BERLINER
GEOWISSENSCHAFTLICHE
ABHANDLUNGEN

Reihe B Band 25

Andreas Kirchner

3D-Dichtemodellierung zur Anpassung des Schwere- und des Schwerepotentialfeldes der zentralen Anden

FU · TU · TFH
Berlin
1997

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe A: Geologie und Paläontologie · Reihe B: Geophysik · Reihe C: Kartographie
Reihe D: Geoinformatik · Reihe E: Paläobiologie

Reihe B: Geophysik

D 188

Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten
der Freien und der Technischen Universität Berlin
sowie von der Technischen Fachhochschule Berlin

Schriftleitung:
H. Buschner (FU), Dr. E. Schrank (TU), Prof. Dr. H. Keupp (FU)

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften
Freie Universität Berlin
1997

Berliner geowiss. Abh.	(B)	25	98 S.	57 Abb.	Berlin 1997

Andreas Kirchner

3D-Dichtemodellierung zur Anpassung des Schwere- und des Schwerepotentialfeldes der zentralen Anden

Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin

Gedruckt mit Zuschüssen des Fachbereichs Geowissenschaften der
Freien Universität Berlin und des Sonderforschungsbereiches
Deformationsprozesse in den Anden.

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung des Werkes oder von Teilen des Werkes außerhalb der Grenzen des Urheberrechtsgesetzes der Bundesrepublik Deutschland vom 9. 11. 1995 in der jeweils geltenden Fassung ist unzulässig. Die Urheberrechte an den einzelnen Artikeln des Werkes liegen bei den Autoren.

Druck: Offsetdruckerei G. Weinert, Saalburgstraße 3, 12099 Berlin
Verlag: Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin. 1996.

ISBN 3-89582-035-0
ISSN 0722-687X

3D-Dichtemodellierung zur Anpassung des Schwere- und des Schwerepotentialfeldes der zentralen Anden [1]

von

Andreas Kirchner [2]

Zusammenfassung

Mit einer dreidimensionalen Vorwärtsmodellierung von Dichtestrukturen der Kruste und des oberen Mantels im Gebiet von 12°-35°S und 57°-79°W wird der regionale Trend des Schwerefelds und gleichzeitig das Geoid am aktiven Kontinentalrand Südamerikas zwischen 20°S und 29°S erklärt. Das Dichtemodell umfaßt die abtauchende Nazca-Platte, Teile des südamerikanischen Kratons, den Asthenosphärenkeil zwischen Unter- und Oberplatte und die Kruste der Zentralanden. Eine Vielzahl externer geowissenschaftlicher Randbedingungen schränkt die Dichteverteilung ein. Die Strukturierung der zentralandinen Kruste im Modell orientiert sich hauptsächlich an den Ergebnissen der Refraktionsseismik. Zur Ermittlung der Krustendichten wird eine druck- und temperaturabhängige Geschwindigkeits-Dichte-Beziehung (S. Sobolev) zur Anwendung gebracht.

Neben der bekannten Berechnung der Schwerewirkung dreidimensionaler Dichteverteilungen erlaubt eine neuentwickelte Berechnung des Schwerepotentials nun auch die Modellierung des Geoids. Das Einbeziehen eines Referenzdichtemodells ermöglicht die Anpassung der berechneten Felder an die beobachteten Felder bei gleichzeitiger Verwendung von Absolutdichten.

Verschiedene Dichtekontraste der abtauchenden Nazca-Platte gegenüber dem umgebenden Mantel sowie mögliche Dichtekontraste innerhalb des Slab, die sich aus Phasenumwandlungen der gesteinsbildenden Minerale ergeben, werden behandelt und ihre einzelnen Beiträge zum Schwerefeld und Geoid der zentralen Anden berechnet. Mit dem fertigen Gesamtmodell wird die Zusammensetzung des Schwerefeldes und des Geoids am aktiven Kontinentalrand Südamerikas analysiert und ihre Hauptbeiträge dargestellt.

Die im Modell enthaltenen Strukturen erklären das regionale Schwerefeld und das Geoid vollständig. Daraus folgt, daß aus tieferliegenden Dichteinhomogenitäten, beispielsweise an der Grenze vom oberen zum unteren Mantel oder im unteren Mantel aufgrund einer mögli-

[1] Dissertation am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften. Tag der Disputation: 31. Januar 1997, Gutachter: Prof. Dr. H.-J. Götze und Prof. Dr. P. Giese.

[2] Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geophys. Andreas Kirchner, Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik, Freie Universität Berlin, Malteserstr. 74-100, D-12249 Berlin.

chen isostatischen "in situ"-Kompensation keine weiteren Beiträge zu erwarten sind. Das Schwereminimum wird hauptsächlich durch eine bis auf 65 km verdickte Kruste erklärt. Die Schweremaxima in der Küstenkordillere werden durch den Beitrag des Slab und eine Zone erhöhter Dichte in mittlerer Krustentiefe verursacht. Eine anomale V_p-ρ-Beziehung unter dem rezenten Arc läßt dort partielle Aufschmelzung vermuten. Eine Untersuchung des Schwimmgleichgewichts des Modells ergibt isostatische Unterkompensation (= Massenüberschuß) im Bereich der Küstenkordillere und der Ostkordillere sowie isostatischen Ausgleich bis leichte Überkompensation im Bereich der Westkordillere und des Altiplano bzw. der Puna.

Abstract

A three-dimensional foreward modelling of the density structures of the crust and the upper mantle in the region between 12°-35°S and 57°-79°W explains both the regional trend of the gravity field and the geoid at the active continental margin of South America from 20°S to 29°S. The density model comprises the downgoing Nazca plate, parts of the South American craton, the asthenospheric wedge between lower and upper plate, and the crust of the Central Andes. A large number of external geoscientific boundary conditions constrains the density distribution. The Central Andean crust of the model is structured according to the results of refraction seismic studies. A pressure and temperature dependent velocity-density relation (S. Sobolev) is applied to determine densities within the crust.

Apart from the well known calculation of the gravity effect of three-dimensional density distributions, a recently developped calculation of the gravity potential now allows the modelling of the geoid. Using absolute densities, the fitting of the calculated fields to the observed fields is realized by the application of a reference density model.

Several density contrasts of the subducting Nazca plate against the surrounding mantle and possible density contrasts inside the slab resulting from mineral phase transitions are discussed and their particular contributions to the Central Andean gravity field and the geoid are calculated. Using the complete model, the composition of the gravity field and the geoid at the active continental margin of South America is analyzed and the main contributions are visualized.

The model structures explain both regional gravity field and geoid completely. This implies that density inhomogeneities at greater depth than presented in the model, e. g. at the interface between the upper and the lower mantle or in the lower mantle are not expected to have effects at the surface due to possible isostatic "in situ" compensation. The gravity minimum is generally explained by a crust thickened to 65 km maximum. The gravity highs in the Coastal Cordillera are caused by the contribution of the slab and a zone of increased density in mid crustal layers. An anomalous V_p-ρ relation beneath the recent arc implies partial melt. The investigation of the isostatic state of the density model results in isostatic undercompensation (= mass surplus) in the region of the Coastal Cordillera und the Eastern Cordillera, and isostatic equilibrium to slight overcompensation in the Altiplano/Puna region.

Resumen

Mediante modelado directo tridimensional de las estructuras de la corteza y del manto superior en la región entre 12°S a 35°S y 57°O a 79°O, se interpretan la tendencia regional del campo de gravedad y el geoide en el margen continental activo de Sudamérica entre los 20°S y 29°S. El modelo de densidad abarca la placa subductada de Nazca, partes del cratón Sudamericano, la cuña astenosférica entre la placa subductada y la superior, y la corteza de los Andes Centrales. Un gran número de condiciones de borde geocientíficas externas restringen la distribución de densidad. La estructuración de la corteza de los Andes Centrales fue diseñada de acuerdo a los resultados de estudios de refracción sísmica. Una relación de velocidad - densidad dependiente con la presión y la temperatura (S.Sobolev) fue aplicada para determinar las densidades dentro de la corteza.

Ademas del conocido cálculo del efecto gravitatorio de distribuciones tridimensionales de densidad, un cálculo recientemente desarrollado del potencial gravitatorio permite ahora modelar el geoide. Mediante la aplicación de un modelo de densidad de referencia, usando densidades absolutas, se realiza el ajuste de los campos calculados y observados.

Se tratan diversos contrastes de densidad para la placa subductada de Nazca en comparación con el manto del entorno, y los posibles contrastes de densidad dentro de la loza, resultantes de las transiciones de fase mineral, y se calculan sus contribuciones al campo gravitatorio y al geoide de los Andes Centrales. Usando el modelo completo se analiza la composición del campo gravitatorio y del geoide en el margen continental activo de Sudamérica y se visualizan sus mayores contribuciones.

Las estructuras del modelo explican completamente ambos campos, el campo gravitacional y el geoide. Esto implica que las inhomogeneidades de la densidad a profundidades más grandes que el modelo presentado, por ejemplo en la interface entre el manto superior y el inferior o en el manto inferior no se espera que tengan efectos en la superficie debido a una posible compensación isostática "in situ". El mínimo gravitatorio es explicado principalmente por una corteza de espesor máximo 65 km. Los altos gravitacionales en la Cordillera de la Costa son causados por la contribución de la loza y de una zona de mayor densidad en las capas medias de la corteza. Una relación anómala V_p-ρ debajo del arco reciente implica fusión parcial. La investigación del estado isostático del modelo de densidad resulta en una subcompensación isostática (= exceso de masa) en la región de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Oriental, y equilibrio isostático hasta una ligera sobrecompensación en la región del Altiplano/Puna.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung 1

2 Methodik der 3D-Modellrechnungen 4
- 2.1 Das Offset-Problem . . . 4
- 2.2 Berechnung des Schwerepotentials und seiner Ableitungen . . . 7
- 2.3 Modellbildung . . . 12
- 2.4 Modellieren mit Referenzdichten . . . 15
  - 2.4.1 Das Preliminary Earth Reference Model (PREM) . . . 16
  - 2.4.2 Dichteverteilung mit dem IASP'91-Modell und Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen . . . 17
  - 2.4.3 Durchführung der Anden-Modellierung . . . 19
- 2.5 Sphärische Modellrechnungen . . . 20
  - 2.5.1 Untersuchungen an quadratischen Platten . . . 21
  - 2.5.2 Untersuchungen am Andenmodell . . . 23
- 2.6 GIS-Funktionen in IGMAS . . . 24

3 Randbedingungen und Bildung des Startmodells für die Anden 27
- 3.1 Das beobachtete Schwere- und Potentialfeld im Modelliergebiet . . . 27
  - 3.1.1 Die Bouguer-Anomalie . . . 27
  - 3.1.2 Das Geoid . . . 31
- 3.2 Ableitung der Modellgeometrie und möglicher Anfangsdichten aus externen Randbedingungen . . . 32
  - 3.2.1 Die abtauchende Nazca-Platte . . . 32
    - 3.2.1.1 Allgemeine Form . . . 32
    - 3.2.1.2 Sedimentbedeckung des Ozeanbodens . . . 34
    - 3.2.1.3 Ozeanische Kruste . . . 34
    - 3.2.1.4 Mächtigkeit und Unterteilung der ozeanischen Lithosphäre . 34
    - 3.2.1.5 Thermischer und chemischer Auftrieb . . . 35
    - 3.2.1.6 Eindringen in den unteren Mantel . . . 38
    - 3.2.1.7 Die "Slab-Toolbox" . . . 39
  - 3.2.2 Der südamerikanische Kraton . . . 41
  - 3.2.3 Der Asthenosphärenkeil . . . 45
  - 3.2.4 Die andine Kruste . . . 47
    - 3.2.4.1 Der Bereich der Küstenkordillere . . . 50
    - 3.2.4.2 Die Oberkruste . . . 52
    - 3.2.4.3 Die Mittelkruste . . . 53
    - 3.2.4.4 Die Unterkruste . . . 54

4 Das 3D-Dichtemodell für die zentralen Anden 55
- 4.1 Verwendung der "Slab-Toolbox" . . . 55
- 4.2 Das vollständige Modell . . . 61
  - 4.2.1 Anpassungen im Modellgebiet des Pazifischen Ozeans und des südamerikanischen Kratons . . . 62
  - 4.2.2 Dichten in der andinen Kruste und dem Asthenosphärenkeil . . . 64
  - 4.2.3 Das Endmodell . . . 67

5 Diskussion und Bewertung des Andenmodells 75

6 Beobachtungen am Andenmodell **80**
6.1 Isostasie 80
6.2 Die Beiträge wesentlicher Bestandteile der andinen Lithosphäre zum Schwerefeld und Geoid der zentralen Anden 86

7 Ergebnisse und Ausblick **89**

Danksagung **92**

Literatur **93**

1 Einleitung

Die Anden stellen mit ihrer Lage in der Konvergenzzone der ozeanischen Nazca-Platte und des südamerikanischen Kontinents das archetypische Beispiel eines Orogens dar, dessen Bildung durch eine Ozean-Kontinent-Kollision hervorgerufen wurde. Die mit der Subduktion einer ozeanischen Platte unter einen Kontinent verbundenen geodynamischen Prozesse führen zu gebirgsbildenden Deformationen, die sich in der heutigen Verteilung der Massen in der Lithosphäre ausdrücken. Die Ermittlung einer plausiblen Massenverteilung der zentralandinen Lithosphäre mit Hilfe einer Interpretation des Schwere- und Potentialfeldes ist Thema dieser Arbeit.

Starke Erdbebentätigkeit und Vulkanismus sind Begleiterscheinungen des aktiven Kontinentalrandes von Südamerika. Ein aktiver magmatischer Bogen (Arc) wird im Westen von einer Tiefseerinne und im Osten durch einen Faltungs- und Überschiebungsgürtel mit kompressiver Tektonik flankiert. Allerdings weisen die Anden entlang ihrer Nord-Süd-Erstreckung sichtbare Unterschiede in Morphologie, Tektonik und Magmatismus auf, die mit einer Änderung des Abtauchwinkels der Nazca-Platte und der daraus folgenden Variation der Breite des darüberliegenden Asthenosphärenkeils in Zusammenhang gebracht werden (z.B. Barazangi & Isacks, 1976; Jordan et al., 1983; Isacks, 1988).

In Nord-Chile, Bolivien und Nordwest-Argentinien, wo die Nazca-Platte mit einem Winkel von ungefähr 30° abtaucht, befindet sich der aktive Vulkanbogen in der Westkordillere. Nach Osten folgt mit dem Altiplano-/Puna-Plateau eine im Mittel 3600 m hohe und 300 km breite Hochebene und mit dem Subandin ein Faltungs- und Überschiebungsgürtel mit "thin-skinned tectonics". Nördlich 14°S (unter Peru) und südlich 27°S (unter Chile) und Nordwest-Argentinien taucht die Platte dagegen fast subhorizontal ab. Dort fehlt der rezente Vulkanismus und das Hochplateau, wodurch die Hochgebirgskette wesentlich schmaler wird. Das Anden-Vorland weist in den Sierras Pampeanas sogenannte "thick-skinned tectonics " auf (Allmendinger et al., 1983).

Bereits in den 60er Jahren untersuchten Fisher & Raitt (1962) den Tiefseegraben vor Peru und Chile. Die ersten Betrachtungen zur Struktur der andinen Lithosphäre, gestützt auf seismologische und gravimetrische Beobachtungen, folgten in den frühen 70er Jahren (z.B. Dragicevic, 1970; James, 1971; Ocola & Meyer, 1973). Damals wurden eine negative Bouguer-Anomalie von -400 mGal und Krustenmächtigkeiten von mehr als 70 km für die Gebiete Westkordillere und Altiplano ermittelt. Mit der Intention, durch eine geowissenschaftlich-interdisziplinäre Herangehensweise tiefere Einblicke in die Struktur der zentralen Anden und damit ein besseres Verständnis der Prozesse an aktiven Kontinentalrändern zu gewinnen, wurde 1982 an der Freien Universität Berlin und der Technischen Universität Berlin die Forschergruppe "Mobilität aktiver Kontinentalränder" ins Leben gerufen. Zahlreiche geologische und geophysikalische Arbeiten konzentrierten sich auf ein Anden-Segment, welches zwischen 20°S und 26°S vom Pazifischen Ozean bis in das östliche Anden-Vorland reicht (Bahlburg et al., 1988).

Teil dieser Arbeiten war die regionale Vermessung des Schwerefeldes dieses Segmentes. Von 1982 bis 1986 wurden von der Arbeitsgruppe Gravimetrie zusammen mit südamerikanischen Partnerinstitutionen mehr als 2500 Schwerestationen vermessen (Götze et al., 1988, 1990) und mit Fremddaten zu einer Datenbasis vereinigt, aus der sich eine Bouguer-Anomalie von bis zu -450 mGal ableiten ließ. Mit dieser Datenbasis und anhand von refraktionsseismischen Krustenuntersuchungen (z.B. Wigger, 1988), die im selben Zeitraum durchgeführt und von

Schmitz (1993) und Wigger et al. (1994) zusammenfassend beschrieben wurden, interpretierte Strunk (1990) das zentralandine regionale Schwerefeld mit einer dreidimensionalen Vorwärtsmodellierung von Dichtestrukturen der Kruste und des oberen Mantels. Die aus isostatischen Berechnungen und den refraktionsseismischen Experimenten resultierende maximale Mächtigkeit der Krustenverdickung konnte hierdurch bestätigt werden (Strunk, 1990; Götze et al., 1994).

