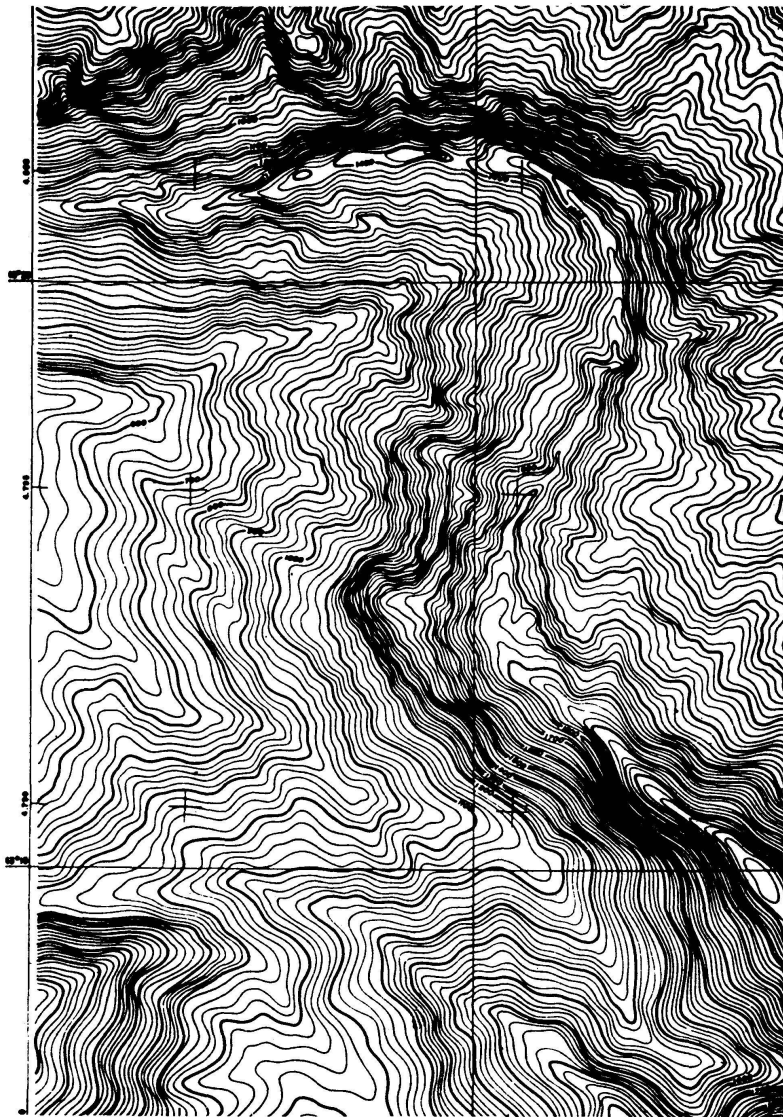


Abbildung 12
Untermeerischer Canyon an der Südküste von Frankreich

7. DER ÜBERGANG VOM KONTINENT ZUR TIEFSEE

Der Übergang vom Schelf zum Tiefseebereich erfolgt im Kontinentalhang (continental slope) meist von 200 m Tiefe bis 2400 m und dann im anschliessenden Kontinentalanstieg (continental rise).

a) Das Rote Meer

Der Übergangsbereich vom Kontinent zum Ozean ist natürlich vom wissenschaftlichen Standpunkt aus gesehen hochinteressant. Wenn Kontinente wie Afrika und Südamerika einmal eine Kontinentalmasse gebildet haben und im jüngeren Paläozoikum oder im Mesozoikum – also vor grob gesagt 200 Millionen Jahren – auseinandergebrochen sind, wie sieht

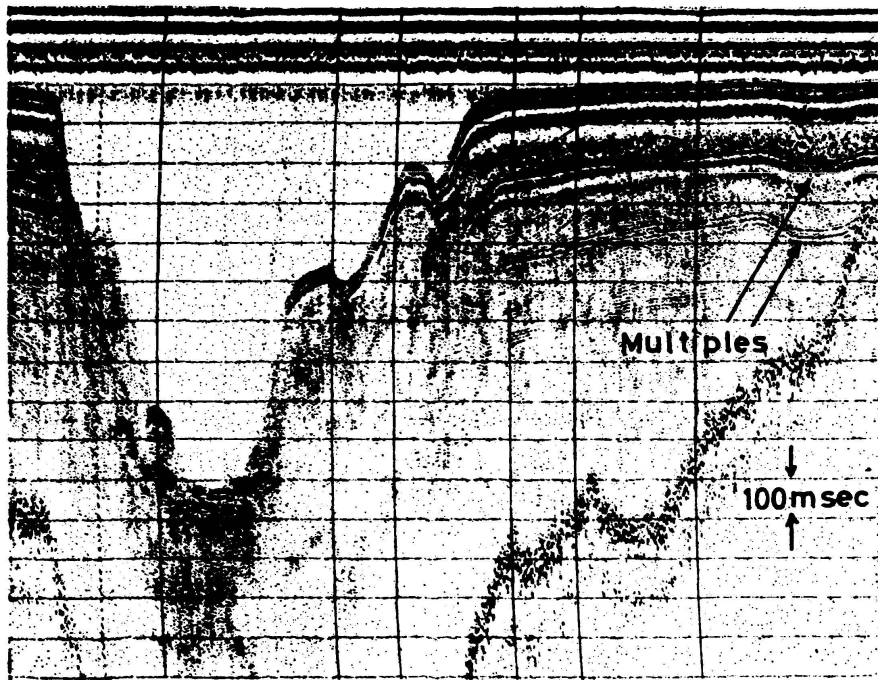


Abbildung 13

Sparker-Profil über den Canyon von Cap Breton, nach BOUYSSÉ et al., überhöht

dann eine solche Abbruchzone aus? Man glaubt so etwas heute im Roten Meer beobachten zu können. Arabien hat sich offenbar vom afrikanischen Kontinent abgelöst. Einen der neuesten Schnitte durch dieses Gebiet (FLEISCHER 1969) zeigt Abbildung 14. Man stellt sich also vor, dass in absinkenden Staffeln die kontinentale Kruste zusammenbricht. Der Ozean dringt dann in dieses Gebiet ein, sofern eine Verbindung möglich ist. Im Zentrum des Senkungsgebietes dringt schweres und basisches vulkanisches Gestein auf. Dass das ungefähr so sein muss, lässt sich aus Kurven (s. Abb. 15), die mit einem Seegravimeter aufgenommen worden sind und grosse positive Schwereanomalien zeigen (PLAUMANN 1963), errechnen. Dass im Roten Meer Überschwere vorhanden ist, ist im übr-

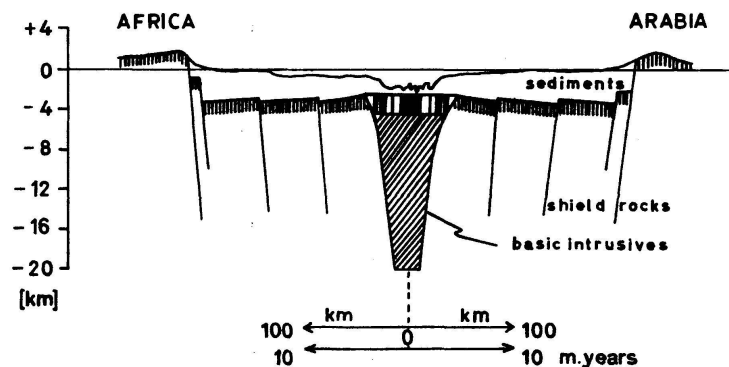


Abbildung 14

Profil durch das Rote Meer, nach FLEISCHER et al.

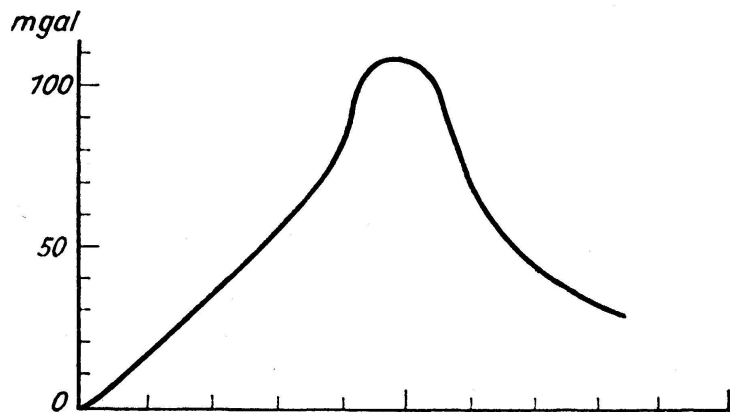


Abbildung 15

Schwereprofil durch das Rote Meer in SW- (links) und NE-Richtung (Markierungen auf Abszisse in 20-km-Abständen), nach PLAUMANN

gen schon seit der Jahrhundertwende bekannt, als man mit Quecksilberbarometer und Siedethermometer die Erdschwere vom fahrenden Schiff aus erstmals zu bestimmen versuchte und prüfte, inwieweit auf den Ozeanen ein Schwimmgleichgewicht vorhanden ist.

b) Golf von Aden

Auch der Golf von Aden ist durch die Abtrennung Arabiens von Afrika entstanden. Auf Grund durchgeführter seismischer Arbeiten und Schweremessungen auf See wurde ein sehr interessanter Querschnitt durch dieses Gebiet erschlossen (LAUGHTON et al. 1969) (Abb. 16). Das Besondere ist die nicht sicher begrenzbare, jedoch offenbar vorhandene Gesteinsmasse im Zentrum dieses Dehnungsgebietes. Hier dringt offensichtlich Gesteinsmasse vom Erdmantel in den Bereich der Kruste ein, der durch

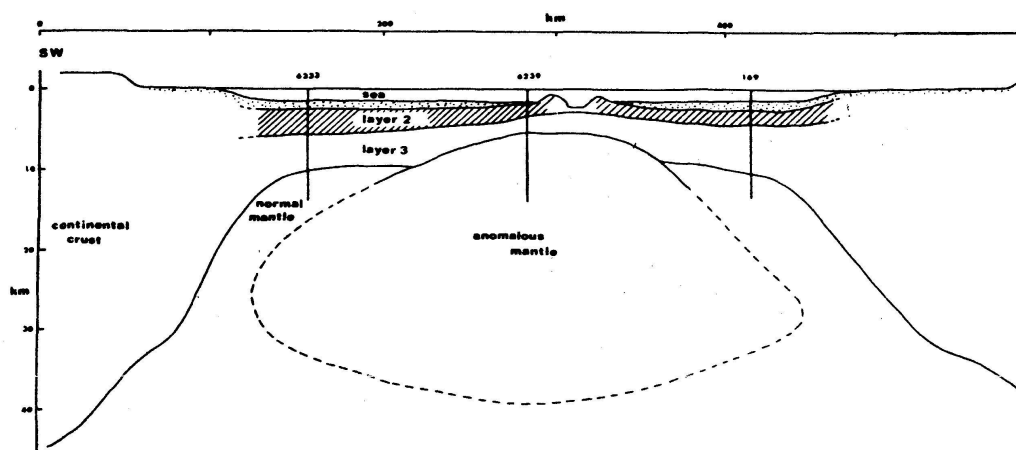


Abbildung 16

Profil durch den Golf von Aden mit einer anomalen Mantelmasse geringerer Dichte, nach LAUGHTON et al.

