

Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.

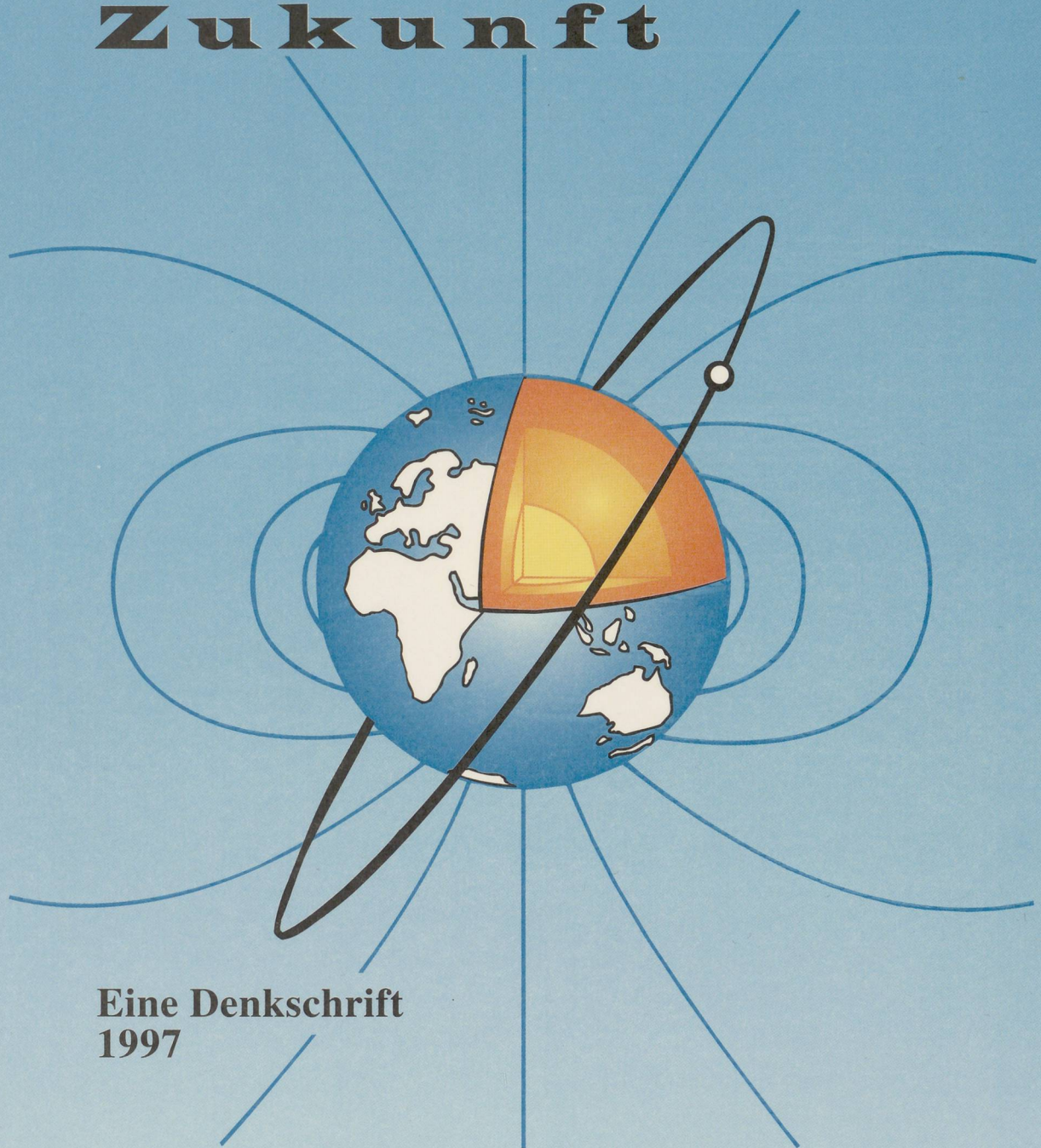


Mit

Geophysik

in die

Zukunft

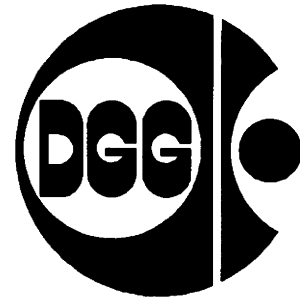


**Eine Denkschrift
1997**

Im Auftrag des Vorstands der DGG

Ad-hoc-Kommission:

- Hans A. K. Edelmann
- Jürgen Fertig
- Siegfried Greinwald
- Ralph Hänel
- Franz Jacobs
- Fritz M. Neubauer
- Helmut Wilhelm



Deutsche Geophysikalische Gesellschaft (DGG)

Vorsitzender: Fritz Manfred Neubauer

Institut für Geophysik und Meteorologie,
Universität zu Köln
Albertus-Magnus-Platz
50923 Köln
Tel.: 0221-470 2310
Fax: 0221-470 5198
e-mail: neubauer@geo.uni-koeln.de

Designierter Vorsitzender: Franz Jacobs

Institut für Geophysik und Geologie
Universität Leipzig
Talstraße 35
04103 Leipzig
Tel.: 0341-973 2801
Fax: 0341-973 2809
e-mail: jacobs@rz.uni-leipzig.de

Geschäftsstelle: Helga Wiederhold

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben
Stilleweg 2
30655 Hannover
Tel.: 0551-643 3520
Fax:: 0551-643 2304 oder -3665
e-mail: wiederhold@gate1.bgr.d400
dgg@seismik.hannover.bgr.de

Vorwort

Wir alle leben auf dem Planeten Erde, wir nutzen ihn, und wir verändern ihn im Rahmen einer beispiellosen zivilisatorischen und technischen Entwicklung.

Die Zahl der Menschen hat die 6-Milliarden-Grenze fast erreicht. Alle wollen leben und sollen menschenwürdig aufwachsen, ohne Angst vor einem Morgen mit leeren Händen und ohne den Schock einer zerstörten Natur erleben zu müssen. Artensterben, Vernichtung der Wälder, Ausbreitung der Wüsten, Treibhauseffekt, Ressourcenverknappung - hat der Naturhaushalt der Erde bereits die Grenzen der Belastbarkeit überschritten?

Die Fragen nach dem "Woher" der Rohstoff- und Energieträger und nach dem "Wieviel noch", nach dem "Wie sicher" des Untergrundes angesichts immer wieder scheinbar schicksalhaft hereinbrechender Naturkatastrophen, die Fragen nach der Qualität von Luft, Wasser und Boden bewegen unsere Gemüter und unseren Verstand.

Ohne **Geophysik** bleiben grundlegende und verlässliche Antworten auf diese Fragen aus. Erst recht sind Bemühungen um vernünftiges Handeln zum Erhalt unseres Lebensraumes Erde nicht ohne Geophysiker wirkungsvoll voranzubringen.

In den 70er Jahren hatte die erfolgreiche geophysikalische Lagerstättensuche und -erkundung viel zur Überwindung des durch den Club of Rome vorhergesagten Rohstoffmangels und der politisch ausgelösten Ölkrise beigetragen.

Seit den 80er Jahren hilft die Geophysik durch Grundlagen- und anwendungsorientierte Forschung den Blick zu weiten und das Bewußtsein zu schärfen für die risikobelasteten globalen Probleme des Umgangs mit der Umwelt, für die Gefahren durch Naturgewalten, von Erdbeben- und Vulkankatastrophen bis zum Ozonloch und zur Klimaentwicklung.

Wird heute genug für die wissenschaftliche und technologische Steuerung des sich immer rasanter vollziehenden globalen und regionalen Wandels der Bio- und Geosphäre getan? Hat die internationale Gemein-

schaft die Kraft zu einem sinnvollen, übergreifenden "Umwelt-Management"?

Geophysik kann auf Grund ihrer interdisziplinären Stellung innerhalb der Naturwissenschaften und mit ihren vielfältigen Beziehungen zur Technik zum effizienten Einsatz der Kräfte und Mittel beitragen - in einer Zeit weltweiter sozialer, politischer und eben auch ökologischer Konflikte. Geophysik kann notwendige Prioritäten wissenschaftlich begründen und verfechten und somit helfen, weittragende und konsensfähige Entscheidungen vorzubereiten, um gesellschaftliche Akzeptanz und Unterstützung für die Politik zu erreichen.

Deutschland hat als hochentwickeltes Industrieland immer einen hervorragenden Platz auf dem Gebiet der geophysikalischen und geotechnischen Entwicklung eingenommen. Es besitzt alle Voraussetzungen - historische Erfahrungen, hohen naturwissenschaftlichen Ausbildungsstand, qualifizierte Ingenieure und Techniker, entwickelte Infrastruktur, angesehene internationale Stellung -, um als Forschungsland seiner Verantwortung gegen sich selbst und gegenüber den anderen Völkern auch weiterhin gerecht werden zu können.

Der Erhalt und die weitere Nutzung dieser Voraussetzungen sind für Deutschland von lebenswichtiger Bedeutung. Angesichts dringend notwendiger Sparmaßnahmen im Lande darf dennoch keine Abbremsung und Auszehrung sowohl der wissenschaftlichen Ausbildung als auch der Forschung im allgemeinen und der geophysikalischen im besonderen eintreten.

Politische Diskussionen und Entscheidungen geben Anlaß zur Sorge. Die in der Vergangenheit weitgehend gesicherten Rahmenbedingungen scheinen ins Wanken geraten zu sein. Kurzfristig als notwendig begründete Rotstiftaktionen gegenüber den Geowissenschaften drohen, irreversible Langzeitschäden zu hinterlassen. Die Geophysik als eine erkenntnisorientierte Wissenschaft mit hohem Anwendungsbezug muß ihre Stimme stärker zur Geltung bringen - von der Ausbildung der jungen Generation bis hin zur Forschungspolitik.

Die Deutsche Geophysikalische Gesellschaft - getragen von ihrer Verantwortung um den Beitrag der Geophysik für die gemeinsame Zukunft - wendet sich im 75. Jahr ihres Bestehens mit dieser Denkschrift an die Öffentlichkeit.

Teil I enthält einen Überblick zur Spezifik, zur Stellung, zu den Zielen und zur Bedeutung der Geophysik.

Im **Teil II** stellen führende Geophysiker ausgewählte Beispiele moderner geophysikalischer Forschung vor.

Teil III ist statistisch angelegt und gibt einen kurzen Überblick zu den in Deutschland angesiedelten Institutionen geophysikalischer Lehre und Forschung.

Die Denkschrift

"Mit Geophysik in die Zukunft"

will Politiker, Industrielle, Wissenschaftler, Vertreter der Medien und interessierte Bürger erreichen, um im Interesse des Gemeinwohls zu angemessener Wissenschaftsförderung und kluger Zukunftsgestaltung beizutragen.

Teil I: Geophysik - Gegenwart und Zukunft

Einführung	5
Was ist Geophysik?	6
Arbeitsweise der Geophysik Beziehungen zu Nachbarwissenschaften	
Geophysikalische Grundlagenforschung	10
Physik des Erdkörpers Meteorologie, Ozeanographie und Glaziologie Physik der oberen Atmosphäre und Magnetosphäre Solar-terrestrische Beziehungen und interplanetares Medium Physik des Planetensystems Neu entstehende Gebiete der Geophysik	
Angewandte Geophysik	16
Seismik Geoelektrik Potentialverfahren Aerogeophysik Umweltforschung Antarktisforschung Meeresgeophysik Ausblick	
Ausbildung im Studienfach Geophysik	21
Aufgaben und Arbeitsmethoden des Geophysikers Stellung der Geophysik in den Natur- und Ingenieurwissenschaften Ausbildungsprofil Ansätze zu alternativen Ausbildungsformen Internationale Aspekte der Ausbildung	
Geophysik und Gesellschaft	25
Geophysik und Wirtschaft Natürliche Ressourcen Umweltprobleme Katastrophenschutz Forschung Geophysik und Politik	
Internationale Zusammenarbeit	30
Europäische Union Ost-Europa-Staaten Dritte Welt	

Teil II: Zukunftsrelevante geophysikalische Forschung

Seismische Struktur des Erdkerns von G. Müller	33
Entstehung des Erdmagnetfeldes von F. Busse	37
Struktur des untersten Erdmantels von M. Weber	39
Seismische Struktur des Erdmantels von R. Kind	42
Erdbebenforschung - Neue Herausforderungen für die Geophysik von F. Wenzel	43
Neue Ergebnisse der Paläomagnetik zur Driftgeschichte der europäischen Mikroplatten von H. C. Soffel, V. Bachtadse und J. Tait.....	45
Beiträge der Refraktionsseismik zur Erforschung der Kru- stenstruktur junger Orogene von P. Giese	48
Seismische Überwachung unterirdischer Atomwaffentests von H.-P. Harjes, M. L. Jost und J. Schweitzer	55
Vulkanseismologie von R. Schick	62
Moderne Seismographen von E. Wielandt.....	64
Seismische Meßgeräte zur Untersuchung von Erdschichten von H. A. K. Edelmann und H. Rüter.....	67
Ergebnisse der geophysikalischen Messungen in der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) von P. Giese	69
Geohydraulische Erkenntnisse aus der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) Oberpfalz von W. Kessels	77
Hot-Dry-Rock-Forschung: Erdwärme als Zukunftsenergie von F. Rummel	82
Der Beitrag der Geophysik bei der Entwicklung der Nordsee zu einer bedeutenden Erdölprovinz von J. Fritsch, K. Hinz und H. A. Roeser	84

Marine Geophysik im Lofoten-Becken von H. B. Hirschleber und G. A. Dehghani	87
Radiomagnetotellurik zur Erkundung von Deponien und Altlasten von B. Tezkan	96
Geoelektrische Tomographie von F. Jacobs, M. Börngen und A. Grimmer	98
Geophysikalische Planetenforschung von T. Spohn.....	102
EISCAT und die Dynamik der Magnetosphäre von S. Buchert.....	106
Die Giotto-Mission von F. M. Neubauer.....	109

Teil III: Geophysikalische Institutionen in Deutschland

Geophysik an Universitäten und Hochschulen Deutschlands.....	113
Geophysik-Studium an deutschen Universitäten	115
Geophysik an außeruniversitären Einrichtungen Deutschlands	116
Hermann von Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren Max-Planck-Institute Wissenschaftsgemeinschaft Blaue Liste e. V. Staatliche Ämter Eingetragene Vereine	
Geophysik an Firmen in Deutschland mit korporativer Mitgliedschaft in der DGG.....	118

Anhang

Liste der Abkürzungen.....	119
Liste der Autoren	121

Teil I: Geophysik - Gegenwart und Zukunft

Einführung

Am Ausgang des 20. Jahrhunderts ist die Geophysik gefragt wie nie zuvor. Vor 75 Jahren, zur Zeit der Gründung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, stand die Geophysik am Anfang einer rasanten Entwicklung von Methoden zur immer besseren Exploration von Rohstoffen. Im Bereich der Grundlagenforschung begann die detaillierte Erforschung der Erde und ihrer Umgebung im Weltraum. Heute hat sich die Frage des Einflusses des Menschen auf seine Umwelt in den Vordergrund geschoben. Die Geophysik als die Wissenschaft von der Anwendung physikalischer Methoden auf die Erde und ihre Umgebung ist eine der Kernwissenschaften zur Diagnose und Lösung von Problemen wie der sich immer mehr abzeichnenden Verknappung des Trinkwassers, der Beseitigung und Überwachung gefährlicher Abfälle, der immer besseren Nutzung natürlicher Rohstoffquellen und auch der Verbesserung der Exploration nach Rohstoffen sowie der Luftverschmutzung und der vom Menschen verursachten Klimaänderungen. (Die Meteorologie spielt hier natürlich die Hauptrolle.) Das Problem der Vorsorge für Naturkatastrophen wie Erdbeben und Vulkanausbrüche ist ein brandaktuelles Thema der Geophysik. Desweiteren gehört dazu auch das Problem der „Wettervorhersage“ im Weltraum zur Vorhersage schädlicher Strahlung für die Armada von Nutzsatelliten, die immer mehr Aufgaben wie Telekommunikation und Erderkundung übernehmen.

Die Geophysik arbeitet eng mit anderen Wissenschaften zusammen. Sie trägt mit den Methoden der Physik zur Erforschung des komplexen Forschungsgegenstandes Erde und Erdumgebung bei.

Geophysik beruht auf Messungen an der Erdoberfläche sowie in Bohrlöchern, aber auch von Raketen und Satelliten aus. Die Messung, Aufnahme und Auswertung großer Datenmengen mit dem Ziel globaler Überdeckung ist Teil der geophysikalischen Arbeitsweise. Zum anderen gehört zur Geophysik die Methode der quantitativen, meist numerischen Modellierung von Phänomenen bis zum Ziel der Vorhersage der Entwicklung in der Zukunft.

Die Ausbildung in der Geophysik muß eine ausgewogene Kombination mathematisch-naturwissenschaftlicher Grundlagen, allgemeiner geowissenschaftlicher und spezieller geophysikalischer Unterweisung sowie eine Anleitung zum Gebrauch der wichtigen Hilfsmittel, wie z.B. Meßinstrumente und Rechner, enthalten. Die Ausbildungsprofile werden immer wieder neu erarbeitet und entsprechend angepaßt. Das Programm dieser Ausbildung muß in einem vernünftigen Zeitrahmen bei Garantie hoher Qualität durchgeführt werden.

Die Tätigkeitsfelder der Geophysik zeigen die Bedeutung für die Gesellschaft. Die in der Geophysik benutzten quantitativen Methoden liefern für ein weites Anwendungsfeld wichtige Entscheidungskriterien in Politik und Wirtschaft. Rohstoffversorgung und Umweltproblematik sind für die Gesellschaft von steigender Bedeutung. Neben dem Beitrag zur Lösung globaler Umweltprobleme stellt das entsprechende geophysikalische „Know-how“ auch Mittel zur Milderung der Wirkung von Naturkatastrophen zur Verfügung.

An der Front der geophysikalischen Grundlagenforschung stehen heute die Erkundung der Struktur der Erdkruste und des gesamten Erdkörpers. Die in der Erde ablaufenden Prozesse, z. B. die Herdmechanismen von Erdbeben sowie die Entstehung des Erdmagnetfeldes, werden mit immer besserer räumlicher Auflösung untersucht. In Zusammenarbeit mit Meteorologen, Ozeanographen und Biologen werden die globalen Änderungen des Systems Erde durch natürliche und vom Menschen verursachte Einflüsse auf breiter Front erforscht. Auch für die Untersuchung der Umgebung der Erde im Weltraum ist eine neue Ära durch die Benutzung von Multisatellitensystemen und durch den Vorstoß in neue Raumbereiche angebrochen. Geophysikalische Methoden werden zur Erkundung des Planetensystems eingesetzt.

In der angewandten geophysikalischen Forschung verschiebt sich heute immer mehr das Gewicht von der reinen Rohstofferkundung zu Fragen der Umweltverträglichkeit des Rohstoffabbaus, über Probleme der Abfallentsorgung im flachen und tiefen Untergrund, bis zu Fragen der Beseitigung von Umweltschäden.

Ebenso beginnt der Problembereich der belasteten Atmosphäre von der Grundlagenforschung in die angewandte Forschung überzugehen. Im Zusammenhang mit Naturkatastrophen ist die Aufgabe des Geophysikers die Untersuchung

der Risiken, die Erarbeitung von Vorsorgemaßnahmen bis hin zum Ziel der Vorhersage.

Die folgenden Kapitel dieser Denkschrift vertiefen die hier nur kurz angerissenen Fragen und Probleme und illustrieren damit die Bedeutung der Geophysik für die Gesellschaft.

Was ist Geophysik?

Die Geophysik ist eine Tochterwissenschaft der Physik: sie erforscht die natürlichen physikalischen Erscheinungen auf der Erde, einschließlich der Wirkungen, die aus dem Weltraum auf die Erde ausgeübt werden. Die Erde wird als ein Planet gesehen, der aus dem festen Erdkörper, den Ozeanen und der Atmosphäre besteht. Es handelt sich um Vorgänge, die ständig auf uns wirken und das menschliche Leben vielfältig beeinflussen. Geophysikalische Probleme sind frühzeitig wissenschaftlich untersucht worden. ARISTOTELES gab vor über 2200 Jahren die erste Darstellung der Geophysik in seinem Werk „Meteorologie“. Physiker und Mathematiker - wie C. F. GAUß (1777-1855) und W. E. WEBER (1804-1891) im letzten Jahrhundert in Göttingen - sowie Geodäten, Geologen und Geographen haben sich geophysikalischer Forschung gewidmet.

Die Bezeichnung „Geophysik“ wurde aber in Deutschland erst vor nun fast genau 100 Jahren eingeführt: Im Jahr 1898 wurde in Göttingen die erste Professur für Geophysik geschaffen. Sie erhielt der theoretische Physiker Emil WIECHERT (1861-1928), der zusammen mit LENARD die nach ihm benannten retardierten Potentiale und die Kathodenstrahlen entdeckt hatte. WIECHERT entwickelte sich zum "Altmeister" der Erdbebenseismologie in Deutschland. Die Wissenschaft "Geophysik" erlangte aber erst durch das *Internationale Geophysikalische Jahr 1957* das breitere Interesse der Öffentlichkeit.

Heute unterscheidet man zwischen der Geophysik im weiteren Sinne, die u.a. auch die Meteorologie und Ozeanographie umfaßt (siehe Tabelle), und der Geophysik im engeren Sinne. Deren Forschungsobjekte sind die feste Erde einschließlich des flüssigen äußeren Erdkerns, die hohe Atmosphäre mit ihren plasma-physikalischen Erscheinungen und die erdähnlichen Planeten und Satelliten des Sonnensystems.

Die Geophysiker erforschen:

- den Aufbau der Erde und ihrer Umgebung sowie ihren physikalischen Stoffbestand und die dort ablaufenden Prozesse,
- die Kraftfelder, die von der Erde ausgehen und sie umgeben,
- die Einflüsse, die von anderen Himmelskörpern, insbesondere Mond und Sonne ausgehen und am Planeten Erde nachweisbar sind,
- andere Planeten.

Diese Aufgabenbereiche umfassen eine Vielzahl von mannigfaltigen Phänomenen und Vorgängen. Es ist nicht möglich, die Geophysik in scharf abgegrenzte Disziplinen zu zerlegen. Doch hat sich nach den Erfordernissen der Lehre, Forschung und Anwendung eine Einteilung in fünf Teildisziplinen als zweckmäßig erwiesen.

Mögliche Unterteilung der Disziplinen der Geophysik:

Fächer	Problemkreis	Bedeutung für die Zivilisation
Weltraumkunde	Erforschung des Weltraums mit Hilfe von Raketen und Satelliten, Planetenphysik	Nachrichtendienst, Wetterdienst (Nachrichten- und Wettersatelliten), bemannte und unbemannte Raumfahrt, solarerterrestrische Beziehungen, vergleichende Planetologie
Aeronomie und Meteorologie	Physik der hohen und unteren Atmosphäre, Physik der planetaren Grenzschicht	Funkverkehr, Luftfahrt, Wetterdienst, Beobachtungen von Luftverschmutzung, Klimaänderungen
Ozeanographie, Hydrologie ¹ und Glaziologie	Physik der Meere, der Gewässer, des Eises, Wolkenphysik, dynamische und statische Vorgänge in verschiedenen Längen- und Zeitskalen	Schifffahrt, Fischerei, Nutzbarmachung der Meeresschätze, Wasserversorgung, Einbindung in Global Change
Physik des Erdkörpers	Statischer Aufbau und Dynamik des Erdinnern, Nutzung natürlicher und künstlicher Felder	Gewinn an naturwissenschaftlicher Erkenntnis der „Umgebung“ des Menschen. Aufsuchung nutzbarer Lagerstätten von Rohstoffen, Sicherheitsfragen in Bergbaubetrieben und in der Bauwirtschaft. Vorsorge gegen und evtl. Vorhersage von Naturkatastrophen, Risikoabschätzung.
Ingenieur- und Umweltgeophysik	Physik oberflächennaher Bereiche und ihre Wechselwirkung	Erhaltung unserer Umwelt, Aufsuchung, Überwachung und Verringerung der Schadstoffanteile im natürlichen Lebensraum und in Deponien.

¹ die Hydrologie ist ebenfalls ein wichtiges Teilgebiet der Geologie und Ingenieurwissenschaften.

Die dargestellte Unterteilung der Geophysik ist aufgrund der historischen Wissenschaftsentwicklung in unserem Land entstanden; sie ist daher in dieser Form keineswegs weltweit gebräuchlich.

Arbeitsweise der Geophysik

Ihre methodischen Grundlagen entnimmt die Geophysik der Physik und der Mathematik. Von diesen Grundlagen ausgehend, sind Arbeitsverfahren entwickelt worden, die den speziellen geophysikalischen Fragestellungen und den Möglichkeiten der Meßtechnik angepaßt sind.

Bei der Konstruktion von Instrumenten und bei Laboratoriumsexperimenten werden die Methoden der Experimentalphysik und der Laboratoriumsmeßtechnik übernommen und den speziellen Zwecken angepaßt.

Die Methodik der Feldexperimente unterscheidet sich aber oft wesentlich von denjenigen der reinen Physik. Die Vorgänge sind in der Natur meist verwickelter als im Laboratorium. Dort

können klare Verhältnisse durch Variation weniger Parameter geschaffen werden. Die geophysikalischen Untersuchungsobjekte sind in der Regel wesentlich größer. Die Meßbedingungen, wie Druck und Temperatur lassen sich nicht experimentell steuern. Die zeitlichen Veränderungen überstreichen oft erdgeschichtliche Dimensionen von Millionen Jahren.

Diesem Umstand wird die Geophysik durch ihre Arbeitsweise gerecht: So untersucht man z.B. die geographische Verteilung einer Erscheinung über der Erdoberfläche und dringt dabei mit der Interpretation sowohl in die Tiefe als auch in die Höhe vor. Zeitliche Änderungen über längere Zeiträume werden durch laufende Beobachtungen in Observatorien erfaßt. Das gesammelte Beobachtungsmaterial wird bearbeitet und mit Hilfe von Modellen interpretiert, um das Wesentliche in Form von *Gedankenexperimenten* herauszupräparieren. Gerade auf diesem Gebiet der Analyse und Synthese - der Auflösung von zeitlichen und örtlichen Änderungen in ihre einzelnen Bestandteile und dem Wiederzusammenfügen zu modellartigen, durchsichtigen Zusammenhängen - haben sich mit den Methoden der Statistik typische geophysikalische Verfahren entwickelt. Die theoretische Deutung der *Modelle*, die sich als Zwischenstufe ergeben, geschieht dann wieder mit den Methoden der theoretischen Physik. Astronomische, astrophysikalische, geologische, mineralogische, geochemische und petrologische Kenntnisse sind dazu unerlässlich.

Beziehungen zu Nachbarwissenschaften

Die Beziehungen der Geophysik zu ihren Nachbarwissenschaften treten klarer hervor, wenn man sich die verschiedenen Tätigkeiten des Geophysikers vor Augen führt. Besonders eng sind die Beziehungen der Geophysik zur *Geologie*. Beide Wissenschaften haben das gleiche Untersuchungsobjekt, wenn man sich auf die Physik des Erdkörpers beschränkt; ihre Fragestellungen sind oft ähnlich. Doch liegen die Schwerpunkte der Problembildung und der Arbeitsweisen in verschiedenen Bereichen. Die Geologie ist zusammen mit der Mineralogie aus einer semantisch beschreibenden Naturwissenschaft hervorgegangen und entsprechend geprägt worden. Die Geophysik hat sich aus physikalischen Fragestellungen entwickelt, deren Lösungen eine analytisch-mathematische Behandlungsweise erfordern.

Der *Geologe* setzt bei der unmittelbaren Beobachtung von Gesteinen an natürlichen und künstlichen Aufschlüssen an und sucht von dort ausgehend eine Vorstellung über die Verhältnisse im nicht zugänglichen Raum zu gewinnen.

Der *Geophysiker* will die Natur des nicht zugänglichen Raumes durch physikalische Messungen erkennen und die Meßergebnisse im Rahmen eines quantitativen mathematisch-physikalischen Modells erklären.

Geologie und Geophysik ergänzen sich oft wirksam. So kann der Geologe seine Vorstellungen vom Bau eines tektonischen Komplexes erst dann schlüssig beweisen, wenn ihm die Resultate geophysikalischer Messungen vorliegen. Andererseits kann der Geophysiker erst dann zu einer richtigen Deutung seiner Meßergebnisse kommen, wenn ihm die Erfahrungen des Geologen über die möglichen Gesteine und Lagerungsverhältnisse im Untergrund zur Verfügung stehen. Nicht nur bei den Aufgaben des Geophysikers von mehr lokaler Bedeutung, sondern gerade bei den immer wichtiger werdenden geowissenschaftlichen Großprojekten ist die Zusammenarbeit mit dem Geologen für den Geophysiker von entscheidender Wichtigkeit.

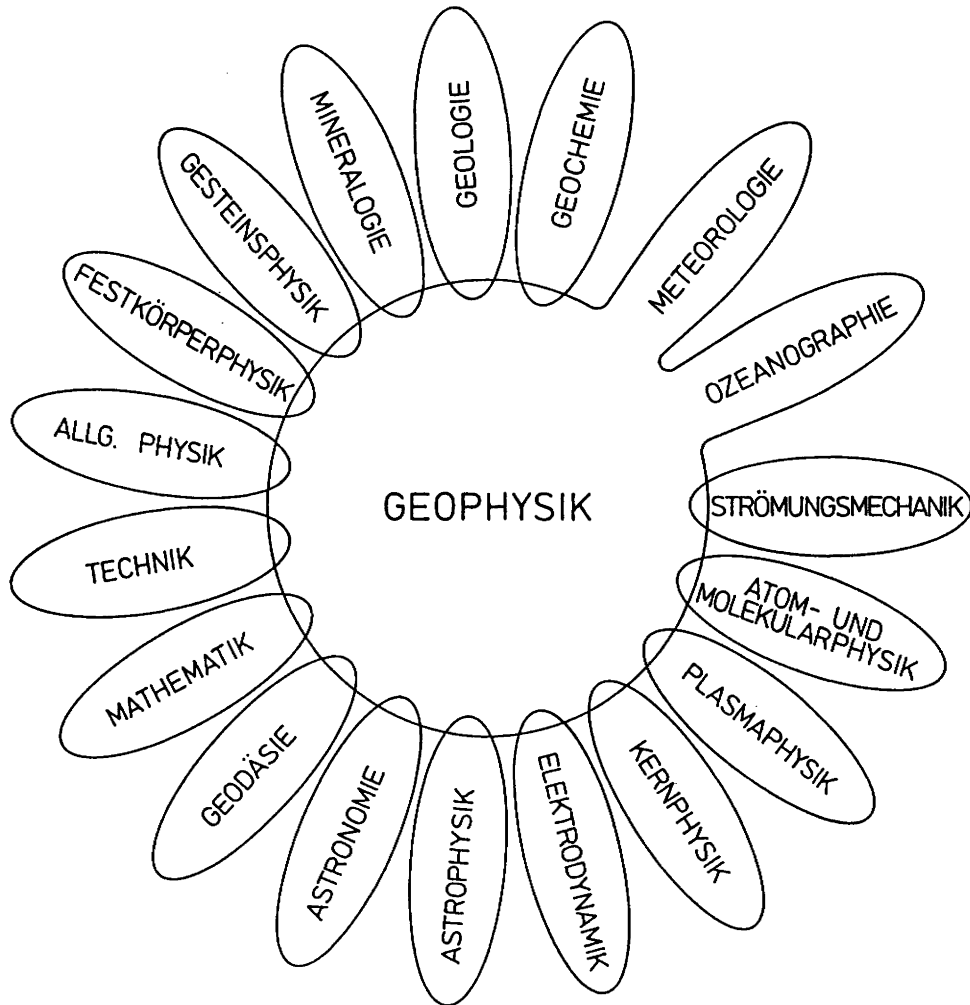
Außerdem gibt es Beziehungen der Geophysik zur *Festkörperphysik*, zur *Petrologie*, *Mineralogie*, *Kristallographie*, *Geochemie* und *Geodäsie*, zur *Lagerstättenkunde*, zum *Bergbau* und *Bauingenieurwesen*, teilweise auch zur *Markscheidekunde* und zu vielen anderen Ingenieurwissenschaften. Mancherlei gegenseitige Anregungen können Geophysik und *Astronomie* voneinander erwarten.

Der Unterschied zwischen einer Laboratoriumswissenschaft (wie Physik und Chemie) einerseits und der Geophysik andererseits, läßt sich sehr leicht demonstrieren: Die Physik mit all ihren Teildisziplinen könnte man im Prinzip an einem Ort vereinigen, wo die gesamte Forschung konzentriert wäre. Dies wäre in der Geophysik unmöglich, weil eine räumliche Verteilung der Meßstationen unumgänglich ist. Die interessierenden Erscheinungen an verschiedenen Orten sind gleichzeitig möglichst vollständig zu erfassen und zu verstehen. Forschungspläne für Beobachtungen müssen international verabredet werden.

Die Organisation der Forschung spielt in der Geophysik eine wichtige Rolle. Eine Vorstel-

lung davon geben die Themen großer internationaler Projekte wie Geophysikalisches Jahr, Upper Mantle Project (UMP), Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm (DEKORP), Consortium of Continental Reflection Program (COCORP), Kontinentales

Tiefbohrprogramm (KTB), European Geotransverse (EGT), LITHOPROBE, EUROPROBE, International Magnetospheric Study (IMS), International Solar Terrestrial Physics Program (ISTP) und andere.



Nachbargebiete der Geophysik, von denen einerseits die Geophysik verschieden starke Impulse erhält und die andererseits in verschieden starkem Maße von der Geophysik befruchtet werden.

Geophysikalische Grundlagenforschung

Grundlagenforschung spielt sich in der Geophysik wie in allen Naturwissenschaften zwischen zwei Polen ab. Zum einen versteht sie sich als Forschungstätigkeit um ihrer selbst willen. Sie wird allein durch wissenschaftliche Neugierde und den Drang nach Erkenntnis motiviert, ohne den Anspruch der Rechtfertigung durch Anwendungsmöglichkeiten. Damit gehört sie zur Kultur ebenso wie die Poesie, die Musik und die bildende Kunst. Sie ist Ausdruck menschlicher Tätigkeiten, die weit über die Befriedigung materieller Bedürfnisse hinausgehen.

Andererseits wird Grundlagenforschung vielfach als „Speerspitze“ der angewandten Forschung im Sinne einer kommerziellen Nutzung verstanden: Die Grundlagenforschung von heute birgt die Anwendungen in der Technik und in anderen Lebensbereichen in der Zukunft in sich. Es liegt in der Natur der Sache, daß diese Anwendungen der Grundlagenforschung i. a. nicht vorausgesehen werden können und nur in seltenen Fällen vorausgesehen wurden. Daraus ergibt sich im Grunde zwangsläufig, daß Grundlagenforschung nur dann Sinn macht, wenn sie auf breiter Front betrieben wird.

Grundlagenforschung auf dem Gebiet der Geophysik befindet sich heute in einem goldenen Zeitalter, was die Möglichkeiten durch Fortschritte in der physikalischen und chemischen Meßtechnik, in der Informationstechnologie u.a. betrifft. Die Zukunftsaussichten für die geophysikalische Grundlagenforschung sind von diesen Möglichkeiten her gesehen wahrhaft aufregend und spannend. Leider sind der Ausnutzung dieser Möglichkeiten durch wachsende Schwierigkeiten der Finanzierung Grenzen gesetzt, die verhängnisvolle Folgen für die Zukunft der angewandten Forschung und der Technik in diesem Land haben könnten.

Physik des Erdkörpers

Die Physik des Erdkörpers beschäftigt sich mit dem physikalischen Zustand des gesamten Erdkörpers und seiner Teile als Funktion des Ortes und der Zeit und mit den physikalischen Prozessen, die das Innere der Erde formen und prägen. Die Hauptinformationsquelle über das Innere der Erde ist seit Ende des vorigen Jahrhunderts die **Seismologie**, deren Bedeutung als

Wissenschaft von den Erdbeben über die Grundlagenforschung hinaus offensichtlich ist. Die Seismologie hat im Sinne einer seismischen Tomographie die Aufgabe, immer bessere Modelle zur Beschreibung des Erdinnern in allen drei Dimensionen zu liefern. Dies gelingt durch immer genauere Erfassung der Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten durch globale Stations- und Datennetze. Verfeinerte Auswertungstechniken werden in der Zukunft zu globalen Modellen führen, die auch die Richtungsabhängigkeit der seismischen Wellenausbreitung sowie die Absorption beschreiben. Die Erforschung der Herdmechanismen von Erdbeben ist eine weitere wichtige Stoßrichtung im Hinblick auf das Fernziel der Erdbebenvorhersage.

Seismische Methoden, die aus der **Angewandten Geophysik** stammen, werden zur Erkundung der Erdkruste und des oberen Erdmantels eingesetzt, um diese Bereiche der Lithosphäre der Erde global zu erkunden (Projekte DEKORP, COCORP etc.). Angewandte Geophysik ist das Gebiet der Geophysik, welches die physikalische Erkundung der oberen Erdkruste zur Entdeckung von Lagerstätten aller Art und Beiträge zur Lösung von Umweltproblemen vereint.

Die Erforschung des **Erdsterefeldes** stellt nach der führenden Rolle der Seismologie eine wichtige Informationsquelle für das Erdinnere dar. Die Meßdaten werden durch Oberflächenmessungen und durch Satellitenbahnbeobachtungen steigender Genauigkeit gewonnen. Auch die Beobachtung der **Gezeiten des Erdkörpers**, etwa durch ultragenauere Gezeitengravimeter, gibt einen wichtigen Zugang zur Physik des Erdinnern. **Oberflächenwellen** und **Eigenschwingungen** der Erde, die man als niederfrequente, d.h. langperiodische Signale im Spektrum der Erdbebenwellen findet, sind über Beschleunigungs-, Verformungs- und Schweremessungen einer immer genaueren Beobachtung zugänglich. Beobachtungen und Interpretation der **Erdrotation**, die traditionell von Astronomen und Geodäten untersucht wird, stellen ein weiteres wichtiges Hilfsmittel zur Erkundung des Erdinnern dar.

Das **Erdmagnetfeld** eröffnet einen anderen Zugang zu den physikalischen Zuständen im Erdinnern. Es entsteht zum größten Teil durch

dynamische Vorgänge im äußeren Erdkern und erzeugt bei der Abkühlung von Krustengesteinen unter die Curietemperatur eine permanente Magnetisierung. Das Studium erdmagnetischer Erscheinungen liefert wertvolle Aussagen über das Erdinnere. Während die Interpretation des Krustenmagnetismus wichtige Kenntnisse über die geologische Geschichte der Erde vermittelt, ist die Erzeugung des Magnetfeldes durch den Erddynamo noch nicht vollständig verstanden. In der Tat handelt es sich hier um eines der grundlegenden ungelösten Probleme der Geophysik. Durch das Auftreten von natürlichen Dynamos in vielen Bereichen des Kosmos ist sein Verständnis auch in der Astrophysik von grundlegender Bedeutung. Wesentliche neue Erkenntnisse sind durch Fortschritte in der Rechnertechnik für die Modellierung dreidimensionaler magnetohydrodynamischer Strömungsvorgänge im äußeren Erdkern zu erwarten, aber auch durch Fortschritte bei der Erforschung der Materialeigenschaften bei hohen Drücken und Temperaturen und entsprechendem Chemismus (**Hochdruckphysik**). Eine Lösung des Dynamoproblems wäre eine Großtat naturwissenschaftlicher, speziell geophysikalischer Grundlagenforschung.

Erdmagnetische Felder stellen über die elektromagnetische Induktion im Erdinnern eine weitere wichtige Beobachtungsquelle insbesondere für Aufbau und Zustand des Erdmantel und der Erdkruste dar. Über die dabei ermittelte elektrische Leitfähigkeit sind Aussagen zur Temperatur und zur chemischen Zusammensetzung möglich. Fortschritte sind in den nächsten Jahren besonders durch verbesserte Auswertungs- und Interpretationsverfahren, Labormessungen, aber auch durch apparative Entwicklungen möglich.

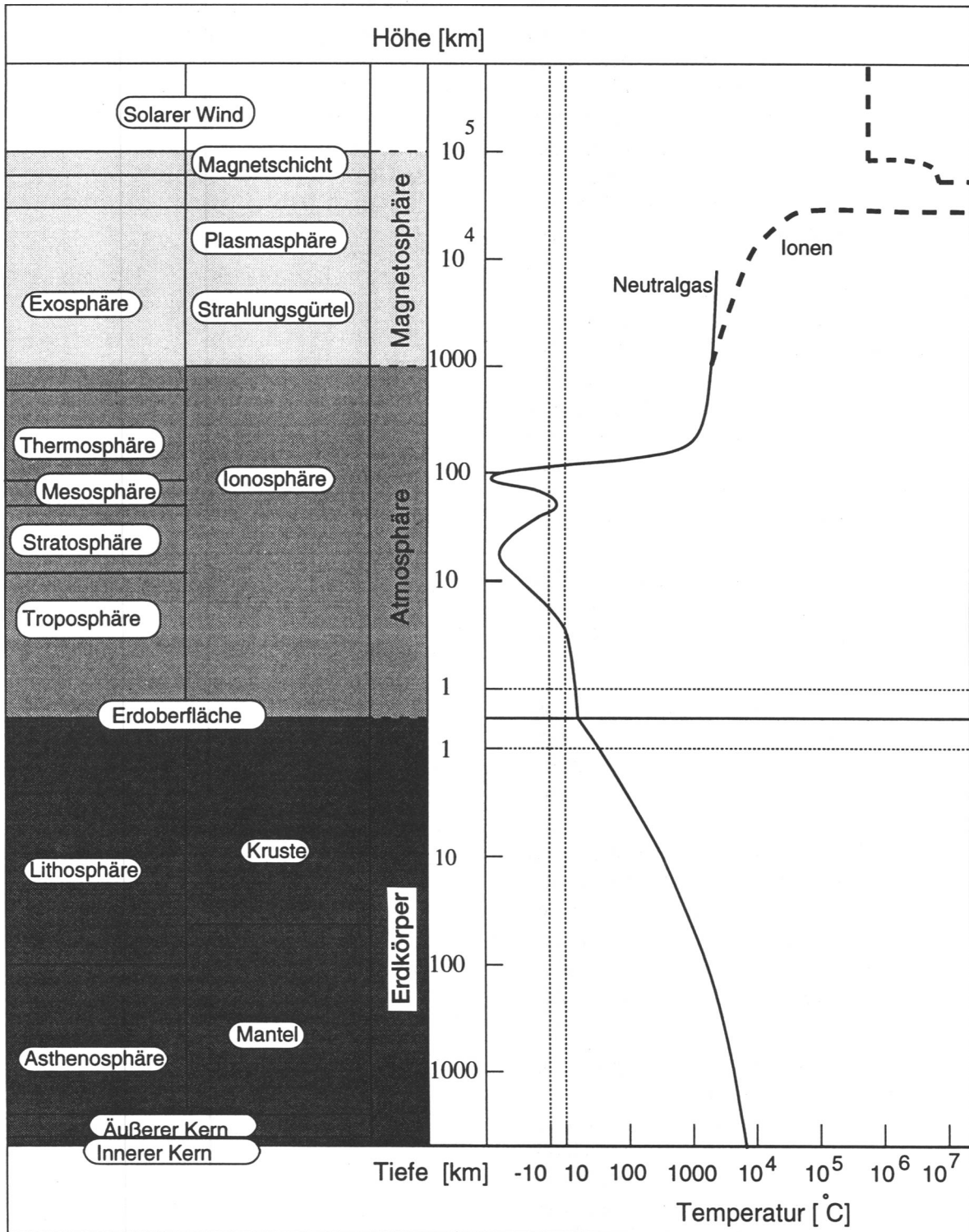
Geothermische Untersuchungen nutzen den **Wärmestrom** aus dem Erdinnern zur Diagnostik der Erde. Dieser läßt sich durch Temperaturmessungen in verschiedenen Tiefen, verbunden mit Messungen der Wärmeleitfähigkeit des Gesteins, bestimmen. Ein immer engeres Meßnetz mit immer besserer Genauigkeit wird zu weiteren interessanten Ergebnisse insbesondere über die Dynamik des Erdinnern führen.

Zu einem wichtigen Hilfsmittel der geophysikalischen Erkundung des Erdinnern sind **wissenschaftliche Bohrungen** auf den Kontinen-

ten und in den Ozeanb^den geworden. Mit der erfolgreichen Durchführung des Kontinentalen Tiefbohrprogramms (KTB) und nach ähnlichen Projekten im Ausland eröffnet die Fortsetzung des Programms im internationalen Rahmen eine weitere Möglichkeit der Erforschung der oberen und mittleren Kruste der Erde. Die Geophysik ist hier gefordert durch Beiträge zur Bohrlochmeßtechnik sowie auch durch begleitende Untersuchungen mit Hilfe der Methoden der Tiefenerkundung von der Oberfläche aus.

Während bei der Erkundung des Erdinnern in den ersten Jahrzehnten des Jahrhunderts die Variation wichtiger physikalischer Größen wie der seismischen Geschwindigkeiten, der Dichte und des Druckes mit der Tiefe im Vordergrund standen, fehlte für die Erklärung dreidimensionaler Strukturen zunächst ein erfolgversprechendes, allgemeines Konzept. Dies wurde Anfang der sechziger Jahre durch die Bestätigung des Konzepts der **Plattentektonik** verfügbar, das im Bereich von Mantel und Kruste insbesondere aber im Bereich der Lithosphäre und Asthenosphäre zur quantitativen Behandlung von Strömungs- und Bewegungsvorgängen einlud. Ziel dieser Arbeiten ist die Erklärung großräumiger geologischer Vorgänge durch quantitative physikalische Modelle in vier Dimensionen, d.h. in Raum und Zeit. Schwerpunkte sind zum einen die Behandlung der Strömungsvorgänge per se und zum zweiten die immer detailliertere und wirklichkeitsnähere Behandlung der elastischen und der Fließeigenschaften von Materialien des Erdinnern. Die Behandlung idealisierter Problemstellungen muß immer mehr der Anwendung von Modellrechnungen auf real beobachtete und durch geophysikalische Messungen belegte Problemstellungen weichen. Dazu gehören die vierdimensionale Behandlung der Mantelkonvektion mit realistischen Fließeigenschaften (Rheologie) und die Behandlung von Strömungsvorgängen im Magma.

Zur Überprüfung der geophysikalischen Erdmodelle dienen immer bessere Messungen und Beobachtungen. In größerer Nähe zur Erdoberfläche arbeitet die Geophysik mit der Geologie, Mineralogie und Geochemie zusammen. Das tiefe Erdinnere ist insbesondere eine Domäne der Geophysik, in Verbindung mit Geochemie und Hochdruckphysik auf der Materialseite.



Raubereiche der Geophysik. Als wichtige Kenngröße ist auch eine typische Temperaturverteilung dargestellt, die allerdings besonders im Außenraum starken zeitlichen Veränderungen unterworfen ist und besonders im Innern noch große Modellunsicherheiten besitzt.

Ein faszinierender Aspekt der Entwicklung ist das Vorrücken des Erfahrungshorizontes der Geowissenschaften sowohl in die Zukunft als auch in die geologische Vergangenheit. Am Ende dieser Entwicklung steht die Gewinnung von immer mehr Beobachtungstatsachen über die frühe und die zukünftige Entwicklungsgeschichte der Erde. Hier treffen sich geophysikalische Grundlagenforschung und die astrophysikalische Erforschung der Entstehung und Entwicklung des Planetensystems. Es besteht kein Zweifel, daß die Erde nicht isoliert betrachtet werden kann, sondern gemeinsam mit Erdmond, terrestrischen Planeten und anderen Körpern des Sonnensystems untersucht werden muß.

Meteorologie, Ozeanographie und Glaziologie

Meteorologie und Ozeanographie und z.T. auch Glaziologie (Gletscherkunde) haben sich wegen des Umfangs und der Bedeutung für ihre Anwendungen als eigene Forschungsgebiete entwickelt, obwohl sie sachlich im weiteren Sinne zur Geophysik gehören. In der Meteorologie sind die Physik der planetaren Grenzschicht, die Wolkenphysik und die Untersuchung verschiedenskaliger Strömungssysteme die klassischen Arbeitsgebiete. Die Ozeanographie behandelt in ähnlicher Weise dynamische und stoffliche Vorgänge auf verschiedenen Längen- und Zeitskalen in den Ozeanen.

In allen Bereichen ist die Untersuchung des Einflusses des Menschen auf die Entwicklung des Weltklimas ein relativ neues Gebiet von steigender Bedeutung. Durch die räumliche und zeitliche Verteilung von Vulkanemissionen in die Atmosphäre und in die Ozeane und durch den Wärmetransport und den stofflichen Eintrag an mittelozeanischen Rücken wird auch die Verbindung des Klimas zu Vorgängen des festen Erdkörpers immer deutlicher. Für die breite, mit dem Schlagwort „**Global Change**“ geführte Diskussion sind verbesserte Modelle der zeitlichen Entwicklung der globalen Atmosphäre unter dem Einfluß des Eintrags verschiedener Treibhausgase wie CO₂ und CH₄ von Bedeutung. Dazu gehören auch Langzeitmeßprogramme mit dem Ziel, die verschiedenen natürlichen Signale z. B. von Vulkanausbrüchen und von Auswirkungen des Einflusses des Menschen zu trennen.

Die Entwicklung des Klimas ist eng verbunden mit der Entwicklung der Ozeane, insbesondere

der globalen Meeresströmungen und der Entwicklung der Gletscher der Erde. Sie müssen möglichst gemeinsam modelliert werden. Auch hier sind globale Meßprogramme notwendig. Ein schwieriges Problem ist die Überprüfung dieser Modelle durch Meßdaten. Klimauntersuchungen über die junge und jüngere Erdgeschichte sind von großer Bedeutung. Reichhaltiges Material für diese Untersuchungen liefern Eiskerne aus Grönland und der Antarktis sowie Bohrkerne von Sedimenten.

Physik der oberen Atmosphäre und Magnetosphäre

Hier handelt es sich um ein relativ junges Arbeitsgebiet, das in den letzten Jahrzehnten durch die Verwendung von Ballons, von Höhenforschungsraketen und von Satelliten sowie durch verbesserte Bodenbeobachtungstechniken eine stürmische und anhaltenden Entwicklung erfahren hat. Die unterste Schicht der Atmosphäre ist die **Troposphäre**. Sie reicht je nach geographischer Breite von der Erdoberfläche bis zur Tropopause in 8 - 18 km Höhe. Die Troposphäre wird als untere Atmosphäre traditionell in der Meteorologie behandelt.

Wir beginnen die Diskussion von innen nach außen mit der **mittleren Atmosphäre** der Erde zwischen der Tropopause bei 8 - 18 km und der Mesopause in einer Höhe von etwa 100 km. Die Physik und Chemie der mittleren Atmosphäre rückte nach anfangs geringer Beachtung hauptsächlich wegen des Fehlens geeigneter Beobachtungen (keine Satellitenbeobachtungen an Ort und Stelle möglich) durch das Ozonproblem in das Zentrum des wissenschaftlichen Interesses. Der Ozonabbau wird durch vom Menschen produzierte Spurenstoffe wie die FCKW's (Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe) beschleunigt. Der Forschungsbedarf ist hier auch für die Zukunft wegen der erst teilweise verstandenen komplexen Verknüpfung von Chemie und Physik der Atmosphäre sehr hoch.

Die Dynamik der mittleren Atmosphäre und mindestens die der unteren **Thermosphäre** oberhalb ca. 85 km ist dominiert durch ein langsam variables Zirkulationssystem. Ihm überlagern sich planetare Wellen und Gezeiten. In der oberen Mesosphäre (oberhalb der Stratopause bei 50 km Höhe) und der unteren Thermosphäre spielt die Wechselwirkung mit dem Plasma der Ionosphäre und über die Kopplung durch elektromagnetische Felder mit der darüberliegenden Magnetosphäre eine

wichtige Rolle. Der Teil der Thermosphäre bis ca. 200 km ist wegen des Fehlens von In-situ-Satellitenbeobachtungen bisher vergleichsweise schlecht erforscht. Er dürfte in der Zukunft ein wichtiges Forschungsgebiet etwa durch den Einsatz von Fesselsatelliten und immer bessere Bodenbeobachtungstechniken darstellen. Die oberen Bereiche der Thermosphäre und die Ionosphäre wurden bisher durch Beobachtungen besser abgedeckt. Umfangreiche und relativ detaillierte Modellrechnungen in vier Dimensionen stehen bereits zur Verfügung. Sie müssen in steigendem Maße auch auf Fragen zur Struktur und Variabilität der Magnetosphäre angewendet werden.

Die Erdionosphäre geht - je nach gewählter Definition - in einigen 100 km Höhe in die **Magnetosphäre** über. Sie erstreckt sich bis zur Magnetopause, der Grenze zum solaren Wind, und damit bis 10 Erdradien auf der Seite zur Sonne und bis zu mehreren 100 Erdradien im Schweif der Magnetosphäre von der Sonne weg. Für die Magnetosphäre hat das Zeitalter der Multisatellitenmessungen begonnen. Die Vorgänge in und um die Magnetosphäre sollen durch gleichzeitige Messungen an verschiedenen Lokationen diagnostiziert werden. Die Untersuchung grundlegender plasmaphysikalischer Prozesse wie Feldlinienrekonnexion (Wiederverschmelzung), Beschleunigungsprozesse von Polarlichtteilchen, Plasmaturbulenz und Stoßwellen wird ein langfristiges Betätigungsfeld der Magnetosphärenphysik bleiben. Insbesondere die kinetische Beschreibung enthält im Gegensatz zur einfacheren strömungsmechanischen Behandlung viele offene Fragen. Weitere aktuelle Probleme sind die Beschreibung der Umsetzung der einfallenden Sonnenwindstörungen in die Magnetosphärendynamik und die Erstellung dreidimensionaler zeitabhängiger Modelle. Deren Entwicklung steht in der strömungsmechanischen Beschreibung und der kinetischen Modellierung erst am Anfang.

Eine besondere Stellung der Physik der Erdmagnetosphäre ist zum einen in der Erforschung und Diagnostizierung einer Plasmaregion begründet, die durch Beobachtungen an Ort und Stelle, im Gegensatz zu allen anderen astrophysikalischen Plasmen, relativ zugänglich ist. Hierin liegt die Bedeutung für die Plasma-physik natürlich vorkommender Regionen im Universum, das sich ja zum größten Teil im Plasmazustand befindet. Zum anderen ist die

Magnetosphäre der Raumbereich, durch den ein großer Teil der Energie strömt, die durch den Sonnenwind von der Sonne kommt und die obere Atmosphäre bis herunter zur Mesosphäre prägt.

Die Kopplung Magnetosphäre-Ionosphäre sowie die Kopplung mittlere Atmosphäre-Thermosphäre sind gut bearbeitete Forschungsfelder. Hingegen steckt die Untersuchung der gesamten Kausalkette von der Physik der mittleren Atmosphäre oder sogar der Troposphäre bis zur Magnetosphärenphysik noch in den Anfängen. Dazu gehören Fragen wie nach dem Einfluß von Teilcheneinfall - besonders in polaren Breiten - auf die Chemie der mittleren Atmosphäre bis herunter zur Stratosphäre.

Die Beantwortung dieser Fragen setzt anspruchsvolle und komplizierte Grundlagenforschung voraus. Anwendungen dieser Forschung liegen im Bereich des Einflusses des Menschen auf die Stratosphäre (Ozonproblem usw.) und auf das „Weltraumwetter“ (Space-Weather). Dieses kann die Funktionsfähigkeit von wissenschaftlichen und kommerziellen Satellitensystemen im Erdumlauf wesentlich beeinflussen. Durch Magnetische Stürme in der Erdumgebung und ihrer Verstärkung der Strahlungsgürtel der Erde können zum Beispiel wichtige Satellitensysteme gestört oder sogar zerstört werden.

Solar-terrestrische Beziehungen und interplanetares Medium

Solar-terrestrische Beziehungen existieren infolge der verschiedenen Energieströme von der Sonne, die weite Bereiche der Erdumgebung beeinflussen. Dazu gehört die Wellenstrahlung der Sonne, deren genaue Messung einen wichtigen Beitrag zum Studium globaler Klimaänderungen darstellt. Die obere Atmosphäre wird von Ultraviolett- und Röntgenstrahlung durchsetzt, die durch mannigfaltige Vorgänge auf der Sonne z. T. starken Variationen unterliegen. Eine ständige Überwachung des solaren Strahlungsspektrums als Funktion der Zeit wird daher auch in Zukunft eine wichtige Beobachtungsaufgabe sein.

Ein Teil der Sonnenenergie, die die obere Atmosphäre und die Magnetosphäre der Erde beeinflusst, wird durch die Teilchenstrahlung des ständig von der Sonne radial strömenden Sonnenwindes geliefert. Im Gegensatz zur Wellenstrahlung ist die Ausbreitung dieser

Energie zur Erde durch komplexe Strömungsvorgänge bestimmt. Die Untersuchung des Sonnenwindes in drei Dimensionen als Funktion der Zeit wird in den nächsten Jahren im Brennpunkt stehen. Wünschenswert ist außerdem die Erforschung der näheren Sonnenumgebung durch In-situ-Messungen, wobei auch Instrumente eine Rolle spielen werden, die für die Magnetosphärenphysik der Erde entwickelt wurden.

Physik des Planetensystems

Die Erkundung des Erdinnern, der Erdatmosphäre und der Erdmagnetosphäre hat in der Geophysik Techniken hervorgebracht, die sich vielfach bewährt und einen großen Reifegrad erreicht haben. Gleiches gilt auch für die theoretischen Techniken und Modellierungsmethoden, die dem Verständnis geophysikalischer Prozesse dienen. Diese Methodik gehört ebenso zur Geophysik wie das Wissensgebäude, das durch Generationen von Geophysikern aufgebaut wurde. Es ist daher nur folgerichtig, diese geophysikalische Methodik auch auf andere Planeten und kleine Körper im Sonnensystem wie Kometen und Asteroiden anzuwenden. Durch vergleichende Beschreibung der Planeten kann auch die Physik der Erde gewinnen. Ein wichtiges Kapitel ist zum Beispiel der Vergleich der Erde mit den nächsten Nachbarn Mars und Venus. Einige globale Eigenschaften der Venus wie Radius und mittlere Dichte sind denen der Erde sehr ähnlich. Die Venus besitzt aber mit ihrer dichten, durch einen starken Treibhauseffekt aufgeheizten Atmosphäre und infolge des Fehlens einer Hydrosphäre ganz andere äußere Randbedingungen. Wie ergibt sich die ganz andere Geologie der Venus aus

diesen und anderen Randbedingungen? Analog können Fragen im Vergleich von Erde und Mars gestellt werden.

Bei der Erforschung des Planetensystems wurden in den letzten 30-40 Jahren geophysikalische Techniken auf alle Planeten - außer Pluto - erfolgreich angewandt. Die zukünftige Entwicklung dürfte eine neue Phase genauere geophysikalischer Erforschung des Mondes sowie der Marsoberfläche und des Marsinnern bringen. Nach erkundenden Vorbeiflügen sollen die anderen Planeten, zuerst Jupiter, dann Merkur und Saturn, nach und nach durch Orbiter erforscht werden.

Neu entstehende Gebiete der Geophysik

Die Geophysik kann als Fachgebiet definiert werden, in dem physikalische Methoden experimenteller und theoretischer Art auf die Erde und ihre Umgebung angesetzt werden. Jede neue Entwicklung auf dem Gebiet der Physik, der Mathematik und der Technik bringt das Potential für Anwendungen in der Geophysik mit sich. Dies gilt sowohl für neuere Entwicklungen im Bereich der experimentellen Techniken und der Beobachtungstechniken als auch für theoretisch-mathematische Methoden und numerische Modellierungsverfahren. Dies bedeutet auch, daß die Geophysik ihre Vitalität nur beibehalten kann, wenn dieser Austausch auch funktioniert. Fruchtbare Beispiele aus der jüngeren Geschichte sind die sich stürmisch entwickelnde Rechnertechnik, die Kommunikationstechniken für die Datengewinnung, die Satellitentechnik, die Bohrtechnik, die Bildverarbeitungstechnik, die Supraleitungstechnik und die Lasertechnik.

Angewandte Geophysik

Die Angewandte Geophysik war und ist eine der stärksten Triebfedern für den wissenschaftlichen und technologischen Fortschritt des Faches Geophysik. Neben wissenschaftlicher Neugier steht stets auch der Wunsch, die vielfältigen Abhängigkeiten des Menschen von der physikalischen Beschaffenheit der Erde zu untersuchen, zu erkennen und zu nutzen oder schädliche Wirkungen auf den Menschen zu verringern. Die Zielsetzung kann wirtschaftsbedingt sein, z. B. das Angebot an Rohstoffen zu erhöhen. Sie kann der Gefahrenabwehr dienen, z. B. Möglichkeiten zur Voraussage eines Vulkanausbruchs schaffen. Sie kann aber auch auf die Verbesserung der Infrastruktur gerichtet sein, z. B. Hilfestellung beim Straßen- oder Tunnelbau geben, oder sie kann schließlich darauf abzielen, die Umwelt in einer dem Menschen zuträglichen Form zu erhalten. Angewandte Geophysik befaßt sich vorwiegend mit der Untersuchung der oberflächennahen Bereiche der Erde, also der obersten zehn Kilometer der Erdkruste.

Die breite Palette der in der Physik entwickelten Verfahren wird in einer für die geforderten Zielsetzungen optimierten Form eingesetzt. Durch Erfassung verschiedenartiger physikalischer Größen - Temperatur, Schwere, ortsabhängige Variation der Richtung und Stärke des Magnetfeldes, Ausbreitung elastischer und elektrischer Wellen im Untergrund - werden Rückschlüsse auf die in der Erde auftretenden Materialien, ihre Strukturen und ihre Zustandsformen gezogen.

Wegen der geforderten Präzision der Aussage - fast alle Ergebnisse lassen sich mittels Bohrungen punktweise überprüfen - ist die Angewandte Geophysik, stärker als die Grundlagenforschung, auf die Hilfestellung anderer Fachrichtungen angewiesen. Nur durch eine intensive Zusammenarbeit mit benachbarten Fachwissenschaftlern - genannt seien hier in erster Linie Geologen, Mineralogen, Geochemiker und Geodäten - gelingt in vielen Fällen eine den geologischen Verhältnissen angepaßte Problemlösung. Der meist sehr komplexe Sachverhalt läßt sich nur beschränkt in vereinfachte, durch geophysikalische Methoden interpretierbare, Modelle umsetzen.

Bei der Methodenentwicklung, vor allem im Zuge der Interpretation, wird Hilfestellung

benötigt. Hier sind es das mathematische Rüstzeug und seine Fortentwicklung, die Meßergebnisse in geologisch-geophysikalische Modelle übersetzen und sie damit einer Interpretation zugänglich machen. Einen zweiten wesentlichen Beitrag liefert die stetige Weiterentwicklung der Computer und ihrer Rechenleistung, die es erlaubt, umfangreiche Formen der Datenbearbeitung und aufwendige Verfahren der Interpretation, z. B. der mehrdimensionalen Inversion, mit einem erträglichen Aufwand an Rechenzeit durchzuführen.

Unübersehbar sind die Fortschritte in der Geräteentwicklung, die es erlauben, viele früher nur im Labor realisierbaren Meßmethoden, so weit zu miniaturisieren und in den Herstellungskosten zu verbilligen, daß sie heute als Standardverfahren weltweit im Felde eingesetzt werden können.

Im Gegensatz zur klassischen Physik, bei der Untersuchungen meist unter genau definierten und kontrollierten Umgebungsbedingungen und in Abhängigkeit von einer einzigen Variablen durchgeführt werden, sind die Meßbedingungen in der Geophysik schwieriger. Ein stofflich nur schlecht bekannter Untergrund wird unter unkontrollierbaren, wechselnden Umgebungsbedingungen und bei gleichzeitigem Auftreten oft starker Störsignale mit komplexen Meßmethoden untersucht.

Die folgenden Punkte sollen auf zwei wichtige Eigenschaften der Angewandten Geophysik hinweisen:

- die geophysikalischen Untersuchungsmethoden arbeiten im allgemeinen zerstörungsfrei, d.h., das Untersuchungsobjekt wird durch die Untersuchung nicht verändert;
- die Geophysik erlaubt Aussagen aus Tiefenbereichen, die anderen Methoden, wenn überhaupt, nur unter immensen Kosten zugänglich sind.

Seismik

Die Suche nach fossilen Energieträgern ist wichtigster und zugleich erfolgreichster Bereich der Angewandten Geophysik. Erst durch ihren Einsatz war es seit den 30er Jahren möglich, Erdöl- und Erdgaslagerstätten in einigen Kilometern Tiefe aufzufinden. Als erfolgreichste Sparte hat sich die Seismik hervor getan,

also der Einsatz elastischer Wellen zur Erkundung des Untergrundes. Aus der Laufzeit der Wellen im Gestein und aus der teilweisen Reflexion der Wellen an Schichtgrenzen unterschiedlicher Wellengeschwindigkeit, läßt sich in Sedimenten ein faszinierend klares Bild der Untergrundstrukturen gewinnen. Mittels geologischer Überlegungen ergeben sich daraus die Lage der Speichergesteine und die Bereiche möglicher Erdöl- und Erdgasanreicherungen. Der Einsatz der Seismik ist keineswegs auf das Festland beschränkt, sie hat längst ihre Aussagekraft bei der Erkundung des Ozeanbodens nachgewiesen und dort zu großen Funden geführt (z. B. im Golf von Mexiko).