Aus der Forschergruppe ging der Sonderforschungsbereich 267 "Deformationsprozesse in den Anden" hervor. Von den ehemaligen Trägerinstitutionen der Forschergruppe, Freie Universität Berlin und Technische Universität Berlin, sowie dem Geoforschungszentrum Potsdam gegründet und zusätzlich von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt, nahm er im Januar 1993 seine Arbeit auf. Ziel des SFB 267 ist es, auf breiter geowissenschaftlicher Ebene zu einem besseren Verständnis der am aktiven Kontinentalrand vorherrschenden Kinematik und dynamischen Prozesse zu kommen und ein Entstehungsmodell des zentralen Andenorogens abzuleiten. Der Schwerpunkt der ersten Antragsphase 1993 bis 1995 lag bei der Erfassung des Ist-Zustandes. Das Teilprojekt D3 (TP D3), bestehend aus Mitarbeitern der Arbeitsgruppe Gravimetrie unter der Leitung von Prof. Dr. H.-J. Götze, beschäftigt sich mit der Dichteverteilung und dem isostatischen Zustand der andinen Lithosphäre.

Die vom TP D3 unternommenen Feldmeßkampagnen MIGRA'93, MIGRA'94 und MIGRA'96 (MIGRA = **M**ediciones **I**nternacionales de **GR**avedad en los **A**ndes) erweiterten die vorhandene Datenbasis auf dem Kontinent um über 3000 gravimetrische Stationen. Es handelt sich hierbei sowohl um eine Ergänzung des Meßnetzes zwischen 20°S und 26°S als auch um seine Erweiterung nach Süden bis 29°S. Von unschätzbarer Hilfe waren die logistische Unterstützung und wissenschaftliche Kooperation der chilenischen Partner an der Universidad de Chile (Santiago), Universidad Católica del Norte (Antofagasta), dem Servicio Nacional de Geologia y Mineria, ENAP und CODELCO (alle Santiago), sowie der argentinischen Partner Universidad Nacional de Tucumán und Universidad Nacional de La Plata. Einige dieser Institutionen ergänzten die heute aus ungefähr 15 000 Punkten bestehende Anden-Datenbasis mit eigenen Meßstationen (Götze & the MIGRA Group, 1996). Während der im Herbst 1995 vom Forschungsschiff "Sonne" durchgeführten Fahrt vor der nordchilenischen Küste wurden durch die MIGRA-Teilnahme weitere Gravimetrie-Daten auf dem Pazifischen Ozean gewonnen.

Die vorliegende Dissertation entstand im Rahmen der Aktivitäten des TP D3. Ausgangspunkt der Arbeit war das von Strunk (1990) geschaffene 3D-Dichtemodell. Die vergrößerte Datenbasis und die Verfügbarkeit neuer Randbedingungen, die aufgrund des Äquivalenz-Prinzips der Potentialverfahren für eine Modellierung der Massenverteilung unabdingbar sind, ließen jedoch eine Neumodellierung der Dichteverteilung in der andinen Lithosphäre als notwendig erscheinen. So wurde beispielsweise die Form der abtauchenden Nazca-Platte von Cahill & Isacks (1992) neu kompiliert und ein bilanziertes WE-Krustenprofil bei 21°S von Schmitz (1993, 1994) vorgestellt. Die 1994 vom TP C4 "Aktive und passive Seismologie" ausgeführten PISCO-Experimente (PISCO = **P**royecto de **I**nvestigación **S**ismológica de la **C**ordillera **O**ccidental) brachten Neuerkenntnisse über die subduzierende Platte und zum strukturellen Aufbau der Kruste (Schmitz et al., 1995).

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, mit regionaler 3D-Dichtemodellierung unter Zuhilfenahme des Schwerepotentials als zusätzlich zur Bouguer-Anomalie anzupassende Feldgröße folgende Punkte zu klären:

- Separierung möglicher langwelliger Anomalien durch Ausschluß eines Offsets zwischen gemessenem und berechnetem Feld.
- Erstellen einer plausiblen Massenverteilung in Kruste und oberem Mantel zur Erklärung des Regionalverlaufs des gemessenen Schwerefeldes.
- Ermittlung möglicher Beiträge der abtauchenden Nazca-Platte zum Geoid und zum Schwerefeld in den Anden.
- Aussagen zum Schwimmgleichgewicht des zentralandinen Orogens und seiner Ausgleichsfläche *unabhängig* von Zweikörper-Modellen nach Airy oder Vening-Meinesz, die am aktiven Kontinentalrand nicht uneingeschränkt gültig sind.

2 Methodik der 3D-Modellrechnungen

Mit der Dichtemodellierung soll zur geowissenschaftlichen Interpretation eines Untersuchungsgebietes beigetragen werden, indem eine Massenverteilung im Untergrund des betreffenden Gebietes vorgeschlagen wird, die dessen beobachtete Schwere möglichst gut beschreibt. Bedingt durch das Äquivalenzprinzip ist die vorgeschlagene Massenverteilung jedoch nicht die einzige, die das vorliegende Schwerefeld erklärt. Das Hinzuziehen möglichst vieler unabhängiger geologischer und geophysikalischer Informationen reduziert jedoch die unendliche Anzahl mathematisch möglicher Lösungen auf eine überschaubare Anzahl von geologisch *sinnvollen* Lösungen.

Beim Vorwärtsmodellieren wird nach Berechnung des Schwerefeldes eines Dichtemodells dieses mit dem beobachteten Schwerefeld direkt verglichen. Die Modellparameter, nämlich Geometrie und Dichte der Modellkörper, werden solange verändert, bis zufriedenstellende Übereinstimmung zwischen Modell- und Vergleichsschwere erzielt ist. Dabei kommt es in der Regel nicht darauf an, die tatsächlichen Werte eines gemessenen Schwerefeldes, sondern unter Abzug einer Konstanten lediglich seine Form anzupassen. Kritisch sei angemerkt, daß Informationen, die in dieser Konstante enthalten sind, dabei verloren gehen.

Deshalb werden im folgenden Kapitel der vorliegenden Arbeit Aspekte einer bei den Modellrechnungen verwendeten Methodik erläutert, die es erlaubt, ohne Abzug eines konstanten Wertes auszukommen. In Kapitel 3 werden die geologischen und geophysikalischen Randbedingungen, die die Modellvielfalt einschränken, und die daraus resultierende Modellbildung betrachtet. Kapitel 4 befaßt sich mit dem Prozess der Modellierung bis hin zum Endmodell. Dieses wird in Kapitel 5 diskutiert und in Kapitel 6 werden Anwendungen der 3D-Modellierung untersucht.

Einer der Kernpunkte dieser neuen Modelliermethodik ist die Berücksichtigung des Geoids als zweite anzupassende Feldgröße. Nach einer Betrachtung des Offsets zwischen gemessenem und berechnetem Signal und seiner Ursachen soll die Berechnung des Schwerepotentials und deren Ableitungen (Götze, pers. Mitt.) in kurzen Schritten erläutert werden. Da die Modellierung im wesentlichen mit dem Interaktiven Gravimetrischen und Magnetischen Auswerte-System (IGMAS, Götze, 1984; Götze & Lahmeyer, 1988) durchgeführt wurde, folgt eine Beschreibung der Vorgehensweise anhand des Modell-Input. Weiterhin wird die Fragestellung über die Verwendung von absoluten oder relativen Dichten sowie die Einbeziehung eines Dichte-Referenz-Systems behandelt. Es folgen Überlegungen zur Notwendigkeit einer sphärischen Modellierung und es werden GIS-artige Erweiterungsfunktionen von IGMAS dargestellt, die zur Unterstützung der Modellierung verwendet wurden (Schmidt, pers. Mitt.).

2.1 Das Offset-Problem

Einer Darstellung von Jung (1961) folgend sei zunächst erläutert, aus welchen Bestandteilen sich das Schwerefeld zusammensetzt:

1. die Normalschwere des Referenzellipsoids,
2. der Einfluß der Stationshöhe,
3. die Wirkung der Gesteinsplatte,
4. der Einfluß der Geländegestalt,

5. die Wirkung bekannter Inhomogenitäten,

6. die Wirkung unbekannter Masseneinbettungen,

7. die zeitlich variable Gezeitenwirkung.

Die Berechnung der Normalschwere wird mit der jeweils gültigen Internationalen Schwereformel durchgeführt. Ohne Angabe einer Dichteverteilung wird dabei lediglich die Gesamtmasse der Erde berücksichtigt. In diesem Sinne ist beispielsweise die homogene Verteilung der Gesamtmasse im Erdkörper und eine Verteilung dieser Masse in ellipsoidischen Schalen mit vom Erdmittelpunkt abnehmenden Dichten gleichwertig. Eine Freiluft-Anomalie, bei der die Normalschwere in Stationshöhe von der beobachteten Absolutschwere abgezogen ist, reflektiert daher die Schwerewirkung aller topographischen Massen sowie die Wirkung von lateralen Dichteunterschieden in Kruste und Mantel relativ zu einem geschichteten Referenzmodell.

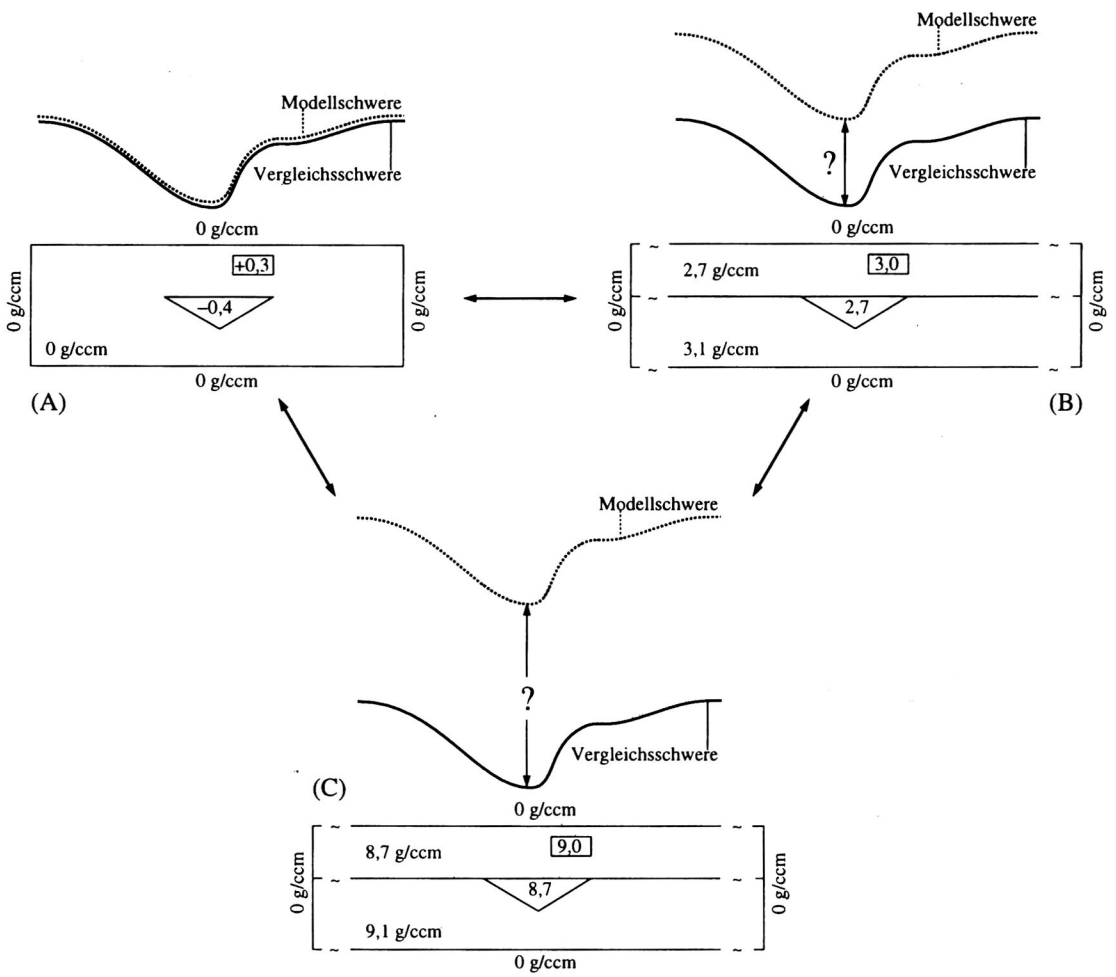

Abbildung 1: Prinzipdarstellung zur Erläuterung des Offsets zwischen Modell- und Vergleichsschwere. Der Verlauf von Modell- und Vergleichsschwere ist hier qualitativ dargestellt. Drei verschiedene Modelle (A-C) skizzieren dieselbe geologische Situation und erzeugen mit unterschiedlichem Abstand zur Vergleichsschwere den gleichen Kurvenverlauf bei der Modellschwere. Laterale Ausdehnung der Modelle über das Untersuchungsgebiet hinaus (B und C) zur bestmöglichen Vermeidung von Randeffekten wird durch die unterbrochenen Untergrundsmodelle angedeutet.

Die Bouguer-Anomalie ist Ausdruck der letztgenannten Dichtevariationen sowie von Dichteprovinzen im topographischen Aufbau, die von der Reduktionsdichte (i. allg. $2{,}67\,g/cm^3$) abweichen. In beiden Fällen sind anomale Massen, die einen Gebirgsaufbau tragen, Bestandteil dessen, was mit Dichtevariationen in Kruste und Mantel gemeint ist. Die Bouguer-Anomalie ist also hypothetisch frei von allen nicht geologisch bedingten Effekten (z.B. LaFehr, 1991). Meurers (1992) weist mit detaillierten Untersuchungen an Schweredaten der Ostalpen auf Fehler hin, die durch Störgradienten verursacht werden, die in Gebirgsregionen bei den zur Bouguer-Anomalie führenden Reduktionen auftreten können.

Soll mit Hilfe von Modellrechnungen z. B. eine Bouguer-Anomalie an ein synthetisches Modellschwerefeld angepaßt werden, so ist es naheliegend, im Untersuchungsgebiet Körper mit Differenzdichten zu konstruieren und dort, wo keine Dichtestörungen vorliegen oder wo man sie nicht kennt, eine Dichte von 0 g/cm^3 anzunehmen. Dichteanomalien, die sich außerhalb des Modelliergebietes befinden, werden also nicht berücksichtigt, sind aber mit ihrer Wirkung in der anzupassenden Vergleichsschwere enthalten. Wenn diese Dichteanomalien unter der Annahme, daß sie (1) zur Fragestellung nicht beitragen und (2) auf alle Modellstationen die gleiche Wirkung haben, beim Modellieren nicht berücksichtigt werden, erzeugt das Modell zwar den gleichen Verlauf bei der Modellschwere, allerdings mit einem konstanten Abstand (Shift, Offset) zur Vergleichsschwere. Der Verschiebungsbetrag verschwindet theoretisch erst dann, wenn die gesamte Erde (Universum) wirklichkeitsnah abgebildet wird. In der Regel werden Modell- und Vergleichsschwere "numerisch ineinandergeschoben". Abbildung 1 erläutert qualitativ das Zustandekommen des Offsets anhand von drei unterschiedlichen, aber gleichwertigen Modellen. Sie erzeugen mit unterschiedlichem Abstand zur Vergleichsschwere den gleichen Kurvenverlauf bei der Modellschwere.

Für petrologische Interpretationen werden absolute Gesteinsdichten benötigt. Es müssen im Falle einer Modellierung mit Differenzdichten die absoluten Werte eines Referenzmodells hinzuaddiert werden oder es müssen bereits im Modell absolute Dichten verwendet werden. In diesem Fall ergibt sich innerhalb des Modelliergebiets kein Unterschied zur Bearbeitung mit Dichtedifferenzen, da für die Schwereberechnung lediglich der an einer Grenzfläche wirksame Dichtekontrast relevant ist (siehe Abbildung 1). Große Dichtekontraste jedoch liegen an den Grenzflächen zur Umgebung mit Dichte 0 g/cm^3 vor, was zu großen Randeffekten führt. Durch starke laterale Ausdehnung eines Absolutdichtemodells wird das Untersuchungsgebiet frei von Randeffekten gehalten. Nun muß allerdings ein großer Verschiebungsbetrag von der Modellschwere abgezogen werden (siehe Abbildung 1). An dieser Stelle sei bemerkt, daß bei einem Vergleich mit einer Bouguer-Anomalie die Verwendung von Absolutdichten im Modell nicht mehr den Vorstellungen entspricht, die zur Bouguer-Anomalie führen, da Teile der Normalerde wieder hinzugefügt werden.

Strunk (1990) führt dreidimensionale Modellrechnungen in den Zentralanden mit absoluten Dichten und lateralen Ausdehnungen des Modells um 10 000 km an allen Seiten durch und erzeugt dadurch einen Offset-Betrag von mehr als 50 000 mGal. Bei Modellausdehnungen, die wie in diesem Fall die halbe Erdkugel darstellen, liegt ein weiterer Beitrag zum Shift darin, daß die Bearbeitung aus Gründen der Einfachheit in der Ebene und nicht sphärisch erfolgt.

Neben (1) Randeffekten, (2) dem Unterschied zwischen ebener und sphärischer Bearbeitung bei großen Modellausdehnungen und (3) der langwelligen Wirkung entfernter Dichteanomalien kann bei der Modellierung mit absoluten Gesteinsdichten eine weitere Ursache für den Shift (4) ein konstanter Fehler der Dichten sein, der sich von den anderen Beiträgen zur Verschiebung nicht mehr trennen läßt, da alles in einer Konstante zusammengefaßt ist.

Als möglichst erdnahe Lösung des Offset-Problems müßte demnach die gesamte Erde mit einer Verteilung absoluter Dichten modelliert werden, die sich in Ermangelung genauerer Informationen an einem Kugelschalenmodell orientiert. Als Beispiel für ein mit Hilfe von seismischen P- und S-Wellen gewonnenes und in eine Dichte-Tiefen-Funktion umgesetztes Erdmodell, welches gleichzeitig die Gesamtmasse der Erde, die Normalschwere der Erde und die Trägheitsmomente um die kurze und lange Halbachse berücksichtigt, sei das Preliminary Earth Reference Model (PREM, Dziewonski & Anderson, 1981) genannt (siehe Teilabschnitt 2.4.1). Als Vergleichsschwere wäre dann die gemessene Absolutschwere heranzuziehen. Da IGMAS für ebene Koordinaten konzipiert ist, wäre eine Approximation gekrümmter Flächen mit ebenen Flächenstücken notwendig (siehe Teilabschnitt 2.5). Problematisch an einer Modellierung der gesamten Erde ist auch die Tatsache, daß es über viele großräumige Dichteinhomogenitäten im oberen und unteren Mantel, wie sie z. B. durch abtauchende Platten und deren Eindringen in den unteren Mantel (Lay, 1994), durch Konvektionszellen der Asthenosphäre oder etwa durch Undulationen der Kern-Mantel-Grenze (Morelli & Dziewonski, 1987; Doornbos & Hilton, 1989; Loper & Lay, 1995; Pulliam & Stark, 1993) hervorgerufen werden, noch keine gesicherten Erkenntnisse gibt.

