

Die Interpretation seemagnetischer Messungen

H.A. Roeser

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover

Einführung

Da die Interpretation seemagnetischer Anomalien ein sehr breites Gebiet ist, beschränkt sich die folgende Darstellung auf einige Teilaspekte, die jeweils in Fallbeispiele (case histories) münden. Dabei greife ich vor allem Arbeiten heraus, die bei uns an der BGR gemacht worden sind bzw. gemacht werden.

Unter magnetischen Anomalien verstehen wir Abweichungen des Magnetfeldes vom erdmagnetischen Hauptfeld, die durch magnetische Gesteine in der Kruste und evtl. dem obersten Erdmantel verursacht werden. Träger der Magnetisierung sind dabei vor allem die ferrimagnetischen Titanomagnetite, aber es gibt auch andere magnetische Mineralien, insbesondere Sulfide, die bedeutende magnetische Anomalien erzeugen. Die magnetischen Anomalien haben Dimensionen zwischen wenigen Metern und mehr als 100 km.

Die Interpretationstaktik ist in der Magnetik anders als in der Seismik und der Gravimetrie: Die Dichten variieren bei den meisten Gesteinen (außer bei Erzen) nur im Bereich 1 - 3 g/cm³, die Schallgeschwindigkeiten im Bereich 1 - 8 km/s. Dagegen variieren die Magnetisierungen um viele Zehnerpotenzen. Außerdem ist die Magnetisierung ein Vektor und nicht immer parallel zum Magnetfeld der Erde.

Seafloor-Spreading-Anomalien - das Alter ozeanischer Kruste

Ferrimagnetische Mineralien können bei der Abkühlung magmatischer Gesteine unter die Curietemperatur eine sehr stabile remanente Magnetisierung annehmen, die über viele Jahrtausende erhalten bleibt und es dadurch erlaubt, die damalige Richtung des Magnetfeldes festzustellen. Wegen späterer Überprägungen des Gesteins ist dies zumeist nicht einfach. Noch schwieriger ist es bei Sedimenten, die bei ihrer Ablagerung eine remanente Magnetisierung annehmen, die zwar sehr viel schwächer, aber trotzdem oft gut meßbar ist. Die remanenten Magnetisierungen haben gezeigt, daß sich das Magnetfeld der Erde in unregelmäßigen Abständen umkehrt. Im Mittel dauert es von Umkehrung zu Umkehrung einige 100 000 Jahre, eine Umkehrung dauert höchstens einige 1000 Jahre. Die für die letzten 160 Mill. Jahre sehr gut erforschte Umkehrungsfolge ist eine der wesentlichen Grundlagen für die Bestimmung der Geschwindigkeit der Bewegung der Platten in der Plattentektonik. Sie brachte auch den Beweis, daß die Entstehung neuer Kruste bei der Auseinanderbewegung zweier Platten an einer ganz scharfen Linie erfolgt, nämlich der Achse des mittelozeanischen Rückens: Während links und rechts die Platten auseinander wandern, dringt an der Rückenachse neues Magma auf, das nach seiner Erstarrung den Platten angefügt wird. Bei der Abkühlung unter die Curie-Temperatur werden die Krustengesteine in Richtung des gerade herrschenden Magnetfeldes magnetisiert.

Nach umfangreichen geophysikalischer Beobachtungen und Beprobungen kann man die ozeanische Kruste in mehrere Schichten unterteilen, nämlich Schicht 1 - Sedimente, Schicht 2A - Kissenlaven, Schicht 2B - steilstehende Basaltgänge, Schicht 3 -

Gabbros. Schicht 2A, 2B und 3 bestehen aus kristallinem Gestein. Heute ist es üblich, und diesem Sprachgebrauch folge ich auch, den Begriff "Kruste" auf die kristallinen Gesteine zu begrenzen.

Die magnetischen Eigenschaften der einzelnen Schichten sind sehr unterschiedlich. Die Sedimente haben in der Regel nur geringe induzierte und remanente Magnetisierungen. Diese erlauben häufig außerordentlich genaue und zuverlässige Altersbestimmungen der Sedimentpakete. Auf die am Meeresspiegel gemessenen Anomalien wirken sie sich nur in seltenen Fällen aus.

Schicht 2A besteht aus den auf Grund ihres Aussehens so genannten Kissen- oder Pillowlaven. Dies sind die obersten ca. 500 m der kristallinen Kruste. Die vielfältigen Untersuchungen, die man in den letzten Jahrzehnten an ozeanischer Kruste gemacht hat, haben gezeigt, daß Schicht 2A am stärksten magnetisiert ist, und daß ihre remanente Magnetisierung die Umkehrungsfolge des Magnetfeldes gut wiedergibt. Aus diesem sog. Seafloor-Spreading-Modell kann man die magnetischen Anomalien an der Meeresoberfläche berechnen.

Die beobachteten Anomalien sind in aller Regel weniger scharf als die mit dem Seafloor-Spreading-Modell berechneten. Dafür kann es vielerlei Ursachen geben:

1. Die Gänge dringen nicht nur genau an der Rückenachse auf, sondern über einen etwas breiteren Bereich.
2. Das Magma fließt am Meeresboden aus und bedeckt eine größere Fläche.
3. Auch tiefere Bereiche der ozeanischen Kruste sind magnetisch.

Mit der ODP-Bohrung 504B am Galapagos-Rücken ist nicht nur Schicht 2A durchbohrt worden, sondern auch Schicht 2B, der sog. Sheeted-Dike-Komplex. Wie schon lange vermutet worden war, ergab sich, daß Schicht 2B deutlich schwächer magnetisiert ist und zu den magnetischen Lineationen wenig beiträgt. In Schicht 3, die sog. Gabbro-Schicht kam man jedoch nicht, weil es an der Grenze zu dieser Schicht große technischen Probleme beim Bohren gab. Eine Chance, tiefere Schichten zu erbohren, ergab sich auf dem Südwestindischen Rücken an der ODP-Bohrung 735B. Dort war nach Bildung und Abkühlung der Kruste großflächig Schicht 2 an einer Störung abgerutscht, Schicht 3 ist am Meeresboden aufgeschlossen. Die Proben aus dieser Bohrung zeigen tatsächlich eine bemerkenswert hohe Magnetisierung (Pariso & Johnson, 1993). Gesteinsmagnetische Untersuchungen belegen, daß die Magnetisierung noch vor der Freilegung der Kruste bei langsamer Abkühlung angenommen worden war.

Dieser Beitrag von Schicht 3 zu den magnetischen Anomalien führt zu einer Schiefe der am Meeresspiegel beobachteten Anomalien, der sogenannten Skewness. Schicht 3 kühlt sich ja langsamer und später ab, so daß die zu einer bestimmten Zeit durch die Curietemperatur gegangenen Gesteine nicht genau übereinander liegen. Vielmehr liegen die tieferen Teile weiter entfernt von der Rückenachse.

Trotz aller Probleme haben die magnetischen Lineationen am meisten zur Bestimmung der Umkehrungsskala beigetragen. Das Alter der ältesten Ozeanbereiche ist mit 160 - 170 Mill. Jahre nur rund 4% des Alters der ältesten Gesteine der Erde. Dementsprechend ist nur der weitaus größte Teil der Umkehrungsfolge des Magnetfeldes nur sehr summarisch bekannt.