Die direkte Auffindung von Erdöl ist nicht in jedem Falle die alleinige Zielsetzung. Auch die Erkundung von Sedimentbecken in den Küstenzonen der Ozeane hilft, neue höffige Strukturen zu finden. Diese Untersuchungen erlauben gleichzeitig Einblicke in die Strukturen der gesamten Erdkruste bis etwa 30 km Tiefe, sie führten zu Erkenntnissen, die eine kontinuierliche Überleitung in den Bereich der Grundlagenforschung bedeuten.

Die moderne Seismik verdankt ihre hohe Aussagequalität der stetigen Vergrößerung der Menge der registrierten Daten, dem Einsatz der 3D-Seismik sowie der durch die Leistungssteigerung der Computer möglichen, immer aufwendigeren Datenverarbeitung.

Die Weiterentwicklung der Seismik wird in der Zukunft durch Registrierung mehrerer räumlicher Komponenten und durch Anregung unterschiedlicher Wellentypen - Kompressionswellen, Scherwellen, Oberflächenwellen - über die strukturelle Auswertung hinaus lithologische Kenngrößen des durchlaufenen Gesteins ermitteln. Zusätzlich wird versucht, die geologische Interpretation der Daten schon zu Beginn der Datenverarbeitung mit einzubeziehen. Dazu werden aus geologischen Modellvorstellungen Geschwindigkeitsmodelle abgeleitet, die es erlauben, die klassische laufzeitorientierte Interpretation schon zu Beginn der Datenbearbeitung tiefenorientiert mit einzubeziehen.

Die Seismik ist das am intensivsten genutzte Verfahren der Angewandten Geophysik.

Geoelektrik

Die elektrischen Verfahren sind ein zweites wichtiges Standbein der Angewandten Geophysik. Ihre Entwicklung erhielt starken An-

trieb durch die Suche nach Metallrohstoffen. Die Erkundung von hochleitfähigen Metallerzen, vor allem der massiven Sulfiderze von Kupfer, Zink und Blei, ist das wichtigste Anwendungsgebiet der Elektromagnetik. Der gesuchte Erzkörper unterscheidet sich durch seine hohe Leitfähigkeit deutlich vom umgebenden Gestein.

Die Methode der Transienten-Elektromagnetik führt durch eine Reduzierung des Rauschpegels und eine Verringerung des Amplitudenabfalls mit der Tiefe zu sehr großen Erkundungstiefen.

Das Verfahren der Radiomagnetotellurik verwendet als Energiequelle meist Radiosender mit sehr tiefen Frequenzen (VeryLowFrequency-Band), um eine ausreichende Aussagetiefe des Verfahrens zu erreichen. Rundfunktender bis in den Mittelwellenbereich (ca. 1 MHz) ermöglichen aufgrund ihrer sehr hohen Frequenzen eine detaillierte Erkundung der obersten Meter.

Die Verwendung der Radar-Technik (Mikrowellen in Mega- und Gigahertzbereichen) ermöglicht die hochauflösende Erkundung von elektromagnetisch reflektierenden Körpern im oberflächennahen Tiefenbereich.

Die Widerstandsgeoelektrik, d. h. die Bestimmung des Untergrundwiderstands durch Einspeisen von Gleichstrom, bewährt sich vor allem bei der Wassersuche.

Die Interpretationsverfahren wurden parallel zur Weiterentwicklung der Meßmethodik verbessert. War bis vor wenigen Jahren die Interpretation im wesentlichen auf eindimensionale Modelle beschränkt, wird heute in vielen Fällen bereits mit zwei- bis dreidimensionalen Modellen gearbeitet. Die stetige Leistungssteigerung der Rechner erlaubte diesen Fortschritt und die dadurch mögliche Verbesserung der Aussagegenauigkeit.

Ein neuer Ansatz zur Interpretation ist mit der Tomographie gefunden worden. Dieses Verfahren, ursprünglich in der Medizin vorangetrieben, hat vor allem bei strahlengeometrischen Methoden (Durchstrahlung mittels hochfrequenter elektromagnetischer oder seismischer Wellen) eine deutliche Verbesserung der Interpretation ermöglicht. Liegt eine genügend dichte Meßdatenüberdeckung eines Gebietes vor, so gelingt die Zuweisung der spezifischen elektrischen Eigenschaften für die

Teilbereiche des Meßgebietes auch bei komplizierter Geometrie.

Potentialverfahren

Die Magnetik stellt in der Angewandten Geophysik ein sehr schnelles, kostengünstiges und aussagekräftiges Erkundungsverfahren dar. Die Erfassung der magnetischen Feldstärke gelingt heute mit großer Präzision und gibt bei Messung aus dem Flugzeug durch schnelle Datenerfassung über großen Arealen - häufig ganze Länder oder sogar ganze Kontinente (z. B. Australien) - deutliche Hinweise auf großräumige geologische Strukturen. Sie ist damit das wichtigste Instrument der geologischen Strukturerkundung aus dem Bereich der Geophysik.

Bei der Prospektion wird sie vor allem zur Abgrenzung unterschiedlicher Gesteinskomplexe voneinander eingesetzt. Die Magnetik zeigt Vererzung immer dann direkt an, wenn das Erz Mineralien mit erhöhter Suszeptibilität enthält. Auch bei der Suche nach nichtmagnetischen Rohstoffen kann die Magnetik indirekte Hilfestellung geben. Als Beispiel sei hier die Prospektion auf Diamanten erwähnt. Diamantvorkommen sind häufig an kreisförmig ausgebildete Kimberlitstrukturen gebunden, die sich im magnetischen Bild deutlich abzeichnen.

Der Gravimetrie sind bei der Suche nach Rohstoffen nicht zu unterschätzende Erfolge zuzuschreiben. Gerade in Gebieten mit tiefliegender Vererzung (z. B. im Gebiet des Iberischen Pyritgürtels Spaniens) ist die Gravimetrie bis heute das bevorzugte Verfahren der Prospektion. Eine ausreichende Dichtedifferenz zwischen dem Trägergestein und der Vererzung selbst ist in diesen Fällen Voraussetzung für den Erfolg. Bei mächtigen massiven Vererzungen ist die Erkennbarkeit bis in Tiefen von mehr als 500 m gegeben.

Aerogeophysik

Die in den 50er Jahren einsetzende Technik, geophysikalische Meßgeräte in Flugzeuge und Helikopter einzubauen und aus der Luft zu erkunden, führte zu einem wesentlichen Fortschritt der Prospektion. Erstmals ergab sich damit für die Geophysik die Möglichkeit, große Flächen in kurzer Zeit lückenlos abzudecken und dabei die direkte Prospektion auf den Rohstoff mit der indirekten geologischen Strukturerkundung zu kombinieren.

Die Verfahren der Magnetik, der Szintillometrie und der Elektromagnetik sind besonders geeignet für den Einsatz aus der Luft. Durch eine Kombination der genannten Methoden in einem Flugzeug können aus der Gesamtheit der geophysikalischen Meßdaten mittels spezieller Auswerteverfahren (Einsatz statistischer Verfahren) lithologische Parameter abgeleitet werden.

Neben der Suche nach den klassischen Metallrohstoffen, hat die "airborne Geophysik" auch im Bereich der Wassersuche große Bedeutung erlangt. Gerade in den trockenen Ländern Afrikas und Asiens können damit neue Grundwasserressourcen gefunden werden.

Die Weiterentwicklung der Meßtechnik aus der Luft verfolgt neben der Steigerung der Meßdichte und Meßgenauigkeit (Magnetik), der Erhöhung der Erkundungstiefe (Elektromagnetik), der Steigerung der spektralen Auflösung (Radiometrie) auch die Einbeziehung neuer Meßverfahren. Besonderer Bedarf besteht an präzisen gravimetrischen Messungen aus der Luft. Ansätze zur Verwirklichung dieser Meßtechnik bietet die "kinematische Gravimetrie". Die hierzu notwendige, fast kontinuierliche und hochgenaue Ortsbestimmung erfolgt über das Global-Positioning-System (GPS).

Die Grenzen der Meßmethodik aus der Luft sind heute noch nicht absehbar. Die Entwicklung der Methoden schreitet mit großer Geschwindigkeit voran und erobert sich kontinuierlich neue Einsatzgebiete, zu denen unter anderem die Umwelterkundung zählt.

Umweltforschung

Eine zunehmend wichtige Aufgabe unserer Gesellschaft ist die Erhaltung einer gesunden Umwelt als natürliche Lebensgrundlage. Technologien für einen vorsorgenden Umweltschutz sowie für die langfristige Sicherung von Deponien und Altlasten sind zu entwickeln und zu erproben.

Geophysikalische Verfahren eignen sich dafür, weil sie die zerstörungsfreie Begutachtung des Untergrundes ermöglichen, eine flächenhafte Untersuchung mit hoher Auflösung erlauben und kostengünstig die langfristige Überwachung von Schadstoffdeponien gestatten.

Die wichtigsten Ziele der methodischen Forschung im Umweltbereich sind:

- Verbesserung der Aussagefähigkeit der geophysikalischen Methoden für den Tiefbereich von 0 bis 50 m.
- Entwicklung der 3D-Meß- und Interpretationstechniken. Wegen der komplizierten Strukturen der Einlagerungen und des oberflächennahen Untergrundes läßt sich nur so die notwendige Aussagegenauigkeit erreichen.
- Erhöhung der Meßgeschwindigkeit bei gleichzeitiger Senkung der Kosten für Feldarbeit und Interpretation. Die Verfahren müssen von kleinen Firmen einsetzbar sein, d.h., die Investitionskosten für Geräte müssen niedrig sein; die Interpretation sollte auf PCs erfolgen können.

Die wichtigsten Aufgaben der geophysikalischen Umwelterkundung sind, ein räumliches Modell des Deponieuntergrundes zu entwerfen, Störungszonen aufzufinden und zu verfolgen, das regionale Grundwassersystem zu erkunden, Altlasten und Kontaminationsflächen aufzufinden und abzugrenzen sowie Aussagen über physikalische und lithologische Parameter des Untergrundes zu erhalten.

Ein Schwerpunktthema der Umweltforschung in Deutschland ist die Sanierung und ökologische Gestaltung der Landschaften des Braunkohlentagebaues in den neuen Bundesländern. Dieses System "Braunkohlenbergbaufolgelandschaften" ist nach der Einstellung des Abbaues und dem Wiederanstieg des Grundwassers in einem nichtstationären Zustand. Eine Herausforderung an die Geophysik ist dabei das Monitoring, das zu einem besseren Verständnis des Systemverhaltens führen soll. Eine weitere wichtige Aufgabe ist es, die Deponierungen in den ehemaligen Tagebauen zu erkunden und hinsichtlich ihrer Standsicherheit zu bewerten.

Antarktisforschung

Antarctica, der letzte annähernd unberührte Kontinent, erfordert besondere Untersuchungsmethoden. Die Randbereiche dieses Kontinents weisen genügend Gesteinsaufschlüsse auf und können direkt geologisch erkundet werden. In den vollständig von Eis bedeckten Gebieten des Kontinentinneren kommt der Geophysik als Erkundungsmethode entscheidende Bedeutung zu. Hier sind es vor

allem die flächenhaften magnetischen Messungen aus der Luft und die bisher noch am Boden gewonnenen gravimetrischen Meßdaten, die strukturgeologische Aussagen erlauben. Durch Vergleich der Daten aus Antarctica mit denjenigen aus anderen Teilen des ehemaligen Gondwana, den benachbarten Kontinenten Afrika, Südamerika, Australien/Neuseeland und dem indischen Subkontinent, gelingt es, weiträumige Informationen über den Aufbau und die tektonische Entwicklung Antarcticas zu gewinnen. Als Beispiel sei hier das Dufek-Massiv in den Penscola-Mountains genannt, das nach aeromagnetischen Messungen vergleichbar mit dem Bushveldkomplex in Südafrika ist.

Von dem in Zukunft zu erwartenden Einsatz der Gravimetrie vom Flugzeug aus werden wichtige Erkenntnisse erhofft. Unverzichtbare Voraussetzung für die korrekte Interpretation der gravimetrischen Meßdaten ist, wegen des großen Dichteunterschiedes zwischen Eis und Gestein, die genaue Kenntnis der Eisdicke und damit zugleich der Subeistopographie. Radarmessungen liefern, neben der gut bestimmbareren Eisdicke, deutliche Informationen zur inneren Struktur der Eiskappen und Gletscher der Antarktis.

Die Kombination aller drei Meßverfahren, der Magnetik, der Gravimetrie und des Radar mit GPS in einer Plattform erweist sich als äußerst zweckmäßig. Eine solche Plattform kann wegen der Größe der zu untersuchenden Flächen und ihrer schwierigen Zugänglichkeit nur ein Flugzeug sein. Kombiniert man die genannten Methoden noch mit einem Laseraltimeter, so läßt sich zusätzlich die genaue Topographie des Geländes bestimmen. Die Entwicklung solcher Meßflugzeuge, die gleichzeitig Meßdaten zu sich ergänzenden Verfahren erfassen, werden zur Zeit in mehreren Ländern vorangetrieben.

Meeresgeophysik

Die Meere bedecken zwei Drittel der Erdoberfläche. Da der Meeresboden nur mit hohen Kosten zugänglich ist, sind geophysikalische Messungen an der Meeresoberfläche das wesentliche Hilfsmittel für die Erforschung der untermeerischen Teile der Erdkruste und des Erdmantels. Zum Einsatz kommen vor allem Reflexionsseismik, Refraktionsseismik, Magnetometrie und Gravimetrie.

Zu den spezifischen gerätetechnischen Entwicklungen gehören

- die Reflexionsseismik mit Anregung durch Arrays von Luftkanonen und Aufzeichnung der Erschütterungen mit mehrere Kilometer langen Streamern und Tausenden von Geophonen,
- Fächerecholote, die mit Hunderten von Strahlen gleichzeitig einen mehrere Kilometer breiten Streifen des Meeresbodens erfassen können,
- Gradientenmagnetometer, die durch die Verwendung von zwei benachbarten Sonden und anschließende Differenzbildung ohne Beeinflussung durch die zeitlichen Variationen das erdmagnetische Feld vermessen können und
- Ozeanbodenseismographen.

Messungen in allen Meeresgebieten bis hin zum Nordpol haben unser Wissen über die Erde erheblich erweitert und ganz entscheidend zur Entwicklung des plattentektonischen Weltbildes beigetragen. Die Seemagnetik ist zum bahnbrechenden Werkzeug für die Entdeckung der Plattentektonik geworden.

Die Aufgaben der Angewandten Geophysik haben in der Meeresgeophysik, neben der Erforschung der Erddynamik, immer eine bedeutende Rolle gespielt. Die wirtschaftlich wichtigste Rolle spielt die Erkundung von Kohlenwasserstofflagerstätten. Bei steigenden Energiepreisen wird die heute mögliche Fördertiefe von einigen hundert Metern schnell steigen. Es muß trotz relativ niedriger Ölpreise bereits heute mit Voruntersuchungen in solchen Area-

len begonnen werden, die erst bei wesentlich höheren Ölpreisen eine wirtschaftliche Förderung versprechen. Die Zeitspanne bis zu einem möglichen Förderbeginn kann aufgrund notwendiger technischer Entwicklungen mehr als ein Jahrzehnt betragen.

Ausblick

Die Erfolge der angewandten geophysikalischen Forschung waren stets auch an die damit verbundenen wirtschaftlichen oder gesellschaftlichen Zielsetzungen geknüpft. Nur wenn am Ende einer Entwicklung ein wirtschaftlicher Erfolg zu erwarten ist, werden methodische Entwicklungen von Privatfirmen auf eigene Kosten durchgeführt. Durch den Ausklang des Erzbergbaus und der Erdölförderung in Deutschland entfallen viele mögliche Auftraggeber und damit einer der Antriebsmotoren für eine kontinuierliche Weiterentwicklung der Methoden in unserem Lande.

In Deutschland finden zur Zeit einzig im Umweltbereich umfangreiche methodische Entwicklungen in der Angewandten Geophysik statt. Ob diese, fast ausschließlich staatlich geförderten Anstöße ausreichen, im internationalen Wettbewerb Schritt zu halten, wird die Zukunft zeigen. Nur wenn diese Förderung auch zu einer Neuentwicklung von Meß- und Interpretationsverfahren und zu deren praktischem Einsatz bei den Firmen führt, besteht die Chance, dem wichtigen Bereich der Angewandten Geophysik in Deutschland auch in Zukunft internationales Ansehen und seine Bedeutung für die Weiterentwicklung der gesamten Geophysik zu erhalten.

Ausbildung im Studienfach Geophysik

Aufgaben und Arbeitsmethoden des Geophysikers

Die Ausbildung im Fach Geophysik wird durch die Aufgaben der Geophysik und durch die in diesem Fach benutzten wissenschaftlichen Arbeitsmethoden bestimmt. Zugleich definieren diese Bedingungen die Stellung der Geophysik im Einflußbereich der Physik, der Geowissenschaften, der Ingenieurwissenschaften und des Berufsfeldes des Geophysikers. Dieses Berufsfeld reicht von der Grundlagenforschung über anwendungsbezogene Forschung, bis hin zu Überwachungs-, Planungs- und Verwaltungstätigkeiten. Eine besondere Rolle spielen angewandte Aspekte, z. B. in der Prospektion auf Rohstoffe und Energieträger, Entwicklungen in der Datenverarbeitung und -interpretation oder auf dem Gerätesektor. Geophysikerinnen und Geophysiker sind vor allem in Forschungsinstitutionen des Bundes, der Länder und internationaler Organisationen wie der European Space Agency (ESA), der Europäischen Union oder der UNESCO beschäftigt. Sie sind aber auch in bedeutendem Umfang in der Privatindustrie, z. B. bei Raumfahrtunternehmen und Prospektionsfirmen, die mit der Rohstoffgewinnung zu tun haben, sowie in kleineren Firmen und Ingenieurbüros im Rahmen der Untergrunderkundung oder in der Softwareentwicklung tätig. Das Geophysikstudium soll daher vor allem geowissenschaftliches Grundwissen und mathematisch-physikalische Methoden vermitteln, aus denen sich Lösungen für noch nicht bearbeitete Probleme in Forschung und Technik im Geobereich entwickeln lassen. Die bis in die Forschung vorstoßende Anwendung einer Methodik führt in der Diplomarbeit zu selbständiger wissenschaftlicher Tätigkeit.

Das Geophysikstudium besitzt ein Ausbildungsprofil, bei dem Grundwissen verschiedener Art in einer für die spätere Berufsausübung geeigneten Kombination und, mit der Diplomarbeit, eine in die Tiefe gehende Anwendung dieses Wissens vermittelt werden (T-Profil). Durch diese Konzeption wird erreicht, daß das Diplom in Geophysik tatsächlich ein berufsqualifizierender Abschluß ist. Eine weitere wissenschaftliche Qualifikation in Form einer Promotion ist nur für eine spätere wissenschaftliche Tätigkeit in Forschungsinstitutionen oder

für eine Laufbahn an einer Hochschule notwendig.

Neben der Erfüllung der Studienleistungen gibt es Anforderungen an die Persönlichkeit. Wechselnde Situationen, in denen Geophysiker auf sich allein gestellt sind, verlangen Mut zur Improvisation und zu selbständigem, verantwortungsbewußtem Handeln unter schwierigen Bedingungen. Dafür ist neben planerischen und organisatorischen Fähigkeiten auch ein gewisses Maß an Einfühlungsvermögen in die Gegebenheiten der jeweiligen Arbeitssituation notwendig. Die Teilnahme an Meßkampagnen während des Studiums kann in dieser Hinsicht sehr lehrreich sein.

Stellung der Geophysik in den Natur- und Ingenieurwissenschaften

Die Probleme, mit denen sich die Geophysik beschäftigt, können im wesentlichen mit Methoden bearbeitet werden, die ihre Wurzeln in der Physik, in der Angewandten Mathematik, in den Ingenieurwissenschaften und in der Informatik haben. Spezielle Berührungspunkte ergeben sich im Hinblick auf die Erkundung des Erdinnern mit anderen Geowissenschaften, z. B. mit der Geologie, Geochemie, Mineralogie, Petrologie, aber auch mit der Geodäsie. Die Verwandtschaft mit der Geodäsie drückt sich international darin aus, daß Geodäsie und Geophysik in einer gemeinsamen internationalen Organisation, der Internationalen Union für Geodäsie und Geophysik (IUGG), zusammengeschlossen sind. Im weiteren Sinne gehören auch die Fächer Meteorologie und Ozeanographie zur Geophysik. Da dieselben mathematisch-physikalischen Grundlagen benötigt werden, gibt es für die Ausbildung in diesen drei Fächern eine gemeinsame Rahmenordnung, wobei die Schwerpunkte der Ausbildung nach dem Vordiplom den speziellen Erfordernissen entsprechend unterschiedlich gesetzt werden.

An Universitäten, an denen sich die Geophysikalischen Institute vorwiegend mit Weltraumforschung befassen oder an denen sie zum Fachbereich oder zur Fakultät für Physik gehören, besteht die Möglichkeit, ein Diplom in Physik mit einer Diplomarbeit in Geophysik zu erwerben. Auf der anderen Seite kann man an einigen Universitäten das Diplom in Geologie

mit einer Diplomarbeit in Geophysik bekommen (siehe auch Teil III).

Die meisten Forschungsprojekte der geophysikalischen Hochschulinstitute sind auf die Erkundung des tieferen Erdinnern ausgerichtet, so daß auf dem Gebiet der Forschung eine enge Zusammenarbeit mit anderen Geowissenschaften notwendig und sinnvoll ist. Diese Zusammenarbeit wird insbesondere an den Universitäten von der Deutschen Forschungsgemeinschaft durch Sonderforschungsbereiche, Forschergruppen und Forschungsschwerpunkte sowie von anderen Geldgebern erheblich gefördert. Im Einzelfall ist eine Verbesserung dieser Zusammenarbeit natürlich noch durchaus möglich und erstrebenswert. Diese Forschungsaktivitäten sind jedoch zeitlich begrenzt und bieten nur in seltenen Fällen Aussicht auf eine langfristige Beschäftigung. Ähnliches gilt für Projekte der Weltraumforschung. Hier ist der Arbeitsmarkt dadurch geprägt, daß es weniger nationale Projekte als Projekte im internationalen Rahmen gibt (ESA, aber auch NASA u. a.).

Ein dramatischer Wandel des Bedarfs hat sich in den letzten Jahren bezüglich der Berufsperspektiven ergeben. Er ist auf der einen Seite durch den Arbeitsplatzabbau in den Forschungslabors der Explorationsindustrie und auf der anderen Seite durch eine verstärkte Nachfrage im Bereich der oberflächennahen Umwelterkundung gekennzeichnet. Heute sind es vor allem ingenieurwissenschaftliche Fragestellungen, z. B. im Bereich der Hydrologie und der Ingenieurgeophysik, die neue Arbeitsplätze für Absolventen des Studiengangs Geophysik geschaffen haben.

Die Geophysik steht mit ihren Fragestellungen einerseits zwischen der Physik und den anderen Geowissenschaften und andererseits zwischen der Physik und den Ingenieurwissenschaften. Diese besondere Situation erfordert im Grundstudium bis zum Vordiplom eine Ausbildung in Physik, wie sie Physiker erhalten, und eine gezielte Spezialisierung in Richtung Geowissenschaften oder Ingenieurwissenschaften im Hauptstudium.

Ausbildungsprofil

In einem Memorandum zur Ausbildungssituation im Fach Geophysik haben die für die Ausbildung verantwortlichen wissenschaftlichen Fachorganisationen, d. h. die Deutsche Geo-

physikalische Gesellschaft (DGG) und das Forschungskollegium Physik des Erdkörpers (FKPE), die Gründe dafür angeführt, die den besonderen Wert der physikalischen Ausbildung im Fach Geophysik ausmachen. Die Kernpunkte dieser Aussagen sind:

1. Geophysik umfaßt mehr als nur die Physik der festen Erde, auf die sich das besondere Interesse der Fächer Geologie und Mineralogie richtet. Auch die Physik der oberen Atmosphäre, der Magnetosphäre und der solar-terrestrischen Beziehungen gehören zur Geophysik. Im weiteren Sinne umfaßt Geophysik auch Meteorologie und Ozeanographie.
2. Das Fach Geophysik ist in starkem Maße auf Nachwuchs angewiesen, für den nach Interesse und Begabung Physik und Mathematik bei der Studienwahl im Vordergrund stehen. Dieses Reservoir der primär mathematisch-physikalisch interessierten Studierenden, die ihre Fähigkeiten später in Praxis oder Forschung in Verbindung mit Problemen des Erdkörpers einsetzen möchten, bleibt der Geophysik und damit den Geowissenschaften nur durch eine enge Anbindung an den Studiengang Physik erhalten.
3. Für den Studiengang Geophysik ist es wichtig, daß die Studierenden zumindest im Grundstudium gemeinsam mit den Studierenden des Faches Physik in den Fächern Mathematik, Experimentalphysik und Theoretische Physik, je nach den örtlichen Gegebenheiten, dieselben Lehrveranstaltungen besuchen und dieselben Prüfungen ablegen, um nach dem Vordiplom einen problemlosen Wechsel von der Geophysik zur Meteorologie und Ozeanographie oder umgekehrt (siehe gemeinsame Rahmenordnung) zu ermöglichen.
4. Für Studenten der Physik bietet die Geophysik, z. B. über eine entsprechende Diplomarbeit, die Möglichkeit, in den Umweltsektor einzusteigen. Die Geophysik übt hier eine Brückenfunktion aus, die der Umweltforschung zugutekommt.
5. Als Studienabschluß stellt das Diplom in Geophysik eine Verbindung zwischen hoher geowissenschaftlicher Spezialisierung und grundlegender mathematisch-physikalischer Ausbildung dar, die bei rasch wechselnden Berufschancen eine problemlose Hinwen-

dung zu anderen mathematisch-physikalisch anspruchsvollen Tätigkeitsfeldern ermöglicht.

Für das Hauptstudium ist einerseits die Heranführung an die Forschungsprobleme der Geophysik und andererseits die für die spätere Berufswahl mit entscheidende Ausbildung in den beiden Wahlpflichtfächern von besonderer Bedeutung. Die Behandlung eines Forschungsthemas in der Diplomarbeit führt zu selbständigem wissenschaftlichem Denken. Dies ist eine notwendige Voraussetzung dafür, daß mit dem Diplom ein qualifizierter berufsbefähigender Abschluß erreicht wird. Die beiden Wahlpflichtfächer sind vor allem unter dem Aspekt einer angestrebten späteren beruflichen Tätigkeit zu betrachten.

Oft wird beklagt, daß die Ausbildungszeiten deutscher Hochschulabsolventen in den naturwissenschaftlichen Fächern im Vergleich zu anderen europäischen Nationen zu lang seien. Dabei wird häufig übersehen, daß eine entsprechend qualifizierte Ausbildung z. B. in Frankreich ebenfalls lange dauert. Die scheinbar kürzeren Studienzeiten anderer Länder sind darauf zurückzuführen, daß dort Studienabschlüsse, die unseren Fachhochschulabschlüssen entsprechen, in weitaus größerem Umfang angeboten werden als in Deutschland. Zudem wird das Eintrittsalter in den Beruf bei deutschen Absolventen durch das 13. Schuljahr und durch den Wehrdienst oder Ersatzdienst von vornherein um zwei Jahre erhöht. Berücksichtigt man außerdem, daß in Fächern, in denen eine Ausbildung für den Staatsdienst durchgeführt wird, z. B. im juristischen Dienst und im Schuldienst, ein mit zur Ausbildung zählendes Referendariat absolviert werden muß, so ist die Klage über zu lange Ausbildungszeiten bis zum Diplom in Wirklichkeit nicht gerechtfertigt.

Eine bemerkenswerte Alternative ist das gegliederte englische Ausbildungssystem. Bereits nach drei Jahren wird mit dem Bachelor ein berufsbefähigender Abschluß erreicht. Die daran anschließende spezialisiertere Ausbildung zum Master erfordert weitere ein bis zwei Jahre. Sie wird mit einem Arbeitsbericht abgeschlossen, der in seinem Charakter i. a. nicht mit einer forschungsbezogenen Diplomarbeit vergleichbar ist. Die Zahl der Arbeitsplätze, die eine hochqualifizierte Ausbildung erfordern, ist aber rückläufig und die Gehaltserwartung orientiert sich an der Qualität der Ausbildung,

während die entsprechenden Kosten die Bereitschaft zur Einstellung beim Arbeitgeber erschweren. Deshalb ist die probeweise Einführung von Studiengängen, die sich am englischen System orientieren, durchaus erwägenswert, um zu erkunden, ob der Arbeitsmarkt eine derartige verkürzte Ausbildung honoriert.

Ansätze zu alternativen Ausbildungsformen

Zweifellos existiert in kleineren Firmen und Ingenieurbüros, aber auch im staatlichen geologischen Dienst ein Bedarf an Geophysikern, die anders als bisher ausgebildet sind. Die Qualifikation für eine Arbeit in einem Ingenieurbüro setzt Kenntnisse in den Nachbardisziplinen der Geophysik, Einblick in juristische und kaufmännische Aspekte und, nicht zuletzt, ein angemessenes persönliches Auftreten voraus. Eine Ausbildung, die diese Aspekte zum Ziel hat, muß sehr praxisnah sein und Berufsfertigkeiten vermitteln. Die bisherige Universitätsausbildung ist für diese Zwecke oft zu stark wissenschaftlich ausgerichtet. Es ist aber durchaus vorstellbar, daß sich eine betriebsnahe Ausbildung mit einem System von Kursen auch an der Universität konzipieren läßt, wenn dazu von betrieblicher Seite die erforderliche Unterstützung gegeben wird.

In einer etwas anderen Situation befinden sich die Absolventen des Studienganges Geophysik, die später an einer staatlichen oder privaten Institution im Bereich der geophysikalischen Forschung wissenschaftlich tätig sein wollen. Je nach Ausrichtung dieser Tätigkeit werden gute Kenntnisse in den geowissenschaftlichen Nachbardisziplinen oder in den verwandten Ingenieurwissenschaften gefordert. Für eine Ausrichtung des Studiums in Richtung Geologie/Mineralogie bietet der Vorschlag der Alfred-Wegener-Stiftung (AWS) für einen Studiengang 'Geowissenschaften' interessante Anregungen. Mit der Einführung von Modulen sollen die Beiträge der beteiligten geowissenschaftlichen Fächer zu den betreffenden Themen durch die entsprechenden Fachvertreter gemeinsam dargestellt werden. Im Grundstudium ist wegen der notwendigen zeitlichen Beschränkung aber nicht gleichzeitig eine gründliche Ausbildung in Mathematik/Physik und in Geowissenschaften möglich. Der von der AWS vorgeschlagene Studiengang 'Geowissenschaften' könnte eine mögliche Alternative für Studierende werden, denen die geowissenschaftliche Grundausbildung zunächst wichtiger ist als

die mathematisch-physikalische, weil sie sich z.B. letztere im Selbststudium erarbeiten können oder weil sie sich vielleicht nur für spezielle Anwendungsgebiete der Geophysik interessieren.

Eine stärker in Richtung Ingenieurwissenschaften ausgerichtete Variante des AWS-Vorschlages ist 1994 an der TU Berlin als Reformstudiengang Geoingenieurwissenschaften und Angewandte Geowissenschaften eingeführt worden. Hier wurden Ausbildungsmodulare als neue Formen der Ausbildung bereits in die Praxis umgesetzt.

Ein derartiger Studiengang schafft natürlich Probleme bei einem Wechsel des Studienortes, aber Reformansätze müssen in der praktischen Erfahrung erprobt werden, bevor an eine generelle Einführung eines derartigen Studienganges gedacht werden kann. Inwieweit sich stark differenzierte Ausbildungsgänge mit thematisch orientierten Ausbildungseinheiten (Modulen) in der beruflichen Praxis bewähren, wird die weitere Entwicklung zeigen.

Im Studiengang Geophysik entsteht eine Rückwirkung der Forschung auf die Lehre durch Spezialvorlesungen und Seminare bei der Vorbereitung und Durchführung der Diplomarbeit. Gleichzeitig wirkt eine Diplomarbeit, die bis an die Front der Forschung führt, als Teil der Ausbildung wieder auf die Forschung zurück. Studienreformvorschläge, die durch eine unangemessene Verkürzung der Bearbeitungszeit eine Abkopplung der Diplomarbeit von forschungsbezogenen Themen bewirken, können dazu führen, daß sich Universitätsinstitute zu reinen Lehranstalten entwickeln, die keine innovativen Entwicklungen mehr in Gang setzen. Eine Straffung und Verkürzung des Studiums darf bei allen Reformbestrebungen auf keinen Fall so weit gehen, daß die Wechselwirkung zwischen Forschung und Lehre verlorengeht.

Internationale Aspekte der Ausbildung

International arbeitende Firmen der Rohstoffindustrie und der Energiewirtschaft stellen immer wieder fest, daß Bewerber aus Deutschland deutlich älter als entsprechende Bewerber aus anderen europäischen Ländern sind. Dadurch können die Anstellungschancen in derartigen Betrieben erheblich beeinträchtigt werden. Im Einzelfall wird eine besondere Qualifikation jedoch den Altersnachteil ausgleichen. Durch die politische und wirtschaftliche Einigung Europas wird generell der Konkurrenzdruck durch Bewerber aus anderen EU-Ländern, auch in Deutschland steigen. Wegen der wachsenden internationalen Verflechtung der Wirtschaft werden andererseits im Ausland gesammelte Erfahrungen für die Betriebe immer wichtiger. Für die Ausbildung ergeben sich daraus neben der selbstverständlichen Straffung des Studiums zwei Aspekte. Erstens empfiehlt es sich, in einem fortgeschrittenen Stadium (d.h. nach dem Vordiplom) mindestens ein Praktikum in einer Firma oder einer wissenschaftlichen Institution durchzuführen. Der Vorteil eines solchen Praktikums liegt in diesem Fall auf beiden Seiten, da auch die Firma ein Interesse daran hat, einen möglichen Bewerber schon frühzeitig kennenzulernen. Die zweite Empfehlung, die man den Studierenden mit auf den Weg geben kann, ist eine Tätigkeit an einer ausländischen Universität oder Firma. Eine mögliche Verlängerung des Studiums wird durch die zusätzlich gewonnenen Erfahrungen kompensiert und vom Arbeitgeber entsprechend honoriert. Außerdem besteht häufig die Möglichkeit, ein ausländisches Examen (Bachelor oder Master) als Zusatzqualifikation abzulegen. Gegebenenfalls kann ein Master-Abschluß auch als Diplom in Geophysik anerkannt werden.

Geophysik und Gesellschaft

Geophysik und Wirtschaft

Die Rohstoffe sind einfach „da“, so denken die meisten von uns. Man kauft sie irgendwo, und kaum jemand macht sich Gedanken darüber, daß es vielleicht einmal Verfügbarkeitsprobleme geben könnte. Sei es bei den Energierohstoffen, die für unsere Grundbedürfnisse wie Nahrungszubereitung, Heizen und Transport entscheidend sind, sei es bei den Steinen- und Erden-Rohstoffen, aus denen unsere Häuser und Straßen gebaut werden oder sei es bei den Metall-Rohstoffen, aus denen z. B. unser Auto besteht, auf denen die industrielle Produktion und unser Lebensstandard beruhen.

Der Angewandten Geophysik kommt wegen ihrer maßgeblichen Beteiligung am Gewinnungsprozeß der lebenswichtigen Rohstoffe und wegen des dringend notwendigen Umweltschutzes ein bedeutendes wirtschaftliches Gewicht zu. Industrie und Wirtschaft sind sich dessen um so weniger bewußt, je mehr Fertigungsstufen zwischen den Produkten ihres Arbeitsfeldes und dem Rohstoff liegen. Da im allgemeinen mit der Hochwertigkeit eines Industrieproduktes die Zahl der hierfür verwendeten Rohstoffe wächst, werden in einem solchen Produkt vielfältige Anteile geophysikalischer Arbeit enthalten sein. Ohne die Leistungen der Geowissenschaften und insbesondere der Angewandten Geophysik wären hochwertige Massenprodukte der Industrie wie Kraftfahrzeuge, Flugzeuge, Fernsehgeräte, medizinische Ausrüstungen nicht verfügbar.

Die breite Ausbildung des Geophysikers ermöglicht die Ausübung einer Vielzahl von Berufen im Vorfeld dieser industriellen Produktion.

Die natürlichen, nicht erneuerbaren, und daher in unterschiedlichem Maße zur Verfügung stehenden Ressourcen sind die Basis aller Industriegüter. Die Methoden der Geophysik, denen wir unsere Kenntnis vom Aufbau der Erde verdanken, wurden in der Angewandten Geophysik für technische Aufgaben nutzbar gemacht. Auf einige der wichtigsten Ressourcen soll im folgenden kurz eingegangen werden.

Natürliche Ressourcen

Wasser. Wasser als Trink-, Brauch- und Industrierohstoff ist derjenige Rohstoff, der von allen am meisten benötigt wird. Das Wasser ist nicht

nur lebensnotwendig für Mensch, Tier und Pflanze, sondern auch unentbehrliche Grundlage für jede zivilisatorische Entwicklung der menschlichen Gesellschaft. Die Erschließung von unterirdischen Wasservorräten erfordert den Einsatz geophysikalischer Verfahren wie Geoelektrik, Seismik, Isotopengeophysik. Industrie und Mittelstandsgewerbe bereiten das Wasser auf und führen es dem Verbraucher zu - ein nicht unerheblicher Wirtschaftsfaktor. Heilquellen bilden die Basis der gesamten Bäderkultur.

Energie-Rohstoffe. Erdöl, Erdgas, Steinkohle, Braunkohle und radioaktives spaltbares Material sind die Basis unserer Wohlstandsgesellschaft. Der Energiebedarf nimmt ständig zu. Mit Hilfe geophysikalischer Verfahren wie Seismik, Gravimetrie und Bohrlochgeophysik ist es möglich, die Vorkommen von Erdöl und Erdgas wirtschaftlich zu erkunden und zu erschließen. Die Versorgung der Welt mit den Rohstoffen Erdöl und Erdgas gäbe es im heutigen Ausmaß nicht, wenn nicht geophysikalische Verfahren für die Auffindung und Untersuchung von Lagerstätten eingesetzt werden könnten. Die klassischen Energie-Rohstoffe werden trotz Maßnahmen zum Energiesparen und Einsatz erneuerbarer Energien noch für lange Zeit wichtig bleiben. Die Großindustrie ist hier in beträchtlichem Maße von der Geophysik abhängig.

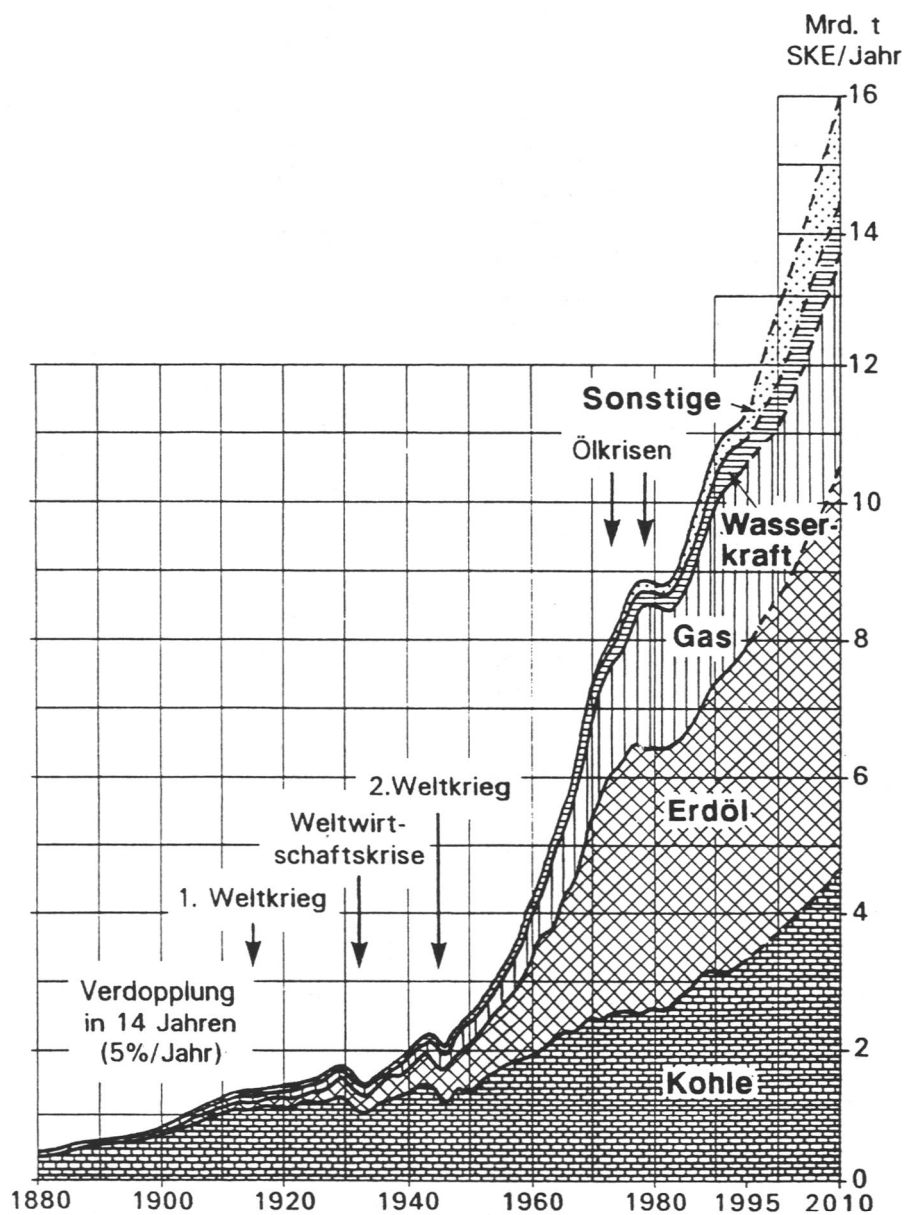
Metallische Rohstoffe. Der Bedarf an Eisenerz, Kupfer, Blei oder Edelmetallen wird heute in Deutschland nur noch durch Import abgedeckt. Auch hier spielt der Einsatz der geophysikalischen Verfahren wie Magnetik, Seismik und Gravimetrie eine entscheidende Rolle. So werden mit Hilfe magnetischer Messungen vom Flugzeug oder von der Erdoberfläche aus in Urwaldgebieten, Wüsten und Tundren gewaltige Eisenerzlagerstätten aufgefunden und untersucht. Auch deutsche Unternehmen sind an derartigen Arbeiten beteiligt. Die Großindustrie und der Mittelstand profitieren dabei von den Erfolgen der Geophysik.

Industriemineralien. Industriemineralien aber auch Steine und Erden, wie Kiese, Sande, Kalksteine, Dolomitsteine, Tone, Quarze, Feldspäte, Graphit und Talk, sind sowohl keramische Werkstoffe als auch Rohstoffe für die Errichtung von Bauwerken jeglicher Art. Man

Entwicklung des Weltenergieverbrauchs nach Primärenergieträgern (in Mrd. t SKE):

Jahr	Kohle	Erdöl	Erdgas	Kern- energie	Wasser	Sonstige	Summe
1992	3,09	4,47	2,55	0,76	0,27	0,05	11,19
2000	3,75	5,04	2,89	0,90	0,36	0,12	13,06
2010	4,80	6,14	3,88	1,00	0,47	0,21	16,50
2020 min	3,00	4,10	3,60	1,00	0,90	0,80	13,40
2020 max	6,90	6,60	4,30	1,40	1,40	1,90	22,50

Quellen: 1992 BP Statistical Review of World Energy, London 1993
 2000,2010 International Energy Agency, World Energy Outlook, 1994
 2020 World Energy Council, Energy of Tomorrows World, New York, 1993



könnte meinen, Sand und Kies gäbe es wie „Sand am Meer“. Aber diese werden in den Industrieländern auf Grund der zahlreichen Anwendungen und der großen benötigten Mengen immer knapper. Geophysikalische Verfahren wie Geoelektrik und Seismik werden zum Aufsuchen und Abgrenzen dieser Rohstoffvorkommen, z.B. gegenüber Naturschutzgebieten oder bereits bebauten Gebieten, eingesetzt.

Darüber hinaus ist die Geophysik auch an der Grundsteinlegung **zukunftsorientierter Wirtschaftszweige** z.T. ganz wesentlich beteiligt:

- Mit der Erschließung von Rohstoffen in den **Polargebieten** wurde in der Arktis begonnen. Umfangreiche Forschungsprogramme und Forschungsstationen sowie die Indienststellung des Polarforschungs- und Versorgungsschiffes „Polarstern“ stellen die große Leistungsfähigkeit der deutschen Industrie und insbesondere der Schiffsbauer im Vorfeld der Exploration unter Beweis. Vor der Nordküste Alaskas wird von künstlich aufgeschütteten Bohrinseln aus Erdöl gefördert. Im arktischen Norden Kanadas werden auf Grund geophysikalischer Vorarbeiten Uran, Gold und Buntmetalle erkundet und abgebaut.
- Zur Vorbereitung der Hebung von Rohstoffen aus der **Tiefsee** kommen geophysikalische Erkundungsverfahren zum Einsatz. Im östlichen äquatorialen Pazifischen Ozean erfolgten Forschungs- und Entwicklungsarbeiten auf dem Gebiet der Lagerstätten erkundung mittels geophysikalischer Verfahren. Dort fanden sich nickel- und kupferreiche Manganknollen, im Roten Meer Erzschlämme mit wertvollen metallischen Komponenten. Mit wissenschaftlichen Tiefseebohrungen wird ein wirtschaftlicher Grundstein zum besseren globalen Verständnis und zur wirtschaftlichen Nutzung des Systems Erde gelegt. Hierbei ist die Geophysik maßgeblich beteiligt.
- Die Erforschung des **Mondes** und der **Nachbarplaneten** geschieht unter starker Einbeziehung der Geophysik. Hier ist auch die Industrie beteiligt, insbesondere bei der Frage, inwieweit dort später einmal wichtige Rohstoffe abgebaut werden können.

Umweltprobleme

Die Geophysik ist in starkem Maße in die Umweltproblematik eingebunden.

Klimaschutz. Seit Jahrtausenden greift der Mensch in seine Umwelt ein und beeinflusst sie. Heute wird uns bewußt, in welchem Ausmaß wir für ihre Qualität verantwortlich sind.

Die möglichen globalen Klimaänderungen und ihre Folgen werden mit Recht als eine der größten Herausforderungen unserer Zeit angesehen. Sie bewirken Änderungen der Luft- und Wassertemperaturen, der Niederschlagsverteilung in Form von Regen und Schnee, der Windverhältnisse, besonders auch bei Starkwindsystemen wie Hurrikanen und Taifunen. Weitere Forschung ist notwendig bei der Rekonstruktion des Klimas vergangener erdgeschichtlicher Epochen mittels verschiedener Verfahren, etwa auch der Geothermik. Die zunehmenden CO₂-Emissionen durch Verbrennung fossiler Brennstoffe können auch durch geothermische Energie reduziert werden. Klimaschutz zwingt uns dazu, aktiv - in Zusammenarbeit mit der Industrie - diese Probleme anzugehen. Die Geophysik hat die Werkzeuge, diese Vorgänge zu überwachen.

Schutz der Ozonschicht. Durch die Verwendung von Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffen (FCKW) in Industrie und Haushalt wird die Ozonschicht der Erde ausgedünnt. Damit gerät das atmosphärische „Schutzschild“ gegen gesundheitsschädliche ultraviolette Strahlung der Sonne in Gefahr. Die Regeneration der Ozonschicht erfordert außer gesetzlichen Einschränkungen beim Eintrag vieler schädlicher chemischer Verbindungen weit über die FCKW's hinaus ein wesentlich besseres Verständnis der chemischen und physikalischen Prozesse in der Stratosphäre. Gefragt sind hier geophysikalische und meteorologische Untersuchungen über den Einfluß des jetzigen Luftverkehrs und des in Zukunft geplanten Überschallverkehrs.

Wasserschutz. Das Wasser ist einer zunehmenden Gefährdung ausgesetzt. So wird im Bereich der Braunkohlentagebaue das Grundwasser zum Abbau der Kohle abgesenkt. Die Absenkung erfaßt in den neuen Bundesländern ein Gebiet so groß wie das Saarland und Berlin zusammen. Die Wiederherstellung eines sich selbst regulierenden Wasserhaushalts stellt ein immenses Vorhaben dar. Es kann nur gemeinsam von Wissenschaft und Industrie gelöst werden. Auch die Kontamination des Grundwassers durch die Landwirtschaft muß reduziert werden. Die Geophysik hilft die Vorgänge

bei der Grundwasserbewegung sichtbar zu machen.

Endlagerung radioaktiver Stoffe und anderer gefährlicher Produkte. Die Nutzung von radioaktiven Stoffen in den Kernkraftwerken erfordert die Lösung des Problems der Lagerung der radioaktiven Endprodukte, um uns und unsere Nachkommen gegen gefährliche Strahlungen zu schützen. Ein völlig neuer Wirtschaftszweig ist hier entstanden. Hier gilt es mit Hilfe der Geophysik geeignete Lagermöglichkeiten im Untergrund zu finden und zu untersuchen.

Katastrophenschutz

Erdbeben. Wie sicher ist der Boden in erdbebengefährdeten Gebieten, wie Baden-Württemberg oder Nordrhein-Westfalen? Wie müssen Häuser, Straßen, Brücken und Städte gebaut werden, damit sie bebensicher sind? Die Geophysik schafft die Grundlagen zur Beantwortung dieser Fragen mit Hilfe seismologischer Erforschung des Untergrundes und der Herdmechanismen von Erdbeben.

Tsunamis. Die durch untermeerische Erdbeben ausgelösten seismischen Seewellen (Tsunamis) können beim Anlaufen auf die Küste selbst mehrere tausend Kilometer vom Entstehungsort entfernt noch verheerende Wirkungen haben. Die hierfür erforderlichen Frühwarnsysteme sind weiter zu verbessern.

Vulkanismus. Wo liegen die Ursachen der vulkanischen Kräfte und warum sind bestimmte Gebiete der Erde besonders bedroht. Inwieweit lassen sich Eruptionen vorhersagen, und was gehört zur Vulkanüberwachung. Auch hier sind Geophysik und Wirtschaft gefordert, gemeinsame Anstrengungen zu unternehmen.

Überschwemmungen. Die zivilisatorischen Eingriffe der Menschen in die Natur, wie Nasser-Staudamm in Ägypten, Staustufen der Mosel, Begradigung von Flußläufen, führen oft auch zu beträchtlichen Veränderungen des Wasserhaushalts von katastrophalen Ausmaßen, wie den immer wieder auftretenden „Jahrhundert-Hochwässern“. Auch hier sind die Geophysik und die Politik gefordert, korrigierend einzugreifen, z. B. durch Ableitung der Flutwellen in noch anzulegende unterirdische und übertägige Speicher.

Weltraumwetter. Durch Störungen auf der Sonne entstehen magnetische Stürme in der

Umgebung der Erde, in der Magnetosphäre. Veränderungen der Strahlungsgürtel der Erde sind die Folge. Diese und direktere energiereiche Strahlung von der Sonne können vorübergehende, aber auch nicht reparierbare Schäden in Satellitensystemen anrichten, die zur Nachrichtenübertragung, Wetterüberwachung und Navigation eingesetzt werden. Die ausfallenden oder fehlenden Warnungssysteme haben beträchtliche Personen- und Sachschäden zur Folge. Die bei Stürmen stark variablen Magnetfelder bewirken induzierte Spannungen, die zum Ausfall der elektrischen Energieverteilungssysteme, besonders in polaren Breiten führen können.

Forschung

Auch in Zukunft werden entscheidende Durchbrüche durch neue Grundlagenerkenntnisse, die von der Geophysik ausgehen, erzielt.

Hierfür ist einerseits eine eigene Forschung der Industrie unumgänglich, um den Zugriff auf aktuelles Wissen zu sichern, andererseits müssen die Erkenntnisse der Hochschulen und Großforschungseinrichtungen auch der Industrie zugänglich sein. Die Verpflichtung der Industrie zu eigener Forschung sowie zum Technologietransfer bedeutet nicht nur Wissenstransfer, sondern auch Personaltransfer von der Hochschule zur Industrie. Damit ist zugleich eine Sicherung von Arbeitsplätzen verbunden. Die Neigung der Industrie zum Abbau von Arbeitsplätzen auf dem Sektor der eigenen Forschung führt dagegen zu einem Verlust an Kompetenz.

Es wäre fatal, die Industrieforschung aus Kostengründen völlig an die Hochschulen zu verlagern, denn vor Ort kann die objektbezogene, meist kostenintensive anwendungsbezogene Forschung besonders effektiv betrieben werden.

Für eine schnelle Umsetzung von gewonnenen Erkenntnissen ist ein verbesserter Austausch zwischen Industrie, Hochschulen und staatlichen Forschungseinrichtungen notwendig.

Geophysik und Politik

Die Geophysik ist in vielfacher Hinsicht von großer Bedeutung für unsere Gesellschaft. Das betrifft einerseits die Aufrechterhaltung und Weiterentwicklung unserer Zivilisation, andererseits direkt oder indirekt unser Leben und

unsere Gesundheit, aber auch die Erhaltung von Arbeitsplätzen.

Die **natürlichen Ressourcen**, wie Erdöl, Erdgas, Metalle aller Art, Kiese und Sande als Baustoffe, erneuerbare Energien, Wasser etc., sind nach wie vor eine wesentliche Grundlage der ökonomischen Entwicklung und damit der modernen Industriegesellschaft. Abbau und Nutzung der natürlichen Ressourcen haben aber auch zu vielen der heutigen **Umweltprobleme** beigetragen, wie zur Belastung von Wasser, Boden und Luft, zum Treibhauseffekt durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe und zur weitflächigen Kontamination von Böden durch Schwermetalle. Bevölkerungswachstum und das Streben nach einem höheren Lebensstandard werden den Druck auf die Umwelt noch erhöhen. Dies erfordert im Rahmen der konkurrierenden Nutzungsansprüche von „Rohstoffnutzung und Umweltschutz“ ökonomische und politische Entscheidungen.

Katastrophenschutz spielt im Hinblick auf Erdbeben, Vulkanismus und Überschwemmungen mit seinen wirtschaftlichen und sozialen Auswirkungen eine wichtige Rolle in der Gesellschaft.

Zu den Umweltproblemen gehört die Problematik um das **Weltraumwetter**. Da Systeme von Nutzsatelliten aus unserem Leben nicht mehr wegzudenken sind, angefangen von Nachrichtensatelliten, über Wettersatelliten, Erdbeobachtungssatelliten bis zu Navigationsatelliten, können Ausfälle dieser Systeme durch Störungen von der Sonne her weitreichende Folgen haben. Deren Verhinderung auch durch geophysikalische Forschung ist Aufgabe der Politik.

In allgemeinen Fragen zum Umgang mit der Umwelt, mit den natürlichen Ressourcen und im Umgang mit Katastrophen ist eine **Kontrollfunktion** durch staatliche oder zwischenstaatliche Organe unumgänglich.

Der Einsatz der Geophysik wird besonders deutlich bei der Kontrolle von Kernwaffenexplosionen. Hierzu stellt die Geophysik mit seismologischen Stationen geeignete Werkzeu-

ge zur Verfügung. Auf deutschem Boden arbeiten an der Detektion und Ortung von unterirdischen Kernexplosionen vor allem das Seismologische Zentralobservatorium Gräfenberg, nordöstlich von Nürnberg, und das German Experimental Seismic System (GERESS), das im Bayrischen Wald liegt. Die Fürsorgepflicht der Politiker für die Gesellschaft im Hinblick auf langfristig drohende Gefahren schließt die Verpflichtung der Politiker ein, die Wissenschaftler zu konsultieren.

Die Geophysik nimmt eine zentrale Funktion im täglichen Leben der Menschen ein, ohne daß dies den meisten bewußt ist. In der Öffentlichkeit ist bisher nur deutlich geworden, daß zur Sicherung der Umwelt noch sehr viel mehr getan werden muß, um diese auch in der Zukunft lebenswert zu erhalten. Das ist eine gemeinsame Aufgabe der Politik und Wissenschaft, unterstützt durch die Geophysik.

Um an politischen Entscheidungen mitwirken zu können, müssen die Wissenschaftler die Ergebnisse ihrer Forschung der Öffentlichkeit verständlich machen. Sie müssen beachten, daß die Steuerzahler die Mittel erarbeiten, die ihnen als Forscher zur Verfügung stehen, und daß ihnen daraus eine soziale Verpflichtung erwächst. Diese Bringschuld der Wissenschaftler begründet aber auch eine Abnahmepflicht der Politiker. Denn die erarbeiteten Ergebnisse bieten wissenschaftlich fundierte Leitlinien, die den Politikern als Grundlage ihrer politischen Lösungsansätze dienen sollen.

Die existentiellen Fragen der Daseinsvorsorge sowie die oft mit hohen Kosten verbundenen „Realisierungspflichten“ der Politik machen es dringend notwendig, daß sich die Verantwortlichen künftig sehr viel enger mit den Experten der Naturwissenschaften, z. B. mit den Geophysikern, beraten und abstimmen.

Es ist klar, daß in einer Zeit, in der immer mehr Menschen die Erde immer intensiver nutzen und für sich in Anspruch nehmen, der Bedarf an Informationen über unsere natürlichen Lebensgrundlagen und über Wirkungszusammenhänge steigt.

Internationale Zusammenarbeit

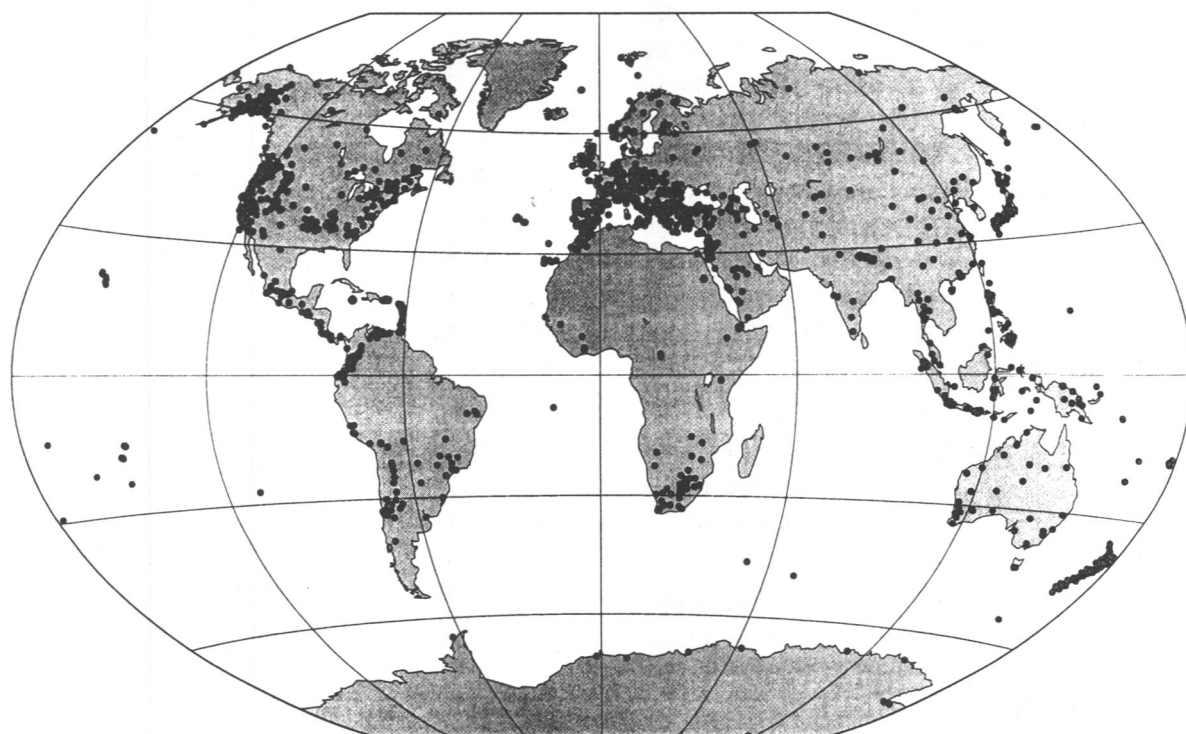
Internationale Projekte haben eine lange Tradition:

- der Internationale Erdmagnetische Verein (1836-1841, organisiert von C. F. Gauß und W. Weber)
- das International Geophysical Year (1957-1958)
- das International Geodynamic Project (1972-1979)
- das International Ocean Drilling Program (1983-heute)
- das International Lithosphere Program (1980-heute)
- die International Decade for Natural Disaster Reduction (1988-1998).

Zu den herausragenden internationalen Gemeinschaftsprojekten gehören auch die unter dem Gesamttitel „Global Change“ zusammengefaßten Vorhaben und die Arbeit der Inter-

Agency-Consultative Group (IACG), die Projekte der Raumfahrt von verschiedenen Ländern untereinander abstimmt.

Der Lebensraum Erde ist unabhängig von politischen Grenzen und erfordert auf nahezu allen geowissenschaftlichen Gebieten eine internationale Zusammenarbeit. Diese ist geprägt durch geowissenschaftliche, ökonomische, technische und politische Probleme, die einer Abstimmung bedürfen. Eine wesentliche Voraussetzung zur Sicherung des Wohlstands ist die sichere Rohstoffversorgung und das Funktionieren der internationalen Märkte. Dafür setzen sich neben der Bundesregierung Deutschlands auch die Europäische Union (EU), die Organisation für wirtschaftliche Zusammenarbeit und Entwicklung (OECD) sowie das Allgemeine Zoll- und Handelsabkommen (GATT) mit Erfolg ein. Für manche Rohstoffe liegen die Hauptlagerstätten in den Entwicklungsländern. Die meisten von ihnen stehen erst am Beginn ihrer Industrialisierung. Verständli-



Globale Verteilung von seismologischen Stationen überregionaler Bedeutung (nach WENDT). Von den weltweit 4950 Stationen, die ihre Daten zum Datenzentrum NEIS (National Earthquakes Information Service) senden, sind nur jene 1748 Stationen dargestellt, die auch Ereignisse aus mehr als 1000 km Entfernung melden. Die Zahl lokaler Stationen ist weitaus höher.

cherweise wollen sie - soweit sie über Rohstoffe verfügen - durch möglichst gleichmäßig fließende Erlöse ehrgeizige Industrialisierungsvorhaben realisieren. Andere Entwicklungsländer verfügen praktisch über keinerlei Rohstoffe. Auch hier ist eine - auf die besondere Situation eingehende - Zusammenarbeit sehr wichtig.

Eine weitere wesentliche Voraussetzung für eine gute Zukunft ist die Überwachung, Vorhersage und Kontrolle natürlicher Risiken auf und um den Planeten Erde. Auch hier ist internationale Zusammenarbeit unerlässlich.

Die Erhaltung unseres Wohlstandes, unser Lebensstandard von morgen, hängen zunehmend von heute getroffenen forschungspolitischen Entscheidungen ab. Der Staat greift mehr und mehr in die internationalen wissenschaftlichen Beziehungen ein. So dient der Ausbau der geowissenschaftlichen Beziehungen der Entwicklungshilfe und trägt dazu bei, die Rohstoff- und Energieversorgung der Bundesrepublik Deutschland zu sichern.

Derart wichtige Entscheidungen, die von großer Tragweite sind und die wissenschaftlich, wirtschaftlich und politisch sinnvoll sein sollen, erfordern die verstärkte Beteiligung sachkundiger Geophysiker.

Europäische Union

Der Binnenmarkt „Europäische Union“ hat eine neue Aufbruchstimmung in Europa ausgelöst und stellt alle Sektoren, so auch die geowissenschaftlichen Disziplinen, vor große Herausforderungen. Der Wissenschaft und Forschung kommt eine bedeutende Rolle zu, der sich die Geophysik am allerwenigsten entziehen kann:

- Verstärkung der europäischen Zusammenarbeit,
- Auflockerung von verkrusteten nationalen Strukturen,
- grenzüberschreitende Koordination und Kooperation,
- Förderung der gemeinsamen Grundlagenforschung,
- Chancengleichheit in Ausbildung und Beruf,
- Schaffung unbürokratischer Kooperationsstrukturen.