Bei der in der vorliegenden Arbeit am aktiven Kontinentalrand Südamerikas durchgeführten Modellrechnung wird der Shift mit folgender Strategie kontrolliert:

- Modellierung mit Dichten relativ zu einem mehrfach geschichteten Referenzdichte-Modell für Kruste und oberen Mantel.
- Zusätzlich zur Schwere wird das Geoid modelliert, um langwellige Anomalien sichtbar zu machen, die ihre Ursache möglicherweise im oberen Mantel haben. Beide Meßgrößen werden gleichzeitig mit einer Dichteverteilung angepaßt.
- Dreidimensionale Bearbeitung mit wirklichkeitsnaher Konstruktion der Modellkörper über das Stationsgebiet hinaus. Maßgeblich ist hier das Gebiet, in dem die Form der abtauchenden Nazca-Platte bekannt ist (Cahill & Isacks, 1992).

Nachfolgend soll der mathematische Hintergrund der Geoid-Modellierung kurz betrachtet und die Implementierung sowie Testrechnungen der abgeleiteten Routinen kommentiert werden.

2.2 Berechnung des Schwerepotentials und seiner Ableitungen

Die in IGMAS verwendeten Programmroutinen zur Berechnung des Schwerepotentials von Polyedern mit konstanter Dichte sowie seiner Ableitungen an beliebigen Punkten im Raum gehen auf Arbeiten von Götze (1976) zurück. Durch zweimalige Anwendung des Divergenz-Theorems (Integralsaätze von Gauß und Green) werden auftretende Volumenintegrale in Flächenintegrale und diese anschließend in Linienintegrale umgewandelt. Die geometrische Beschreibung von beliebig gestalteten Polyedern erfolgt mit Hilfe von Dreiecken, die zu geschlossenen Flächen zusammengefügt werden. Die Formeln wurden damals für die Schwere und ihre Gradienten, nicht aber für das Schwerepotential abgeleitet. Bei jeder Integration längs einer Dreieckseite waren in den Endgleichungen ein natürlicher Logarithmus und zwei Arcustangenswerte zu berechnen. Die Kombination mit interaktiver Computergraphik erlaubte die Modellierung komplizierter dreidimensionaler geologischer Strukturen (Götze, 1984; Götze & Lahmeyer, 1988).

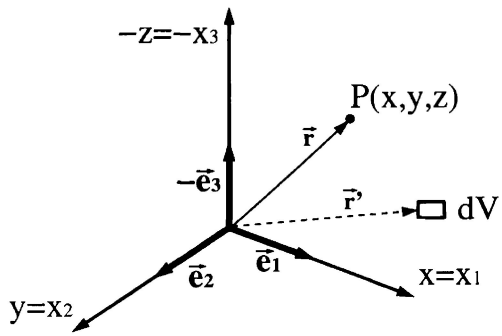

Abbildung 2: Rechtwinkliges Koordinatensystem mit Basisvektoren

Im Rahmen der Zusammenarbeit zwischen dem TP A4, welches sich mit Deformation, Dichtefeld und schwerkraftinduzierten Anteilen des Spannungsfeldes hauptsächlich der Nazca-Platte beschäftigte, und TP D3 während der ersten Antragsphase des SFB 267 wurden die Berechnungsformeln unter Einbeziehung des Schwerepotentials erneut abgeleitet. Die nun folgenden Ausführungen sind persönliche Mitteilungen von Prof. Dr. Götze und basieren auf Diskussionen mit Dr. S. Petrovic, Institut für Geodäsie, TU Berlin.

An einem Punkt $P(x, y, z)$ ist das Potential U eines Polyeders konstanter Dichte ρ und dem Volumen V gegeben durch:

$$U(P) = f\rho \int_V \frac{dV}{|\vec{r}' - \vec{r}|} \,, \tag{1}$$

wobei f die Gravitationskonstante und $|\vec{r}' - \vec{r}| = R$ der Abstand zwischen P und dV ist (siehe Abbildung 2). Ein Satz Basisvektoren

$$\vec{E} = (\vec{e}_1, \vec{e}_2, \vec{e}_3)$$

spannt ein rechtwinkliges, rechtsdrehendes Koordinatensystem mit nach unten zeigender dritter Komponente auf (siehe Abbildung 2). Bezüglich dieser Basis gilt für den Schwerevektor $\vec{g}$:

$$\vec{g} = \left(\frac{\partial U}{\partial x_1}, \frac{\partial U}{\partial x_2}, \frac{\partial U}{\partial x_3}\right)^T \tag{2}$$

und die Ableitung seiner Vertikalkomponente:

$$\left(\frac{\partial g_3}{\partial x_1}, \frac{\partial g_3}{\partial x_2}, \frac{\partial g_3}{\partial x_3}\right)^T = \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x_3 \partial x_1}, \frac{\partial^2 U}{\partial x_3 \partial x_2}, \frac{\partial^2 U}{\partial x_3 \partial x_3}\right)^T . \tag{3}$$

Mit Gleichung (1), (2) und (3) können für das Potential U, die Komponenten des Schwerevektors U_i und die Komponenten U_{3i} des Schwere-Vertikalgradienten insgesamt sieben Gleichungen gelöst werden. Für i=1,2,3 gemäß der drei Komponenten des Koordinatensystems gilt:

$$\begin{aligned} U &= f\rho \int_V \frac{1}{R} dV \\ U_i &= f\rho \int_V \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\frac{1}{R}\right) dV \\ U_{3i} &= f\rho \int_V \frac{\partial^2}{\partial x_3 \partial x_i}\left(\frac{1}{R}\right) dV \end{aligned} \tag{4}$$

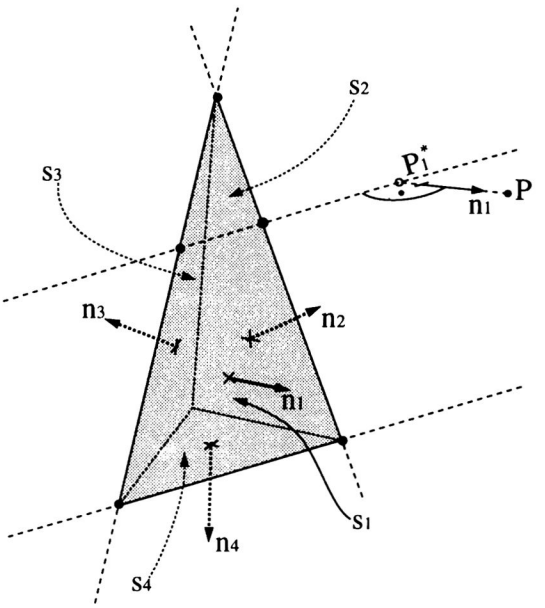

Abbildung 3: Beispiel eines Tetraeders mit Blick auf das Flächenstück s_1. Dargestellt sind alle Flächenstücke s_j und äußere Flächennormalenvektoren $\vec{n}_j$ mit j=1,..,4. Der Punkt P wird antiparallel zu $\vec{n}_1$ in die Ebene von s_1 auf $P_1^\star$ projiziert.

Die Komponenten des Schwere-Vertikalgradienten werden nachfolgend nicht weiter behandelt, da sie für diese Arbeit keine Rolle spielen. Es folgt die Überführung der Volumenintegrale in Flächenintegrale über die geschlossene Oberfläche S des Polyeders unter Anwendung des Gauß'schen Integralsatzes (Götze, 1976). Man erhält für das Schwerepotential U und die drei Komponenten des Schwerevektors $U_i, i = 1,2,3$:

$$\begin{aligned} U &= \frac{f\rho}{2} \oint_S \left(\frac{1}{R}\right) (x_1 \cos(\vec{n}_s, \vec{e}_1) + x_2 \cos(\vec{n}_s, \vec{e}_2) + x_3 \cos(\vec{n}_s, \vec{e}_3)) dS \\ U_i &= f\rho \oint_S \left(\frac{1}{R}\right) \cos(\vec{n}_s, \vec{e}_i) dS \end{aligned} \tag{5}$$

mit $\vec{n}_s$ als äußerem Flächennormalenvektor von S. Da ein Polyeder aus einer begrenzten Anzahl m ebener Flächenstücke s_j mit äußeren Normalenvektoren n_j (j=1,...,m) besteht und damit $\cos(\vec{n}_j, \vec{e}_i)$ konstant ist, können die in Gleichung (5) beschriebenen Terme auch als Superposition des Schwerepotentials bzw. der Schwere der einzelnen Flächenstücke geschrieben werden:

$$\begin{aligned} U &= \frac{f\rho}{2} \sum_{j=1}^{m} \sum_{i=1}^{3} x_i \cos(\vec{n}_j, \vec{e}_i) \oint_{s_j} \left(\frac{1}{R}\right) ds_j \\ U_i &= f\rho \sum_{j=1}^{m} \cos(\vec{n}_j, \vec{e}_i) \oint_{s_j} \left(\frac{1}{R}\right) ds_j. \end{aligned} \tag{6}$$

Abbildung 3 zeigt die geometrischen Verhältnisse am Beispiel eines Tetraeders. $P_j^\star$ ist die orthogonale Projektion des Punktes P in die Ebene der Fläche s_j. Im weiteren Verlauf der Herleitung, die für die Schwere und ihren Vertikalgradienten bei Götze (1984) zu finden ist, werden die verbleibenden Flächenintegrale unter Durchführung einer Transformation der Koordinaten in ein flächenorientiertes System in Linienintegrale überführt. Dies soll hier

nicht weiter ausgeführt werden. Als endgültige, für die Programmierung verwendete Formeln werden bei Einteilung des Polyeders in Dreicksflächen mit Kanten L_k (k=1,2,3) stattdessen angegeben:

$$U = \frac{f\rho}{2}\sum_{j=1}^{m}\left(\sum_{i=1}^{3} x_i \cos(\vec{n}_j,\vec{e}_i)\right)\left[\sum_{k=1}^{3} sign(d_{jk})d_{jk}LN_{jk} + |\overline{PP_j^\star}|\sum_{k=1}^{3} sign(d_{jk})ARC_{jk}\right]$$

$$U_i = f\rho\sum_{j=1}^{m}\cos(\vec{n}_j,\vec{e}_i)\left[\sum_{k=1}^{3} sign(d_{jk})d_{jk}LN_{jk} + |\overline{PP_j^\star}|\sum_{k=1}^{3} sign(d_{jk})ARC_{jk}\right]. \quad (7)$$

Zur Erläuterung der in Gleichung (7) angegebenen Terme d_{jk}, $sign(d_{jk})$, LN_{jk} und ARC_{jk} wird die orthogonale Projektion $P_{jk}^{\star\star}$ des Punktes $P_j^\star$ auf die Linie der Dreieckskante L_{jk}, die äußeren Liniennormalenvektoren $\vec{n}_{jk}$, sowie die Endpunkte A_{jk} und B_{jk} einer Dreieckskante L_{jk} benötigt (siehe Abbildung 4). Es gilt:

$$d_{jk} = |\overline{P_j^\star P_{jk}^{\star\star}}|,$$

$$sign(d_{jk}) = \begin{pmatrix}-1\\+1\end{pmatrix}, \text{wenn } \vec{n}_{jk} \text{ in die Halbebene zeigt, die } P_j^\star \begin{pmatrix}\text{enthält}\\\text{nicht enthält}\end{pmatrix},$$

$$LN_{jk} = ln\frac{|\overline{B_{jk}P_{jk}^{\star\star}}| + \sqrt{|\overline{PP_j^\star}|^2 + |\overline{P_j^\star P_{jk}^{\star\star}}|^2 + |\overline{B_{jk}P_{jk}^{\star\star}}|^2}}{|\overline{A_{jk}P_{jk}^{\star\star}}| + \sqrt{|\overline{PP_j^\star}|^2 + |\overline{P_j^\star P_{jk}^{\star\star}}|^2 + |\overline{A_{jk}P_{jk}^{\star\star}}|^2}},$$

und

$$ARC_{jk} = arctan\frac{X_{jk} - Y_{jk}}{1 + X_{jk}Y_{jk}} + \delta\pi,$$

mit

$$X_{jk} = \frac{|\overline{PP_j^\star}| \cdot |\overline{B_{jk}P_{jk}^{\star\star}}|}{|\overline{P_j^\star P_{jk}^{\star\star}}| \cdot \sqrt{|\overline{PP_j^\star}|^2 + |\overline{P_j^\star P_{jk}^{\star\star}}|^2 + |\overline{B_{jk}P_{jk}^{\star\star}}|^2}},$$

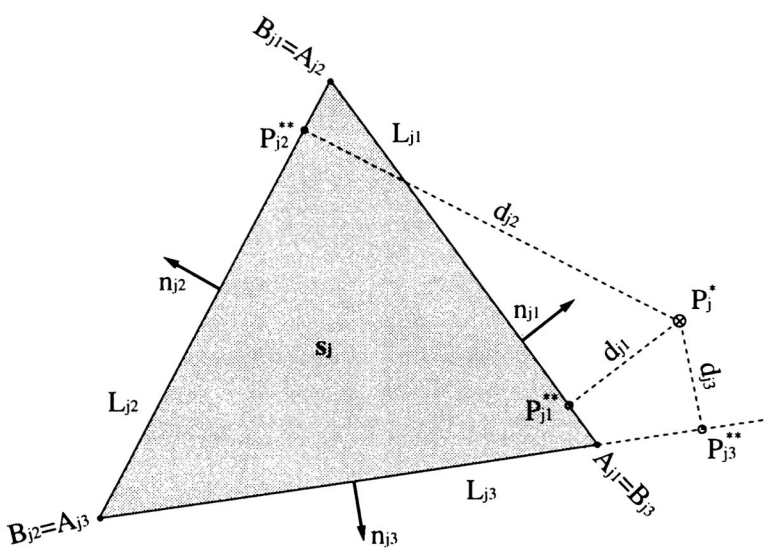

Abbildung 4: Dreicksfläche s_j mit Kanten L_{jk} und deren Endpunkten A_{jk} und B_{jk}, äußeren Liniennormalenvektoren $\vec{n}_{jk}$ und orthogonalen Projektionen $P_{jk}^{\star\star}$ des Punktes $P_j^\star$ auf L_{jk}.

$$Y_{jk} = \frac{|\overline{PP_j^\star}| \cdot |\overline{A_{jk}P_{jk}^{\star\star}}|}{|\overline{P_j^\star P_{jk}^{\star\star}}| \cdot \sqrt{|\overline{PP_j^\star}|^2 + |\overline{P_j^\star P_{jk}^{\star\star}}|^2 + |\overline{A_{jk}P_{jk}^{\star\star}}|^2}},$$

$$\delta = \begin{pmatrix} 0 \\ \pm 1 \end{pmatrix}, \text{ wenn } \begin{pmatrix} -1 < XY \\ XY < -1 \text{ und } X \lesseqgtr 0 \end{pmatrix}.$$

Auf Singularitäten, die bei der Koordinatentransformation auftreten können, oder wenn z. B. der Punkt P innerhalb des Polyeders liegt, soll hier ebenfalls nur hingewiesen werden. Ihre Behandlung kann u. a. Götze (1984) entnommen werden. Desweiteren nur erwähnt werden soll die Tatsache, daß ähnliche Formeln auch für den Fall der Magnetik abgeleitet wurden. Ausgehend von einer remanenten und induzierten Magnetisierung eines Polyeders können die x-, y- und z-Komponente und das Totalfeld seines Magnetfeldes berechnet werden.

Zurück zur Gravimetrie:
Das Störpotential T ist definiert als die Differenz zwischen dem Normalpotential U_0 und dem tatsächlichen Potential W_0. Die gewünschte Geoidundulation N nach Bruns (1878) erhält man durch Division des Störpotentials T mit der Normalschwere:

$$N = \frac{T}{\gamma_0} \tag{8}$$

Dem Störpotential T entspricht in der Modellierung das berechnete Potential U eines Körpers mit Differenzdichte. Die oben abgeleiteten Formeln wurden in das IGMAS-System integriert. Zum Test der Richtigkeit der neuen Berechnung wurden für den Fall der Schwere einfache Modelle konstruiert (Quader, schiefe Stufe, Pyramide, usw.) und deren Schwere mit IGMAS und dem von Strunk (1990) benutzten IGAS-Programm, in dem die von Götze & Lahmeyer (1988) publizierten Formeln enthalten sind, berechnet und verglichen. Neben der Gleichheit der Ergebnisse ergab sich eine Verminderung der Rechenzeit um ca. 40 %. Dies ist auf Einsparungen bei der Vektoranalysis und darauf zurückzuführen, daß pro Station und Dreiecksseite nur noch ein Arcustangens-Wert statt vormals zwei zu berechnen ist.

Die Richtigkeit der Potentialberechnung wurde überprüft, indem mit der aus den neuen Formeln implementierten Berechnungsroutine das Potential einer nichtrotierenden Kugel mit Erdradius berechnet wurde. Der analytische Wert des Potentials und der Schwere an der Oberfläche einer Kugel mit Radius $R = 6371001\,m$ und Masse $M = 5,974 \cdot 10^{24}\,kg$ sowie der Gravitationskonstanten $G = 6,672 \cdot 10^{-11}\,m^3 s^{-2} kg^{-1}$ beträgt $62562426,22\,m^2 s^{-2}$ bzw. $9,8198738\,ms^{-2}$. Diese Werte müssen mit den Modellwerten übereinstimmen.