Druckentlastung dafür prädestiniert ist. Ein mehr als 30 km hoher Berg ist aus einer Tiefe von mehr als 40 km aufgestiegen.

c) Der Oberrheingraben

Weil wir nun schon in Basel versammelt sind, gestatten Sie mir in diesem Zusammenhang einen Blick nach Norden in die Trennungsfuge des Oberrheingrabens (Abb. 17). Wir dürfen dies um so mehr, als ebenso wie heute im Roten Meer ehemals direkte Verbindungen zu den Weltmeeren bestanden haben. Abbildung 18 zeigt einen sehr gut untersuchten Querschnitt durch den Graben. Wir sehen eine Fülle von Störungen der Sedimente durch Verwerfungen. So müsste auch die Struktur der Sedi-

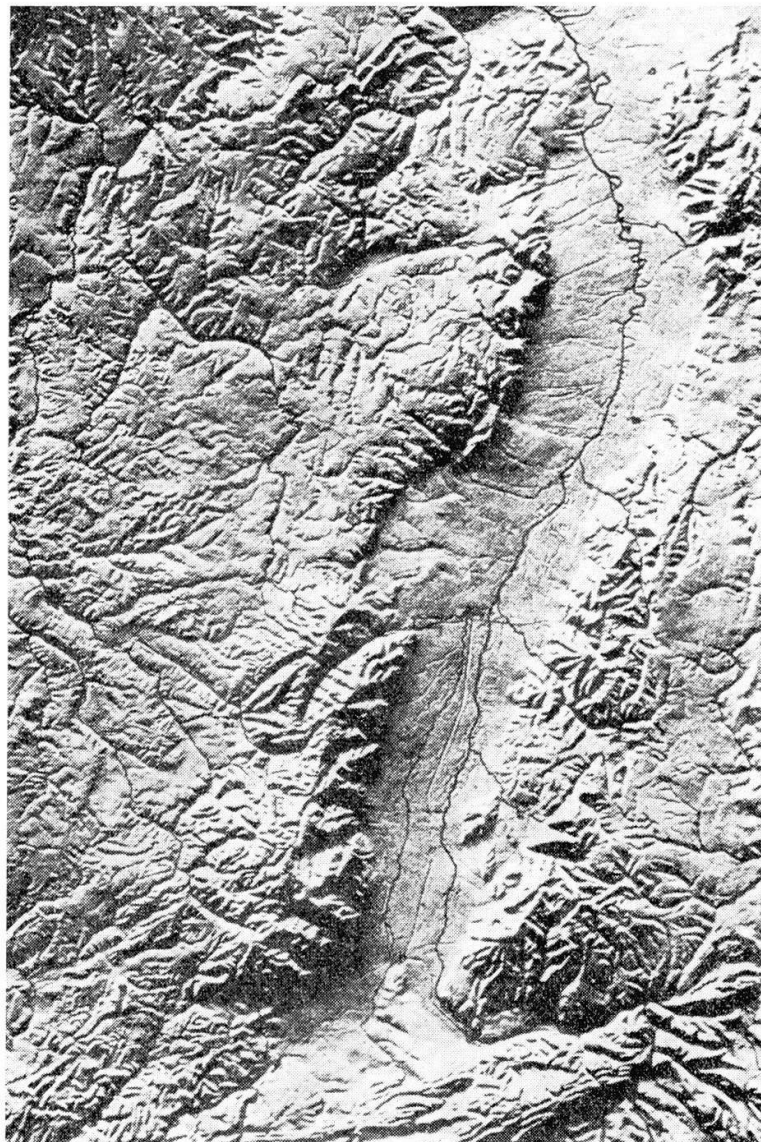


Abbildung 17
Der Oberrheingraben, Reliefkarte, aus SITTLER

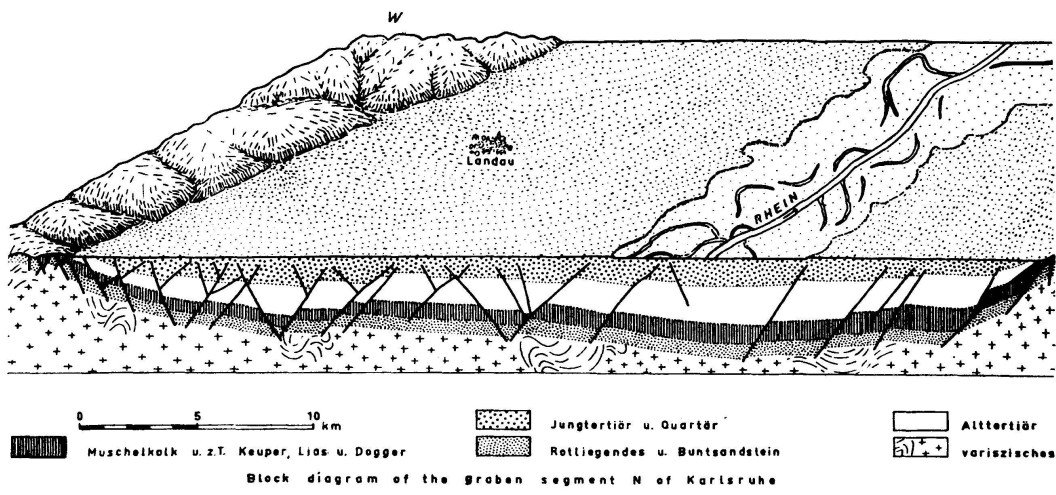


Abbildung 18
 Profil durch den Rheingraben, nach ILLIES

mente im Graben des Roten Meeres beschaffen sein. Im Oberrheingraben ist keine positive Schwereanomalie vorhanden, sondern eine negative. Aber Beobachtungen an seismischen Wellen, die von kommerziellen Steinbruchsprengungen ausgehen, haben eine anormale Gesteinsverteilung, ein «Kissen», nachgewiesen in Tiefen von 25–40 km (Abb. 19) (MÜLLER et al. 1969). Das, was wir im Golf von Aden gesehen haben, ist hier – man kann es so deuten – in einem embryonalen Stadium entwickelt.

Der Rheingraben ist ein seismisch aktives Gebiet, wie die Verteilung der Erdbeben seit 1750 zeigt (Abb. 20). Das, worauf ich bei dieser Darstellung hinweisen möchte, ist, dass der durch Erdbeben gekennzeichnete Streifen sich nicht nach NO fortsetzt, von wo auch Grabenbildungen aus der Zeit von vor einigen Millionen Jahren bekannt sind, sondern (AHORNER 1970)

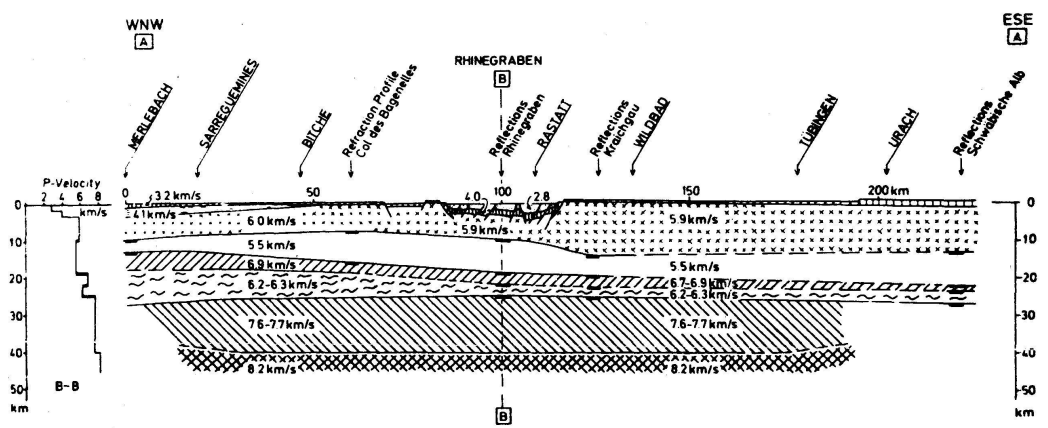


Abbildung 19
 Krustenprofil durch den Oberrheingraben mit «Kissen» von basischem Material (7,6–7,7 km/sec), nach MUELLER et al.

konzentrierten Erze müssten jedoch aus etwa 2000 m Wassertiefe gefördert werden, wofür es noch gar keine Techniken gibt. Dem kann allerdings gegenübergestellt werden, dass man heute schon gezwungen ist, harte Gesteine im Tagebau abzubauen, die nur 0,5% Kupfergehalt haben. Dies bedeutet, dass man – den Abraum eingerechnet – etwa 300 t Gesteinsmassen gewinnen und bewegen muss, um 1 t Kupfermetall zu gewinnen (LEY 1970).

Über die Entstehung der Erze im Roten Meer ist man sich noch nicht im klaren, obwohl es sich um eine Frage enormer zukünftiger wirtschaftlicher Bedeutung handelt. Ist der Vorgang der Erzbildung verknüpft mit den geologischen Vorgängen des Sea-Floor-Spreadings, dann besteht eine Chance, auch an anderer Stelle in den Weltmeeren ähnliches zu finden.

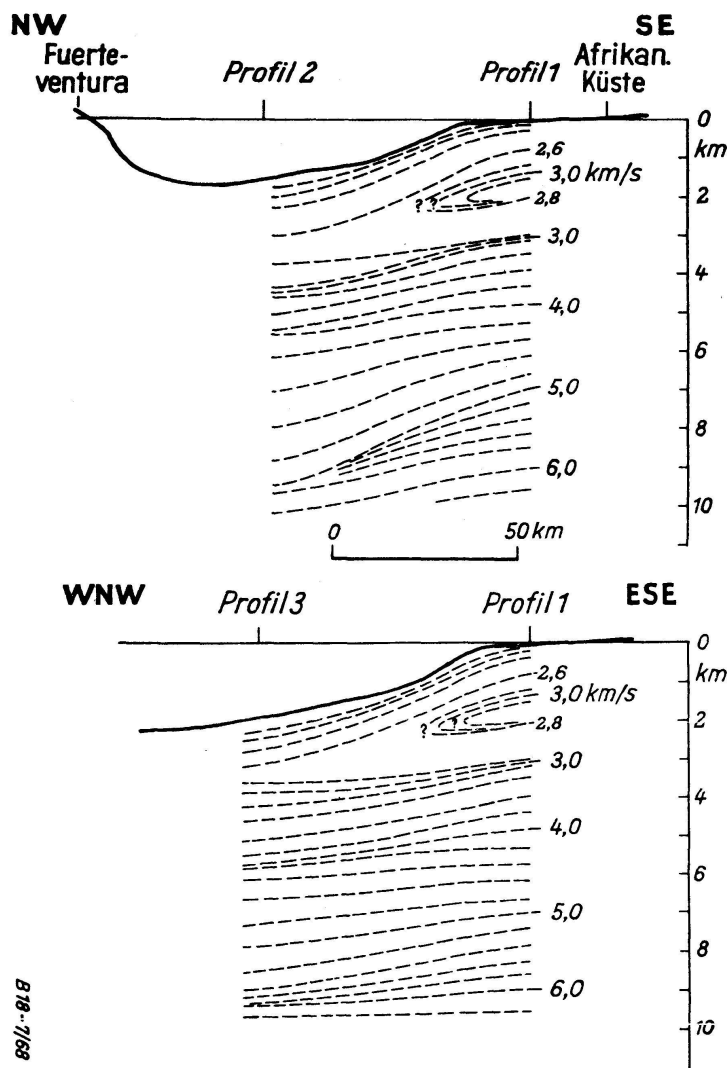


Abbildung 21

Ergebnisse refraktionsseismischer Profile im Seegebiet zwischen Kanarischen Inseln und Afrika. Es ist der Verlauf von Linien gleicher Geschwindigkeit für longitudinale Wellen als Funktion der Tiefe dargestellt, nach ROESER et al.

Mit allen zu Gebote stehenden Mitteln wird daher an diesem Problem gearbeitet. Mit der normalen Chemie sind offenbar die anstehenden Fragen nicht zu lösen. Eingehende Untersuchungen der isotopischen Zusammensetzung von einigen Elementen sind daher schon durchgeführt oder im Gange.