Deutschland muß die Chancen der europäischen Zusammenarbeit noch besser nutzen als bisher. Die Bundesrepublik Deutschland sollte

auf die Gestaltung der Programme der Europäischen Union hinsichtlich des Inhalts und der Abwicklung einen stärkeren Einfluß als bisher ausüben. Die europäische Zusammenarbeit darf aber nicht dazu führen, daß Bund und Länder sich aus ihren nationalen Verpflichtungen lösen. Wir sollten vielmehr eine selbständige und starke Partnerschaft in den gemeinsamen Projekten anbieten. Um im Rahmen der Zusammenarbeit Gastgeber für Wissenschaftler aus Europa und aus aller Welt sein zu können, um in unserem Land ein lebendiges Potential für die geophysikalische Forschung zu erhalten, müssen in unserem Land auch attraktive Möglichkeiten in den Forschungseinrichtungen von Hochschulen, Max-Planck-Instituten, Blaue-Liste-Einrichtungen, Industrie und in anderen Forschungsinstitutionen angeboten werden.

Die Forschungsprojekte im Rahmen der Europäischen Union sind vielfältig, wie die Erarbeitung eines gemeinsamen Temperatur-Atlas für Tiefen bis zu etwa 5 000 m, die Erkundung des tieferen Untergrundes entlang einer Geotraverse von Nord-Norwegen bis Nordafrika und die Zusammenstellung der Grundwasserbilanzen in Europa. Erste Ansätze hierzu sind mit der Einrichtung eines Dachverbandes „Europeosurveys“ der nationalen geologischen Dienste geschaffen worden.

In vielerlei Hinsicht vorbildlich ist die Weltraumgeophysik, bei der eine Zusammenarbeit im Rahmen der europäischen Raumfahrtagentur ESA (European space agency) seit vielen Jahren sehr erfolgreich praktiziert wird.

Ost-Europa - Staaten

Nach den großen politischen Veränderungen der letzten Jahre hat Deutschland gemeinsam mit den westlichen Ländern die Verpflichtung, den Wissenschaftlern und Instituten der osteuropäischen Staaten, einschließlich der Länder der ehemaligen Sowjetunion, eine Zusammenarbeit im Rahmen nationaler, europäischer und internationaler Forschungsprojekte der Geophysik weiterhin zu ermöglichen.

Für Deutschland ist die Entwicklung der Beziehungen zu diesen Ländern auch im Hinblick auf das Zusammenwachsen Europas von außerordentlicher Bedeutung. Die Länder Ost-Europas verfügen nach wie vor über ein großes Potential an hervorragenden Wissenschaftlern und Einrichtungen. Die Erschließung dieser

Potentiale kann auch für die Zukunft der Forschung in Deutschland sehr wichtig sein.

Gemeinsame Forschungsprojekte werden bereits praktiziert, verbunden mit beiderseitigem wissenschaftlichem und wirtschaftlichem Nutzen: die gemeinsamen Arbeiten im Rahmen der russischen Tiefbohrung Kola (12 500 m Tiefe) und der deutschen kontinentalen Tiefbohrung KTB (9 100 m), die deutsch-russische Zusammenarbeit im russischen Eismeer und zur Erforschung des tieferen Untergrundes im Ural, und der Atlas „Geothermische Ressourcen zur Nutzung von geothermischer Energie“ - eine Zusammenarbeit von westlichen und östlichen Staaten. Eine enge Zusammenarbeit mit rumänischen Wissenschaftlern ist die Basis für den an der Universität Karlsruhe angesiedelten Sonderforschungsbereich 461 „Starkbeben: von geowissenschaftlichen Grundlagen zu Ingenieurmaßnahmen“. Auf dem Gebiet der Weltraumforschung funktioniert die Zusammenarbeit ebenfalls recht gut, was gemeinsame Projekte mit den osteuropäischen Staaten einschließlich der GUS-Staaten zeigen.

Dritte Welt

Zur Dritten Welt zählen heute die wirtschaftlich unterentwickelten Staaten in Asien, Afrika und Lateinamerika.

In diesen Ländern sind geeignete Bedingungen zu schaffen, um dort Forschung effektiv voranzutreiben und attraktive, konkurrenzfähige Einrichtungen aufzubauen. Dies würde nicht nur der Forschung dienen, sondern würde auch

dazu beitragen, die wirtschaftlichen Beziehungen zu stärken.

Geeignete Mittel sind gemeinsame Forschungsprojekte, Partnerschaften und ein in beiden Richtungen ausgewogener Austausch von Gastwissenschaftlern. Eine Zusammenarbeit an größeren Forschungsprojekten hat sich bewährt und bietet den Wissenschaftlern aus der Dritten Welt die Möglichkeit, unter guten Bedingungen zu forschen. Jedoch darf dies nicht zu einer Auswanderung führender Fachkräfte aus diesen Ländern führen. Vielmehr muß dafür gesorgt werden, daß innerhalb dieser Länder Bedingungen geschaffen werden, die eine erfolgreiche wissenschaftliche Zusammenarbeit gestatten. Gemeinsame Forschungsvorhaben zwischen Deutschland und den Ländern der Dritten Welt waren bisher die von der DFG seit 1967 geförderten geowissenschaftlichen Forschungen in Lateinamerika. Seit 1980 ist eine „Afrikagruppe deutscher Geowissenschaftler“ tätig, die sich auch einen Informationsschwerpunkt „Geowissenschaftliche Industrieprojekte in Afrika“ zu eigen machte. Zu den Projekten in der Dritten Welt gehören, z.B.:

- Magmatic Evolution of the Andes (1975-1985)
- Megafaults of South Africa (1983-1986)
- Pacific Neogene Events in Time und Space (1986-1990)
- Andean Magnetism and its Tectonic Setting (1986-1991).

Teil II: Zukunftsrelevante geophysikalische Forschung

Seismische Struktur des Erdkerns

G. Müller

Die Objekte von Astronomie und Astrophysik - Sonne, Mond, Planeten, Sterne, Galaxien - sind dem Menschen der heutigen Zeit vertraut, weil sie sichtbar sind, sei es direkt mit eigenen Augen, sei es mit einfachen Fernrohren, sei es auf Bildern von Raumsonden wie Galileo oder vom Hubble-Teleskop. Der Erdkern liegt nur 3 000 km unter unseren Füßen und damit nicht weiter entfernt als z. B. Israel von Mitteleuropa. Aber den Erdkern können wir nicht sehen und haben daher eine weit weniger anschauliche Vorstellung von ihm als von den Himmelskörpern. Unser faktisches Wissen über den Erdkern, das weitgehend aus dem Studium seismischer Wellen von Erdbeben und Explosionen stammt, dem terrestrischen Analogon von Licht- und Radiowellen aus dem Weltall, ist aber keinesfalls gering. Ergänzt um plausible Hypothesen über seinen Chemismus (aus Geo- und Kosmochemie), über seine Temperaturen (aus der Hochdruckphysik) und über seine magnetfelderzeugenden Strömungen (aus der Magnetohydrodynamik), besteht heute tatsächlich ein relativ detailreiches Bild des Kerns. Im folgenden werden vor allem die seismologischen Aspekte dieses Bildes beschrieben, verbunden mit einigen historischen Bemerkungen.

Die hohe mittlere Dichte der Erde (5.52 g/cm^3) und die Tatsache, daß unter den Meteoriten die Eisenmeteoriten, bestehend aus einer Eisen-Nickel-Legierung, einen wesentlichen Anteil ausmachen, legten bereits im letzten Jahrhundert die Hypothese nahe, daß die Erde unter einem Gesteinsmantel einen Eisen-Nickel-Kern birgt. Der deutsche Geophysiker Emil WIECHERT schätzte zu dieser Hypothese 1897 den Kernradius auf etwa 5 000 km. In den Jahren um die Jahrhundertwende begann mit der Installation mechanischer Seismographen in Observatorien die seismologische Erforschung der Erde mit Erdbebenwellen. Oldham erklärte 1906 die überraschend großen Laufzeiten von Wellen in großen Entfernungen von Erdbeben mit Laufwegen durch einen relativ langsamen

Erdkern. Erst Beno GUTENBERG veröffentlichte 1914 völlig überzeugende Daten der Mantel-P-Welle, die beim tieferen Eintauchen schließlich die Kern-Mantel-Grenze berührt (s. Abb. 1). An der Erdoberfläche macht sich dies in einer Entfernung von 100° durch den Abfall der Amplituden in die Schattenzone des Kerns hinein bemerkbar. Aus den ihm zur Verfügung stehenden Laufzeiten der P-Welle bestimmte Gutenberg die Tiefe der Kern-Mantel-Grenze zu 2 900 km. Er lag damit nur 10-12 km oberhalb der Werte, die heutige Standard-Erdmodelle aufweisen, die auf viel mehr Daten beruhen.

Bei der weiteren Erforschung des Kerns setzte sich zunächst die Erkenntnis durch, daß er flüssig sein müsse. Zum einen hatte bereits Gutenberg die *Grobstruktur* der Laufzeitkurve von P-Wellen, die sich durch den Kern ausbreiten, erkannt (vgl. die mit PKP und PKIKP bezeichneten Laufzeitäste in Abb. 1). Man suchte daher nach den entsprechenden S-Wellen (Scher- oder Transversalwellen), die in festem Material auftreten müssen und im Erdmantel auch längst identifiziert waren, fand sie aber nicht. Zum anderen, und als wesentliche Stütze dieses negativen Resultats, deuteten Beobachtungen der Deformation der festen Erde durch die Gezeitenkräfte von Sonne und Mond auf eine Elastizität des Kerns hin, die durch einen de facto verschwindenden Schermodul gekennzeichnet ist. Dies legt einen flüssigen Zustand und entsprechend hohe Temperaturen nahe. Noch längerperiodische Deformationen erfährt die Erde beim sogenannten Chandler-Wobble, einer Schwankung der Erdachse, die durch Massenverlagerungen in der Erde erzeugt wird. In einer starren Erde beträgt die Schwankungsperiode 305 Tage. Die beobachtete Periode, etwa 435 Tage, ist durch die Elastizität der Erde verlängert. Die Verlängerung um etwa 130 Tage steht in Übereinstimmung mit der Annahme eines flüssigen Kerns.

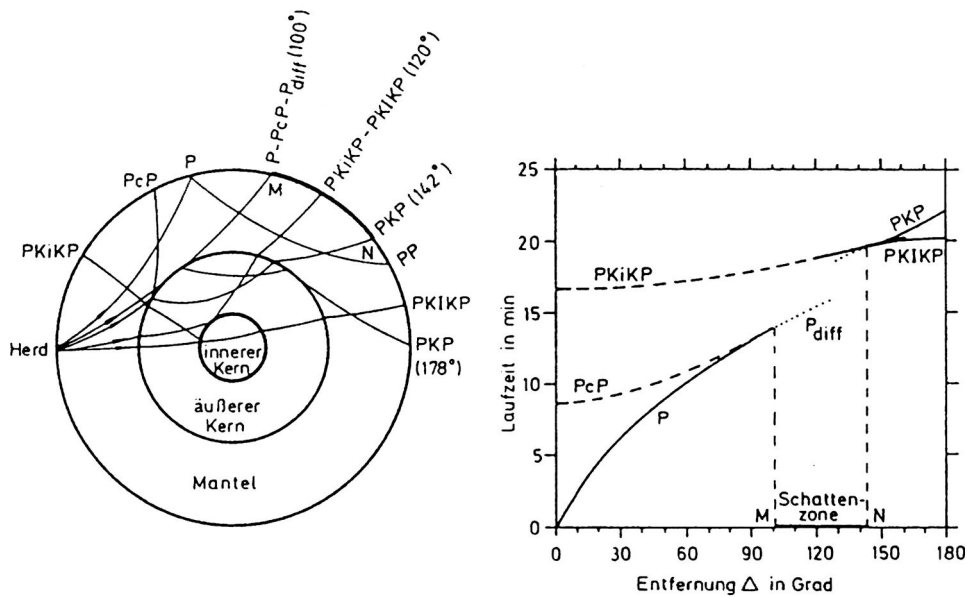


Abb. 1: P-Wellen (Kompressions- oder Longitudinalwellen) in der Erde: seismische Strahlen links und Laufzeitkurven rechts. Die Bezeichnungen bedeuten: P = Mantelwelle, P_{diff} = am Kern gebeugte Welle, PcP = Reflexion von der Kern-Mantel-Grenze, PKP (PKiKP) = durch den äußeren (inneren) Kern gelaufene Welle, PKiKP = Reflexion von der Grenze des inneren Kerns.

Ein weiteres markantes Resultat der seismologischen Untersuchung des Kerns war die Entdeckung des inneren Erdkerns 1936 durch die dänische Seismologin Inge LEHMANN. Sie interpretierte Wellenenergie in der Schattenzone zwischen 120° und 140° mit Laufzeiten von 18-20 Minuten (Abb. 1) nicht mehr wie ihr Lehrer Gutenberg als Wellenbeugung an einer Kaustik von PKP. Sie schloß auf eine Reflexion/Refraktion an einer bisher unbekanntem Diskontinuität innerhalb des Kerns, an der die P-Wellengeschwindigkeit deutlich zunimmt. Schon nach kurzer Zeit war Lehmanns neue Idee bei anderen Seismologen akzeptiert. Dann ging es vor allem um die Frage, was an dieser Diskontinuität vor sich geht: ob sie wie die Kern-Mantel-Grenze, wo ein Wechsel von festem Gestein zu flüssigem Metall erfolgt, eine Grenze in Chemismus *und* Phase ist oder nur eine Chemismus- oder nur eine Phasengrenze. BIRCH und BULLEN postulierten ab 1940 auf jeden Fall eine Phasengrenze. Ihr Argument, daß die beobachtete Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit in einem flüssigen Medium eine bei den herrschenden Drücken (330 Gigapascal = 3.3 Millionen Atmosphären) unwahrscheinlich starke Zunahme des Kompressionsmoduls erfordern würde und viel zwangloser durch einen wesentlich von null verschiedenen Schermodul im inneren Kern zu erklären

ist, war überzeugend. Die Hypothese eines festen inneren Kerns blieb über 30 Jahre unangefochten, bis sie Anfang der 70er Jahre mit rein seismologischen Beobachtungen tatsächlich auch bewiesen wurde. Inzwischen war ein weltweites Seismographennetz mit etwa 120 Stationen aufgebaut worden. Mit ihnen waren außer Laufzeit- auch Amplitudenuntersuchungen von seismischen Wellen möglich. Die ersten seismischen Arrays mit Antennenwirkung und hoher Empfindlichkeit waren installiert worden und ultralangperiodische Seismometer und Gravimeter erlaubten das Studium von Eigenschwingungen der Erde nach stärkeren Beben. Eigenschwingungen als komplementäre Erscheinungen zu Wellen waren schon lange theoretisch untersucht, und ihr Periodenbereich, von einigen Minuten bis zu knapp 1 Stunde, war bekannt. Aber erst 1960, nach einem extrem starken Beben vor der Küste von Chile, gelang die Identifikation eindeutig. Im Eigenschwingungsspektrum der Erde wurden am Anfang der 70er Jahre Obertöne gefunden, die in einer Erde mit flüssigem inneren Kern nicht auftreten würden. Ähnliche Ergebnisse folgten aus Amplitudenstudien der Reflexion PKiKP von der Grenze des inneren Kerns: die beobachtete Reflexion ist nur halb so stark wie die Reflexion von der Grenze eines flüssigen inneren Kerns. Beide Beobachtungen bedeuten,

daß sich der innere Kern von seiner Grenze bis ins Innere in der festen Phase befindet.

Ab 1940 stand mit den von JEFFREYS und BULLEN aufgestellten Laufzeit Tabellen für viele seismische Wellen die wesentliche Information über die Geschwindigkeitsstruktur der Erde und damit auch des Erdkerns zur Verfügung. Erst die schon angesprochene Installation vieler technisch ausgereifter seismischer Stationen und einiger Arrays in den 60er Jahren brachte die Strukturuntersuchung des Kerns wieder ein wesentliches Stück voran:

Komplexitäten der P-Geschwindigkeits-Tiefenfunktion in einer Zone oberhalb der Grenze des inneren Kerns, die im Jeffreys-Bullen-Modell und in mehreren Modellen der 60er Jahre auftraten, verschwanden wieder. Man konnte die Komplexitäten in den Laufzeiten der Kernwellen aufgrund von Array-Beobachtungen ganz anders erklären, nämlich durch Streuvorgänge an Heterogenitäten im untersten Mantel bzw. an Topographie auf der Kern-Mantel-Grenze. Das resultierende Bild (Abb. 2) einer glatten Geschwindigkeits-Tiefenfunktion bis zur Grenze des inneren Kerns und darunter wieder bis zum Erdmittelpunkt gilt im wesentlichen noch heute.

Aus dem Frequenzgehalt der Reflexionen PcP (von der Kern-Mantel-Grenze) und PKiKP (von der Grenze des inneren Kerns), wie sie mit Arrays in kurzen Entfernungen von Nuklearexplosionen in den USA registriert wurden, ließ sich eine Dicke dieser Grenzen von höchstens wenigen Kilometern erschließen. Diese beiden Grenzen könnten aber durchaus auch so scharf wie die Erd- oder Meeresoberfläche oder der Meeresboden sein.

Der Verlauf der Dichte mit der Tiefe, der zuerst von Bullen unter Verwendung von Hypothesen und Intuition aus der P- und der S-Wellengeschwindigkeit erschlossen worden war, ließ sich um 1970 - 1980 mit Hilfe von mehreren 100 bis ca. 1 000 identifizierten Eigenschwingungen genauer und hypothesenfreier bestimmen. Seit dieser Zeit ist es sicher, daß die Dichte des äußeren Kerns etwa 10 % geringer ist als die von Eisen oder einer Eisen-Nickel-Legierung. Diese Metalle wurden bei Stoßwellen-Experimenten im Labor Drücken ausgesetzt, wie sie im Kern herrschen, und stellten sich als schwerer heraus. Es muß also im Kern leichteres Material zum Eisen hinzu-

legiert sein. Nach Befunden von Eisenmeteoriten könnte es Schwefel in der Form des Sulfids FeS sein. Aber es wurden auch Silizium, Sauerstoff, Wasserstoff und andere Elemente oder Verbindungen vorgeschlagen. Die Aussicht ist gering, daß an der Erdoberfläche Kernmaterial gefunden wird, das dorthin per Mantelkonvektion verfrachtet wurde. So wird die Frage nach dem Chemismus des leichten, legierenden Zusatzes im Kern möglicherweise unbeantwortet bleiben.

Zum Schluß sollen in diesem Überblick noch einige offene Probleme der Struktur des Erdkerns angesprochen werden, an denen in neuerer Zeit intensiver gearbeitet wird. Eine weit verbreitete Hypothese über die Grenze des inneren Kerns ist, daß dort im Zuge langsamer Abkühlung die Eisenlegierung kontinuierlich kristallisiert. Der Erdkern würde also vom Zentrum her fest werden und die Grenze des inneren Kerns sich langsam, mit einer Geschwindigkeit von der Größenordnung Millimeter pro Jahr, nach außen verschieben. In einer Legierung besteht bei der Kristallisation die Tendenz, daß leichtere Anteile in der flüssigen Phase bleiben und wenig oder gar nicht in die feste Phase gehen; dies nennt man fraktionierte Kristallisation. Oberhalb der Grenze des inneren Kerns könnte es also eine Anreicherung des leichten Kernanteils geben, und dies wäre möglicherweise an der Art und Weise zu erkennen, wie dort die P-Wellengeschwindigkeit mit der Tiefe zunimmt. Die Anzeichen mehren sich, daß tatsächlich (anders als in Abb. 2) direkt oberhalb der Grenze des inneren Kerns eine ca. 100-200 km dicke Zone mit annähernd konstanter Geschwindigkeit vorliegt.

Bei fraktionierter Kristallisation an der Grenze des inneren Kerns würde die chemische Zusammensetzung der festen Phase etwas anders als die der flüssigen Phase sein. Die Dichteänderung von flüssig nach fest wäre größer als bei einer Phasengrenze, an der sich die chemische Zusammensetzung nicht ändert. Eine Dichteänderung von mehr als etwa 3 % würde auf Chemismusänderungen und damit auf fraktionierte Kristallisation hindeuten. Die Versuche, die Dichteänderung aus PKiKP-Amplituden oder aus Eigenschwingungen zu bestimmen, haben bisher aber noch keine wirklich sicheren Werte geliefert.

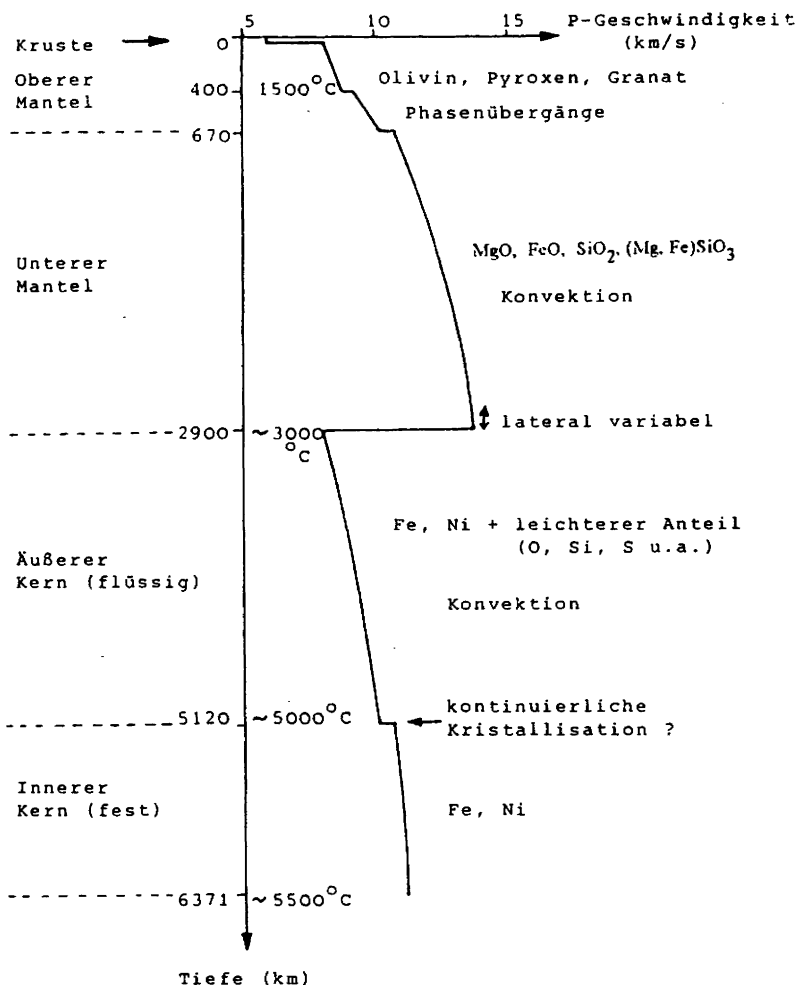


Abb. 2: Die P-Wellengeschwindigkeit als Funktion der Tiefe, ergänzt um Angaben zu Chemismus und Phase, zur Temperatur und zu dynamischen Vorgängen

Die gleichmäßige Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit mit der Tiefe im inneren Kern (Abb. 2) wird im allgemeinen als Druckeffekt in einer Eisenlegierung ohne weitere Komplikationen durch Änderungen von Chemismus oder Phase interpretiert. Das Phasendiagramm von Eisen bei Drücken wie im Erdkern ist aber heute zum Teil noch unbekannt; Phasengrenzen zwischen festen Eisenmodifikationen mit unterschiedlichen Gitterstrukturen werden auch bei diesen Drücken für möglich gehalten. Bekannt ist, daß in den äußeren 200-300 km des inneren Kerns P-Wellen signifikant stärker gedämpft werden als in den Tiefen darunter. Damit deutet sich in den Dämpfungseigenschaften eine Schichtenstruktur des inneren Kerns an; eine ähnliche Struktur könnte - bislang unentdeckt - auch in der P-Wellengeschwindigkeit vorliegen.

Schließlich sei die Möglichkeit von großräumiger Anisotropie im inneren Kern erwähnt. Dafür mehren sich seit einigen Jahren die Anzeichen. Endgültige Schlüsse konnten noch nicht gezogen werden. Anisotropie bedeutet Richtungsabhängigkeit der Wellengeschwin-

digkeit; sie ist in der Erdkruste und im obersten Mantel ein lokal oder regional anzutreffendes Phänomen. Für den inneren Kern gibt es Hinweise, daß die Wellenausbreitung parallel zur Rotationsachse der Erde schneller erfolgt als senkrecht zu ihr. Ein Erdbeben am Nordpol und eine Station am Südpol müßten dann eine kürzere Wellenlaufzeit durch den Erdmittelpunkt ergeben als ein Beben am Äquator und eine Antipodenstation ebenfalls am Äquator. Auch die Eigenschwingungen der Erde weisen Anomalien auf, die wenigstens zum Teil mit Anisotropie im inneren Kern erklärt werden können.

Den gegenwärtigen Stand der seismologischen Erforschung des Erdkerns kann man etwa so charakterisieren: es gibt sowohl bei den Wellen, die durch den Kern laufen, als auch bei den Eigenschwingungen deutliche Hinweise, daß eine rein kugelsymmetrische oder tiefenabhängige Struktur wie in Abb. 2 nicht völlig zur Erklärung ausreicht. Abweichungen von der Kugelsymmetrie könnten einmal durch Anisotropie entstehen, zum anderen aber auch

durch Heterogenität in isotropem Material, etwa durch großräumige Topographie der Grenze des inneren Kerns. Selbst der durch Konvektion eigentlich gut durchmischte, flüssige äußere Kern muß als Ort von Anomalien in Betracht gezogen werden. Diese Anomalien eindeutig zu identifizieren, ist eine schwierige Interpretationsaufgabe, weil die geographische Verteilung von Erdbeben und von seismischen Stationen ausgesprochen ungleichmäßig ist. Gewisse Teile der Erde können extrem gut, andere dagegen extrem schlecht durchleuchtet werden. Seismologen haben die Bebenverteilung nicht in der Hand; sie können nur die Stationsverteilung verbessern. Dieser zähe Prozeß ist im Gang. Die Kontinente der Südhalbkugel und der Boden der Ozeane müssen mit viel mehr Stationen überdeckt werden. Bis es soweit ist, wird das spekulative Element in der seismologischen Erforschung des tiefen Erdin-

nern und in der physikalisch-chemischen Erklärung der Befunde erst einmal weiter zunehmen: wir möchten eigentlich immer mehr wissen, als die zur Verfügung stehenden Daten hergeben. Dies hat seine Gefahren, aber auch seine Reize.

Bleibender Fortschritt kommt aber nur durch viel mehr Daten zustande. Dieser Fortschritt wäre wahrscheinlich schon längst erreicht, wenn es sich bei der Erforschung des Erdkerns um die Erforschung einer unmittelbar nützlichen metallischen Lagerstätte und nicht um reine Grundlagenforschung handeln würde. Weltraumforschung, Astronomie und Astrophysik zeigen aber, daß reiche Gesellschaften für solche Grundlagenforschung durchaus viel Geld auszugeben bereit sind. Warum nicht auch für die Erforschung des tiefen Erdinnern mit einem gleichmäßig dichten Netz seismischer Stationen?

Entstehung des Erdmagnetfeldes

F. Busse

Dem modernen Menschen ist das Erdmagnetfeld geläufig durch die Kraft, die es auf die Kompassnadel ausübt. Aber über den Ursprung dieser Kraftwirkung ist er sich zumeist nicht im klaren. Auch die Wissenschaft hat lange Zeit gebraucht, um sich von der Vorstellung zu lösen, daß das geomagnetische Feld auf dem Magnetismus von Erzen im Erdinnern beruht. Erst die Erfahrung, daß die Temperatur in einer Tiefe von etwa 30 km bereits den Curiepunkt aller ferromagnetischen Materialien übersteigt und somit kein „Gesteinsmagnetismus“ mehr vorhanden sein kann, hat zu einer intensiven Suche nach Erklärungsmöglichkeiten für den Geomagnetismus geführt. Nur der von LARMOR ursprünglich für Sonnenflecken vorgeschlagene Dynamoprozess hat sich im Laufe der Zeit durchgesetzt. Insbesondere nach der Entdeckung der Umklappereignisse in der geologischen Vergangenheit, bei denen die Feldrichtung sich innerhalb von etwa tausend Jahren umgedreht hat, ist eigentlich keine andere Erklärung mehr möglich.

Der Dynamoprozess im flüssigen Eisenkern der Erde ist nicht wesentlich vom technischen Dynamo verschieden. In beiden Fällen wird mechanische Energie in elektromagnetische Energie umgewandelt. Während der technische

Dynamo sich durch eine komplizierte Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit auszeichnet, die sich in den Wicklungen von Drähten manifestiert, ist im Erdkern mit einer annähernd homogenen Leitfähigkeit zu rechnen. Daher schien der Geodynamo auch zunächst an der Möglichkeit des "Kurzschlusses" zu scheitern, nachdem COWLING bereits 1934 bewiesen hatte, daß axialsymmetrische Magnetfelder in einer leitenden Kugel nicht erzeugt werden können. Die Komplexität der Strömungen, die für den Dynamoprozess benötigt werden, und die dreidimensionale Struktur des erzeugten Magnetfeldes haben lange Zeit die Lösung der theoretischen Problemstellung behindert. Durch die nahezu exponentiell zunehmende Rechnerkapazität der Computer ist es aber in jüngster Zeit möglich geworden, bereits recht realistische Simulationen des Dynamoprozesses im Erdinnern vorzunehmen.

Das Verständnis des Erdmagnetfeldes und seiner zeitlichen Variation ist sicher für die Menschheit nicht von der gleichen Bedeutung wie ein Verständnis der Klimaänderungen. Während letztere bereits auf der Zeitskala von hundert Jahren enorme Änderungen der Lebensbedingungen ergeben können, muß im Fall des Geomagnetismus mit Zeitskalen von Tau-

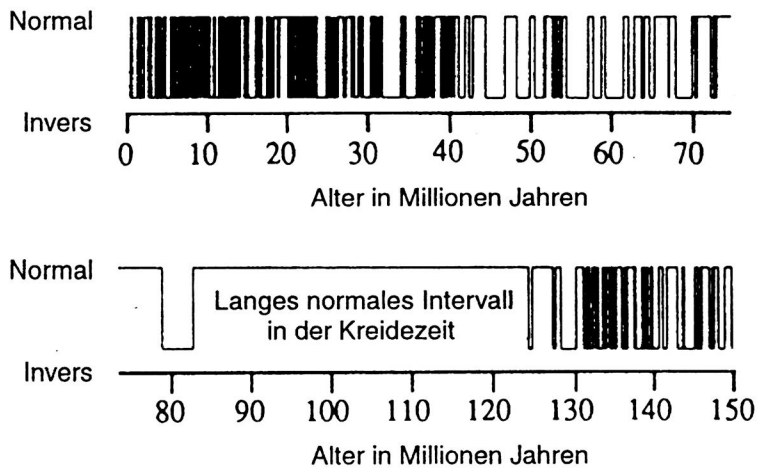


Abb. 1: Richtung des Erdmagnetfeldes in der geologischen Vergangenheit bezogen auf die gegenwärtige Feldrichtung.

senden von Jahren gerechnet werden. Das magnetische Moment der Dipolkomponenten des Erdmagnetfeldes nimmt zur Zeit relativ stark ab, so daß bei linearer Extrapolation schon lange vor dem Jahr 4 000 mit einem Verschwinden der schützenden Hülle der Magnetosphäre der Erde gerechnet werden muß. Eine enorme Verstärkung der Wirkung der kosmischen Höhenstrahlung auf die Biosphäre wäre die Folge. In der Tat gibt es Anzeichen, daß in vergangenen Epochen während der Zeit des Umklappens der Feldrichtung manche Arten von Lebewesen ausstarben und andere durch gehäufte Mutationen neu entstanden. Aber die Wahrscheinlichkeit des Verschwindens der Dipolkomponente innerhalb der nächsten 2 000 Jahre muß als gering erachtet werden. Viel wahrscheinlicher ist es, daß das Erdmagnetfeld unregelmäßige Oszillationen um einen Mittelwert ausführt.

Die meisten uns bekannten kosmischen Körper und Strukturen wie Planeten, Sterne und Galaxien sind durch Magnetfelder charakterisiert. Für sie ist ebenfalls fast immer der Dynamoprozess verantwortlich. Die Dynamos der Erde und der Sonne sind aber die einzigen, für die es hinreichend detaillierte Beobachtungen gibt, so daß theoretische Modelle getestet werden können. Andererseits ergeben die theoretischen Modelle Einschränkungen für die physikalischen Bedingungen, die im unzugänglichen Innern von Sonne und Planeten herrschen. Auf die Weise wird die Untersuchung des geomagnetischen Feldes und seiner zeitlichen Veränderungen zu einem Fenster, daß uns einen gewissen, wenn auch verschwommenen Blick in den Aufbau und die Dynamik des Erdinnern erlaubt. Kleine Änderungen der Tageslänge, die über Jahrzehnte hinweg ein paar tausendstel

Sekunden ausmachen, werden wahrscheinlich durch den Austausch von Drehimpuls zwischen Kern und Mantel mittels elektromagnetischer Kräfte verursacht.

Schon jetzt weiß man, daß der Erdkern in dynamischer Hinsicht ein chaotisches System darstellt. Da beide Feldrichtungen des Erdmagnetfeldes gleichermaßen möglich sind - der flüssige Kern reagiert nur auf die Lorentzkraft, die sich nicht ändert, wenn man die Feldrichtung umkehrt -, ist zu erwarten, daß beide Richtungen im statistischen Mittel gleich häufig vorkommen. Nur die Häufigkeit des Umklappens sollte von der Änderung der Randbedingungen abhängen. In der Tat scheint sich die Verstärkung und Abschwächung der Konvektion im Erdmantel, die sich über geologische Epochen hinweg in Änderungen der Plattentektonik und der Verschiebung der Kontinente äußert, auch auf die Dynamik im Erdkern auszuwirken. Auf diese Abhängigkeit weisen die in der Abb. 1 veranschaulichten paläomagnetischen Daten zur Feldumkehrfrequenz hin. Eine Interpretationsmöglichkeit basiert auf der Reduktion des Wärmetransportes aus dem Kern, wenn die thermische Konvektion im Mantel schwächer ist. Damit nimmt die Intensität des Dynamo Prozesses ab, und es finden weniger Umklappprozesse statt. Es sind aber auch andere Erklärungen möglich, und erst detaillierte numerische Simulationen der Umklappprozesse werden Klarheit schaffen.

Diese Beispiele zeigen, daß das Verständnis des Dynamos im flüssigen Eisenkern der Erde mit einer Vielzahl anderer geophysikalischer Phänomene zusammenhängt. Wie bei einem Puzzle ergeben sich aus den verschiedenen dynamischen Vorgängen im Erdinnern Ein-

schränkungen für bisher nicht bekannte Parameter. Neue Erkenntnisse, die für einen Aspekt des Erdinnern gewonnen werden, wirken sich auf den gesamten Problemkreis aus. Anders als in der Physik können einzelne Prozesse nicht isoliert betrachtet werden, sondern es muß die Wechselwirkung der verschiedenen Teile berücksichtigt werden, damit das Verständnis der

Prozesse im Erdinnern fortschreiten kann. Selten werden auf diese Weise Durchbrüche der Erkenntnis erzielt. Andererseits macht aber das Zusammenwirken der auf verschiedenen Gebieten erzielten Beobachtungen und Einsichten gerade den Reiz der geophysikalischen Forschung aus.

Struktur des untersten Erdmantels

M. Weber

Eine wichtige Region für die innere Dynamik und die thermische und chemische Entwicklung der Erde ist der unterste Erdmantel, d. h. die Übergangszone zwischen Erdkern und Erdmantel. Die Kern-Mantel-Grenze, eine relativ glatte Grenzfläche mit wenigen Kilometern Topographie, ist in physikalischer wie chemischer Hinsicht der abrupteste Übergang im Erdinnern. So beträgt der Temperaturkontrast an der Kern-Mantel-Grenze etwa 700 Grad Celsius, und die Viskosität ändert sich um etwa 24 Größenordnungen. Die Konvektionsgeschwindigkeiten im flüssigen Erdkern (Eisenlegierungen) bewegen sich in der Größenordnung von Kilometern/Jahr, während man im Erdmantel (Silikatgestein) Geschwindigkeiten von einigen Zentimetern/Jahr annimmt. Die Kern-Mantel-Übergangszone wird

im folgenden mit der D"-Schicht, d. h. den untersten 200 bis 300 km des Erdmantels, gleichgesetzt. Diese Schicht beeinflusst unter anderem den Wärmefluß aus dem heißeren Kern in den Mantel. Sie kontrolliert somit die thermische Kopplung der Konvektion im Erdmantel an die Konvektion im äußeren Kern. Außerdem handelt es sich bei D" möglicherweise um die Ursprungsregion der Mantel-Plumes und der Hot Spots.

Nach den Ergebnissen aus verschiedenen Disziplinen der Geowissenschaften kann es sich bei D" um unterschiedliche Materialien handeln, in denen bestimmte Prozesse ablaufen: eine chemisch inhomogene Grenzschicht; eine thermische Grenzschicht; Akkumulation subduzierter ozeanischer Kruste im untersten Mantel; eine konvektierende thermische Grenzschicht mit

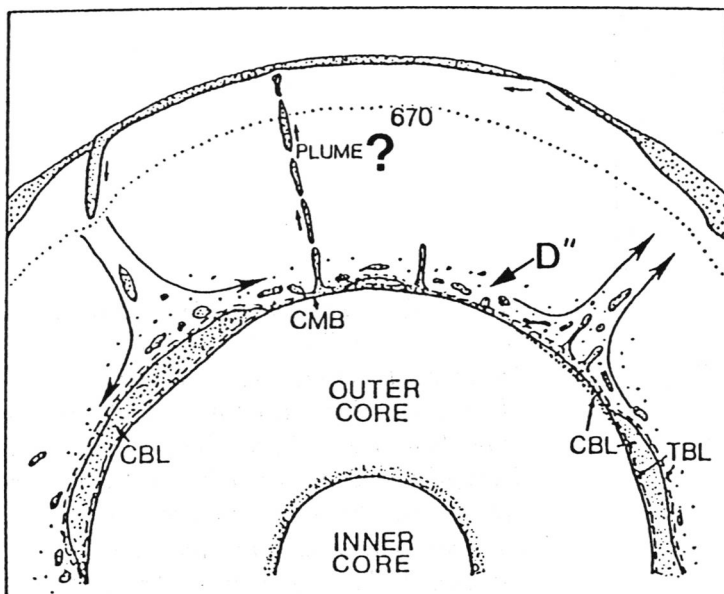


Abb. 1: Skizze der Struktur der Kern-Mantel-Übergangszone D" (CMB = Kern-Mantel-Grenze, CBL = Chemische Grenzschicht, TBL = Thermische Grenzschicht) (nach LAY)

Mantel-Plume-Entstehung; Ansammlung und laterale Anhäufung von chemischen Inhomogenitäten; eine kombinierte thermische und chemische Grenzschicht; eine isobarische Phasenänderung aufgrund starker lateraler Temperaturgradienten in D''; kleinräumige Konvektion in D'' und chemisch verursachte Mantel-Plumes; eine Grenzschichtinstabilität und thermisch verursachte Mantel-Plumes; eine Reaktion von Perovskit (Mantelmaterial) mit flüssigem Eisen (Kernmaterial), welche eine chemische Inhomogenität verursacht.

Die numerische Modellierung von Konvektion ergibt im Tiefenbereich von D'' kleinräumige Inhomogenitäten mit typischen Dimensionen von wenigen hundert Kilometern. Dies wirft die Frage auf, ob sich solch kleinräumige chemische und/oder thermische Anomalien mit seismischen Methoden im unteren Erdmantel auffinden und analysieren lassen.

Der erste, der diese Region anhand seismischer Wellen untersuchte, war der deutsche Geo-

physiker Beno GUTENBERG (1914). Er bestimmte die Tiefe der Kern-Mantel-Grenze und fand, daß sich der Geschwindigkeitsgradient im untersten Erdmantel von den darüberliegenden Regionen unterscheidet. Seit Anfang der achtziger Jahre erhält man mit der seismischen Tomographie ein 3D-Bild des Erdinnern. Dieses Verfahren macht sich zunutze, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen unter anderem von der chemischen Zusammensetzung, dem Grad der Aufschmelzung und der Temperatur des Materials abhängt. Mittels einer Vielzahl von Herd-Empfängerkombinationen und der zugehörigen Laufzeiten der seismischen Wellen läßt sich der momentane Zustand der Ausbreitungsgeschwindigkeit im Erdmantel kartieren. Außer an der Kern-Mantel-Grenze betragen die maximalen Kontraste wenige Prozent. Der Rückschluß von P- und S-Geschwindigkeiten und der Tiefe der Anomalien auf Temperatur, Zusammensetzung und Kristallstruktur der Mantelmaterialien ist dann mittels Hochdruck-

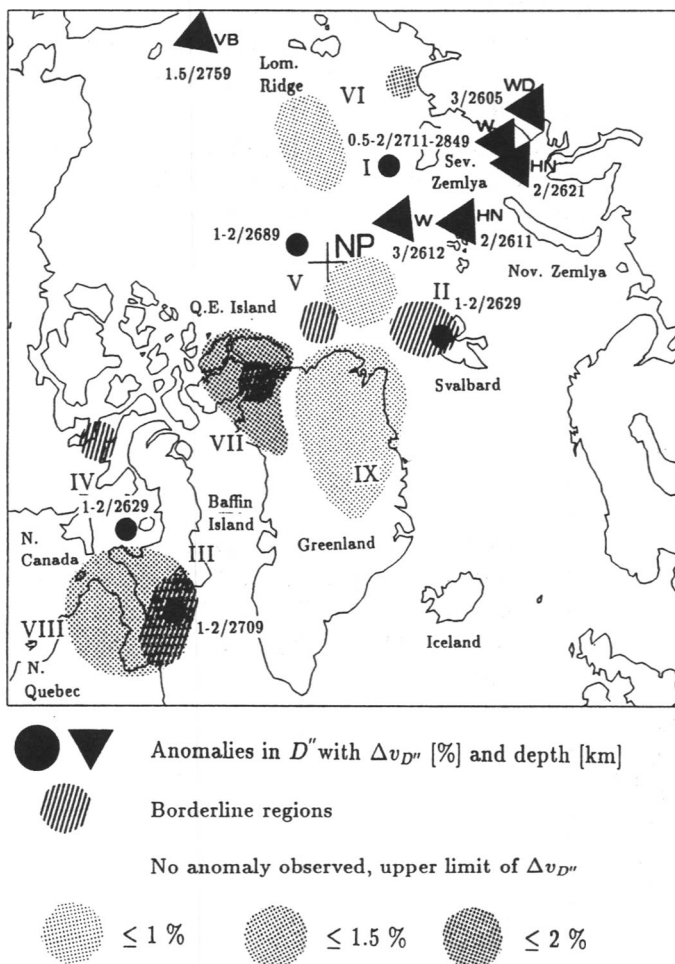


Abb. 2: Karte der Geschwindigkeitskontraste in D'' und Tiefe der Anomalien. Volle Kreise sind Gebiete mit Anomalien; Geschwindigkeitskontraste (in %) und Tiefe der Anomalien (in km). Schraffierte Gebiete sind Grenzfälle. Für die gepunkteten Gebiete ist nur die Angabe der maximalen Stärke potentieller Anomalien möglich. Volle Dreiecke zeigen die Regionen, in denen frühere Arbeiten Anomalien in D'' detektiert haben (nach KRÜGER u. a.)

und Hochtemperaturexperimenten möglich.

Die globale tomographische Inversion von P- und S-Wellenlaufzeiten zeigt lateral stark variierende Geschwindigkeiten im unteren Erdmantel. Die statistische Analyse von P- und S-Wellenlaufzeiten ergibt ebenfalls relativ starke Perturbationen in D“. Einer der größten Nachteile der globalen Tomographie ist jedoch das begrenzte laterale Auflösungsvermögen im unteren Erdmantel von etwa 2 000–4 000 km. Dies bedeutet, daß kleinere Geschwindigkeitsanomalien in D“ mit tomographischen Methoden nicht aufgelöst werden können.

Die Analyse langperiodischer S-Wellen und lang- und kurzperiodischer P-Wellen zeigt, daß D“ eine Region des Mantels mit Anomalien in Größen zwischen etwa 20 Kilometern und Tausenden von Kilometern ist. Eine deutliche Verbesserung der schlechten lateralen Auflösung der tomographischen Verfahren im unteren Erdmantel ist vor allem durch die Verwendung von seismischen Arrays und Netzwerken möglich. Im Gegensatz zur Standard-Tomographie, die auf der Analyse der Absolutlaufzeiten der P- oder S-Wellen basiert, werden hierbei auch zusätzliche, spätere Phasen verwendet. Der Schlüssel zur Analyse der Struktur des unteren Erdmantels ist die Beobachtung einer anomalen seismischen Welle, welche mit Standard-Erdmodellen nicht erklärt werden kann. Diese Welle wird zwischen der direkten P-Welle und PcP, der Reflexion an der Kern-Mantel-Grenze, (analog auch für S-Wellen) beobachtet und ist eine Reflexion von Anomalien im untersten Erdmantel. Die Verwendung dieser Welle verbessert die Genauigkeit der somit abgeleiteten lateral inhomogenen Modelle deutlich.

Ein entscheidender Fortschritt ergibt sich aus der Anwendung von Array-Verfahren und der Ausnutzung des gesamten Informationsgehalts der seismischen Wellen, d. h. der Laufzeit-, Amplituden- und Wellenform-Information. Hiermit erhält man eine laterale Auflösung, welche etwa zehnmal besser als die der globalen Tomographie ist. Da heute noch relativ

wenige seismische Arrays existieren, lassen sich momentan leider nur einige Regionen des unteren Erdmantels so detailliert untersuchen. Weiterentwicklungen solcher Array-Techniken, wie z. B. die Double-Beam-Methode, bei der zum erstem Mal eine Kombination aus den üblicherweise verwendeten Empfänger-Arrays und den nur selten verwendeten Quell-Arrays benutzt wird, erlauben eine weitere Verbesserung des Auflösungsvermögens und ermöglichen die Erstellung detaillierterer Karten der Struktur des untersten Erdmantels.

Eine entscheidende Rolle bei dem Verständnis der Prozesse im unteren Erdmantel werden Hochdruck- und Hochtemperatur-Experimente spielen, da nur sie die Phasengrenzen und die physikalischen Eigenschaften der entsprechenden Mineralien unter Bedingungen des unteren Erdmantels ableiten können, aus denen sich dann die entsprechenden seismischen Geschwindigkeiten ergeben.

Die numerische Simulation von Konvektion mit realistischen Werten für die thermodynamischen Gleichungen und für die Transportgleichungen des Erdmantels mit voller Zeitabhängigkeit in sphärischer (3D) Geometrie ist durch die Entwicklung immer leistungsfähigerer Supercomputer in greifbare Nähe gerückt. Um die Mantelkonvektion zu verstehen, sind zudem weitere Fortschritte in der Kenntnis der Interaktion des Erdkerns mit dem Erdmantel notwendig. Eine entscheidende Rolle spielt hierbei eine möglichst gute Kenntnis der Struktur und der Eigenschaften der Kern-Mantel-Übergangzone. Die Seismologie kann hierzu entscheidende Beiträge liefern. Die wichtigsten Aufgaben der Seismologie werden in der Zukunft hierbei sein: die Gewinnung von mehr und besseren Daten; die detailliertere Analyse des gesamten seismischen Wellenfeldes; die Entwicklung besserer Prozessierungs- und Array-Techniken sowie besserer Vorwärtsmodellierungstechniken, um genauer zu verstehen, wie sich das seismische Wellenfeld in solchen stark inhomogenen Medien ausbreitet.

Seismische Struktur des Erdmantels

R. Kind

Die seismischen Untersuchungen des Erdmantels liefern wesentliche Beiträge zur Erkenntnis seiner Dynamik und stofflichen Zusammensetzung. Die Dynamik des Erdmantels verursacht das Entstehen und Vergehen von Kontinenten und Ozeanen und ist deshalb ein wesentlicher Teil unserer Umwelt, auch wenn sich das Geschehen in geologischen Zeiträumen abspielt. Die Dynamik des Erdmantels ist letztendlich auch der Auslöser für sehr kurz andauernde und plötzlich auftretende Vorgänge wie Erdbeben und Vulkanausbrüche.

Die Seismologie ist in der Lage, detaillierte Informationen über physikalische Parameter im gesamten Inneren des Erdkörpers zu liefern. Voraussetzungen dafür sind Daten von ausreichender Quantität und Qualität. Auf diesem Gebiet hat sich in den letzten 10-20 Jahren ein Durchbruch ereignet. Zur Zeit existieren mehrere hundert moderne Stationen, die in einem sehr breiten Frequenzband und mit hoher Dynamik seismologische Daten registrieren. Ein Teil dieser Stationen ist in permanenten Observatorien eingerichtet, andere werden in temporären Projekten genutzt. Netzwerke solcher Stationen werden von verschiedenen Ländern betrieben: USA (IRIS, PASSCAL), Frankreich (GEOSCOPE), Italien (MedNet), Deutschland (GRSN, GEOFON) und Japan (POSEIDON). Ein internationales Netz von Erdbebenstationen auf dem Meeresboden ist in Vorbereitung (ION). In verschiedenen Ländern existieren Gerätepools für temporäre Projekte. Seit 10 Jahren koordiniert die "Federation of Digital Seismic Networks" (FDSN) innerhalb der International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) die globale und auch regionale Verteilung der permanenten Stationen. Die vollständigen Wellenformdaten werden in Datenzentren gesammelt und wissenschaftlichen Nutzern kostenlos zur Verfügung gestellt (z. B. IRIS-Seattle; ORFEUS-Utrecht; SZGRF-Erlangen; GFZ-Potsdam). Für einzelne wissenschaftliche Untersuchungen werden hunderte oder tausende Seismogramme benötigt, so daß zur Verarbeitung dieser Datenmenge die modernste Computertechnologie nötig ist. Aber auch

methodisch müssen völlig neue Wege gegangen werden. Damit steht die globale Seismologie heute in der vordersten Front der Nutzung moderner Methoden der Datenübertragung und -verarbeitung.

Bis vor einigen Jahrzehnten war die Meinung weit verbreitet, daß die radialsymmetrische seismische Struktur des Erdmantels weitgehend bekannt ist und eigentlich nur noch belanglose Verbesserungen angebracht werden können. Diese Vorstellung hat sich grundlegend geändert, als man erkannte, daß mit Hilfe großer Datenmengen die dynamischen Vorgänge im Erdmantel sichtbar gemacht werden können. Hierbei hat die globale Tomographie, die etwa Anfang der 80er Jahre entstand, einen großen Beitrag geleistet. Moderne tomographische Mantelmodelle lassen bis etwa 400 km Tiefe Einflüsse der Oberflächentektonik erkennen. In letzter Zeit werden immer häufiger Laufzeitdifferenzen bestimmter Wellentypen benutzt, um tomographische Modelle in begrenzten Regionen des Mantels höher aufzulösen. So wurden mit Hilfe von SS-S-Laufzeitdifferenzen sehr hochauflösende Temperaturmodelle des oberen Mantels gewonnen. Es gelang weiterhin, die Differenzlaufzeit der Unterseitenreflexionen von SH-Wellen (SS-Vorläufer) an den Manteldiskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe zu kartieren. Dabei wurde eine Korrelation dieser Differenzlaufzeiten mit den Hauptstrukturen der Oberflächentektonik festgestellt, der Verteilung von Kontinenten und Ozeanen. Diese Beobachtung wurde interpretiert als Folge von etwa 100-200 °K geringeren Temperaturen unter Kontinenten als unter Ozeanen, in deren Folge die Mantelübergangszone unterschiedliche Mächtigkeiten annimmt. Als Konsequenz ergibt sich daraus, daß in Extrapolationen der Hypothese von T. H. JORDAN die Wurzeln der Kontinente bis 660 km Tiefe reichen. Diese Beobachtung stellt eine wichtige Randbedingung bei der Modellierung plattentektonischer Prozesse dar.

Ein anderes noch sehr kontroverses Problem ist die Schärfe der beiden Hauptdiskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe. Einige Seismologen schlossen aus P-S konvertierten Wellen, daß

die 660-km-Diskontinuität eine 20-30 km mächtige Übergangszone bildet, während die 410-km-Diskontinuität wesentlich schärfer ist. Untersuchungen mit kurzperiodischen Vorläufern von P'P' ergaben, daß beide Diskontinuitäten wenigstens lokal sehr scharf (< 4 km) sein sollten. Die Schärfe der Diskontinuitäten ist eine wichtige Randbedingung für petrologische Mantelmodelle.

Die 660-km-Diskontinuität übt als Grenze zwischen dem oberen und unteren Mantel den größten Einfluß auf den Verlauf der

Mantelkonvektion aus. Deshalb ist die Kenntnis ihrer genauen Struktur von großer Bedeutung.

Die künftige Entwicklung wird wahrscheinlich in der verstärkten Nutzung von Differenzlaufzeiten zur Verbesserung tomographischer Modelle und in der erweiterten Nutzung von Wellenformdaten, vor allem von schwachen Phasen aus dem oberen und unteren Mantel, liegen. Neben den Daten der globalen Netze werden dazu auch vermehrt temporäre Stationsnetze genutzt werden.

Erdbebenforschung - Neue Herausforderungen für die Geophysik

F. Wenzel

Fünzig Prozent aller Opfer von Naturkatastrophen gehen auf das Konto von Erdbeben oder ihrer unmittelbaren Folgewirkungen (z.B. Tsunamis). Die absolute Zahl der Opfer beträgt im bisherigen Verlauf des 20. Jahrhunderts ca. 2 Millionen. Bei wachsender Bevölkerungsdichte ist absehbar, daß eine dramatische Zunahme der Zahl der Opfer dann zu erwarten ist, wenn nicht gleichzeitig Maßnahmen zur Minderung der Schäden entwickelt und implementiert werden. Abschätzungen der Schadenswirkung einer Wiederholung des Kanto-Bebens von 1923 liefern das Bild eines stark zerstörten Tokyos mit 60 000 Toten, mit 2 000 Milliarden US\$ materiellen Verlusts und einer folgenden Weltrezession, weil japanisches Kapital in kurzer Zeit aus internationalen Anlagen abgezogen würde. Angesichts solcher Perspektiven bleiben die Ziele der International Decade of Natural Disaster Reduction (IDNDR, UN-Resolution 42/169/1987) bis weit ins nächste Jahrtausend aktuell. Der Beitrag der Geowissenschaften dazu ist von größter Bedeutung.

Im vergangenen Jahrzehnt lassen sich ohne Zweifel deutliche Fortschritte in der Erforschung von Erdbeben verzeichnen. Die wichtigsten sind:

- Experimentelle Einsicht in Herdprozesse
- Untersuchung der Spannungsverteilung in der Erdkruste
- Globales Kartieren von Verwerfungen
- Abschätzung des seismischen Risikos mit standardisierten Methoden

- Einbeziehung geologischer und geodätischer Daten in Gefährdungsrechnungen
- Entwicklung der Paläoseismologie.

Diese Erfolge wurden durch moderne Technologien wie bessere seismologische Instrumentierungen (digitale Breitbandstationen), Satellitenmethoden (Radarinterferometrie), Tiefbohrungen (Kola, Cayun Pass, KTB), Präzisionsvermessung mit GPS und computerisierte Inversionstechniken für geowissenschaftliche Daten erzielt. Wesentlich war auch das international koordinierte Vorantreiben dieser Bemühungen durch das International Lithosphere Program (ILP) sowie die International Association of Seismology and Physics of the Earth (IASPEI). Positive Entwicklungen sind natürlich auch im Bereich des Ingenieurwesens zu nennen; etwa bei der Bauwerksertüchtigung, der Bauwerksisolierung (Gummilager), der Evaluation der Boden/Bauwerk-Wechselwirkung, der GIS-gestützten Risikoanalyse u.a.m..

Dennoch haben die jüngsten starken Beben einige überraschende Fakten deutlich gemacht. Das Northridge-Beben (1994, $M_w = 6.7$) bei Los Angeles erfolgte auf einem sogenannten 'blind thrust fault'. Die Gefährdungsrechnungen in Südkalifornien beziehen diesen Verwerfungstyp, der sich geologisch nicht offenkundig dokumentiert, in keiner Weise mit ein. Die Stahlskelettbauten in der Nähe des Epizentrums wiesen Risse in den Verbindungsteilen auf. Diese kamen völlig unerwartet, da die maximale Bodengeschwindigkeit an diesen Bauten mit 50 cm/s relativ gering ausfiel. Das Kobe-Erdbeben (1995, $M_w = 6.9$) mit über

5 000 Toten und ca. 100 Milliarden US\$ Schaden erreichte mit Beschleunigungen von der Größe der schwerkraftbedingten Erdbeschleunigung höhere Werte als erwartet. Beide Beben fanden in dicht bewohnten Regionen statt und demonstrieren, daß Geowissenschaftler und Ingenieure noch einen langen Weg zurückzulegen haben, bevor man von zuverlässigen Abschätzungen der Gefährdung und adäquaten technologischen Antworten sprechen kann.

Welches sind die wesentlichen Herausforderungen für die Forschung auf dem Gebiet der starken Erdbeben? Ohne Bezug auf eine spezielle Lokation zu nehmen, können drei gleichermaßen bedeutende Punkte genannt werden:

1. Abschätzung des Gefährdungspotentials. Diese schließt die Abschätzung von auftretenden Beschleunigungen sowie Fokussierungs-, Defokussierungs- und Dämpfungseffekten durch lithosphärische Inhomogenitäten ein. Neben dieser regionalen Zonierung spielt eine kleinräumige Zonierung in urbanen Regionen, die auf variablen Untergrundbedingungen basiert, eine wichtige Rolle. Bei welchen Beschleunigungen verhält sich der Boden und Baugrund nichtlinear und wann treten Verflüssigungseffekte auf? Können mit wenigen geotechnischen Parametern die Reaktion des Bodens und sein Einfluß auf Bauwerke bestimmt werden? Mit welchen deterministischen oder probabilistischen Ansätzen können flächhaft Schäden quantitativ prognostiziert werden? Wie verhalten sich neue und geschädigte Gebäude und infrastrukturelle Einrichtungen bei einem starken Beben? Die Verfügbarkeit von experimentellen Daten über eine breite Skala von möglichen Beschleunigungen, Magnituden und Frequenzen ist ein Schlüssel für die Bewertung und Beantwortung dieser Fragen.
2. Verstehen der Ursachen der Beben mit dem Ziel, Herdmechanismen und Abstrahlmechanismen quantitativ modellieren zu können. Damit lassen sich das Gefährdungspotential einschätzen und ein entsprechender Maßnahmenkatalog entwickeln. Grundlegende Aspekte bezüglich der Bebenzyklen und der sie erzeugenden tektonischen Prozesse sind zu wenig verstanden. Welche Faktoren kontrollieren die Häufigkeit von Beben, in welcher Folge finden die Bruch-

prozesse statt, welche Modelle beschreiben die Bebenstatistik unter welchen Bedingungen: Niedrigparametrische, nichtlineare mechanische Modelle oder hochdimensionale Simulation kritischer Phänomene? Wie wirken Herdphysik, Abstrahlcharakteristik, Wellenausbreitungsvorgänge und nichtlineare Boden/Bauwerk-Wechselwirkungen zusammen? Mit welchen Nachbeben muß nach einem Hauptbeben gerechnet werden? Die Beantwortung dieser Fragen erfordert Modelle des tektonischen Szenarios (auf Grundlage der geologisch dokumentierten Prozesse), der rezenten Deformationen und Spannungen sowie der Temperatur-, Druck- und Fluidverhältnisse am Ort der Beben. Ziel ist das Verständnis des mechanischen und dynamischen Verhaltens realistischer Medien und die Entwicklung physikalischer Modelle des Bruchvorgangs. Diese Modelle verknüpfen die verschiedenen Raum- und Zeitskalen, die tektonische Langzeitprozesse und Erdbeben charakterisieren. Die Untersuchungen müssen in die Frage münden: Was ist überhaupt bei Erdbeben vorhersagbar?

3. Entwicklung von Maßnahmen, um Auswirkungen von Erdbeben auf die menschliche Zivilisation zu reduzieren. Sie müssen auf der Entwicklung realistischer Bebenszenarien fußen, die ganz verschiedene Zeitskalen einschließen. Einige Maßnahmen, wie die Anlage von Depots und die Bereitstellung von Ressourcen können lange vor einem großen Beben implementiert werden. Sie gilt es entsprechend zu entwickelnder Kriterien zu optimieren. Die zweite Zeitskala sind die Minuten und Stunden um das Beben herum. Frühwarnsysteme, die die Differenz zwischen den Laufzeiten der S- und P-Wellen nutzen, müssen auf eine solide seismologische Beobachtungsbasis gestellt werden. Die Erfassung der Schäden an Gebäuden und Transportwegen, etwa durch Luftaufklärung mit automatischer Bildauswertung, ist ein zeitkritischer Vorgang. Anhand der Ergebnisse sind ständig Entscheidungen zu fällen, von denen Menschenleben abhängen. Gleiches gilt für die Optimierung von Rettungsmaßnahmen. Sie sind nicht nur zeitkritisch, sondern hängen zudem extrem nichtlinear von der Magnitude ab. Nur wenig höhere als prognostizierte Magnituden können qualitativ neue Rettungsszenarien erfordern.

Die Entwicklung entsprechender Expertensysteme und Algorithmen, das Setzen der richtigen Prioritäten, die Prognostik der Konsequenzen bestimmter Maßnahmen sind keine rein technischen Fragen, sondern immer noch Probleme der Grundlagenforschung, die allerdings nur in enger Zusammenarbeit mit den lokalen Autoritäten zielgerichtet betrieben werden können. Die nötige Datenbasis liefert ein zu erstellendes Geographisches oder Technisches Informationssystem (GIS/TIS). Die Frage nach dem Risiko, welches Nachbeben in einer bereits angeschlagenen Stadt darstellen, spielt eine wesentliche Rolle bei der Planung von Maßnahmen. Auch hier ist die zeitkritische Interaktion von Geo- und Ingenieurwissenschaften unabdingbar.

Besondere Aufmerksamkeit verdienen die großen Städte in entwickelten und sich entwickelnden Ländern. Starkbeben haben das Potential, Katastrophen großen Ausmaßes in sogenannten Megacities auszulösen. Dieses Poten-

tial droht zu wachsen, weil die Bevölkerung dieser Städte 3mal schneller expandiert als der globale Durchschnitt. Dabei ist zu bedenken, daß Kobe und Northridge mit Momentenmagnituden unter 7.0 keineswegs zu den ganz starken Beben gerechnet werden können. Letztere werden den 100- oder 1 000fachen Betrag an Energie freisetzen.

Für die geophysikalische Forschung stellen diese Probleme eine anhaltende Herausforderung dar, die alle spannenden Momente moderner Wissenschaft enthält: Gewinnung von Einsicht in grundlegende Phänomene, Verständnis für komplexe Systeme, Interdisziplinarität, Technologieentwicklung und Gesellschaftsrelevanz. Dieser Stellenwert spiegelt sich in dem Umstand wider, daß Erdbeben und Desasterforschung einen Schwerpunkt der Aktivitäten des GeoForschungsZentrums Potsdam darstellen und Gegenstand des ab 1.7.1996 von der DFG genehmigten Sonderforschungsbereichs 461 in Karlsruhe sind.

Neue Ergebnisse der Paläomagnetik zur Driftgeschichte der europäischen Mikroplatten

H. C. Soffel, V. Bachtadse und J. Tait

Die aktuelle Konfiguration der Lithosphärenplatten und ihre Relativbewegungen (rezent und während der letzten etwa 100 Millionen Jahre) lassen sich aus der globalen Verteilung der Seismizität, den Bewegungen an tektonischen Störungssystemen, den mittelozeanischen Anomalien des Erdmagnetfeldes und aus den scheinbaren Polwanderungskurven ableiten. Ergebnisse der Geologie, Paläontologie und Paläoklimatologie steuern zusätzliche Daten bei. Die Paläomagnetik und geologische Befunde liefern die einzigen zuverlässigen Informationen bei der Rekonstruktion der Plattenbewegungen in der davor liegenden Zeit.