Zur Darstellung der Erdoberfläche mit Dreiecken wurden Gitter in Kugelkoordinaten mit Gitterpunktabständen von 3°, 2°, 1° und 0,5° erzeugt, trianguliert und daraufhin in ein geozentrisches, kartesisches Koordinatensystem transformiert. Daraus resultiert eine Verfeinerung der Diskretisierung der Kugeloberfläche zu den Polen hin. Die Berechnung wurde mit der mittleren Erddichte von 5,5151 g/cm^3 durchgeführt und erfolgte exemplarisch für eine Station in Äquatornähe und in Polnähe. Die Stationen lagen jeweils 10 cm über einem Eckpunkt eines Dreiecks, da dort der Fehler der Beschreibung einer Kugeloberfläche mit ebenen Flächenstücken noch am geringsten ist. Bei Bildung des Quotienten aus berechnetem Potential und berechneter Schwere sollte der Erdradius R reproduziert werden. Abhängig vom Gitterpunktabstand wurden folgende Ergebnisse erreicht:

Abstand	Potential U $[m^2s^{-2}]$		Schwere S $[ms^{-2}]$		U/S $[m]$	
Gitterpunkt	Äquator	Pol	Äquator	Pol	Äquator	Pol
3°	62 469 197	62 477 796	9,80119	9,80675	6373 633	6370 897
2°	62 510 568	62 514 389	9,80990	9,81240	6372 192	6370 958
1°	62 535 376	62 536 330	9,81516	9,81579	6371 304	6370 993
0,5°	62 541 573	62 541 812	9,81648	9,81664	6371 079	6370 999

Das Potential und die Schwere der nichtrotierenden Erdkugel konnte mit hinreichender Genauigkeit approximiert werden. Die Reproduktion des mittleren Erdradius ist erwartungsgemäß für die feinste Diskretisierung am besten.

2.3 Modellbildung

Nachdem die Theorie der IGMAS-Kernroutine erläutert wurde, soll nun die allgemeine Konzeption eines IGMAS-Modells und die Methode der Erzeugung eines Startmodells kurz skizziert werden.

In IGMAS wird eine Dichteverteilung, die durch geologische Formationen vorgegeben ist, mit aneinander angrenzenden Polyedern beschrieben. Die sie umgebenden bzw. trennenden Flächen setzen sich aus einer Menge von Dreiecken zusammen, deren Beiträge zu Schwere und Geoid an einer Meßstation berechnet werden können. Die Koordinaten der Stationen und der Eckpunkte der Dreiecke werden dem System durch eine Eingabe-Datei mitgeteilt (Götze & Lahmeyer, 1988).

In IGMAS können beliebige horizontale und vertikale Schnitte abgebildet werden. Die Dreiecks-Eckpunkte jedoch sind in feststehenden vertikalen Ebenen definiert. Die Ebenen verlaufen parallel zueinander und sinnvollerweise senkrecht zum Streichen der zu modellierenden

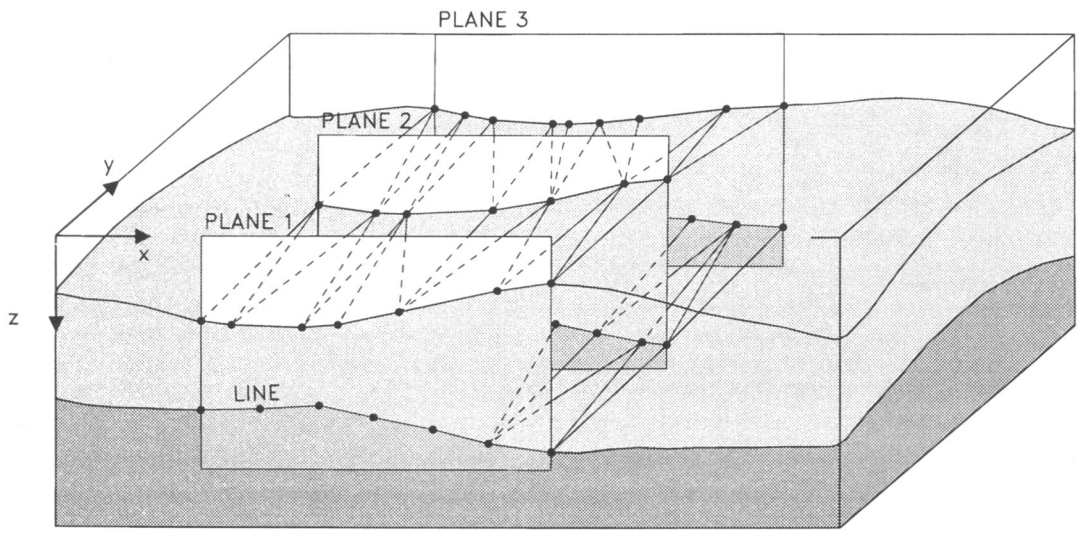

Abbildung 5: Beispiel für die Konzeption der Dateneingabe für dreidimensionale Modelle im Modelliersystem IGMAS (nach Götze & Lahmeyer, 1988) mit drei Ebenen mit Punkten und Linien. Dreiecke sind durch die zwischen den Ebenen verlaufenden Linien markiert.

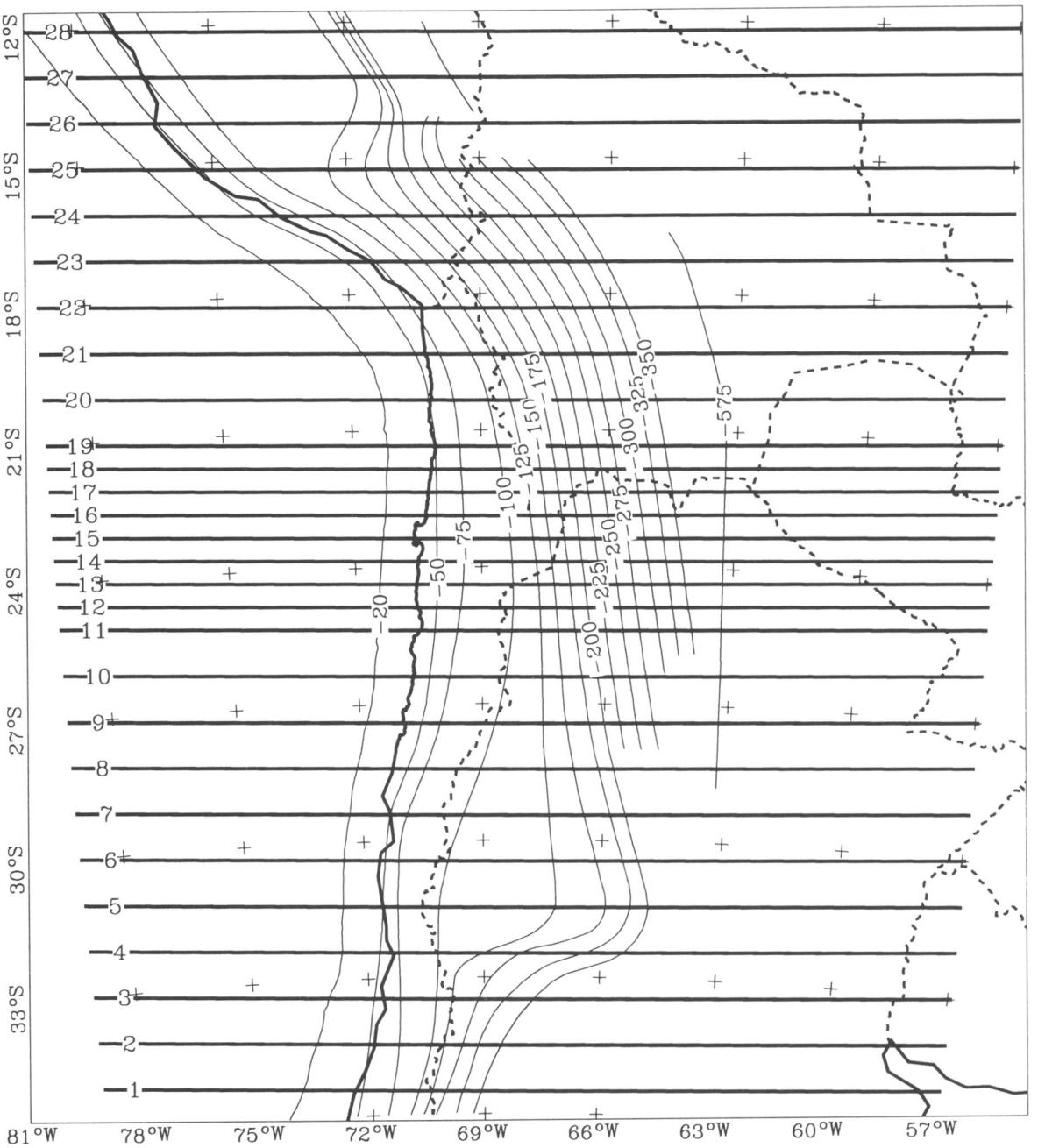

Abbildung 6: Lage der im 3D-Modell verwendeten Modellebenen. Neben der Küstenlinie und den politischen Grenzen sind die Konturlinien der Wadati-Benioff-Zone der abtauchenden Nazca-Platte (Cahill & Isacks, 1992) dargestellt.

Formationen, sie müssen aber nicht äquidistant sein. Jede Ebene weist eine feste y-Koordinate auf, in ihr werden den Punkten x- und z-Werte gegeben. Abbildung 5 zeigt, wie Punkte zu Linien zusammengefaßt werden können, die zwei Dichtewerte voneinander abgrenzen. Jede Linie wird demnach durch ein Paar an sie angrenzender Dichteindizes charakterisiert, mehrere solcher Linien umschließen die Schnittfläche eines Körpers mit der Ebene. In aufeinanderfolgenden Ebenen werden Linien mit dem gleichen Dichteindex-Paar zusammengefaßt und deren Punkte zu Dreiecken trianguliert (Abbildung 5).

Abbildung 6 zeigt u. a. die Lage der 28 Ebenen, die das 3D-Modell der vorliegenden Arbeit von 12°S bis 35°S und 57°W bis 79°W aufspannen. Dabei wurde die Anordnung der Ebenen und die Modellgröße durch folgende Gesichtspunkte bestimmt:

- Vorhandensein einer Schweredatenbasis auf dem Kontinent zwischen 20° - 29°S und 64° - 71°W (Anden-Geotraverse), sowie vor der Küste Nord-Chiles (Götze & the MIGRA Group, 1996). Das Untergrundmodell überragt dieses Gebiet zu jeder Seite um einige hundert Kilometer mit möglichst realistischen Untergrundstrukturen, um Randeffekte gering zu halten.
- Kenntnis der Form der abtauchenden Platte zwischen 12°S und 35°S (Cahill & Isacks, 1992).
- Generelles Nord-Süd-Streichen des andinen Orogens und des Abtauchens der Platte im Bereich der Anden-Geotraverse führt zu West-Ost-Ausrichtung der Ebenen.
- Lage der refraktionsseismischen Profile zwischen 21°S und 24°S, die eine feinere Auflösung der Krustenstruktur erlauben und deshalb einen geringeren Ebenenabstand erfordern.
- Durchführung von Testrechnungen mit einem sphärischen Modell. Dazu ist eine gleichmäßige Beschreibung der Kugeloberfläche mit Dreiecken notwendig. Dies erklärt die gleichmäßigen Abstände der Modellebenen, die bei ebener Berechnung besonders am nördlichen und südlichen Modellrand nicht notwendig wären.

Das Andenmodell besteht aus ungefähr 13 000 Eckpunkten, die zu ca. 30 000 Dreiecken vermascht werden. Über eine Eingabe-Datei wird dem Modelliersystem x- und z- Koordinate sowie Ebenennummer zugeführt. Eine Nummerierung der Punkte erlaubt die Zusammenfassung zu Linien und Schichtgrenzen. In Anbetracht der Modellgröße wurde bei der Erstellung der Eingabe-Datei auf manuelle Eingabe verzichtet. Alternativ erfolgte die Konstruktion jeder einzelnen Modellebene innerhalb des 2D-Modellier-Systems DARWIN interaktiv am Bildschirm. Dieses Programm wird von Dipl.-Geophys. Michael Alvers im Rahmen seiner Doktorarbeit über Modelloptimierung mit Evolutionsstrategie entwickelt.

Vereinfachungen der Modellerstellung ergeben sich auch dadurch, daß für den Anwender in DARWIN eine Linie als ein den Körper vollständig umgebendes, geschlossenes Polygon definiert ist. Das Aufteilen in offene, zwei Dichtewerte trennende Linienstücke erfolgt automatisch, so daß weniger Linien verwaltet werden müssen. DARWIN ist kein 3D-Modelliersystem, es ist aber möglich, mehrere Ebenen zu visualisieren (Abbildung 7) und interaktiv zu bearbeiten. Das für IGMAS notwendige Zusammenfassen aller Punkte, die zu einem Dichtekörper gehören, wird durch DARWIN erleichtert, indem beim Durchgehen der Ebenen alle Polygone (Schnittflächen), die einen Körper beschreiben, markiert werden. Dadurch werden alle zu diesem Körper gehörenden Punkte erfaßt.

Die mit DARWIN zusammengesetzten Dichtekörper können von IGMAS als Eingabe-Datei gelesen werden. Da Linien noch als geschlossene Polygone vorliegen, wird ein zur Fehlerkorrektur notwendiges Editieren dieser Datei durch den Anwender durch bessere Übersichtlichkeit aufgrund geringerer Anzahl von Linien vereinfacht. Eine IGMAS-Routine stellt die Nachbarschaftsbeziehungen der geschlossen vorliegenden Schichtgrenzen fest und teilt sie in offene, durch zwei Dichtewerte gekennzeichnete Schichtgrenzen auf (Schmidt, pers. Mitt.).

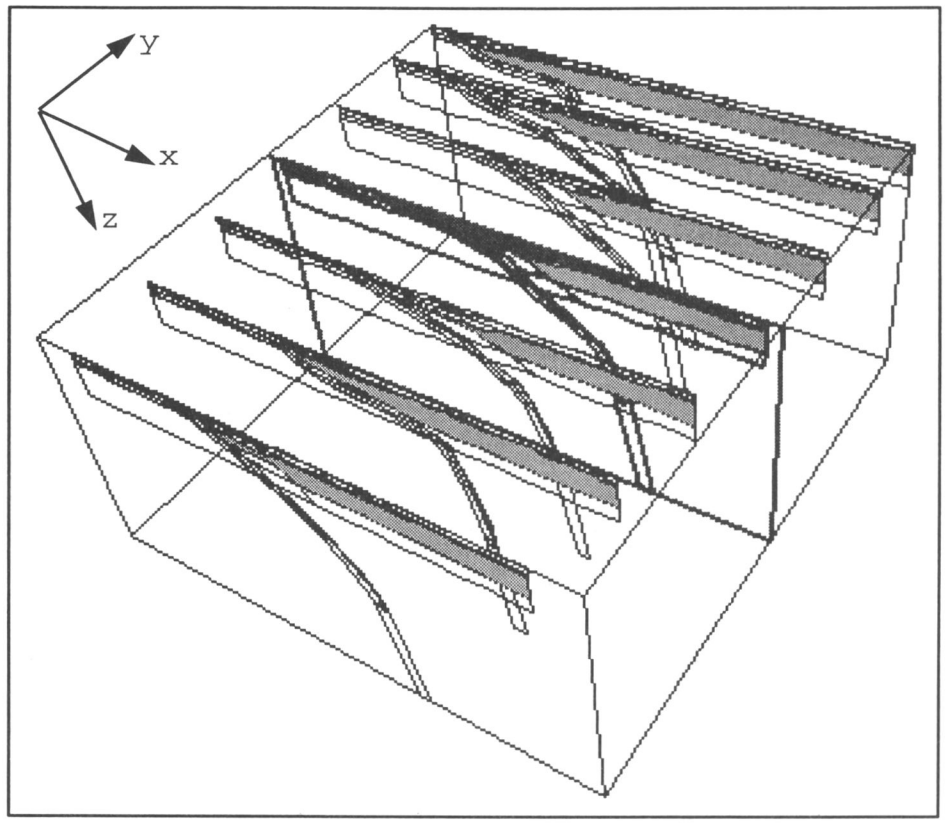

Abbildung 7: Dreidimensionale Ansicht einiger Ebenen des Modells im Modelliersystem DARWIN. Markierte Schnittflächen, die zu einem Körper zusammengefügt werden, sind grau schattiert, die aktuell zu bearbeitende Ebene ist verstärkt.

Einen dreidimensionalen Eindruck der Modellausdehnung und einiger Modellkörper wie z.B. die Kruste des südamerikanischen Schildes, die kontinentale Lithosphäre, die abtauchende Nazca-Platte bis zu einer Tiefe von 670 km und Teile der andinen Kruste vermittelt Abbildung 8. Alle abgebildeten Modellteile wurden bezüglich eines sich in Modellmitte befindlichen Punktes auf die Erdkugel projiziert. Zur besseren Übersichtlichkeit sind einige der Körper vertikal verschoben worden.

2.4 Modellieren mit Referenzdichten

Im folgenden soll die Behandlung von relativen und/oder absoluten Dichten bei 3D-Modellen betrachtet werden. Dies geschieht vor dem Hintergrund, daß eine Bouguer-Anomalie, nachdem Schwerewirkung der Normalerde und der topographischen Massen abgezogen wurde, als Ausdruck anomaler Massen, also als Abweichung von der Normalmassenverteilung, anzusehen ist. Dies wird in der Modellierung nachvollzogen, indem Körper mit Relativdichten versehen werden (siehe Teilabschnitt 2.1). Nicht immer können mit Angabe von Dichtedifferenzen ohne Bezug zu einem Referenzsystem geowissenschaftliche Fragestellungen erschöpfend behandelt werden. Soll mit einer Dichtemodellierung beispielsweise eine petrologische Interpretation unterstützt werden, sind absolute Dichten nötig.