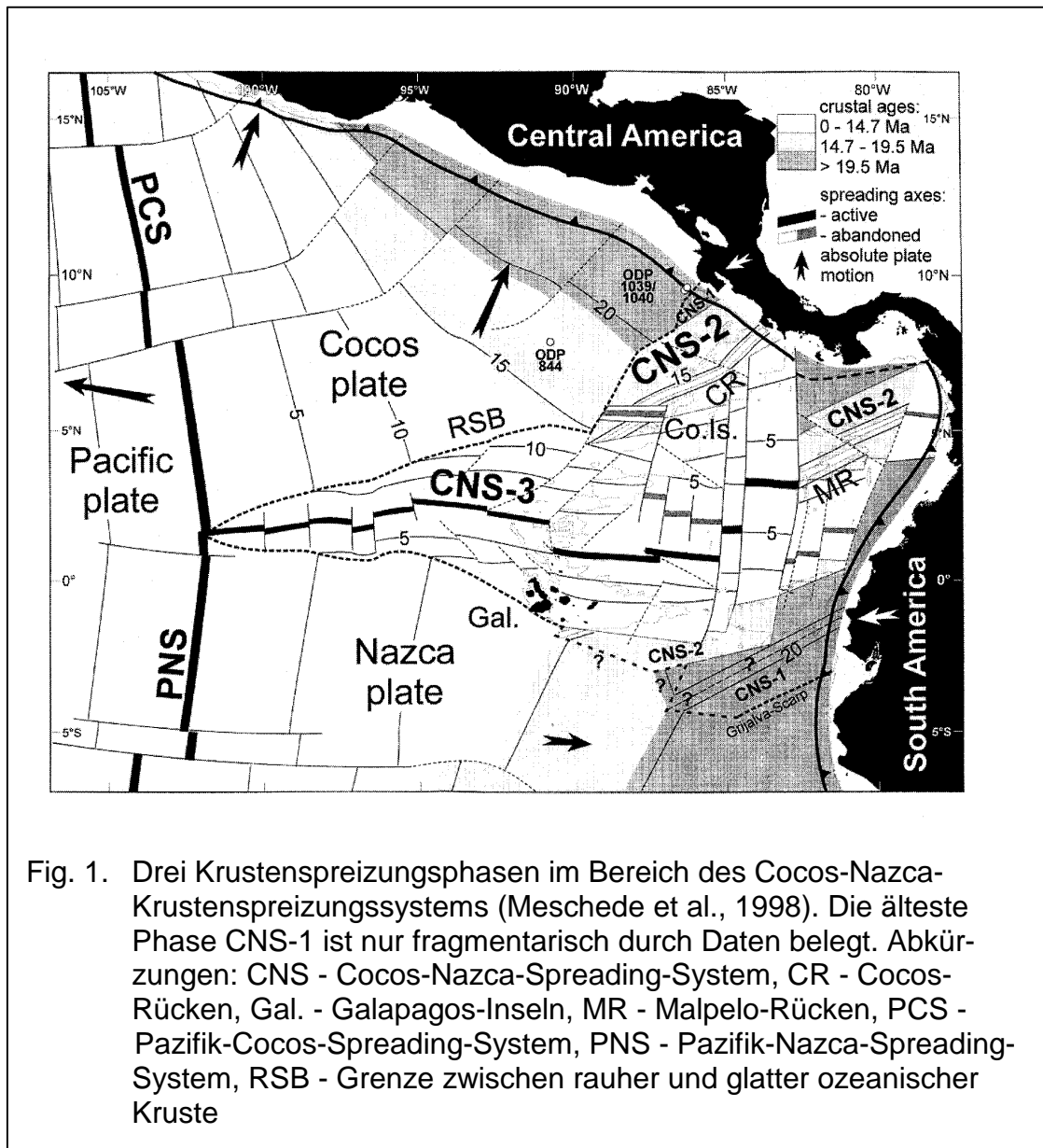


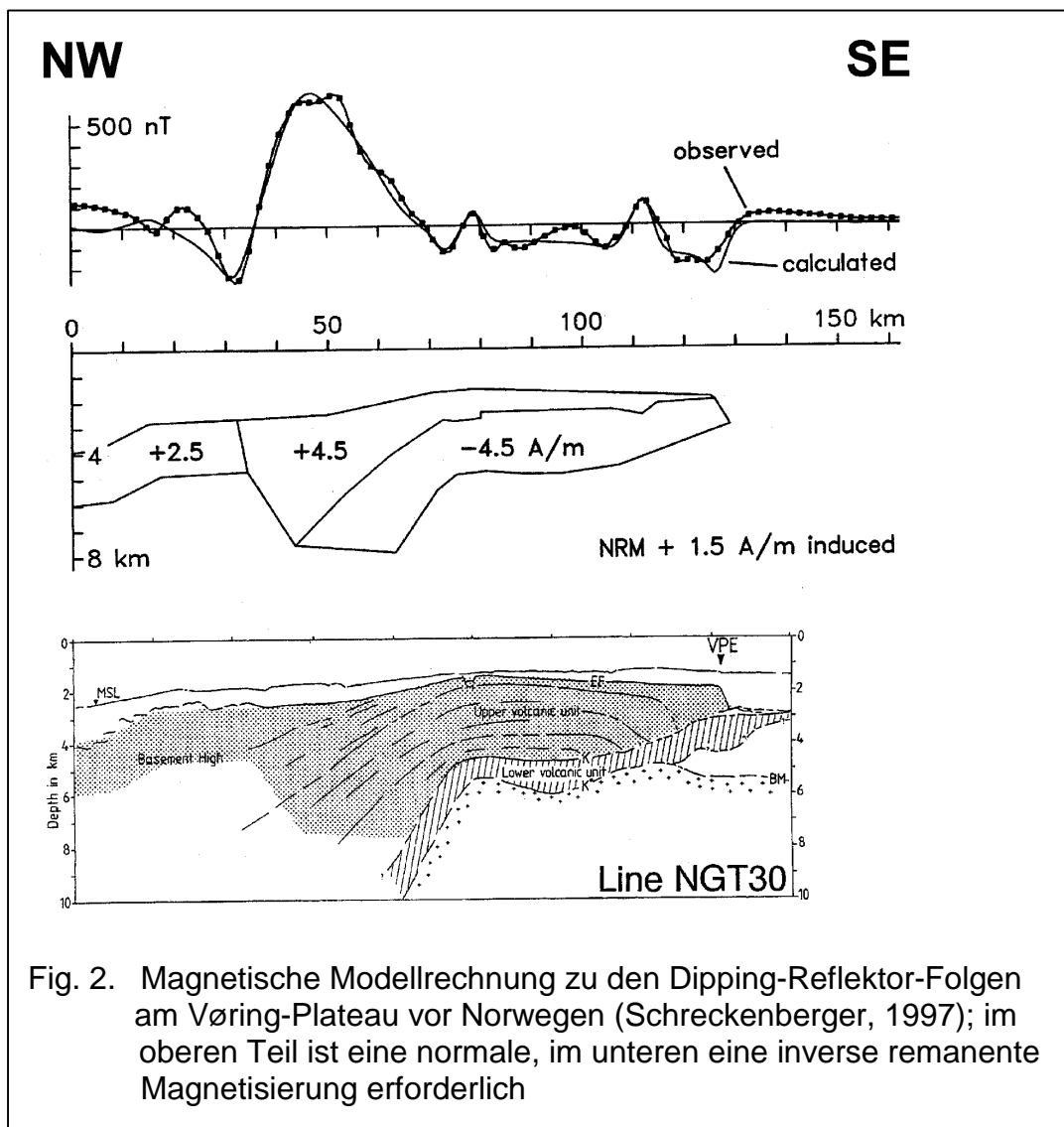
Fig. 1. Drei Krustenspreizungsphasen im Bereich des Cocos-Nazca-Krustenspreizungssystems (Meschede et al., 1998). Die älteste Phase CNS-1 ist nur fragmentarisch durch Daten belegt. Abkürzungen: CNS - Cocos-Nazca-Spreizungssystem, CR - Cocos-Rücken, Gal. - Galapagos-Inseln, MR - Malpelo-Rücken, PCS - Pazifik-Cocos-Spreizungssystem, PNS - Pazifik-Nazca-Spreizungssystem, RSB - Grenze zwischen rauher und glatter ozeanischer Kruste