Paläomagnetische und geologische Argumente haben in den letzten Jahren zu der Erkenntnis geführt, daß Europa nördlich des alpinen Falteingürtels aus der Kollision dreier Kontinente (Gondwana, Baltica, Laurentia) sowie mindestens zweier Mikroplatten (Avalonia und Armorica) im Paläozoikum hervorgegangen ist. Der Kontinent „Baltica“ erstreckt sich von der

Trans-European-Suture-Zone TESZ (etwa einer Linie von Dänemark bis zum Schwarzen Meer folgend) bis zum Ural. Zu ihm gehören auch Skandinavien sowie das Baltikum. Ein Mikrokontinent schließt sich südlich und westlich an. Er trägt den Namen „Avalonia“. Sein europäischer Teil besteht im wesentlichen aus dem Südtteil der Britischen Inseln und dem Norddeutschen Raum. Noch weiter südlich liegt ein weiterer Mikrokontinent namens „Armorica“. Er umfaßt den Teil Europas, der sich in einem Bogen von der Iberischen Halbinsel, über die Bretagne und das Massif Central, über Vogesen und Schwarzwald bis in die Böhmisches Masse nach Ost-Mähren erstreckt. Dort finden wir das variscische Gebirge, das im Karbon (vor ca. 310 Millionen Jahren) durch die Kollision Gondwanas (Afrika einschließlich Antarktika, Südamerika und Australien) mit dem Südrand der kaledonisch konsolidierten Platte - bestehend aus Laurentia (Nordamerika

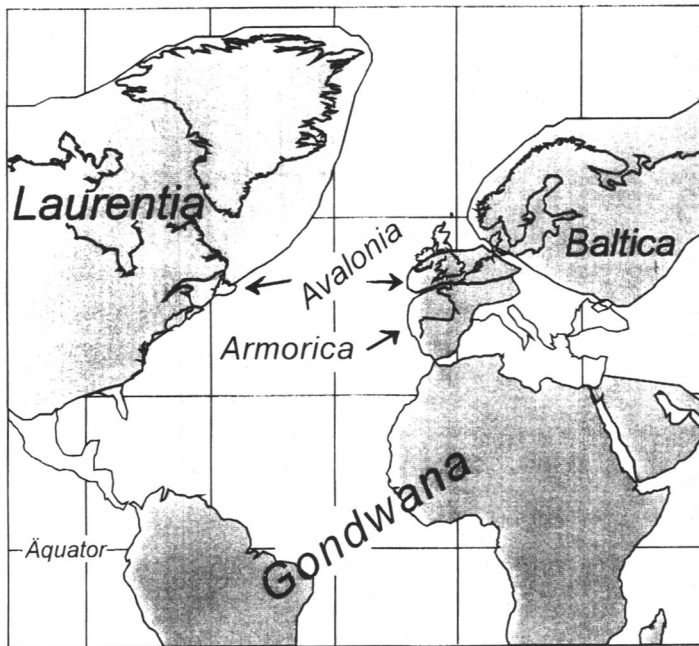


Abb. 1: Die drei Teilkontinente Europas: Baltica, Avalonia und Armorica. Laurentia umfaßt Nordamerika mit Grönland. Südamerika, Afrika und Arabien gehören zu Gondwana. Teile Gondwanas und Avalonias sind mit Laurentia bei der Öffnung des Atlantiks nach Westen gewandert, Teile Laurentias bei Europa verblieben.

mit Grönland), Baltica und Avalonia - entstanden ist.

Abb. 1 zeigt in einer Skizze die europäischen Teilkontinente Baltica, Avalonia und Armorica, die sich im Altpaläozoikum von einem großen „Mutterkontinent“ (Gondwana) in der Nähe des Südpols abtrennten. Angetrieben durch endogene Kräfte drifteten sie auf den Äquator zu, um schließlich nacheinander und miteinander mit Laurentia in Äquaturnähe zu kollidieren und sich mit ihm zu verschmelzen.

Diese recht abenteuerlich klingende Driftgeschichte und ihre einzelnen Stadien lassen sich inzwischen belegen und quantifizieren. Neue Daten zur Bestimmung der Paläogeographie, insbesondere Armorigas, konnten im Rahmen des Schwerpunktprogramms der Deutschen Forschungsgemeinschaft mit dem Titel „Orogene Prozesse: Ihre Quantifizierung und Simulation am Beispiel der Varisciden“ gewonnen werden.

Abb. 2 zeigt im ersten Bildchen links oben eine vereinfachte Weltkarte (Blick auf den Südpol) im Erdaltertum zur Zeit des Ordoviz vor etwa 490 Millionen Jahren. Es gab damals den großen Kontinent Laurentia in der Nähe des Äquators. In der Nähe des heutigen Südpols existierte damals eine zweite riesige Landmasse mit dem Namen „Gondwana“. So wie sich in der jüngeren geologischen Geschichte Indien und Australien von Afrika abtrennten, so lösten sich vor etwa 500-480 Millionen Jahren nach-

einander die drei Teilkontinente Baltica, Avalonia und Armorica vom Rand Gondwanas ab, um nach Norden zu driften. Es bildeten sich zwischen Gondwana und den abgedrifteten Kontinenten, ähnlich der Bildung des heutigen Atlantiks, große Meeresbecken aus, zum Beispiel der Rheische Ozean (auch Massif Central-Moldanubian Ocean (MCM) genannt) und die Tornquist-See.

Zum Kontinent Laurentia hin wurde ein anderes Meeresbecken, der Iapetus-Ozean, durch die nordwärts driftenden Kontinente allmählich geschlossen. Dieser wurde schließlich zuerst von Baltica und dann von Avalonia eingeengt und verschwand durch Subduktion unter Laurentia. Dabei bildete sich das große sogenannte kaledonische Faltengebirge, das sich von Norwegen bis Nordschottland erstreckt. Seine Ausläufer am Ostrand Nordamerikas in den Appalachen wanderten zusammen mit West-Avalonia bei der Öffnung des Atlantiks nach Westen. Der ganze Vorgang ähnelt der heute immer noch aktiven Faltung und Heraushebung des Himalaya durch die Kollision Indiens mit dem Südrand Asiens.

Abb. 2 zeigt in verschiedenen Zeitschnitten von 490 bis 260 Ma die Paläopositionen der europäischen Teilkontinente, ihre Kollision mit Laurentia und schließlich die Kollision Gondwanas mit dem um Baltica, Avalonia und Armorica vergrößerten Kontinent. Noch während der Norddrift der drei Kontinente hatte sich Gondwana selbst auf eine Wanderung nach

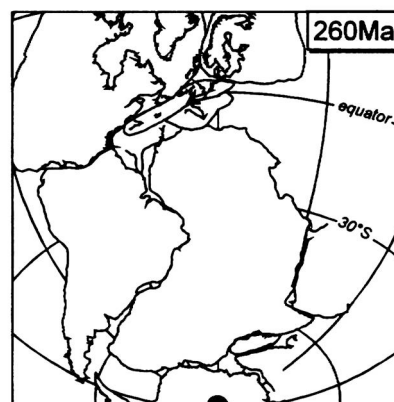
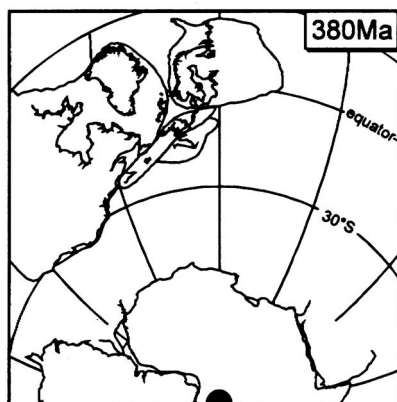
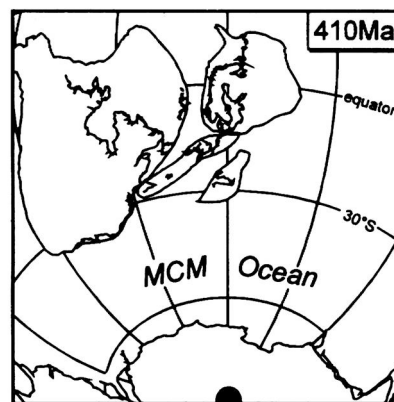
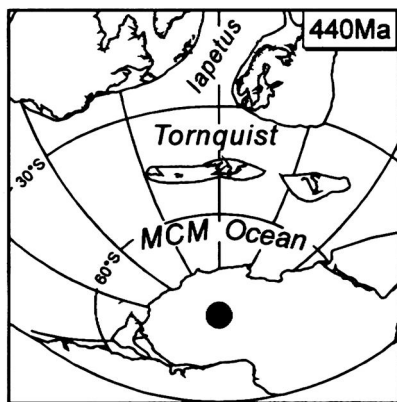
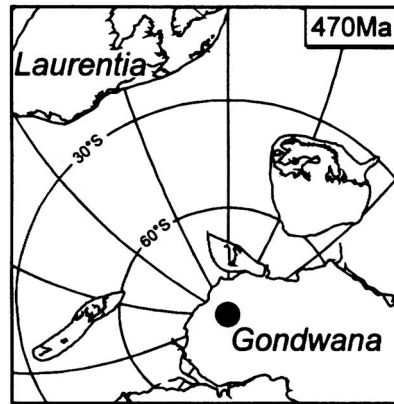
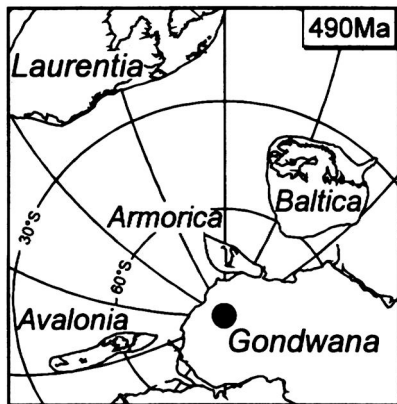


Abb. 2: Verteilung der Kontinente im Erdaltertum vor 490, 470, 440, 410, 380 und 260 Millionen Jahren (Ma). Die Kontinente brachen auseinander und gruppierten sich neu. Es entstanden große Ozeanbecken, die später wieder verschwanden. Die Kollisionen der Kontinentalplatten führten zu ausgedehnten Gebirgsbildungen.

Norden begeben und dabei auch den Rheischen Ozean und die Tornquist-See durch Subduktion zum Verschwinden gebracht. Die Kollision Gondwanas mit dem Südrand Armoricas führte dann vor etwa 310 Millionen Jahren zur sogenannten variscischen Gebirgsbildung, die den damaligen Südrand des ganzen Nordkontinents erfaßte und der wir in Europa das alte Gebirge von Iberien bis nach Mähren verdanken. Auch der Ostteil Nordamerikas wurde dabei ein zweites Mal erfaßt ebenso wie Westafrika und der nördliche Teil Südamerikas.

Ähnlich wie heute während der immer noch aktiven alpidischen Gebirgsbildung ein Sporn

Afrikas (Italien) unter Bildung des Alpenbogens den Südrand Europas ein zweites Mal deformiert, wurde auch das variscische Gebirge bogenförmig gestaltet. Dabei kam es zu Umlagerungen riesiger Gesteinspakete in Form sedimentärer und kristalliner Decken, die schon damals sicher von großen Erdbeben begleitet waren. Teile der Gesteine des Rheischen Ozeans und der Tornquist-See sind heute am Südrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich als stark verfaltete Kalke mit Zwischenlagen von vulkanischen Gesteinen aufgeschlossen.

Beiträge der Refraktionsseismik zur Erforschung der Krustenstruktur junger Orogene

P. Giese

Zusammenfassung

In den letzten 40 Jahren sind in Orogenzonen umfangreiche refraktionsseismische Messungen durchgeführt worden. Deutsche Institute hatten daran einen wesentlichen Anteil. Es zeigt sich, daß in den jungen Orogenen eine ganz charakteristische Asymmetrie der Krustenstruktur existiert, die durch laterale intrakrustale Inhomogenitäten erkannt werden kann. Die internen Zonen zeigen eine relativ dünne Kruste, während die zentralen und insbesondere die externen Zonen eine Verdickung der Kruste aufweisen. Die Krustenverdickung ist im wesentlichen durch den Prozeß der tektonischen Krustenstapelung zu erklären. Dies scheint auch für ältere Orogene zu gelten. Nur die Krustenverdickung im Vorbogen der Zentralen Anden muß durch Underplating- und Metasomatose-Prozesse gedeutet werden.

Einleitung

Seit Mitte der fünfziger Jahre wurden in zunehmendem Umfang weltweit seismische Messungen zur Erforschung der kontinentalen und ozeanischen Lithosphäre eingesetzt. Während bis Mitte der siebziger Jahre überwiegend die Refraktionsseismik zum Einsatz kam, gewann in den letzten zwanzig Jahren die Reflexionsseismik mit ihrem größeren Auflösungsvermögen immer mehr an Bedeutung. Heute werden beide Beobachtungsmethoden gegenseitig ergänzend angewendet.

Die Ergebnisse der Refraktionsseismik haben gezeigt, daß die kontinentale Erdkruste in erster Annäherung in drei Schichten gegliedert werden kann: die Sedimenthülle, die Oberkruste und die Unterkruste. Zwischen diesen Schichten liegen seismisch mehr oder minder gut erkennbare Diskontinuitäten. Die Conrad- oder C-Diskontinuität trennt die Ober- und Unterkruste, während die Mohorovicic- oder Moho-Diskontinuität die Kruste vom oberen Erdmantel abgrenzt.

Es ist das Ziel der Refraktionsseismik, die Tiefenlage und die Geschwindigkeiten dieser Diskontinuitäten zu bestimmen und nach Möglichkeit flächenhaft zu erfassen. Dabei zeigt sich, daß die Moho-Diskontinuität in den meisten Regionen auf der Basis überkritischer Reflexionen (P^{MP}) oder von Ersteinsätzen (P_n) gut erfaßt werden kann. Die Erfahrung zeigt aber auch, daß die C-Diskontinuität regional sehr unterschiedlich ausgebildet ist.

Als nach dem Zweiten Weltkrieg weltweit begonnen wurde, seismische Messungen zur Erforschung der Erdkruste einzusetzen, standen bereits Gebirgssysteme im Vordergrund des Interesses. Gebirgssysteme sind Großstrukturen auf der Erde, in denen die kontinentale, die ozeanische Erdkruste und auch Teile des unterlagernden Mantels großräumigen Deformationsprozessen unterworfen werden.

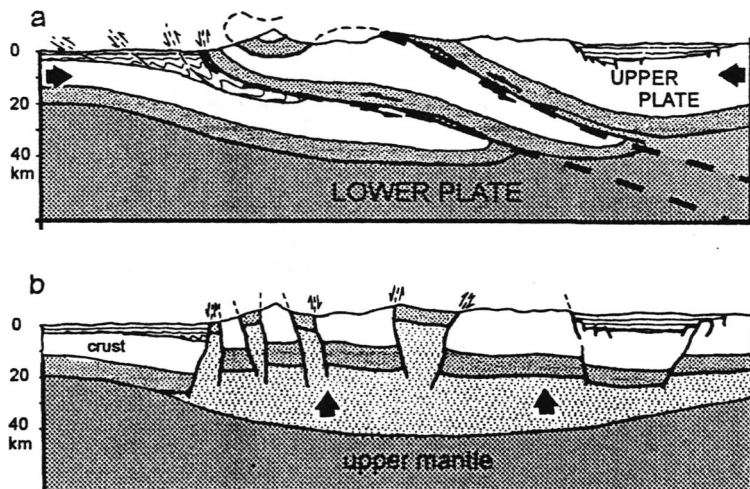


Abb.1: Modelle der Krustenverdickung entstanden durch tektonische Überschiebungen und Deckenbau (a) oder durch vertikaltektonische Blockverstellungen (b). Im zweiten Fall muß neugebildetes Krustenmaterial aus dem Mantel zugeführt werden

Schon Ende der vierziger und Anfang der fünfziger Jahre wurden die ersten krustenseismischen Messungen in Westdeutschland durchgeführt. Bereits in der zweiten Hälfte der fünfziger Jahre fanden im Rahmen einer internationalen Kooperation zwischen Deutschland, Frankreich und Italien krustenseismische Untersuchungen in den Westalpen statt. Hier konnte zum ersten Mal gezeigt werden, daß ein junges Orogen wie die Alpen eine klar ausgeprägte Gebirgswurzel hat. Im Rahmen dieser Messungen wurde auch das anomale Schwerehoch von Ivrea im Innenbogen der Westalpen erforscht und als Aufwölbung des Mantels gedeutet. Ende der sechziger Jahre begannen sich die Vorstellungen über die globalen Konsequenzen der Plattentektonik durchzusetzen. Seismische Messungen in Orogenzonen gewannen eine neue Bedeutung, da hieraus wesentliche Beiträge zum Problem der Deformationsprozesse zu erwarten waren.

Eine besondere Intensivierung erfuhren die deutschen Aktivitäten zur Erforschung von Orogenzonen in Europa, Afrika, Asien und Süd- und Mittelamerika durch eine Reihe von Schwerpunktprogrammen und Sonderforschungsbereichen, die durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanziell gefördert wurden.

Zur Struktur junger Orogene

Bis Anfang der sechziger Jahre wurden die Vorstellungen über die Deformationsprozesse der Erdkruste durch das Konzept der Vertikaltektonik (Abb. 1b) dominiert. In den siebziger Jahren setzte sich mit der allgemeinen Akzeptanz der Plattentektonik die Ansicht durch, daß junge und auch ältere Orogene durch weitrei-

chende horizontale Überschiebungen, die bis 100 km und mehr erreichen können, geprägt sind (Abb. 1a). Hierbei werden nicht nur die Sedimente von den Deformationen erfaßt (thin-skinned-tectonics), sondern die gesamte Erdkruste wird aufgrund ihrer rheologischen Gliederung in diese Überschiebungstektonik mit einbezogen (thick-skinned-tectonics). Die Abscherungsbahnen setzen sich im Erdmantel fort ("tectonics do not stop at the Moho"). Eine Gliederung der kontinentalen Lithosphäre in eine Oberplatte und eine Unterplatte ist typisch für derartige Kollisionsstrukturen.

Während in der klassischen Betrachtungsweise die Conrad- und Moho-Diskontinuitäten als kontinuierlich zu verfolgende Grenzflächen galten, fordert das neue Konzept, daß auch die charakteristischen Krusten-Diskontinuitäten mit in die Deformationen einbezogen werden, wie in Abb. 1a gezeigt. Bei entsprechender Beobachtungskonfiguration läßt sich eine derartig komplizierte Struktur mit Hilfe refraktionsseismischer Messungen erkennen und auflösen (Abb. 2).

Refraktionsseismische Messungen in jungen Orogenzonen

Die deutschen Aktivitäten auf dem Gebiet der refraktionsseismischen Krustenforschung weiteten sich sehr schnell über den variskischen Raum Mitteleuropas aus. Gebirgssysteme wie die Alpen, die mediterranen Gebirge, wie Apennin, Helleniden, Atlas und auch die Iraniden wurden mit in die Untersuchungen einbezogen. Zu nennen sind auch die Projekte in den Anden und im Himalaya. Zum großen Teil wurden diese Messungen im Rahmen internationaler Programme durchgeführt. Besonders

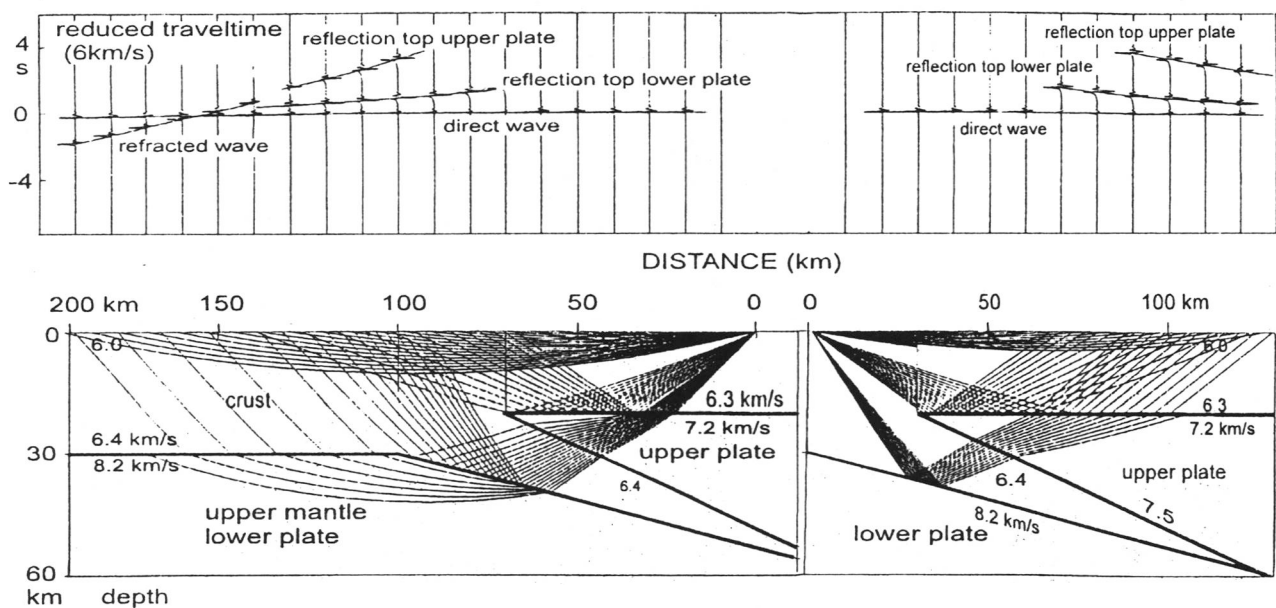


Abb 2: Strahlenwege und Laufzeitdiagramme in einem Krustenmodell mit Überschiebungsstruktur. Im linken Modell liegt der Schußpunkt auf der Oberplatte, im rechten auf der Unterplatte. Das obere Diagramm zeigt die charakteristischen Laufzeitkurven der reflektierten Wellen von der Oberfläche der beiden Grenzflächen.

erfolgreich war das Projekt "Europäische Geotraverse (EGT)".

Die in über 40jähriger Arbeit in Orogenzonen gewonnenen refraktionsseismischen Daten zeigen deutlich, daß die klassische Modellvorstellung von einer einfach geschichteten Kruste im Sinne der Abb. 1b erweitert werden muß. Die in den meisten jungen Orogenen erkannte Krustenverdickung ist im Sinne einer Stapelung von Krusteneinheiten (thick-skinned-tectonics) zu sehen. Die internen Überschiebungsstrukturen werden durch signifikante laterale Änderungen in der Krustenstruktur erkennbar.

Alpen und mediterrane Orogene

Bereits in der zweiten Hälfte der sechziger Jahre setzte sich aufgrund einer neuen Interpretation der refraktionsseismischen Daten die Erkenntnis durch, daß der berühmte Ivrea-Körper im Innenbogen der Westalpen keine Aufwölbung oder Ausstülpung des Erdmantels darstellt. Er ist als der Westrand der Adria-Platte anzusehen, die während der alpinen Orogenese auf die europäische Platte aufgeschoben wurde. Spätere reflexionsseismische Messungen haben diese grundsätzliche Struktur bestätigt und im Detail erweitert.

Diese grundlegende Überlagerungsstruktur der Adria-Platte als Oberplatte über die europäische Platte als Unterplatte läßt sich längs der gesamten Insubrischen Linie verfolgen. Abb. 3 zeigt einen N-S-Schnitt durch die Schweizer Alpen, die westliche Po-Ebene und den Nordapennin, in dem diese Überlagerungsstruktur in den Alpen und im Apennin zu erkennen ist. Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen und tektonische Überlegungen bestätigen dieses Modell. In Form einer dichten Lithosphärenwurzel setzt sich die Alpenwurzel unter den Südalpen und der Po-Ebene fort, wie tomographische und gravimetrische Studien zeigen.

Auch in den Ostalpen ist diese Struktur anzutreffen, auch wenn sie auf den ersten Blick nicht so auffällig ist, wie in den Westalpen. Doch ist auch hier eine Krustenstapelung anzutreffen. Oberkrustengesteine der Oberplatte überlagern Krustenmaterial der Unterplatte. Daraus resultiert eine Gesamtkrustenmächtigkeit von 45 km (Abb. 4).

Apennin

Noch deutlicher ist die asymmetrische Krustenstruktur im Apennin zu erkennen. Abb. 3 zeigt die Verlängerung des Westalpen-Profiles durch den Nordapennin. Die Moho-

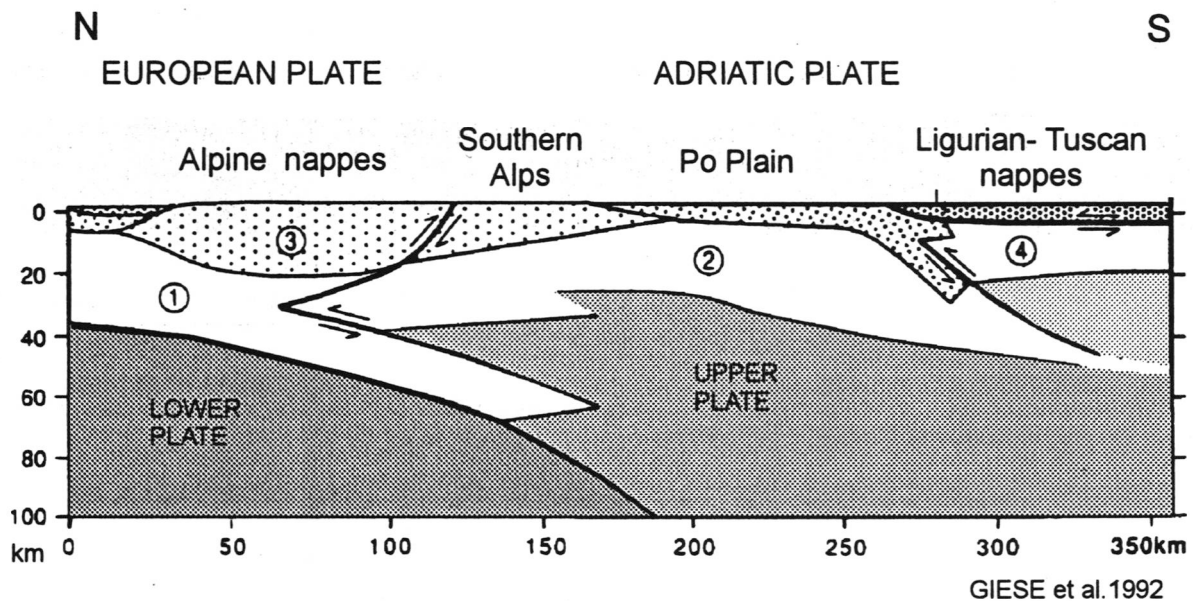


Abb. 3: Lithosphärenprofil entlang der EGT durch die Westalpen, die Po-Ebene und den Nordapennin mit folgenden Platteneinheiten: 1: Europäische Einheit, 2: Po-Ebenen-Einheit, 3: Westalpen-Einheit, 4: Einheit des nördlichen Apennin

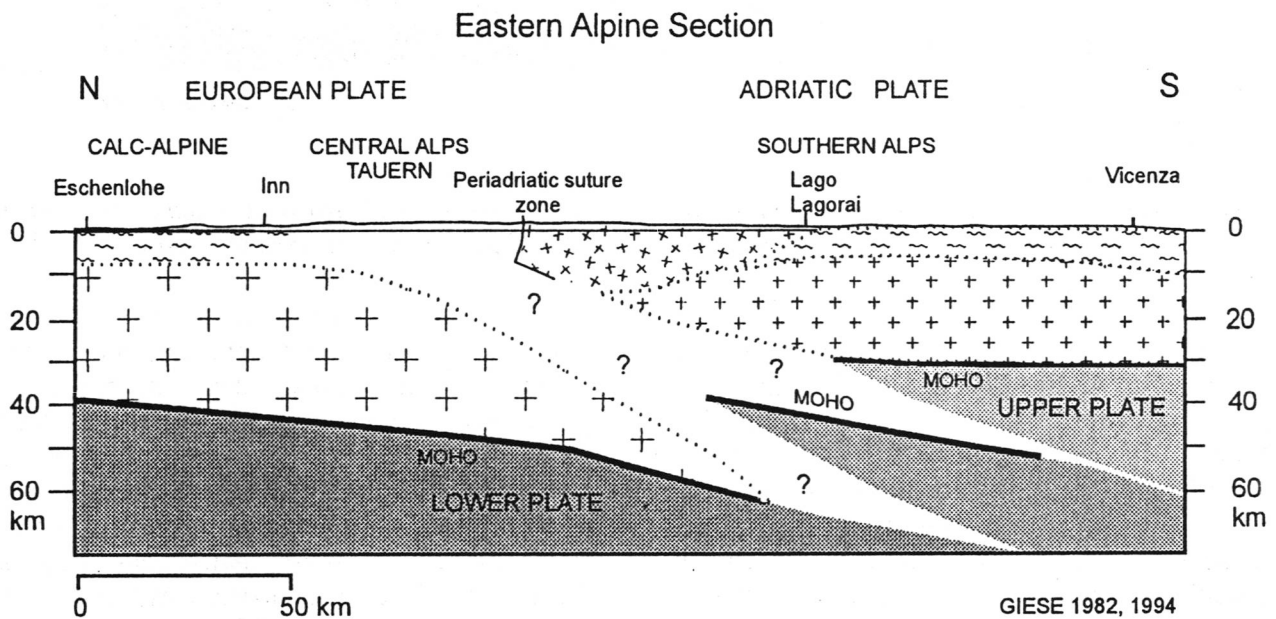


Abb. 4: Lithosphärenprofil durch die mittleren Ost- und Südalpen entlang der Linie Eschenlohe - Innsbruck - Ötztal - Bolzano - Vicenza

Diskontinuität der Po-Ebene zieht abfallend unter den Nordapennin und läßt sich seismisch bis unter die Ligurische Küste in eine maximale Tiefe von ca. 50 km nachweisen. Dem steht eine dünne Kruste mit einer Mächtigkeit von 20-25 km in der internen Zone des Nordapennin gegenüber, die sich vom Apennin-Hauptkamm nach Süden bis in das Ligurische

Meer erstreckt. Dieser asymmetrische Krustentyp ist typisch für den gesamten Apennin ebenso wie auch für andere mediterrane Orogene.

Einen zusätzlichen Aspekt bietet ein Krustenprofil durch die Toskana (Abb. 5). Die charakteristische Krustenverdoppelung ist unter Umbrien erkennbar, ähnlich wie im Ligurischen

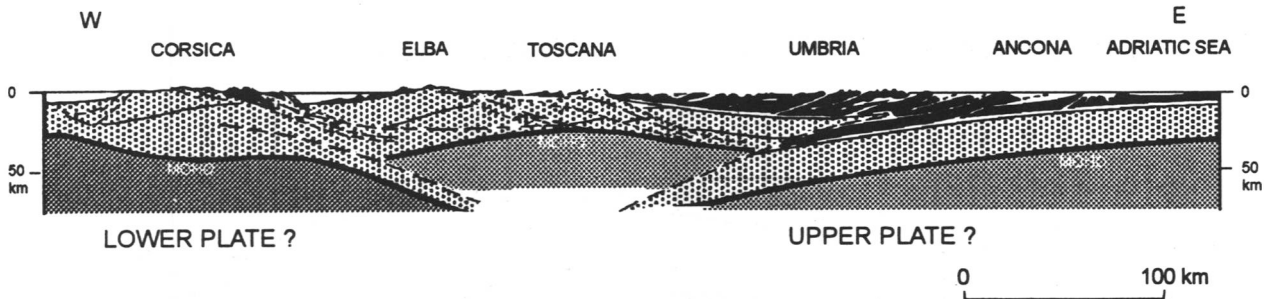


Abb. 5: Lithosphärenprofil durch den toskanischen Apennin zwischen Korsika und der Adria. Beachtenswert sind die in entgegengesetzte Richtung zeigenden Überschiebungsbahnen.

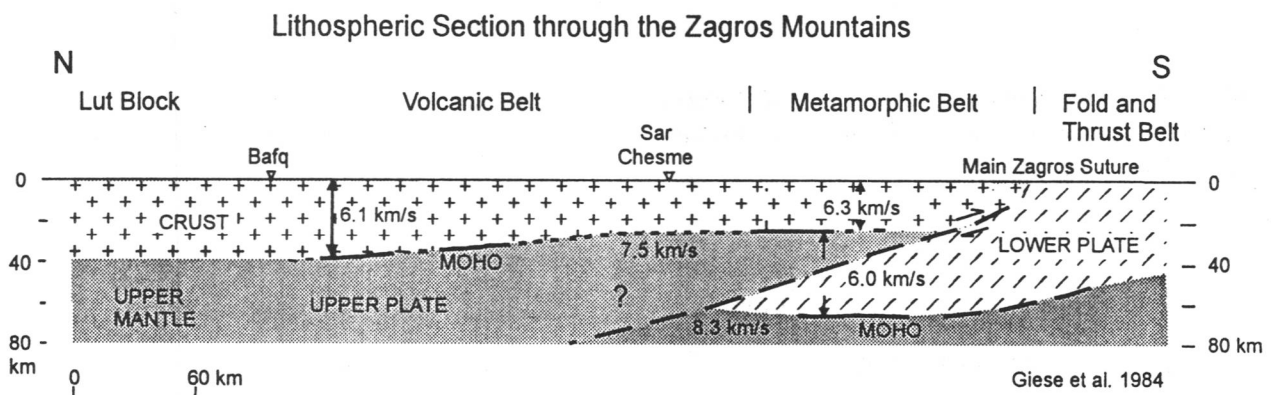


Abb. 6: Lithosphärenprofil durch das mittlere Zagros-Gebirge im südöstlichen Iran. Auch hier ist wieder deutlich die asymmetrische Struktur erkennbar: eine dünne Kruste in den Internzonen und eine verdickte Kruste in der Außenzone.

Apennin, die Überschiebungsfläche fällt nach Westen ein. Anders ist die Situation im toskanischen Küstenbereich und unter Elba. Die Moho-Diskontinuität, unter Korsika in 30 km Tiefe liegend, fällt nach Osten unter die toskanische Oberplatte ein. Diese nach Osten einfallende Diskontinuität markiert die abtauchende ozeanische Moho-Diskontinuität des ehemaligen penninischen Ozeans.

Iraniden

Im Jahre 1978 fanden im Rahmen einer deutsch-iranischen Zusammenarbeit krusten-seismische Messungen im Zagros-Gebirge im südwestlichen Iran statt.

Das Zagros-Gebirge, zwischen dem Lut-Block Zentral-Irans und dem Persischen Golf gelegen, stellt einen klassischen Fold-and-Thrust-Belt dar. Die Zagros-Überschiebungszone trennt den externen Thrust-and-Fold-Belt von den internen Zonen, der metamorphen Zone, der

vulkanischen Zone und dem Lut-Block. Die metamorphe und vulkanische Zone der Oberplatte zeigt eine relativ dünne Kruste, die ihrerseits eine verdickte, kontinentale Kruste der Unterplatte überlagert. Diese Verdickung korreliert mit der Einengung im externen Thrust-and-Fold-Belt (Abb. 6). Auch das Zagros-Gebirge ist durch eine extrem asymmetrische Krustenstruktur gekennzeichnet.

Zentrale Anden

In den Zentralen Anden wurden umfangreiche refraktionseismische Messungen durchgeführt, die Aufschluß über die Krustenstruktur eines der mächtigsten Gebirge der Erde geben.

Unter der Westkordillere und dem Altiplano werden Krustenmächtigkeiten von ca. 70 km erreicht. Im Backarc-Bereich, also unter der Ostkordillere und dem Altiplano, kann die große Krustenmächtigkeit im Sinne der thick-skinned-tectonics auf Stapelung krustaler Ein-

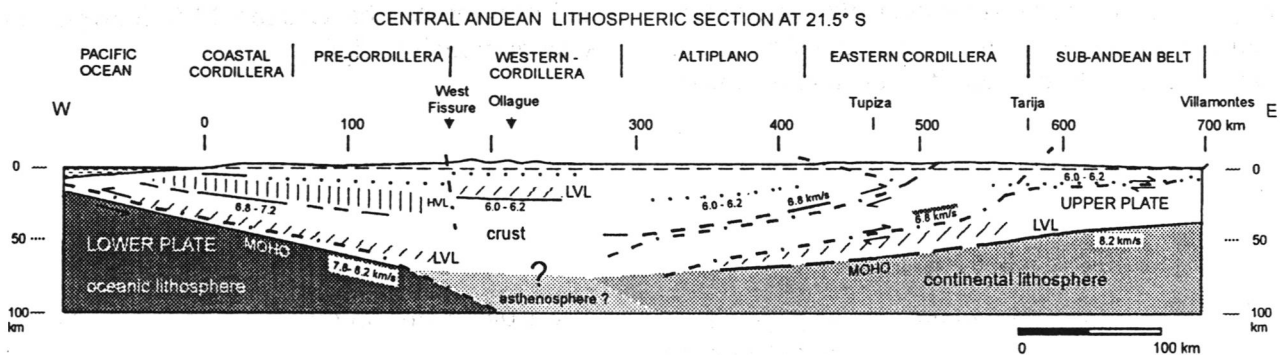


Abb. 7: Lithosphärenprofil durch die zentralen Anden bei 21°S. Im Bereich östlich der Westkordillere (Backarc) kann die Krustenverdickung durch Krustenstapelung erklärt werden. Anders ist die Situation im Forearc zwischen der Küste und der Westkordillere. Hier ist die tektonische Verdickung von untergeordneter Bedeutung. Vielmehr müssen in dieser Zone andere Prozesse eine Rolle spielen. Diskutiert wird hier ein "underplating" durch am Kontinentalrand tektonisch erodiertes Krustenmaterial und eine Serpentinisierung des Mantelkeils.

heiten zurückgeführt werden. Unter der Ostkordillere ist die Stapelung durch eine deutliche intrakrustale Diskontinuität belegt (Abb. 7).

Anders muß die Krustenverdickung im Forearc-Bereich, also der Zone zwischen Küste und Westkordillere gedeutet werden. Hier ist die geophysikalisch beobachtete große Krustenmächtigkeit nicht durch tektonische Stapelung zu erklären, sondern muß durch eine Verringerung der Dichte und der Geschwindigkeiten im Mantelkeil der Oberplatte gedeutet werden. Diese "Metamorphose" des Mantels der Oberplatte ist im Zusammenhang mit Prozessen zu sehen, die von der subduzierten ozeanischen Kruste ausgehen.

Interessanterweise ergibt sich eine gewisse strukturelle Ähnlichkeit zwischen dem Toskana-Profil und dem Profil durch die Zentralen Anden. Im Toskana-Profil ist unter dem Außenrand der Oberplatte die in Richtung Kontinent einfallende Unterplatte zu erkennen. In Verbindung hiermit steht eine magmatische Aktivität in der Oberplatte der Toskana. Ein ähnliches Bild ergibt sich im Forearc-Bereich der Zentralen Anden. Auch wenn im Backarc-Bereich der Toskana die Krustenmächtigkeit bei weitem nicht die Extremwerte der Zentralen Anden erreicht, so ist doch auch hier eine strukturelle Ähnlichkeit vorhanden. Randbereiche des Kontinents werden abgeschert und in Richtung auf den Kontinent überschoben.

Varisziden

Nach diesen Beispielen aus jungen Orogenen stellt sich die Frage, ob nicht auch in älteren, z. B. im variskischen Orogen Mitteleuropas, derartige Krustenverdopplungen vorhanden und nachweisbar sind. Bereits Anfang der sechziger Jahre fiel auf, daß die Conrad-Diskontinuität im mitteldeutschen Raum gut nachzuweisen ist, während sie in anderen Regionen gänzlich zu fehlen scheint (German Research Group for Explosion Seismology 1964). Auf Grund der Erfahrungen in den jungen mediterranen Orogenen kam Ende der siebziger Jahre der Verdacht auf, daß diese Conrad-Diskontinuität als Basis einer abgescherten Kruste gedeutet werden kann. Moderne tektonische Interpretationen des Variszikums in Verbindung mit den DEKORP-Profilen zeigen, daß gerade im Saxothuringikum mit weitreichenden krustalen Überschiebungen gerechnet werden muß. Abb. 8 zeigt einen Krustenschnitt durch das Saxothuringikum Mitteleuropas, in dem diese Struktur beschrieben wird. Die Krustenbasis der überschobenen Oberplatte ist als Relikt in Form der klassischen Conrad-Diskontinuität vorhanden. Die rezente Moho-Diskontinuität muß dagegen als postvariskische Neubildung angesehen werden.

Schlußbemerkungen

Dieser Beitrag sollte an einer Reihe von Beispielen aus jungen Orogenzonen zeigen, daß es

mit Hilfe der Refraktionsseismik möglich ist, komplizierte Strukturen in Orogenen zu entschlüsseln. Eine vergleichende Betrachtung zeigt, daß in Übereinstimmung mit Vorstellungen der Plattentektonik die Krustenstruktur in Orogenen durch den Stil der thick-skinned-

tectonics geprägt ist. Moderne reflexionsseismische Messungen bestätigen diese Aussagen. Die Übertragung dieser Modellvorstellungen auf das variskische Orogen Mitteleuropas erscheint gerechtfertigt.

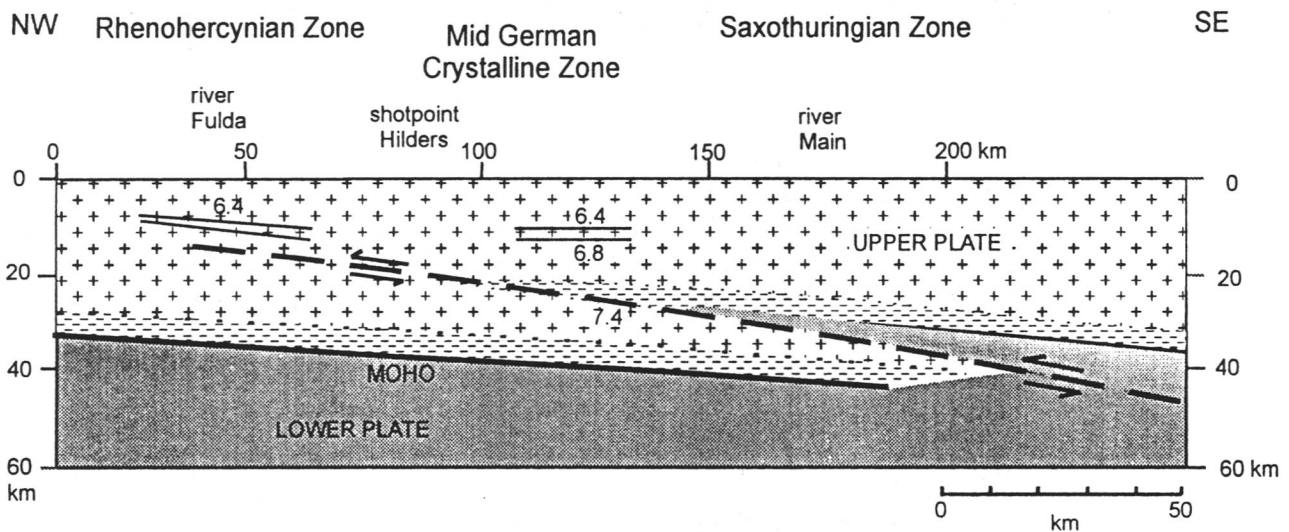


Abb. 8: Schnitt durch die variskische Kruste im Grenzbereich Rhenohercynikum-Saxothuringikum entlang eines Profils zwischen Kellerwald und dem Bayrischen Wald. Charakteristisch ist das begrenzte Auftreten der intrakrustalen Diskontinuität im Südostteil des Profils. Hier geht die intrakrustale Diskontinuität in die Kruste/Mantel-Grenze über. Die intrakrustale Grenzfläche kann als Basis der überschobenen Krusteneinheit interpretiert werden.

Seismische Überwachung unterirdischer Atomwaffentests

H.-P. Harjes, M. L. Jost und J. Schweitzer

Vorwort

Unter Geophysikern wächst die Erkenntnis, daß wir über den fachlichen Rahmen hinaus besondere Verantwortung tragen für den Erhalt der Erde, auf der wir wohnen und von der wir leben. Die Bearbeitung geophysikalischer Fragestellungen erfordert im allgemeinen nicht nur einen multidisziplinären Ansatz, sondern auch internationale Kooperation. Sie vermag in den politischen Raum hineinzuwirken. Als Beispiel mag das Internationale Geophysikalische Jahr 1957/58 dienen. Dieses Unternehmen war vor allem der Erforschung der Polargebiete gewidmet und initiierte als "Nebenprodukt" den Antarktisvertrag. Dieser Vertrag war das erste internationale Rüstungsbegrenzungsabkommen nach dem Zweiten Weltkrieg, es trat 1961 in Kraft. Im ersten Artikel des Vertrages wird vereinbart, daß die Antarktis nur zu friedlichen Zwecken erforscht werden soll. Der Vertrag verbietet alle militärischen Aktionen in der Antarktis, wie die Errichtung von Militärbasen, wie militärische Manöver oder wie Waffentests. Auch die Explosion von Kernsprengköpfen und die Lagerung radioaktiver Abfälle sind untersagt. Um die Einhaltung des Vertrags zu überwachen, können jederzeit Inspektionen in allen Gebieten der Antarktis ungehindert durchgeführt werden. Der Vertrag sieht regelmäßige Konsultationen und freien Informationsaustausch vor. Erstunterzeichner waren die 12 Staaten, die während des Internationalen Geophysikalischen Jahres an den wissenschaftlichen Untersuchungen in der Antarktis teilnahmen.

Der Antarktisvertrag könnte Modellcharakter für ähnliche Vereinbarungen auf anderen Gebieten haben. Die Seismologie bietet seit langem ihre Dienste für die Überwachung der Einstellung unterirdischer Kernexplosionen an. Die Fortschritte der Seismologie schließen heute jedes Risiko der heimlichen Verletzung eines Teststopp-Abkommens aus. Wenn der politische Wille vorhanden ist, steht diesem vieldiskutierten Rüstungsbegrenzungsabkommen nichts mehr im Wege, wobei die eingeübte Praxis der internationalen seismologischen Zusammenarbeit ein wichtiges vertrauensbildendes Element darstellt. In einer einmaligen Aktion hat die Deutsche Geophysikalische Gesell-

schaft schon anläßlich ihrer Jahrestagung 1984 in Mainz eine Resolution verabschiedet, in der die Bundesregierung aufgefordert wurde, energisch für ein Verbot unterirdischer Nukleartests einzutreten.

Der folgende Artikel beschreibt die Bedeutung seismischer Messungen im Rahmen eines Überwachungssystems mit speziellem Bezug auf den Beitrag, den ein neues Beobachtungsinstrument, das GERESS-Array, leisten kann. GERESS steht für GERman Experiment Seismic System. Es wurde von unserer Arbeitsgruppe in Bochum entworfen und wird seit mehreren Jahren von uns erfolgreich betrieben.

Einleitung

Die Erdbebenforschung verfügt seit langem über Meßnetze, mit denen in internationaler Zusammenarbeit die Seismizität der Erde weltweit erfaßt wird. Seit dem ersten Atomwaffentest am 16. Juli 1945 in der Wüste von New Mexico wurden Kernwaffenversuche ähnlich wie andere Explosionen immer wieder von seismischen Stationen beobachtet und lokalisiert. Die fundamentalen Aufgaben eines Überwachungsnetzes zur Entdeckung von Explosionssignalen in der allgegenwärtigen Bodenunruhe und die Ermittlung ihres Ursprungs sind Routine für die Seismologie. Schwieriger ist die Unterscheidung der Signale unterirdischer Kernexplosionen von denen natürlicher Erdbeben. Hinzu kommt die Erfüllung der besonderen operationellen Anforderungen an ein Überwachungsnetz. Während die Vollständigkeit der seismischen Datenbasis für die Forschung nicht die allererste Priorität hat und damit viele kleine Erdbeben unentdeckt bleiben, sind es gerade die schwachen Signale, die im Falle eines Teststopps mögliche Vertragsverletzungen bedeuten. Das Überwachungsnetz muß also wesentlich empfindlicher und zuverlässiger als herkömmliche seismische Netze arbeiten. Außerdem unterliegt es stringenten zeitlichen Anforderungen. Um entsprechende Vorortinspektionen veranlassen zu können, muß das Epizentrum verdächtiger Ereignisse innerhalb weniger Tage oder besser Stunden mit hinreichender Genauigkeit bekannt sein.

Seit 20 Jahren unterstützt die sogenannte GSE (Group of Scientific Experts) die in Genf statt-

findenden UN-Abrüstungsverhandlungen bei der Erstellung von Konzepten zur Überwachung eines Vertrages über das Verbot aller Atomwaffentests. Diese Gruppe besteht vor allem aus Seismologen, die bis heute in verschiedenen Experimenten die Überwachung eines solchen Vertrages in internationaler Zusammenarbeit vorbereiteten und testeten. Diese Bemühungen sind erst richtig in Schwung gekommen, nachdem 1993 die Genfer Abrüstungskonferenz endlich ein formales Mandat zur Verhandlung eines Teststopp-Abkommens bekommen hat. Seit Beginn des Jahres 1995 findet ein groß angelegter Test statt, bei dem das Konzept der seismologischen Verifikation praktisch überprüft werden soll. Nachdem das Teststopp-Abkommen von der UN im September 1996 verabschiedet und von vielen Mitgliedsstaaten unterzeichnet wurde, wird ein weitgehend ähnliches Überwachungssystem zur Zeit weltweit installiert.

Detektion

Den Kern des globalen seismischen Überwachungsnetzes bilden 50 der weltweit empfindlichsten Stationen, von denen wiederum ein beträchtlicher Teil aus Seismometer-Arrays, das heißt Verbundsystemen flächenhaft verteilter Instrumente, besteht. Diese seismischen "Antennen" sind nicht nur besonders empfindlich, sondern sie können durch ihre Richtstrahlcharakteristik auch den Ursprungsort seismischer Erschütterungen anpeilen. Dieses Kernnetz ist durchaus in der Lage, unterirdische Kernexplosionen bis zu einer Sprengkraft von weniger als 1 kt TNT-Äquivalent zu entdecken und grob zu orten.

Die einzige Station dieses Netzes in Zentraleuropa ist das bei Freyung im Bayerischen Wald gelegene GERESS-Array. Es wurde als Gemeinschaftsprojekt der Southern Methodist University in Dallas, Texas und der Ruhr-Universität Bochum geplant und 1989/1990 installiert (Abb. 1). Schon bald stellte sich heraus, daß mit dem GERESS-Array die empfindlichste seismische Station Zentraleuropas gebaut worden war, ein Erfolg der Standortwahl in einem Gebiet geringer Bodenunruhe, der modernen Instrumentierung mit hochsensiblen Seismometern und einer digitalen Datenerfassung mit einem Dynamikbereich von 144 dB.

Als Beispiel für beobachtete Nukleartests sind in Abb. 2 die ungefilterten Summenspuren des GERESS-Array der letzten französischen

Waffentests im Südpazifik zu sehen. Das GERESS-Array ist für Explosionen im (ehemaligen) Testgebiet Frankreichs besonders empfindlich, weil seismische Wellen je nach Laufweg durch den Erdkern fokussiert oder defokussiert werden und man in etwa 145° Epizentraldistanz einen Brennpunkt seismischer Energie beobachten kann. Dies ist gerade die Distanz zwischen dem GERESS-Array und dem französischen Testgebiet im Südpazifik. Die kleinste Testsprengung auf Mururoa, die mit dem GERESS-Array registriert werden konnte, hatte nach neuseeländischen Angaben eine Sprengkraft von etwa 1 kt TNT-Äquivalent. In der Abb. 2 zeigen die oberen vier Spuren die Registrierungen der letzten Tests auf dem Mururoa Atoll und die beiden unteren Spuren die Registrierungen der beiden letzten Tests auf dem Fangataufa Atoll; auffallend sind die Differenzen zwischen den Signalen der beiden Testgebiete, die ja nur etwa 50 km auseinander liegen.

Für die in den letzten Jahren aktiven Gebiete von Atomwaffentests ergaben sich im einzelnen folgende Detektionsschwellen für GERESS: Mururoa (Frankreich) < 1 kt, Kazachstan (ehemalige UdSSR) \approx 1 kt, Novaya Zemlya (Rußland) \approx 2 kt und für Nevada (USA) \approx 3 kt. Leider liegen zur Berechnung einer Detektionsschwelle für Lop Nor (China) keine Ladungsstärkenabschätzungen vor.

Lokalisierung

Um im Verdachtsfall Vorortinspektionen wirkungsvoll durchführen zu können, muß das Epizentrum einer Explosion allerdings möglichst genau, das heißt mit einer Unschärfe von höchstens 20 - 30 km, bestimmt werden. Deshalb soll das globale Netz der Kernstationen durch zusätzliche Hilfsstationen ergänzt werden, deren Daten zur genaueren Festlegung des Ursprungs einer detektierten Erderschütterung jederzeit automatisch angefordert werden können. Gegenwärtig ist ein Netz von 119 zusätzlichen Stationen geplant. Der deutsche Beitrag zu diesem Hilfsnetz soll die vom Geoforschungszentrum (GFZ) Potsdam und vom Alfred-Wegener-Institut (AWI) Bremerhaven gemeinsam geplante seismische Breitbandstation in der Antarktis sein.

Gerade für die ersten, noch vorläufigen Lokalisierungen sind Daten der seismischen Arrays sehr wichtig. Mit ihren Beobachtungen allein, je nach Größe des Array und der geometri-

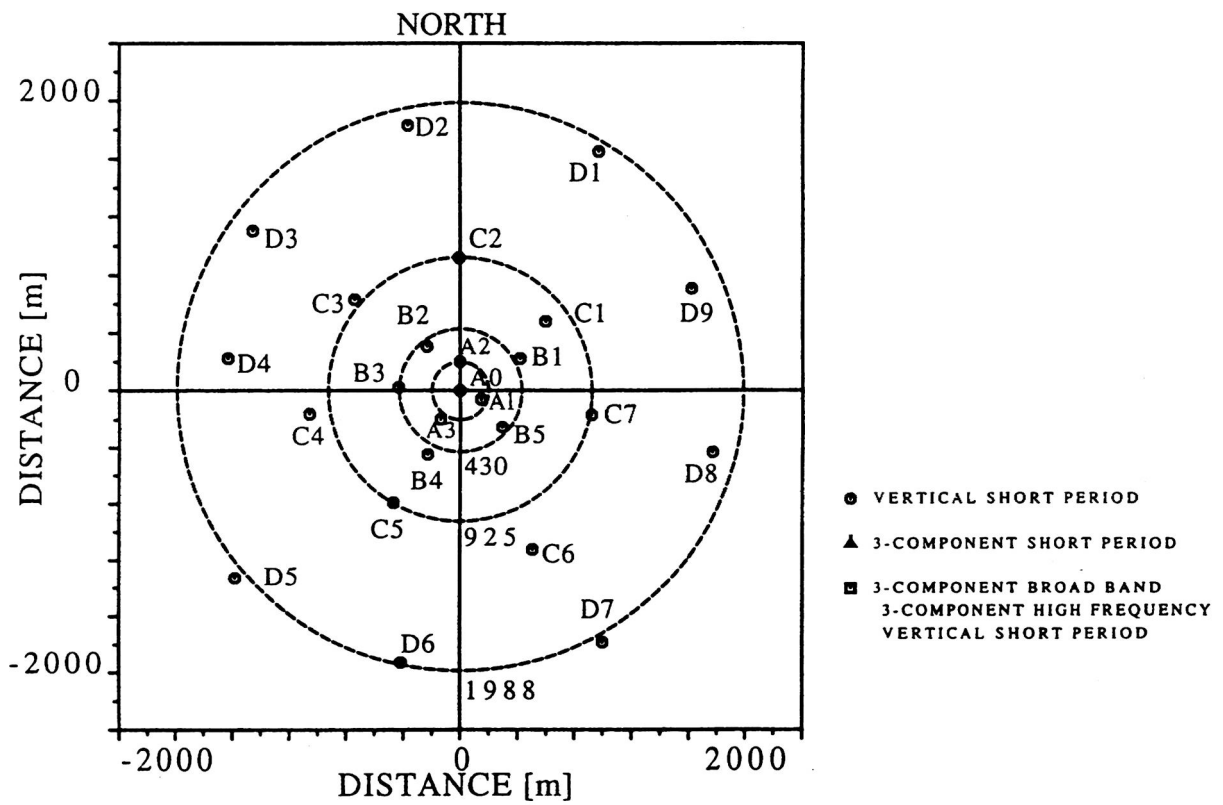
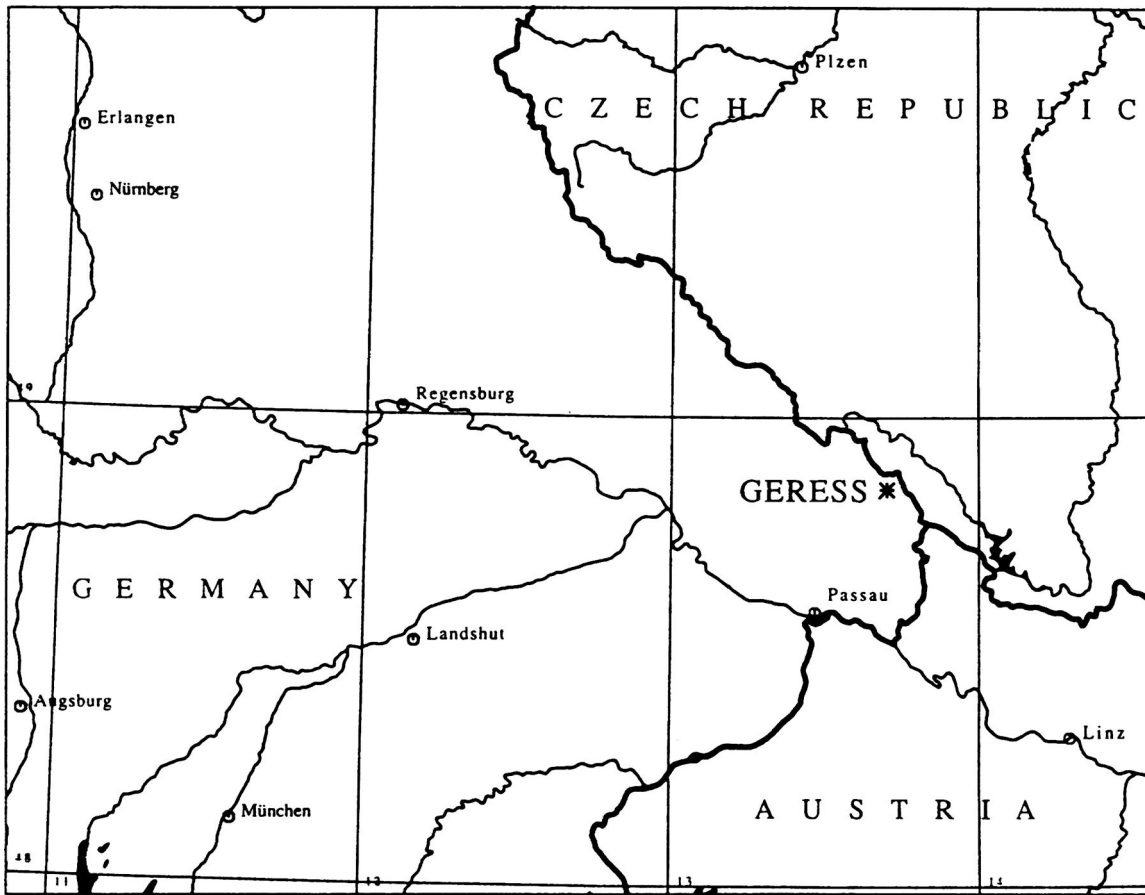


Abb. 1: Die Lage des GERESS-Array im Bayerischen Wald (oben) und die Position der einzelnen Sensoren (unten).

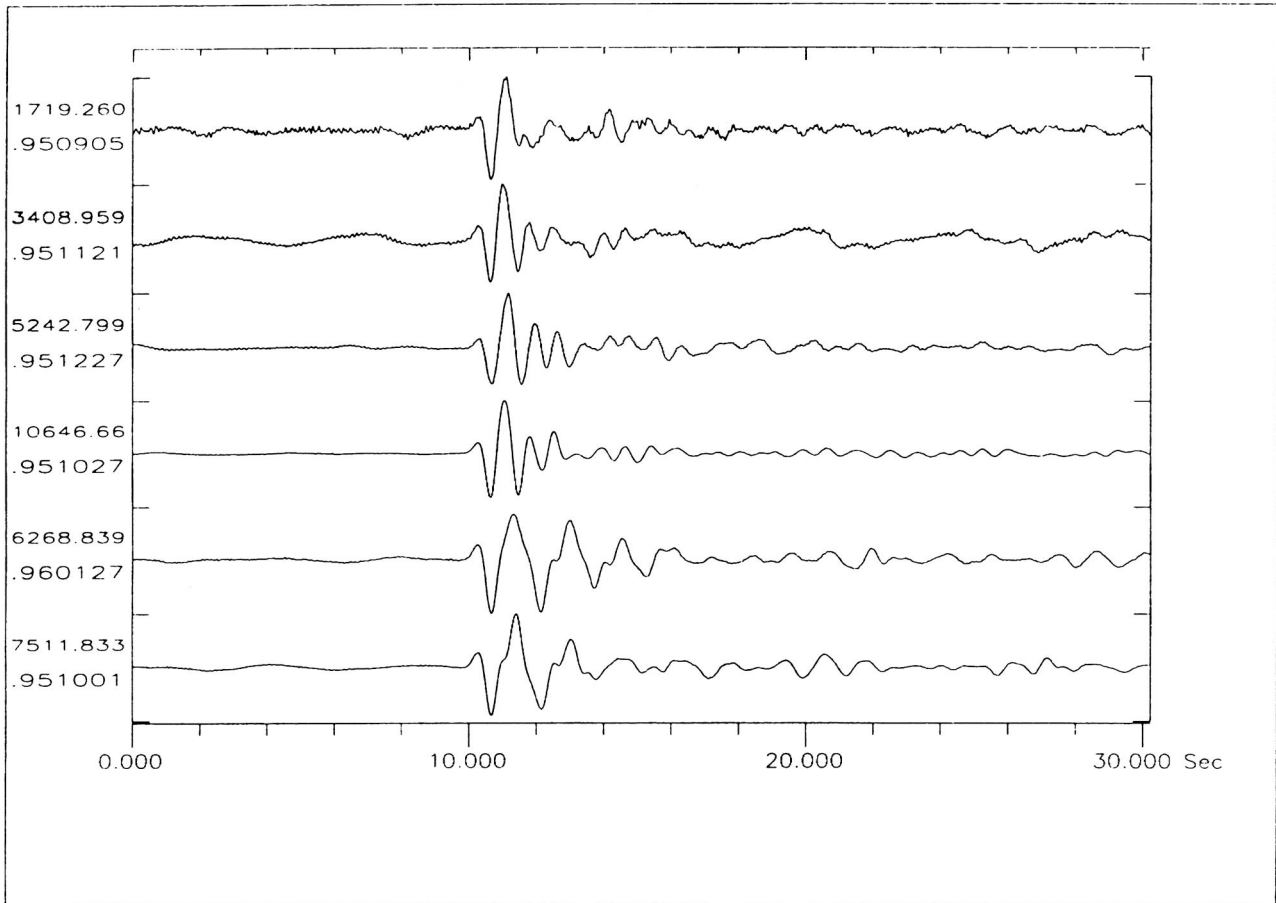


Abb. 2: Die GERESS-Summenspuren (ungefiltert) der Registrierungen der letzten sechs französischen Atomwaffentests (September 1995 - Januar 1996) auf dem Mururoa und dem Fangataufa Atoll im Südpazifik.

schon Anordnung seiner Einzelstationen, können regionale oder teleseismische Ereignisse lokalisiert werden. Abb. 3 erläutert an Hand des Erdbebens vom 13. April 1992 in Roermond/Niederlande mit der Lokalmagnitude 5,8 ein mit GERESS-Daten automatisch durchgeführtes Ortungsverfahren. Aus den Array-Registrierungen der einzelnen seismischen Phasen können Scheingeschwindigkeit und Azimut dieser Einsätze bestimmt werden. Die Scheingeschwindigkeiten werden zur Identifikation der Phasen verwendet. Mit einer Ausgleichsrechnung für die beobachteten Azimute und für die beobachteten Differenzen zwischen den Ankunftszeiten der einzelnen Phasen kann dann der Herd des Ereignisses bestimmt werden.

Abb. 4 zeigt einen Ausschnitt aus der Karte aller 10 514 Ereignisse, die mit diesem Verfahren in Bochum 1995 mit dem GERESS-Array in Europa automatisch definiert und lokalisiert werden konnten. Die meisten Beobachtungen stammen von Steinbruchaktivitäten und bergbauinduzierter Seismizität im Umkreis von et-

wa 450 km um GERESS. Zusätzlich ist die natürliche Seismizität in Südeuropa als Herdgebiet zu erkennen. Diese Abbildung macht aber auch deutlich, daß die besten automatischen Systeme nicht frei von Fehlern sind. Durch Fehlinterpretation fast gleichzeitig stattfindender Ereignisse in einer Beobachtungsrichtung kommt es zu Mißlokationen in relativ großer Entfernung im Norden und Nordwesten von GERESS. Eine Nachbearbeitung durch einen Seismologen ist daher unumgänglich.