Auf die Möglichkeit, den Modellkörpern Absolutdichten zuzuschreiben, und die damit verbundenen Schwierigkeiten, wurde bereits eingegangen (Teilabschnitt 2.1). Lösung dieses Kon-

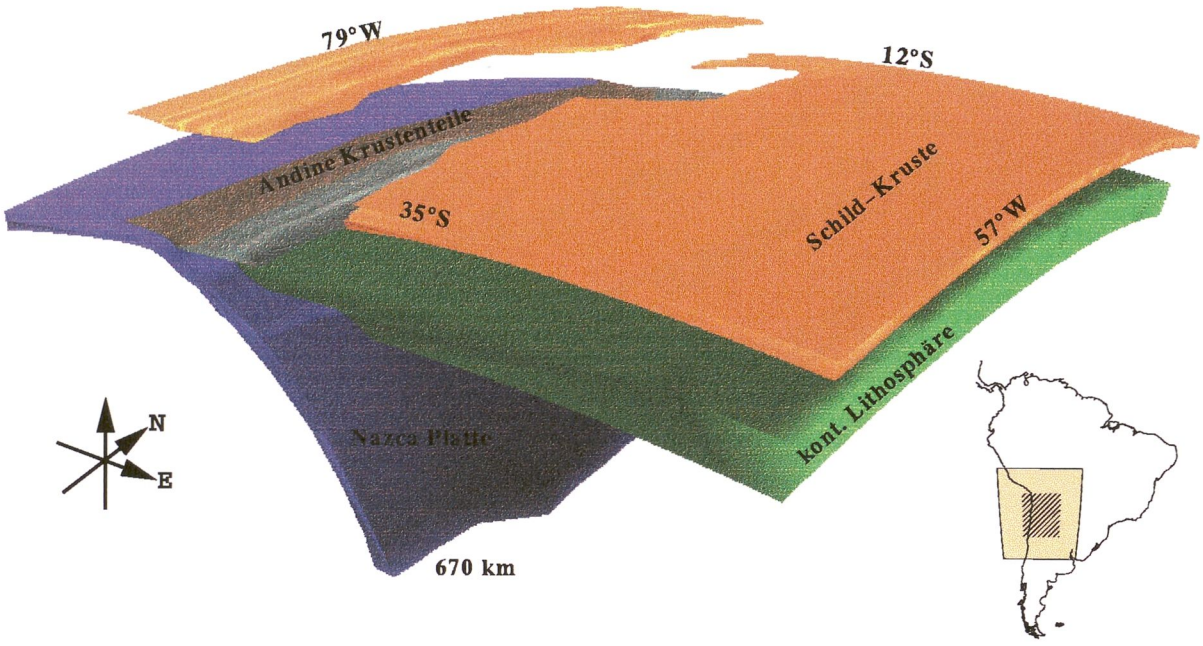

Abbildung 8: Zu Einheiten zusammengefaßte Körper des 3D-Modells: Nazca-Platte, kontinentale Lithosphäre, Schild-Kruste (vertikal verschoben) und Teile der andinen Kruste (vertikal verschoben).

fliktes ist eine Modellierung mit Relativdichten, zu denen die in der entsprechenden Tiefe geltenden Normaldichten eines Referenz-Modells addiert werden. Bevor die hier gewählte praktische Durchführung dieser Vorgehensweise behandelt wird, sollen mögliche Dichte-Referenz-Modelle betrachtet werden.

2.4.1 Das Preliminary Earth Reference Model (PREM)

Ein Beispiel für die Verteilung der Dichte im Erdinneren liefert das Preliminary Earth Reference Model (PREM) von Dziewonski & Anderson (1981). Laufzeiten von P- und S-Wellen, langperiodische Oberflächenwellen, Eigenfrequenzen des Erdkörpers sowie Erdmasse, Erdradius und Trägheitsmomente der Erde sind Ausgangsdaten für eine gemeinsame Inversion nach V_p, V_s, der Dichte und den inversen Q-Faktoren für Kompressions- und Scherwellen. Ein Dichtestartmodell wird vom Erdmittelpunkt bis zur 670 km Diskontinuität mit der Adams-Williamson-Gleichung und für den oberen Mantel mit einer linearen Geschwindigkeits-Dichte-Beziehung nach Birch (1964) entwickelt. Als Ergebnis der Inversion ist u. a. der Dichte-Tiefen-Verlauf als eine Menge von Polynomfunktionen bis zum maximal 3. Grad angegeben, deren angenäherter Verlauf in Abbildung 9 wiedergegeben ist.

Die für die hier vorliegende Modellierung relevanten Bereiche sind Kruste, oberer Mantel und wegen des abtauchenden Slab der Übergang zum unteren Mantel. Das PREM unterscheidet hier folgende Einheiten:

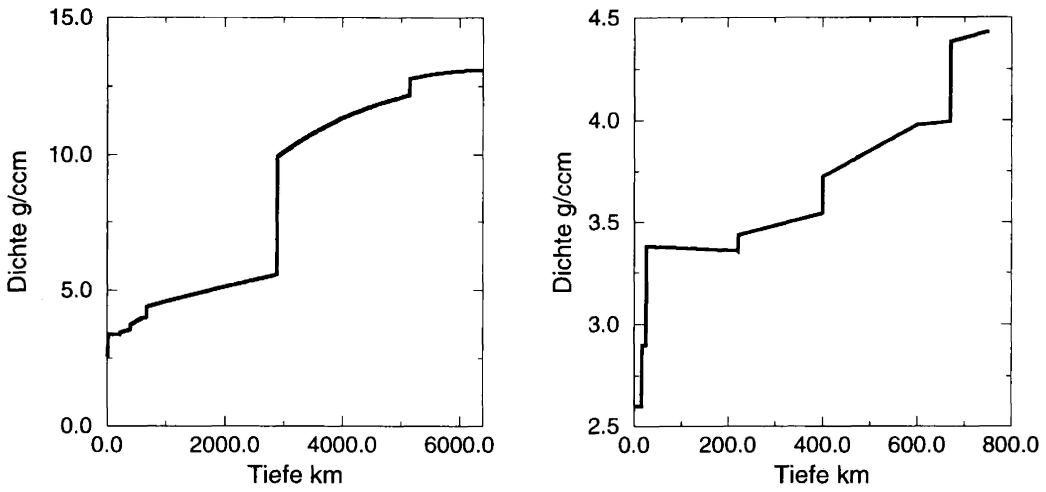

Abbildung 9: Angenäherter Verlauf der Dichte-Tiefen-Funktion des Preliminary Earth Reference Model (Dziewonski & Anderson, 1981)

Einheit	Tiefenbereich $[km]$	Dichte/-bereiche $[g/cm^3]$
Ozean	0-3	1,02
Oberkruste	3-15	2,60
Unterkruste	15-24,4	2,90
Oberer Mantel I	24,4-220	3,38-3,36
Oberer Mantel II	220-400	3,44-3,54
Oberer Mantel III	400-600	3,72-3,98
Übergangszone	600-670	3,98-3.99
Unterer Mantel	ab 670	ab 4,38

Der Dichtekontrast an der Kruste-Mantel-Grenze bei 24,4 km beträgt $0{,}48\,g/cm^3$. Diskontinuitäten im oberen Mantel liegen bei 220 km mit $0{,}1\,g/cm^3$ und bei 400 km mit $0{,}18\ g/cm^3$. Der Übergang von oberem zu unterem Mantel ist mit einem Dichtesprung von $0{,}39\,g/cm^3$ verbunden.

2.4.2 Dichteverteilung mit dem IASP'91-Modell und Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen

Eine weitere Möglichkeit zur Ermittlung der Dichteverteilung im Erdinneren ist die Berechnung von Dichten aus dem Geschwindigkeits-Erdmodell IASP'91 (Kennett & Engdahl, 1991) mit V_p-ρ-Beziehungen. Die globalen IASP'91 Laufzeittabellen für P- und S-Wellen wurden aus einem schalenförmig geschichteten Geschwindigkeitsmodell abgeleitet. Das Geschwindigkeitsmodell wurde so konstruiert, daß Laufzeiten mit den beobachteten Zeiten der Ereignisse des Katalogs des International Seismological Centre für den Zeitraum von 1964 - 1987 übereinstimmen (Kennett & Engdahl, 1991).

Aus einer Vielzahl von V_p-ρ-Beziehungen sollen hier diejenigen von Birch (1961, 1964), Ludwig et al. (1970), Gebrande (1982) und Christensen & Mooney (1995) betrachtet werden.

Nachdem Nafe & Drake (1963) seismische Geschwindigkeiten und Dichte an wassergesättigten Sedimenten gemessen hatten, wurden diese Beobachtungen bei Ludwig et al. (1970) um Werte für magmatische und metamorphe Gesteine ergänzt. Durch eine breit streuende Ansammlung von Geschwindigkeits-Dichte-Werten wurde eine Mittelwerte repräsentierende, nichtlineare Funktion gelegt, die oberhalb von 8 km/s in die von Birch (1961) vorgeschlagene lineare Beziehung der Form $V_p = a(m) + b\rho$ übergeht. Das Birch-Gesetz ist Ausdruck von druckabhängig bis 1 GPa ausgeführten Messungen und berücksichtigt das mittlere Atomgewicht m der Gesteine.

Bei Gebrande (1982) finden sich lineare Korrelationen zwischen V_p, V_s und ρ, die für Umgebungsdrucke von 0,2 GPa, 0,6 GPa und 1,0 GPa jeweils unterschiedliche lineare Parameter ableiten.

Eine neuere Arbeit von Christensen & Mooney (1995) faßt die Resultate von seismischen Refraktionsprofilen global zusammen und leitet die Zusammensetzung der Kruste durch Vergleich dieser Resultate mit Hochdrucklabormessungen der seismischen Geschwindigkeiten ab. Neben einer Vielzahl von Krustengesteinsproben werden als Mantelgesteine auch Dunit und Pyroxenit betrachtet. Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen werden in linearer Form mit $\rho = a + bV_p$ (III A, siehe nachfolgende Tabelle) und in nichtlinearer Form mit $\rho = a + b/V_p$ (III B) und $V_p^{-1} = a + b\rho^3$ (III C) abgeleitet. Die mit der Methode der kleinsten Fehlerquadrate gewonnenen linearen Parameter a und b werden für 10 km, 20 km, 30 km, 40 km und 50 km angegeben, und es wird eine Temperatur-Korrektur der seismischen Geschwindigkeiten durchgeführt. Christensen & Mooney (1995) ermitteln eine durchschnittliche P-Wellengeschwindigkeit von 6,45 km/s für die Kruste und 8,09 km/s für den oberen Mantel. Die Durchschnitts-Krustendichte beträgt 2,83 g/cm^3.

Die nachfolgende Tabelle gibt einen Überblick über die Anwendung der V_p-ρ-Beziehungen von Ludwig et al. (1970)/Birch (1961) (I), von Gebrande (1982) (II) und von Christensen & Mooney (1995) (III A, B, C) auf die ersten 210 km des IASP'91-Modells:

z [km]	V_p [km/s]	ρ [g/cm^3] nach (I)	ρ [g/cm^3] nach (II)	ρ [g/cm^3] nach (III A)	ρ [g/cm^3] nach (III B)	ρ [g/cm^3] nach (III C)
0-20	5,8	2,65	2,49	2,67	2,64	2,54
20-35	6,5	2,80	2,75	2,90	2,90	2,91
35-71	8,04	3,28	3,40	3,48	3,39	3,38
71-120	8,05	3,28	3,41	3,49	3,40	3,39
120-171	8,12	3,30	3,44	3,51	3,41	3,40
171-210	8,245	3,37	3,49	3,54	3,44	3,42

Die aus den Angaben von Gebrande (1982) und Christensen & Mooney (1995) abgeleiteten Fehler liegen bei höchstens 3% der berechneten Dichten, eine ähnliche Größenordung des Fehlers liegt bei (I) vor. Zwischen 35 km und 210 km entwickeln sich die IASP'91-Geschwindigkeiten linear, so daß mit Mittelwerten gearbeitet wurde.

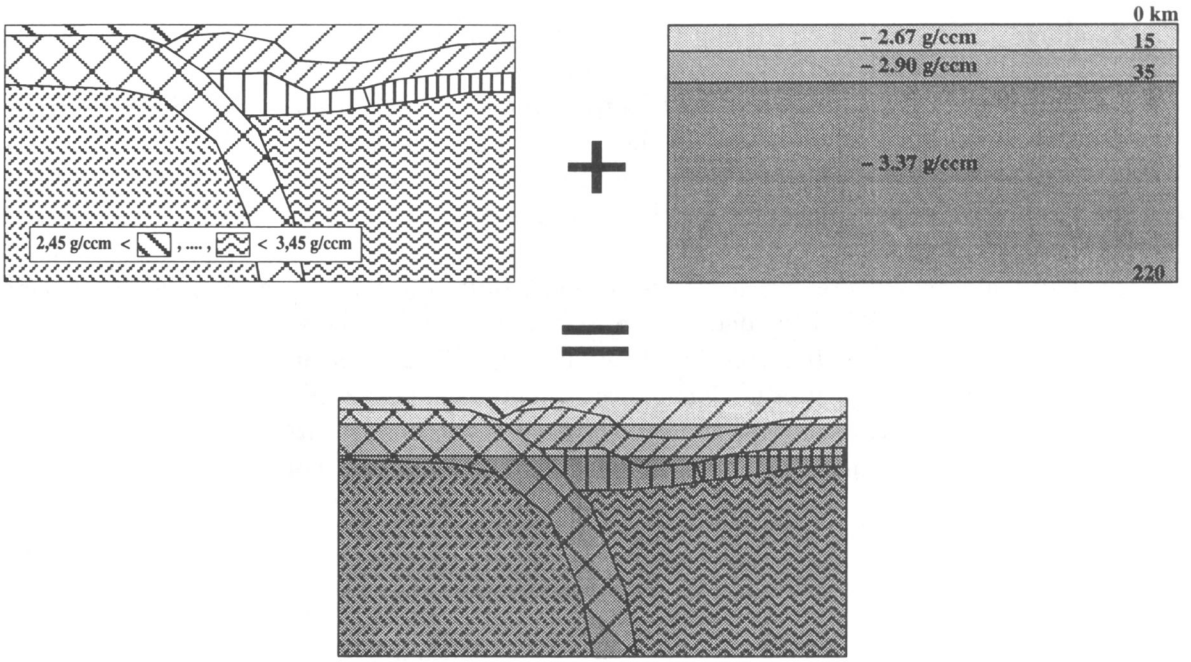

Abbildung 10: Superposition eines Vordergrundmodells (schraffierte Polygonfüllungen) mit positiven Absolutdichten und eines Hintergrundmodells (Grau-Schattierung) mit negativen Referenzdichten bis zu einer Tiefe von 220 km.

2.4.3 Durchführung der Anden-Modellierung

Schließlich wurde für die Modellierung in den Anden ein Modell gewählt, das ein dreifach geschichtetes Referenzmodell miteinbezieht, welches unter Berücksichtigung der vorangegangenen beiden Unterkapitel festgelegt wurde. Es weist folgende Merkmale auf:

1. Ausführung der Modellierung gemäß Abbildung 10 als Superposition eines Vordergrundmodells mit positiven Absolutdichten und eines Hintergrundmodells mit negativen Referenzdichten, welches bis zu einer Tiefe von 220 km im selben Untergrundsvolumen definiert ist.

2. Modellierung der abtauchenden Nazca-Platte mit Dichtedifferenzen ab 220 km.

3. Oberkrusten-Referenzdichte von -2,67 g/cm^3 in einer Tiefe von 0-15 km.

4. Unterkrusten-Referenzdichte von -2,90 g/cm^3 zwischen 15 km und 35 km.

5. Referenzdichte für den oberen Mantel von -3,37 g/cm^3 von 35-220 km Tiefe.

Unterhalb von 220 km ist für das Andenmodell nur der von der abtauchenden Platte hervorgerufene Dichtekontrast von Bedeutung, so daß es ausreicht, hier mit Dichtedifferenzen zur Umgebung zu arbeiten.

Für die Oberkruste wurde die allgemein verwendete Dichte der Massenkorrektur übernommen, obwohl die Dichten des PREM und die aus dem IASP'91 abgeleiteten Dichten etwas niedriger liegen. Allerdings kommt der gewichtete Mittelwert aus Ober- und Unterkrusten-Referenzdichte von 2,801 g/cm^3 der mittleren Krustendichte von 2,83 g/cm^3, wie sie von Christensen & Mooney (1995) ermittelt wurde, am nächsten.

Die Wahl der Tiefe der Kruste-Mantel-Grenzfläche orientiert sich am IASP'91, da ein Übergang zu Manteldichten schon bei 24,4 km, wie es das PREM vorsieht, für die Modellierung der Lithosphäre unter einem Orogen mit Wurzel unrealistisch erscheint. Allerdings wird die vom PREM vorgeschlagene Unterkrustendichte übernommen. Da Krustendichten Werte von bis zu 3,1 g/cm^3 erreichen können (Meissner, 1986; Christensen & Mooney, 1995), erscheint eine Dichte von 2,9 g/cm^3, die den Bereich von 15 km bis 35 km zusammenfaßt, als plausibel.

Die gewählte Referenzdichte für den Bereich 35-220 km von 3,37 g/cm^3 ist ein Mittelwert des Dichteverlaufs im PREM für den oberen Mantel bis 220 km. Obwohl Strunk (1990) und Grow & Bowin (1975) Dichten von 3,25 bzw. 3,28 g/cm^3 für den oberen Mantel einsetzen und IASP'91 Geschwindigkeiten mit dem Birch-Gesetz ebenfalls 3,28 g/cm^3 ergeben, deuten die aus neueren Erkenntnissen (Christensen & Mooney, 1995) abgeleiteten Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen im Zusammenhang mit IASP'91 ebenfalls auf höhere Standard-Dichten ($> 3{,}38\ g/cm^3$) im oberen Mantel hin. Untersuchungen an Mantel-Xenolithen des Massif Central ergaben Dichten, die zwischen 3,28 und 3,34 g/cm^3 variieren (S. Sobolev, pers. Mitt.).