8. DIE ÜBERSCHÜTTUNG DER ALTEN KONTINENTALRÄNDER

a) NW-Küste von Afrika

Die Abbruchränder der Kontinente sind – sofern sie schon 100 oder 200 Millionen Jahre alt sind – durch all das verschleiert worden, was die Flüsse dauernd in das Meer schütten. Dies sei am Beispiel der nordafrikanischen Küste im Bereich der Kanarischen Inseln aufgezeigt (Abb. 21). Seismische Untersuchungen von dem deutschen Forschungsschiff «Meteor» aus haben gezeigt (ROESER et al. 1970), dass dort im Bereich des äusseren Schelfes und Kontinentalabhanges Sedimentmassen von etwa 10 km Mächtigkeit abgelagert worden sind, welche eine fast gleichmässige Geschwindigkeitszunahme für seismische longitudinale Wellen mit der Tiefe zeigen. Es handelt sich offenbar um grosse Schutfächer, welche die Grenzen von Kontinentalrand und Ozean immer weiter ozeanwärts verschieben. Jenseits der Insel Fuerteventura (Abb. 22) haben wir die Grenze von ozeanischer Erdkruste und dem oberen Mantel, also die Mohorovičić-Diskontinuität, in etwa 14 km Tiefe nachgewiesen (DASH 1969). Wenn man nun von diesem Fixpunkt aus mit Hilfe der Schweremessungen (Abb. 23) die Dicke der Kruste unter dem Schelfabbruch der afrikanischen Küste östlich von Fuerteventura errechnet, ergibt sich nur die Dicke von 21 km, während sonst unter Kontinenten ein mindestens 30–35-km-Wert als normal angesehen wird. Entweder ist also der Rand des afrikanischen Kontinents beim Zerbrechen eines Urkontinents in einem breiten Bereich ausgedünnt worden, oder wir haben den ursprünglichen Kontinentalrand bei unseren Untersuchungen noch gar nicht gefunden, weil er an dieser Stelle viel näher an der heutigen Küste liegt. Da zwischen Fuerteventura und der afrikanischen Küste magnetische Anomalien aufgefunden worden sind, die als ozeanisch gedeutet werden sollten, kann diese Frage dahin beantwortet werden, dass Fuerteventura wahrscheinlich ein Splitter vom afrikanischen Kontinent ist und dass die genannten 10 km dicken Aufschüttungen direkt auf ozeanischem Untergrund liegen. Der Fund von Strausseneiern als Versteinerungen in Gesteinen der unmittelbar nördlich anschliessenden Insel beweist, dass ehemals zum afrikanischen Kontinent eine trockene Landverbindung bestanden haben muss (ROTHE 1964).

b) Der östliche Kontinentalrand von Nordamerika und der westliche von Indien

Mächtige Sedimente am Kontinentalrand sind vom nordamerikanischen Kontinentalhang und -anstieg ebenfalls bekannt. Eine «Meteor»-

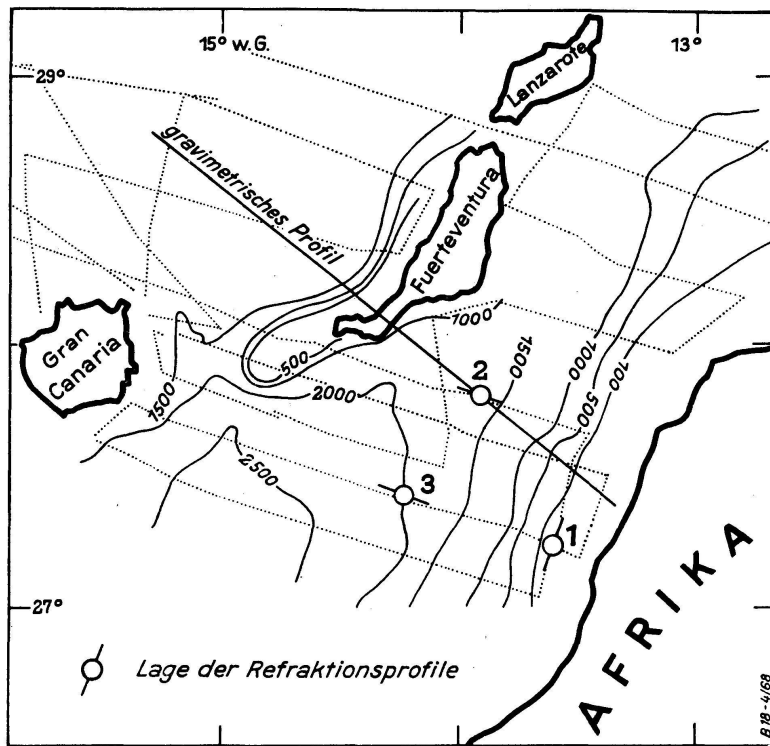


Abbildung 22

Lage der Refraktionsprofile der Abbildung 21, des Schwereprofils der Abbildung 23 und der Messlinien für Gravimetrie, Magnetik und Pneuflex (punktirt); im Bereich der Inseln und des Schelfs sind Wassertiefen eingetragen

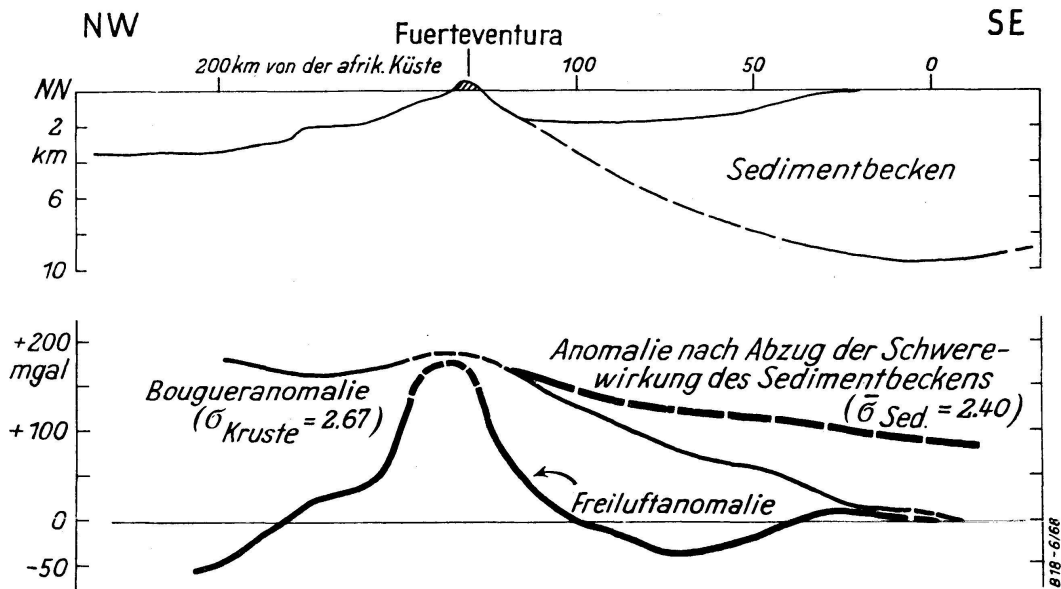


Abbildung 23

Ergebnisse von Schweremessungen im Bereich der Kanarischen Inseln, nach ROESER et al.

Expedition in den Indischen Ozean (HINZ et al. 1969) hat ähnliches an der Westküste von Indien nachgewiesen.

c) Das Wachsen der Kontinente

Man kann auf den Gedanken kommen, dass als Folge solcher Aufschüttungen Störungen in einem ursprünglichen geothermischen Gleichgewicht auftreten, die, wenn nicht Ursache, so doch begünstigend für Gebirgsbildungen sein können. Das Wachsen des Kontinentes von Nordamerika scheint dem recht zu geben (ENGEL et al. 1964). Es gibt dort zwei Kerne älter als 2,5 Milliarden Jahre, die Slave- und die Superior-Provinz (Abb. 24). Um sie herum ist ein Bereich, offenbar aus einem Meer heraus – angewachsen, der 1–2,5 Milliarden Jahre alt ist, und dann folgt der Teil, dessen Alter von vor 600 Millionen Jahren bis heute reicht. Wie ein solcher Anbau im Grenzbereich Ozean/Kontinent im einzelnen vor sich gehen kann, ist sehr elegant in der sogenannten Greenville-Provinz im östlichen Teil Nordamerikas vor allem durch Rubidium-/Strontium-Isotopen-Untersuchungen gezeigt worden (WASSERBURG 1966). Es gibt dort eine Gebirgsbildung in der Zeitspanne von 900–1200 Millionen Jahren. Man konnte aber zeigen, dass dort nicht nur neues Material aus einem randlichen Meer an den alten Kern tektonisch angelegt worden ist, sondern es trat eine solche Verschweissung ein, dass Material des alten Schildes, der 2,35 Milliarden Jahre alt ist, von diesem jungen Orogen kannibalisiert – also in den Gebirgsbildungsprozess mit einbezogen worden ist. Auch in den Alpen findet man Vergleichbares: Gesteine, die fast

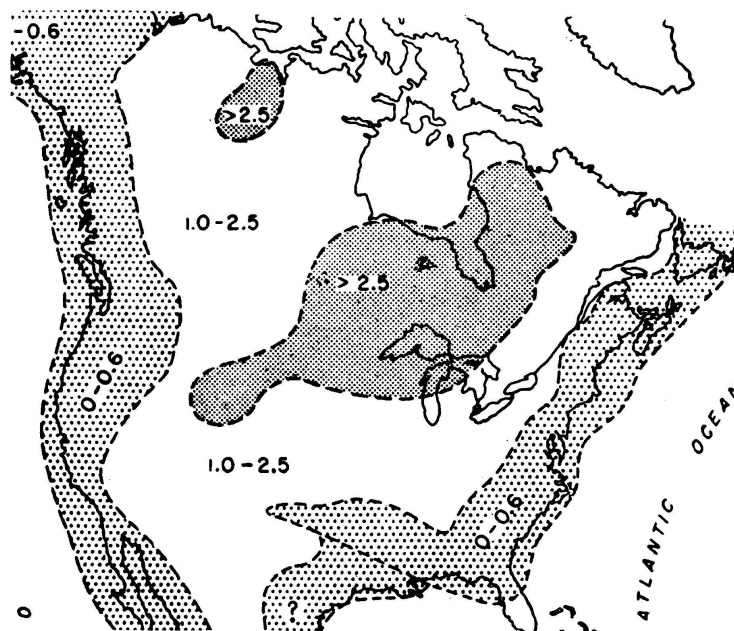


Abbildung 24

Geologische Provinzen von Nordamerika auf Grund der Alter von Graniten und gebirgsbildenden Prozessen, nach ENGEL et al.

500 Millionen Jahre alt sind (HARRE et al. 1968) wurden in weitere gebirgsbildende Vorgänge vor ~ 300 Millionen Jahren und die Alpenbildung, die etwa vor 100 Millionen Jahren aus einem Meerestrog heraus begonnen hat, eingebaut.

d) Wandern die Kontinente mit ihren Randtrögen?

Eines ist noch zu bedenken in bezug auf die Randtröge der Kontinente: GANSSER (1965) hat z.B. aus seinen Studien im Himalaja die Folgerung gezogen, dass dort eine Verkürzung der Erdkruste um etwa 400 km erfolgt sei. Aus dem Studium der Orientierung des Magnetfeldes der Erde von verschiedenen alten Gesteinen ergibt sich gleichfalls, dass Indien in den letzten 250 Millionen Jahren einen Wanderweg von mehr als 70 Breitengraden zurückgelegt hat, also von etwas mehr als 700 km (RUNÇORN 1969). Hat der Kontinent dabei seine randlichen Sedimente mitgeführt, ist er also mit einer noch grösseren Platte gewandert? Man muss wohl so etwas annehmen. Legt man nämlich für eine grobe Abschätzung eine mittlere Sedimentationsgeschwindigkeit am Aussenschelf und Kontinentallhang von 5 cm/1000 Jahre zugrunde, so ergibt sich für 10 km Sediment ein Alter von 200 Millionen Jahren. Etwa um diese Zeit kann die Wanderung Indiens begonnen haben.

e) Anormale Sedimentdicken

Es gibt offenbar Meeresbereiche mit ganz aussergewöhnlicher Dicke von Sedimenten, die sich über grosse Flächen erstrecken. Ein Beispiel

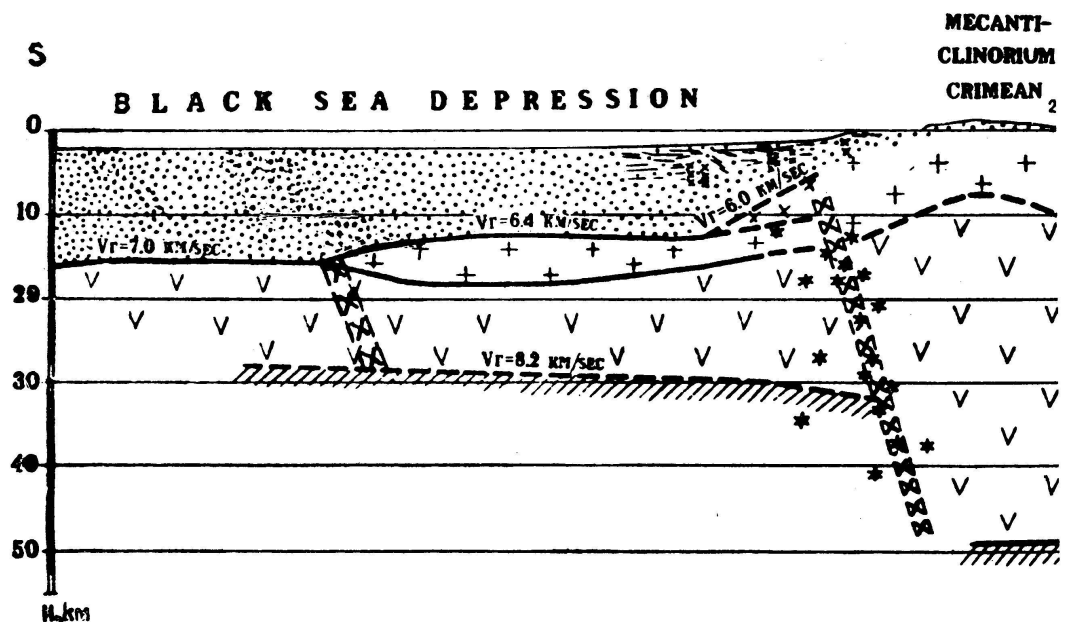


Abbildung 25

Seismisches Krustenprofil durch das Schwarze Meer (Punktierung = Sedimente, Kreuze = «Granit»-Schicht, V = «Basalt»-Schicht, darunter Moho-Diskontinuität), nach SUBBOTIN et al.

dafür ist das Schwarze Meer. Dort finden sich im wesentlichen horizontal-lagernde Sedimente in einer Mächtigkeit bis zu 14 km (NEPROCHNOV 1968). Offenbar ist dort, zumindest im zentralen Teil (Abb. 25), Sediment unmittelbar auf eine Art ozeanischer Kruste geschüttet worden (SUBBOTIN et al. 1968). Das Charakteristikum für die Kontinente – nämlich eine Granitschicht – fehlt dort. Im südlichen Kaspischen Meer findet sich sogar ein Bereich mit 25 km mächtigen Sedimenten.