Identifikation

Nach Detektion und Lokalisierung ist es die dritte Aufgabe eines IMS (International Monitoring System), verdächtige Ereignisse in all den detektierten Signalen ähnlich einer Nadel im Heuhaufen zu suchen. Ein Vertragsbruch wäre bei der geplanten Installation nur mit relativ kleinen Tests im Bereich der Detektionsschwelle des Überwachungssystems erfolgversprechend. Bei der von Politikern und Militärs gewünschten Detektionsschwelle von 0,5 bis

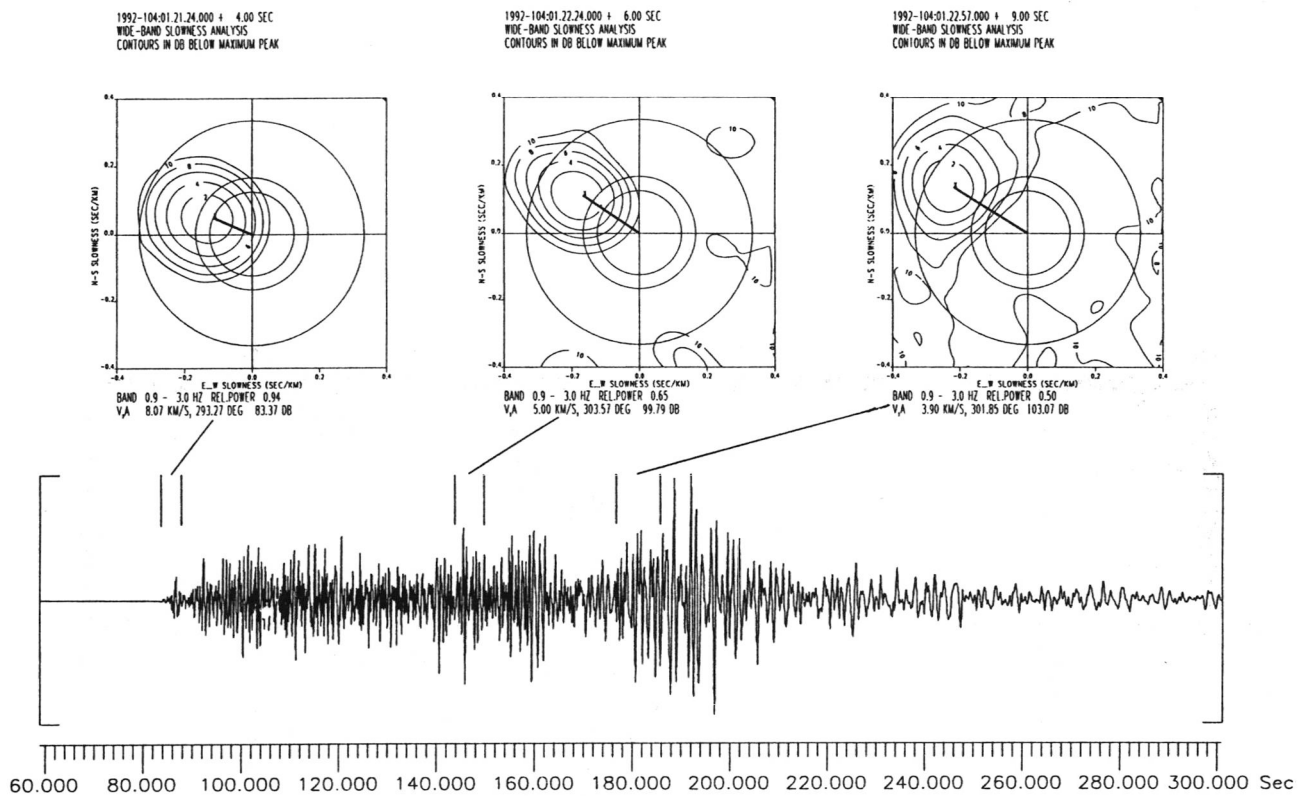


Abb. 3: Ein Beispiel zur Methode der Lokalisierung eines seismischen Ereignisses mit einem Regionalarray durch Bestimmung von Scheingeschwindigkeit und Azimut der einzelnen Phasen (Beben mit der Lokalmagnitudo 5,8 in Roermond/Niederlande vom 13. April 1992).

1,0 kt TNT-Äquivalent entspräche dies bei natürlichen Erdbeben etwa einem Magnitudenbereich von 3,0 bis 4,0. In diesem Magnitudenbereich finden weltweit jedes Jahr schätzungsweise 49 000 Erdbeben statt. Hinzu kommt eine große Anzahl chemischer Sprengungen in Steinbruch- und Bergbaubetrieben, die ähnlich starke seismische Signale abstrahlen können.

Glücklicherweise ist in vielen Fällen die Lokalisierung eines seismischen Ereignisses gleichbedeutend mit seiner Klassifikation als natürliches Erdbeben. Der weitaus größte Teil aller Erdbeben findet in Tiefen von 5 km oder tiefer in der Erdkruste oder im oberen Erdmantel statt, wo keine Atomwaffentests durchgeführt werden können. Es gibt viele Regionen auf der Erde, wo zwar ständig auch oberflächennahe Erdbeben stattfinden, sich aber keine Atomwaffentests geheimhalten ließen. Zur Klassifikation der dann übrigbleibenden Ereignisse sind in den letzten Jahrzehnten eine Reihe von Methoden entwickelt worden. Hier sollen einige Stichworte für Verfahren genannt werden, mit denen Explosionen von tektonischen Ereignissen unterschieden werden können: Frequenzgehalt und Amplitudenverhältnisse der einzelnen

seismischen Phasen, Abstrahlcharakteristik und Momentenfunktion der Quellen und schließlich Korrelationsmethoden zur Identifikation bereits bekannter, meist künstlicher Ereignisse.

Als Beispiel für die Möglichkeiten der detaillierten Überwachung von Testgebieten soll hier nochmals auf die Seismogramme von den französischen Tests eingegangen werden (s. Abb. 2). Die augenscheinlich unterschiedlichen Signale der einzelnen Tests sind genauer analysiert worden. Abb. 5 zeigt oben als Maß für die Ähnlichkeit die Korrelationsmatrix zwischen allen vom GERESS-Array oder einer seiner Vorläuferstationen registrierten französischen Nukleartests im Südpazifik. Unten sieht man diese Ähnlichkeiten in Form eines Dendrogrammes. Nicht nur die beiden Testgebiete Mururoa und Fangataufa lassen sich so unterscheiden, sondern auch innerhalb der Testgebiete lassen sich deutliche Untergruppen mit erhöhter Ähnlichkeit erkennen. Die Interpretation solcher Beobachtungen in Bezug auf die Stärke der Explosion und auf Unterschiede im geologischen Aufbau eines Testgebietes oder im Ablauf des Test ist Gegenstand der Forschung.

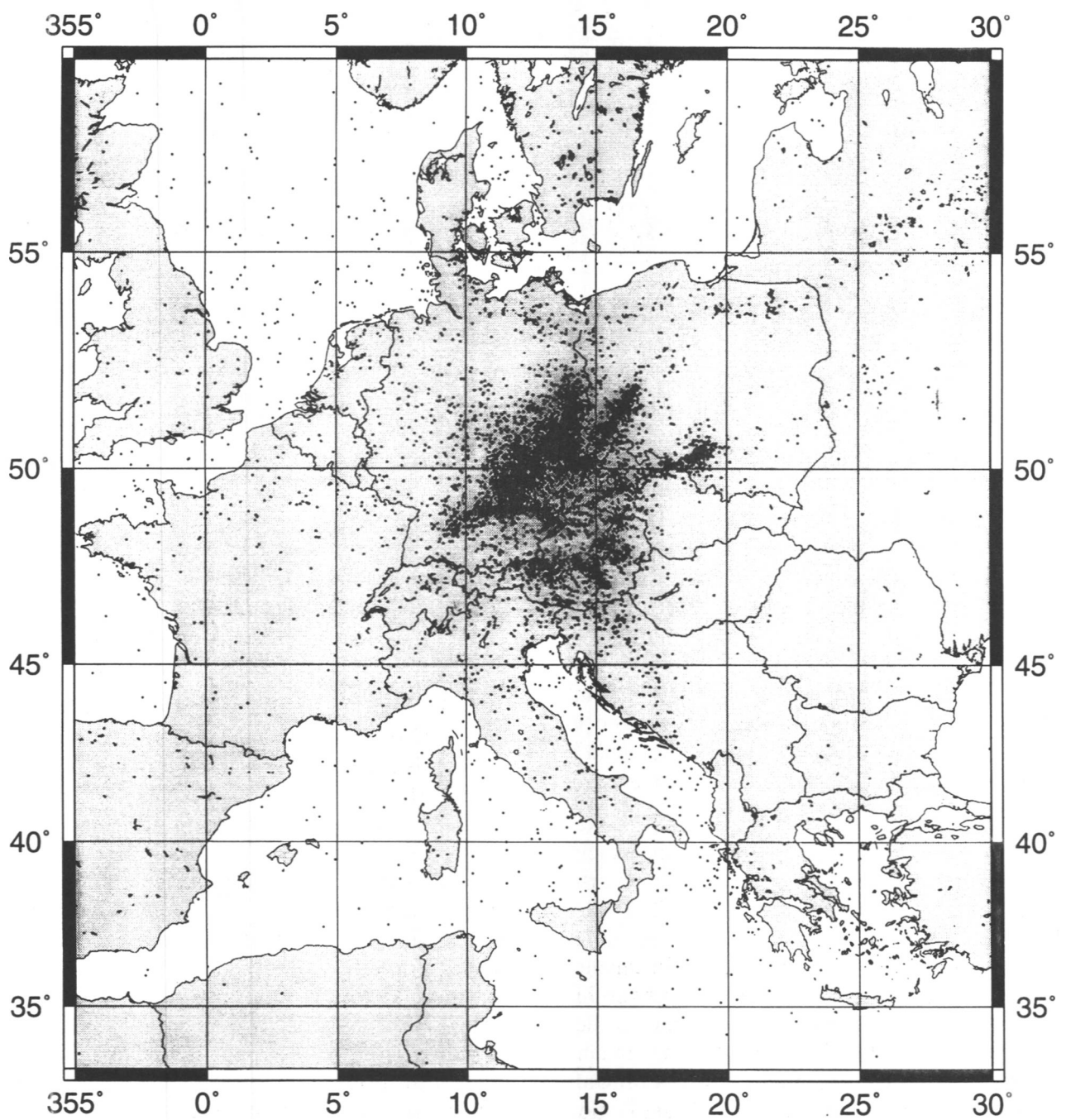


Abb 4: Mit dem GERESS-Array 1995 automatisch definierte und lokalisierte Ereignisse.

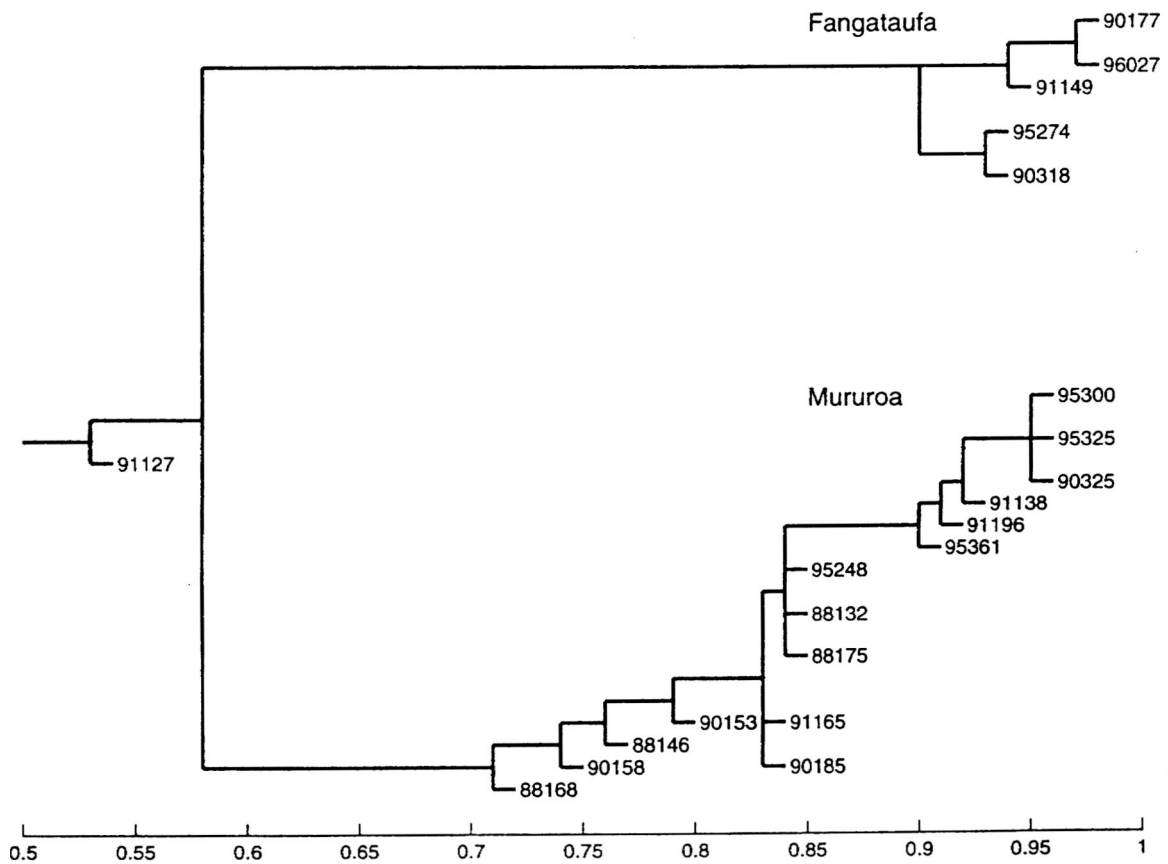
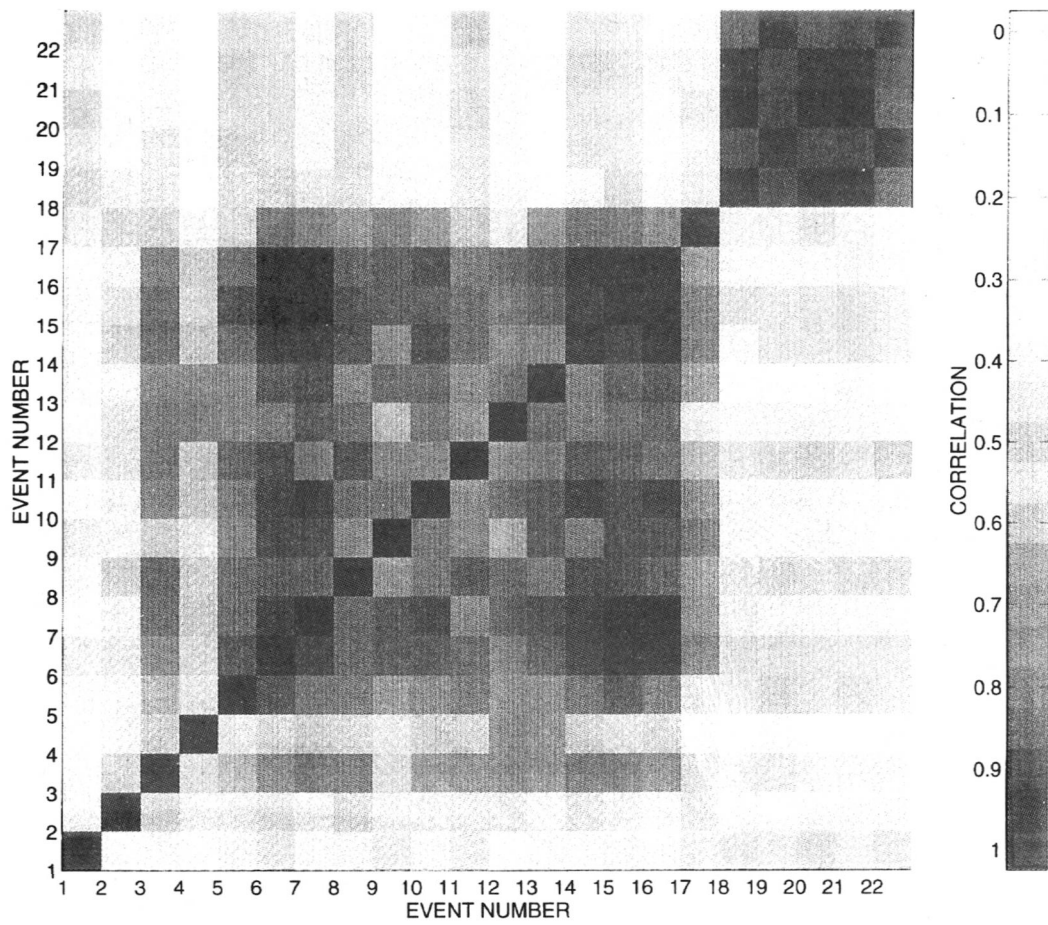


Abb. 5: Korrelationsmatrix und Dendrogramm für Atomwaffentests auf den Atollen Mururoa und Fangataufa

Das GSETT-3 Experiment

Ein seismisches Netz zur Überwachung des Verbotes aller Atomwaffentests wird zur Zeit in dem internationalen Experiment GSETT-3 (Group of Scientific Experts, Technical Test 3) getestet. Vor allem das Konzept eines Detektionsnetzes mit anschließender Verbesserung der Lokalisierung durch gezielte Hinzunahme von Daten weiterer Stationen und die schnelle automatische Analyse aller Daten an einer zentralen Stelle werden in diesem Test untersucht. Das Experiment begann nach einer Aufbauphase am 1. Januar 1995 und soll wenigstens bis Ende 1996 fortgeführt werden. Als Experimental International Data Center (EIDC) fungiert das Center of Monitoring Research in Arlington bei Washington DC (USA). Aus Deutschland nehmen an dem Experiment neben dem GERESS-Array auch die von verschiedenen Universitäten betriebenen Stationen des Deut-

schen Regionalnetzes (GRSN) teil. Ihre Daten werden über die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover zur Verfügung gestellt.

Der Test hat das Konzept des seismischen Überwachungssystems im wesentlichen bestätigt. Moderne Seismographenstationen lassen sich mit hoher Zuverlässigkeit betreiben, Satelliten ermöglichen die störungsfreie Übertragung hoher Datenraten und ein entsprechend ausgestattetes Datenzentrum, wie es als Prototyp von den USA in Washington betrieben wird, kann den Datenfluß von etwa 4 Gbyte/Tag erfassen. Innerhalb weniger Stunden wird automatisch ausgewertet und daraus in zwei bis drei Tagen ein durch Seismologen überprüfetes Bulletin erstellt. Gegenwärtig enthält das Bulletin 50 - 100 Ereignisse pro Tag mit Angabe ihrer Zeit, ihres Ortes und ihrer Stärke.

Vulkanseismologie

R. Schick

Das 20. Jahrhundert sah große und dramatisch verlaufende Vulkanausbrüche. Zu den großen Eruptionen zählt die Aktivität des Vulkans Pinatubo auf den Philippinen im Jahre 1991. Aber auch vergleichsweise schwache Ausbrüche waren mit Katastrophen verbunden. Die Glutwolke des Mt. Pelee löschte im Jahre 1902 alles Leben in der Stadt St. Pierre auf Martinique aus. In Kolumbien zerstörten vom Vulkan Nevado del Ruiz abgehende Schlammströme im Jahre 1985 einen Großteil der Stadt Armero und forderten mehr als zwanzigtausend Opfer.

Aber schon wenige Vulkanausbrüche des letzten Jahrhunderts lassen die Gewalt dieser Eruptionen zur Nebensache werden. Bei der Explosion des Vulkans Krakatau wurden 10 Kubikkilometer Lockermassen freigesetzt, verbunden mit 30 Meter hohen Flutwellen an den Küsten von Sumatra und Java. Die in den Jahren nach 1815 vor allem in Europa und im Nordosten der USA aufgetretenen Klimanomalien mit extrem kalten Sommern werden mit einer Eruption des Vulkans Tambora auf der indonesischen Insel Sumbawa in Verbindung gebracht. Geht man noch weiter zurück

in der Geschichte explosiver Vulkantätigkeit, so sind vor allem für Europa die vor etwa 9 000 Jahren im östlichen Mittelmeer durch eine Vulkaneruption abgelagerten Bimssteine mit einem Volumen von über 1 000 Kubikkilometer bemerkenswert. Vulkanausbrüche im Megaformat sind jedoch seltene Ereignisse. In ihrer potentiellen Zerstörungskraft lassen sie aber die stärksten Erdbeben um Größenordnungen hinter sich und sind nur noch durch Meteoreinschläge zu übertreffen.

Bis in die Gegenwart haben sich die Geowissenschaften weitgehend darauf beschränkt, die Dynamik eruptiver vulkanischer Aktivitäten phänomenologisch zu beschreiben und nach empirisch gefundenen Gesichtspunkten einzuteilen. Erst die Entwicklung moderner Meß- und Registrierverfahren, zusammen mit einer rechnerunterstützten Modellierung komplexer strömungsmechanischer Prozesse, weckten auch beim quantitativ arbeitenden Geophysiker das Interesse an der Bearbeitung der in einem aktiven Vulkan ablaufenden Vorgänge. Historisch ist die Verknüpfung von Seismologie und Vulkanologie nicht neu. Noch in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhundert wurden Erdbeben

allgemein als unterirdische Vulkanexplosionen angesehen. Am Vesuv in Italien stellte 1855 Palmieri die ersten Seismometer moderner Bauart auf. Im gleichen Jahr wurde in Neapel das erste Institut für Physik der Erde in der Welt gegründet.

Es fällt dem Betrachter eines Vulkanausbruches nicht schwer, als Ursache für die Lava-, Asche und Gasemissionen instationär ablaufende Strömungen im Vulkaninneren anzunehmen. Änderungen in den Strömungsparametern sind aber mit Änderungen im Strömungsdruck verbunden, wodurch Magmaströmungen seismische Quellen darstellen. Plinius der Ältere hat über ein kontinuierliches Zittern des Erdbodens beim Ausbruch des Vesuv im Jahre 79 berichtet, und während der starken Aktivität des Krakatau konnten die Menschen im 150 km entfernten Batavia sich nur mit Schwierigkeiten auf dem schwankenden Boden bewegen.

Es ist nun die ureigene Aufgabe des Seismologen, aus der Beobachtung seismischer Wellen- und Deformationsfelder auf die Natur der die Signale anregenden Quellen zu schließen. Damit fällt der Seismologie eine Schlüsselrolle in der Untersuchung und Quantifizierung der sich im Vulkaninneren abspielenden dynamischen Prozesse zu. Da sich die Information mit Schallgeschwindigkeit ausbreitet, läßt sich nahezu in Echtzeit eine Beurteilung der Quellvorgänge vornehmen.

In den Geowissenschaften hat die Vulkanseismologie allerdings noch nicht den Stellenwert der Erdbebenseismologie erreicht. Dies hat vor allem zwei Gründe. Eine einfache Modellierung des Quellvorgangs aus der Analyse von Seismogrammen, wie sie für Erdbeben üblich ist, kann bei den im Vulkan vorherrschenden komplexen Strömungsverhältnissen nicht erfolgen. Auch in einem vereinfachten Quellmodell muß von einer schnellen Zweiphasenströmung (flüssige Schmelze plus Gas- oder Dampfphase) ausgegangen werden. Die nichtlinearen Gesetzen gehorchende Strömung, mit Wechselwirkungen zwischen Wärme- und Stofftransport, erschweren die analytische Behandlung der Quelle und damit die Berechnung der von ihr verursachten Wellen- und Deformationsfelder. Den zweiten Grund findet man in der zur Aufzeichnung der fluid generierten seismischen Signale erforderlichen Meßtechnik. Häufig wird ein viele Oktaven breites Hintergrundspektrum von schmalbandigen Signalen

hoher Intensität überlagert, was an die Linearität der verwendeten Seismometer und ihre Aufstellung hohe Ansprüche stellt. Im Gegensatz zu Erdbeben zeigen Vulkanquellen keine oder wenige Ruhepausen. Als Folge müssen große Datenmengen abgespeichert und bearbeitet werden.

Beide Schwierigkeiten führen dazu, daß die von magmatischer Tätigkeit erzeugten seismischen Bodenbewegungen, von der meßtechnischen Erfassung und von der Auswertung her, häufig wie Erdbebensignale behandelt werden. Fehlinterpretationen und ein falsches Verständnis über die Aussagekraft der Signale sind die zwangsläufige Folge.

In den vergangenen zehn Jahren hat sich die Situation aber wesentlich verändert. Mit modernen Seismometern können jetzt auch im seismischen Nahfeld des Vulkans Bodenbewegungen bis zu 1 mHz erfaßt werden. Im früher nicht beobachtbaren Frequenzbereich unter etwa 100 mHz werden Signale gefunden, welche plausible Interpretationen der die Eruptionen erzeugenden Quellprozesse ermöglichen. In seiner Bedeutung für Vulkanuntersuchungen ist die Erweiterung des Frequenzfensters vergleichbar mit der Einführung der Radioastronomie in der Sternbeobachtung. Zusammen mit heute marktüblichen Datenerfassungsgeräten hoher Speicherkapazität können instrumentell nahezu alle Anforderungen befriedigt werden.

Parallel dazu verläuft in der Physik eine stürmische Entwicklung in der quantitativen Beschreibung und Modellierung von schnellen Mehrphasenströmungen ab. Instabilitäten bei Blasenströmungen sind nicht nur in der Technik durch die sie erzeugenden Druckimpulse gefürchtet, sie liefern vermutlich auch die treibenden Kräfte für einen Vulkanausbruch. Wie in der Meteorologie in den letzten Jahrzehnten mit dem Übergang von einer empirischen und beschreibenden zu einer auf den Grundlagen der Strömungsmechanik basierenden Wissenschaft eine immense Verbesserung in der Beschreibung des weiteren Wettergeschehens zu verzeichnen ist, so wird in der Physik und Seismologie der Vulkane die moderne Meßtechnik in Verbindung mit neuen Auswert- und Interpretationsverfahren in Zukunft völlig neue und erfolgversprechende Wege eröffnen. Analog den Wettervorhersagen, und ganz besonders den Vorhersagen von evtl. eintretenden Unwettern, werden auch Angaben zur

Weiterentwicklung vulkanischer Tätigkeiten naturgemäß mit Unsicherheiten behaftet sein. Aber ohne den Einsatz geophysikalischer und insbesondere seismischer Methoden können weder die Ursachen und Abläufe von eruptivem Vulkanismus quantitativ dargestellt, noch eine Abschätzung aktueller vulkanischer Gefährdung vorgenommen werden.

Die Anstrengungen sind es wert. Durch den fruchtbaren Boden und die landschaftliche Schönheit befindet sich ein großer Teil gefährlicher Vulkane in Regionen mit hoher und schnell ansteigender Bevölkerungsdichte und wachsendem Tourismus. Nur an ganz wenigen

Vulkanen stehen Observatorien, welche in personeller und instrumenteller Ausrüstung dem Stand der Technik entsprechen. Dies gilt nicht nur für Überseegebiete wie beispielsweise Ostafrika, Indonesien, Zentralamerika oder die Karibik. Auch an in Europa als gefährlich eingestuften Vulkanen setzen sich die neuen Möglichkeiten zur Erforschung der Vulkandynamik und einer zeitgemäßen Vulkanüberwachung nur sehr zögerlich durch. In ihrer Verantwortung für die Gesellschaft muß es ein besonderes Anliegen der Geophysik sein, eine Änderung dieses Zustandes zu propagieren und anzustreben.

Moderne Seismographen

E. Wielandt

An einem ruhigen Standort, etwa in einer Höhle oder einem Bergwerk weitab von jeder Zivilisation, zeichnet ein empfindlicher Seismograph nicht nur Erdbeben aus seiner näheren Umgebung auf. Alle Beben aus der ganzen Welt, die stark genug sind, um ernsthafte Schäden zu verursachen, bringen ihn zum Schwingen. Er registriert auch die ständig vorhandene Bodenunruhe, die von der Meeresbrandung an entfernten Küsten herrührt, Gezeitenkräfte, die die feste Erde deformieren, und die verschiedensten zivilisationsbedingten Signale: etwa Schwingungen großer Maschinen in einigen 100 km Umkreis, Steinbruchsprengungen und gelegentlich auch die Explosionswellen eines Kernwaffentests. Die daraus gewonnenen Daten sind nicht nur für Erdwissenschaftler interessant, sondern werden auch von Bauingenieuren, Versicherungen, den Betreibern von Atomkraftwerken, vom Katastrophenschutz und für die Überwachung von Kernwaffen-Teststoppabkommen genutzt.

Seismographen im modernen Sinn - also Geräte, die den zeitlichen Verlauf der seismischen Bodenbewegung aufzeichnen - gibt es seit etwa 120 Jahren. Seit 100 Jahren sind sie empfindlich genug, um die stärksten Erdbeben weltweit zu registrieren. Grundsätzlich besteht ein Seismograph aus einem mechanischen Empfänger, der die Bodenbewegung in ein mechanisches, optisches oder elektrisches Signal umsetzt und aus einem entsprechenden Registriergerät.

Das Konstruktionsprinzip der mechanischen Empfänger oder Seismometer hat sich seit hundert Jahren wenig verändert. Eine sogenannte seismische Masse wird an einem Pendelarm befestigt, so daß sie in einer Richtung frei beweglich ist. Sie soll jedoch nicht pendeln, sondern bei einem Erdbeben in Ruhe bleiben und so als Bezugspunkt für die Messung der Bodenbewegung dienen. Beim Vertikalseismometer wird die Masse durch eine Feder gegen die Schwerkraft abgestützt. Um die mechanische Reibung der Registriereinrichtung zu überwinden, mußte man früher Massen bis zu 20 Tonnen leichtbeweglich aufhängen. Heute mißt und registriert man die Bewegung berührungsfrei mit elektronischen Abstandsmessern, und für die seismische Masse genügen einige hundert Gramm. So können wir heute, dank der modernen Elektronik, mit vergleichsweise geringem technischem Aufwand Schwingungen des Bodens nachweisen, die kleiner als ein hundertstel Atomdurchmesser sind. Das ist ein hunderttausendfacher Empfindlichkeitsgewinn gegenüber den besten mechanischen Seismographen.

Diese Empfindlichkeit erreicht man allerdings nur, wenn alle äußeren und inneren Störeinflüsse sorgfältig ausgeschaltet werden. Dies, und nicht die eigentliche Messung sehr kleiner Bewegungen, erfordert beim Bau eines Seismometers den größten Aufwand. Die Seismometer müssen gegen Temperatur- und Luftdruckschwankungen und gegen Magnetfelder abgeschirmt werden. Bei kleinen Geräten kann so-

gar die Brownsche Bewegung der seismischen Masse, verursacht durch den unregelmäßigen Aufprall der Luftmoleküle, zu einem Störfaktor werden. Die unangenehmste Störquelle bilden die schwer beherrschbaren Alterungsvorgänge in den metallischen Bauteilen. Da sie nicht stetig, sondern in kleinen Sprüngen stattfinden, können sie schwache Erdbebensignale vortäuschen oder verfälschen. Neu hergestellte Seismometer werden deshalb künstlich gealtert und müssen dann für einige Monate ruhig stehen, bevor sie ihre volle Empfindlichkeit erreichen.

Nicht nur die größtmögliche Empfindlichkeit, sondern auch die Fähigkeit, starke Erschütterungen getreu aufzuzeichnen, gehört zu den Anforderungen an einen modernen Seismographen. Es ist noch nicht möglich und auch nicht wirtschaftlich, alle vorkommenden Signale, von den schwächsten Fernbeben bis zu gefährlichen Erschütterungen, mit demselben Gerät aufzunehmen. Die Spanne der auftretenden Signalstärken umfaßt annähernd zehn Größenordnungen. Immerhin können wir heute mit zwei Gerätetypen, einem hochempfindlichen für Beben unterhalb der Schadensgrenze und einem weniger empfindlichen für die fühlbaren Beben bis hin zu den großen Schadenbeben, alle vorkommenden Signale erfassen. Auch dies erfordert für jedes der beiden Systeme noch einen Signalumfang von fünf bis sechs Größenordnungen. Das ist für ein mechanisches Gerät eine schwer erfüllbare Forderung. Man löst das Problem dadurch, daß man die seismische Masse mit einem elektronischen Regelkreis der Bodenbewegung nachführt. So bleiben die

Ausschläge der Masse gegen den bodenfesten Teil des Seismometers klein, und die Genauigkeitsanforderungen verlagern sich auf den elektronischen Regelkreis, wo sie eher lösbar sind.

Es mag verwundern, daß die mechanischen Empfänger heute noch nach denselben Prinzipien gebaut werden wie am Anfang des Jahrhunderts. Versuche, ganz andere Meßprinzipien einzusetzen, zum Beispiel Effekte aus der Festkörperphysik, der Faseroptik oder der Elektrochemie, haben noch keine allgemein brauchbare Alternative zum mechanischen Empfänger erkennen lassen.

Ganz anders steht es mit der Registriertechnik. Die Einführung der digitalen Registrierung hat den seismologischen Alltag revolutioniert. Mit der früher üblichen Registrierung auf beruhte Papierstreifen oder Photopapier konnte man nur zwei bis höchstens drei Größenordnungen in der Signalstärke abdecken. Auch der Frequenzumfang der Registrierung war sehr begrenzt. Um alle vorkommenden Signale zu erfassen, hätte man ein gutes Dutzend Seismographen nebeneinander aufstellen müssen. Digital kann man dagegen jedes Signal, gleich welcher Stärke, fehlerfrei aufzeichnen, wenn es erst einmal in eine digitale Darstellung umgewandelt ist. Das kritische Glied ist in diesem Fall der Baustein, der das analoge elektrische Signal in ein digitales umwandelt. Für Seismographen wurden spezielle Analog-Digital-Wandler mit einer Auflösung von 24 bit (also etwa 17 Millionen Stufen) konstruiert, die die genauesten ihrer Art sind. Mit ihnen kann man

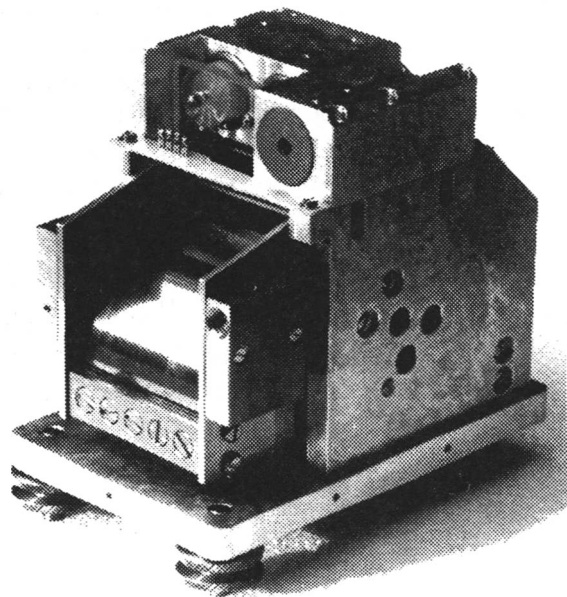


Abb. 1: Mechanischer Empfänger des Breitbandseismometers STS-1. Eine einfache Konstruktion, die in jeder feinmechanischen Werkstatt ausführbar ist; dennoch eines der empfindlichsten Seismometer.

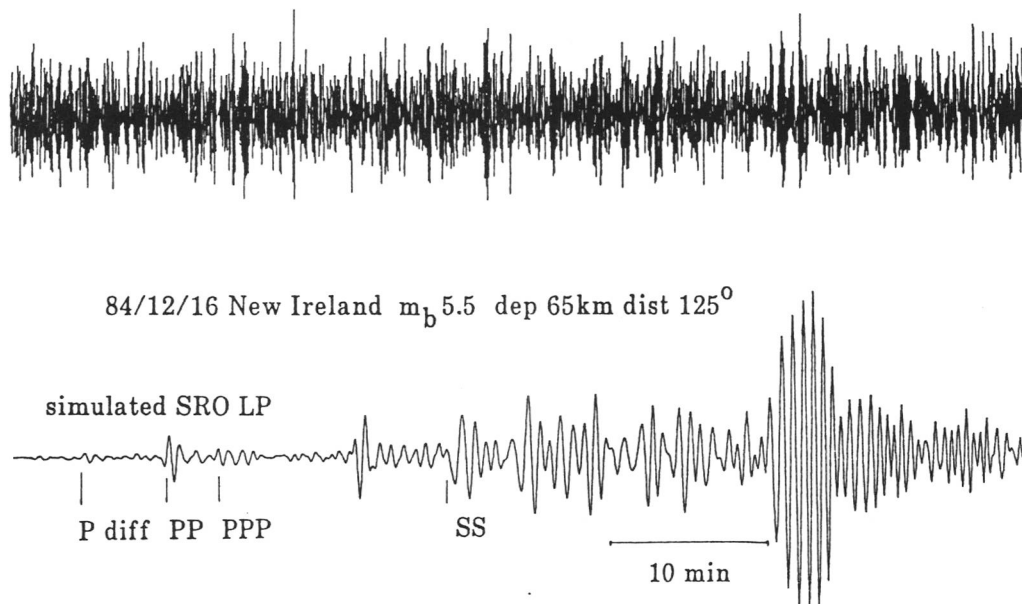


Abb. 2: Nachträgliche Trennung von Nutz- und Störsignal. Das in der unteren Spur sichtbare Erdbebensignal ist in der Originalaufzeichnung (obere Spur) völlig von Bodenunruhe verdeckt, trotzdem kann es praktisch störungsfrei herauspräpariert werden. Aufzeichnung der Station HRV (Harvard, USA)

innerhalb weiter Grenzen jedes seismische Signal, das uns die Erde anbietet, getreu aufzeichnen.

Die verschiedenartigen Signale, die in der Aufzeichnung enthalten sind, lassen sich später im Computer voneinander trennen und in angemessener Größe graphisch darstellen. Seismographen, die nach diesem Prinzip arbeiten, werden als Breitbandseismographen bezeichnet. Ihr großer Vorteil ist, daß man beim Aufbau einer Seismographenstation noch nicht zu wissen braucht, welche Signalanteile später einmal für die Auswertung interessant sein werden; trotzdem ist sichergestellt, daß keine Information verlorenght. Dadurch behalten die Daten ihren Wert über lange Zeit, während der Zugriff zu den Aufzeichnungen der älteren Schmalbandseismographen allmählich immer aufwendiger wurde und sich gewöhnlich nach kurzer Frist kaum noch jemand für die Daten interessierte.

Das Konzept der digitalen Breitbandregistrierung wurde erstmals vor 20 Jahren am Seismologischen Zentralobservatorium Gräfenberg der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe erprobt und dann von verschiedenen Seismographennetzen in der ganzen Welt übernommen.

Die Entwicklung der Erdbeben-Registrieretechnik hat nicht nur die Leistungsfähigkeit der einzelnen Seismographenstation wesentlich gesteigert, sondern auch einen weltweiten Standard geschaffen, der den Datenaustausch vereinfacht. Viele der neuen Seismographenstationen sind an ein Datennetz angeschlossen, und ihre Aufzeichnungen sind jedem Anrufer zugänglich; außerdem werden die Daten durch Datenzentren gesammelt und verteilt. Es ist heute möglich, für eine wissenschaftliche Arbeit Tausende und sogar Zehntausende von Seismogrammen aus der ganzen Welt zu sammeln und automatisch nach einer einheitlichen Methode auszuwerten. Noch gibt es in großen Gebieten der Erde, besonders in den Ozeanen, viel zu wenig Seismographenstationen, um das Erdinnere lückenlos zu erforschen. Langfristig bietet aber das im Aufbau begriffene weltweite Netz von digitalen Breitbandseismographen die Chance, die komplizierte innere Struktur des ganzen Erdkörpers mit hoher Auflösung dreidimensional zu erfassen und so einen Einblick in die gewaltigen inneren Kräfte zu erlangen, die in geologischen Zeiträumen die Erdoberfläche gestalten.

Seismische Meßgeräte zur Untersuchung von Erdschichten

H. A. K. Edelmann und H. Rüter

Seismograph ist ein fester Begriff in der deutschen Sprache und kennzeichnet etwas, was kleinste Bewegungen sichtbar macht. Er ist der Geophysik entnommen und benennt ein Gerät, das kleinste Bodenbewegungen aufzeichnet, seien sie verursacht durch Erdbeben oder durch künstliche Detonationen wie z. B. Atombombenversuche irgendwo auf der Erde. Derartige Aufzeichnungen sind nicht ohne den Einsatz der modernen Elektronik, Datenübertragung und der Datenbearbeitung denkbar.

Der Weg, der in den vergangenen Jahrzehnten zum modernen Seismographen zurückgelegt wurde, ist dadurch gekennzeichnet, daß immer kleinere und immer schnellere Bodenbewegungen aufgezeichnet werden mußten. Als Beispiel sei die Reflexionsseismik genannt, die für die Erkundung von Erdschichten bis in mehrere tausend Meter Tiefe und für das Auffinden von Lagerstätten eine wichtige Rolle spielt. Die hier beschriebene Technik nahm vor 80 Jahren in Deutschland und in den USA ihren Anfang. Ölgesellschaften hatten die unschätzbaren Vorteile der Reflexionsseismik bei der Ölprospektion erkannt. Zu jener Zeit gab es jedoch für die erforderlichen Meßinstrumente keine Vorbilder

Geophone und Aufnahmegeräte

Die Signale, die nach Sprengungen aus großer Tiefe an die Erdoberfläche zurückkehren, erzeugen eine Bodenbewegung, die häufig nicht größer als die Wellenlänge des Lichtes (Mikro- und Nanometer) ist. Derartig kleine Auslenkungen lassen sich mit Geophonen nach dem Induktionsprinzip registrieren. Sie sind am Erdboden befestigt und geben Spannungen von nur wenigen μV ab. Das Signal wird einem sehr leistungsfähigen Verstärker zugeführt, der Impulse sehr unterschiedlicher Stärke und Form verarbeiten muß.

Jede Erschütterung, die durch ein vorbeifahrendes Fahrzeug abgegeben wird, erzeugt unvermeidlich wesentlich größere Auslenkungen. Das Geophon und der nachgeschaltete Verstärker müssen in der Lage sein, auch dieses größere Signal zu erfassen, da ja das gesuchte Signal gleichzeitig mit dem starken Störsignal eintreffen könnte. Aus diesem Grunde weisen Aufnahmeeinrichtungen der Seismik eine hohe

Dynamik auf (Abb. 1). Moderne Apparaturen gestatten es, ein Signal aufzuzeichnen, auch wenn begleitende Störsignale um mehr als eine Million größer sind.

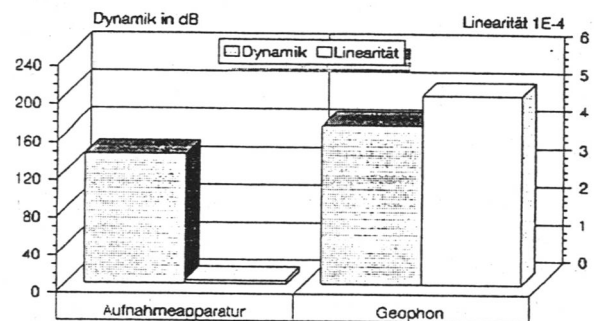


Abb. 1: Dynamik und Linearität von modernen Geophonen und Aufnahmeapparaturen

Heutzutage ist es selbstverständlich, daß das von dem Geophon aufgenommene Signal nicht nur verstärkt, sondern auch zuverlässig in Digitalwerte umgesetzt wird. Hier wird eine gute Linearität gefordert, da ja das empfangene Signal nach Betrag und Phase, d.h. mit seinem gesamten Informationsgehalt, naturgetreu für die nachfolgende Auswertung zur Verfügung stehen soll. In der Praxis werden für Aufnahmegeräte Werte von 10^{-5} erreicht. Die Übertragung sehr kleiner Spannungen im Gelände birgt die Gefahr der Störung durch Fremdspannungen. Die Digitalisierung der elektrischen Signale wird daher unmittelbar im Aufnehmer vorgenommen.

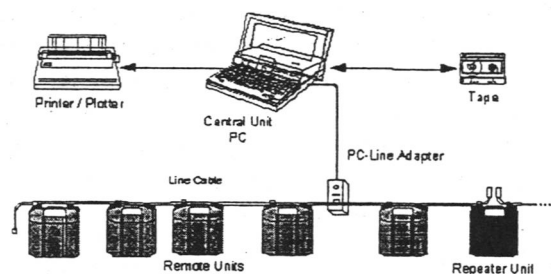


Abb. 2: Moderne Telemetrieapparatur SUMMIT für seismische Messungen (DMT, Bochum)

Verschärft werden die Anforderungen an eine seismische Meßeinrichtung durch rauhe Bedingungen im Feld, wo mehrere tausend Geophone im Gelände auf einer Fläche von mehreren Quadratkilometern ausgelegt werden müssen. Das kann dazu führen, daß von der nachgeschalteten Aufnahmeapparatur pro Sekunde etwa 100 Mbit zu registrieren sind. Ein derart hoher Datenanfall erfordert aus wirtschaftlichen Gründen ausgefeilte Verfahren der Qualitätssicherung im technischen und operativen Bereich. Wie ein solches Aufnahmesystem aufgebaut sein kann, zeigt die Abb. 2.

Seismische Quellen

Die Reflexionsseismik verwendete in ihren Anfängen vor 80 Jahren ausschließlich Sprengstoff oder Fallgewichte als Quelle für das seismische Signal. In neuerer Zeit sind verschiedene Wirkprinzipien seismischer Quellen im Gebrauch, die an der Erdoberfläche eingesetzt werden. Sprengstoff findet nur noch dort Verwendung, wo sprengstofflose Verfahren aus wirtschaftlichen und operativen Gründen nicht eingesetzt werden können. Das Problem der Unterscheidung von Nutz- und Störsignal führte nahezu gleichzeitig mit der Digitaltechnik zum Einsatz von Vibratoren, die in der Lage sind, ein schwächeres, jedoch genau definiertes seismisches Signal (Abb. 3) zu erzeugen. Es verursacht nicht nur geringere Schäden im Gelände, sondern erleichtert auch Dauer und Form dieses Signals in der Umgebung von wesentlich stärkeren Störsignalen wiederzuerkennen. Das dazu verwendete mathematische Verfahren der Korrelation wurde zuerst in der Radartechnik mit Erfolg eingesetzt. Dieser Rechenvorgang läuft gleichzeitig mit dem Aufzeichnungsvorgang ab. Das Vibroseis-Verfahren hat sich im Verlauf der mehr als dreißigjährigen Entwicklung in vielen Bereichen, sei es an Land, sei es auf See, als Standardverfahren durchgesetzt. Die dafür erforderlichen Vibratoren werden mit verschiedenen hohen Kraftamplituden gebaut. Große Vibratoren, wie sie für eine Eindringtiefe von mehreren tausend Metern benötigt werden, erzeugen Kräfte von mehr als 350 000 N.

Das zunehmende Interesse an der Untersuchung oberflächennaher Erdschichten hat eine Vielzahl kleinerer seismischer Quellen entstehen lassen. Diese Quellen werden nahezu ausschließlich an der Erdoberfläche eingesetzt.

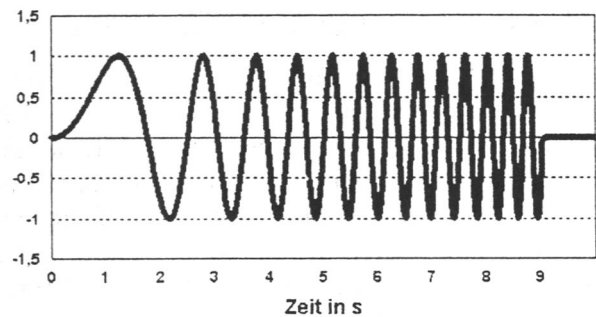


Abb. 3: Drucksignal unter der Bodenplatte eines Vibrators

Auch auf diesem Gebiet beginnt sich das Vibroseis-Verfahren wegen seiner Zuverlässigkeit und Anpassungsfähigkeit unter Anwendung von hochfrequenten Mini-Vibratoren (etwa 25 000 N Kraftamplitude) immer mehr durchzusetzen (Abb. 4).

Nicht in allen Fällen ist es jedoch zweckmäßig, seismische Signale an der Erdoberfläche anzuregen. Insbesondere hochfrequente Signale lassen sich besser im Gestein unterhalb der Verwitterungsschicht in den Boden einleiten (ankoppeln). Solche Quellen gestatten auch die

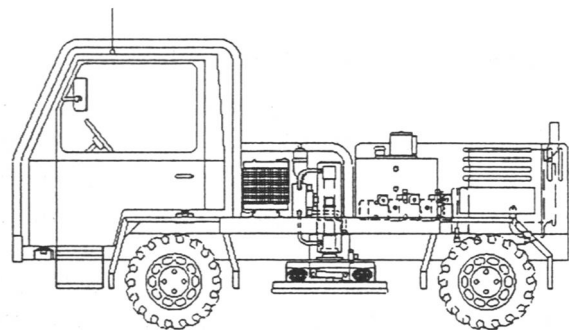


Abb. 4: Mini-Vibrator für seismische Kartierung flacher Schichten (BT-Bohrtechnik, Uetze)

seismische Messung zwischen Bohrungen, wenn in der einen Bohrung die Quelle, in der anderen Bohrung die Geophone untergebracht werden. Um den Meßvorgang zu beschleunigen werden Bohrlochquellen eingesetzt, bei denen Bohrvorgang und Signalabstrahlung miteinander verknüpft sind. So lassen sich die Materialeigenschaften flach liegender Schichten genauer untersuchen.

Ergebnisse der geophysikalischen Messungen in der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB)

P. Giese

Am 12. Oktober 1994 wurden die Bohrarbeiten des kontinentalen Tiefbohrprojektes der Bundesrepublik Deutschland (KTB) in einer Tiefe von 9 101 m beendet. Jedoch wird dieser einmalige Tiefenaufschluß über einige Jahre hinaus noch als Tiefenlabor und -observatorium für geologische und geophysikalische Experimente genutzt werden. Mit dem KTB ist zum ersten Mal in Deutschland ein geowissenschaftliches Großprojekt realisiert worden, das in seinem Finanzvolumen mit Großprojekten der Physik und der Weltraumforschung vergleichbar ist. Während der Laufzeit des KTB von 1982-1994 wurden insgesamt 583 Mio. DM aufgewendet, die vom BMFT (Bundesministerium für Forschung und Technologie, jetzt BMBF, Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie) bereitgestellt wurden.

Die Weltraumforschung hat durch die Entwicklung der Satelliten in den letzten Jahrzehnten große Fortschritte gemacht. Etwas weniger spektakulär hat aber auch die Erforschung des Erdkörpers zu neuen und revolutionären Erkenntnissen geführt. Die Entwicklung der Theorie der Plattentektonik versetzte in den siebziger Jahren die Wissenschaften von der Erde in den Stand, die einzelnen auf und in der Erde ablaufenden Prozesse als Ganzes zu verstehen. Einen wichtigen Beitrag zu dieser Entwicklung lieferten die geologischen und geophysikalischen Untersuchungen des Ozeanbodens. Hier ist insbesondere das Programm der Ozeanbohrungen (ODP: Ocean Drilling Project) zu nennen, das jedoch nur Aufschluß über die Entwicklung der Erde in den letzten 200 Millionen Jahren geben kann. Relikte älterer geologischer Epochen sind in der Erdkruste verborgen.

Angeregt durch große internationale Forschungsprogramme, insbesondere durch die russische Tiefstbohrung auf der Halbinsel Kola, wurde 1977 auf der Frühjahrssitzung der Senatskommission für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung der Deutschen Forschungsgemeinschaft der Plan diskutiert, die kontinentale Erdkruste durch eine übertiefe Bohrung zu erforschen. Hieraus entwickelte sich ein KTB-Memorandum, das 1981 einem

Gutachterausschuß für Großprojekte des BMFT vorgestellt wurde. Im Ergebnis der Diskussion kam es zu einer Förderungsempfehlung.

Das generelle Ziel einer solchen übertiefen Bohrung läßt sich in folgendem Satz zusammenfassen: "Grundlagenforschung über die physikalischen und chemischen Zustandsbedingungen und Prozesse in der tieferen Erdkruste zum Verständnis von Dynamik und Evolution intrakontinentaler Krustenbereiche".

Im einzelnen lassen sich fünf Schwerpunktthemen formulieren:

- die Klärung der Natur geophysikalischer Strukturen und Phänomene: seismische Reflektoren, elektrische, magnetische und gravimetrische Anomalien;
- die Bestimmung des Spannungsfeldes der Erdkruste und des spröde-duktil-Überganges: Orientierung und Größe mechanischer Spannungen als Funktion der Tiefe;
- die Ermittlung der thermischen Struktur der Erdkruste: Temperaturverteilung, Wärmestrom und Wärmeproduktion;
- die Untersuchung der Gesteinsfluide und Stofftransportprozesse, Fluidquellen und Fluidhaushalt und Fluidwegsamkeiten;
- die Bestimmung der Struktur und der Evolution der Internzone der variskischen Kruste Mitteleuropas: Eigenschaften, Deformationsmechanismen und Dynamik eines mehrfach reaktivierten Krustentyps.

An der Formulierung der geophysikalischen Ziele hatte das Forschungskollegium Physik des Erdkörpers (FKPE) durch eine spezielle Studie „Geophysikalische Schlüsselexperimente in der KTB“ wesentlich mitgewirkt.

Als Tiefenziel wurde das Temperaturfenster von 250-300 °C gesetzt, da sich in diesem Temperaturbereich das rheologische Verhalten der Gesteine deutlich ändert und auch die Reaktionskinetik geochemischer Prozesse beschleunigt wird. Je nach der regionalen geothermischen Situation kann diese Temperatur

im Tiefenbereich von 8-14 km erwartet werden.

Nach Abschluß der Voruntersuchungen in der ersten Hälfte der achtziger Jahre nahm das BMFT im Jahre 1985 das vorgeschlagene Projekt endgültig in seinen Förderungsplan für Großprojekte auf. Die wissenschaftlichen Zielsetzungen wurden durch ein begleitendes DFG-Schwerpunktprogramm koordiniert und mit BMFT-Förderung finanziert.

Am Anfang der Diskussion wurden 30 mögliche Lokationen diskutiert. Anfang der achtziger Jahre schrumpfte die Zahl bereits auf vier; jedes mit anderen Fragestellungen:

- Hohenzollerngraben
- Venn-Massiv
- Schwarzwald und
- Oberpfalz.

Nach dem Abschluß der ersten Vorerkundungen kamen die Lokationen Oberpfalz und Schwarzwald in die engere Wahl. Nach weiteren umfangreichen geophysikalischen und geologischen Untersuchungen wurde im September 1986 die Lokation Oberpfalz als Bohrplatz für die Kontinentale Tiefbohrung ausgewählt. Hier konnte man davon ausgehen, daß im Gegensatz zum Schwarzwald der angestrebte Temperaturbereich 250-300 °C erst in 9-10 km Tiefe oder noch darunter erreicht werden wird (Abb. 1).

Die ausgewählte Lokation zeichnet sich durch folgende spezifische Besonderheiten aus:

- Die Lokation liegt im Kollisionsbereich zweier großer Baueinheiten des variszischen Orogens; zwischen dem Saxothuringikum und dem Moldanubikum.
- Die Geologie der Umgebung wird durch Gesteinskomplexe unterschiedlicher Entstehungs- und Metamorphosegeschichte charakterisiert und präsentiert ein interessantes tektonisch-geodynamisches Modell, das mit Hilfe einer übertiefen Bohrung getestet werden soll.
- Die Bohrlokation befindet sich im Bereich ausgeprägter Anomalien des Schwere- und Magnetfeldes und ist ferner durch eine starke Anomalie des elektrischen Eigenpotentials ausgezeichnet.

- Nach den geophysikalischen Tiefensondierungen kann erwartet werden, daß prägnante seismische Reflektoren in erbohrbarer Tiefe angetroffen werden und in einem Tiefenbereich zwischen 9 und 11 km ein guter elektrischer Leiter auftritt.
- Die Lokation liegt in der Nähe des jungen Eger-Grabens, und möglicherweise treten daher meßbare thermische und geochemische Anomalien im Bereich der Bohrlokation auf.

Der wissenschaftliche Erfolg des KTB-Programms ist im wesentlichen einer Strategie zu verdanken, bei der in bisher einmaliger Weise konsequent drei Untersuchungsebenen zusammengefaßt wurden:

- Es wurden umfangreiche geologische und geophysikalische Untersuchungen im Umfeld der Bohrung durchgeführt. Hier sind insbesondere die geothermischen Erkundungsbohrungen, die reflexionsseismischen Untersuchungen (DEKORP und KTB-Profil, ISO 89) und die aerogeophysikalischen Messungen zu nennen.
- Es wurden eine Vielzahl geophysikalischer Bohrlochmessungen ausgeführt.
- Im Feldlabor wurden die Kernproben und das Bohrklein petrophysikalisch, geochemisch und strukturell untersucht, um die Bohrlochmessungen zu ergänzen.

Die Durchführung des Bohrprojektes gliederte sich in zwei Phasen: eine Vorbohrung bis in 4 000 m Tiefe und die eigentliche Hauptbohrung bis ca. 9 000-10 000 m Tiefe. Die Ziele der Vorbohrung waren wie folgt definiert:

- Maximierung der geowissenschaftlichen Datengewinnung durch Kerne, Bohrklein und Bohrlochmessungen,
- Entlastung der großkalibrigen Hauptbohrung im oberen Abschnitt von zeitaufwendigen und risikoreichen Kernarbeiten und Bohrlochmessungen,
- Verbesserung der Planungssicherheit für die Hauptbohrung in den Bereichen Bohrbarkeit, Bohrlochstabilität, Formations- und Temperaturgradient.

Am 18. September 1987 begannen die Arbeiten an der Vorbohrung. Nach 560 Tagen wurden mit dem Erreichen einer Endteufe von

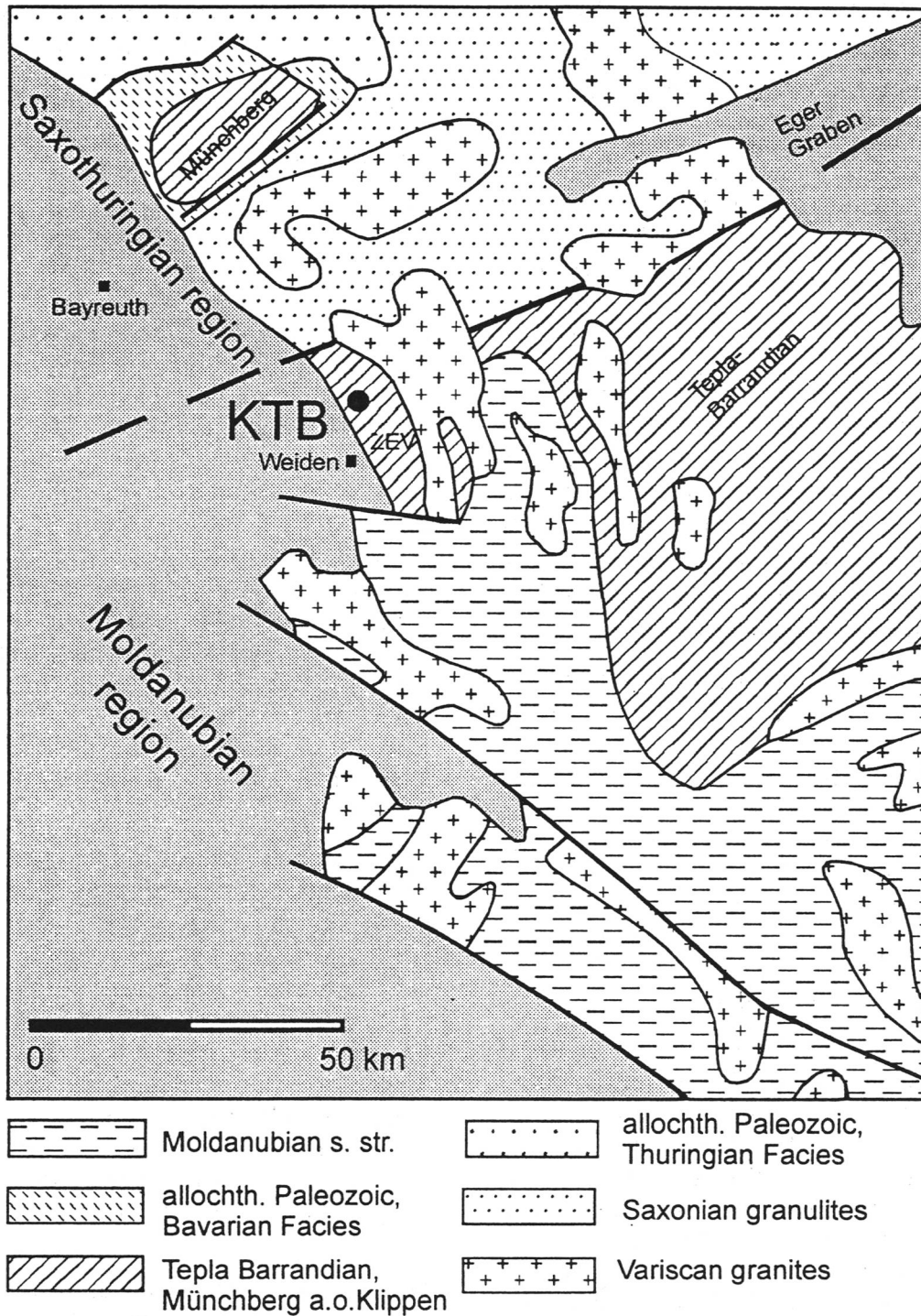


Abb. 1: Geologische Karte der Oberpfalz mit der KTB-Bohrlokation im Grenzbereich zwischen der Saxothuringischen und der Moldanubischen Zone des mitteleuropäischen Variszikums (vereinfacht nach FRANKE).

4 000,1 m im April 1989 die Bohrarbeiten beendet.

Die Vorbohrung brachte bereits unerwartete Ergebnisse. Die Schichten sind bis in große Tiefen steil gestellt, sie zeigen Kataklastisierung und starke Graphitisierung der Klüfte. Überraschend war die starke Zunahme des Temperaturgradienten von 20 °C/km auf ca. 28 °C/km unterhalb von 1 500 m Tiefe.

Die Bohrarbeiten an der Hauptbohrung begannen am 6. Oktober 1990. In 9 101 m Tiefe wurden am 10. Oktober 1994 die Bohrarbeiten beendet. In dieser Tiefe herrscht eine Temperatur von ca. 270 °C. Sie liegt also innerhalb der vorgegebenen Zielspanne von 250-300 °C. Mit drei abschließenden Großexperimenten, dem Dipol-Dipol-Experiment, einem Fluid- und einem Hydrofrac-Experiment, wurde die operative Phase des KTB zum 31. Dezember 1994 beendet. Die beiden Bohrlöcher wurden dem GeoForschungsZentrum in Potsdam mit der Aufgabe übergeben, die Löcher in den nächsten Jahren für weitere Experimente offenzuhalten.

Geophysikalische Ergebnisse

In diesem kurzen Beitrag kann kein vollständiger Überblick über alle geophysikalischen Ergebnisse des KTB-Programms vorgestellt werden. Es werden daher nur einige wesentliche Ergebnisse beschrieben. Anfang 1997 wird ein Sonderband des Journal of Geophysical Research erscheinen, in dem die Ergebnisse des KTB umfassend dargestellt werden. Ansonsten sei auf die zahlreichen KTB-Reports hingewiesen, in denen die Daten und viele der Ergebnisse im Detail beschrieben sind.

Auf fast alle Fragen, die von den Geowissenschaftlern formuliert worden waren, konnten Antworten gefunden werden. Darüber hinaus ergaben sich aus den Ergebnissen der Bohrung auch völlig neue und unerwartete Fragestellungen. Auch wenn die gewonnenen Daten sich auf die Lokalität der Oberpfalz beziehen, so sind aber die meisten der geophysikalischen Ergebnisse von globaler Bedeutung, da sie generell physikalische Felder und petrophysikalische Zustände einer kristallinen Erdkruste beschreiben.

In diesem Beitrag wird nicht auf die geologischen Ergebnisse eingegangen. Nur soviel sei gesagt, daß das ursprüngliche Konzept einer weitreichenden Überschiebung des Moldanubikums über das Saxothuringikum innerhalb der

Bohrstrecke nicht bestätigt werden konnte. Die Bohrung bleibt in einem etwa konstanten Metamorphose-Niveau. Ein signifikanter Gradient ist nicht feststellbar. Die geologische Analyse der Altersdaten und der Strukturen zeigt, daß hier in einem Komplex gebohrt wurde, der die prävariskische Entwicklung gespeichert hat und von der variskischen Metamorphose kaum noch erfaßt wurde.

Spannungsfeld

Die rezenten Spannungs- und Temperaturfelder liefern die beiden Parameter, die alle anderen petrophysikalischen Größen beeinflussen. So war die direkte Bestimmung des Spannungsfeldes in der Oberkruste eines der Hauptziele der geophysikalischen Fragestellungen. Ein kontinuierliches Profil des Spannungstensors konnte bis in 9 km Tiefe ermittelt oder abgeschätzt werden. Hierzu wurden die Verformungen des Bohrlochs, die durch die Bohrarbeiten induzierten Klüfte und Spalten und die Ergebnisse der Hydraulic-Fracture-Experimente genutzt. Die durchschnittliche Stress-Orientierung der horizontalen Hauptspannung liegt bei N 160° ±10° E. Die stärkste Änderung auf 200° bis 220° tritt in 7 200 m Tiefe auf. In diesem Tiefenbereich wird die bekannte Aufschiebung der Fränkischen Störungszone durchfahren. Unterhalb von 8 000 m wird wieder der Wert um 160° N erreicht.