2.5 Sphärische Modellrechnungen

Wie bereits Strunk (1990) festgestellt hat, legen Modellausdehnungen ab einer bestimmten Größe eine sphärische Behandlung der Modellrechnung nahe. Grund dafür ist die Depression d, die auf der Erdkugel mit Radius $R = 6371\ km$ in Abhängigkeit von der Entfernung r von einem Aufpunkt nach der Beziehung $d \approx r^2/2R$ (Jung, 1961) schnell hohe Werte annimmt. Zur Veranschaulichung sei für einige Werte der Entfernung r die Depression d und die prozentuale Änderung des Abstands zum Aufpunkt gegenüber dem ebenen Fall $\triangle r$ wiedergegeben:

r [km]	d [km]	$\triangle$ r [%]
250	4,91	0,02
500	19,62	0,08
1000	78,48	0,31
2000	313,92	1,22

Für das Potential wird eine Abweichung zwischen ebener und sphärischer Behandlung in der Größenordnung von $\triangle r$ erwartet, da es sich um eine skalare Größe handelt, die umgekehrt proportional zur Entfernung ist. Für die Schwere werden größere Änderungen erwartet, da der Beitrag von Massen, die im ebenen Fall auf gleicher oder ähnlicher Höhe wie die Station liegen und somit nichts oder wenig zur Schwere beitragen, im sphärischen Fall durch die größer werdende Vertikalkomponente des Kraftvektors wächst. Dieser Effekt nimmt allerdings mit wachsender Tiefe und Entfernung der Massen bezüglich der Station ab.

Bei der sphärischen Berechnung ist prinzipiell zu bedenken, daß nach wie vor die Schwere von ebenen Dreiecksflächen berechnet wird (siehe Abschnitt 2.2). Der Grund hierfür liegt in der Notwendigkeit, daß der Ausdruck $cos(\vec{n}, \vec{z}) = const.$ sein sollte, damit Eindeutigkeit gewährleistet ist. Gekrümmte Flächen werden durch hinreichend feine Approximation mit Dreiecksflächen erzielt. Götze (1976) ermittelt eine Differenz der berechneten Schwere von $< 1\%$ für Kantenlängen bis zu 41,7 km, bei Strunk (1990) muß der Abstand der Modell-

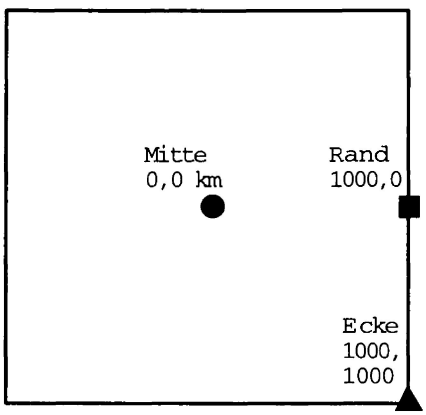

Abbildung 11: Stationslagen in der Mitte, am Rand und in der Ecke eines 2000 × 2000 km großen Stationsgebietes.

punkte $< 0,5°$ sein, damit der prozentuale Fehler einer Anomalie unter 1% bleibt. Weiterhin ist zu bedenken, daß nur für die Station im Scheitelpunkt der gekrümmten Fläche der Schwerevektor mit der z-Richtung des Koordinatensystems übereinstimmt und daher mit der z-Komponente U_3 der ersten Ableitung des Potentials gleichgesetzt werden kann.

Für die praktische Durchführung ergeben sich zwei Möglichkeiten:

1. Ebene Konstruktion des Modells bis hin zur Triangulierung mit IGMAS, Herausschreiben der Dreiecke mit den Koordinaten ihrer Eckpunkte. Projektion von Stationen und Dreiecken auf die Erdkugel und erneute Berechnung von Geoid und Schwere mit externem Programm.
   Nachteil: Es kann nur nachgerechnet werden, eine interaktive Bearbeitung ist nicht mehr möglich.

2. Projektion auf die Erdkugel innerhalb von IGMAS.
   Nachteil: Die Formulierung der Modellstruktur bringt es mit sich, daß das Kleinerwerden der Modellgrundfläche mit zunehmender Tiefe bei Projektion auf die Kugel nur bezüglich der x-Koordinate, nicht aber der y-Koordinate berücksichtigt werden kann.

Das Hauptproblem bei der dreidimensionalen sphärischen Modellierung liegt im extremen Anwachsen der Anzahl der Dreiecksflächen.

2.5.1 Untersuchungen an quadratischen Platten

Zur Abschätzung von Randeffekten und zur Untersuchung der Abweichung von ebener zu sphärischer Berechnung wurden Schwere und Geoid einer 5 km und einer 200 km mächtigen quadratischen Platte mit Dichte 1,0 g/cm^3 an Stationen berechnet, deren Lage in Abbildung 11 erläutert ist. Mit der Ausdehnung des Stationgbietes (2000 × 2000 km) beginnend wurden die Plattenränder zu allen Seiten schrittweise bis zu 2500 km über das Stationsgebiet hinaus verlängert.

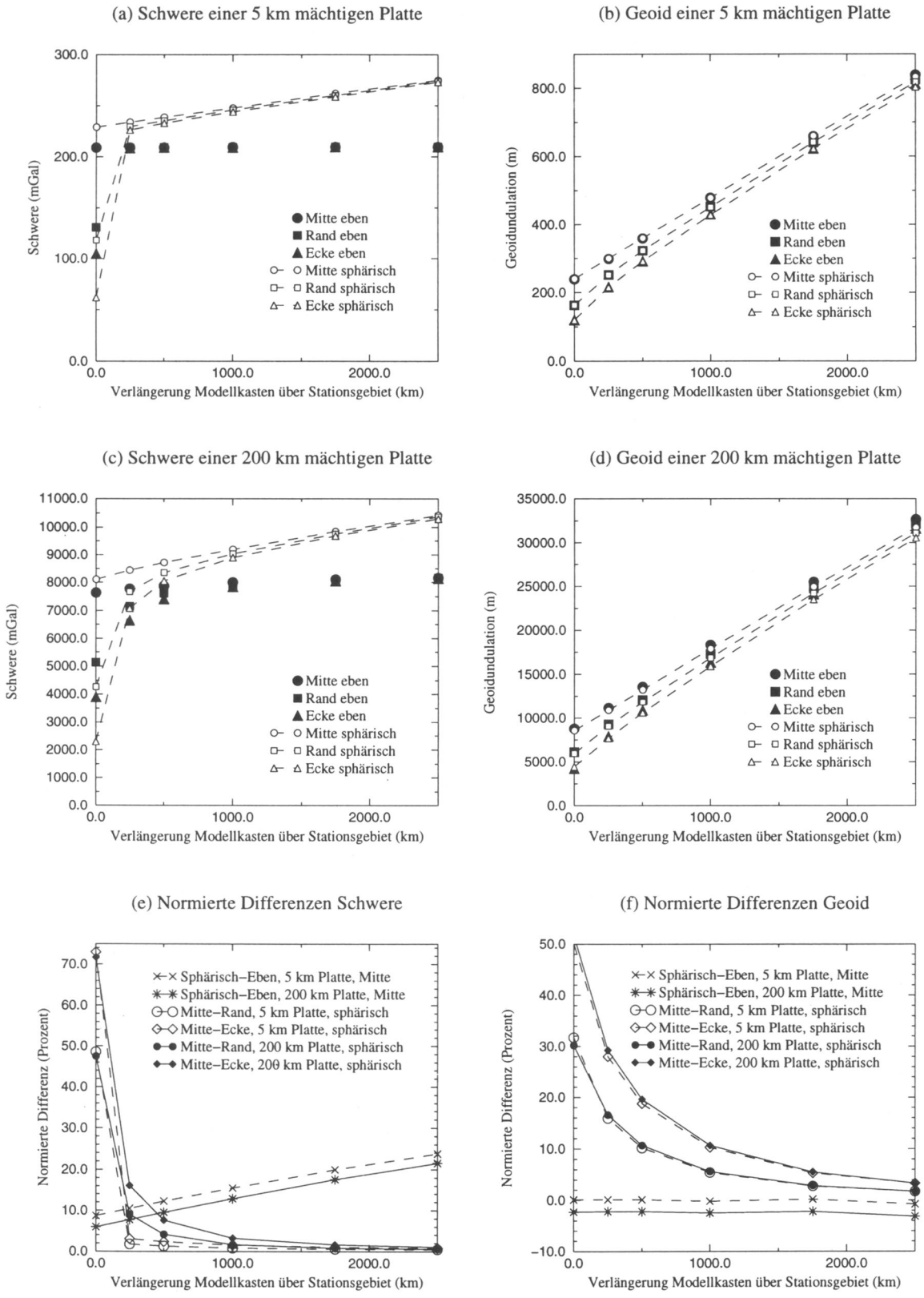

Abbildung 12: Vergleich zwischen ebener und sphärischer Berechnung der Schwere und des Geoids einer 5 km und einer 200 km mächtigen Platte mit Dichte 1,0 g/cm^3. Erläuterungen siehe Text.

Den Abbildungen 12(a) und (b) entnimmt man, daß bei der Schwere der Randeffekt für oberflächennahe Modellkörper schon bei Ausdehnungen des Modells über das Stationsgebiet ab 500 km abgeklungen ist (= Angleichung der Werte für alle drei Stationen), beim Geoid hingegen der Randeffekt noch bei großen Ausdehnungen spürbar ist. Der Unterschied zwischen ebener und sphärischer Behandlung ist für das Geoid gering und deutlich für die Schwere.

Im Fall der 200 km mächtigen Platte (Abbildungen 12(c) und (d)) lassen sich ähnliche Aussagen ableiten. Für die Schwere klingt der Randeffekt sowohl im ebenen als auch sphärischen Fall später ab (d.h. bei größeren Entfernungen der Ränder von den Stationen), das Geoid zeigt etwas stärkere Differenzen zwischen ebener und sphärischer Berechnung.

Verdeutlicht werden oben gemachte Aussagen in den Abbildungen 12(e) und (f). Für die Station in der Mitte wurde die Differenz zwischen ebener und sphärischer Berechnung auf den ebenen Wert normiert aufgetragen. Für beide Berechnungsgrößen wächst dieser Unterschied mit der Größe der Platte, er bleibt aber für das Geoid generell gering ($< 4\%$) und wächst langsam. Das Abklingverhalten des Randeffekts wird im sphärischen Fall noch einmal verdeutlicht, indem die Werte der Rand- und Eckstation von denen der Station in der Mitte abgezogen und auf diesen normiert werden.

2.5.2 Untersuchungen am Andenmodell

Neben den Abschätzungen allgemeiner Art wurde die Differenz von ebener zu sphärischer Berechnung am konkreten Beispiel des Andenmodells untersucht. Wie bereits in Abschnitt 2.3 angedeutet, bedeckt das Modell eine Fläche von ungefähr 2600×2200 km. Rund 2000 Teststationen waren auf der gesamten Modellfläche verteilt.

Zunächst wurde das mit Dichtedifferenzen arbeitende Modell, in dem jeder eine Schichtgrenze des Referenzmodells durchstoßende Körper geteilt ist, herangezogen. Es stellte sich heraus, daß der durch ebene Berechnung gemachte Fehlerbetrag für Stationen im Bereich der Anden-Geotraverse (20° - 29°S und 64° - 71°W) maximal 7 mGal bzw. 0,75 Geoidmeter betrug. Der bei der Bearbeitung der Bouguer-Anomalie entstandene Fehler wird mit höchstens 5 mGal ($\approx 1\%$ der Anomalie) angegeben (Götze & the MIGRA Group, 1996).

Das in Teilabschnitt 2.4.3 skizzierte Modell mit Absolutdichten zeigte mit bis zu 30 mGal und bis zu 28 Geoidmetern im betrachteten Stationsbereich deutlich höhere Abweichungen. Dies wird auf Ungenauigkeiten der Geometrie der beiden Modelle in Stationsnähe zurückgeführt. Dreiecke des Hintergrundmodells, die sich an der Modelloberfläche befinden, haben zwar vergleichbare Kantenlängen, aber nicht exakt die gleichen Eckpunktskoordinaten wie die Dreiecke des Vordergrundmodells, und somit unterschiedliche Wirkung.

Das in vorliegender Arbeit verwendete Konzept der Absolutdichtemodellierung mit Vorder- und Hintergrundmodell ist in der Wirkung gleich dem Differenzdichtemodell. Es wird davon ausgegangen, daß bei hinreichend feiner Diskretisierung mit Dreiecksflächen (Kantenlänge $<<$ 50 km) die Fehler des Vorder-/Hintergrundmodells mit absoluten Dichten sich denen des Differenzdichtemodells nähern. Dieser Fehler unterscheidet sich im Fall der Schwere kaum vom Bearbeitungsfehler bei der Bouguer-Anomalie, im Fall des Geoids in den Anden beträgt er weniger als 2% der Maximalamplitude des OSU91A-Geoids (Rapp et al., 1992) von knapp 50 m. Aus diesen Gründen und bedingt durch den unverhältnismäßig hohen Aufwand, der für die entsprechende Feinheit der Diskretisierung notwendig ist, wird auf eine sphärische Behandlung der Modellrechnung verzichtet.

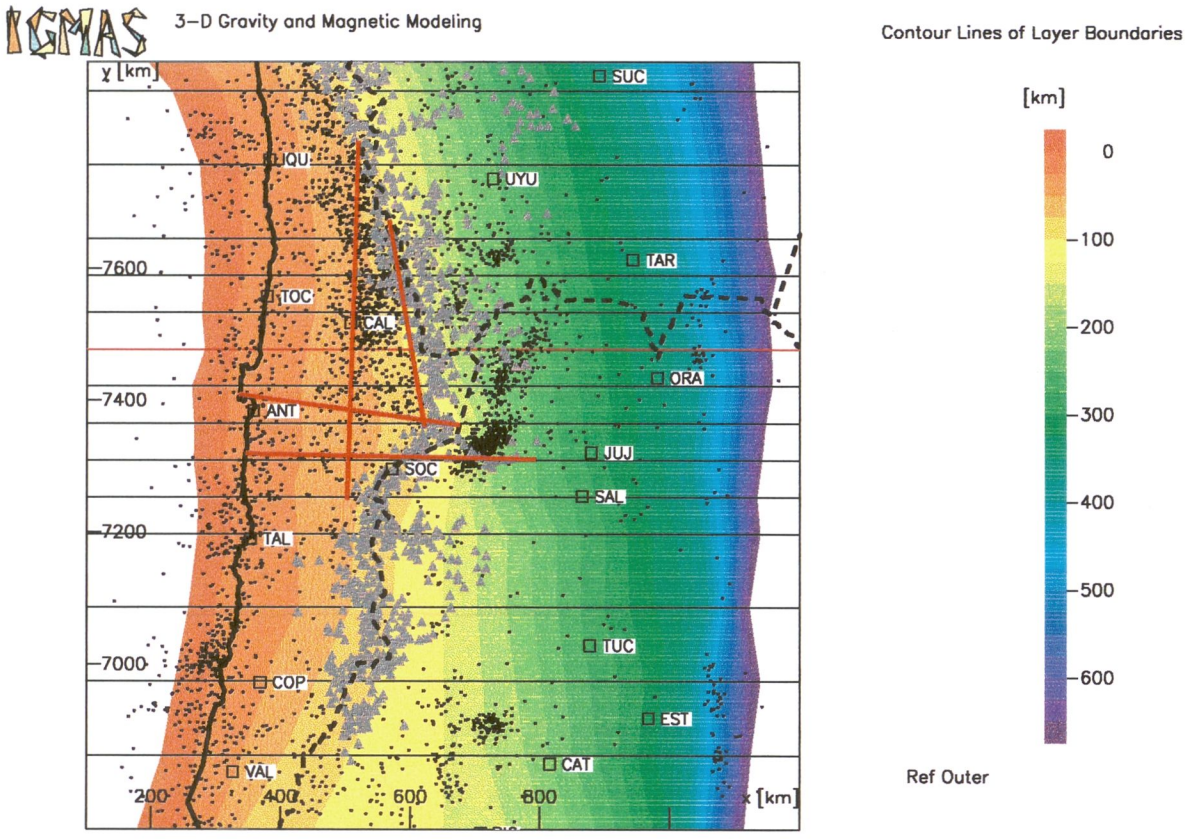

Abbildung 13: GIS-Funktionen in IGMAS: Einbinden von geographischen Informationen (hier: Küstenlinie, politische Grenzen, Städte), geophysikalischen Daten (Erdbeben, schwarze Punkte; refraktionsseismische Profile, rote Linien) und geologischen Daten (Vulkane, graue Dreiecke) in IGMAS zur Unterstützung der Modellierung. Farbkodiert dargestellt ist die Oberfläche der abtauchenden Nazca-Platte.

2.6 GIS-Funktionen in IGMAS

Wie bereits festgestellt, müssen Dichtemodelle durch externe Randbedingungen eingeschränkt werden. Nachdem diese bereits bei Erstellung des Startmodells berücksichtigt worden sind, müssen sie bei der interaktiven Bearbeitung der Modelle weiter beachtet werden. In diesem Zusammenhang als sehr hilfreich erwiesen sich gis-artige Funktionen (GIS = Geoinformationssystem), die während der Entstehung dieser Arbeit von Dr. Sabine Schmidt im Rahmen ihres Habilitationsstipendiums in IGMAS integriert wurden.

In IGMAS eingelesen und mit auswählbaren Symbolen und in einstellbarer Größe und Farbe dargestellt werden können alle Arten von Punktdatensätzen und speziell formatierte Daten der Ray Tracing Profile der Refraktionsseismik. Bei den Punktdatensätzen unterscheidet man:

- Flächendaten für IGMAS-Kartendarstellungen und
- Volumendaten, die zusammen mit dem Dichtemodell in den Modellebenen sowie in beliebigen vertikalen oder horizontalen Schnitten dargestellt werden können.