9. DIE TIEFSEE

a) Die radioaktive Bestimmung von Sedimentationsraten

Überspringen wir dem Festland mancherorts vorgelagerte Inselbögen und Tiefseegräben und begeben wir uns in die Region der Tiefseeböden. Unmittelbar unter den Wassermassen liegen dort vielfach Sedimente als

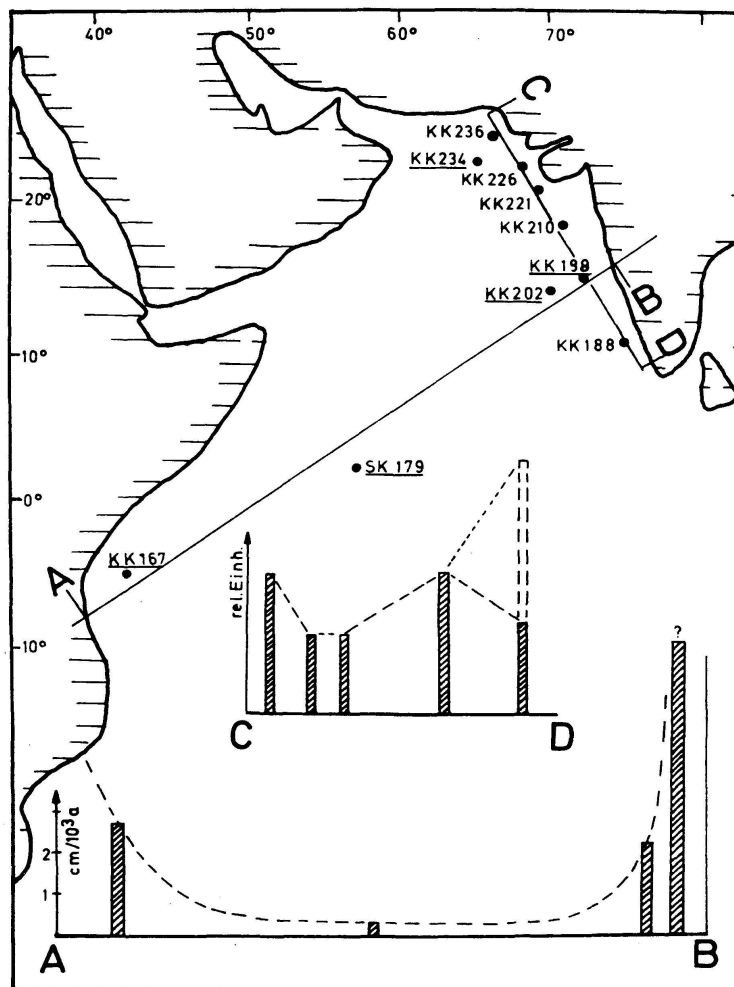


Abbildung 26

Sedimentationsgeschwindigkeit im Arabischen Meer nach physikalischen Altersbestimmungen, nach HEYE

Zeugen langperiodischer Phänomene (ARRHENIUS 1966). An Sedimentkernen kann unter anderen bestimmt werden, mit welcher Geschwindigkeit sedimentiert worden ist. Neben biologischen können dafür geophysikalische Verfahren benutzt werden. Abbildung 26 zeigt das Ergebnis einer radioaktiven Untersuchung von Sedimentkernen des Indischen Ozeans, die mit dem deutschen Forschungsschiff «Meteor» gewonnen worden sind (HEYE 1970). In der Tiefsee ergibt sich eine Sedimentationsrate von 0,3 cm in 1000 Jahren; mit Annäherung an die Küste steigt dieser Wert bis auf mehrere cm in 1000 Jahren.

Im übrigen sei hier als Kuriosum erwähnt, dass Altersbestimmungen an Einzelmineralen in sehr jungen Sedimenten im Atlantischen Ozean Alter von mehr als 200 Millionen Jahren ergaben. Dafür scheint die beste Erklärung zu sein, dass man Material datiert hat, das von Wind und Strömen von Afrika oder Amerika in jüngster Zeit ins Meer verfrachtet worden ist (HURLEY 1963).

b) Neue Erkenntnisse über die Magnetfeldumkehr

Die gut bekannten Umkehrungen des magnetischen Erdfeldes der Vergangenheit sind ausgezeichnete Zeitmarken für die Bestimmung der Sedimentationsgeschwindigkeit. Dabei wurde z.B. im Bereich der grossen Meteorbank im Atlantischen Ozean westlich der Kanarischen Inseln an einem Sedimentkern, der ebenfalls vom Forschungsschiff «Meteor» ausgenommen wurde, eine Sedimentationsrate von 1–2 cm pro 1000 Jahre bestimmt. Bei diesen Untersuchungen konnte einer meiner Mitarbeiter den Vorgang der Umkehrung des Magnetfeldes der Erde genau studieren. Es ergab sich, dass bei dieser Umpolarisierung das magnetische Feld der Erde nicht durch Null geht, sondern nur um den Faktor 3–4 verringert wird. Diese Feststellung wird die Biologen besonders interessieren, denn es ist ja doch das magnetische Feld der Erde, das uns vor mancherlei Einflüssen aus dem Kosmos schützt, ja wahrscheinlich ein hochorganisiertes Leben überhaupt erst zulässt. Man hat schon mehrfach versucht nachzuweisen, dass die Zeiten der magnetischen Feldumkehr auch jene stärkeren Auftretens von Mutationen waren. Wie mir scheint, liegen für solche Betrachtungen jedoch erstmalig gemessene Zahlenwerte vor.

Da in diesem Meeresteil damals eine nachweisbar kontinuierliche Sedimentation stattgefunden hatte, konnte durch eine Feinanalyse festgestellt werden, dass sich die Feldumkehr in etwa 10000 Jahren abspielt (HEYE 1970).

Zwei Kerne konnten auch hinsichtlich der Änderung der Richtung des Horizontalvektors des Magnetfeldes untersucht werden. Beide Male ergab sich eine Rotierung im gleichen Drehsinn, obwohl eine Zeitspanne von etwa 200000 Jahren zwischen den untersuchten Umpolarisierungen liegt. Es kann mit Sicherheit vermutet werden, dass sich darin eine Gesetzmässigkeit in bezug auf den physikalischen Vorgang der Umkehr des erdmagnetischen Feldes verbirgt.

c) Die Schichten 1, 2 und 3

Die Sedimentschicht – oder besser, die Schicht mit den noch nicht verfestigten Sedimenten – ist nach geophysikalischen Untersuchungen über alle Ozeane gemittelt etwa 450 m dick (RAITT 1963, SHORE et al. 1969), im Atlantik im Mittel 1000 m, im Pazifik im Mittel 500 m. Diese Schicht 1 der ozeanischen Kruste ist durch die JOIDES-Tiefseebohrungen der neuesten Zeit hauptsächlich untersucht worden. Sie hat starke Mächtigkeitsschwankungen bis zu 0 m.

Die darunterliegende Schicht 2 der Geophysiker, im Mittel 1,7 km dick, kann auch noch Sedimente enthalten, sicher jedoch einen massgeblichen Anteil von basaltischem Material. Auch dies ist ein Ergebnis der neuesten Tiefseebohrungen.

Die tiefste, die Schicht 3 der ozeanischen Kruste ist in der Regel knapp 5 km dick; unter ihr folgt dann die Moho-Diskontinuität, also der obere Mantel der Erde.

Die ozeanische Kruste besteht also im Regelfall aus nur 7 km Gestein, im Gegensatz zur kontinentalen Kruste, die im Regelfall 35 km dick ist.

d) Die ozeanischen Bohrprogramme der USA

Zwei grosse Bohrprogramme der USA haben uns im Verständnis der ozeanischen Kruste um entscheidende Schritte weitergebracht. Mit dem Mohole-Projekt hatte man die Idee gehabt, den Erdmantel im Ozean anzubohren. An seine Stelle trat das soeben erwähnte Tiefseebohrprogramm JOIDES. Hatte das Mohole-Projekt das Ziel, die Schichten 2 und 3 und den Erdmantel zu erforschen, ist das JOIDES-Programm hauptsächlich auf die Sedimentschicht abgestellt mit dem Ziel, das Alter und die Entwicklung der Ozeane zu studieren. Eines der wesentlichsten Ergebnisse dieses noch laufenden Unternehmens ist es, dass unsere heutigen Ozeane jung im geologischen Sinne sind.

e) Das Ergebnis einer Mohole-Studienbohrung

Bei den Vorarbeiten zum Mohole-Projekt wurde auf der östlichen grossen Insel der Grossen Antillen, auf Puerto Rico, eine 300 m tiefe Bohrung in einem basischen Gesteinskomplex niedergebracht, da im Seegebiet nördlich davon (Abb. 27) das Mohole geplant war (BASCOM 1961). Der gezeigte Profilschnitt mit der geplanten Lokation der Bohrung ist aus seismischen Untersuchungen und Schweremessungen errechnet worden und ist insofern interessant, als er zeigt, wie eine solche Insel tief in den Mantel hineinreichen kann und trotzdem Schwimmgleichgewicht noch nicht erreicht ist (WORZEL 1965). Die negative Schwereanomalie über dem Puerto-Rico-Tiefsee graben ist eine der grössten dieser Art.

Ein Teil des erbohrten Gesteinsmaterials (a) wird dem Erdmantel zugeschrieben. Es wurde unter Meeresbedeckung hydratisiert. Der andere Teil des Gesteinsmaterials (b) dieser Bohrung hatte einen solchen Chemismus, dass es, mit einem Teil Basalt (c) auf 5 Teile dieses Gesteins (b) gemischt,

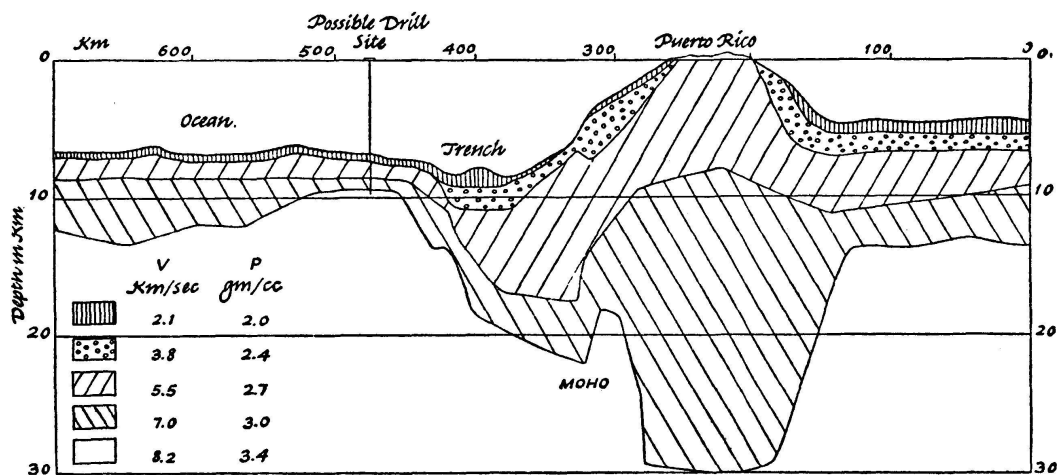


Abbildung 27

Krustenprofil durch Puerto Rico, den Puerto-Rico-Tiefseeegraben und den geplanten Ansatzpunkt des Mohole, nach BASCOM

jene zuerst erwähnten Gesteine (a) ergibt, die als serpentinisiertes Mantelmaterial anzusprechen sind. Da die Dickenverhältnisse von Schicht 2 und 3 – zwar nicht überall, aber vielfach – etwa 1:5 sind, wurde gefolgert, dass unter den Sedimenten der grossen Ozeane in geringem Abstand modifiziertes Mantelmaterial folgt und unter der Moho-Diskontinuität unverändertes Mantelmaterial in Form eines Gesteines anzutreffen ist, das man als Peridotit bezeichnen kann, das aber auch schon andere Bezeichnungen gefunden hat. Laborexperimente stehen mit dieser Grundvorstellung in Übereinstimmung. Danach ist die Moho-Diskontinuität unter den Ozeanen eine chemische Grenzfläche. Mit dieser Bohrung war man dem Ziel des Mohole-Projektes schon sehr nahe gekommen.