In ausgewählten Tiefenabschnitten konnte bis in 9 000 m die Magnitude der kleinen Hauptspannung durch Hydraulic-Frac-Experimente bestimmt werden. Diese Ergebnisse zeigen, daß der Spannungszustand in der rigiden Kruste durch den Reibungswiderstand auf existierenden Klüften bestimmt wird. Das bestimmte Spannungsprofil ist das tiefste, das bislang in Bohrungen ermittelt werden konnte. Es kann der Schluß gezogen werden, daß die rigide Oberkruste als Übertragungsmedium für Spannungen im Sinne der Plattentektonik zu sehen ist.

Durch einen integrierten Hydrofrac-Seismik-Test wurden im Bohrlochtiefsten über einen Zeitabschnitt von 25 Stunden insgesamt 200 m³ einer Schwerelösung eingepreßt. Während des Einpressens und 30 h danach wurden über 400 Mikrobeben aus 8-9 km Tiefe im Magnitudenbereich -2 bis 0 sowohl in der Vorbohrung als auch mit einem mobilen Netz von 76 Stationen im Umfeld der Bohrung registriert. Ein Ereignis

nis mit der Magnitude 1,2 wurde auch im Raum Leipzig beobachtet.

Als überraschend muß auch das Ergebnis genannt werden, daß offenbar bis zum Bohrloch-tiefsten der innere Porendruck gleich dem hydrostatischen Druck ist. Dies bedeutet, daß das Kluftsystem mit der Erdoberfläche in irgendeiner Weise in Verbindung stehen muß.

Zur Frage, ob das Bohrloch-tiefste den Übergang zum duktilen Bereich bereits erreicht hat, muß angemerkt werden, daß in unmittelbarer Nähe der Bohrung bei Marktredwitz noch in 12 km Tiefe Mikrobeben auftreten. Bis in diese Tiefe tritt also noch eine spröde Verformung auf. Weitere Hinweise über den rheologischen Zustand im Tiefenbereich um 9-10 km sind aus Gefügeuntersuchungen des Quarzes zu erwarten. Bemerkenswert ist auch das Verhalten des Bohrlochquerschnitts unterhalb von 7 500 m. Hier zeigen quarzreiche Gesteine eine Verengung des Querschnittes, d. h. diese Gesteine reagieren plastisch. Es kann also die Aussage getroffen werden, daß die Bohrung unterhalb von 8 000 m zumindest in den quarzreichen Gesteinen den Übergang vom rigiden zum duktilen Verhalten erreicht hat, während sich die quarzfreien Gesteine in diesem Tiefenbereich noch rigid verhalten.

Das thermische Feld

Eine Überraschung boten die Temperaturmessungen. Bis ca. 1 000 m Tiefe folgte die Temperatur dem vorhergesagten Gradienten von 21°C/km, hieraus resultiert eine vertikale Wärmestromdichte von 52 mW/m². Unterhalb von 1 500-2 000 m Tiefe dagegen stellt sich ein deutlich höherer Temperaturgradient von 27,5°C/km ein, der zu einem Wert der Wärmeflußdichte von 80-85 mW/m² führt. In 9 100 m Tiefe herrscht eine Temperatur von etwa 270 °C. Aus diesen Daten ergeben sich folgende wesentliche Schlußfolgerungen:

Bis in 1 500 m Tiefe ist das Temperaturfeld mit Variationen von 0,05 bis 1,5 °C signifikant durch oberflächennahe Einflüsse und die Temperaturgeschichte der letzten 10 000 Jahre beeinflusst worden.

Modellrechnungen zeigen, daß Geschwindigkeiten des Grundwassers von ±1 mm/a das paläoklimatische Signal nur in der Größenordnung von ±5 % beeinflussen. Erst bei Geschwindigkeiten um 2 mm/a tritt eine deutliche Einwirkung auf.

In der tieferen Kruste ist eine freie Konvektion nur möglich, wenn die Permeabilität die Größenordnung von 10⁻¹⁷ m² erreicht. Gesteinsproben weisen zwar eine solche Permeabilität auf, doch zeigen Modellrechnungen, daß mit diesem Wert unrealistische Temperaturverteilungen entstehen. Die mittlere Permeabilität muß geringer sein.

Eine Temperaturextrapolation, beginnend mit 270 °C in 9 100 m Tiefe, führt an der Basis der Kruste in 30 km zu einer Temperatur von ca. 800 °C. Eine solche Temperatur führt höchstens in geringem Umfang zu partiellen Aufschmelzungen, die seismisch kaum nachzuweisen sind.

Die korrigierte Wärmestromdichte von 80-85 mW/m² liegt in etwa auf demselben Niveau wie die in Süddeutschland und im Bereich des Egergrabens. Die Beantwortung der Frage, ob die junge vulkanische Aktivität des Egergrabens einen signifikanten Einfluß auf das Temperaturfeld in der Oberpfalz hat, ist aufgrund der vorliegenden Daten eher unwahrscheinlich.

Die Verteilung der wärmeproduzierenden Elemente ist gesteinsgebunden. Eine davon unabhängige exponentielle Abnahme läßt sich nicht erkennen.

Krustenseismik

Eines der Hauptziele des KTB war ein unmittelbarer Vergleich zwischen den Anomalien, die in der kristallinen Kruste aus Oberflächmessungen erkannt wurden, mit Gesteinseinheiten und Strukturen, die in der Bohrung auftreten. Dies gilt insbesondere für die bislang größtenteils unbekannte Natur der seismischen Reflektoren aus der kristallinen Kruste. Die Lokation der Tiefbohrung ist deshalb in den Kreuzungspunkt zweier tiefenseismischer Profile (DEKORP 04 und KTB 8502) gelegt worden, um auch die räumliche Lage der Reflektoren zu bestimmen. Darüber hinaus wurde 1989 ein seismisches Großexperiment ausgeführt, um auf einer 18 km x 19 km großen Fläche mit der Bohrung im Zentrum die dreidimensionale Struktur des Lokationsumfeldes zu erfassen.

Das Bild der seismischen Strukturen im sedimentären Deckgebirge des westlichen Vorlandes ist einfach. Um so komplizierter ist das Bild in der kristallinen Kruste. Hier lassen sich zwei Gruppen von Reflektoren unterscheiden. Im obersten Krustenbereich sind es planare, mittelsteil geneigte Reflektorelemente unter-

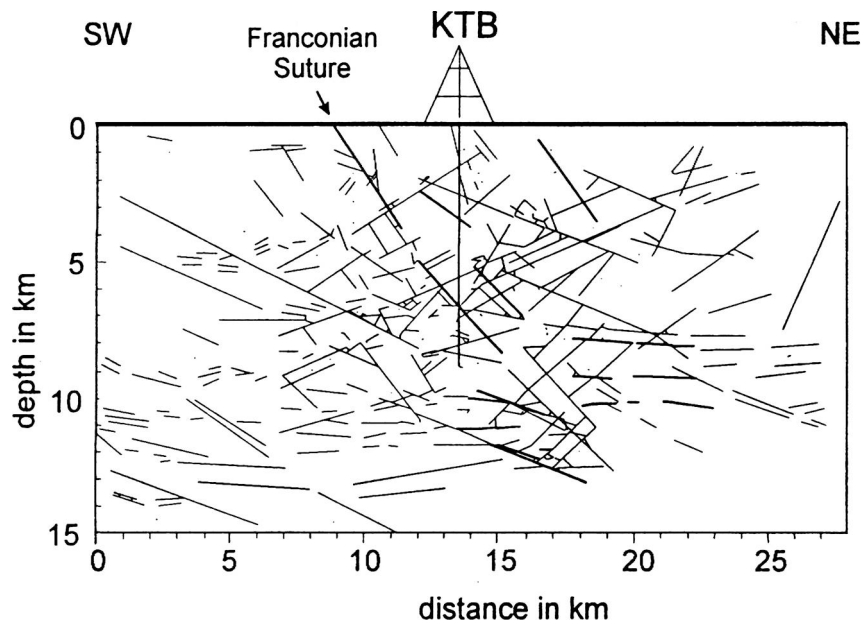


Abb. 2: Vereinfachtes reflexionsseismisches Profil durch die Bohrlokation (KTB 8502). Die stärkeren Striche kennzeichnen deutliche Reflexionselemente. Signifikant ist der Wechsel in der Neigung der reflektierenden Elemente zwischen der oberen und der mittleren Kruste (nach EMMERMANN).

schiedlicher Erstreckung und Raumlage. Sie sind bis etwa 10 km Tiefe erkennbar. Darunter treten subhorizontale Reflektoren in größerer räumlicher Verbreitung auf, die bis in die Tiefe des Erbdorf-Körpers in etwa 12 km und tiefer reichen (Abb. 2).

Ein großer Teil der geneigten Reflektoren schneidet die geologischen Strukturen, und sie lassen sich mit Störungszonen korrelieren, die an der Erdoberfläche austreichen. Der stärkste Reflektor in der Hauptbohrung ist das Element SE1, das mit ca. 55° nach NE einfällt und eine Streichrichtung N 140° E aufweist. Dieser Reflektor kann ohne jeden Zweifel der Fränkischen Störungzone zugeordnet werden. Nach der Prognose, basierend auf den seismischen Messungen, sollte die Hauptbohrung diese Störungzone zwischen 6 600 und 7 000 m durchfahren. Tatsächlich wurde diese Zone zwischen 6 860 und 7 260 m durchbohrt.

Die detaillierte Auswertung der seismischen 3D-Strukturen zeigt, daß zumindest im Bereich der Oberkruste die seismischen Strukturen im wesentlichen das spät- und postvariskische Bruchmuster der Kruste abbilden.

Von überregionaler Bedeutung ist die Erkenntnis, daß die Reflektivität der Oberkruste posttektonische Bruchmuster nachzeichnet, während die horizontale Strukturierung unterhalb von 10 km Tiefe als Ausdruck eines ehe-

mals stark ausgeprägten duktilen Verhaltens zu deuten ist.

Geoelektrik

Die Wahl der Lokation Oberpfalz erwies sich auch für die Geoelektrik als äußerst glücklich. Zum einen ist das Umfeld der Bohrlochlokation durch eine Reihe sehr extremer Eigenpotential-Anomalien ausgezeichnet. Darüber hinaus deuten die Ergebnisse kombinierter magnetischer und elektrischer (magnetotellurischer) Messungen die Existenz eines guten elektrischen Leiters in ca. 9-10 km Tiefe an, der sich über ganz Süddeutschland erstreckt. Das Eigenpotential in der Bohrung konnte mit einer für das KTB speziell entwickelten Sonde erfolgreich gemessen werden.

Die starken Eigenpotentialanomalien lassen sich in direkten Zusammenhang mit Graphitmineralisationen auf den zahlreichen steil einfallenden Störungszonen bringen. Diese elektronischen Leiter müssen über längere Distanzen Zonen unterschiedlichen Redoxpotentials miteinander verbinden, so daß eine "Geobatterie" entsteht. In der Vorbohrung nimmt das Eigenpotential von einigen -100mV an der Erdoberfläche auf etwa +50 mV in 400-500 m Tiefe zu. Damit konnte hier zum ersten Mal der bislang nur theoretisch geforderte positive Polbereich einer Eigenpotentialanomalie durchbohrt wer-

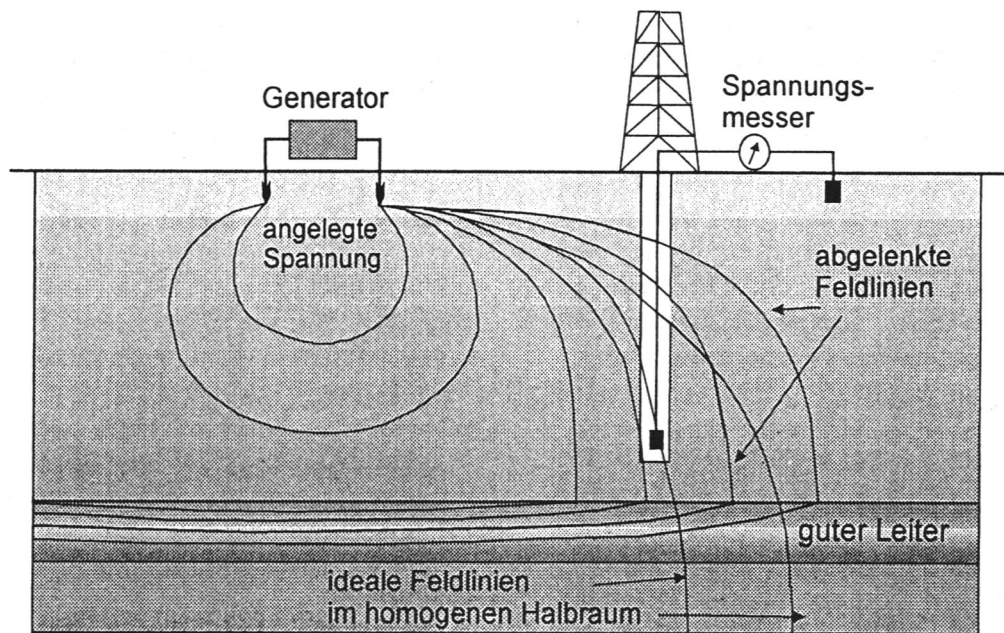


Abb. 3: Prinzip des Dipol-Dipol-Experimentes zur Erkennung des guten Leiters in 10 km Tiefe (nach EMMERMANN).

den. Darunter nimmt das Eigenpotential auf Null ab.

Das Dipol-Dipol-Experiment diente dem direkten Nachweis des guten Leiters in 9-10 km Tiefe (Abb. 3). Hierbei wurden die von einem Sender erzeugten impulsartigen Anregungen durch Meßstationen an der Oberfläche sowie in den unverrohrten Bereichen der Vor- und Hauptbohrung registriert. Die geoelektrischen Bohrlochmessungen zeigen ab ca. 7 500 m Tiefe eine Reihe extrem gut leitfähiger Zonen, die sich mit dem aus den MT-Messungen und dem Dipol-Dipol-Experiment erschlossenen guten Leiter korrelieren lassen.

Für die Interpretation dieser Ergebnisse ist auch die Beobachtung von Bedeutung, daß die Widerstandslogs weite Gesteinspartien mit extrem hohen Widerstandswerten zeigen. Nur die mit Graphit belegten Störungszonen weisen hohe Leitfähigkeiten auf. Der Graphit selbst soll sich längs Scherbahnen bei 300-400 °C aus Fluiden gebildet haben.

So wird der gute Leiter in 10 km Tiefe als eine weitreichende Abscherungsfläche interpretiert, die mit Graphit belegt ist und somit von tektonischer Bedeutung ist. Die bereits oben erwähnte kretazische Deformation am Westrand der Böhmisches Masse, die ihre Quelle in der alpinen Konvergenz haben soll, wird mit dieser Abscherungsbahn, die heute noch als guter Leiter erkennbar ist, in Verbindung gebracht.

Man darf den Schluß ziehen, daß die Magnetotellurik in der Lage ist, tiefliegende Paläoscherbahnen zu erfassen und nachzuweisen. Für die Krustentektonik ergeben sich damit völlig neue Detektionsmöglichkeiten.

Somit können auch die Ergebnisse der geoelektrischen Messungen den Anspruch erheben, von überregionaler Bedeutung zu sein, da in zahlreichen Regionen in den verschiedensten Kontinenten in vergleichbaren Tiefenlagen solche guten Leiter angetroffen werden.

Gravimetrie und Magnetik

Die Bohrlokation liegt auf einem ausgeprägten Schwerehoch von etwa +25-30 mgal und auf der Flanke einer ausgeprägten magnetischen Anomalie von einigen Hundert Nanotesla. Mit Hilfe eines speziell entwickelten Bohrlochgravimeters konnte das Schwerefeld bis in 8 700 m Tiefe vermessen werden. Die Schwereanomalie wird im wesentlichen erzeugt durch den Kontrast einerseits zwischen den Sedimenten im Westen und dem Falkenberg-Granit im Osten mit Dichten um jeweils 2,5-2,6 g/cm³ und den in der Bohrung angetroffenen Amphiboliten mit Dichten um 2,8-2,9 g/cm³.

Die Messungen des erdmagnetischen Feldes wurden mit einem eigens hierfür entwickelten Bohrlochmagnetometer bis zu einer Tiefe von 6 000 m durchgeführt. Aus gesteinsmagnetischen Untersuchungen resultiert, daß als Trä-

ger der Magnetisierung nicht nur Magnetit, sondern Pyrrhotin betrachtet werden muß, der insbesondere auf Störungszonen bis zu 10% angereichert sein kann.

Als Schlußfolgerung ergibt sich, daß die gravimetrischen Anomalien durch die unterschiedliche Dichte von Gesteinskörpern erklärt werden können, daß aber die magnetischen Anomalien zum großen Teil durch Pyrrhotin auf Störungszonen gedeutet werden müssen.

Schlußbemerkungen

Zum ersten Mal war es möglich, eine kristalline Kruste durch intensive geophysikalische Oberflächenmessungen und durch eine Bohrung mit Logs und Kernen zu erforschen. In sedimentären Schichtfolgen werden durch geophysikalische Sondierungen lithologische Grenzen abgebildet. In der kristallinen Oberkruste geben sich aber auch Bruchmuster in den geophysikalischen Bildern zu erkennen, z. T. sind diese sogar dominierend. Die Entstehung der verschiedenen Anomalien ist nicht in allen Bereichen zeitgleich, hier hat man prä-, syn- und postvariskische Phänomene zu unterscheiden.

Beim sorgfältigen Durchmustern der Einzelergebnisse scheinen Zusammenhänge zwischen sehr unterschiedlichen Phänomenen durchzuschimmern. Sie standen bislang unverstanden nebeneinander. Ein solcher Zusammenhang läßt sich zwischen dem guten elektrischen Leiter in ca. 10 km Tiefe und tektonischen Prozessen vermuten. Auch darf ein Zusammenhang zwischen den noch in 9-10 km Tiefe vorhandenen Fluiden und ihrem inneren Porendruck und der dort so leicht zu erzeugenden Mikroseismizität vermutet werden. Der innere Porendruck sorgt dafür, daß die effektive Spannung signifikant abnimmt, somit wird ein Abbau von Spannungen in Form von schwächeren Erdbeben erleichtert. Es ist sicher kein Zufall, daß sich diese Vorgänge im Übergangsbereich zwischen

dem spröden und dem duktilen Krustenbereich vereinigen. Doch scheint es im Augenblick noch zu früh, hier bereits ein quantitatives Modell für diese Prozesse zu entwickeln.

Bemerkenswert sind nicht nur die neuen Ergebnisse, sondern auch die zahlreichen neuen methodischen und instrumentellen Entwicklungen auf dem Gebiet der Geophysik. Viele dieser Entwicklungen haben bereits Eingang in die kommerzielle Anwendung gefunden. Hier sollen nur zwei Beispiele stellvertretend für viele genannt werden. Es wurde ein integriertes Log-Interpretationsverfahren entwickelt, das es erlaubt, aus den verschiedenen Logs die Gesteinszusammensetzung und den Gesteinstyp zu erschließen. Die Ergebnisse konnten mit dem tatsächlichen Bohrprofil verglichen und geeicht werden. Weiterhin wurden im Rahmen der seismischen Weitwinkelmessungen in der Oberpfalz Daten hoher Qualität gewonnen, die mit einem neuartigen Verfahren zur Stapelung der Schwingungsamplituden bearbeitet werden konnten.

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß auch aus geophysikalischer Sicht das KTB ein Erfolg war und viele neue und grundlegende Erkenntnisse gewonnen werden konnten, die nur mit Hilfe einer derartigen Tiefbohrung zu erhalten sind. Viele Fragen konnten beantwortet werden, doch noch mehr Fragen stellten sich während des Abteufens der Bohrung und danach. Die Fülle der neuen Ergebnisse, zum großen Teil unerwartet, rechtfertigten den Aufwand und die Anstrengungen vollauf, die für das KTB aufgebracht wurden. Es wird noch einige Jahre dauern, bis die vorliegenden Daten voll ausgewertet sein werden. Schließlich gab das KTB auch den Anstoß zur Etablierung eines weltweiten internationalen Bohrprogramms zur Erforschung der kontinentalen Erdkruste.

Geohydraulische Erkenntnisse aus der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) Oberpfalz

W. Kessels

Einleitung

Der Planet Erde wird oft durch ein Modell beschrieben, das aus dem Erdkörper mit der festen Erdkruste und einer Wasser- und Gashülle besteht. Der obere Bereich der Erdkruste, in dem sich Wasserphase und Gesteinsformation durchdringen und miteinander in Wechselwirkung stehen, ist zur Erklärung vieler krustendynamischer Beobachtungen von besonderer Bedeutung.

In Poren und Klüften wird Wasser mit seinen Inhaltsstoffen gespeichert und transportiert. An den Kontaktstellen zwischen dem Wasser und der Gesteinsmatrix werden Minerale gelöst, transportiert und wieder angelagert. Gesteinsauflösung und Gesteinsneubildung werden so durch das Wasser in der Kruste wesentlich mitbestimmt. Der Wasserdruck in den Klüften und Gesteinsporen bestimmt auch entscheidend die Gesteinsfestigkeit. Er reguliert damit die mechanischen Spannungen in der Kruste, die sich durch die Bewegung und Deformation der kontinentalen Platten aufbauen. Bruchvorgänge durch Spannungsabbau in der Kruste, die an der Erdoberfläche als Erdbeben zu verspüren sind, werden durch das Vorhandensein von Wasser in der Kruste mitbestimmt.

Für den oberflächennahen Grundwasserbereich existieren viele Beobachtungen, die das System Gestein-Wasser beschreiben. Trink- und Brauchwassergewinnung und die in neuerer Zeit verstärkten Anforderungen des Umweltschutzes waren Anlaß für ausführliche Studien. In den tieferen sedimentären Formationen führte die Suche nach Erdöl- und Erdgaslagerstätten und ihre Ausbeutung auch zu Kenntnissen über die Gesteinsfluide und ihren Transport in den Gesteinsformationen. Der tiefere Bereich der kristallinen Kruste ist bisher kaum systematisch untersucht worden, so daß die Untersuchungen im Rahmen des Kontinentalen Tief-Bohrung-Programms (KTB) in der Oberpfalz die Klärung von Fragen zur Existenz und zum Transport wässriger Fluide in der kristallinen Kruste zur wesentlichen Zielsetzung hatte.

In der 12 060 m tiefen Kola-Bohrung konnte erstmalig nachgewiesen werden, daß Fluide

auch unterhalb einer Teufe von 3 000 m im kristallinen Gestein existieren. Die Existenz von in Klüften oder Poren frei beweglichen Fluiden in großen Teufen im Kristallin ist in vielen Diskussionen noch zu Beginn des KTB-Projektes in Frage gestellt worden. Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigten aber schon in der KTB-Vorbohrung, daß auch im tiefen Kristallin Fluidbewegungen in Klüften wahrscheinlich sind. Die Entscheidung, nach Abteufen der KTB-Vorbohrung im Teufenbereich von 3 800 m bis 4 000 m einen Pumpstest durchzuführen, erwies sich dann als der Startschuß für sensationelle und erstmalige Untersuchungen zum Fluidsystem in großen Tiefen des Kristallins.

Ergebnisse aus der Vorbohrung

Schon in der ersten Phase der Bohrarbeiten in der KTB-Vorbohrung traten erhebliche Bohrlochstabilitätsprobleme auf, die jeden hydraulischen Test zu einem Sicherheitsrisiko für die weitere Projektdurchführung werden ließen. Um diese Probleme nicht zu verschärfen, wurden während der Bohrarbeiten unter erheblichen Sicherheitsanstrengungen nur vier Einzelpackerteste durchgeführt, von denen zwei schwache Zuflüsse erbrachten. Das im Teufenbereich des ersten Tests von 218 - 257 m (der oberen Auflockerungszone) ein hydraulisch gut leitfähiger Bereich festgestellt wurde, konnte erwartet werden. Durch ein bohrlochgeophysikalisches Fluidlogging wurde später während eines Absenkttests am Ende der Bohrarbeiten festgestellt, daß in diesem Bereich Wasser niedriger elektrischer Leitfähigkeit und damit mit niedrigem Salzgehalt zufließt. Diese Zone gehört bis in eine Teufe von ca. 700 m zum durch oberflächennahes Grundwasser beeinflussten Bereich.

Es ist eines der geohydraulischen Erkenntnisse aus dem KTB-Projekt, daß dieser als Verwitterungszone anzusprechende Bereich im Kristallin bis in solche Tiefen reicht. Ein zweiter Zufluß wurde im Teufenbereich von 3 443 - 3 487 m festgestellt. Die Festlegung der Testteufe erfolgte durch eine kombinierte Auswertung von bohrlochgeophysikalischen Messungen, dem Mudlogging (Spülungsanalyse), der



Abb.1: Kern mit offener Kluft (ca. 1 cm Öffnungsweite) aus einer Teufe von 3447 m

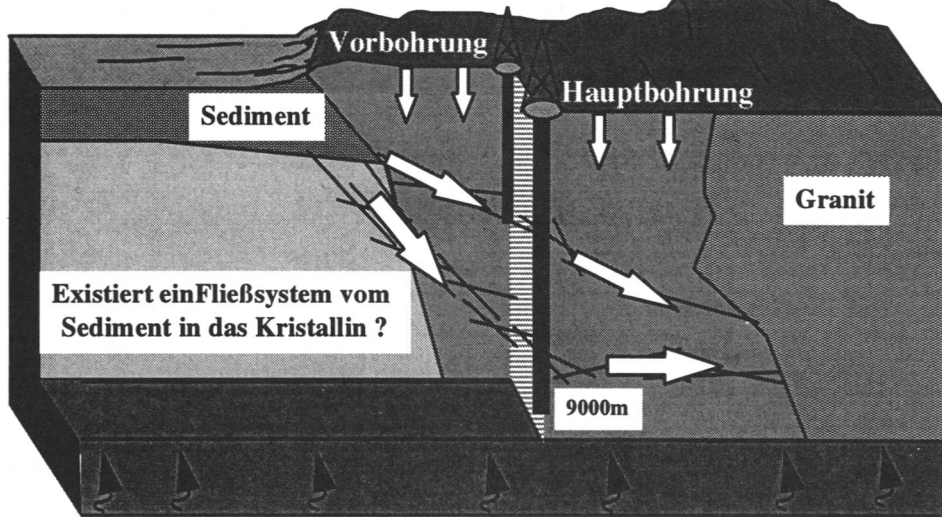
Cutting- (Bohrklein-) Untersuchung und der Kernaufnahme. Am Kern wurde in einer Teufe von 3 447 m die in Abb. 1 dargestellte offene Kluft, belegt mit zahlreichen Kristallen, festgestellt .

Durch bohrlochgeophysikalisches Fluidlogging der Spülungsleitfähigkeit zwischen den Bohrphasen wurde festgestellt, daß noch einen Monat nach dem Erbohren der Kluft ein Zufluß von hochsalinarem, gashaltigem Formationswasser in die Bohrspülung stattfand. Diese Beobachtung zeigte anschaulich, daß auch in größerer Tiefe offene Klüfte existieren können, die auch nach einigen Millionen Jahren nicht durch Kriechvorgänge in der Gesteinsmatrix oder chemische Versiegelung geschlossen wurden. Ein hydraulischer Packer-Test und die weitere bohrlochgeophysikalische Vermessung zeigten allerdings, daß das hier angetroffene offene Kluftsystem räumlich eng begrenzt und abgeschlossen ist.

Ein großräumig hydraulisch offenes Kluftsystem wurde im Bohrlochtiefsten der KTB-Vorbohrung durch einen Absenkttest nach Beendigung der Bohrarbeiten festgestellt. Dabei flossen ca. 7,8 m³ hochsalinarem Formationswasser (ca. 60 g/l), mit einem Gasgehalt von

einem m³ Gas unter Normalbedingungen pro m³ Wasser in ca. einem Tag in die Bohrung. Die hydraulische Auswertung der Wiederanstiegskurve (Anfangsabsenkung ca. 400 m) ließ keine Begrenzung des Kluftsystems erkennen. Bestätigt wurde dies durch einen anschließenden Pumpversuch mit einer Fördermenge von 71,7 m³ und durch einen viermonatigen Pumpversuch mit einer Fördermenge von über 500 m³ Formationswasser. Überraschend war dabei der CH₄-Anteil von 30 % im gefördertem Gas. Eine Untersuchung der Kohlenwasserstoff-Isotope und des Deuteriums ließen dabei erkennen, daß das Methan genetisch zum sedimentären Bereich westlich der Fränkischen Linie (regionale Störungszone) paßt. Dies deutet auf einen großräumigen Transport auf Kluftsystemen im Kristallin hin. Die Ergebnisse der 3D-Seismik im KTB-Umfeld ergänzten diese Messungen. Der von der Fränkischen Linie ausgehende Reflektor SE2 schneidet gerade in einer Tiefe von ca. 4 000 m die KTB-Vorbohrung. Erst in der Zusammenschau aller Ergebnisse aus Geophysik, Geologie, Mineralogie und Geochemie kann eine großräumige hydraulische Verbindung von der KTB-Bohrung zum ca. 5 km entfernten Sediment als wahrscheinlich angesehen werden.

Wie tief dringt Niederschlagswasser in das Kristallin ein?



Existiert eine durch chemische Versiegelung selbstabdichtende Zone?

Abb. 2: Geowissenschaftliche Fragestellungen zum Fluidtransport im Umfeld der KTB-Bohrungen. Die beiden eingezeichneten Kluftsysteme markieren die seismischen Reflektoren SE1 und SE2.

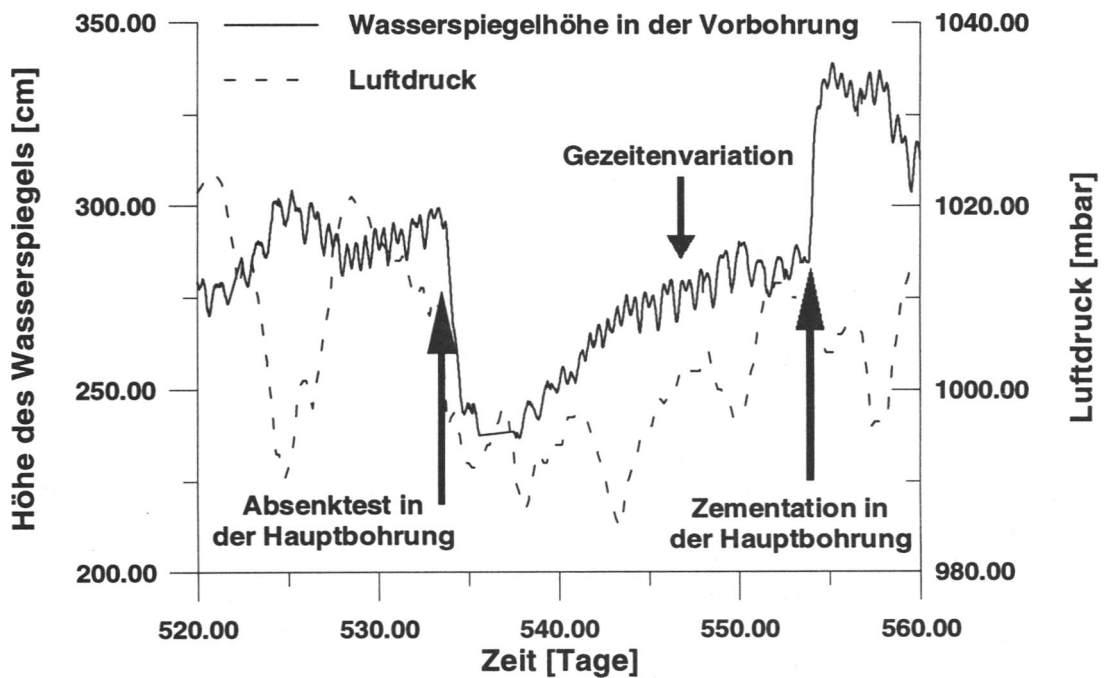


Abb. 3 Hydraulische Kommunikation in 4000 m Tiefe zwischen der KTB Vor- und Hauptbohrung.

Ergebnisse aus der Hauptbohrung

Zu Beginn der Bohrarbeiten in der Hauptbohrung standen die in Abb. 2 dargestellten Fragen zum hydraulischen System im KTB-Umfeld im Vordergrund der Untersuchungen.

Einen Hinweis auf eine mögliche Süßwasser-Salzwasser-Zonierung ergab sich aus dem Fluidlogging während eines Absenkttests bei einer Bohrteufe von 3 000 m in der Hauptbohrung. Hier wurde oberhalb 2 000 m eine durch Süßwasserzuflüsse verursachte Abnahme der Salinität in der Spülung festgestellt und unterhalb dieser Teufenlage durch Zufluß höher salinärer Formationswässer eine Zunahme. Meteorische Wässer dringen also tief in das kristalline Gestein ein. Bei dem folgenden Absenkttest im Teufenbereich von 3 000 m bis 6 000 m ergab das Fluidlogging (Abb. 4) vier größere Zuflußzonen in diesem Teufenbereich. In der 200 m entfernten KTB-Vorbohrung wurde an einem hochempfindlichen Drucksensor eine schnelle Kommunikation zwischen Vor- und Hauptbohrung registriert (s. Abb. 3). Die durch den Absenkttest und eine folgende Zementation in der KTB-Hauptbohrung angeregten Druckschwankungen heben sich deutlich aus den durch Luftdruckvariation und Gezeiten angeregten Schwankungen heraus. Diese schnelle Kommunikation ist nur durch Kluftleitung zu erklären. Auch in großen Tiefen des Kristallins ist also ein schneller Druck- und Massentransport in Klüften möglich.

Auch unterhalb der Teufe von 6 000 m bis zur Endteufe von 9 101 m wurde ein Zufluß in einer Teufe von 7 000 m registriert. Hier schneidet der seismische Reflektor SE1 die Bohrung und verbindet diese mit den Sedimenten im Vorland der Bohrung. Hier zeigte sich, daß insbesondere eine kombinierte Auswertung geophysikalischer Oberflächen- und Bohrlochmessungen Erkenntnisse über Kluftverteilungen und Kluftigenschaften liefern. Eine Bestimmung des Fluiddruckes in den Klüften unterhalb einer Teufe von 6 000 m zeigt einen höheren Druck, als durch das überlagernde Formationswasser zu erwarten wäre. Auch dies ist ein Hinweis, daß eine großräumige hydraulische Betrachtung unter Einbeziehung der tiefen Krustenbereiche notwendig ist.

Neue Erkenntnisse

Die wesentlichen geohydraulischen Erkenntnisse aus dem KTB-Projekt sind:

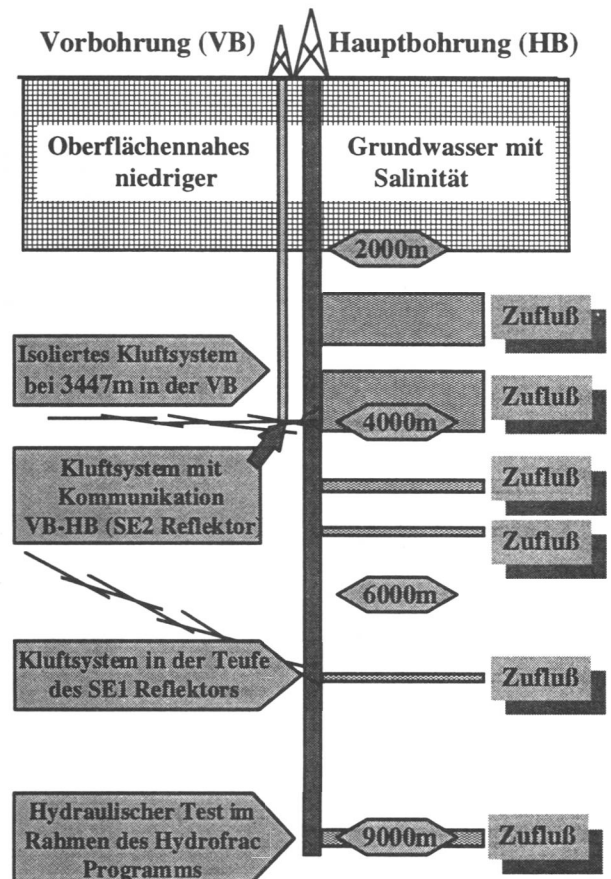


Abb. 4 Zusammenstellung der fluidführenden Horizonte in der KTB Vor- und Hauptbohrung.

1. Auch in tiefen kristallinen Bereichen der kontinentalen Kruste findet sich freies Wasser.
2. Offene Klüfte existieren bis in 9 000 m Tiefe und lassen einen schnellen Wassertransport zu.
3. In den Klüften finden Transportprozesse statt, die auf geologische Zeiträume bezogen schnell ablaufen.

Diese Ergebnisse wurden nur im Bereich eines Nadelstiches in die kontinentale Kruste gewonnen. Sie sind aber auf großräumige Betrachtungen übertragbar, da sie sich nahtlos in das Konzept der permanent in Bewegung und Deformation befindlichen kontinentalen Platten einfügen. Die im Rahmen des KTB-Projektes gefundenen offenen Klüfte bestätigten das Bild einer spröde brechenden, deformierbaren Kruste auch in solchen Bereichen, die als tektonisch ruhig eingestuft werden. Hier sollte man sich in die Erinnerung zurückrufen, daß die geringe tektonische Beanspruchung ein wesentliches

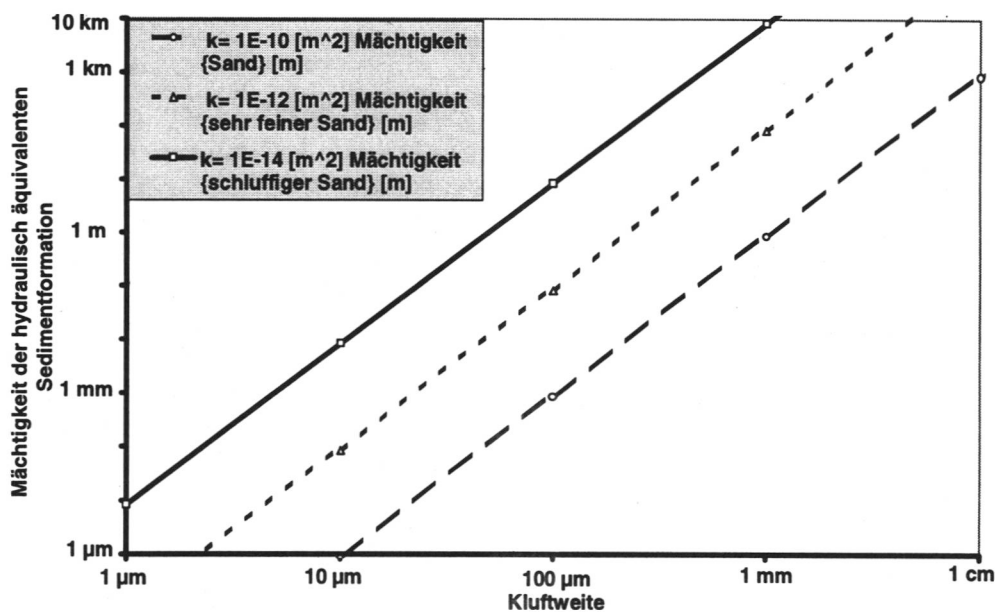


Abb. 5: Vergleich einer Kluft vorgegebener Kluftweite mit der äquivalenten Mächtigkeit verschiedener Sedimentformationen bei gleicher hydraulischer Leitfähigkeit (Transmissivität).

Argument bei der Auswahl der Bohrlokation war.

Die experimentelle Bestätigung des plattentektonischen Modells, das seine Ergänzung durch die in der KTB-Bohrung durchgeführten Spannungsmessungen findet, ist ein bedeutender Schritt in der geophysikalischen Grundlagenforschung.

Von praktischer Bedeutung sind diese Erkenntnisse für die Beschreibung und unter Umständen die Beeinflussung von Erdbeben in gefährdeten Zonen. Seit längerem existieren Vorschläge für eine hydraulische Stimulierung von Erdbeben, durchgeführt, bevor sich große Spannungen in der Kruste aufgebaut haben.

Die Gewinnung geothermischer Energie aus kristallinem Gestein basiert auf der Existenz von Klüften, die zwischen einer Injektionsbohrung und einer Extraktionsbohrung als Wege für den Wärmeaustausch dienen. Die Wahrscheinlichkeit für die natürliche hydraulische Verbindung zweier benachbarter Bohrungen durch Klüfte auch in großer Tiefe ist relativ hoch.

Im Hinblick auf Fragen des Umweltschutzes bei der Einlagerung von Abfallstoffen in kristallinen Formationen mahnen die Ergebnisse, den Klüften als Wegsamkeiten für den Stofftransport noch größere Bedeutung zuzubilligen. Abb. 5 verdeutlicht dies, durch einen

Vergleich der Kluftweite einer ebenen Kluft mit der Mächtigkeit einer äquivalenten sedimentären Formation gleicher hydraulischer Leitfähigkeit.

Eine 1 mm weite Kluft entspricht hier einem Sedimentpaket aus schluffigem Sand von 8 km Mächtigkeit. Die entsprechende Mächtigkeit einer Sandformation beträgt immerhin noch 80 cm. Die Kluftweiten, die aus den hydraulischen Tests im KTB-Projekt abgeleitet werden konnten, lagen für die Verbindung zwischen Vor- und Hauptbohrung bei ca. 5-8 µm. Bei diesem Vergleich muß allerdings berücksichtigt werden, daß die Transportgeschwindigkeiten in den Klüften bei gleichen Druckverhältnissen ein vielfaches größer als im entsprechenden Sediment sind.

Die tiefe kristalline Kruste ist kein System ohne Dynamik. Vielmehr ist sie durch schnelle Wasserkonvektion bei kleinen Fließraten gekennzeichnet. Antrieb für den Fluß, auch in großen Tiefen der Kruste, sind die topographischen Höhendifferenzen, geothermische Konvektion, Dichteschichtung durch unterschiedliche Salinitäten und tektonisch bedingte Änderungen des Fluiddruckes.

Das KTB-Projekt hat mit seinen Untersuchungen das Bild der kristallinen kontinentalen Kruste von einem Hot-Dry-Rock zu einem Hot-Wet-Fissured-Rock verändert.

Hot-Dry-Rock-Forschung: Erdwärme als Zukunftsenergie

F. Rummel

Rückblick

Erdwärme aus Hydrothermal-Systemen wird heute zur Stromerzeugung (8 000 MW) und für Heizzwecke und Prozeßwärme (ca. 20 000 MW) weltweit in Gebieten mit besonderen geothermischen Voraussetzungen des Untergrunds gewonnen. Thermalbäder stellen vielerorts Einrichtungen mit sozialer und wirtschaftlicher Bedeutung dar. In der Schweiz oder den USA werden Erdwärmesonden im flachen Untergrund zunehmend zur Raumheizung eingesetzt. Zusätzlich bietet heißes Krustengestein ein riesiges, fast unendliches Energiepotential: durch Abkühlung eines Kubikkilometers heißen Untergrunds (200 °C, 5 - 6 km Tiefe) um 100 °C könnten ein Kraftwerk mit einer Leistung von 30 MW für die Dauer von 30 Jahren betrieben und Tausende von Wohnungen beheizt werden.

Physiker des Los Alamos Scientific Laboratory entwickelten das Hot-Dry-Rock (HDR)-Konzept mit künstlicher Wärmeaustauschfläche und künstlicher Wasserzirkulation im undurchlässigen, trockenen, heißen Untergrund. Während der 70er Jahre wurden am Rande der Valles Caldera in der Nähe von Los Alamos/New Mexico mit Tiefbohrungen von 3 bis 4 km bei Gesteinstemperaturen zwischen 200 und 350 °C erhebliche Anstrengungen unternommen, das Konzept zu erproben. Der rasche, durchschlagende Erfolg blieb trotz des Enthusiasmus der Wissenschaftler und der hohen Untergrundtemperatur aus verschiedenen Gründen aus: fehlende Hoch-Temperatur-Bohrlochsonden und Frac-Technologie im Kristallin, große Wasserverluste und hohe Impedanz im Wärmetauscher-Zirkulationssystem und mit fortschreitender Projektdauer versickernde staatliche Fördermittel.

In Europa wurden in den Projekten Falkenberg (BRD), Le Mayet de Montagne (Frankreich), Cornwall (England) und Fjällbäcka (Schweden) derweil Grundlagenversuche zur HDR-Forschung mit Frac- und Zirkulations-Experimenten im flachen granitischen Untergrund bis einige Hundert Meter Tiefe betrieben. Sie lieferten wichtige Erkenntnisse über natürliche Klufsysteme und deren Bedeutung für die Fluid-Zirkulation im kristallinen Unter-

grund. Aufbauend auf diesen Erfahrungen wurde 1987 das Europäische HDR-Projekt an der Lokation Soultz-sous-Forêts im Oberrheingraben im Elsaß, ca. 60 km nördlich von Straßburg, in Angriff genommen. Die Lokation zeichnet sich als signifikante geothermische Anomalie durch eine Temperatur von ca. 100 °C in 1 000 m Tiefe aus. Die genaue Kenntnis der Sedimentsüberdeckung aufgrund von vielen Bohrungen und von geophysikalischer Erdölprospektion erleichtert die Arbeiten an diesem Projekt.

Gegenwärtige Aktivitäten

Die Vorgaben für die Verwirklichung eines wissenschaftlichen HDR-Pilot-Systems an der Lokation Soultz-sous-Forêts lauteten:

- Erreichen einer Reservoir-Temperatur von ca. 175 °C.
- Schaffung einer Wärmeaustauschfläche von einigen Quadratkilometern.
- Zirkulationsrate von 50 - 75 Litern pro Sekunde zwischen Injektions- und Produktionsbohrungen und damit Installation einer geothermischen Leistung von 20 - 30 MW.
- Maximaler Energieaufwand zur Zirkulation ca. 1 MW.

Seit 1987 wurden in Soultz-sous-Forêts 2 Tiefbohrungen bis ca. 3,7 km Tiefe abgeteuft. Die Stimulation der ersten Tiefbohrung GPK1 im Jahr 1993 mit einer Injektion von ca. 20 000 m³ Wasser produzierte ca. 20 000 seismische Ereignisse, welche mit Dreikomponenten-Seismometern in benachbarten Beobachtungsbohrungen lokalisiert werden konnten. Unter Berücksichtigung der Hypozentren der induzierten Seismizität, der aus Borehole-TelevIEWer- und Formation-Microscanner-Messungen bekannten Vorzugsrichtung von Klüften und Rissen und der In-situ Hydrofrac-Spannungsmessungen wurde 1994/95 gezielt in 400 m Entfernung von GPK1 die Bohrung GPK2 abgeteuft. Im Sommer 1995 fanden in beiden Bohrungen Injektions- und Produktions-Experimente statt. Ein 10 Tage dauernder Zirkulationsversuch lieferte folgende Ergebnisse:

- Die Bohrung GPK1 lieferte bei einer konstanten Produktionsrate von über 20 l/s bei einer Temperatur von ca. 140 °C eine geothermische Leistung von ca. 8 MW.
- Die produzierte Wassermenge konnte mit einem Injektionsdruck von ca. 6 Mpa (Kopfdruck) in die Bohrung GPK2 verpreßt werden.
- Ausfällungen in Produktionssystem konnten durch geochemische Maßnahmen ohne Probleme vermieden werden.
- Die gesamte für die Zirkulation aufgewendete elektrische Pumpleistung betrug ca. 0,5 MW. Dies entspricht ca. 50 % der gewonnenen thermischen Leistung.
- Die Temperatur in der Produktionsbohrung stieg während des Zirkulationsexperiments kontinuierlich an. Dies weist auf eine riesige Wärmeaustauschfläche im Untergrund hin, welche im wesentlichen aus natürlichen Kluft-/Rißsystemen besteht.
- Während die Produktionsbohrung GPK1 mit einer Druckantwort wenige Minuten nach Injektion in die Bohrung GPK2 reagierte, gab ein Tracer-Experiment aufgrund der kurzen Zirkulationsdauer bisher keinen Hinweis auf eine direkte Verbindung zwischen den 2 Bohrungen.
- Die Produktionsrate von ca. 20 l/s aus der Bohrung GPK1 weist z. Z. auf ein riesiges Kluftspeicher-Reservoir im Untergrund hin.

Perspektive

Das HDR-Projekt Soultz-sous-Forêts liefert wichtige Erfahrungen zur wirtschaftlichen HDR-Nutzung im Oberrhein-Graben von Basel bis Frankfurt, wo ähnliche geologische Bedingungen herrschen. Neben dem Potential sind industrielle Abnehmer vorhanden. Das Projekt erlaubt gleichzeitig Hydraulik-Erkenntnisse für mögliche HDR-Anlagen in einem anderen geologischen Umfeld ohne Graben-Tektonik, z. B. an der geothermischen Anomalie Urach (Baden-Württemberg). Primäres Interesse für HDR-Technologie besteht derzeit für die Exploitation von heißen Krustengesteinen in der Nähe von natürlichen Hydrothermal-Vorkommen, z. B. in der Toskana oder am Rande des Geothermalfelds The Geysers in Kalifornien. Die Entwicklung eines Kohle-Vorkommens erfordert etwa ein Jahrzehnt, die Entwicklung der Kernkraft dauerte ein halbes Jahrhundert, die Nutzung geothermischer Energie wird in 50 Jahren eine bedeutende Rolle als Energieperspektive spielen. Hierzu wird die Geophysik einen signifikanten Beitrag leisten müssen. Die Energie-Industrie muß jedoch Engagement und Vertrauen zeigen, um als Partner mit den Geowissenschaftlern an der Entwicklung dieser Technologie für die Energieversorgung in der Zukunft mitzuwirken.

Der Beitrag der Geophysik bei der Entwicklung der Nordsee zu einer bedeutenden Erdölprovinz

J. Fritsch, K. Hinz und H. A. Roeser

"The success of the North Sea gas search is first and foremost a technical triumph for the geophysicists" P. E. KENT 1968

Staatliche Forschungsförderung löst technologische, fachlich-methodische und rohstoffwirtschaftliche Entwicklungen aus, deren Erfolge in Zeiten wirtschaftspolitischer Krisen enorme gesellschaftliche Bedeutung erlangen können.

Ende der 50er Jahre entstand in der heutigen Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) das Konzept einer wirtschaftsorientierten geowissenschaftlichen Meeresforschung. Von 1957 bis 1964 wurden jährlich einen Monat lang geophysikalische Messungen in der südlichen Nordsee außerhalb der eigentlichen 3-sm-Zone durchgeführt. Abb. 1 enthält den Lageplan der reflexionsseismischen Profile. Im Rahmen eines Forschungsprogramms stellten das Bundesministerium für Wirtschaft, das Bundesministerium für Verkehr, das Niedersächsische Ministerium für Wirtschaft und Verkehr, die Behörde für Wirtschaft und Verkehr der Freien und Hansestadt Hamburg, die Behörde für Wirtschaft und Verkehr der Freien und Hansestadt Bremen und die Gemeinschaft der Länder in Erkenntnis der Notwendigkeit staatlicher Impulse für die Kohlenwasserstoffexploration erhebliche Fördermittel bereit. Ein Ausgangspunkt dafür war die Erwartung, daß es zu dem gerade entdeckten gigantischen Erdgasfeld von Slochteren in den Niederlanden im Bereich der Nordsee Entsprechungen gäbe.

Für die seismischen Untersuchungen und für die geowissenschaftliche Auswertung waren die heutige BGR und das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (NLfB), für die magnetischen und gravimetrischen Arbeiten sowie für die Positionsbestimmung auf See das Deutsche Hydrographische Institut, DHI (jetzt Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, BSH), verantwortlich. Die technische Durchführung der Reflexionsseismik oblag der Gesellschaft für praktische Lagerstättenforschung GmbH, PRAKLA. Die Refraktionsseismik wurde außer von NLfB und PRAKLA auch von dem Geophysikalischen Institut der Bergakademie Clausthal (jetzt

Technische Universität Clausthal) ausgeführt. Es kamen mehrere Schiffe zum Einsatz: das Vermessungsschiff "Gauß" des DHI, das Spezialschiff "Prospekta" der PRAKLA und 2 bis 3 Fischkutter als „Schießboote“ (Sprengboote) und Sicherungsboote. Auch ein Hubschrauber wurde zeitweise als Meßplattform für die Refraktionsseismik vorgehalten.

Die marine Reflexionsseismik arbeitete zunächst mit einem kurzen Streamer und nur wenigen Hydrophonen. Die seismischen Signale wurden mit Sprengstoff erzeugt (Abb. 2) und bei stehendem Schiff registriert. Unter günstigen Bedingungen konnte alle 4 Minuten ein Seismogramm produziert werden. Es gab bereits Aufzeichnungsmöglichkeiten auf Magnetband. Die Datenverarbeitung erfolgte noch analog. Das seismische Spezialschiff "Prospekta" der PRAKLA war ein umgebautes Minensuchboot. Erst 1970 wurde ein Neubau unter dem alten Namen "Prospekta" in Dienst gestellt, das als Ergebnis von Erfahrungen in 20 Jahren Explorationstätigkeit - "...especially in the bad weather areas of Northern Europe..." (PRAKLA-SEISMOS 1973) - gebaut worden war. Das DHI war die erste deutsche Institution, die ein ASKANIA-Seegravimeter nach Entwürfen von GRAF erwarb. FLEISCHER trieb mit Energie und Tatkraft die neue Methode der kontinuierlichen Schwere-messung auf See voran. Viele seiner Vorschläge wurden von den Herstellern ASKANIA für das Seegravimeter und von ANSCHÜTZ für die Horizontalplattform aufgegriffen und umgesetzt. Zur gleichen Zeit kam im DHI auch das erst kurz zuvor entwickelte Protonenmagnetometer zum Einsatz. Bei den Refraktionsmessungen ist auch die Gruppe um MENZEL aus Clausthal methodisch und in der instrumentellen Entwicklung überaus aktiv gewesen. Es wurde insbesondere an der Entwicklung von verankerten Bojen gearbeitet. An der Verankerung befanden sich Empfänger (Geophone oder Hydrophone), deren Signale über das Verankerungskabel zu einer Telemetrieanlage in der Boje geleitet wurden. Eine andere Version hatte ein Hydrophon, das direkt über ein Schwimmkabel mit der Boje verbunden war.

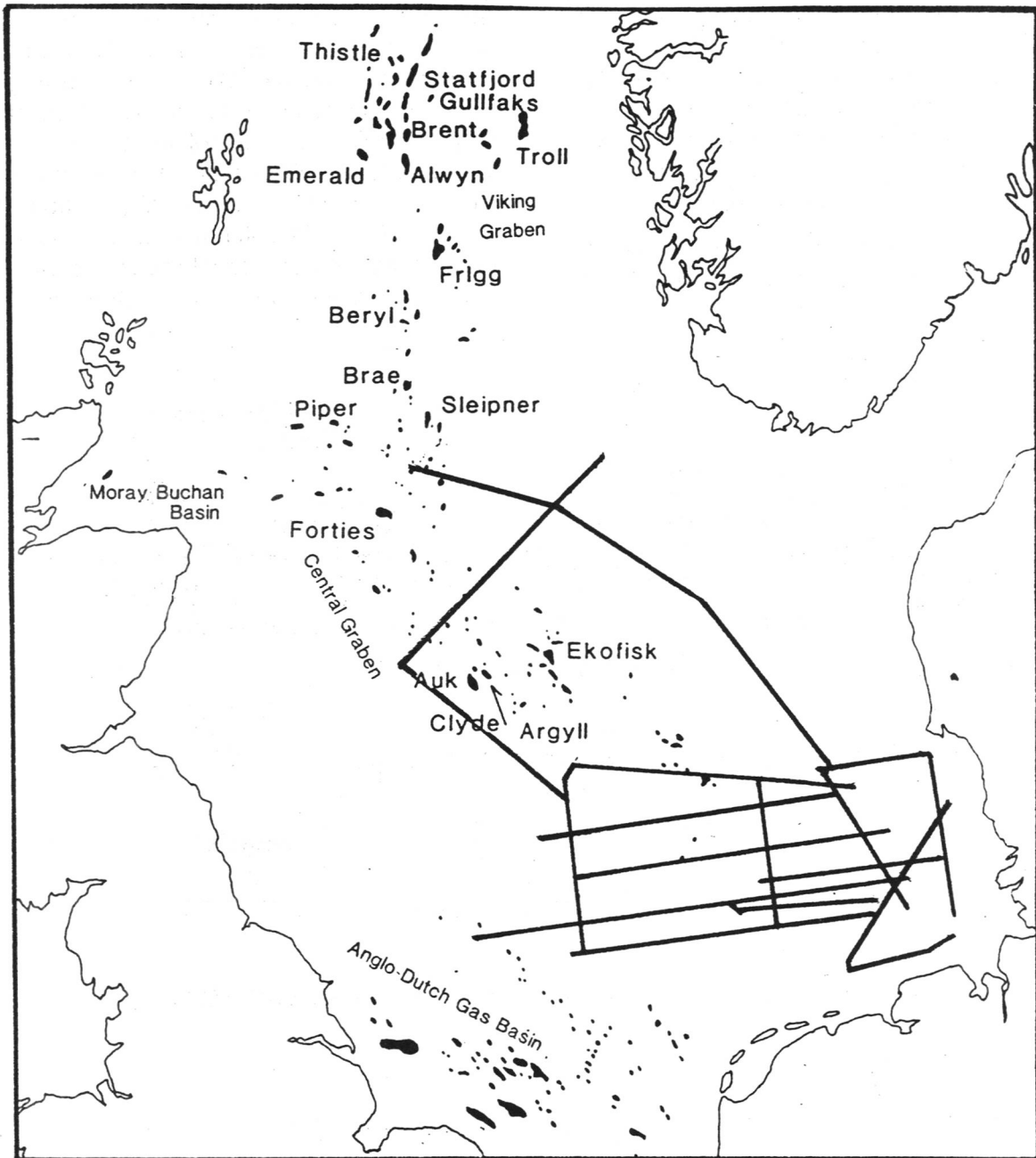


Abb. 1: Die Nordsee mit den zwischen 1957 und 1964 im Auftrage der heutigen BGR vermessenen seismischen Profile. Die Kohlenwasserstoff-Lagerstätten sind an die spätjurassischen-frühkretazischen Riftsstrukturen des Zentralgrabens, des Viking-Grabens und des Moray-Firth-Grabens gebunden (nach ZIEGLER)

In die 60er Jahre fiel dann der Übergang von der analogen zur digitalen Seismik. Sie ist vorangetrieben worden durch die marine Seismik mit ihrem enorm hohen Datenanfall (20 Sekunden Schußpunktintervall), als die Signalerzeugung von Sprengstoff auf Luftpulser umgestellt wurde. Das Problem der multiplen Reflexionen im Flachwasserbereich konnte nur durch Weiterentwicklungen in der digitalen Datenverarbeitung befriedigend gelöst werden.

COOK gibt eine Statistik, nach der bereits von 1962 an die Aktivitäten der Explorationsfirmen

in der Nordsee stark zunahmen (Abb. 3). Die Nordsee wurde zu einem bedeutenden Prospektionsgebiet für die internationalen Erdölfirmen. Eine territoriale Aufteilung der Nordsee setzte ein, um den Erdölfirmen Konzessionen zuteilen zu können. Die erste Bohrung B1 wurde im deutschen Sektor niedergebracht, die aber - wie fast alle nachfolgenden auch - ohne wirtschaftlichen Wert war. Dagegen konnte in England die erste Gaslagerstätte schon 1965 von der British Petroleum Company im Block 48/6 60 km östlich von Humber erbohrt werden, gefolgt von weiteren Gasfunden in be-

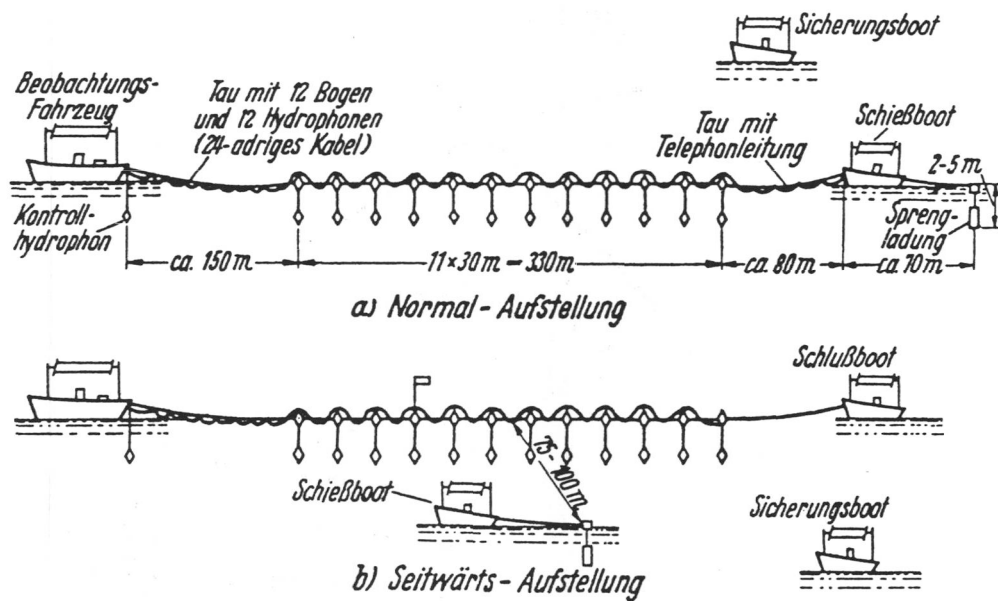


Abb. 2: Reflexionsseismische Meßmethodik auf See in den 50er Jahren (nach MENZEL)

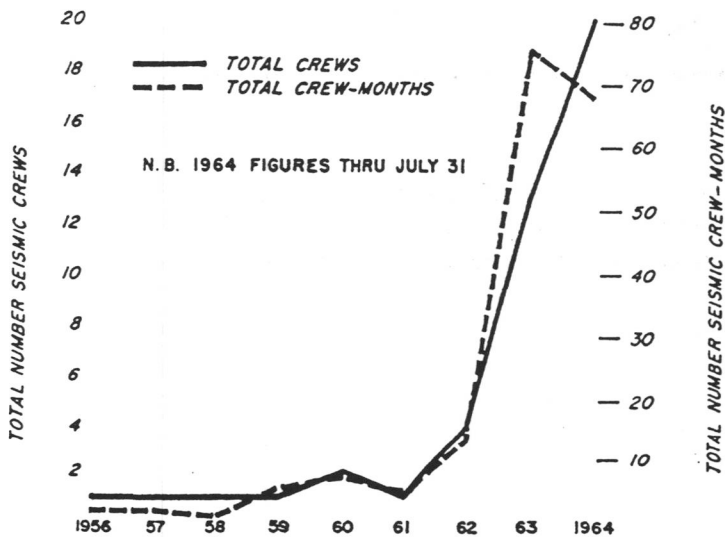


Abb. 3: Seismische Aktivitäten in der Nordsee (nach COOK)

nachbarten Blöcken. Aus einer statistischen Zusammenstellung kann man ablesen, daß die Erdölförderung (in 1 000 t) in Westdeutschland in den Jahren 1950, 1973 und 1984 jeweils 1 120, 6 650 und 4 000 betrug. Entsprechende Zahlen sind für Großbritannien 40, 410 und 125 900; für Norwegen 0, 1 600 und 35 000. Diese Zuwächse in Großbritannien und Norwegen sind allein auf die Kohlenwasserstoff-Lagerstätten in der Nordsee zurückzuführen (siehe Abb. 1). Großbritannien und Norwegen wurden zu erdölexportierenden Ländern. Gleichzeitig nahm in diesen und anderen Anrainerstaaten der Nordsee die Geophysik einen großen Aufschwung. Auch in der Bundesrepublik Deutschland expandierte PRAKLA (seit 1968 PRAKLA-SEISMOS GmbH) zu einem weltweit operierenden, führenden Geophysikunternehmen.

Als 1973 im Zusammenhang mit der Nahostkrise von den Erdöl-Hauptförderländern ein Embargo gegen die westlichen Industrieländer verhängt wurde und sich der Erdölpreis vervielfachte, konnte der politische Druck durch Verstärkung der Prospektion und Exploration in der Nordsee erheblich abgemildert werden.

Wenn man hier die Verbesserung der politisch-ökonomischen sowie gesellschaftlichen Bedingungen durch die erfolgreiche Entwicklung der Kohlenwasserstoff-Prospektion und Exploration in der Nordsee anerkennt, so darf natürlich nicht übersehen werden, daß dabei Eingriffe in das Ökosystem der Nordsee stattgefunden haben. Menschliche Aktivitäten gehen fast immer einher mit Veränderungen seiner Umwelt. Eine Bewertung dieses Sachverhalts ist allerdings nicht Gegenstand dieser Untersuchung.

Marine Geophysik im Lofoten-Becken

H. B. Hirschleber und G. A. Dehghani

Der deutsche Forscher Alfred Wegener, Astronom und Meteorologe, stellte schon 1912 die Hypothese auf, daß die Kontinente nicht festliegen, sondern sich langsam, kaum meßbar auf dem zähflüssigen Erdinnern bewegen. Die Veröffentlichung seiner Kontinentverschiebungstheorie erregte zwar weltweites Aufsehen, aber durchgesetzt haben sich seine Hypothesen erst in den 60er Jahren. Insbesondere paläomagnetische Untersuchungen lieferten eine bessere Begründung für „wandernde Kontinente“ und für das neue, auf Wegeners Pionierarbeit aufgebaute Gedankengebäude der Plattentektonik. Heute wissen wir, daß vor ca. 200 Millionen Jahren alle Kontinente eng vereint lagen; es gab nur einen weiten Ozean. Dann begann die Drift der Kontinente, die aus der damaligen Landmasse herausbrachen. Auch jetzt noch verschieben sich die Kontinente. Spürbarer Ausdruck dafür sind Erdbeben und Vulkane.