Werden externe Randbedingungen derart in die Modellierung integriert, so ist es durch die Zusammenschau mit dem Dichtemodell an Ort und Stelle leichter möglich, diese während der interaktiven Veränderung der Modellgeometrie einzuhalten.

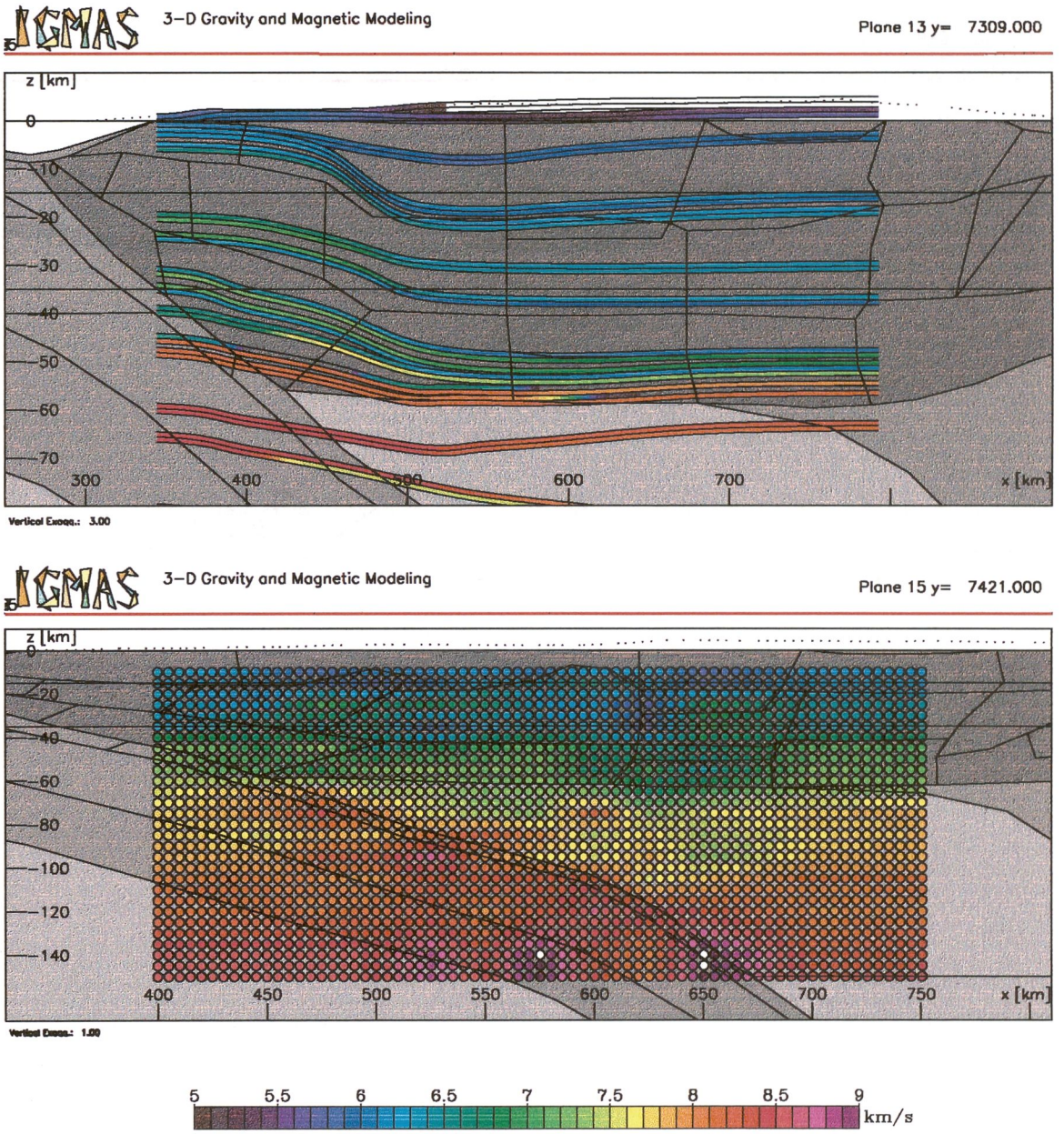

Abbildung 14: GIS-Funktionen in IGMAS: Verschneiden von seismischen Geschwindigkeitsdaten mit Dichtekörpern. Oben: Diskontinuitäten und angrenzende Geschwindigkeiten eines Ray Tracing Modells (K. Lessel, pers. Mitt.) farbkodiert bei 24°S. Unten: Ebenfalls farbkodiert die Verteilung von V_p eines Tomographie-Modells (F. Graeber, pers. Mitt.) bei 23°S. Jeweils im Hintergrund befinden sich in Grautönen die Körper des Dichtemodells.

Wesentlich an den GIS-Funktionen ist, daß dreidimensionale und flächenhafte Verteilungen geowissenschaftlicher Informationen mit 3D-Dichtemodellen verschnitten werden können. In den Abbildungen 13-15 sind Beispiele der so für die Modellierung genutzten Geoinformationen dargestellt. Sie dienen hier lediglich der Demonstration der GIS-Funktionen in IGMAS. Aus diesem Grund handelt es sich um Postscript-Ausgaben der IGMAS-Oberfläche. Eine eingehende inhaltliche Behandlung soll erst an späterer Stelle erfolgen.

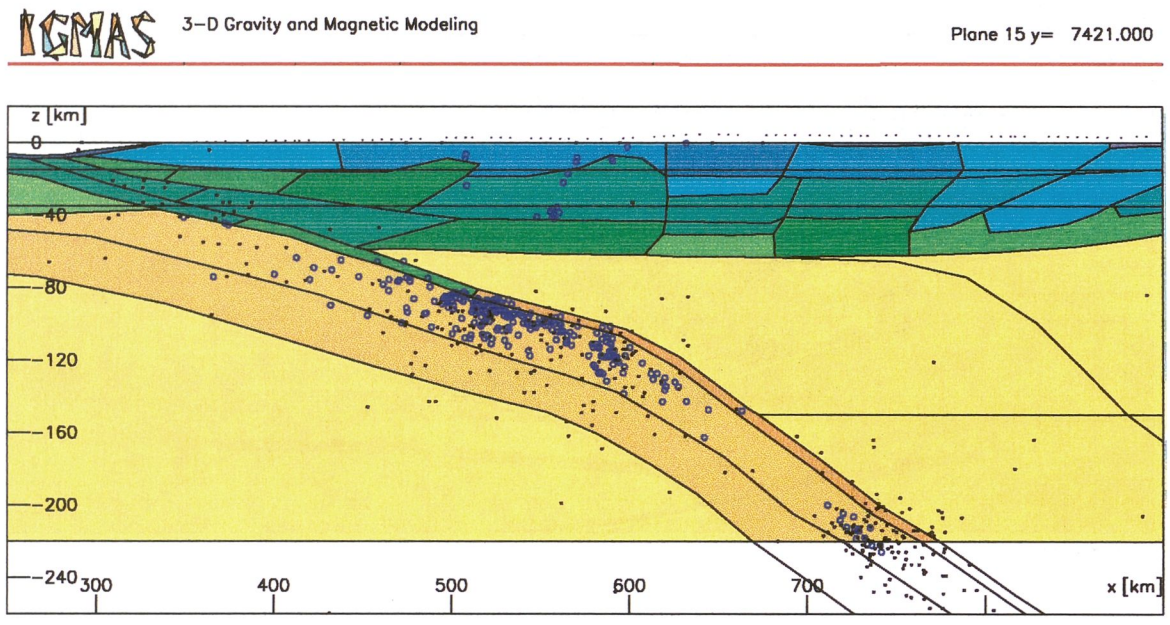

Abbildung 15: GIS-Funktionen in IGMAS: Andine Lithosphäre mit abtauchender Nazca-Platte und Hypozentren von Katalogbeben (schwarze Punkte, Porth, 1993) und Erdbeben des PISCO-Experimentes (blaue Kreise, G. Asch, A. Rudloff, F. Graeber, pers. Mitt.). Die Körper des Dichtemodells sind mit einer dichteabhängigen Farbkodierung dargestellt.

Abbildung 13 zeigt Tiefenkonturen der abtauchenden Nazca-Platte zusammen mit der Küstenlinie, politischen Grenzen und einigen Städten als geographische Zusatzinformation, sowie Vulkane des magmatischen Bogens und Epizentren der Beben von 1962-1987 (Katalogdaten, Bearbeitung durch Porth, 1993) als geologischen bzw. geophysikalischen Datensatz.

Das Verschneiden des Dichtemodells mit seismischen Geschwindigkeitsinformationen zeigt Abbildung 14. In der oberen Hälfte ist ein WE-Schnitt des Dichtemodells bei 24°S zusammen mit einem refraktionsseismischen Ray Tracing Modell (K. Lessel, pers. Mitt.) abgebildet. Die Diskontinuitäten erscheinen als schwarze Linien, die daran angrenzenden Geschwindigkeiten sind farbkodiert. Der untere Teil von Abbildung 14 stellt die Verteilung von V_p eines seismischen Tomographie-Modells (F. Graeber, pers. Mitt.) vor den Dichtekörpern eines WE-Schnittes bei ca. 23°S dar.

In Abbildung 15 ist schließlich die andine Lithosphäre in einem größeren Tiefenmaßstab zu sehen. Als schwarze Punkte und blaue Kreise sind hier die Hypozentren der Katalogbeben (Porth, 1993) bzw. weitere im PISCO-Experiment erfaßte Erdbeben (G. Asch, A. Rudloff, F. Graeber, pers. Mitt.) dargestellt. Sie definieren die Form der subduzierenden Nazca-Platte und erlauben es, diese während des Modellierens zu kontrollieren. In Abhängigkeit von der Dichte sind die Farben der Dichtekörper gewählt. Der niedrigsten im Modell vorkommenden Dichte ($2{,}50\,g/cm^3$) entspricht die Farbe Blau, der höchsten ($3{,}50\,g/cm^3$) die Farbe Orange.

3 Randbedingungen und Bildung des Startmodells für die Anden

Nachdem im vorangegangenen Kapitel das "Handwerkszeug" der Dichtemodellierung behandelt wurde, soll im folgenden Kapitel auf geologische und geophysikalische Randbedingungen in den zentralen Anden eingegangen werden, welche die Vielfalt der Möglichkeiten der Modellbildung einschränken. Als Ergebnis dieses Kapitels wird die Geometrie eines Startmodells aus diesen Randbedingungen abgeleitet.

Ein wichtiger Teil dieser Randbedingungen ist das im Gebiet der Anden-Geotraverse beobachtete Schwere- und Potentialfeld. Als Vergleichsschwere wird die Bouguer-Anomalie verwendet. Das anzupassende Potentialfeld liegt in Form des OSU91A-Geoids vor (Rapp et al., 1992). Eine qualitative Betrachtung beider Felder, denen der erste Teil dieses Kapitels gewidmet ist, gibt erste Hinweise über die zu vermutende Untergrundstruktur.

Der zweite Teil des folgenden Kapitels behandelt die Ableitung der Geometrie und mögliche Anfangsdichten für das Lithosphärenmodell. Zur besseren Überschaubarkeit erfolgt eine Untergliederung in vier strukturelle Einheiten:

1. Die **abtauchende Nazca-Platte:** Neben der Form werden mögliche Dichteinhomogenitäten betrachtet, die durch Phasenübergänge der gesteinsbildenden Mineralien hervorgerufen werden. Das "Toolbox-Konzept" erlaubt es, die Auswirkungen verschiedener Phasenübergangs-Hypothesen auf die Schwere und das Geoid zu testen.

2. Der **südamerikanische Kraton:** Neben der vertikalen Dichteverteilung bis 220 km Tiefe wird die in NS-Richtung variierende Unterschiebung unter das andine Orogen betrachtet.

3. Der **Asthenosphärenkeil:** Die rezente magmatische Aktivität legt das Vorhandensein eines Asthenosphärenkeils zwischen Slab, andiner Kruste und dem lithosphärischen Teil des kontinentalen Mantels nahe. Aufgrund der Temperaturverteilung im Tiefenbereich bis 150-160 km wird eine geringere Dichte als im umgebenden Mantel vermutet.

4. Die **andine Kruste:** Aufbauend auf Erkenntnissen über die Struktur und den Aufbau der andinen Kruste, die in intensiver Zusammenarbeit mit der Refraktionsseismik gewonnen wurden, wird eine dreidimensionale Verteilung von Dichtestrukturen im Tiefenbereich zwischen NN und der Kruste-Mantel-Grenze abgeleitet.

Der nach Ableitung des Startmodells erfolgende Prozeß der interaktiven Modellierung bis hin zur Gewinnung eines Endmodells sowie die daraus resultierenden Erkenntnisse werden im darauffolgenden Kapitel 4 beschrieben.

3.1 Das beobachtete Schwere- und Potentialfeld im Modelliergebiet

3.1.1 Die Bouguer-Anomalie

Bevor das Anomalienbild beschrieben wird, soll kurz auf die Datenbasis eingegangen werden:

Bereits nach Abschluß der Arbeiten der Forschergruppe "Mobilität aktiver Kontinentalränder" war eine gravimetrische Datenbasis verfügbar, die zwischen 20°S und 26°S das gesamte Andenorogen überspannte und aus rund 4600 Meßpunkten bestand. Mehr als 2500 Stationen

davon waren von der Arbeitsgruppe Gravimetrie der Freien Universität Berlin in Zusammenarbeit mit der Universidad Católica del Norte (Antofagasta), der Universidad de Chile (Santiago) und der Universidad Nacional de Salta vermessen worden. Der Rest setzte sich landseitig aus "Fremddaten" vom IGM (**I**nstituto **G**eográfico **M**ilitar, Buenos Aires), dem Instituto de Geodésia der Universidad de Buenos Aires, von YPF (**Y**acimientos **P**etrolíferos **F**iscales, Buenos Aires) und YPFB (**Y**acimientos **P**etrolíferos **F**iscales de **B**olivia, La Paz) und seeseitig aus Daten des BGI (**B**ureau **G**ravimétrique **I**nternational, Toulouse) zusammen. Eine genaue Beschreibung, insbesondere die Homogenisierung der Datenbasis mit Fehlerevaluierung, ist bei Strunk (1990) und Götze et al. (1990) zu finden.

Mit dem Beginn der Arbeiten des SFB 267 im Jahr 1993 formierte sich die MIGRA-Gruppe (**M**ediciones **I**nternacionales de **GR**avedad en los **A**ndes) aus dem Teilprojekt D3 des SFB sowie chilenischen und argentinischen Partnern der Universidad de Chile (Santiago), der Universidad Nacional de La Plata und der Universidad Nacional de Tucumán (beide Argentinien). Feldmeßkampagnen in den Jahren 1993, 1994 und 1996 brachten eine Ergänzung des Stationsnetzes in Nordchile sowie eine Erweiterung nach Süden bis zum 29. Grad südlicher Breite sowohl auf chilenischem als auch argentinischem Gebiet. Neu vermessen wurden mehr

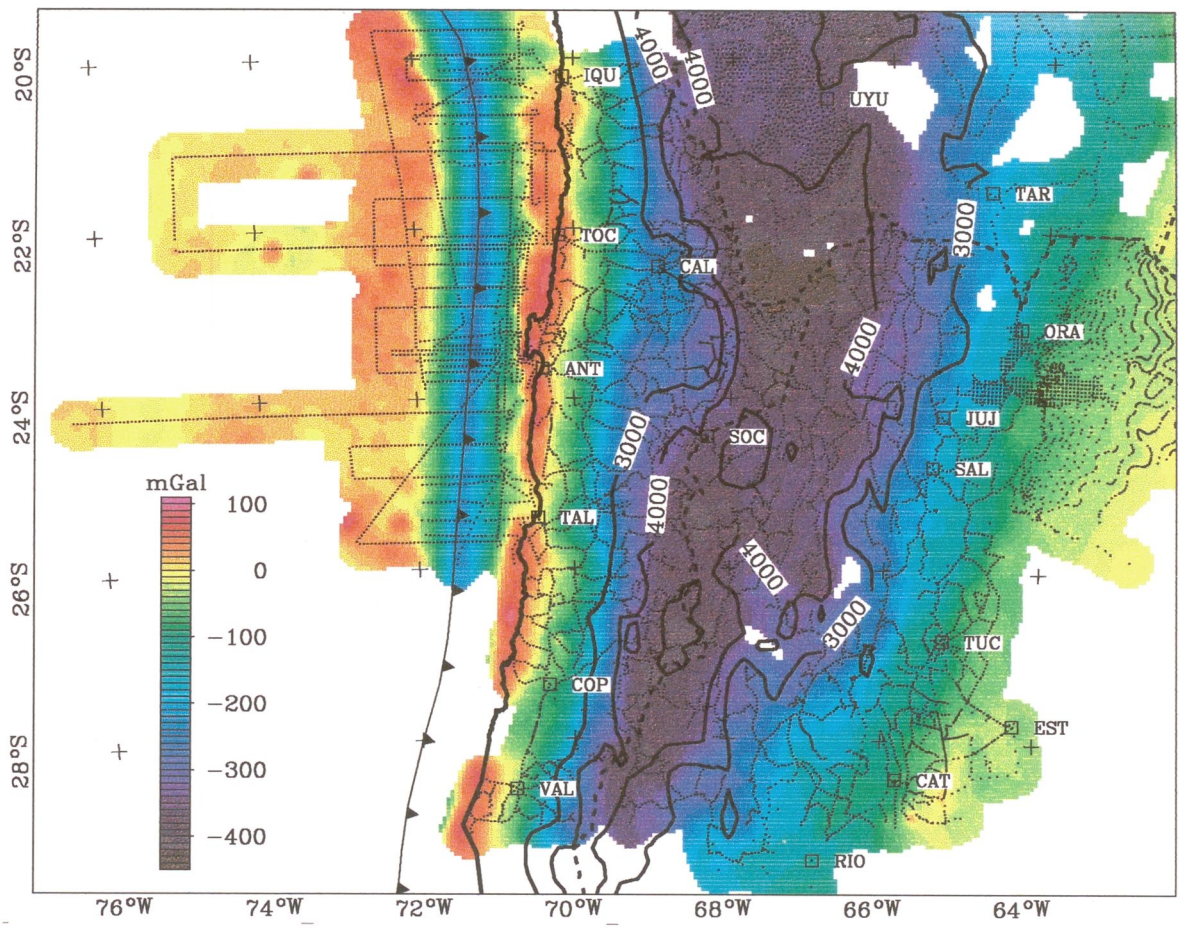

Abbildung 16: Kombinierte Darstellung der Bouguer-Anomalie (Kontinent) nach der MIGRA'96 Kampagne und der Freiluft-Anomalie (Ozean) nach dem CINCA-Experiment. Zusätzlich dargestellt sind Schwerestationen, der Peru-Chile Trench und die Topographie in Isolinien ab 3000 Höhenmetern.

als 3200 Schwerestationen. Zusammen mit Beiträgen der Universidad Nacional de Tucumán und ebenfalls in dieser Zeit neu hinzugewonnenen Fremddaten von ENAP (**E**mpresa **N**acional de **P**etróleo, Punta Arenas) und CODELCO (**Co**operación **del Co**bro, Santiago) besteht die gravimetrische Datenbasis der zentralen Anden nunmehr aus rund 15 000 Schwerepunkten, die auf dem Kontinent ein Gebiet von 900×1000 km bedecken.