Eine Untersuchung von sehr basischen kristallinen Gesteinen, die sich mancherorts an der Erdoberfläche finden (KUNO 1967), kam zu ähnlichen Schlussfolgerungen, nämlich dass die Grenze von Kruste und Mantel sowohl unter Kontinenten als auch Ozeanen eine mineralogisch-chemische Grenze ist und keine durch unterschiedliche physikalische Umstände bedingte isochemische Diskontinuität. Dass der Chemismus des Mantelgesteins unter Kontinenten und Ozeanen in den oberen Bereichen etwas unterschiedlich sein muss, ist in dieser Hinsicht eine Sache geringerer Bedeutung.

f) Neuere Ergebnisse zur Frage der Natur der Schichten 2 und 3 und der Moho

Die Diskussionen über die Natur der Schichten 2, 3 und der Moho-Diskontinuität sind damit jedoch noch nicht zu Ende gegangen. In neuester Zeit ist in einer russischen Arbeit festgestellt worden, dass dann, wenn tektonische Vorgänge, wie z.B. die Bildung eines alpinen Gebirges oder einer tiefen Senke, eine Verlagerung der Moho-Diskontinuität in ihrer Höhenlage bewirken, die alte Moho-Diskontinuität im seismischen Bild

nicht vollständig verschwindet (SOLLOGUP 1970). Dies wird als Hinweis auf physikalische Veränderungen eines chemisch unveränderten Bereiches angesehen.

Zur physikalischen Kennzeichnung der Schichten 2 und 3 glauben wir kürzlich einen Beitrag gegeben zu haben. Die Furche des Atlantischen Ozeans zwischen Grönland und Norwegen hat begonnen, sich etwa vor 200 Millionen Jahren zu öffnen (HOSPERS et al. 1968). Bei unseren Untersuchungen in einem tiefen Teil dieses Seegebietes westlich von Mittelnorwegen wurde die Basis der Schicht der unverfestigten Sedimente auf weite Strecken verfolgt. Es zeigt sich, dass diese Grenze nicht eben ist, sondern begrabene Hügel aufweist, aber auch solche, die den Ozeanboden um im Durchschnitt 1000 m überragen (Abb. 28). Wir haben ein solches hügeliges Gebiet besonders untersucht, und dabei hat sich ergeben (HINZ et al. 1970), dass alle Schichten nicht homogen aufgebaut sind, sondern mit zunehmender Tiefe eine zunehmende Geschwindigkeit für die Fortpflanzung seismischer longitudinaler Wellen haben (Abb. 29). Die ozeanische Schicht 3, hier Lage 5 des Modells, scheint allmählich in den oberen Mantel überzugehen. Dieses Ergebnis weicht vom bisherigen Konzept sehr ab. Eine weitere Überraschung dieser nur mit Computern möglichen

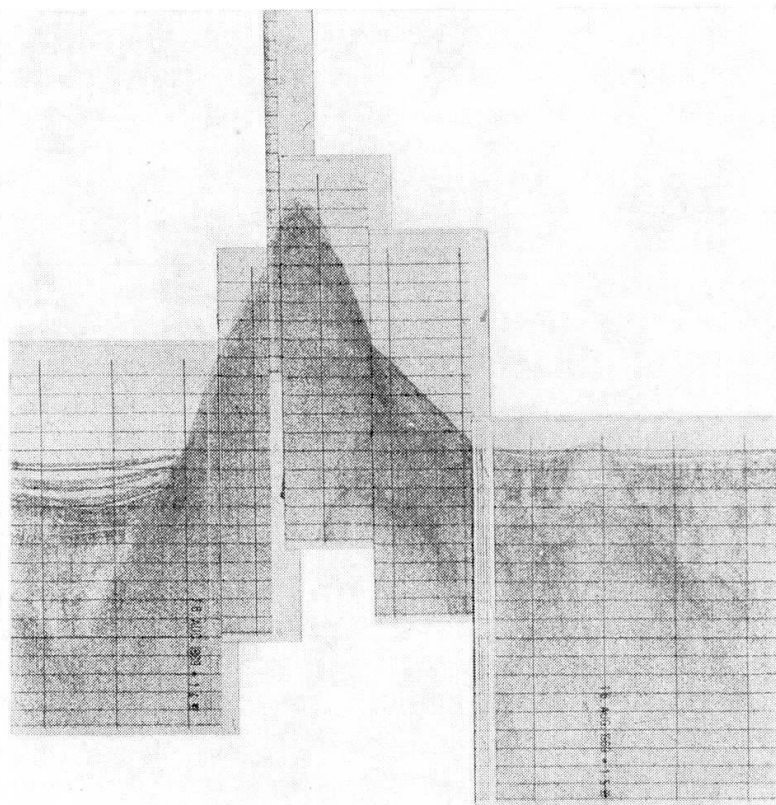


Abbildung 28

Pneuflex-Profil im Norwegischen Becken, überhöht, Abstand der vertikalen Striche etwa 11 km, Abstand der horizontalen Striche 0,1 sec

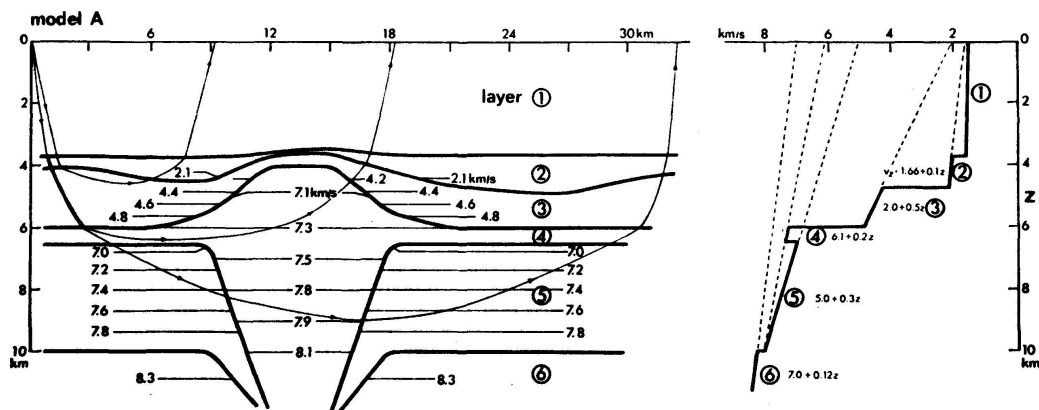


Abbildung 29

Ergebnis einer refraktionsseismischen Profilmessung in der Norwegischen See, nach HINZ et al. 1 = Wasserschicht, 2 = Sediment, 3, 4 und 5 = vulkanisches Material und basisches Kristallin, 6 = oberer Mantel

seismischen Auswertung war, dass die begrabenen Hügel wahrscheinlich Intrusivkörper sind, mit anderen Gesteinseigenschaften als ihre Umgebung, und nicht nur Unebenheiten der Schicht 3. Ähnliches wurde fast zur selben Zeit theoretisch als möglich erachtet (CANN 1970).

10. EINE REFLEXIONSUNTERSUCHUNG AM REYKJANES-RÜCKEN

Da wir uns schon in Gedanken im Nordatlantik befinden, sei das Ergebnis einer anderen Fahrt mit der «Meteor» kurz erwähnt. Der Teil des Mittelatlantischen Rückens, der südlich von Island verläuft, wird «Reykjanes-Rücken» genannt. Wie man sich die vulkanischen Vorgänge im Bereich dieses Rückens vorstellt (VOGT et al.), zeigt Abbildung 30. Mit einer sehr detaillierten reflexionsseismischen Untersuchung wurde die Struktur der Westflanke des Reykjanes-Rückens aufgenommen. Das Ergebnis (Abb. 31) ist nicht ohne weiteres mit der vorher gezeigten Schemaskizze in Einklang zu bringen (ARIC 1970). Viel mehr Untersuchungen dieser Art sind notwendig, nachdem sich gezeigt hat, dass selbst in Gebilden wie dem Mittelatlantischen Rücken – zumindest im Bereich seiner Flanken – Reflexionshorizonte auf grosse Erstreckung verfolgt werden können.

11. BEMERKUNGEN ÜBER SEAMOUNTS

Unter dem Meeresspiegel gibt es viele Tausende von Seamounts. Westlich der Kanarischen Inseln liegt die grosse Meteorbank. Sie ist von dem ersten deutschen Forschungsschiff, das den Namen «Meteor» trug, gefunden worden. Natürlich mussten wir mit unserer neuen «Meteor» diesen Seamount speziell untersuchen. Es ist ein Vulkan stattlichen Ausmasses. Er ragt aus etwa 4000 m Meerestiefe auf bis auf 275 m unter dem Meeresspiegel. Die Kuppe ist oben flach, es ist also einer jener Tafelberge, deren es in allen Weltmeeren eine grössere Anzahl gibt. Die Untersuchungen mit Seismik auf verschiedenen Überquerungen (HINZ 1969) ergaben

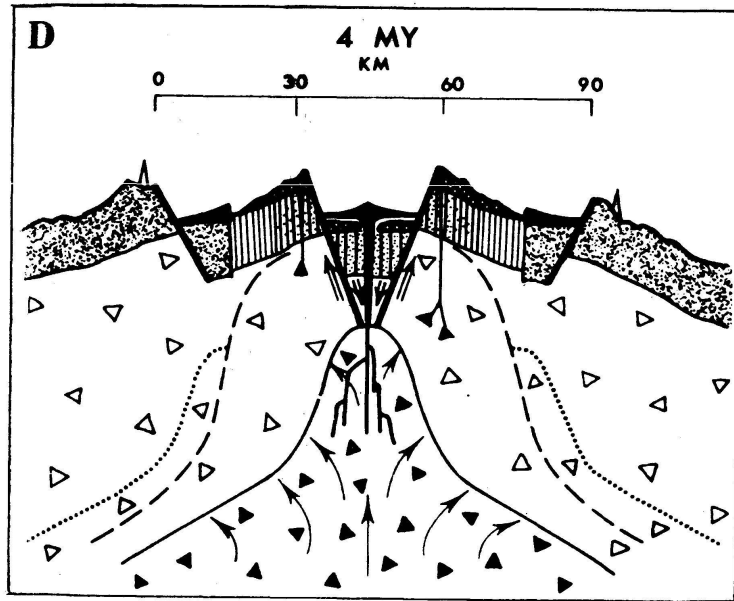


Abbildung 30
Schematischer Querschnitt durch einen mittelozeanischen Rücken 4 Millionen Jahre nach Beginn des «spreading»-Prozesses, nach VOGT et al.