Die Kontinente sind Teile von Lithosphärenplatten (Lithosphäre = Erdkruste + oberer Bereich des Erdmantels), die sich unterschiedlich bewegen. Sie driften in den Gebieten der ozeanischen Rücken auseinander, während sich in den Subduktionszonen eine Platte über die andere schiebt. Die Antriebsmechanismen für diese Plattenverschiebungen liegen in Aus-

tauschvorgängen im Erdinnern und im Erdkern. Die in das Erdinnere gepreßte (subduzierte) Platte wird in größeren Tiefen bei Temperaturen über 1 000 °C aufgeschmolzen; es entsteht neues Magma. Durch Konvektionsströme wird dieses Magma in die Bereiche der ozeanischen Rücken transportiert. Dort steigt es auf und bildet neue ozeanische Kruste: ein ständiger Kreislauf.

Mehrmals ist das Institut für Geophysik der Universität Hamburg mit verschiedenen Forschungsschiffen in das europäische Nordmeer gefahren, um dort zusammen mit norwegischen und japanischen Kollegen das Lofoten-Becken als Beispiel für die Entwicklung eines neu gebildeten Ozeanbeckens zu untersuchen. Daraus konnten Rückschlüsse auf eine Entwicklung von 60 Millionen Jahren, dem Alter des Beckens, gezogen werden. Abb. 1 zeigt, wie vor rund 60 Millionen Jahren der Kontinentblock Grönland/Norwegen zerbrochen und durch ständige Krusten Neubildung entlang des nordatlantischen Rückens auseinandergedrückt worden ist. Dieser Rücken wird im Zentralbereich durch den Mohs-Rücken, südlich davon zunächst vom Aegir-, später vom Kolbensey-Rücken und nördlich davon vom Knipovich Rücken repräsentiert. Grönland bewegt sich

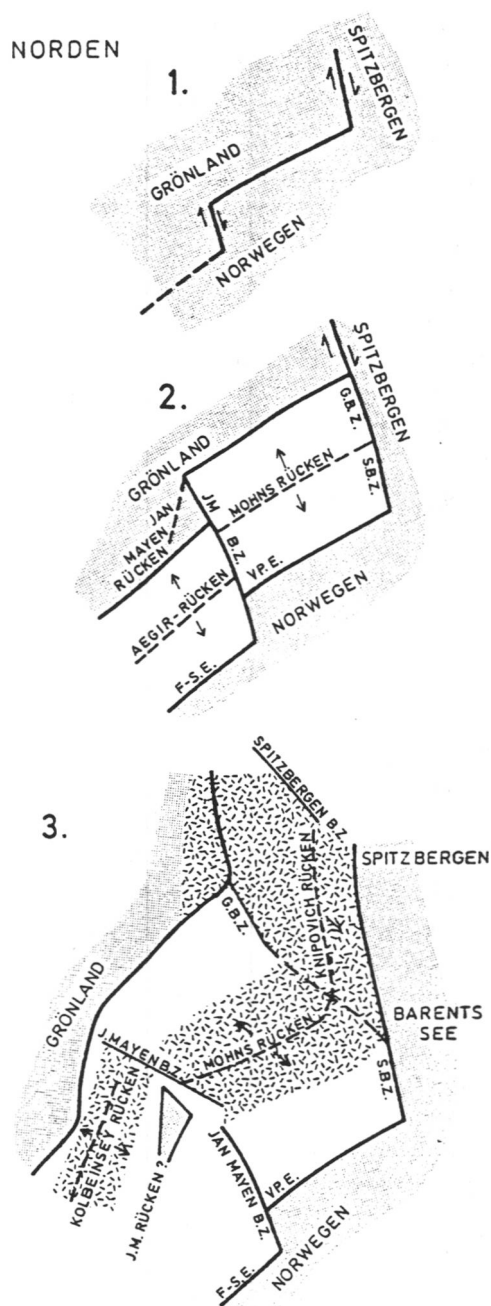


Abb. 1: Entwicklungsstadien des Europäischen Nordmeeres: 1. Aufbruch der Kontinentalblöcke vor ca. 60 Millionen Jahren. 2. Grönland bewegt sich relativ zu Europa nach Nordwesten. Öffnung des Europäischen Nordmeeres vor 60-40 Millionen Jahren. 3. Grönland und Nordamerika driften westnordwestlich relativ zu Europa. Der nördliche Bereich des Nordmeeres entsteht (nach WEIGEL und HIRSCHLEBER).

seitdem relativ zu Norwegen nach Nordwesten mit Geschwindigkeiten zwischen 0.6 und 2.5 cm/Jahr.

Inwiefern sind wir eigentlich in der Lage, so genaue Angaben über die Plattenbewegungen für einen so großen Zeitraum zu treffen? Tritt an einem Rücken flüssiges Magma aus der Tiefe an die Oberfläche, so wird die neu entstehende Erdkruste bei ihrer Erstarrung magnetisiert. Dabei nimmt die neue Kruste die Richtung und die Feldstärke des gerade herrschenden Magnetfeldes der Erde an und behält diese auch bei späteren Änderungen. Da sich das Magnetfeld relativ häufig - im Mittel etwa alle 500 000 Jahre - umpolt, kann man aus dem ständigen Wechsel der Polarität des Magnetfeldes das Alter der jeweiligen Erdkruste ermitteln. Da sich die neugebildete Kruste gleichmäßig von der Rückenachse wegbewegt, läßt sich auf Meßprofilen senkrecht zur Rückenachse der jeweilige Wechsel von einem Zeitbereich in den nächsten in Form von magnetischen Anomalien wiedererkennen. Sie werden als Lineationen bezeichnet. Dies wird in Abb. 2 für einige Profile dargestellt. Jede mit einer Nummer versehene Lineation repräsentiert einen Wert für das Alter der Kruste, z.B. „22“ = 50 Millionen Jahre, „24 B“ = 53 Millionen Jahre.

Da das Erdmagnetfeld auch von zeitlichen und regionalen Variationen abhängig ist, müssen diese erst eliminiert werden. Aus den gemessenen Werten der Totalintensität erhält man dann das sogenannte Restfeld, das Aufschluß über den unmittelbaren Untergrund zuläßt. Auf See geschieht dies durch die Verwendung von zwei (Protonen-)Magnetometern, deren „Differenzfeld“ das lokale Restfeld ergibt. Die Magnetometer müssen in einem genügend großen Abstand hinter dem Schiff gezogen werden, um auch vom Magnetfeld des Schiffes frei zu sein.

Entlang des Profils P 1 in Abb. 2 ist ein zweidimensionales Modell nach einer Methode von TALWANI berechnet worden (Abb. 3). Danach nehmen die Mächtigkeiten der in einer Tiefe von 7-8 km liegenden, magnetisch wirksamen Krusten-Körper in Richtung auf den norwegischen Kontinent ab. Östlich der Anomalie 24 B wird keine weitere Anomalie mehr beobachtet, hier befindet sich der Übergang von der ozeanischen (neuen) Kruste zur kontinentalen (alten) Kruste. Berechnet man für das angegebene Modell theoretische Werte der magnetischen Totalintensität und vergleicht

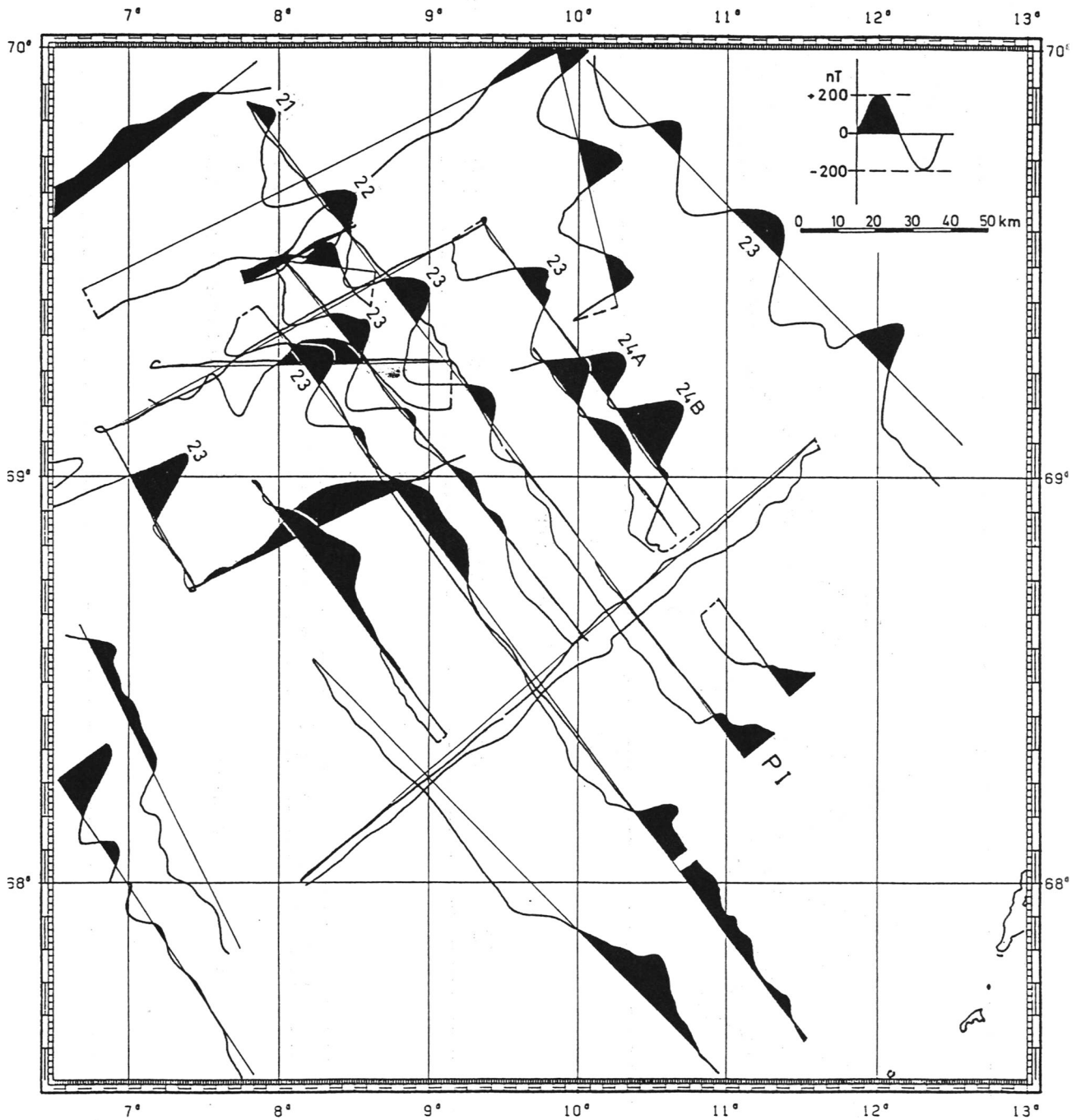


Abb. 2: Magnetische Restfeld-Anomalien entlang gemessener Profile. Die dünnen Linien entsprechen den Schiffskursen, die Zahlen den magnetischen Lineationen. Das internationale geomagnetische Referenz-Feld ist abgezogen worden.

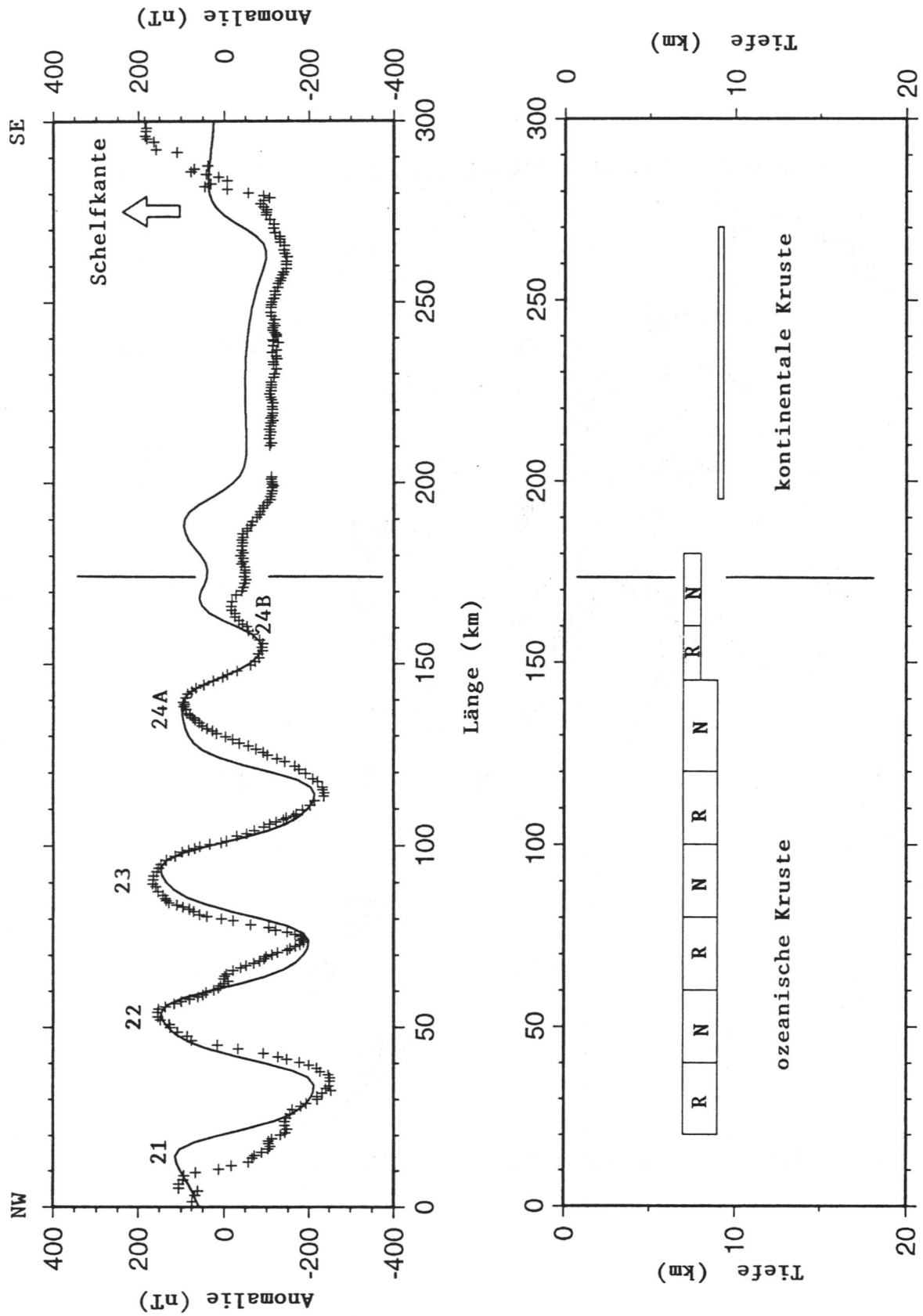


Abb. 3: Zweidimensionales Modell für das Profil P 1 in Abb. 2. Die durchgezogene Linie entspricht der berechneten Kurve, die Kreuze stellen die Beobachtungsdaten dar. Angenommene Magnetisierung 5 A/m im westlichen, 1.25 A/m im östlichen Teil

diese mit den gemessenen, ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung (Abb. 3). Zusammenfassend ist zu sagen, daß man mit der magnetischen Methode Aussagen über das Alter und die Mächtigkeit der magnetisch wirksamen (vulkanischen) Kruste und ihre Abgrenzung zur kontinentalen (nicht vulkanischen) Kruste machen kann.

Neben dem Magnetfeld wird auch das Schwerefeld der Erde gemessen und für die geowissenschaftliche Interpretation herangezogen. Massenunregelmäßigkeiten mit Dichteunterschieden im Untergrund bewirken unterschiedliche Schwerebeschleunigungen, die mit einem Gravimeter gemessen werden. Es ist bei Messungen auf See zur Vermeidung von Störungen durch das Schiff auf einem Kreiseltisch montiert. Gemessen wird zunächst die Gesamtschwere, die von einer Reihe von Faktoren wie der geographischen Breite, der Wassertiefe, des Kurses und der Geschwindigkeit des Meßschiffes abhängig ist. Insofern müssen erst alle die Schwere beeinflussenden Faktoren eliminiert werden, bevor auch hier ein lokales Restfeld übrigbleibt, das den Untergrundverhältnissen zugeordnet werden kann.

Abb. 4 zeigt eine Schwerekarte, die aus vielen Tausend Meßpunkten entstanden ist. Hierbei sind die Punkte gleicher Schwere zu Isolinien verbunden worden. Die hohen Schwerewerte südwestlich der Lofoten-Inseln weisen darauf hin, daß sich der granitische Gesteinsblock, aus dem die Inseln aufgebaut sind, noch sehr weit nach Südwesten erstreckt, obwohl sich dort die Wassertiefe zwischen 200 und 400 m bewegt. Dagegen deutet die negative Schwereanomalie zwischen der 200-m-Wasserlinie (Schelfkante) und dem Übergang vom Kontinent zum Ozean auf eine Mächtigkeitszunahme leichteren Materials im Untergrund hin. Auch in der Gravimetrie werden Untergrund-Modelle erstellt und modifiziert, bis die für das Modell berechneten Schwerewerte mit den Meßdaten übereinstimmen. Um eindeutige Ergebnisse zu erzielen, ist es allerdings immer geboten, mehrere Methoden parallel einzusetzen.

Ein anderes Verfahren zur Erkundung des Untergrundes beruht auf der Geothermie. Es kann der Wärmefluß aus der Erdkruste in die bodennahen Wasserschichten gemessen werden. Dort, wo das Gestein vom Erdinneren aufgeheizt wird, erwärmt sich auch das Ozeanwasser um wenige Zehntel Grade. Das reicht oft als

Hinweis aus, um zu erkennen, daß in diesem Gebiet etwas Außergewöhnliches geschieht. Auf diese Weise sind viele Dehnungszonen im Ozeanboden geortet und dann mit Tauchbooten gezielt angesteuert und untersucht worden.

Bei den meisten geophysikalischen Untersuchungen auf See steht die Seismik im Vordergrund. Früher durch Sprengstoff, heute durch das explosionsartige Freisetzen hochkomprimierter Luft, erzeugt man Schallwellen, die sich im Untergrund ausbreiten. Am Meeresboden und an tiefer gelegenen Gesteinsschichten werden die Schallwellen reflektiert und gebrochen. Die zurückgeworfenen seismischen Wellen werden von speziellen Empfängern (Hydrophonen) aufgenommen. Sie befinden sich entweder zu Hunderten in einem mehrere Kilometer langen Schwimmkabel (Streamer), das vom Meßschiff geschleppt wird (Steilwinkelseismik), oder aber in Ozeanbodenseismographen, die auf den Meeresboden abgesenkt werden (Weitwinkelseismik).

Die in der Steilwinkelseismik aufgenommenen Laufzeiten und Amplituden der Schallwellen werden von rechnergestützten Apparaturen verarbeitet und auf Datenträgern gespeichert. Nach einem aufwendigen Processing der Daten entsteht eine aus vielen Seismogrammen bestehende Zeitsektion (Abb. 5). Die Laufzeiten von der Quelle zum Reflexionspunkt und zurück sind entlang eines Profiles dargestellt. Über Geschwindigkeitsanalysen können auch die Schichtgeschwindigkeiten bestimmt werden. Dadurch ergibt sich die Möglichkeit, aus der Zeitsektion eine Tiefensektion zu berechnen, die dann ein Abbild des Untergrundes mit all seinen Schichten, Strukturen und Störungen darstellt.

Mit der Weitwinkel-Methode werden geologische Strukturen bis in große Tiefen untersucht. Die am Meeresboden für die Dauer der Meßkampagne verankerten Meßsysteme zeichnen sogar Schallwellen auf, die an der Grenze Erdkruste/Erdmantel refraktiert und reflektiert worden sind. Im Lofoten-Becken konnte diese Grenzfläche, die von den Geophysikern Mohorovicic-Diskontinuität (kurz „Moho“) genannt wird, in einer Tiefe von 10 - 12 km beobachtet werden (Abb. 6). Auch in der Seismik wird Vorwärts-Modellierung angewandt, d. h. ein Startmodell wird solange modifiziert, bis die berechneten Laufzeiten und Amplituden mit den gemessenen übereinstimmen.

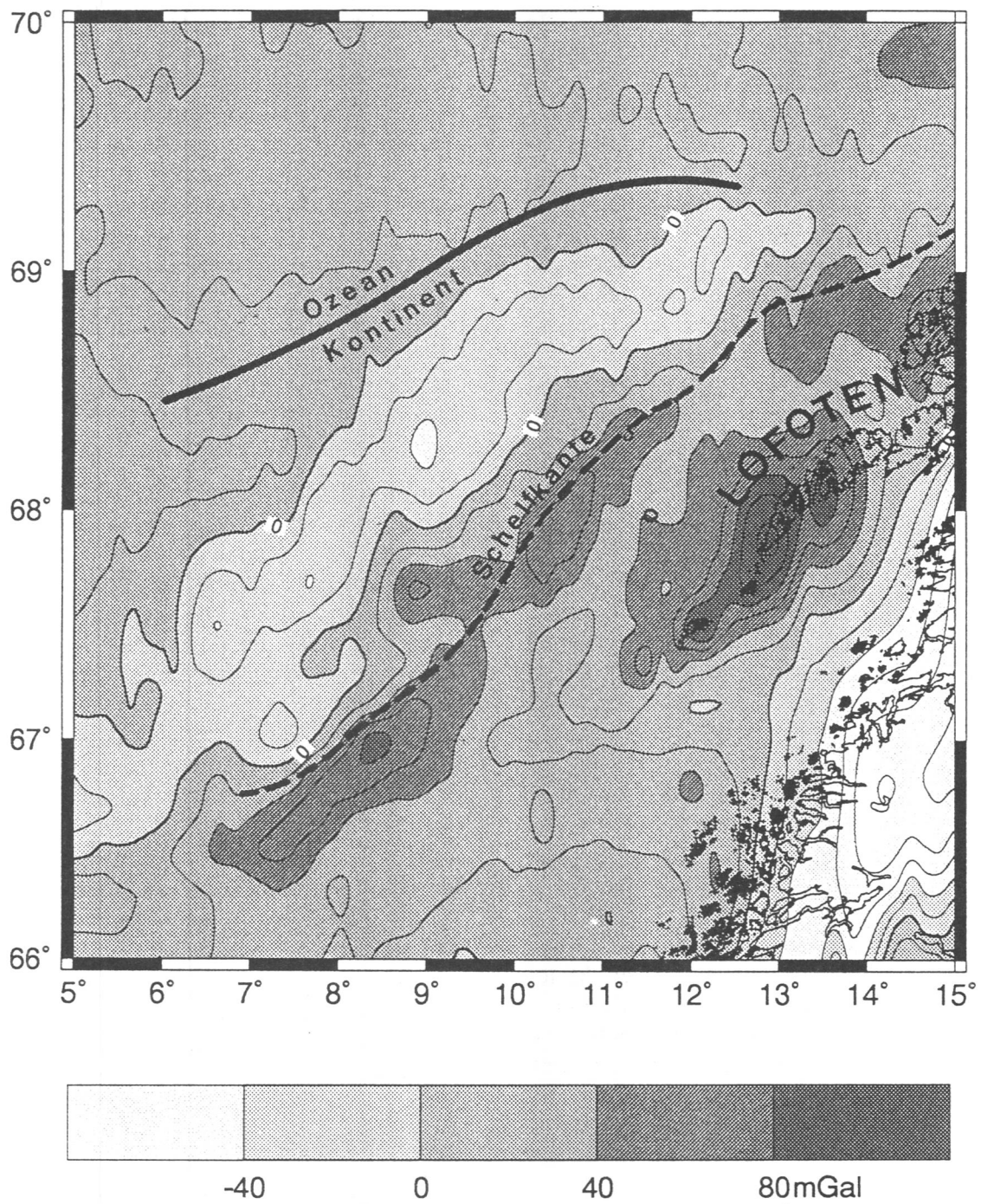
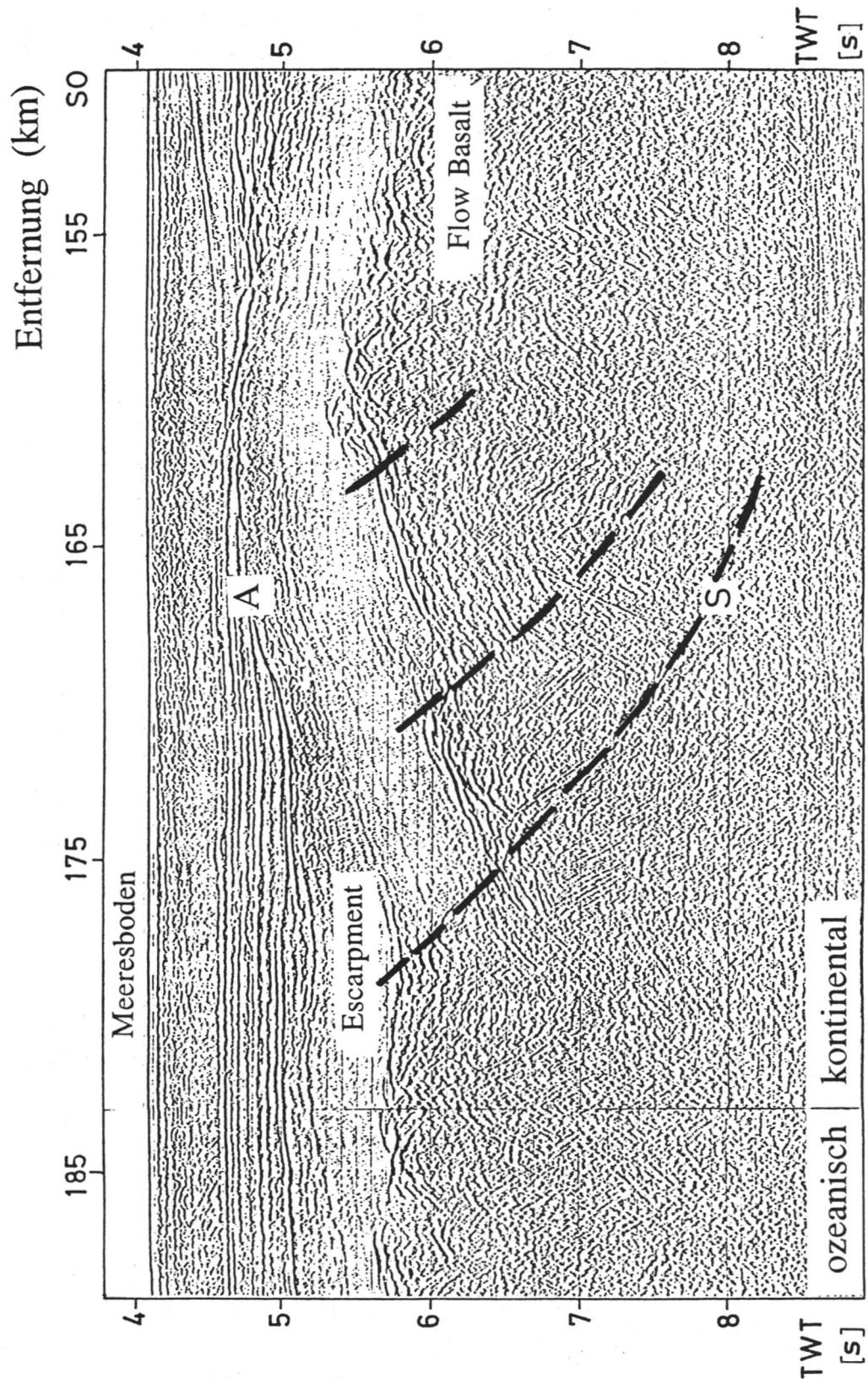


Abb. 4: Karte der (Freiluft-)Schwere. Die Linien stellen Orte gleicher Schwerebeschleunigung dar. Der Übergang von der ozeanischen zur kontinentalen Kruste ist deutlich zu erkennen.



S = System listrischer Störungen
 A = Sediment-Horizont Oligozän

Abb. 5: Zeitsektion von Steilwinkeldaten im Lofoten-Becken. Die angegebenen Zeiten TWT bedeuten den Laufweg Quelle-Reflektor und zurück. Die besonderen geologischen Strukturen sind bezeichnet (nach GOLDSCHMIDT-ROKITA, HANSCH, HIRSCHLEBER, IWASAKI, KANAZAWA, SHIMAMURA UND SELLEVOLL).

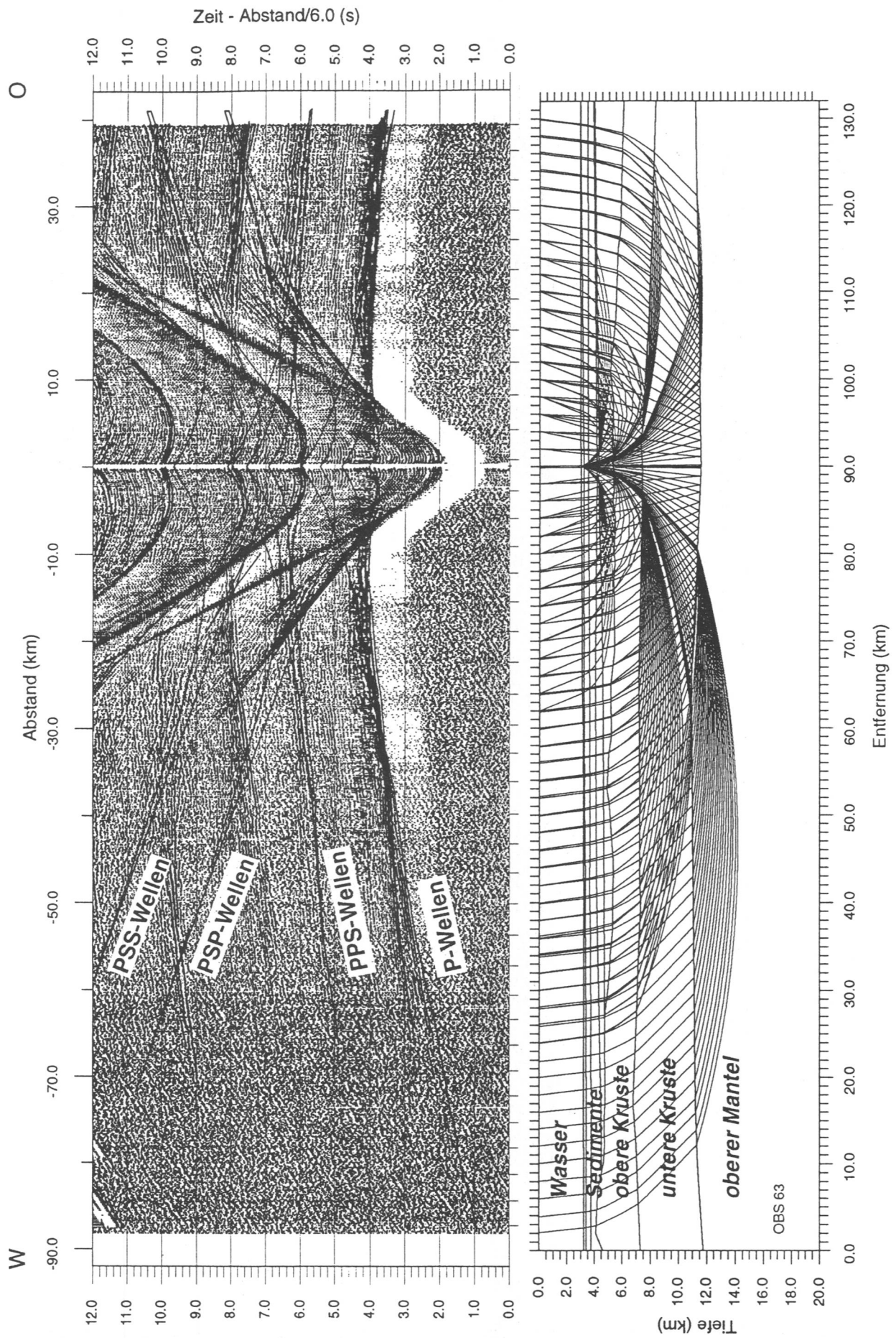


Abb. 6: Weitwinkeldaten von einem Ozeanbodenseismographen (OBS). Unten: Das ermittelte Modell mit den einzelnen Strahlenwegen. Oben: Die gemessene Zeitsektion mit den berechneten Laufzeitkurven für P-Wellen und PS-konvertierte Wellen (nach BELLENBERG).

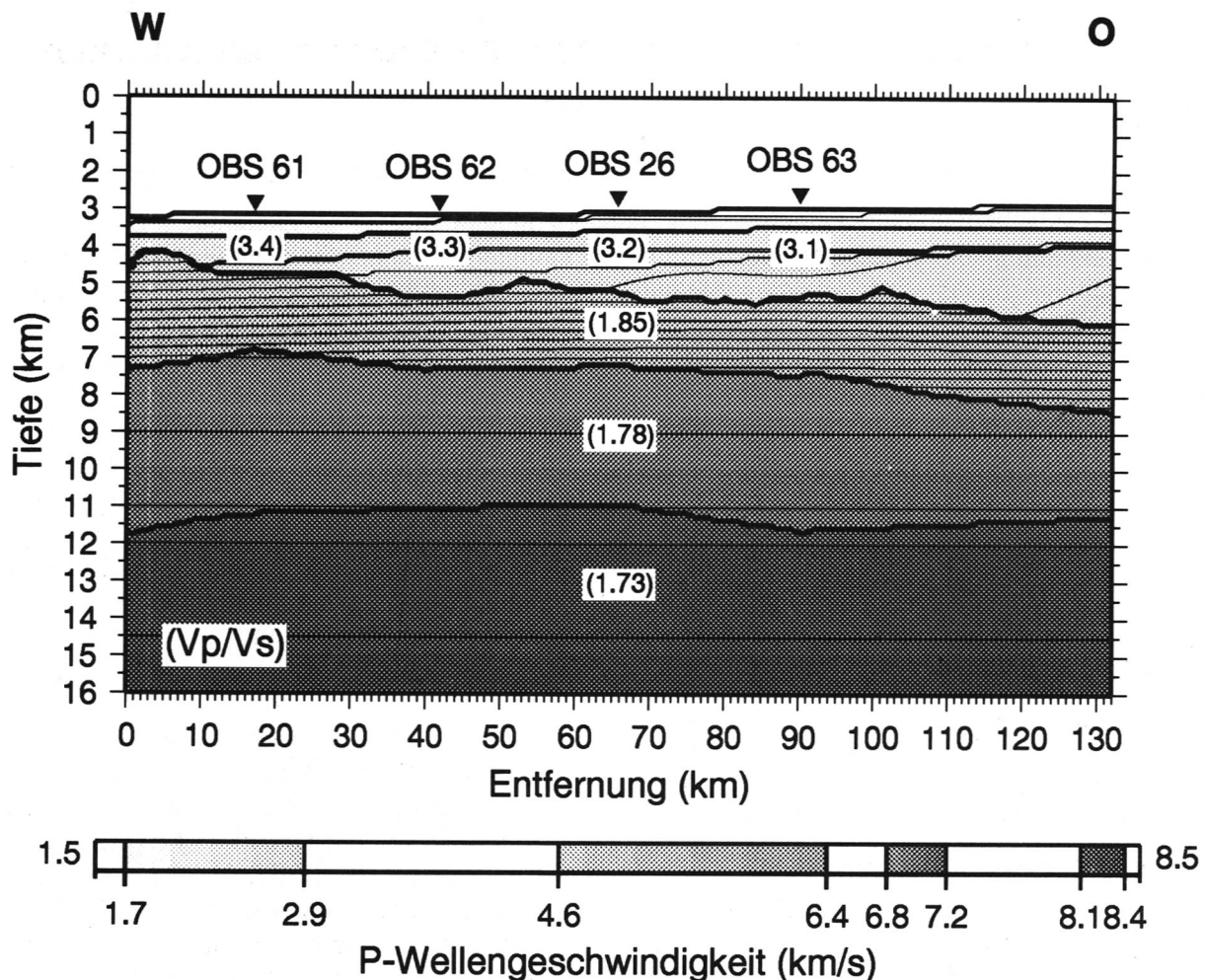


Abb. 7: Tiefenmodell entlang eines Profils im Lofoten-Becken. Die Schichtgeschwindigkeiten sind aus der unterschiedlichen Grauschattierung, die v_p/v_s -Verhältnisse aus den angegebenen Werten ersichtlich. Der Verlauf der „Moho“ zwischen 11 und 12 km ist deutlich zu erkennen (nach BELLENBERG).

Über die berechneten Schichtgeschwindigkeiten, die auch leicht in Dichtewerte umgerechnet werden können, erhält man wichtige Gesteinsparameter in Abhängigkeit von der Tiefe. Mit ihnen kann man Aussagen über die Untergrundstrukturen machen. Diese Aussagen lassen sich noch erweitern, wenn - wie in unserem Falle - die Schallwellen nicht nur als Folge von Kompression (P), sondern auch von Scherung (S) beobachtet werden. Aus dem Geschwindigkeitsverhältnis von Kompressions- zu den langsameren Scherwellen (v_p/v_s) kann man mit der Poisson-Zahl einen weiteren Gesteinsparameter bestimmen, der wichtige Hinweise für die Erforschung des Untergrundes geben kann. In Abb. 7 ist als Beispiel ein relativ kurzes Tiefenprofil mit beobachteten Geschwindigkeiten und v_p/v_s -Verhältnissen dargestellt.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß zwar eine ganze Reihe von Erkenntnissen gewonnen worden sind, aber auf der anderen Seite noch viele Fragezeichen zu weiterer Forschung aufrufen. Die Gravimetrie liefert den Übergang vom Ozean zum Kontinent, also den „Geburtsort“ des Ozeans, die Magnetik das dazugehörige Alter und das unterschiedliche Wachsen des Ozeans, während die Weitwinkelseismik Angaben darüber macht, aus welchen Gesteinen die ozeanische Kruste aufgebaut ist. Geothermie und Steilwinkelseismik können über einzelne Ereignisse während der langen Geschichte des Ozeans Auskunft geben. So wird ein Mosaiksteinchen zum anderen gefügt, bis ein Bild sichtbar wird, aus dem sich erdgeschichtliche Entwicklungsprozesse rekonstruieren lassen.

Radiomagnetotellurik zur Erkundung von Deponien und Altlasten

B. Tezkan

Altlastenerkundung mit angewandter Geophysik

Die große Anzahl von Verdachtsflächen in der Bundesrepublik erfordert den Einsatz schneller Übersichtsmessungen, um eine Gefährdungsabschätzung zu ermöglichen. Allein in der Stadt Köln sind ca. 300 Altlasten und mehr als 3 500 Altstandorte registriert.

Zur Erkundung neuer Deponiestandorte und zur Untersuchung von Altlasten werden meist geologisch-geotechnische Verfahren (z. B. Rammkernsondierungen) eingesetzt. Dagegen können geophysikalische Methoden zerstörungsfrei profil- und flächendeckende Aussagen über die laterale und vertikale Ausdehnung einer Deponie liefern. Sie sollten daher Grundlage für die Planung eines gezielten Bohrprogrammes sein. Dadurch wird die Anzahl der Bohrungen erheblich reduziert und die Untersuchung preisgünstiger gestaltet.

Die angewandte Geophysik kann für die Erkundung von Verdachtsflächen ein breites Spektrum von Methoden anbieten. Die wichtigsten davon, Seismik, Geoelektrik, Geomagnetik, Elektromagnetik, Georadar, sind bereits vielfach in den Ingenieurwissenschaften erprobt worden. Für Sonderaufgaben kommt auch Gravimetrie zur Anwendung. Diese Methoden sprechen auf unterschiedliche physikalische Parameter des Untergrundes an und haben sich in der Altlastenerkundung bewährt.

Erfahrungsgemäß unterscheidet sich ein Deponiekörper durch eine Reihe physikalischer Parameter wie Magnetisierung, Leitfähigkeit, Wellengeschwindigkeit u.a. signifikant von der Umgebung. So ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen im Deponiekörper meist deutlich geringer als im ungestörten Boden. In der Regel heben sich Deponien und Altlasten durch ihre niedrigen spezifischen Widerstände von ihren Umgebungsgesteinen ab. Eingelagerter Hausmüll, Klärschlamm und Industriemüll verursachen eine Erhöhung der elektrischen Leitfähigkeit z.B. durch den biologischen Abbau des organischen Materials. Sie schaffen somit ideale Voraussetzungen für den Einsatz geoelektrischer und elektromagnetischer Meßmethoden. Auch auf Grund der höheren Magnetisierbarkeit des Deponiematerials

zeigen sich über Deponien ausgeprägte Anomalien.

Geophysikalische Messungen auf Deponien und Altlasten sollten so kombiniert werden, daß die verschiedenen eingesetzten Methoden sich ergänzen. Insbesondere im Bereich der Altlastenerkundung werden Verfahren benötigt, die auf eine kombinierte Sondierung/Kartierung auf einem dichten Meßpunktraster optimiert sind. Entsprechende Kontraste vorausgesetzt, werden dann jene geophysikalischen Methoden gewählt, mit denen rasch und kostengünstig die gewünschten Ergebnisse zu erzielen sind.

Die Radiomagnetotellurikmethode (RMT)

Die RMT-Methode ist ein schnelles und effektives elektromagnetisches Verfahren, bei dem als Quellensignal elektromagnetische Wellen leistungsstarker Sender im Frequenzbereich von 10 kHz bis ca. 2 MHz benutzt werden. Die Sender im Längstwellenbereich von 10-30 kHz dienen normalerweise der marinen Navigation und Kommunikation (VLF-Sender), die Sender von 30 kHz bis 2 MHz im Lang- und Mittelwellenbereich sind Rundfunk- und Zeitzeichensender.

Die von diesen Sendern abgestrahlten elektromagnetischen Wellen diffundieren in den elektrisch leitfähigen Untergrund und induzieren dort elektrische Stromsysteme, die mit elektrischen und magnetischen Wellenfeldern verbunden sind. Man mißt die horizontalen Komponenten des magnetischen Anteils des Wellenfeldes und zusätzlich die Komponenten des im Untergrund induzierten elektrischen Feldes. Aus den elektrischen und magnetischen Feldkomponenten werden scheinbare Widerstände und Phasen für die jeweilige gemessene Frequenz berechnet. Sie bilden die Grundlage der Interpretation mit Modellrechnungen.

Die Verwendung mehrerer Frequenzen in dem erwähnten Frequenzbereich ermöglicht der RMT-Methode eine Sondierung des oberflächennahen Untergrundes, je nach spezifischem Widerstand, von wenigen Metern bis zu Zehnermetern. In einer Kombination aus Kartierung und Sondierung kann man sowohl die laterale Variation der Leitfähigkeit als auch ihre Variation mit der Tiefe im Untergrund erken-

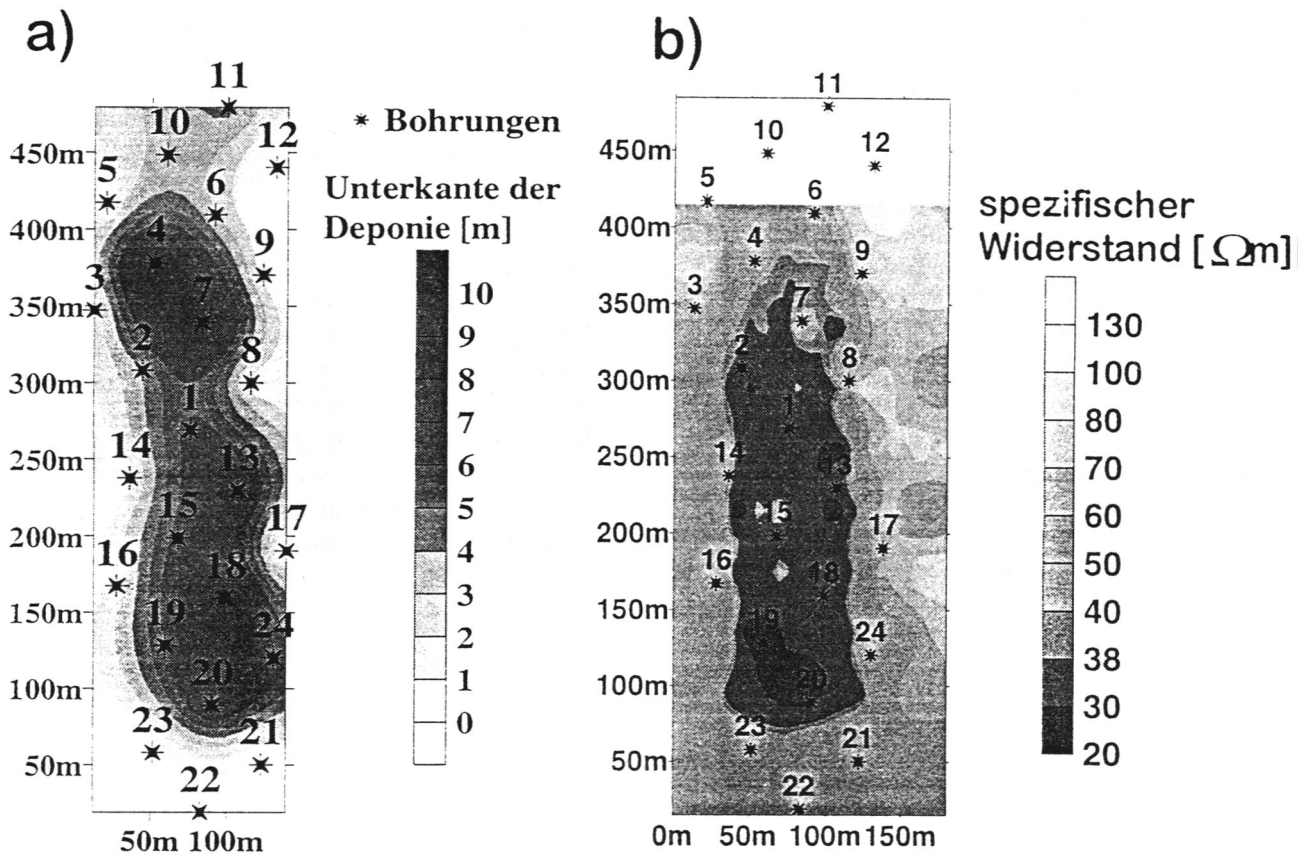


Abb. 1a: Auffüllungmächtigkeiten der Altlast in Brauweiler, abgeleitet aus Rammkernsondierungen.

Abb. 1b: Widerstandsverteilung in 3 m Tiefe, abgeleitet aus den RMT-Daten mittels 2D-Inversionsrechnungen.

nen. Das ist ein großer Vorteil gegenüber der konventionell oft eingesetzten VLF-R Methode. Während die Meßdaten der RMT mit Hilfe von ein- und zweidimensionalen Leitfähigkeitsmodellen quantitativ interpretiert werden können, lassen die VLF-Daten oft nur eine qualitative Interpretation zu.

Das im Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln benutzte RMT-Gerät (12-240 kHz) besteht aus einer Sensoreinheit, einer Meßeinheit und einer externen Batterie. Die Messung der Magnetfelder erfolgt mittels einer Spule (Radius 20 cm). Zwei Elektrodenspieße in Abstand von 1 m oder 5 m werden zur Messung der elektrischen Felder benutzt. Das Signal wird nach Gehör abgeglichen, wobei das Gerät selbst den scheinbaren Widerstand und die Phase zwischen elektrischem und magnetischem Feld für die jeweils eingestellte Frequenz auf einem Display anzeigt.

Die großen Inhomogenitäten der Deponien und Altlasten erfordern meist eine mehrdimensionale Auswertung der Meßdaten. Bei einer RMT-Meßkampagne zur Altlastenerkundung werden deswegen im Gelände immer mehrere Senderpaare unterschiedlicher Frequenz ausgewählt, wobei die Sender jedes Paares senkrecht zueinander stehen sollten. Modellrechnungen haben gezeigt, daß die Verschiebungsströme in diesem Frequenzbereich vernachlässigbar sind und die anregende elektromagnetische Welle als eben angenommen werden kann.

Fallbeispiel

Zur Eingrenzung der Verdachtsfläche und des Gefährdungspotentials der Grubenfüllung einer Altablagerung im Ort Brauweiler bei Köln wurden 24 Rammkernsondierungen vom Institut für Sicherheitsforschung und Umwelttechnik (IST) durchgeführt. Sie waren mit einem Raster von 50 m × 50 m über die Deponie verteilt. Das Meßgebiet erstreckt sich auf einen Bereich von 200 m × 450 m.

Es wurden 3 Frequenzpaare (Radiosender aus NS- und EW-Richtung) benutzt. Ziel war es, das Auflösungsvermögen der RMT-Methode auf einer mit konventionellen Methoden untersuchten Altlast zu testen. Abb. 1a zeigt die Lage der Bohrungen bezogen auf ein willkürlich gewähltes Koordinatensystem und die daraus abgeleiteten Auffüllungsmächtigkeiten. Die Altlast ist 300 m lang und 80 m breit. Die Auffüllungsmächtigkeit nimmt zu den Rändern rasch ab. Die hellen Stellen geben ungestörte geologische Verhältnisse wieder; die dunklen Stellen weisen auf größere Mächtigkeiten in der Mitte der Altlast hin.

Mehrere RMT-Profile wurden senkrecht zur vermuteten Streichrichtung der Altlast vermes-

sen. Schon im Gelände konnten die lateralen Grenzen der Altlast erfasst werden, die sich durch eine Erniedrigung der gemessenen scheinbaren Widerstände für alle Frequenzen deutlich von ihrer Umgebung abhebt. Die RMT-Daten wurden mit zweidimensionalen Inversionsrechnungen interpretiert. Damit konnten sowohl über die laterale als auch über die Tiefenerstreckung des Deponiekörpers Aussagen gemacht werden. Abb. 1b zeigt die Widerstandsverteilung im Untersuchungsgebiet in 3 m Tiefe. Der Deponiekörper hebt sich eindrucksvoll durch die geringeren Widerstände ($< 40 \text{ Ohm-m}$) von seiner Umgebung ab und steht in guter Übereinstimmung zu den Rammkernsondierungsergebnissen.

Geoelektrische Tomographie

F. Jacobs, M. Börngen und A. Grimmer

Allgemeines

Tomographische Verfahren haben in den letzten Jahren Einzug in die Geophysik gehalten. Tomographie ist vor allem aus der medizinischen Röntgen- und Ultraschall Diagnostik bekannt geworden. Inzwischen sind weitere Anwendungsgebiete, wie die zerstörungsfreie Werkstoffprüfung, hinzugekommen. Die bei tomographischen Verfahren anfallenden Datenmengen sind nur durch eine entwickelte Rechentechnik zu bewältigen, so daß oft von 'Computertomographie' gesprochen wird.

Im Begriff 'Tomographie' sind die griechischen Worte 'tomé' (das Schneiden) und 'graphein' (schreiben, zeichnen) enthalten. Das Ziel tomographischer Verfahren ist die schnittbildliche Darstellung einer Parameterverteilung, wobei diese aus einer Vielzahl gemessener 'Projektionen' rekonstruiert werden muß. Durch die Erzeugung mehrerer (paralleler) Schnitte oder durch 3D-Views werden räumliche Darstellungen möglich.

'Projektionen' sind Messungen, die man erhält, wenn das Objekt aus unterschiedlichen Richtungen mit Röntgenstrahlen, elektromagnetischen oder elastischen Wellen durchstrahlt oder durchschallt wird. Jedes Element des Objektes

sollte möglichst mehrmals erreicht werden (Prinzip der Mehrfachüberdeckung).

Amplituden und Laufzeiten der Signale werden durch Inhomogenitäten (in der Seismik beispielsweise durch Absorptions- oder Geschwindigkeitsanomalien) beeinflußt. Aus Einzelmessungen kann nur folgert werden, daß sich die Anomalie irgendwo auf dem Strahlengang befindet. Erst durch gemeinsame Bearbeitung aller gemessenen Projektionen wird die genaue Lage der Inhomogenität ermittelt. Diese sog. Inversion oder Rekonstruktion ist mit verschiedenen Verfahren, wie RADON-Transformation, FOURIER-Verfahren, möglich.

Prinzip der geoelektrischen Tomographie

Geoelektrische Verfahren nutzen Unterschiede der elektrischen Leitfähigkeit bzw. des spezifischen elektrischen Widerstandes des Untergrundes. Es wird meist mit künstlichen Strömen gearbeitet. Je nach Frequenz unterscheidet man Gleichstrom- (bis 100 Hz; z. B. Widerstandsverfahren), Niederfrequenz- (100 bis 30 000 Hz; z. B. elektromagnetische Induktionsverfahren) und Hochfrequenzverfahren (1 bis 40 MHz; z. B. Georadar).

Geoelektrische Gleichstromverfahren verwenden 2 aktive Erdungen (Stromdipol, Elektroden) einer Stromquelle zur Stromeinspeisung in den Untergrund und greifen die entstandenen Spannungsfelder über 2 passive Erdungen (Spannungsdipol, Sonden) ab. Strom, Spannung und geometrische Faktoren der Meßanordnung werden zu scheinbaren Oberflächenleitfähigkeiten (Pseudoleitfähigkeiten) verknüpft, aus denen rechnerisch auf die realen Leitfähigkeiten im Untergrund zu schließen ist.

Die "Strompfade" sind keine Geraden, denn das elektrische Feld und das mit ihm verknüpfte elektrische Potential sind räumlich verteilt. Die Strahltomographie wird deshalb nach den Prinzipien der Potentialtheorie modifiziert.

Potentialtomographie berücksichtigt, daß die Verteilung der spezifischen Widerstände des gesamten Halbraumes in die Messung eingeht. Es wirken sich auch Bereiche des Objektes auf den Widerstand aus, die außerhalb der Verbindungslinie zwischen Stromdipol (AB) und Empfangsdipol (MN) liegen. Der Bereich maximalen Einflusses ("Beam") befindet sich zwischen den Potentiallinien, die vom Stromdipol zu den Sonden M und N laufen. Modernere Verfahren verwenden eine räumliche Wichtungsfunktion, die auf der Empfindlichkeit des Potentials gegenüber Leitfähigkeitsänderungen beruhen (Sensitivitätskonzept).

Zur tomographischen Inversion werden meist iterative Methoden angewendet. Die bekannteste ist die sogenannte Simultane Iterative Rekonstruktionstechnik (SIRT), die prinzipiell aus folgenden Schritten besteht:

- Einteilung des Objekts in Zellen (grid forming);
- Belegung der Zellen mit gemessenen Pseudoleitfähigkeiten (backprojection);
- Umwandlung von Pseudoleitfähigkeiten in Realleitfähigkeiten und Berechnung neuer Pseudoleitfähigkeiten (forward modelling);
- Ermittlung der Differenzen (Residuen) zwischen gemessenen und berechneten Pseudoleitfähigkeiten (residualing)
- iterative Verbesserung der Realleitfähigkeiten über weiteres forward modelling und residualing (best fitting).

Potentialtomographische Aufnahme des Untergrundes erfordert flächenhafte Aufstellungssy-

steme. Technologisch einfach lassen sich Kreislaufstellungssysteme mit Multielektrodensystemen realisieren. Der Radius der Meßkreise kann dabei von wenigen Zentimetern (Modellversuch im Labor) über 10 m in der Ingenieurgeophysik bis zu mehreren Kilometern bei tiefegeoelektrischen Untersuchungen reichen. Die geoelektrische Tomographie verwendet in der Regel sehr schwache, unschädliche Wechselströme.

Anwendungen der geoelektrischen Tomographie

Hohlraumerkundung

Altbergbau hat vielerorts unbekannte Hohlräume hinterlassen. Sie sind auch für den Untergrund mittelalterlicher Stadtkerne charakteristisch, wo man zahlreiche Keller und Gänge zu Lager- oder Verteidigungszwecken angelegt hat. In Sachsen wurden beispielsweise bisher fast 1000 solcher Hohlraumssysteme erfaßt. Sie stellen einen historischen und touristischen Wert dar, gefährden aber auch häufig die öffentliche Sicherheit.

Hohlräume sind Zonen erhöhten elektrischen Widerstands und können so mittels zwei- oder dreidimensionaler geoelektrischer Tomographie erfaßt werden. Das Verfahren wurde erfolgreich in den Straßen der sächsischen Städte Glauchau, Meerane und Waldenburg eingesetzt (Abb. 1).

Archäologie

Geophysikalische Verfahren machen keine Eingriffe in die archäologischen Befunde notwendig. Potentielle Grabungsobjekte und ihre Umfelder können effizient vorerkundet werden.

Mittels geoelektrischer Tomographie wurden in Sachsen-Anhalt neolithische Megalithbauten untersucht. Die dort verwendeten Steinblöcke heben sich vom umgebenden Erdreich durch hohe Widerstandswerte hervor.

Im Bereich einer geplanten ICE-Trasse in Thüringen boten sich zwei Verdachtsflächen für geomagnetische und geoelektrische Erkundung an. Nach Hinweisen aus den geophysikalischen Anomalienbildern stießen archäologische Grabungen auf eine mittelalterliche Wüstung und eine steinzeitliche Wehranlage.

In der Stadtkirche von Meerane wurden im Altarraum mehrere, sich überlappende kreisförmige Aufstellungen von unterschiedlichem

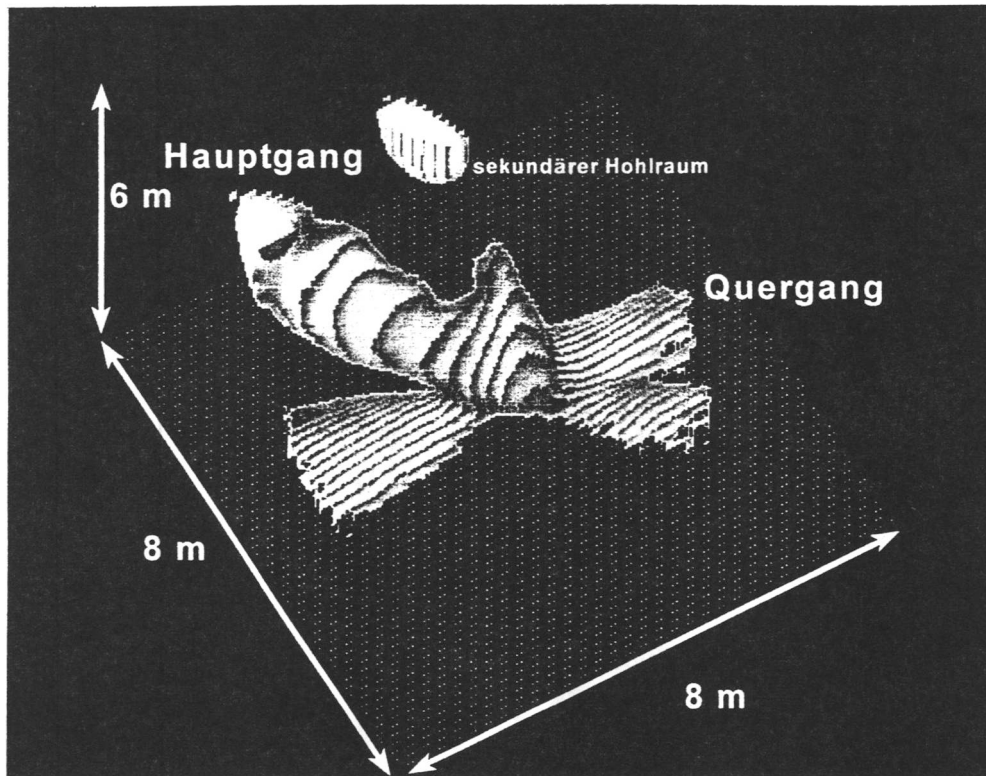


Abb. 1: Kreuzende Hohlräume unterhalb des Marktplatzes von Glauchau (Sachsen)

Durchmesser aufgebaut. Die Auswertung der Messungen zeigte, daß sich 33 cm unter dem Boden des Altarraums Gräfte und in einer Tiefe von 1,63 m die Grundmauern einer ehemaligen Apsis befinden.

Unterhalb der Brühlschen Terrasse in Dresden gelang im Bereich der ehemaligen Belvederes der Nachweis von Fundamentresten eines bisher unbekanntem Wehrturms.

Umweltmonitoring

Im Rahmen eines Forschungsvorhabens in der Elbaue bei Torgau werden neben hydrogeologischen und hydrochemischen auch geoelektrische Verfahren zur Untersuchung der Strömungs- und Mischungsverhältnisse in einem Talgrundwasserleiter durchgeführt. Die Adaption und Anwendung der geoelektrischen Widerstandstomographie auf hydrogeologische Fließprozesse wurde in diesem Projekt erstmalig angegangen.

Mit Einbringung eines Tracers (NaCl) wird eine niederohmige Anomalie im Aquifer künstlich erzeugt. Aus der tomographischen Inversion der Daten können Aussagen zur Richtung und Geschwindigkeit der Grundwasserströmung im Aquifer an ausgewählten Punkten

getroffen werden. Sie sind Bestandteil der Eichung und Verifizierung eines 125 m² großen geohydraulischen Strömungsmodells.

Die Altdeponie Eulenberg (bei Arnstadt, Thüringen) ist in den vergangenen Jahren im Rahmen des BMFT-geförderten Verbundvorhabens "Deponieuntergrund" durch kombinierte Anwendung multitemporaler Luftbildauswertung und Geophysik (Gravimetrie, Magnetik, Geoelektrik, Reflexionsseismik, geophysikalische Rammsondierungen) intensiv untersucht worden. Ziel der Untersuchungen war neben einer Bewertung der Umweltverträglichkeit der Deponie u. a. die Lokalisierung einer von der Deponie verdeckten ehemaligen Anlage zur Fertigung geheimer Waffensysteme. Geoelektrische Tomographie ermittelte in ca. 20 bis 30 m Tiefe eine Rechteckstruktur, die als Rest einer Bunkeranlage aus dem 2. Weltkrieg interpretiert wurde.

Für die Kontrolle und Überwachung von mikrobiellen Dekontaminationsmaßnahmen in Böden und Lockergesteinen wird die geoelektrische Widerstandstomographie gegenwärtig in einer Bohrlochvariante weiterentwickelt.

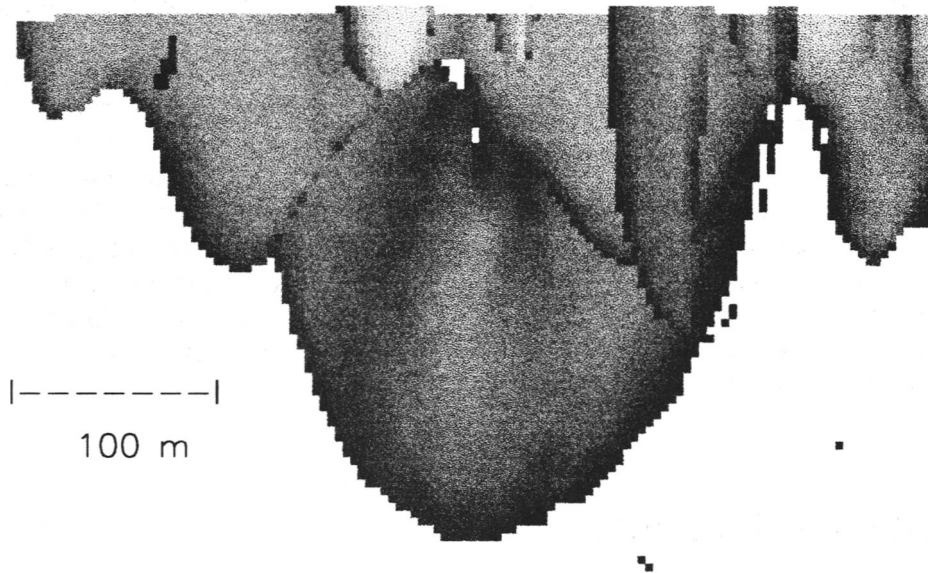


Abb. 2: Vulkanischer Maar-Krater bei Baruth (Oberlausitz) - 3D Transparent View von Leitfähigkeitsgrenzen (entsprechend 1000 Ohmm)

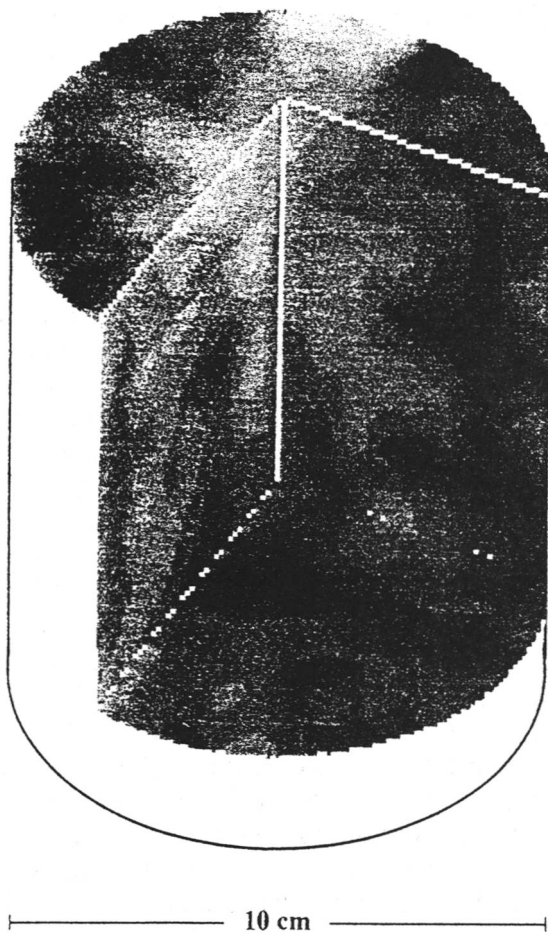


Abb. 3: Bohrkern aus der Kontinentalen Tiefbohrung KTB (Oberpfalz) - Leitfähigkeitskontraste

Geologie

Mit starken Stromquellen (15-30 kW) und Registrierungen über längere Zeiten (10-30 Minuten) sind Anwendungen zur Erkundung der Erdkruste bis mehrere Kilometer Tiefe möglich.