Die Plattentektonik kann in Einzelfällen außerordentlich komplexe Anomalienmuster liefern, die nur schwer zu entschlüsseln sind. Ein Beispiel, in dem dies durch dichte Meßprofile und eine sorgfältige Analyse gelang, zeigt Fig. 1 (Meschede et al., 1998). Hier ist die Spreading-Achse zwei Mal gesprungen. Die Ursache der Sprünge kennen wir noch nicht. Es kann sich um eine Wechselwirkung mit dem Galapagos-Hotspot handeln.

Passive Kontinentalränder - initialer Vulkanismus

An passiven Kontinentalrändern haben die magnetischen Anomalien besonders viel zur Klärung der Prozesse beigetragen. Die magnetischen Anomalien der sog. Dipping-Reflector-Folgen haben nämlich gezeigt, daß Eruption und

Ablagerung dieser Vulkanite über einen längeren Zeitraum erfolgen, in dem es eine oder mehrere Umkehrungen des Magnetfeldes der Erde gegeben hat (Fig. 2). Refraktionsseismische und gravimetrische Messungen haben es wahrscheinlich ge



macht, daß im Bereich der Dipping-Reflektor-Folgen auch in größerer Tiefe magmatische Körper liegen, die Underplating Bodies genannt werden (Barton & White, 1997). Holik & Rabinowitz (1989) haben einen solchen Körper vor Marokko identifiziert. Im Bereich dieses Körpers sind aber nach unseren eigenen Messungen die magnetischen Anomalien so schwach, daß der Körper nur eine ganz geringe Magnetisierung haben kann. So kann auch das Fehlen magnetischer Anomalien wichtige Befunde liefern.

Subduktionszonen - was geschieht dort mit ozeanischer Kruste und Tiefseekuppen?

An den aktiven Kontinentalrändern, an denen ozeanische Kruste unter kontinentale subduziert wird, kann man sowohl magnetische Anomalien der unteren Platte als auch solche der oberen Platte beobachten. Hier wollen wir zwei Aspekte behandeln.

Wenn ozeanische Kruste subduziert wird, verliert sie irgendwann ihr Streifenmuster. In welcher Tiefe das geschieht und die Art, in der das geschieht, gibt Informationen über den Subduktionsprozeß. Wir haben 1994 auf einigen Profilen vor Nordchile das Magnetfeld vermessen (Fig. 3) und dabei festgestellt, daß die Anomalien nach Osten hin mit zunehmender Tiefe der Subduktionszone glatter und schwächer werden. Wir

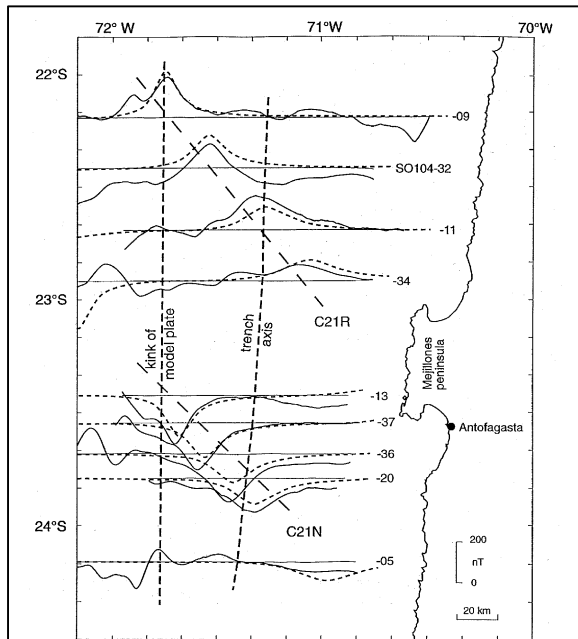


Fig. 3. Magnetische Anomalien an der Subduktionszone vor Nordchile mit den Lineationen C21R und C21N. Ausgezogen - gemessene, gestrichelt - berechnete Anomalien

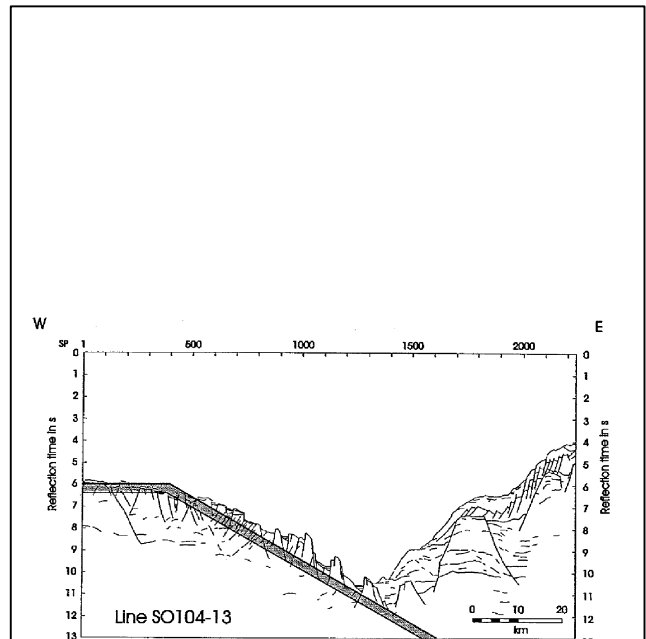


Fig. 4. Linedrawing zu einem reflexionsseismischen Profil der BGR vor Nordchile (Hinz et al., 1995). Graue Fläche: Querschnitt eines Modellkörpers, der genähert Schicht 2A der ozeanischen Kruste wiedergeben soll

haben unter der aus der Reflexionsseismik stammenden Annahme, daß die Subduktionszone unter einem Winkel von 5° einfällt, ein dreidimensionales Modell gerechnet (Fig. 4). Obwohl die berechneten Anomalien teilweise stärker, teilweise schwächer sind als die gemessenen (Fig. 3), so kann man doch sagen, daß die Kruste in dem ganzen Bereich, der durch Daten belegt ist, ihre Magnetisierung behält. Dies ist recht erstaunlich, wird doch die Kruste schon dort, wo sie beginnt, in den Graben hinabzubiegen, in große Blöcke zerbrochen. In der bathymetrischen Karte sieht man noch deutlicher als in Fig. 4, daß diese Blöcke vertikal mit Sprunghöhen in der Größenordnung 1 km gegeneinander versetzt werden. Um diesen Prozeß genauer zu erkunden, müßte man den Küstenstreifen vermessen können, der weder See- noch Landmessungen zugänglich ist.