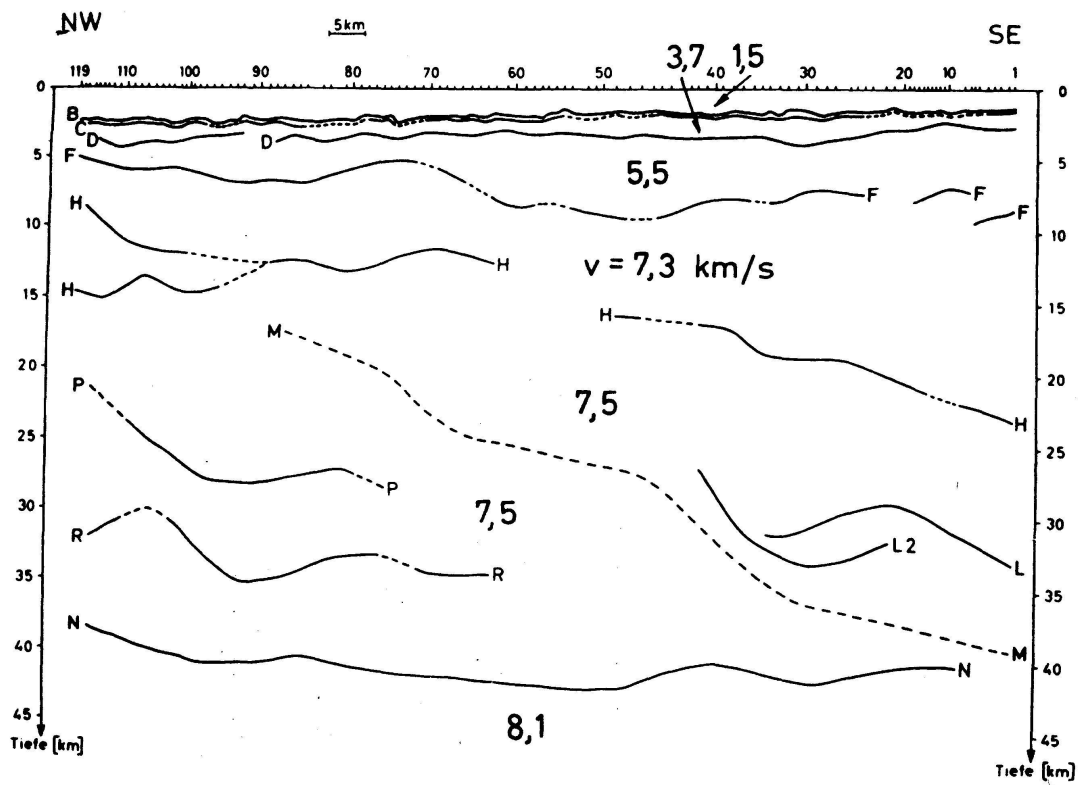


Abbildung 31
Ergebnisse einer reflexionsseismischen Aufnahme (Krustenmodell) an der Westflanke des Reykjanes-Rückens (Nordatlantik), nach ARIC

einen Einblick in die Innenstruktur dieses Vulkans (Abb. 32). Auch die tiefe Struktur wurde untersucht. Bis jetzt liegt nur das Ergebnis der Seismik vor (Abb. 33). Die Moho-Diskontinuität sinkt unter dem Seamount ein (ARIC et al. 1970). Damit ist klar erwiesen, dass das Gewicht des Berges die Grenze ozeanische Kruste/Mantel eingedrückt hat. Ohne Frage hat der Meteorberg einmal die Meeresoberfläche überragt. Basaltbrocken an den Flanken der Meteorbank sind von unserer Geologengruppe gedredged worden. Wenn Altersbestimmungen glücken, kann zusammen mit den anderen geophysikalischen Daten eine Aussage über die mittlere Sinkgeschwindigkeit dieser Auflast versucht werden, und damit können dann Theoretiker physikalische Eigenschaften des Erdmantels an

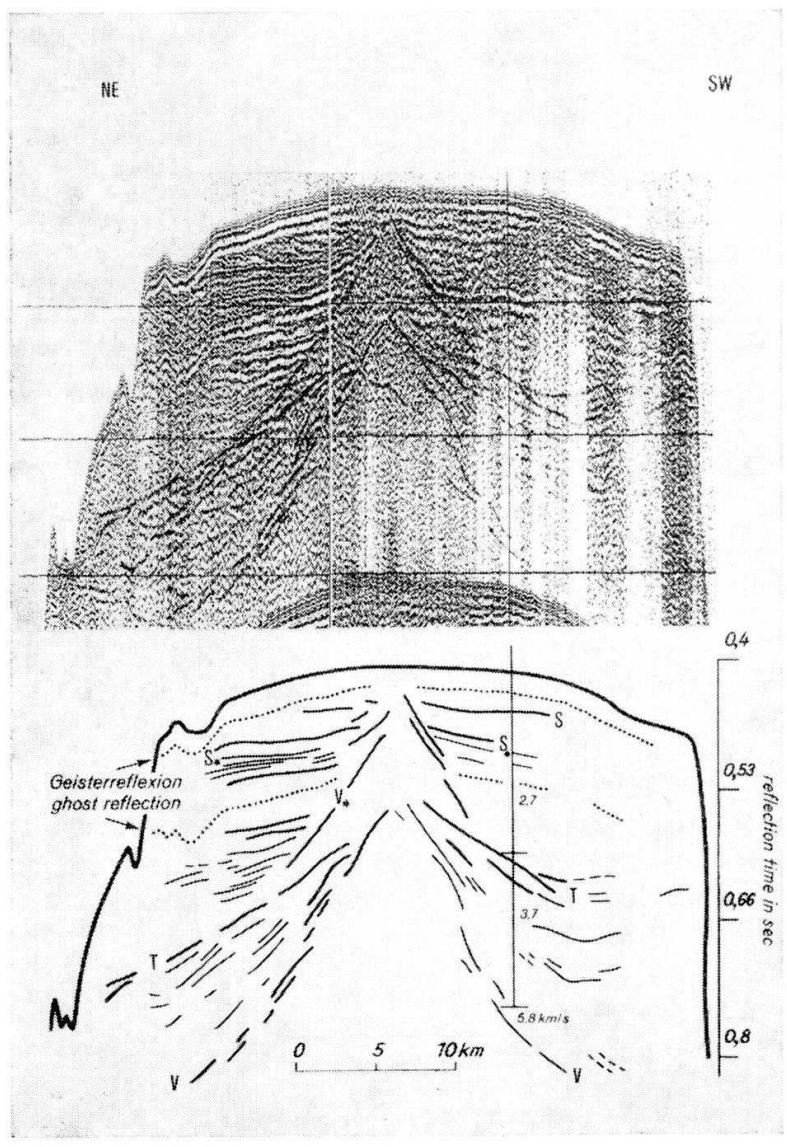


Abbildung 32

Pneuflex-(Reflexions-)Profil über die grosse Meteor-Kuppe; ein zentraler Vulkankegel ist deutlich erkennbar, nach HINZ; überhöht

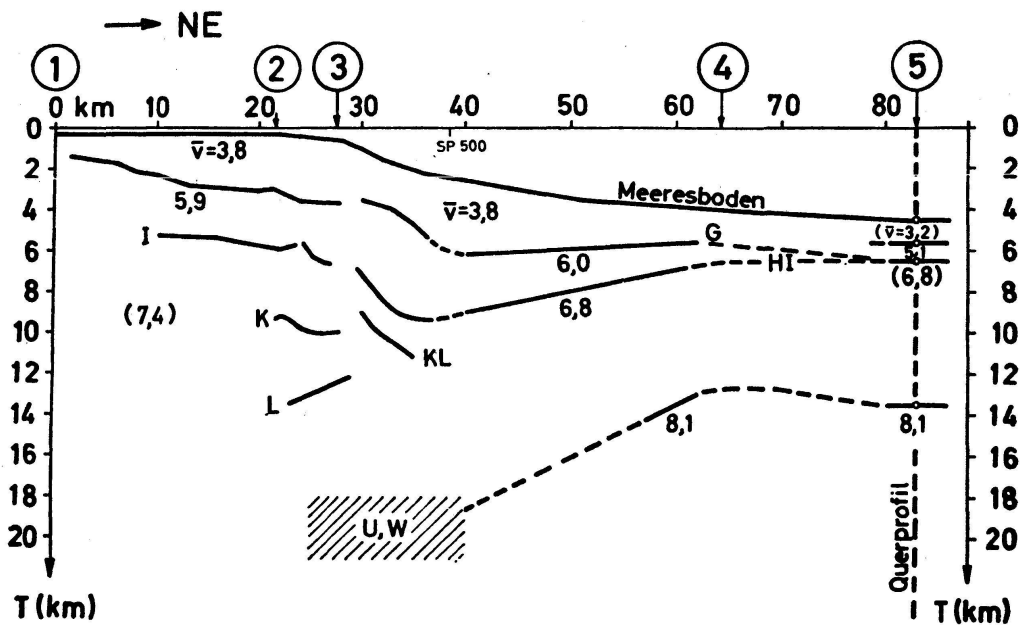


Abbildung 33

Krustenstruktur im Bereich der grossen Meteor-Kuppe, nach ARIC et al. für U, W Tiefe nicht genau bestimmbar

dieser Stelle abschätzen, die möglicherweise für andere tektonische Betrachtungen bezüglich des mechanischen Verhaltens der ozeanischen Kruste brauchbar sein können.

In diesem Zusammenhang mag es von Interesse sein, dass Altersbestimmungen an Basalten einer Inselgruppe im Südatlantik (MILLER 1964) qualitative Zusammenhänge vom Alter einer Vulkaninsel, ihrer Grösse und Höhe ergeben haben, auch ihres Erosionszustandes. Demnach ist die Fläche der Insel über Meeresoberfläche mit einem Alter von 1 Million Jahren (TRISTAN) 86 km², und sie ist fast 2000 m hoch; eine andere (GOUGH), 4 Millionen Jahre alt, ist nur noch 60 km² gross und etwa 900 m hoch; wieder eine andere (NIGHTINGALE), 15 Millionen Jahre alt, ist 4 km² gross und nur etwa 300 m hoch. Ein Seamount, von dem Basaltproben mit dem Alter von 26 Millionen Jahren datiert worden sind, liegt mit seinem Gipfel rund 400 m unter dem Wasserspiegel. Danach scheint es – wie zu erwarten ist –, dass die jungen Inseln sehr rasch sinken mit einer Sinkgeschwindigkeit von etwa 30 cm/Jahrtausend. Die älteren dagegen mit 10 cm/Jahrtausend. Es sind demnach also mehr als 20 Millionen Jahre notwendig, bis ein Gleichgewichtszustand erreicht ist.

12. DAS MITTELMEER

a) Die Relativbewegungen von Afrika und Eurasien

Nun zum Schluss in den mediterranen Raum. In der Zeit meines Studiums vor einigen Jahrzehnten haben wir gelernt, Afrika habe sich, getrieben von einer unbekanntem Kraft, nach Norden bewegt. Dabei habe

seine nördliche Front ein grosses Sedimentbecken – die Geosynklinale der alten Tethys – ausgequetscht, zusammengestaucht und so die Alpen erzeugt. Ein Bereich der Erdkruste sei so um einige 100 km verkürzt worden. Was ist von dieser Anschauung heute noch übriggeblieben? Wiederum ist die Rekonstruktion der Magnetfelder früherer Zeiten, die Paläomagnetik, auf dem Wege, uns wichtige Informationen zu verschaffen. Es hat den Anschein, als hätten Afrika und Europa ihre Lage – was die geographische Breite anbelangt – seit etwa 200 Millionen Jahren nicht messbar geändert (ZIJDERVELD et al. 1970). Die alte Anschauung kann also nicht mit den neuen paläomagnetischen Erkenntnissen ohne weiteres in Einklang gebracht werden.

Andererseits sprechen die magnetischen Daten dafür, dass Afrika und Eurasien ihre gegenseitige Lage auf dem Globus verändert haben müssen, jedenfalls zeigt eine Zusammenstellung aller Daten, dass das alte Europa ausserhalb der Alpen eine ziemlich einheitliche Deklination aufweist, für die der magnetische Äquator und die entsprechenden Breiten in Abbildung 34 dargestellt sind. Für Spanien, Sardinien/Korsika und die Südalpen ergibt sich eine Verschwenkung der Deklination um 20–35° nach

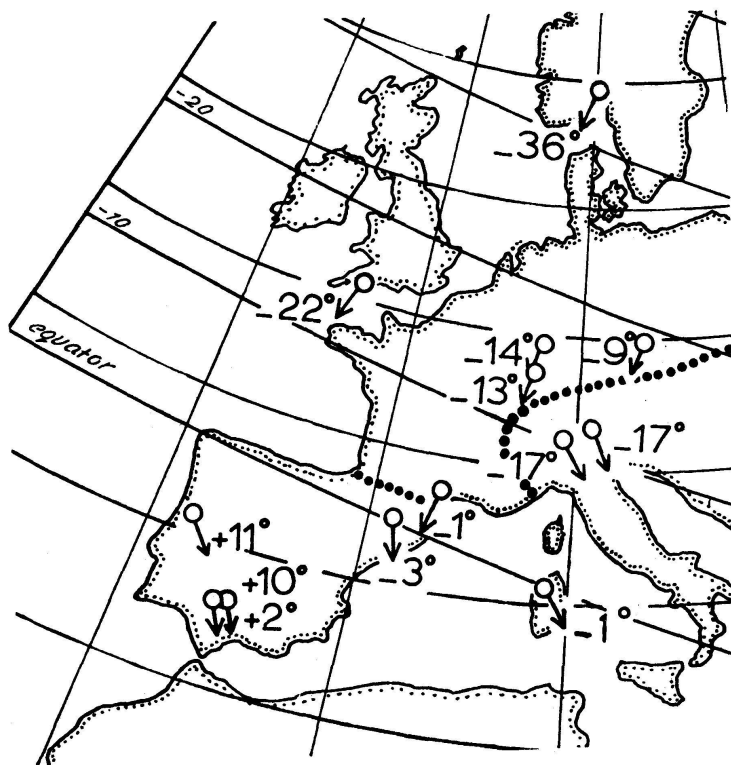


Abbildung 34

Mittels der Ergebnisse paläomagnetischer Messungen an Gesteinen permischen Alters ist die Rotation des mediterranen Raumes dargestellt. Pfeile zeigen die Richtung der Deklination an, die Zahlen die Grösse der Inklination; die punktierte Linie entspricht der Südgrenze des extraalpines Europa. Die Lage des Äquators zur Zeit des frühen Perms ist eingetragen und die entsprechenden Linien gleicher Inklination, nach VAN DER Voo et al.