Im Umfeld der KTB (Oberpfalz, Bayern) wurden auf einem 22 km langen Profil geoelektrische Messungen nach dem Dipol-Dipol-Prinzip durchgeführt. Die Inversion der Meßdaten mit 2D-tomographischen Methoden ergibt großräumige Abbilder der Widerstandsverteilung. So war es möglich, tiefreichende leitfähige Störungen in der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß nachzuweisen.

In der Oberlausitz (Sachsen) sollen im Rahmen eines geowissenschaftlichen Gemeinschaftsprojektes des Bundes und der Länder erd- und klimageschichtlich bedeutsame Zeugen der Vergangenheit in einer vermuteten Senkungsstruktur ähnlich denen der Eifelmaare untersucht werden. Mittels dreifacher geoelektrischer Kreisringtomographie (200 m, 400 m, 850 m Radius) und künstlich eingespeisten elektrischen Feldern von mehreren Kilovolt Spannung und bis zu 10 A Stromstärken werden die Lage, die Tiefe und die Konturen des im Erdzeitalter Tertiär angelegten und durch Sedimente völlig verdeckten Maarkraters erforscht (Abb. 2).

Laboruntersuchungen

Geoelektrische Widerstandstomographie ermöglicht neuartige Einblicke in die innere Struktur von Bohrkernen und Aussagen zur Gesteinscharakteristik.

Zur Messung an Bohrkernen wurde eine spezielle Meßapparatur entwickelt und angewendet. Der Kern ist drehbar gelagert. Die Elektroden des Meßdipols können um den Kern geschwenkt werden, während der Speisedipol an gleicher Position bleibt. Mit dieser Anord-

nung kann die Spannungsverteilung in einer Ebene des Kernes bei gleichzeitiger Stromspeisung an definierten Punkten ermittelt werden. Es wird eine radiale Dipol-Dipol-Anordnung verwendet, wobei in einer Meßebene verschiedene Konfigurationen der Dipole realisiert sind. Dadurch erhält man die zur tomographischen Auswertung notwendige Vielfachüberdeckung der Probe. Insbesondere können quarz- oder wassergefüllte Klüfte räumlich rekonstruiert werden (Abb. 3).

Geophysikalische Planetenforschung

T. Spohn

Die geophysikalische Planetenforschung hat als Teilgebiet der Planetenphysik die Aufgabe, den Aufbau und die Entwicklung der Planeten, insbesondere der erdähnlichen zu erforschen. Sie bedient sich dabei der Methoden der Geophysik und nutzt gegenwärtig insbesondere die Mittel der Fernerkundung. Ihre Daten gewinnt sie vornehmlich von wissenschaftlichen Raumfahrtmissionen, die es ihr erlauben, Instrumente in die Nähe der Planeten zu bringen. Das Untersuchungsobjekt ist nicht beschränkt auf die erdähnlichen Planeten Merkur, Venus und Mars, sondern umfaßt alle festen Körper des Sonnensystems, also auch die Trabanten (insbesondere den Erdmond und den Jupitermond Io), Asteroiden und Kometenkerne. Es ist daher natürlich, daß der Beginn der geophysikalischen Planetenforschung mit dem Beginn der Raumfahrt zusammenfällt. Davor waren die Planeten bevorzugt Forschungsobjekte der Astronomie.

Die Planetenforschung hat für uns Erdbewohner neben dem rein wissenschaftlichen Erkenntnisgewinn auch Bedeutung durch den Vergleich der Entwicklung der Erde mit der anderer Planeten. Zum Beispiel kann man auf der Venus die Folgen eines Treibhauseffekts studieren, der dort zu Umweltbedingungen mit lebensfeindlich hohen Temperaturen geführt hat. Andererseits ist der Mars interessant als Planet, auf dem in der frühen Geschichte Leben, wenigstens in primitiven Formen, möglich gewesen ist. Heute ist der Mars ein Wüstenplanet, auf dem das einst vorhandene Wasser zumindest von der Oberfläche verschwunden ist.

Die Weltraumforschung hat auch wichtige Bedeutung als Agens für Technologieentwicklung. In Deutschland wird Planetenforschung hauptsächlich an Max-Planck-Instituten und von der Deutschen Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DLR) betrieben. Mit geophysikalischer Planetenforschung befassen sich die Geophysikalischen Institute in Braunschweig, München, Köln und Kiel sowie das Institut für Planetologie in Münster.

Die Erforschung der Planeten folgt einem Dreistufenplan und beginnt mit der ersten Erkundung durch einen Vorbeiflug. Alle Planeten des Sonnensystems, mit Ausnahme des äußersten Planeten, Pluto, sind bisher auf diese Art erkundet worden. Die zweite Stufe besteht in einer genaueren Erkundung mit Hilfe eines Orbiters. Dabei können zum Beispiel die Gravitations- und Magnetfelder genauer bestimmt werden. Die dritte Stufe besteht darin, Landegeräte auf dem Planeten oder Trabanten niederzubringen. Für eine Landung von Wissenschaftlern auf Planeten kommen nach heutigem Kenntnisstand sicher nur der Mond und der Mars in Frage; dies wird bis auf absehbare Zeit aus Kosten- und Sicherheitsgründen die Ausnahme bleiben. In zweiter und dritter Stufe sind bisher nur der Mond, die Venus und der Mars erforscht worden. Gegenwärtig befindet sich die Jupitersonde Galileo in der Umlaufbahn um den Jupiter und wird dabei auch die Jupitertrabanten näher erkunden. Aus der Sicht der geophysikalischen Planetenforschung ist insbesondere der Jupitermond Io von Interesse.

Raumsonden zur Erkundung planetarer Körper tragen eine Vielzahl technisch anspruchsvoller Instrumente, bei deren Entwicklung Masse und Energie die kostbarsten Ressourcen darstellen. Zur Ausstattung gehören in der Regel Kameras (oder abbildende Radarsysteme), Magnetometer und Plasmainstrumente, Spektrometer zur Messung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre und der Oberfläche sowie Teilchenzähler. Das geophysikalisch besonders interessante Schwerefeld kann durch eine genaue Verfolgung der Bahn einer umlaufenden Raumsonde bestimmt werden.

Eines der jüngsten Ziele der wissenschaftlichen Raumfahrt war die Venus. Sie ist von einer optisch dichten Atmosphäre umgeben, die keine Aufnahmen der Oberflächen im Wellenlängenbereich des sichtbaren Lichts zuläßt. Mit der Magellansonde gelang eine Aufnahme der Oberfläche durch Radar mit sehr hoher Auflösung und eine genauere Aufnahme des Schwerefeldes. Diese Daten haben inzwischen zu einer Fülle von Veröffentlichungen und zu einer Revolution unseres Verständnisses der Entwicklung der Venus geführt. Gegenwärtig wird das Jupitersystem durch die Galileo-Sonde näher erkundet. Unser bisheriges Wissen stammte von den Voyager und Pioneer-Sonden, die den Planeten und seine Monde in den 70er Jahren bei Vorbeiflügen erkundet haben. Dabei zeigte sich, daß die Io ein geophysikalisch höchst interessanter Körper ist. Obwohl von der Masse und Größe her dem Erdmond vergleichbar, ist Io der vulkanisch aktivste Körper im Sonnensystem. Während der Vorbeiflüge der beiden Voyager-Sonden wurden 9 aktive Vulkane beobachtet, die Schwefel- und Schwefeldioxidfontänen ausstießen. Inzwischen vermutet man, daß nur der kleinere Teil der Gesamtzahl der aktiven Vulkane gesehen wurde, da in einem weiten Bereich der thermodynamischen Variablen gasförmige, nicht sichtbare Schwefelfontänen möglich sind.

Die Oberfläche der Io ist übersät mit Calderen, Lavastömen und schwefligen Ablagerungen vulkanischen Ursprungs. Der Oberflächenwärmefluß der Io ist mit rund 2.5 W/m^2 so groß, daß er sogar von der Erde aus durch Teleskopbeobachtung im Infraroten gemessen werden kann. Dies ist gewöhnlich nicht der Fall, da bei den meisten Körpern die reflektierte Sonneneinstrahlung die Eigenstrahlung - der Planetologe spricht hier von der intrinsischen Luminosität - überwiegt. Der Wärmefluß ist 30mal größer als der der Erde und wird nur von den intrinsischen Luminositäten der

Riesenplaneten Saturn und Jupiter erreicht bzw. übertroffen. Die Oberflächenerneuerungsrate der Io erreicht einige cm/a . Hierbei handelt es sich hauptsächlich um Schwefel- und Schwefeldioxidablagerungen. Neueste Ergebnisse der Galileosonde legen den Schluß nahe, daß Io ein selbsterzeugtes Magnetfeld besitzen könnte. Dies ist möglich, da Io einen - wahrscheinlich flüssigen - Kern von etwa einem halben Planetenradius besitzt. Den Kernradius konnte man aus der Figur des Planeten abschätzen, und er wurde durch die Schwerkraftmessungen der Galileosonde eindrucksvoll bestätigt.

Natürlich stellt sich bei einem Körper derartiger Aktivität unmittelbar die Frage nach der Energiequelle. Es besteht heute Einigkeit darüber, daß hierfür nur die Dissipation von Gezeitenenergie in Frage kommt. In der Tat ist die Physik der Gezeitenenergie der Io recht gut verstanden und in einer Reihe von Publikationen diskutiert worden: Das Schwerefeld des Jupiter verformt Io in einen abgeplatteten Rotationssphäroiden, dessen größte Hauptachse auf Jupiter zeigt. Da die Bahn des Trabanten exzentrisch ist, wird Io periodisch verformt, wobei sowohl die Abstandsänderung auf der elliptischen Bahn als auch die Libration einen Beitrag liefern. Die Libration, eine kleine Schwankung der Verbindungsachse zwischen größter Hauptachse des Trabanten und Massenmittelpunkt des Jupiter, kommt zustande, weil Io zwar einer gebundenen Rotation unterliegt, die Bahnwinkelgeschwindigkeit auf der elliptischen Bahn aber nicht überall gleich der Rotationswinkelgeschwindigkeit sein kann. Die Bahnexzentrizität würde als Folge der Gezeitenreibung rasch abnehmen, wird aber durch die Bahnresonanz der inneren Jupitermonde Io, Europa und Ganymed aufrechterhalten.

Durch die Gezeitenreibung im Inneren der Io wird Bahnenergie verbraucht, die aus dem gewaltigen Potential der Rotationsenergie des Jupiter ausgeglichen wird. Modellierungen der Gezeitenwechselwirkung und der Orbitaldynamik haben ergeben, daß ein solcher Zustand sehr hoher Gezeitenreibung nur stabil ist, wenn das Innere der Io partiell geschmolzen ist. Vergleicht man die Solidustemperaturen des Mantels mit den Liquidustemperaturen des Kerns, so folgt, daß der Kern vollständig aufgeschmolzen sein müßte. Überlegungen zur Bahndynamik und zum Wärmetransport im Mantel der Io legen außerdem den Schluß nahe, daß Wärmeproduktionsrate und Wärmefluß nicht im Gleichgewicht sein dürften, sondern daß es zu periodischen Aufheizungs- und

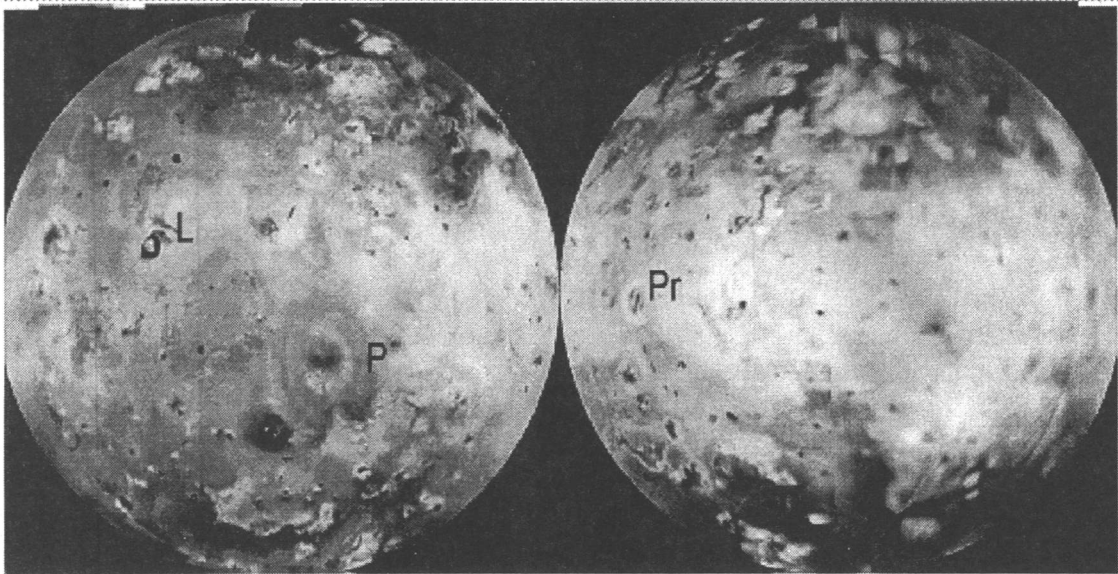


Abb. 1: Fotomosaiken der beiden Hemisphären der Io. Deutlich sind auch in der Schwarzweißdarstellung drei vulkanische Strukturen zu erkennen. In der linken Abbildung (Hemisphäre, die in Richtung der Bahnbewegung zeigt) der Lavasee Loki (L) und die Schwefeldioxidfontäne Pele (P), in der rechten Abbildung ist die kleinere Schwefelfontäne des Vulkans Prometheus (Or) zu erkennen. Außerdem erkennt man in dieser Hälfte im Norden größere Lavaströme.

Abkühlphasen kommt. Die Periode wäre in der Größenordnung von mehreren 10 Millionen Jahren. Tatsächlich kann man aus den in den vergangenen 300 Jahren der Iobahnbeobachtung bestimmten Änderungen der großen Halbachse der Iobahn eine obere Schranke für die zur Verfügung stehende Bahnenergie ableiten. Diese ist, bei Würdigung aller Fehlergrenzen, um einen Faktor 2-10 geringer als diejenige, die mit dem gegenwärtigen Oberflächenwärmefluß im Gleichgewicht wäre. Io würde sich demnach in einer Abkühlphase befinden, in der nach diesen Modellen auch ein Dynamo im Kern möglich wäre.

Das Jupitersystem ist ein natürliches Laboratorium, in dem die Gezeitenwechselwirkungen zwischen Planeten und Trabanten und ihre Folgen eindrucksvoll studiert werden können. Andere Trabanten, in denen Gezeitendissipation als Wärmequelle eine Rolle gespielt haben könnte, sind die Jupitertrabanten Europa und Ganymed, der Saturntrabant Enceladus und der Neptuntrabant Triton. Es ist auch möglich, daß Planet und Trabant erheblichen Gezeitendissipationsraten unterliegen. Beispiele wären Pluto und Charon und das frühe Erde-Mondsysteem. Zumindest die Bahn des Merkur ist außerdem durch die Gezeitenwechselwirkung mit der Sonne beeinflusst worden.

Das Jupitersystem ist auch für den Magnetosphären- und Plasmaphysiker eindrucksvoll: Die Bahn der Io liegt in der Magnetosphäre des Jupiter und die Bahnwinkelgeschwindigkeit ist geringer als die Rotationsgeschwindigkeit des Planeten und damit geringer als die Rotationsgeschwindigkeit des Magnetfelds des Jupiter. Dadurch kommt es zu äußerst interessanten Wechselwirkungen, von denen hier nur die Ausbildung eines gewaltigen Stromkreises zwischen den Polen des Planeten und seines Trabanten und die Bildung eines Plasmatorus in der Iobahn genannt werden sollen. Die im Io verbrauchte elektrische Leistung reicht allerdings bei weitem nicht aus, um den Wärmefluß zu erklären.

Besondere Bedeutung hat in jüngster Zeit die Marsforschung gewonnen. Seit einigen Jahren koordiniert die International Mars Working Group, in der Vertreter aller Weltraumforschung betreibenden Agenturen Mitglieder sind, die zukünftigen Aktivitäten. In den nächsten Jahren wird es eine russische und eine Reihe von amerikanischen Missionen in etwa 2jährigem Abstand zum Mars geben. Diese Missionen werden Landegeräte auf dem Mars niederbringen. Der Mars gilt vielen wegen seiner Umweltbedingungen als der erdähnlichste Planet. Geologische Spuren zeigen, daß es auf dem Mars in seiner frühen Geschichte eine Hydrosphäre und eine dichte Atmo-

sphäre gegeben hat, in der primitive Lebensformen entstanden sein könnten.

Für die geophysikalische Planetenforschung ist insbesondere die Möglichkeit von Interesse, das Innere des Planeten mit Hilfe der Seismologie zu erforschen. Auf den beiden russischen Landegeräten werden langperiodische 1-Komponenten-Seismometer, die in Frankreich entwickelt und gebaut werden, vorhanden sein. Damit wird man zumindest die seismische Aktivität des Planeten erkunden können. Nach wie vor im Gespräch ist eine europäische Landemission mit einem Netzwerk von drei bis vier Stationen, ausgerüstet mit breitbandigen Dreikomponentenseismometern. Das Schwerfeld läßt den Schluß zu, daß der Mars einen Eisenkern von etwa einem halben Planetenradius besitzt. Seismologie auf dem Mars ist technisch zur Zeit machbar und ist nicht mit den Umweltproblemen konfrontiert, denen Landegeräte in der hochkorrosiven Atmosphäre der Venus unterliegen. Seismische Aktivität auf dem Mars hat man einerseits aus den Thermospannungen in der Lithosphäre geschlossen, die sich aus Modellen der Abkühlung des Mars berechnen lassen. Außerdem hat man mit fotogeologischen Methoden Verwerfungen und deren Verschiebungsbeträge datiert, kartiert und vermessen. Der sehr viel geringere Rauschpegel läßt erwarten, daß die Häufigkeit von Beben mit dem gleichen Signal/Rauschverhältnis auf dem Mars um den Faktor 10 geringer als auf der Erde ist. Der geringere Rauschpegel ergibt sich hauptsächlich aus dem Fehlen von Ozeanen und aus dem geringeren Atmosphärendruck.

Die seismische Bestimmung des Radius des Marskern und der Krustenmächtigkeit würden auch kosmochemisch von erheblicher Bedeutung sein. Zwar gehen viele Kosmochemiker davon aus, das wir mit den nach ihren Fundorten Chassigny, Nakhla und Shergotty benannten Meteoriten Gesteine vom Mars besitzen, doch kann dies nicht als sicher gelten. Eine Kenntnis der chemischen Zusammensetzung des Mars hat selbstverständlich erhebliche Bedeutung für ein Verständnis der Bildung und Entwicklung des gesamten Sonnensystems.

Das Fehlen eines starken Magnetfeldes (nur Merkur, Erde und vielleicht Io besitzen unter den terrestrischen Planeten selbsterzeugte Magnetfel-

der) läßt vermuten, daß der Marskern völlig flüssig ist, daß also kein fester innerer Kern vorhanden ist. Das gegenwärtig gemessene schwache Magnetfeld kann als remanentes Magnetfeld erklärt werden. Es entstand in einem früher existenten Magnetfeld durch Abkühlung des Krustengesteins unter die Curietemperatur. Ein frühes, dynamoerzeugtes Magnetfeld wird auch aus den Ergebnissen von thermischen Entwicklungsrechnungen geschlossen. Die Tektonik des Mars ist charakterisiert durch die globale Zweiteilung mit einer alten Hochlandkruste im Süden und einer jüngeren Kruste vulkanischen Ursprungs im Norden.

Zeugen der vulkanischen Aktivität des Planeten sind die beiden vulkanischen Zentren Tharsis und Elysium. Die Tharsisprovinz weist - nach terrestrischen Maßstäben - riesige Schildvulkane auf. Die Konzentration der vulkanischen Aktivität auf zwei Zentren legt den Schluß nahe, daß die Konvektion im Mantel des Mars im Vergleich zum Erdmantel relativ einfach ausgeprägt ist.

Das Gravitationsfeld des Mars korreliert sehr gut mit der Topographie. Dies ist auf der Erde nicht der Fall. Hier kompensieren die Gebirgswurzeln die Schwerewirkung der topographischen Höhen. Erklärungsmöglichkeiten bieten entweder sehr starre Lithosphären oder die dynamische Kompensation der topographischen Höhen durch Mantelaufströme. Ein weiteres geophysikalisch interessantes Problem ergibt sich aus der recht hohen Dämpfung der vom Marsmond Phobos angeregten Gezeiten des Mars. Gezeitendissipation ist zwar als Wärmequelle im Mars unbedeutend, doch ist sie größer als für einen erdähnlichen Planeten der Marsgröße zu vermuten wäre. Mögliche Erklärungen liegen in einem recht warmen unteren Mantel oder in einer Asthenosphäre.

Die geophysikalische Planetenforschung trägt zu einer Erweiterung unseres Weltbildes bei. Sie erlaubt uns, andere Welten mit annähernd gleicher Genauigkeit zu erforschen wie die Erde. Durch vergleichende Untersuchungen ergeben sich Erkenntnisse, die uns helfen können, auch unseren Heimatplaneten besser zu verstehen.

Nachtrag: Der Start der russischen Mars-96 Mission im November 1996 war leider nicht erfolgreich.

EISCAT und die Dynamik der Magnetosphäre

S. Buchert

Einleitung

In der Magnetosphäre bestimmt hauptsächlich das Erdmagnetfeld das Verhalten der geladenen Teilchen. Die innere Grenze der Magnetosphäre liegt bei einer Höhe von etwa 130 km mitten in der sogenannten Ionosphäre. Außen erstreckt sie sich auf der sonnenzugewandten Seite der Erde im Mittel etwa 60 000 km weit ins Weltall bis zur Magnetopause. Unterhalb von 130 km Höhe spricht man von "entmagnetisierten" Ionen und meint damit, daß die Bewegung dieser massereichen, positiv geladenen Teilchen stärker durch Wechselwirkung mit dem Neutralgas in der Atmosphäre beeinflusst wird. Außerhalb der Magnetopause befindet man sich in einem Gebiet der Sonnenatmosphäre, das von einer aus der Sonne kommenden Strömung aus geladenen Teilchen, dem Sonnenwind, durchzogen ist. Der Sonnenwind umströmt die Magnetosphäre wie ein Hindernis und schließt sich dahinter erst wieder in einem Abstand von normalerweise mehreren hunderttausend Kilometern. Das riesige Gebiet dazwischen, der Schweif auf der sonnenabgewandten Erdseite, gehört ebenfalls zur Magnetosphäre.

Das Erdmagnetfeld ist näherungsweise ein Dipol. Seine Feldlinien beschreiben die magnetische Wirkung bewegter Ladungen des tiefen Erdinnern auf das Plasma im erdnahen Weltraum. Die Erkundung von Struktur und Vorgängen in der Magnetosphäre läßt sich daher der Geophysik zuordnen. Elektromagnetische Kräfte spielen entscheidende Rollen; dagegen die in anderen Bereichen oft wichtige Schwerkraft der Erdmasse kaum. Die Dominanz der magnetischen Wechselwirkung führt im Zusammenspiel mit elektrischer Induktion zu einer sehr starken Anisotropie des Raumes. Energie und Impuls, aber auch Information breiten sich nach der magnetohydrodynamischen Theorie bevorzugt entlang der Feldlinien aus.

Magnetische Stürme und Teilstürme

Große Fortschritte im Wissen um die Struktur der Magnetosphäre verdanken wir den Ergebnissen zahlreicher unbemannter Weltraummissionen aus den vergangenen fast vier Jahrzehnten. Bereits Carl Friedrich Gauß erkannte, daß

kurzzeitige erdmagnetische Variationen ihren Ursprung nicht im Erdinnern, sondern in der Erdatmosphäre oder darüber haben, Alexander von Humboldt gab diesen den Namen "magnetischer Sturm". Heute wissen wir, daß die in gemäßigten Breiten beobachteten Variationen von einem Ringstrom herrühren, der in einem Abstand von etwa 30 000 km entgegen ihrer Eigendrehung um die Erde fließt. Sein Zentrum liegt in der magnetischen Äquatorebene. Im Verlauf eines magnetischen Sturms wird der Ringstrom offenbar in Schüben innerhalb weniger Stunden mittelbar durch Vorgänge im Magnetosphärenschweif auf eine Stärke der Größenordnung von 1 Million Ampere angeworfen. Er schwächt sich über eine Dauer von bis zu mehreren Tagen, manchmal unterbrochen von erneuten Verstärkungen, wieder ab.

Das oft sehr veränderliche Geschehen in der Magnetosphäre jenseits des Ringstromgebietes hinterläßt vom Boden aus meßbare Spuren in höheren geographischen Breiten. Sie waren den Geophysikern des vorigen Jahrhunderts in nur geringem Maße zugänglich. Dies liegt an der Dipolgestalt des Erdmagnetfelds. Feldlinien, welche die Erdoberfläche näher an den Polen durchstoßen, erreichen auch weiter entfernt liegende Gebiete im Weltraum, bevor sie wieder zurückkehren und in der anderen Hemisphäre in den Erdkörper eintauchen. Der Beginn eines magnetischen Sturmes ist in polaren Breiten von einer zeitlichen Ansammlung sogenannter magnetischer Teilstürme begleitet, die durch das Auftreten von Polarlichtern sowie durch typische magnetische Signaturen, sowohl am Erdboden als auch im Magnetosphärenschweif, charakterisiert sind. Erste physikalische Beschreibungen dieser magnetischen Teilstürme, die auch einzeln, ohne offenbaren Zusammenhang mit den magnetischen Stürmen vorkommen, gelangen in den sechziger Jahren an Hand von Aufnahmen durch Satelliten auf polaren Umlaufbahnen. Diese zeigten von oben über einen großen Bereich Gestalt und Dynamik des sichtbaren Polarlichts. Zu den neuen Erkenntnissen trug zunehmend die Errichtung von magnetischen Beobachtungsstationen im Norden von Skandinavien, Kanada, Alaska und anderen Ländern entscheidend bei.

Das EISCAT-Projekt

Die Standorte von Instrumenten für technisch anspruchsvolle Meßmethoden rückten in den vergangenen Jahrzehnten immer weiter gen Norden. Dazu zählen insbesondere Radaranlagen, die ihre in großer Entfernung an winzigen, thermischen, dielektrischen Fluktuationen gestreuten Signale wieder empfangen können. Daraus läßt sich eine Fülle von Informationen bis etwa 2 000 km Höhe, also auch aus dem innersten Bereich der Magnetosphäre, gewinnen. Forschungseinrichtungen aus 6 europäischen Ländern, in Deutschland die Max-Planck-Gesellschaft, gründeten die "European Incoherent Scatter Association" (EISCAT), die seit 1982 zwei solcher Radaranlagen im Norden von Skandinavien mit großem Erfolg betreibt.

Die am Boden beobachteten magnetischen Signaturen der Teilstürme kommen von elektrischen Strömen, die in einer Schicht bei etwa 100-130 km Höhe am Rande der Magnetosphäre gerade auf Grund der oben erwähnten "Entmagnetisierung" der Ionen fließen. Mit den EISCAT-Anlagen läßt sich unter anderem sowohl direkt die Geschwindigkeit der Ladungs-

träger durch den Dopplereffekt bestimmen, als auch deren Dichte und damit die elektrische Leitfähigkeit. Die Ströme sind teilweise dissipativ. Die Magnetosphäre verliert dabei an die Atmosphäre kinetische Energie und mechanischen Impuls, die beide entlang der Feldlinien aus dem Schweif nach innen transportiert werden. Im Bereich der Magnetosphäre, also oberhalb von 130 km Höhe, läßt sich der vorhandene Impuls mit Hilfe des EISCAT-UHF-Radars klar nachweisen.

Abb. 1 zeigt ein Beispiel. Die zuerst vornehmlich nach Westen (Pfeile nach links) und später nach Osten (Pfeile nach rechts) auftretende Bewegung des Plasmas (Gas aus geladenen Teilchen) würde sich nach der magnetohydrodynamischen Theorie auf Grund der abbildenden Funktion der Feldlinien auch im Schweif wiederfinden lassen. Eine mögliche Erklärung dafür wäre das Auftreten einer Plasmaströmung im Schweif zur Erde hin. Sie stellt eine Gegenströmung zum Sonnenwind dar; vergleichbar dem "Kehrwasser" hinter einem Felsen in einem Fluß, das vom geschickten Wildwasserpaddler zum Verweilen in scheinbar reißender Strömung genutzt werden kann. Die Gegenströmung müßte sich in der Nähe der

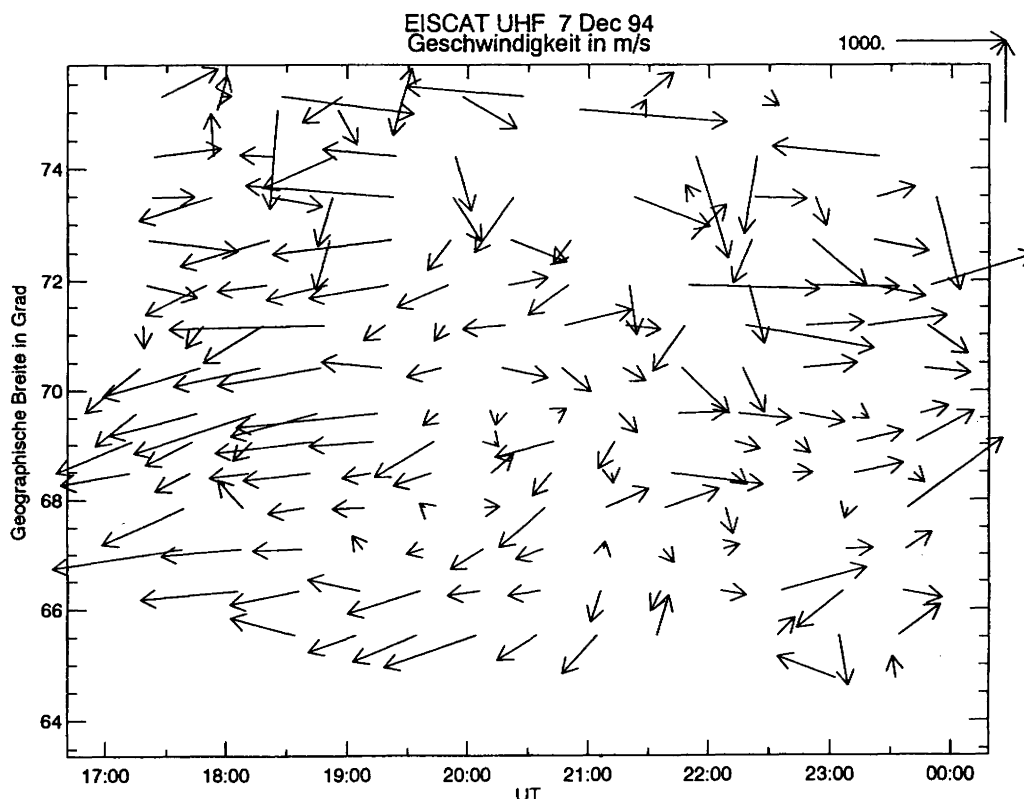


Abb. 1: Messung der Plasmageschwindigkeit in 275 km Höhe über geographischer Breite (y-Achse) und Zeit (x-Achse) mit dem EISCAT-UHF-Radar während eines magnetischen Teilsturmes am 7.12.1994

Erde nach Westen und nach Osten aufteilen. Dies wird hier vom Radar durch seine Eigenbewegung mit der Erde in zeitlicher Abfolge gesehen. Hinweise auf solche in Teilsturmperioden verstärkte Gegenströmungen im Schweif ergaben sich auch aus vergangenen Satellitenmissionen, wo sie allerdings immer nur kurzzeitig und dafür sehr heftig beobachtet wurden. Das Zustandekommen der Plasmaströmungen in der Magnetosphäre ist auch heute noch nicht verstanden. Im Gegensatz etwa zum Flußwasser geht dem Plasma im Weltraum eine mechanische Viskosität durch Stöße der Teilchen untereinander nahezu vollständig ab. Die komplizierte elektromagnetische Wechselwirkung tritt an ihre Stelle. Die aufgeworfenen Fragestellungen sind von fundamentalem physikalischem Interesse.

Die abbildende Funktion der Feldlinien ist nicht immer und überall perfekt; die ideale magnetohydrodynamische Beschreibung verliert ihre Gültigkeit. Dissipation tritt dann nicht nur in der Stromschicht am Übergang zur Atmosphäre auf, sondern bevorzugt auch bei einigen tausend Kilometern Höhe in der Magnetosphäre. Das Plasma strukturiert sich selbst neu, was zu den beeindruckenden Polarlichtern führt. Die Leuchterscheinungen, hervorgerufen durch den Einfall beschleunigter Elektronen aus dem Dissipationsgebiet in die Atmosphäre, aber auch die unsichtbaren elektrischen Felder geben diese Vorgänge wieder. Die Streuung der Pfeile in Abb. 1 rührt nicht allein von statistischen Meßfehlern, sondern auch von Begleiterscheinungen der gleichzeitig mit Hilfe von optischen Instrumenten aufgezeichneten Polarlichtern. Sie weisen eine über das Auflösungsvermögen des Radars hinausgehende Struktur und Bewegung auf. Die Vorgänge lassen sich als Beispiel für die heute in vielen Bereichen von Biologie, Chemie und Physik intensiv untersuchte "Selbstorganisation" aufführen.

Ausblick

Die Standorte der EISCAT-Anlagen in Norwegen, Schweden und Finnland ermöglichen besonders gut die Beobachtung der Vorgänge um die magnetischen Teilstürme auf der Nachtseite. Es zeigte sich aber auch, daß insbesondere am Tage das veränderlichste Geschehen noch weiter im Norden stattfindet. Dort bildet sich die Magnetopause an der Grenze zum Sonnenwind ab. Diese Grenze ist, je nach vor-

herrschenden Bedingungen im Sonnenwind, mehr oder weniger durchlässig. Bei partiellem Eindringen von Sonnenwindmaterie in die Magnetosphäre entsteht in der Nähe der magnetischen Pole ein Horn (englisch: "Cusp"). Wie erste Satellitenmessungen zeigten, herrschen dort besonders turbulente Plasmaströmungen. Mit EISCAT wurden vielversprechende Beobachtungen durchgeführt, indem man alle Radarantennen weit nach Norden richtete. Aber auf diese Weise geht die Information über die Richtung der Plasmageschwindigkeit verloren; nur eine Komponente ist zugänglich.

Glücklicherweise steht die Inbetriebnahme einer weiteren Station auf Spitzbergen bei 78 Grad geographischer Breite, etwa 1 000 km nördlich der Eismeerküste Norwegens bevor. Die aus dem norwegischen Kohleabbau vorhandene Infrastruktur kam dem ökonomischen Aufbau der Anlage mit einem mehrere hundert Tonnen schweren Parabolspiegel und hohem Energiebedarf zugute. Aber auch die strengen Umweltbestimmungen für die empfindliche Natur des Archipels mußten eingehalten werden.

Der Zeitplan für die Errichtung wurde demjenigen der CLUSTER-Mission angepaßt. Dieses Projekt der europäischen Weltraumbehörde ESA besteht aus vier Satelliten, die ab Juni 1996 für zwei Jahre in gegenseitigem Abstand von einigen hundert bis wenigen tausend Kilometern gleichzeitig Messungen in den äußeren Bereichen der Magnetosphäre durchführen sollen. Mit Hilfe von Messungen der neuen und alten Stationen von EISCAT und der CLUSTER-Satelliten sowie weiteren Beobachtungen vom Erdboden und vom Weltraum hofft man, ein sehr viel umfassenderes Bild der Dynamik der Magnetosphäre zu erhalten. Schließlich wird der internationale Erfolg von EISCAT auch durch den im November 1995 erfolgten Beitritt Japans belegt. Durch dieses neue Mitglied wird wohl in nächster Zukunft noch eine weitere Antenne der Spitzbergenstation hinzugefügt werden können.

Nachtrag: Leider wurden die CLUSTER-Satelliten beim Fehlstart der ersten Ariane V Rakete zerstört. Die ESA untersucht gegenwärtig Möglichkeiten für ein Nachfolgeprojekt. Erfreulicherweise konnte das neue EISCAT-Radar am 22. August 1996 auf Spitzbergen offiziell eingeweiht werden.

Die Giotto-Mission

F. M. Neubauer

Giotto ist der Name der ersten interplanetaren Mission der europäischen Raumfahrtagentur ESA mit dem Hauptziel der Untersuchung des Kometen Halley aus unmittelbarer Nähe bei einem Vorbeiflug. Der florentinische Maler Giotto di Bondone stellte um das Jahr 1310 in einer Darstellung des Kometen Halley in der Arenakapelle in Padua die Schweifstruktur des Kometen zum ersten Male wirklichkeitsnah dar und wurde daher von der ESA als Namensgeber für diese bemerkenswerte Mission ausgewählt. Die Giotto-Mission ist nicht als erste Kometenmission überhaupt bemerkenswert. Dies war im Rahmen der ICE-Mission der Vorbeiflug am Kometen Giacobini-Zinner im Jahre 1985. Giotto gelang auch nicht der erste Vorbeiflug am Kometen Halley überhaupt, sondern Giotto besaß die für Kometenuntersuchungen weitaus bestangepaßte Experimentnutzlast, erreichte den kürzesten Abstand von 600 km vom Kometenkern und hatte die erste detaillierte Abbildung eines Kometenkerns überhaupt zum Ergebnis. Die Raumsonde flog im März 1986 als letzte einer Armada von zwei japanischen, zwei sowjetischen und eben der ESA-Sonde Giotto am Kometen Halley vorbei.

Für die Erforschung des Planetensystems sind die Kometenkerne - die Quellen aller Kometenaktivität mit Abmessungen von einigen Kilometern und bestehend aus einem gefrorenem Eis-Staub-Gemisch - von besonderem Interesse, weil sie chemisch-physikalische Proben aus der Zeit der Entstehung unseres Planetensystems darstellen. Am Ende dieser Entstehung bildeten sie zwei große Reservoirs, eines in der sogenannten OORTschen Wolke bei einigen 10^4 AU (1 AU = mittl. Abstand Erde-Sonne = $1.495 \cdot 10^8$ km) und ein sonnennäheres in der KUIPERScheibe jenseits der Plutobahn. In großer Entfernung von der Sonne konnten die Kerne mit ihren leichtflüchtigen Bestandteilen überleben und gelegentlich durch bahnmechanische Störungen auch in das innere Sonnensystem mit den terrestrischen Planeten Merkur, Venus, Erde und Mars abgelenkt werden. Hier mögen sie nach einer Hypothese durch Einschlag auf die Urplaneten in großer Zahl zur Entwicklung einer Uratmosphäre beigetragen haben. Der wichtigste Bestandteil der Kometenkerne ist gemeinhin Wasser, so daß auch die

Urozeane der Erde möglicherweise kometaren Ursprungs sind. Im Sinne der Erforschung der Frühgeschichte unserer Erde ist also die Untersuchung der Kometenkerne von beträchtlichem Interesse.

Für die Öffentlichkeit rührt das Interesse ganz woanders her. Bei der Annäherung an die Sonne beginnt sich durch die Sonneneinstrahlung von der Kernoberfläche eines Kometen leichtflüchtiges Gas, hauptsächlich Wasserdampf, zu lösen und eine ausgedehnte Atmosphäre zu bilden. Sie strömt ständig mit einer Geschwindigkeit von einigen 100 m/s bis ca. 1 km/s ab und reißt dabei große Staubmengen mit sich. Diese Atmosphäre steht mit dem Plasma des ständig von der Sonne abströmenden Sonnenwindes in Wechselwirkung. Dies geschieht einmal durch direkte Teilchenstöße, aber insbesondere über elektromagnetische Felder, nachdem die neutralen Moleküle und Atome der Kometenatmosphäre durch den extrem ultravioletten Anteil der Sonnenstrahlung ionisiert wurden. Das endgültige Schicksal eines Teilchens ist das Abströmen in Schweifrichtung. Die Lichtemissionen einiger Atome und Moleküle in neutraler oder ionisierter Form führen dann zu dem dramatischen Bild eines Kometen am Himmel, das Kometen auch zu einer Staunen und Erschrecken bewirkenden Erscheinung am Himmel werden läßt. Der Komet Halley ist durch die von Edmund Halley im Jahr 1705 vorhergesagte Wiederkehr im Jahr 1758/1759 und das beträchtliche öffentliche Interesse bei seiner vorletzten Erscheinung im Jahr 1910 der bestbekannte Komet. Dies bescherte den Ergebnissen der Giotto-Mission und der anderen Kometenmissionen nicht nur beträchtliches wissenschaftliches, sondern auch öffentliches Interesse.

Teil der Giotto-Mission war das Gewinnen der ersten Bilder eines Kometenkerns. Bis zum März 1986 war die Existenz von Kometenkernen eine weitgehend anerkannte Hypothese, aber eben nicht mehr. Weiterhin bestanden die wissenschaftlichen Ziele aus der Untersuchung der Neutralatmosphäre und der Ionosphäre, der Staubkomponente sowie der Wechselwirkung des Kometen mit dem solaren Wind. Die Experimente zur Untersuchung all dieser Frage-

stellungen stammten aus vielen Mitgliedsländern der ESA mit einem wegen des traditionell großen Interesses an Kometen besonders großen deutschen Anteil. Nach der Auswahl am Ende 1980 gab es Anfang 1981 fünf deutsche Hauptexperimentatoren (principal investigators) im Giotto-Nutzlastteam. Dies waren Uwe Keller aus Lindau für die Giotto-Kamera HMC, Eberhard Grün aus Heidelberg für ein Experiment zum Kometenstaub, F. M. Neubauer, zunächst aus Braunschweig und ab 1982 aus Köln, für das Magnetometerexperiment, Dieter Krankowsky aus Heidelberg für das Neutralgasmassenspektrometer sowie Peter Edenhofer für das Radio-Science-Experiment aus Bochum.

Die meisten der Hauptexperimentatoren hatten Instrumente und Auswertungstechnik für die Atmosphäre und Magnetosphäre der Erde, aber auch für das interplanetare Medium entwickelt. In diesem Sinne kamen viele der Experimentteams aus dem geophysikalischen Bereich. Die optimale experimentelle Nutzlast der Giotto-Sonde, kombiniert mit der nahen Vorbeiflugsdistanz und einer beträchtlichen Datenübertragungsrate, führte zum ausführlichsten Bild der Kometenumgebung verglichen mit allen anderen Missionen. Aber auch ein Quentchen Glück gehörte dazu. So hatte der Komet während des Giottovorbeiflugs weniger Staub in seiner näheren Umgebung als z.B. während des Vorbeiflugs der beiden sowjetischen Vega-Sonden. Dies war, abgesehen von der Kamertechnik, einer der Gründe für das sehr erfolgreiche Kameraexperiment mit erstklassigen Abbildungen des Kometenkerns. Weitere Ergebnisse waren die Ermittlung der räumlichen Verteilung der Staubteilchen und ihrer chemischen Zusammensetzung sowie die Entdeckung eines charakteristischen Typs von Staubteilchen aus den flüchtigen Elementen C, H, O und N, den sogenannten CHON-Teilchen. Die Neutralatmosphäre und Ionosphäre wurden von den Massenspektrometern mit großer Genauigkeit vermessen mit der Entdeckung vieler interessanter Besonderheiten. Die Plasmawechselwirkung der Kometenatmosphäre mit dem Plasma des Sonnenwinds machte sich bereits mehrere Millionen km vor dem Erreichen des Kometenkerns bemerkbar. Dies geschah zunächst durch die zunehmende Zahl von Ionen kometaren Ursprungs und dann durch das Auftreten von magnetohydrodynamischen Wellen, die durch

die freie Energie der Kometenionen angeregt werden.

Die Kometenumgebung ist ein ganz besonders interessantes und reichhaltiges Plasmalabor für nichtlineare Wellenerscheinungen, da die ursprünglich angeregten Wellen eine bestimmte Frequenz im Referenzsystem des Kometenkerns haben, nämlich die Gyrofrequenz der neuerzeugten Ionen. Dies macht die Analyse kometarer MHD-Turbulenz leichter als z. B. die MHD-Turbulenz der Erdstoßwelle und erlaubt daher auch die Untersuchung viel weitergehender Fragen. Nach den nichtlinearen MHD-Wellen der äußeren Plasmaumgebung kam die Bugstoßwelle bei 1.1 Millionen Kilometer und ein weiteres Ansteigen der Turbulenzaktivität danach. Bei einigen 10^5 km Abstand wiesen die Eigenschaften der heißen Elektronen auf eine „Mystery“-Region hin, deren physikalischer Ursprung nicht geklärt ist. In der Nähe des Kometen bei etwa 10^5 km Abstand wurde eine Region mit stark verstärkten Magnetfeldern entdeckt, die durch Drapieren von Feldlinien des interplanetaren Magnetfeldes um die innere Kometenionosphäre entsteht. Die durch das Abströmen des Neutralgases mitgerissene innere Kometenionosphäre hält aufgrund des eingefrorenen Charakters des interplanetaren Magnetfeldes die Feldlinien dieses Magnetfeldes „auf Abstand“. Um den Kometenkern entsteht bis zum Abstand von einigen 1 000 km ein magnetfeldfreier Hohlraum, der vom Giottomagnetometer entdeckt wurde. In dieser „Cavity“ fiel das Magnetfeld nach den Giottomessungen auf weniger als 0.5 nT, d. h. auf weniger als ein hunderttausendstel des Erdmagnetfeldes.

Bei Annäherung der Giotto-Sonde an den Kometen nahm die Zahl der Staubeinschläge auf dem Schutzschild der Sonde zu. Da die Relativgeschwindigkeit zwischen den kometaren Staubteilchen und der Sonde 68,4 km/s betrug, führte jeder Einschlag zu einer kleinen Explosion infolge Verdampfen und Ionisation der einschlagenden Staubteilchen. Da die Plasmawolken aufgrund der Einschläge auch das umgebende Magnetfeld beeinflussen, konnten diese Staubeinschläge vom Magnetometer beobachtet werden.

Die Staubeinschläge beim Vorbeiflug an Halley führten auch zu einigen Schäden am Raumfahrzeug, insbesondere aber zum Ausfall des Kameraexperiments und des Neutralgasmassen-

spektrometers. Der größte Teil der Nutzlast war jedoch nach dem Vorbeiflug noch intakt, so daß mit dem verbleibenden Treibstoff für weitere Bahnmanöver eine Fortsetzung der Mission möglich war. Am 2. Juli 1990 flog Giotto als erstes Raumfahrzeug mit aktiven Experimenten auf einer hyperbolischen Bahn an der Erde vorbei. Eine zweite Kometenmission war danach möglich. Am 10. Juli 1992 passierte Giotto an dem kurzperiodischen Kometen

Grigg-Skjellerup im Abstand von wenigen 100 km vorbei. Wieder wurden sehr interessante Ergebnisse gewonnen, auch weil der Komet sich in einer Region des Sonnenwindes mit einem ungewöhnlich starkem Magnetfeld befand. Nach diesem zweiten Kometenvorbeiflug wurde ein Bahnmanöver durchgeführt, so daß ein Vorbeiflug an der Erde im Jahre 1999 erfolgen wird, ohne daß allerdings an ein erneutes Anschalten der Sonde gedacht ist.

Teil III: Geophysikalische Institutionen in Deutschland

Geophysik an Universitäten und Hochschulen Deutschlands

Rheinisch Westfälische TH Aachen
Lehr- und Forschungsgebiet für Angewandte
Geophysik
Lochnerstraße 4-20
52064 **Aachen**
Tel.: 0241/804825
Fax: 0241/804826

Universität Bayreuth
Bayrisches Geoinstitut
95440 **Bayreuth**
Tel.: 0921/553746
Fax: 0921/553769

Universität Bayreuth
Physikalisches Institut
Postfach 3008
95440 **Bayreuth**
Tel.: 0921/553315
Fax: 0921/552991

FU Berlin
Institut für Geologie, Geophysik und Geoin-
formatik
Malteserstraße 74-100, Haus D
12249 **Berlin**
Tel.: 030/7792830
Fax: 030/7758056

TU Berlin - Sekr. ACK 2
Institut für Angewandte Geophysik
Ackerstraße 71-76
13355 **Berlin**
Tel.: 030/31472627
Fax: 030/31472597

Ruhr-Universität Bochum
Institut für Geophysik
Gebäude NA 3/165
Universitätsstraße 150
44801 **Bochum**
oder: Postfach 102148
44780 **Bochum**
Tel.: 0234/7003270
Fax: 0234/7094181

Rhein. Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn
Institut für Geodynamik - Physik der
Lithosphäre
Nussallee 8
53115 **Bonn**
Tel.: 0228/737429
Fax: 0228/732508

Rhein. Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn
Institut für Astrophysik und Extraterrestrische
Forschung
Auf dem Hügel 71
53121 **Bonn**
Tel.: 0228/733676
Fax: 0228/733672

TU Braunschweig
Institut für Geophysik und Meteorologie
Mendelssohnstraße 1
38106 **Braunschweig**
Tel.: 0531/3915214
Fax: 0531/3915220

Universität Bremen
FB Geowissenschaften/Geophysik
Klagenfurter Straße
28359 **Bremen**
oder: Postfach 330440
28334 **Bremen**
Tel.: 0421/2183366
Fax: 0421/2183

TU Clausthal
Institut für Geophysik
Arnold-Sommerfeld-Straße 1
38678 **Clausthal-Zellerfeld**
Tel.: 05323/722490
Fax: 05323/723888

Universität Frankfurt/Main
Institut für Meteorologie und Geophysik
Feldbergstraße 47
60323 **Frankfurt/Main**
Tel.: 069/79822375
Fax: 069/79823280

TU Bergakademie Freiberg
Institut für Geophysik
Gustav-Zeuner-Straße 12
09599 **Freiberg**
Tel.: 03731/393121
Fax: 03731/392636

Universität Göttingen
Institut für Geophysik
Herzberger Landstraße 180
37075 **Göttingen**
Tel.: 0551/397452
Fax: 0551/397459

Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
Fachrichtung Geowissenschaften
Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17A
17489 **Greifswald**
Tel.: 03834/77271, App. 467
Fax: 03834/883351

Universität Hamburg
Institut für Geophysik
Bundesstraße 55
20146 **Hamburg**
Tel.: 040/41232973
Fax: 040/41235441

Friedrich-Schiller-Universität Jena
Institut für Geowissenschaften
Burgweg 11
07749 **Jena**
Tel.: 03641/27041
Fax: 03641/24647

Universität Karlsruhe
Geophysikalisches Institut
Hertzstraße 16
76187 **Karlsruhe**
Tel.: 0721/6084443
Fax: 0721/71173

Universität Kiel
Institut für Geophysik
Olshausenstraße 40-60
24118 **Kiel**
Tel.: 0431/8803914
Fax: 0431/8804432

Universität zu Köln
Institut für Geophysik und Meteorologie
Albertus-Magnus-Platz 5
50931 **Köln**
Tel.: 0221/4702552
Fax: 0221/4705198

Universität Leipzig
Institut für Geophysik und Geologie
Talstraße 35
04103 **Leipzig**
Tel.: 0341/9732800
Fax: 0341/9732809

Johannes-Gutenberg-Universität Mainz
Institut für Geowissenschaften
Saarstraße 21
55131 **Mainz**
Tel.: 06132/393223
Fax: 06132/394372

Ludwig-Maximilians-Universität München
Institut für Allgemeine und Angewandte Geo-
physik
Theresienstraße 41
80333 **München**
Tel.: 089/23944226
Fax: 089/23944205

Westfälische Wilhelms-Universität Münster
Institut für Geophysik
Corrensstraße 24
48149 **Münster**
Tel.: 0251/833591
Fax: 0251/838397

Westfälische Wilhelms-Universität Münster
Institut für Planetologie
Wilhelm-Klemm-Straße 10
48149 **Münster**
Tel.: 0251/833496
Fax: 0251/839083

Universität Potsdam
Institut für Geowissenschaften
Postfach 601553
14415 **Potsdam**
Tel.: 0331/9772047
Fax: 0331/9772087

Universität Stuttgart
Institut für Geophysik
Richard-Wagner-Straße 44
70184 **Stuttgart**
Tel.: 0711/1213590
Fax: 0711/2361218

Eberhard-Karls-Universität Tübingen
Geologisches Institut
Sigwartstr. 10
72076 **Tübingen**
Tel.: 07071/297547
Fax: 07071/296990

Geophysik-Studium an deutschen Universitäten

	Diplomabschluß als			
	Geophysiker	Physiker	Geologe	Geowissenschaftler
Aachen			0	
Bayreuth		0		
Berlin FU	0			
Berlin TU				0
Bochum	0			
Bonn			0	
Braunschweig		0		
Bremen	0	0	0	
Clausthal	0			
Erlangen			0	
Frankfurt	0			
Freiberg	0			
Göttingen	0	0		
Greifswald			0	
Hamburg	0	0		
Jena	0			
Karlsruhe	0	0		
Kiel	0			
Köln	0	0		
Leipzig	0	0		
Mainz		0	0	
München	0	0	0	
Münster	0	0		
Potsdam				0
Stuttgart		0	0	
Tübingen			0	

Geophysik an außeruniversitären Einrichtungen Deutschlands

Deutsche Versuchsanstalt für Luft- und
Raumfahrt (DLR)
Bereich Planetare Erkundung
Rudower Chaussee 5
12489 **Berlin**
Tel.: 030/670550
Fax: 030/67055151

MPI für Extraterrestrische Forschung
Außenstelle Berlin
Rudower Chaussee 5
12489 **Berlin**
Tel.: 030/63923921
Fax: 030/63923939

Forschungszentrum für Umwelt und Gesund-
heit GmbH (GSF)
Institut für Tieflagerung
Abt. Lagerstättensicherheit
Theodor-Heuss-Straße 4
38122 **Braunschweig**
Tel.: 0531/8012276
Fax:

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Mee-
resforschung
Columbusstraße 8
27568 **Bremerhaven**
Tel.: 0471/4831-180
Fax: 0471/4831-149

DGFZ - Dresdner Grundwasserforschungszen-
trum e.V.
Meraner Straße 10
01217 **Dresden**
Tel.: 0351/4050670
Fax: 0351/4050679

Seismologisches Zentralobservatorium Gräfen-
berg
Krankenhausstraße 1
91054 **Erlangen**
Tel.: 09131/25900
Fax: 09131/25936

MPI für Extraterrestrische Physik
Giessenbachstraße
85748 **Garching**
Tel.: 089/329900
Fax: 089/32993569

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
Bernhard-Nocht-Straße 78
20359 **Hamburg**
Tel.: 040/3190-0
Fax: 040/3190-5000

Deutsche Wiss. Gesellschaft für Erdöl, Erdgas
und Kohle e.V. (DGMK)
FB Aufsuchung u. Gewinnung
Kapstadtring 2
22297 **Hamburg**
Tel.: 040/6390040
Fax: 040/6300736

MPI für Meteorologie
Bundesstraße 55
20146 **Hamburg**
Tel.: 040/41173-0
Fax: 040/41173-298

Bundesanstalt für Geowissenschaften und
Rohstoffe (BGR)
Stilleweg 2
30655 **Hannover**
Tel.: 0511/6430
Fax: 0511/6432304

Niedersächsisches Landesamt für Bodenfor-
schung - Geowissenschaftliche Gemeinschafts-
aufgaben
Stilleweg 2
30655 **Hannover**
Tel.: 0511/6430
Fax: 0511/6432304

MPI für Aeronomie
Postfach 20
37191 **Katlenburg-Lindau**
Tel.: 05556/9790
Fax:

Forschungsanstalt der Bundeswehr für Wasser-
schall- und Geophysik (FWG)
Klausdorfer Weg 2
24148 **Kiel**
Tel.: 0431/726070
Fax:

GEOMAR - Forschungszentrum für marine
Geowissenschaften
Wischhofstraße 1
24148 **Kiel**
Tel.: 0431/6000
Fax: 0431/6002900

Institut für Atmosphärenphysik (IAP)
18225 **Ostseebad Kühlungsborn**
Tel.: 088293/680
Fax: 088293/6850

Umweltforschungszentrum Leipzig - Halle
(UFZ)
Permoser Straße 15
04318 **Leipzig**
Tel.: 0341/2350
Fax: 0341/2552791

GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ)
Telegrafenberg A 17
14473 **Potsdam**
Tel.: 0331/2881040 (Ossing)
Fax: 0331/2881044

Institut für Ostseeforschung Warnemünde an
der Universität Rostock
Seestraße 15
18119 **Rostock - Warnemünde**
Tel.: 0381/5197102
Fax: 0381/5197105

Geophysik an Firmen in Deutschland mit korporativer Mitgliedschaft in der DGG

Deutsche Montan Technologie (DMT)
Institut für Angewandte Geophysik
Westhoffstraße 17
44791 **Bochum**
Tel.: 0234/9683266
Fax: 0234/9683607

Mobil Erdgas-Erdöl GmbH
Operations Services
Postfach 110
29221 **Celle**
Tel.: 05141/150
Fax: 05141/28198

RWE-DEA AG für Mineralöl und Chemie
Exploration
Überseering 40
22297 **Hamburg**
Tel.: 040/6375-2349
Fax: 040/6375-3590

BEB Erdgas und Erdöl GmbH
ehemals EP 12
Riethorst 12
30659 **Hannover**
Tel.: 0511/641-0
Fax: 0511/641-2403

Schlumberger Holding GmbH
• Geco-Prakla
• GeoQuest
• Wireline Testing
Buchholzer Straße 100
30655 **Hannover**
Tel.: 0511/6462101
Fax: 0511/648830

Kali und Salz GmbH
Friedrich-Ebert-Straße 160
34119 **Kassel**
Tel.: 0561/301-0
Fax: 0561/301-1702

Wintershall AG
Friedrich-Ebert-Straße 160
34119 **Kassel**
Tel.: 0561/301-0
Fax: 0561/301-1702

Orpheus Geophysik
Ges. f. Baugr. u. Umweltanalytik mbH
Leicherstraße 21
65830 **Kriftel**
Tel.: 06192/43264
Fax: 06192/47396

Miat-Gesellschaft für geowissenschaftliche
Untersuchungen
Vo_busch 8
48155 **Münster**
Tel.: 0251/319442
Fax: 0251/319442

Robert Gisewsky
Ascheberger Straße 75
24306 **Plön**
Tel.: 04522/2428
Fax: 04522/2683

Geo-Center-Nord GmbH
Torfstraße 1
25451 **Quickborn**
Tel.: 04106/3470
Fax: 04106/2228

Lennartz Electronic GmbH
Bismarckstraße 136
72072 **Tübingen**
Tel.: 07071/93550
Fax: 07071/935530

Bodenseewerk Perkin-Elmer GmbH
Umwelt- und Prozeßanalytik
Dr. Zimmermann-Str. 18
88709 **Meersburg**
Tel.: 07132/8010
Fax: 07132/801104

Anhang

Verzeichnis häufiger Abkürzungen

AWI	Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven)
AWS	Alfred-Wegener-Stiftung
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
BMBF	Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie
BMFT	Bundesministerium für Forschung und Technologie
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
COCORP	Consortium of Continental Reflection Program
DEKORP	Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DGG	Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e.V.
DHI	Deutsches Hydrographisches Institut
DLR	Deutsche Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt
EGT	European Geotraverse
EIDC	Experimental International Data Center
EISCAT	European Incoherent Scatter Association
ESA	European Space Agency
FDSN	Federation of Seismic Networks
FKPE	Forschungskollegium Physik des Erdkörpers e.V.
GATT	General Agreement on Tariffs and Trade - Allgemeines Zoll- und Handelsabkommen
GEOFON	Geoforschungsnetz des GFZ
GEOSCOPE	= französisches globales Breitbandnetz
GERESS	German Experiment(al) Seismic System
GFZ	GeoForschungsZentrum (Potsdam)
GGA	Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben
GIS	Geographisches Informationssystem
GPS	Global Positioning System
GRSN	German Regional Seismic Network - Deutsches Seismisches Regionalnetz
GSE	Group of Scientific Experts
GSETT-3	Group of Scientific Experts, Technical Test 3
HDR	Hot Dry Rock
IACG	Inter Agency Consultative Group
IASPEI	International Association of Seismology and Physics of the Earth
ICE	International Cometary Explorer
IDNDR	International Decade of Natural Disaster Reduction

ILP	International Lithosphere Program
IMS	International Magnetospheric Study
ION	International Oceanic Network
IRIS	Incorporated Research Institutions for Seismology
ISO89	Integrierte Seismik Oberpfalz 89
IST	Institut für Sicherheitsforschung und Umwelttechnik
ISTP	International Solar Terrestrial Physics Program
IUGG	International Union for Geodesy and Geophysics - Internationale Union für Geodäsie und Geophysik
KTB	1) Kontinentale Tiefbohrung 2) Kontinentales Tiefbohrprogramm
MedNet	Mediterranean Network
MHD	Magnetohydrodynamik
MT	Magnetotellurik
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NEIS	National Earthquakes Information Service
NLfB	Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
ODP	Ocean Drilling Project
OECD	Organization for Economic Corporation and Development - Organisation für wirtschaftliche Zusammenarbeit und Entwicklung
ORFEUS	Observatories and Research Facilities for European Seismology
PASSCAL	Portable Array Seismic Studies of the Continental Lithosphere
POSEIDON	Pacific Orient Seismic Digital Observation Network
PRAKLA	Gesellschaft für Praktische Lagerstättenforschung mbH
RMT	Radiomagnetotellurik
SFB	Sonderforschungsbereich
SKE	Steinkohleneinheit
SZGRF	Seismologisches Zentralobservatorium Gräfenberg/Erlangen
TIS	Technisches Informationssystem
TNT	Trinitrotoluol
UHF	Ultra High Frequency
UMP	Upper Mantle Project
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
VLF	Very Low Frequency

Verzeichnis der Denkschrift-Autoren

Bachtadse, Valerian, Dr., Universität München
Börngen, Michael, Dr., Universität Leipzig
Buchert, Stephan, Dr., TU Braunschweig
Busse, Friedrich, Prof. Dr., Universität Bayreuth
Dehghani, G. Ali, Dr., Universität Hamburg
Edelmann, Hans A. K., Dr., Hannover
Fertig, Jürgen, Prof. Dr., TU Clausthal
Fritsch, Jürgen, BGR Hannover
Giese, Peter, Prof. Dr., FU Berlin
Greinwald, Siegfried, Dr., BGR Hannover
Grimmer, Annelore, Dr., Universität Leipzig
Hänel, Ralph, Prof. Dr., NLFB/GGA Hannover
Harjes, Hans-Peter, Prof. Dr., Ruhruniversität Bochum
Hinz, Karl, Prof. Dr., BGR Hannover,
Hirschleber, Hans, Prof. Dr., Universität Hamburg
Jacobs, Franz, Prof. Dr., Universität Leipzig
Jost, Michael L., Dr., Ruhruniversität Bochum
Kessels, W., Dr., NLFB/GGA Hannover
Kind, Rainer, Prof. Dr., GeoForschungsZentrum, Potsdam
Müller, Gerhard, Prof. Dr., Universität Frankfurt
Neubauer, Fritz M., Prof. Dr., Universität zu Köln
Roeser, Hans Albert, Dr., BGR Hannover
Rummel, Fritz, Prof. Dr., Ruhruniversität Bochum
Rüter, Horst, Prof. Dr., DMT Bochum
Schick, Rolf, Prof. Dr., Universität Stuttgart
Schweitzer, Johannes, Dr., Ruhruniversität Bochum
Soffel, Heinrich, Prof. Dr., Universität München
Spohn, Tilman, Prof. Dr., Universität Münster
Tait, Jennifer, Dr., Universität München
Tezkan, Bülent, Dr., Universität zu Köln
Weber, Michael, Prof. Dr., Universität Göttingen
Wenzel, Friedemann, Prof. Dr., TU Karlsruhe
Wielandt, Erhard, Prof. Dr., Universität Stuttgart
Wilhelm, Helmut, Prof. Dr., TU Karlsruhe