In einem weiteren Schwerpunkt haben Barckhausen, Roeser & von Huene (1998) eine Vermessung interpretiert, die das Geomar 1991/1992 vor Costa Rica durchgeführt hat. Fig. 5 zeigt die bathymetrische Karte, Fig. 6 die Anomalien des Magnetfeldes der Erde. Im nordwestlichen Teil ahnt man magnetische Lineationen mit Streichrichtung 50° , im mittleren Teil mit Streichrichtung 75° . Wir wollen uns zunächst mit dem nordwestlichen Teil befassen. Mit Annäherung an die Küste werden die Anomalien positiver. Tatsächlich sind hier zwei Effekte einander überlagert. Zum einen haben wir die nach unten abtauchende ozeanische Kruste, bei der eine remanente Magnetisierung in der Größenordnung 3 A/m parallel bzw. antiparallel zum heutigen Magnetfeld für die als 500 m mächtig angenommene Schicht 2A der ozeanischen

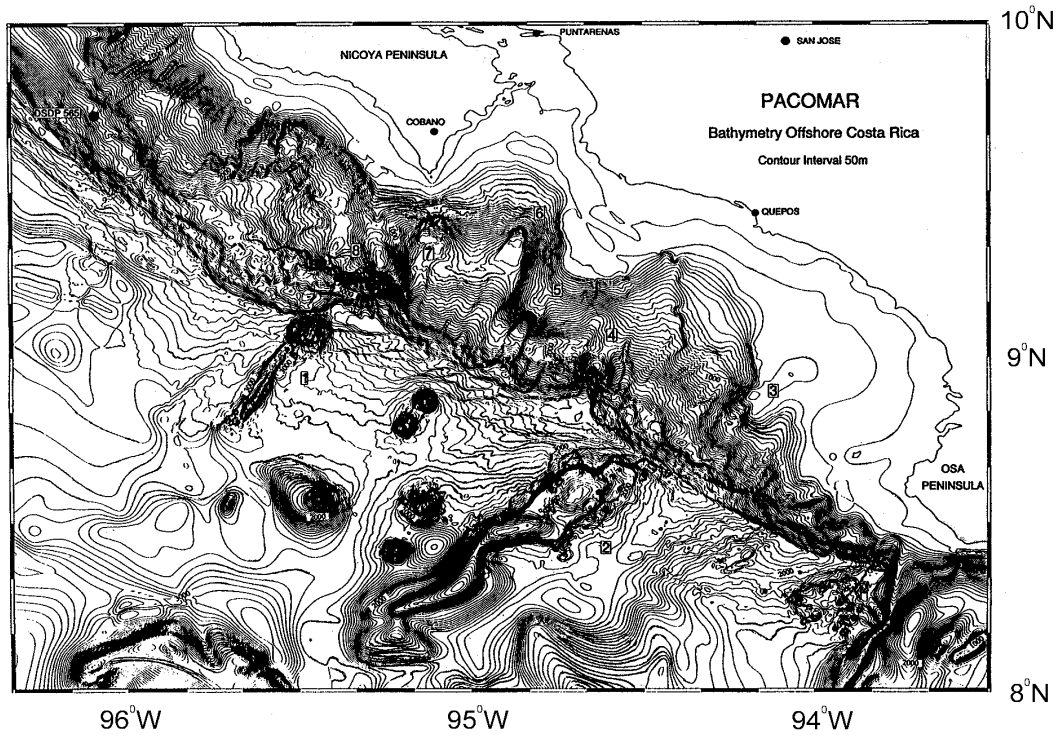


Fig. 5. Bathymetrische Karte des Meßgebietes der Pacomar-Fahrt des Geomar vor Costa Rica (Barckhausen, 1996)

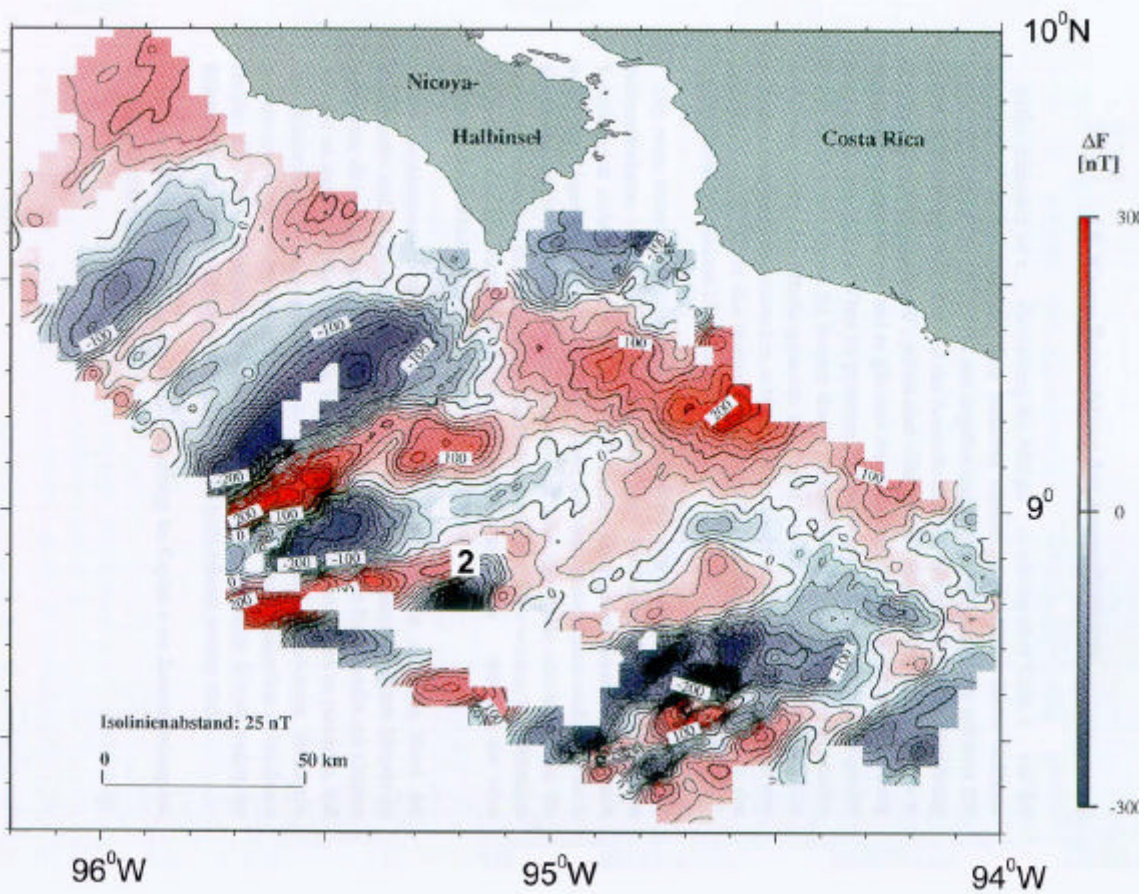


Fig. 6. Magnetische Anomalien im Gebiet der Pacomar-Fahrt des Geomar vor Costa Rica (Barckhausen, 1996)

Kruste verwendet worden ist. Zum anderen haben wir die darüber liegende Oberplatte, bei der wir eine mittlere Magnetisierung von 0,8 A/m brauchen.