Osten. Die paläomagnetischen Angaben für Afrika – sie sind noch spärlich – fügen sich zwanglos in dieses Bild. So ist man versucht anzunehmen, dass Nordafrika und Europa sich in den genannten Gebieten treffen oder überschneiden. Diese Situation kann nur dadurch entstanden sein, dass Afrika sich sowohl gegenüber Nordeuropa im Gegenuhrzeigersinn gedreht und sich dabei gleichzeitig etwa auf einem Breitenkreis ostwärts verschoben hat. Damit wäre der Mittelmeerraum charakterisierbar als eine grosse Scherungs- oder Translationszone (ZIJDERVELD et al. 1970). Die häufigen Erdbeben in Teilen des mediterranen Raumes sprechen dafür, dass noch keine Ruhe eingetreten ist und Rotation und Verschiebung noch im Gange sind.

b) Eine geophysikalische Gemeinschaftsarbeit im westlichen Mittelmeer

Während dies hier vorgetragen wird, läuft als deutsch-französisch-spanisches Gemeinschaftsunternehmen im westlichen Mittelmeer ein seismisches Programm ab. Auf einer Linie etwa von Barcelona bis zur algeri-

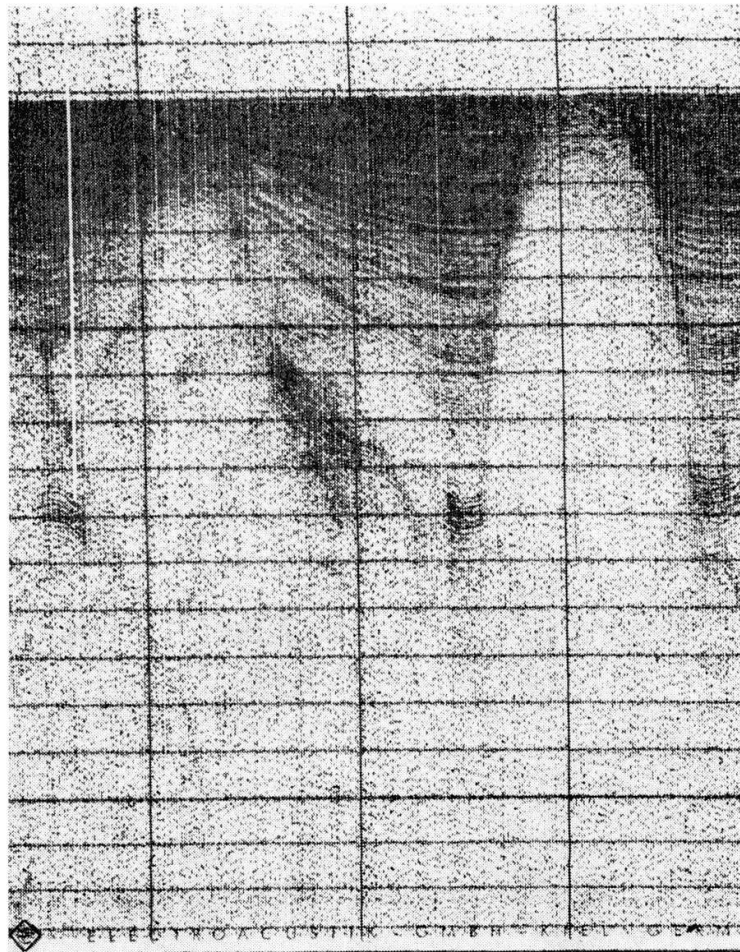


Abbildung 35

Pneuflex-Profil über Salzdiapiren im westlichen Mittelmeer, überhöht

schen Küste wird versucht, bis in grosse Tiefen einzudringen, um zur Lösung aktueller Fragen Datenmaterial zu beschaffen. Rund 60 t Sprengstoff werden in einer Anzahl von Schüssen im Meer gezündet. 3 Schiffe operieren gemeinsam. Auf den Balearen sind mobile seismische Stationen eingerichtet worden. Es ist dies einer der Beiträge zu dem UNESCO-Programm «Cooperative Investigations of the Mediterranean», für den die drei beteiligten Länder einen Betrag von mehr als 1 Million DM aufwenden.

c) Salzdiapire im westlichen Mittelmeer

In tiefen Teilen des westlichen Mittelmeeres gibt es Strukturen, die als Aufpressung von Salz gedeutet werden (LEENHARDT et al. 1970). Als Beispiel dafür sei eine Registrierung der «Meteor» gegeben (Abb. 35). Das Vorkommen von Salzlagern im Untergrund spricht nach heute verbreiteter Meinung für eine Eindampfung von Meerwasser unter Flachwasserverhältnissen. Dies soll durch Tiefseebohrungen des JOIDES-Programms vor wenigen Wochen tatsächlich nachgewiesen worden sein (EDGAR 1970). Heute haben wir dort Tiefsee. Man kann – zumindest dort – den Einbruch oder das rasche Versinken einer Kruste annehmen.

d) Der Untergrund des Ionischen Meeres

Im tiefsten Teil des Ionischen Meeres – also zwischen Malta und der griechischen Küste – wurde durch eine Expedition des deutschen Forschungsschiffes «Meteor» die in Abbildung 36 dargestellte Abhängigkeit der Geschwindigkeit für longitudinale Wellen von der Tiefe festgestellt (HINZ 1970). Der Verlauf ist überraschend: Unter 4000 m Wassersäule folgen – wenn man aus beiden Stationen mittelt – sicherlich 4000 m Sediment. Es folgen dann weitere 1000 m eines Gesteins, das möglicherweise auch als relativ hartes Sediment gedeutet werden kann, das aber nicht deutlich wahrnehmbar in Gesteine übergeht, die schon Kristallin sein müssen. Ein sichtbarer Übergang von Erdkruste zum Erdmantel ist nicht ausgebildet. Die Bestimmung einer ozeanischen Schicht 2 oder 3 ist nicht möglich. Diese Kruste ist weder eine kontinentale Kruste noch eine typisch ozeanische. Drei Deutungsmöglichkeiten sind in der Diskussion:

- eine abgesenkte kontinentale Kruste, die sehr stark und nach der Tiefe zunehmend mit vulkanischem Gestein des oberen Mantels durchsetzt ist – also eine Mischkruste
- eine alte ozeanische Kruste, die durch die Überdeckung mit etwa 5000 m zum Teil altem Sediment und Absenkung stark verändert worden ist
- eine ausgedünnte kontinentale Kruste, die sehr stark gestört ist durch tiefreichende Verwerfungen und Überschiebungen, so dass das seismische Ergebnis eine Mittelbildung ist über einem strukturell sehr komplizierten Gebilde.

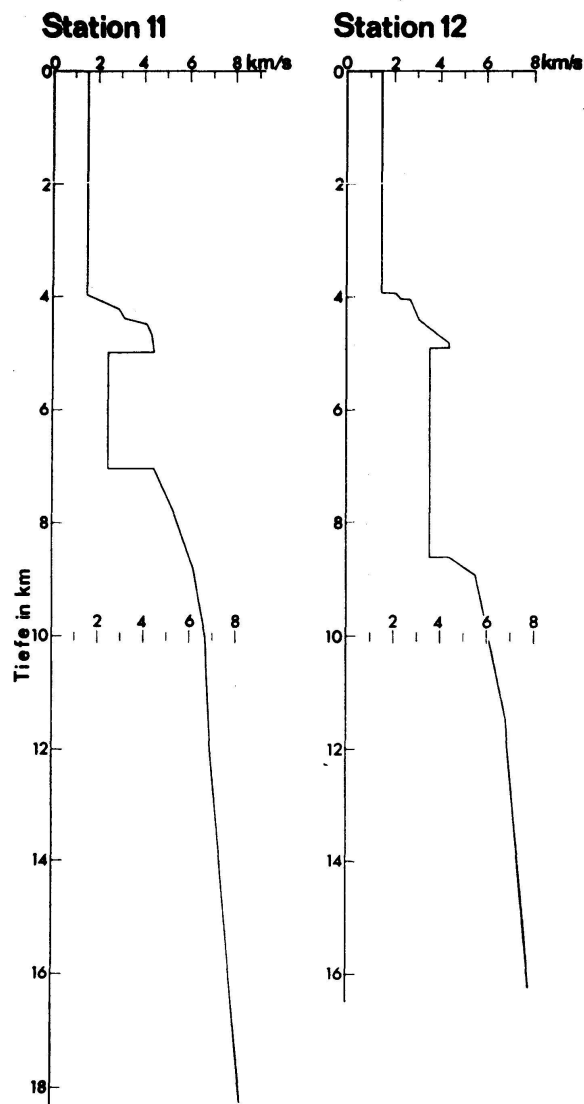


Abbildung 36

Die Geschwindigkeitsabhängigkeit longitudinaler Wellen von der Tiefe unter N. N. im Ionischen Becken, nach HINZ

Eine neue deutsch-italienisch-griechische Expedition in das gleiche Gebiet soll zur Klärung beitragen. Dabei wird unter anderem ein etwa 500 km langes seismisches Profil aufgenommen werden, wobei die seismischen Explosionen auf See durchgeführt werden und die durch den Meeresuntergrund gelaufenen Signale sowohl in Griechenland, auf Malta als auch auf See beobachtet werden. 20 t Sprengstoff sind dafür vorgesehen.

e) Alpengeologie und Mittelmeer

Die Exploration Scientifique de la Mer Mediterranée und die Cooperative Investigations of the Mediterranean, das Arbeitsziel zweier internationaler Gremien, werden ohne Frage ihren Niederschlag auch in der

Geologie der Schweizer Alpen haben, ebenso wie Arbeitsergebnisse aus diesem hochinteressanten Bereich auch die Mittelmeerforschung immer wieder befruchtet haben. Die Alpen sind ein wesentlicher Teil vom Untergrund der alten Tethys, von der das heutige Mittelmeer vielleicht ein Rest ist. In dem Masse, in dem die Geowissenschaften Geschichte und Geodynamik des Mittelmeeres verstehen lernen, wird man noch weiter in das Wunder der Alpen eindringen.