Der mittlere Teil ist wesentlich komplexer. Am Kontinentalhang sieht man Furchen, die alle parallel in Richtung 25° streichen. An ihrem oberen Ende findet sich bei allen eine kleine Aufwölbung. Die Ähnlichkeit spricht für eine gemeinsame Ursache. Von Huene et al. (1992) haben postuliert, daß es sich um Spuren von Tiefseekuppen

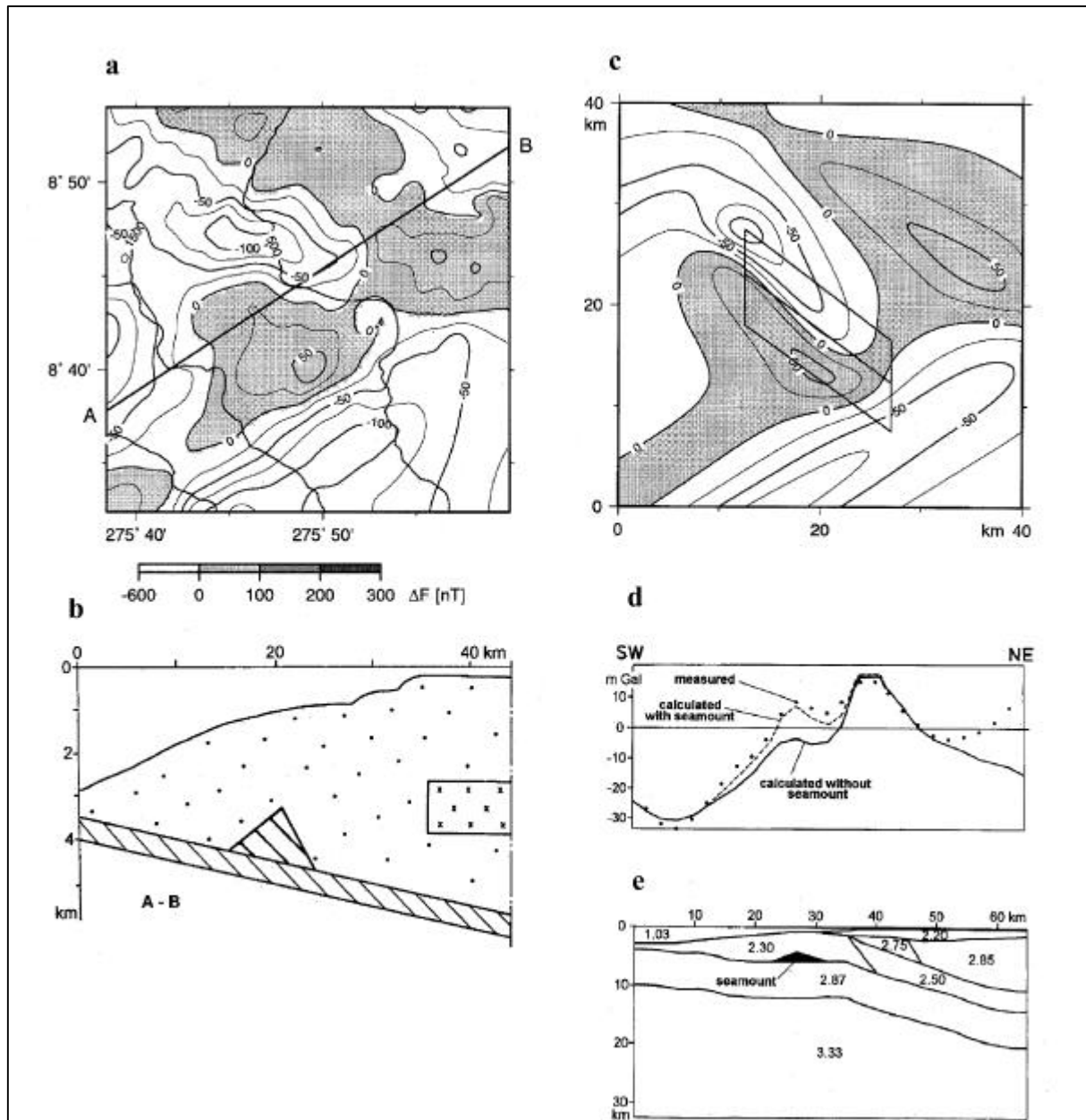


Fig. 7. Subduktion einer Tiefseekuppe (Barckhausen, 1996)
 a. Beobachtete magnetische Anomalien in Gebiet 8 von Fig.
 b. Vertikaler Schnitt durch das Modell
 c. Aufsicht auf das Modell und berechnete magnetische Anomalien
 d. Längs Linie A - B beobachtete sowie mit bzw. ohne Tiefseekurve berechnete Schwerekurven
 e. Krustenschnitt zu den Schweremodellen mit den Dichten in g/cm^3

handelt, die bei der Subduktion durch die darüber liegende obere Platte pflügen. Dafür spricht auch, daß in diesem Teil der Krustenplatte auch auf der noch nicht subduzierten ozeanischen Kruste Tiefseekuppen aufsitzen. In der Reflexionsseismik lassen sich die subduzierten Kuppen allerdings nicht erkennen. Für eine Analyse der magnetischen Anomalien wurde zunächst eine noch nicht abgetauchte Kuppe (Nr. 2 in Fig. 6) modelliert. Dies ergab eine einheitliche inverse Magnetisierung von 3 A/m für den der Kruste aufsitzenden Teil. Danach wurde für jede der Furchen untersucht, ob die Magnetikkarte eine Anomalie zeigt, die einer subduzierten Kuppe mit einer Magnetisierung von 3 A/m entsprechen würde. Dies erwies sich tatsächlich als richtig. (Fig. 7) Über die in Fig. 7 gezeigte Kuppe verläuft ein gravimetrisches Profil, das genau über der Kuppe eine lokale positive Anomalie zeigt, die perfekt zu der Kuppe paßt (Fig. 7d). Damit kann es gar keinen Zweifel geben, daß diese subduzierten Kuppen tatsächlich existieren. Daß sie in der Reflexionsseismik nicht zu erkennen sind, muß daran liegen, daß die Energie an der Oberfläche der Kuppe weggestreut wird. Tatsächlich zeigt der Reflektor der subduzierenden Platte an der Stelle der Kuppe eine Lücke.

Tiefseekuppen und Plateaus - Vulkanismus außerhalb mittelozeanischer Rücken

Die Gebiete der Ozeane, in denen wir keine magnetischen Lineationen finden, liegen zumeist weniger tief als ihre Umgebung und erscheinen schon dadurch als Besonderheit. Je nach der Größe unterscheidet man dabei Tiefseekuppen und Plateaus. Zum Teil sind die Tiefseekuppen hoch magnetisiert und erweisen sich als vulkanisch. Dabei gibt es alle Größen - von solchen, die sich kaum von der ohnehin vorhandenen Rauheit des ozeanischen Basements unterscheiden, bis hin zu großen Inseln und Inselgruppen. Als Beispiele seien die Kanarischen Inseln und die Hawaii-Inseln genannt, die aus dem umgebenden Tiefseeboden bis zu 10000 m hoch aufragen. Als Ursache werden in vielen Fällen Hotspots vermutet, heiße Stellen im Erdmantel, die zum Aufsteigen sehr großer Magmamengen führen. Im Pazifik finden wir mit dem Ontong-Java-Plateau das größte zusammenhängende Magmagebiet der Welt. Ebenso wie mehrere andere große Plateaus im westlichen Pazifik ist es in der mittleren Kreide entstanden, in der die mittlere magmatische Aktivität auf der Erde besonders hoch war (Larson, 1995). Olson (1992) hat dafür den Begriff "superplume" eingeführt.

Kontinentalfragmente - eine lange Geschichte

Plateaus aus kontinentaler Kruste sind noch wichtiger, weil sie oft eine lange und abenteuerliche Geschichte hinter sich haben und wir vieles daran nicht verstehen. Unsere Arbeitsgruppe hat an 6 solchen Plateaus gearbeitet: Lord-Howe-Rücken, Süd-Tasman-Rücken, Gunnerus-Rücken, Vøring-Plateau, Dangerous Grounds und Murray-Rücken.

Die Entstehung dieser Plateaus sagt etwas über die mechanischen Eigenschaften der Erdkruste aus. Das sieht man am eindrucksvollsten beim Lomonosov-Rücken in der Arktis. Bei der Entstehung des Eurasischen Beckens ist nämlich ein ca. 2000 km langer und 50 - 100 km breiter Streifen kontinentaler Kruste abgetrennt worden. Ganz offensichtlich war die kontinentale Kruste dicht an ihrem Rand besonders schwach. Das ist anschaulich durchaus verständlich. Hier haben wir ja in der Oberkruste und in der Unterkruste besonders starke Horizontalgradienten der mechanischen Eigenschaften. Der wichtige Befund ist jedoch, daß die Bildung neuer ozeani-

scher Kruste nicht in der alten ozeanischen Kruste und auch nicht direkt an der Ozean-Kontinent-Grenze, sondern landwärts davon erfolgt (Vink, Morgan & Zhao, 1984). Auf diese Weise entsteht ein großer Teil der Kontinentalfragmente, die die Ozeane über viele Millionen Jahre durchreisen, bis sie irgendwann einmal als allochthones Terrain an einem Kontinent andocken.

Entsprechend der Vielfalt kontinentaler Kruste sieht jedes Kontinentalfragment anders aus. Hier ist der Seemagnetiker mit einem für ihn ungewohnten Problem konfrontiert, nämlich mit der auch heute noch rätselhaften hohen Magnetisierung der kontinentalen Unterkruste (Hahn & Roeser, 1989). Diese erzeugt großräumige magnetische Anomalien, deren Ursache nur selten erkennbar ist. An den kontinentalen Plateaus interessieren uns insbesondere die typischen Prozesse während ihrer Existenz im offenen Ozean. Dabei sind die Plateaus großen horizontalen Kräften ausgesetzt, weil ja ihre Unterkruste in gleicher Tiefe mit dem obersten Mantel der benachbarten ozeanischen Kruste liegt. Das führt dazu, daß sie allmählich "auseinanderfließen". Am einfachsten sieht man das daran, daß ihre Oberfläche deutlich unter dem Meeresspiegel liegt. Wir können ja vermuten, daß bei der Abtrennung die Oberfläche ungefähr am Meeresspiegel war. Diese Annahme wird oft durch Flachwasserkarbonate bestätigt. Während des Zerfalls entstehen häufig langgestreckte Abschiebungen oder V-förmige Täler, die manchmal magnetisch kartierbar sind. Weiterhin kann jüngerer Vulkanismus Hinweise auf die Vorgänge im Mantel unter den Plateaus geben.

Der Südtasmanrücken - Vereinigung zweier Plateaus?

Der Südtasmanrücken ist bei der Abtrennung der Antarktis von Australien entstanden. Im Anfang dieser Abtrennung dominierte eine Scherkomponente. Dabei blieben Fragmente des kontinentalen Randes der heutigen Antarktis in der ozeanischen Kruste zurück. Tasmanien war groß und stabil genug, um eine Insel zu bleiben, während der Südtasmanrücken unter den Meeresspiegel absank. Beim heutigen Südtasmanrücken unterscheidet sich der westliche vom östlichen Teil im Muster der magnetischen und der gravimetrischen Anomalien sehr deutlich (Kessler, 1996). Wir vermuten danach, daß der westliche Teil in einer späteren Phase der Öffnung nordwestlich von Tasmanien vom australischen Kontinent abgespalten worden ist, dann mit der antarktischen Platte nach Süden wanderte und während der Passage am östlichen Südtasmanrücken hängenblieb. Seismisch unterscheiden sich die beiden Bereiche nicht so deutlich, daß man dies bestätigen oder widerlegen könnte. Die beobachteten breiten V-förmigen Täler, die das Basement des Südtasmanrückens von NW nach SE durchschneiden, zeigen, in welcher Weise das Plateau durch Dehnung seine Mächtigkeit verliert. Das seismisch beobachtete Muster wird nicht durch magnetische Anomalien nachgezeichnet. Der Zerfall ist also nicht mit vulkanisch-magmatischen Prozessen gekoppelt.

Murray-Rücken und Indus-Fan - kurz vor der Kollision mit Asien

Im Nordwestindischen Ozean ist die älteste südlich von Pakistan erkannte magnetische Lineation Anomalie 28 (Fig. 8). Nördlich von dieser ist über einen Bereich mit einer N-S-Erstreckung von 350 km die Wassertiefe 3000 m so groß, daß lange angenommen wurde, daß die Kruste ozeanisch sei. Lediglich seien mangels ausreichender Daten die Lineationen noch nicht erkannt. Unsere reflexionsseismischen Untersuchungen haben es jetzt sehr wahrscheinlich gemacht, daß die Kruste zumin-

dest in Teilen kontinental ist. Die magnetischen Anomalien sind größtenteils schwach und zeigen nur in Teilbereichen Lineationen. Im Bereich des Grates des Murrayrückens sehen wir auf zahlreichen Profilen kurzperiodische magnetische Anomalien (Fig. 9). Aus diesem Bereich gibt es auch mehrere Dredgeproben. Die gewonnenen