LITERATUR

1. AHORNER, L.: Seismo-tectonic Relations between the Graben Zones of Upper and Lower Rhine Valley. Graben Problems, Intern. Upper Mantle Proj., Sc.Rep. Nr. 27, Schweizerbart, Stuttgart 1970, pp. 155–166.
2. ARIÇ, K., HIRSCHLEBER, H., MENZEL, H., WEIGEL, W.: Über die Struktur der Grossen Meteor-Bank nach seismischen Ergebnissen. «Meteor»-Forschungsergebnisse, Reihe C, 48–64 (1970).
3. ARIÇ, K.: Über die Struktur des Reykjanes-Rückens nach den Ergebnissen reflexionsseismischer Messungen. Z.Geophys. 36: 229–232 (1970).
4. ARRHENIUS, G.: Sedimentary Record of Long-Period Phenomèna. Advances in Earth Science, Ed. P. M. HURLEY, MIT Press, 1966, pp. 155–174.
5. BASCOM, W.: A Hole in the Bottom of the Sea. Doubleday & Co., New York 1961.
6. BIRCH, F.: Earth Heat Flow Measurements in the Last Decade. Advances in Earth Science, Ed. P. M. HURLEY, MIT Press, 1966, pp. 403–430.
7. BOIGK, H., PORTH, H.: Zur Frage der Erdölhöflichkeit des Aussenschelfs, des Kontinentalabhanges und des Kontinentalanstieges. Erdöl und Kohle 23: 137–144 (1970).
8. BOSUM, W., BURTON, G. D., HSIEH, S. H., KIND, E. G., SCHREIBER, A., TANG, C. H.: Aeromagnetic Survey of Offshore Taiwan. Technical Bulletin, ECAFE 3: 1–33 (1970).
9. BOUYASSE, P., HORN, R., LECLAIRE, L.: Données Nouvelles sur le fort du Cap Breton. C. R. Acad. Sc., Paris, Ser. D, 267: 827–830 (1968).
10. BUNGENSTOCK, H.: Ein Beitrag zur Verbesserung pneumatischer Schallquellen für seismische Untersuchungen. Geol. Jb. 88: 35–46 (1969).
11. CANN, J. R.: New Model for the Structure of the Ocean Crust. Nature 226: 928–930 (1970).
12. Carte Bathymétrique de la Mer Ligure. Musée Océanographique de Monaco, 1969.
13. CREER, K. M.: An expanding Earth? Nature 205: 539–544 (1965).
14. DASH, B. P., BOSSHARD, E.: Seismic and Gravity Investigations around the Western Canary Islands. Earth and Plan. Sc. Letters 7: 169–177 (1969).
15. DOBRIN, M. B.: Introduction to Geophysical Prospecting. McGraw-Hill 1960.
16. DRAKE, CH. L., EWING, J. J., STOCKARD, H.: The Continental Margin of the Eastern United States. Can. J. Earth Sc. 5: 993–1010 (1968).
17. EDGAR, N. T.: Results of deep sea drilling in the Atlantic Ocean. Vortrag «The Ocean World», Tokio 1970.
18. EGYED, L.: Determination of Changes in the Dimension of the Earth from Paleogeographical Data. Nature 173: 534 (1956).
19. EGYED, L.: Physik der festen Erde. Akademiai Kiado, Budapest 1969.
20. EMERY, K. O., HUNT, J. M., HAYS, E. E.: Summary of Hot Brines and Heavy Metal Deposits in the Red Sea. Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea, Ed. E. T. DEGENS, and D. A. ROSS. Springer 1969.

21. ENGEL, A.E.J., ENGEL, C.G.: Continental Accretion and the Evolution of North America. *Advancing Frontiers in Geology and Geophysics*, Osman.Univ.Press, Hyderabad 1964, pp. 17–37e.
22. FLEISCHER, U.: Investigations of Rifts by Shipboard Magnetic and Gravity Surveys: Gulf of Aqaba, Red Sea and Reykjanes Ridge. *D.hydrogr.Z.* 22: 205–208 (1969).
23. GANSSE, A.: *Geology of the Himalayas*. Interscience Publ. XV, London 1965.
24. GEYH, M.: Holozäne Meeresspiegelschwankungen und ihre Korrelation mit periodischen, paläoklimatisch und geophysikalischen Ergebnissen. Im Druck (1970).
25. GIRDLER, R.W.: Drifting and Rifting of Africa. *Nature* 217: 1102 (1968).
26. HAMILTON, E.I.: *Applied Geochronology*. Academ.Press, London 1965.
27. HART, S.R., ALDRICH, L.S., DAVIS, G.L.: *Experimental Geophysics, Geochronology and Isotope Geology*. Carnegie Inst.Wash. Year Book 1962/63, pp. 264–280.
28. HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I., SCHMIDT, K.: Rb/Sr- und K/A-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). *Geol.Jb.* 86: 797–826 (1968).
29. HECKER, O.: Bestimmung der Schwerkraft auf dem Schwarzen Meer und an dessen Küste sowie neuer Ausgleich der Schwerkraftmessungen auf dem Atlantischen, Indischen und Grossen Ozean. *Veröffentl.Z.intern.Erdmess.* 17 (1916).
30. HESS, H.H.: The Oceanic Crust, the Upper Mantle and the Mayaguez Serpentinized Peridotite. Study of Serpentine, the AMSOC Core Hole near Mayaguez, Puerto Rico. *N.Acad.Sc.N.R.C.Publ.* 1188, Ed. C.A.BURK, 1964, pp. 169–175.
31. HINZ, K., CLOSS, H.: Ergebnisse seismischer Untersuchungen im nördlichen Arabischen Meer, ein Beitrag zur Internationalen Indischen-Ozean-Expedition, Teil III. «Meteor»-Forschungsergebnisse, Reihe C, Nr. 2, 9–27 (1969).
32. HINZ, K., MOE, A.: The Crustal Structure in the Norwegian Sea. Im Druck (1970).
33. HINZ, K.: The Great Meteor Seamount. Results of Seismic Reflection Measurements with a Pneumatic Sound Sorce, and their Geological Interpretation. «Meteor»-Forschungsergebnisse, Reihe C, 63–77 (1969).
34. HINZ, K.: Ergebnisse seismischer Untersuchungen im Ionischen Meer. Mittelmeer-Fahrt 1969 des FS «Meteor», Fahrtbericht, Redaktion: H. CLOSS. Im Druck (1970).
35. HEYE, D.: Bestimmung der Sedimentationsrate nach Jo/Th- und Pa/Jo-Methode an Sedimenten des Indischen Ozeans. «Meteor»-Forschungsergebnisse, Reihe C, 15–22 (1970).
36. HEYE, D.: Magnetic Investigations of Sediment Cores from the Region of the Great Meteor Seamount. «Meteor»-Forschungsergebnisse, Reihe C, 28–36 (1970).
37. HOSPERS, J., VAN ANDEL, G.J.: Paleomagnetic Data from Europe and North America and their Bearing on the Origin of the North Atlantic Ocean. *Technophysics* 6: 475–490 (1968).
38. HURLEY, P.M., HEEZEN, B.C., PINSON, W.H., FAIRBAIRN, H.W.: K-Ar age values in pelagic sediments of the North Atlantic. *Geochim.Cosmochim.Acta* 27: 393–399 (1963).
39. ILLIES, J.H.: An Attempt to Model the Rhinegraben Technics. The Rhinegraben Progress report 1967. Ed. J.P.ROTHÉ, K.SAUER. *Intern.Upper Mantle Proj., Sc.Rep.* Nr. 13, pp. 10–12, 1967.
40. KHAN, M.A.: Figure of the Earth and Man Anomalies defined by Satellite Orbited Perturbations. The Earth's Crust and Upper Mantle, Ed. P.J.HART, Amer.Geophys.Union, Washington DC, *Geophys.Monogr.* 13: 293–304 (1969).
41. KOSSINNA, E.: *Die Erdoberfläche*. Handbuch der Geophysik, Bd. 2, 1933.
42. KUNO, H.: Volcanological and Petrological Evidences Regarding the Nature of the Upper Mantle. The Earth's Mantle, Ed. T.F.Gaskell, Acad.Press, London 1967, pp. 89–110.

43. LAUGHTON, A.S., TRAMONTINI, C.: Recent studies of the crustal structure in the Gulf of Aden. *Tectonophysics* 8: 359–375 (1969).
44. LEENHARDT, O., PIERROT, S., REBUFFATI, A., SABATIER, R.: *Nature* 226: 930–932 (1970) – Sub-sea floor structure south of France.
45. LEY, H.: Nichteisenmetalle in Wissenschaft, Wirtschaft und Technik. *Metallgesellschaft, Mitteilungen* (1970).
46. LIVINGSTONE, D.: The sodium and the age of the ocean. *Geochim.Cosmochim.Acta* 27: 10, 1055–1069 (1963).
47. LUBIMOVA, E.A.: Thermal History of the Earth. The Earth's Crust and Upper Mantle, Ed. P.J.HART, Amer.Geophys.Union, Washington DC, *Geophys.Monogr.* 13: 63–77 (1969).
48. MACDONALD, G.J.F.: The figure and longterm mechanised properties of the Earth. *Advances in Earth Science*, Ed. P.M.HURLEY, MIT Press 1966, pp. 199–245.
49. MARUYAMA, S.: Exploration of Iron Sand Deposits in Volcano Bay, Hokkaido, Japan. ECAFE, Report on 6 Session of CCOP, Bangkok 1970, pp. 93–102.
50. MILLER, J.A.: Age determinations made on samples of Basalt from Tristan da Cunha group and other parts of the midatlantic Ridge. *Phil.Trans.R.Soc. London A* 256: 565–569 (1964).
51. MÜLLER, ST., PETERSCHMIDT, E., FUCHS, K., ANSORGE, J.: Crustal Structure beneath the Rhinegraben from Seismic Refraction and Reflection Measurements. *Tectonophysics* 8: 529–542 (1969).
52. MILLIMAN, J.D., EMERY, K.O.: Sea levels during the Past 35000 Years. *Science* 162: 1121–1123 (1968).
53. NIETHAMMER, TH.: Schwerebestimmungen in den Jahren 1915–1918. *Astron.Geo-dät.Arbeiten in der Schweiz, Schweiz.Geo-dät, Komm., XVI.*
54. NEPROCHNOV, YU.P.: Structure of the earth's crust of epi-continental seas: Caspian, Black and Mediterranean. *Can.J.Earth Sc.* 1037–1043 (1968).
55. PRATT, J.L.: On the attraction of the Himalaya Mountains and of the Elevated Regions beyond upon the Plumb-line in India, *Phil.Trans.Roy.Soc.London* 145: 53–55 (1855).
56. PLAUMANN, S.: Kontinuierliche Schweremessungen im Roten Meer mit einem Askania-Seegravimeter vom Typ Gss 2 nach Graf. *Z. Geophys.* 29: 233–256 (1963).
57. RAITT, R.W., 1963: The crustal rocks. *The Sea*, Vol. 3, Ed. M.N.Hill, Interscience Publ. 1963, pp. 85–102.
58. ROESER, H.A., HINZ, K., PLAUMANN, S.: Continental Margin Structure in the Canaries. *Im Druck* (1970).
59. ROTHE, P.: Fossile Strausseneier auf Lanzarote. *Nat.Mus.* 94: 175–187 (1964).
60. RUNCORN, S.K.: The Paleomagnetic Vector Field. The Earth's Crust and Upper Mantle, Ed. P.J.HART, Amer.Geophys.Union, Washington DC, *Geophys.Monogr.* 13: 447–457 (1969).
61. SCHOTT, W.: Gedanken zur Geologie des äusseren Schelfs und des Kontinentalabhanges. *Erdöl und Kohle* 23: 197–205 (1970).
62. SCHOTT, W.: Die Bedeutung des Meeres und Meeresbodens als mineralische Rohstoffquelle. *Im Druck, Umschau* (1970).
63. SHOR, G.G., RAITT, R.W.: Explosion seismic refraction studies of the Crust and Upper Mantle in the Pacific and Indian Ocean. Ed. P.J.HART, Amer.Geophys.Union, Washington DC, *Geophys.Monogr.* 13: 225–230 (1969).
64. SITTLER, C.: The sedimentary trough of the Rhinegraben. *Tectonophysics* 8: 543–560 (1969).
65. SOLLOGUP, W.B.: Einige Probleme des Verhältnisses oberflächennaher Strukturen zum Tiefenbau der Erdkruste im Südwesten der UdSSR. *Z.angew.Geol.* 16: 97–104 (1970).

66. SUBBOTIN, S.J., SOLLOGUP, V.B., PROSEN D., DRAGSEVIC, T., MITUCH, E., POSGAY, K.: Junction of deep structures of the Carpatho-Balkan region with those of the Black and Adriatic Seas. *Can. J. Earth Sc.* 5: 1027–1035 (1968).
67. TERMIER, H., TERMIER, G.: *Histoire géologique de la Biosphère*. Paris 1952.
68. VAN ANDEL, S.I., HOSPERS, J.: A statistical analysis of ancient earth radio calculated from paleomagnetic data. *Tectonophysics* 6 (6): 491–497 (1968).
69. VOGT, P.R., AVERY, O.E., SCHNEIDER, E.D., ANDERSON, C.N., BRACEY, D.R.: Discontinuities in Sea-Floor Spreading. *Tectonophysics* 8: 285–317 (1969).
70. WASSERBURG, G.J.: Geochronology and isotopic data bearing on development of the continental crust. *Advances in Earth Science*, Ed. P.M. HURLEY, MIT Press, 1966, pp. 431–459.
71. WEGENER, A.: *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. F. Vieweg & Sohn, Braunschweig 1928.
72. WORZEL, J.L.: *Pendulum Gravity Measurements at Sea 1936–1959*. John Wiley, New York 1965.
73. ZIJDERVELD, J.D.A., HAZEN, G.J.A., NARDIN, M., VAN DER VOO, R.: Shear in the Tethys and the Permian Paleomagnetism in the southern Alps, including new results. *Im Druck* (1970).