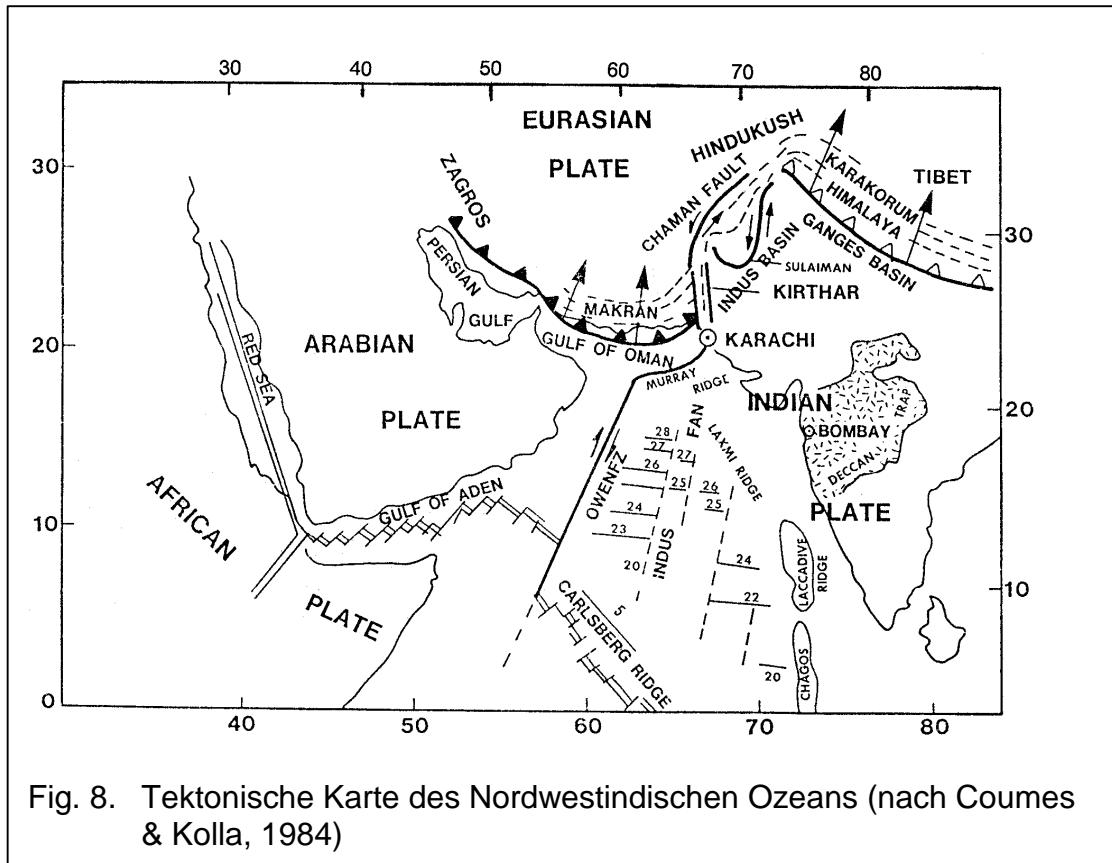
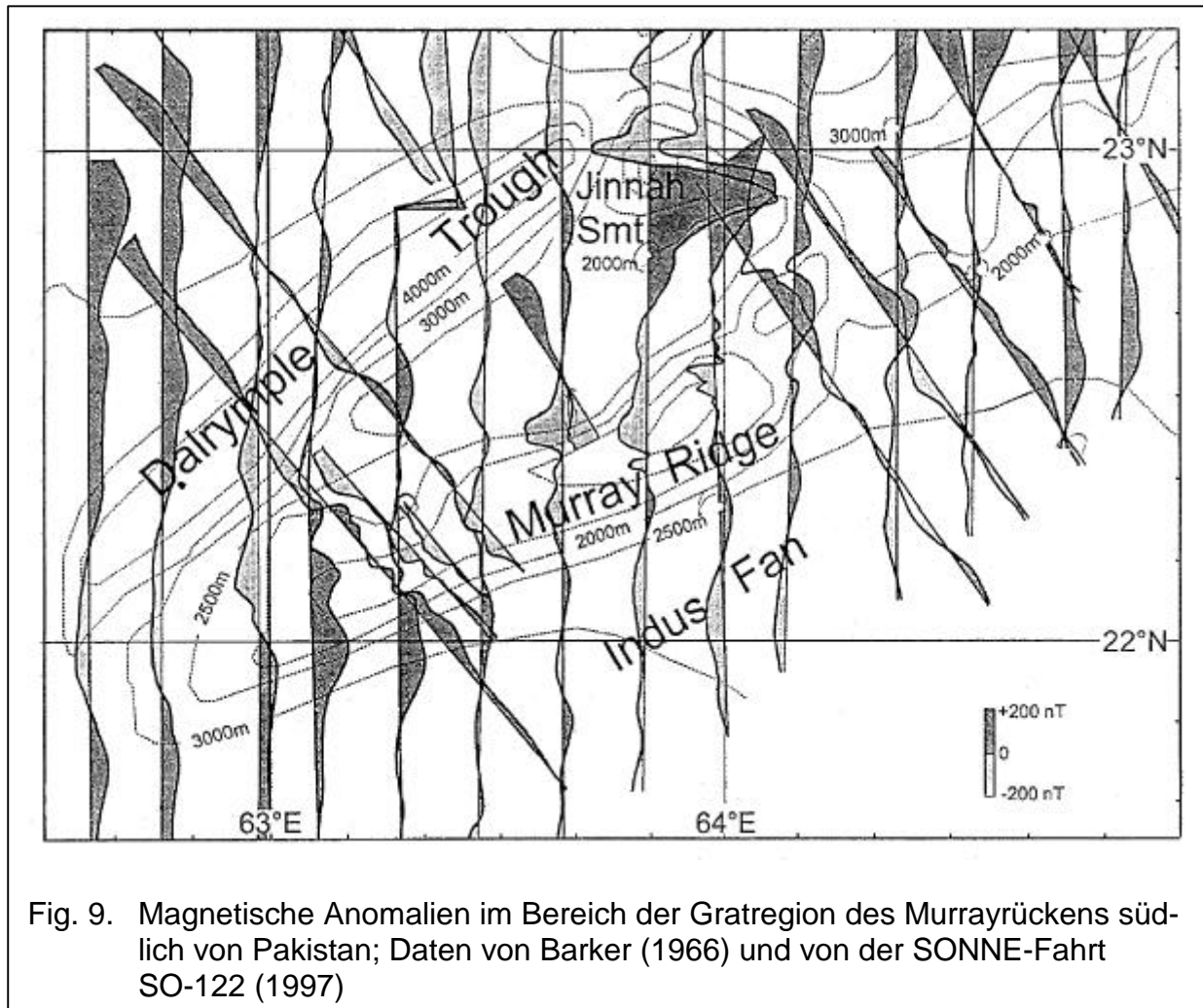


Fig. 8. Tektonische Karte des Nordwestindischen Ozeans (nach Coumes & Kolla, 1984)

Basalte sind nach ihrem Mineralgehalt als Inselbogenbasalte zu klassifizieren. Sie sind z.t. stark magnetisch. Ein stark magnetisches Basaltstück enthält im Gegensatz zu den schwächer magnetisierten Sulfide, was auf hydrothermale Beeinflussung hindeutet. Modellrechnungen zeigen, daß die stark magnetischen Basalte nur im Gratabereich mengenmäßig bedeutsam sein können. Daß wir außerhalb des Gratabereichs nur schwache und weiträumige Anomalien beobachten, liegt nicht lediglich daran, daß die Quellen der Anomalien dort tiefer liegen. Die Basalte sind somit nicht passiv mit dem Murrayrückens gehoben worden, sondern sie haben etwas mit seiner Entstehung zu tun. Der Murrayrückens lag nach mikropaläontologischen Unterlagen am Ende des Miozäns zeitweise im flachen Wasser oder sogar subaerisch. Nach der plattentektonischen Gesamtsituation vermuten wir, daß der Murrayrückens Teil eines Kontinentalfragments ist, das nach Norden mindestens bis zu den starken magnetischen Anomalien am Rand des Makran-Akkretionskeils reicht, nach Süden bis zu den Dipping-Reflektor-Folgen, die wir auf den Profilen SO122-24 und SO122-25 bei ca. 20,5°N beobachten. Nördlich des Murrayrückens beobachten wir heute Extension, die möglicherweise mit einer Zugspannung durch die unter Pakistan subduzierte Arabische Platte zusammenhängt, während die Nordwestindische Platte jetzt durch die Kollision Indiens mit Asien gebremst wird. Wenn die Kruste zwischen dem Murrayrückens und dem Makran-Schelf zumindest teilweise kontinental ist, stehen wir kurz vor der Kollision, bei der das Kontinentalfragment wieder an einen Kontinent andocken wird.



Resümee und Ausblick

Zusammenfassend können wir sagen, daß im Bereich kontinentaler Plateaus jüngerer Vulkanismus zwar auftritt, aber zumeist keine große Rolle spielt. Der Subsidenzprozeß muß dementsprechend relativ langsam erfolgen.

Weite Bereiche der Seemagnetik habe ich hier gar nicht behandelt. Das sind vor allem die sehr detaillierten Untersuchungen im Bereich der mittelozeanischen Rücken und der Tiefseekuppen. Die Beschränkung auf die Bereiche, mit denen wir uns selbst zur Zeit befassen, macht die Fragestellungen und die Antworten, die wir geben können, deutlicher.

Bei der Interpretation seemagnetischer Daten sind wir auf die Zusammenarbeit mit anderen Disziplinen angewiesen. Meeresforschung ist schon von ihrem Ansatz her multidisziplinär ausgerichtet, weil die verschiedenen Meßmethoden gleichzeitig angewendet werden. Limitierend ist fast immer die auf Grund der hohen Schiffskosten unzureichende Meßdichte. Deshalb könnte in küstennahen Bereichen die Effektivität durch die Kombination seegeophysikalischer Untersuchungen mit Aeromagnetik und

Aerogravimetrie erhöht werden. Die Verbesserung der Positionierung durch den Einsatz hochwertiger DGPS-Systeme in Verbindung mit Trägheitsnavigation ist die Voraussetzung dafür, daß heute hinreichend genaue und hochauflösende Gravimetrie vom Flugzeug aus gemacht werden könnte (Timmen et al., 1998). Große Fortschritte kann man weiterhin von Magnetfeldmessungen am Meeresboden mit ferngesteuerten Meßsystemen erwarten.

Diese Untersuchungen sind von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe unter Mitwirkung zahlreicher Kollegen durchgeführt worden. Hier möchte ich insbesondere meinen Freund Karl Hinz, den langjährigen Leiter der Seegeophysik der BGR, hervorheben. Finanzielle Förderung erfuhren die Arbeiten weiterhin durch das BMBF und die DFG. Zudem sind großzügig zur Verfügung gestellte Daten anderer Institutionen für eine Reihe der hier vorgestellten Arbeiten von entscheidender Bedeutung.

Literatur

- Barckhausen, U. (1996): Bearbeitung und Interpretation seemagnetischer Meßdaten aus dem Pazifik vor der Küste von Costa Rica.- Diss., 126 S., Göttingen.
- Barckhausen, U., Roeser, H.A. & von Huene, R. (1998): Magnetic signature of upper plate structures and subducting seamounts at the convergent margin off Costa Rica.- JGR 103(B4), 7079-7093.
- Barker, P.F. (1966): A reconnaissance survey of the Murray Ridge.- Phil. Trans. Roy. Soc. London, 259(1099), 187-197.
- Barton, A.J. & White, R.S. (1997): Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic.- JGR 102(B2), 3109-3129.
- Coumes, F. & Kolla, V. (1984): Indus Fan: Seismic structure, channel migration and sediment-thickness in the upper fan.- In Haq, B.U. & Milliman, J.D. (eds.): Marine geology and oceanography of Arabian Sea and coastal Pakistan, 101-110. Van Nostrand Reinhold, New York.
- Hahn, A.G. & Roeser, H.A. (1989): The magnetisation of the lower continental crust.- In: Mereu, R.F, Mueller, S. & Fountain, D.M. (eds): Properties and processes of Earth's lower crust, Geophys. Monograph 51, 247-253; AGU, Washington.
- Hinz, K., Adam, J., Bargeloh, H.-O. et al. (1995): Geowissenschaftliche Untersuchungen off- und onshore Zentralanden an der aktiven südostpazifischen Subduktionszone, CINCA, SONNE-Fahrt SO-104/1, 22.7.-24.8.1995.- BGR-Bericht 113.998, 113 S., Anhänge.
- Holik, J. & Rabinowitz, P.D. (1989): Structure and evolution of oceanic crust off Morocco.- EOS 70(15), 466.
- von Huene, R., Flueh, E., Bialas, J., Fabel, E., Hoffmann, J. & Emeis, K. (1992): Pacomar 91/92 - Fahrtbericht Sonne 76, 59 S., Geomar, Kiel.
- Kessler, W.M. (1996): Gravimetrische und magnetische Anomalien im Gebiet des Südtasmanrückens.- Dipl.-Arbeit, Bochum.
- Larson, R.L. (1995): Die Superplume-Episode in der mittleren Kreidezeit.-Spektrum d. Wiss. 95(7), 48-52.
- Meschede, M., Barckhausen, U. & Worm, H.-U. (1998): Extinct spreading on the Cocos Ridge.- Terra Nova 10, 211-216.
- Olson, P. (1992): Superplumes from the deep mantle.- EOS 73(2), 22.
- Pariso, J.E. & Johnson, H.P. (1993): Do lower crustal rocks record reversals of the Earth's magnetic field? Magnetic petrology of oceanic gabbros from Ocean Drilling Program Hole 735B.- JGR 98(B9), 16013-16032.
- Roeser, H.A. & Hoffmann, N. (1997): Plattentektonische Untersuchungen in der Laptewsee und in der südlichen Ostsee.- In Gornig, G.H. (Hrsg.): Deutsch-polinische Begegnung zu Wissenschaft und Forschung, 45-86. Schriftenreihe der Danziger Naturforschenden Gesellschaft, Band 1.
- Schreckenberger, B. (1997): Magnetische Anomalien über seewärts einfallenden seismischen Reflektorfolgen - eine vergleichende Untersuchung verschiedener Vorkommen im Atlantik.- Diss., 116 S., Frankfurt.
- Timmen, L. (1998): Establishment of an Airborne Geoid Mapping System for Coastal Oceanography (AGMASCO). Interner Bericht MAS3-CT95-0014, 10 S., Potsdam
- Vink, G.E., Morgan, W.J. & Zhao, W.-L. (1984): Preferential rifting of continents: a source of displaced terranes.- JGR 89(B12), 10072-10076.