Teil dieser Datenbasis sind seegravimetrische Meßpunkte, die 1995 während der Teilnahme von MIGRA am CINCA-Experiment (**C**rustal **I**nvestigations off- and onshore **N**azca/**C**entral **A**ndes) gewonnen wurden. Während der Fahrt SO-104 des deutschen Forschungsschiffes "Sonne" wurden vor der Küste Chiles zwischen 21°S und 24°S neben anderen geowissenschaftlichen Experimenten auf ca. 8000 km 15 Schwerebeobachtungen pro Kilometer gemacht, aus denen ungefähr 2000 Stationen mit einem Abstand von 5 km ausgewählt wurden (z. B. Fritsch oder Kösters, pers. Mitt.).

Alle Schwerewerte sind in das IGSN 71 Absolutschwerenetz eingehängt worden. Die Geländekorrektur erfolgte im Radius von 167 km mit $2{,}67 g/cm^3$ unter Verwendung des digitalen Geländemodells von Isacks (1988). Der mittlere Stationsabstand auf jedem Profil beträgt 5 km. Eine ausführliche Beschreibung der Datenbasis findet sich bei Götze & the MIGRA Group (1996) und Götze & Kirchner (1996). Der dort angegebene Fehler in der Bouguer-Schwere von maximal 5 mGal beträgt ca. 1% des absoluten Minimums der Bouguer-Anomalie von -450 mGal. Hauptfehlerquelle ist hier die nicht immer ausreichend genaue Höhenbestimmung der Meßstationen durch Altimetermessungen in Hochgebirgsregionen mit spärlichem Vorhandensein von Höhenfestpunkten.

Abbildung 16 zeigt eine Karte des Schwerefeldes der Zentralanden. Zusammen mit den Schwerestationen und Topographie-Isolienien ab 3000 m ist auf dem Kontinent die Bouguer-Anomalie und auf dem Pazifischen Ozean die Freiluftanomalie dargestellt. Bei regionaler Betrachtung lassen sich folgende Punkte festhalten:

- Nachzeichnen der Bathymetrie durch die Freiluft-Anomalie auf dem Ozean. Besonders deutlich tritt der Peru-Chile Trench in Erscheinung ($\sim$ 200 mGal).
- Die Minimumstruktur der Bouguer-Anomalie auf dem Kontinent spiegelt den topographischen Aufbau der Anden wider. Ursache hierfür ist die zum Orogen gehörende Wurzel mit Material im Wert der Krustendichte.
- Das absolute Minimum von fast -450 mGal wird in der Westkordillere nördlich des "Tripelpunktes" der politischen Grenzen zwischen Chile, Bolivien und Argentinien erreicht (67°W / 22°30'S).
- Die Küstenkordillere zeichnet sich durch relative Maxima aus, deren Magnitude im östlichen Andenvorland nicht mehr erreicht wird. Der Gradient, mit dem im Forearc der Schwereabfall zum Minimum hin erfolgt, ist stärker als der des Schwereanstiegs im Backarc (2,4 mGal/km gegenüber 1,2 mGal/km, Strunk,1990). In dieser Asymmetrie zeichnet sich die abtauchende Nazca-Platte ab.

Genannte Punkte wurden für den Bereich von 20°-26°S bereits von Strunk (1990) festgestellt, bei der darüber hinaus auch eine sehr detaillierte Beschreibung der feineren Struktur des Anomalienbildes zu finden ist. In der Fortsetzung bis 29°S weicht das durch die Messungen der Jahre 1993 - 1996 erschlossene Schwerefeld nicht von den erwähnten regionalen Trends ab. Der nach Süden aus ostwärtiger Richtung schmaler werdende Gebirgsaufbau wird weiterhin

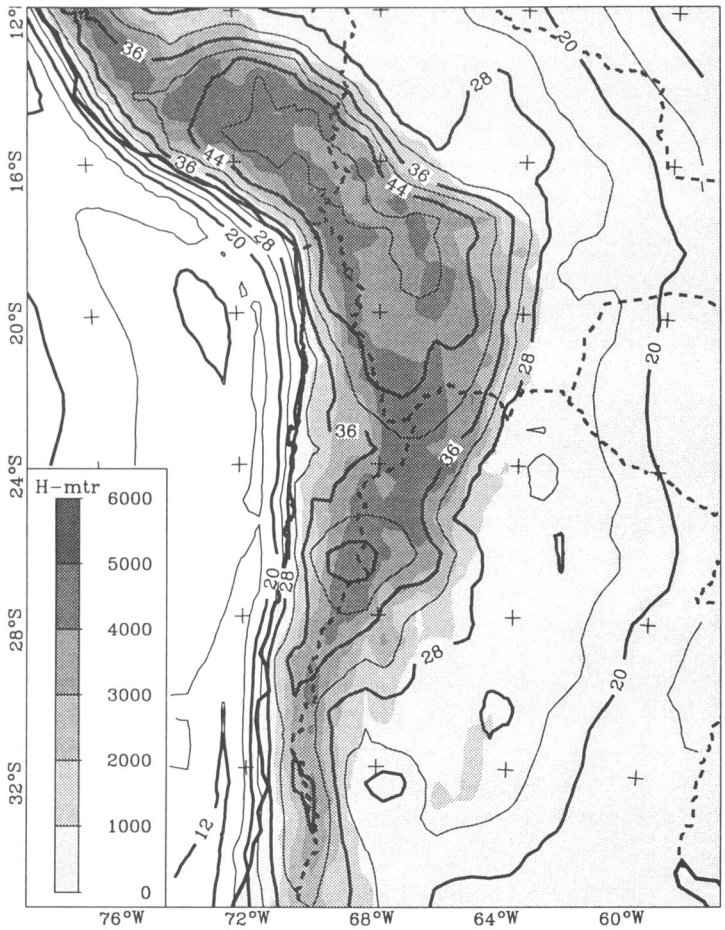

Abbildung 17: Mittlere Geländehöhen der Anden in 50×50 km-Blöcken (schattiert) mit dem OSU91A-Geoid (Rapp et al., 1992) als Isolinien.

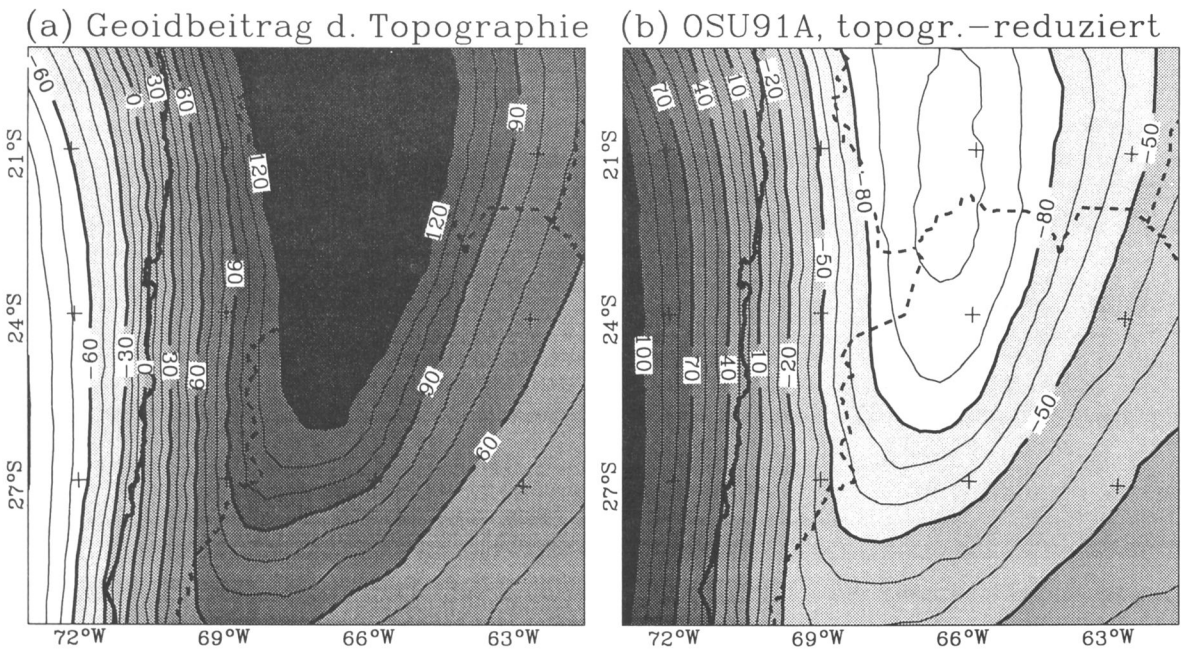

Abbildung 18: (a) Beitrag der im Bereich 12°-35°S und 57°-79°W vorliegenden topographischen Massen (Kontinent) und fehlenden topographischen Massen (Ozean) zum Geoid und (b) das OSU91A-Geoid nach Abzug dieses Beitrags.

spiegelbildlich abgebildet, ebenso setzen sich die Maxima an der Küste fort. Gleiches gilt für die Gradienten des Schwereabfalls bzw. -anstiegs. Negative Schwerewerte ähnlich denen des absoluten Minimums bei 22°30'S korrelieren auch hier mit den größten Höhen, z.B. in der Gegend des Vulkan Ojos del Salado und Paso S. Francisco (ca. 69°30'W / 27°S). Obwohl die Topographie hier eher größere Höhen annimmt, ist der Betrag des Schwereminimums etwas geringer als im Norden. Dies geht mit allmählichem Verflachen des Abtauchwinkels der Nazca-Platte südlich 26°S einher (siehe Abbildung 6).

An dieser Stelle sei erwähnt, daß in der Modellierung (1) auch im Bereich des Ozeans die Bouguer-Anomalie verwendet wird und (2) im Zusammenhang mit der Zielsetzung, das Regionalfeld anzupassen, der Stationsdatensatz auf einen mittleren Stationsabstand von 12 km ausgedünnt und auf eine Anzahl von 2160 Schwerewerte reduziert wird. Dies begünstigt allein den Rechenfortschritt und stellt keine Einschränkung der allgemeinen Modellrechnungen dar.

3.1.2 Das Geoid

Das von Rapp et al. (1992) entwickelte globale Modell des Schwerepotentials OSU91A kombiniert in einer Kugelfunktionsentwicklung bis zum Grad 360 Satellitenbahn-Verfolgungsdaten, Schweredaten auf dem Land, Ergebnisse der Satelliten-Altimetrie sowie digitale Geländemodelle. Das Modell gibt die Geoidundulationen weltweit mit einer Auflösung von ca. 55 km wieder. Die Bereiche auf Kontinenten, in denen Schweredaten nicht verfügbar sind, werden mit Anomalien aufgefüllt, die aus der Topographie und ihrer isostatischen Kruste-Mantel-Grenzfläche abgeleitet worden sind.

Abbildung 17 zeigt die mittleren Höhen der Anden (50×50 km-Blöcke) zusammen mit dem OSU91A-Geoid in dem durch das Modell abgedeckten Gebiet. Das Maximum von knapp 50 m wird in Bolivien über dem Altiplano erreicht. Ein Nebenmaximum von mehr als 44 m existiert in der bereits erwähnten Region um den Vulkan Ojos del Salado (Teilabschnitt 3.1.1). Auffällig ist die gute Korrelation des Geoid-Isolinienverlaufs mit der Topographie. Vor allem der Bereich südlich 27°S wird bei Rapp et al. (1992) als Bereich ohne Schweredaten ausgewiesen und bei der Gewinnung der Kugelfunktions-Koeffizienten mit topographisch und isostatisch bedingten Anomalien ergänzt. Dies hat zur Konsequenz, daß das Undulationsbild im kurzwelligen Bereich (einige hundert Kilometer) hier rein durch die Topograhie und ihre isostatische Wurzel geprägt ist.

In der Bouguer-Anomalie sind die Beiträge sowohl der topographischen Massen auf dem Kontinent als auch die der fehlenden topographischen Massen im Ozean eliminiert. Diese Beiträge müssen auch vom beobachteten Geoid subtrahiert werden, um Vergleichbarkeit der beiden Signale herzustellen. Beide Signale müssen topographie-reduziert sein, da im Dichtemodell bei interaktiver Bearbeitung der topographische Aufbau und die Bathymetrie aus praktischen Gründen der Modellierung nicht weiter berücksichtigt werden. Im Gegensatz zur *topographischen* Reduktion, die einer rechnerischen Einebnung des Geländes rund um eine Schwerestation gleichkommt, bedeutet *topographie-reduziert* in diesem Zusammenhang den Abzug der Wirkung aller topographischen Massen.

Zur Berechnung des Geoidbeitrags der kontinentalen Topographie und der ozeanischen Bathymetrie wurden digitale Geländehöhen zwischen 12°-35°S und 57°-79°W verwendet und durch Dreiecksbildung zu zwei geschlossenen Körpern (Landmassen über NN und Wassermassen unter NN) zusammengefügt. Ihr Beitrag wurde mit Dichten von 2,67 g/cm^3 bzw. -1,64 g/cm^3 an Stationen berechnet, die zwischen 19°S und 30°S sowie 62°W und 72°W

mit einem dem Auflösungsvermögen des Geoids entsprechenden Abstand gleichmäßig verteilt sind und das Gebiet der Anden-Geotraverse gleichmäßig überdecken. Auf dem Ozean liegen die Stationen auf NN, sonst auf der topographischen Oberfläche. Abbildung 18a zeigt diesen Beitrag, der im Maximum mehr als 140 m erreicht. Das OSU91A-Geoid nach Abzug dieses Beitrags zeigt Abbildung 18b.

3.2 Ableitung der Modellgeometrie und möglicher Anfangsdichten aus externen Randbedingungen

3.2.1 Die abtauchende Nazca-Platte

Eine wesentliche Randbedingung für die Konstruktion eines Lithosphärenmodells am aktiven Kontinentalrand Südamerikas stellt eine möglichst genaue Kenntnis der abtauchenden Nazca-Platte dar. Mit ihrer im Vergleich zum umgebenden Mantel höheren Dichte, die aus ihrer thermischen Struktur resultiert, trägt sie nicht unerheblich zum Schwerefeld und zum Geoid in den zentralen Anden bei, wie hier noch gezeigt werden wird. Beispielsweise ermitteln Grow & Bowin (1975) in einer zweidimensionalen Modellrechnung einen Beitrag von 170 mGal, Strunk (1990) bestimmt diesen Beitrag zu 55 mGal. Beim Geoid wird eine positive Korrelation der langwelligen Anteile mit der globalen Verteilung der Subduktionszonen festgestellt (z. B. Hager, 1984). Folgende Punkte spielten bei der Bildung der Modellkörper, die zur Nazca-Platte gehören, eine Rolle:

- Allgemeine Form der abtauchenden Platte,
- Sedimentbedeckung des Ozeanbodens,
- Ozeanische Kruste,
- Mächtigkeit und Unterteilung der ozeanischen Lithosphäre vor der Subduktionszone,
- Thermischer und chemischer Auftrieb und
- Eindringen in den unteren Mantel.

3.2.1.1 Allgemeine Form

Grundlegende Randbedingung für die Modellierung der abtauchenden Platte ist die Geometrie der Wadati-Benioff-Zone der Nazca-Platte, umfassend kompiliert von Cahill & Isacks (1992) basierend auf Erdbebenlokationen des International Seismological Centre (siehe Abbildung 6). Die Seismizität reicht zunächst bis in eine Tiefe von 350 km und setzt dann nach einer aseismischen Lücke im Bereich der Tiefbeben bei 575 km wieder ein. Im Tiefenbereich zwischen 350 km und 575 km kann die Platte durch Hypozentren nicht belegt werden, sie wird hier jedoch tomographisch als Zone erhöhter P-Wellengeschwindigkeit sichtbar gemacht (Engdahl et al., 1995b; Dorbath & the Lithoscope Andean Group, 1996).

Aus der Tiefenisoliniendarstellung geht deutlich die Einteilung in Gebiete flachen und mäßigen Abtauchens hervor. Unter Peru (8°S - 14°S) und Nordwest-Argentinien (28°S - 32°S) hält sich die Platte über mehrere hundert Kilometer in einer Tiefenlage von ca. 100 km. Ein mäßiger Abtauchwinkel von 30° liegt sowohl südlich von 33°S, als auch zwischen 15°S und 27°S vor. Allerdings läßt sich ein allmähliches Verflachen des Abtauchwinkels in Richtung Süden ab ca. 23°S beobachten. Zwischen 21,5°S und 24,5°S wird der Abtauchwinkel zusätzlich durch mehr als 2000 ausgewählte und relokalisierte Erdbeben-Hypozentren des PISCO'94

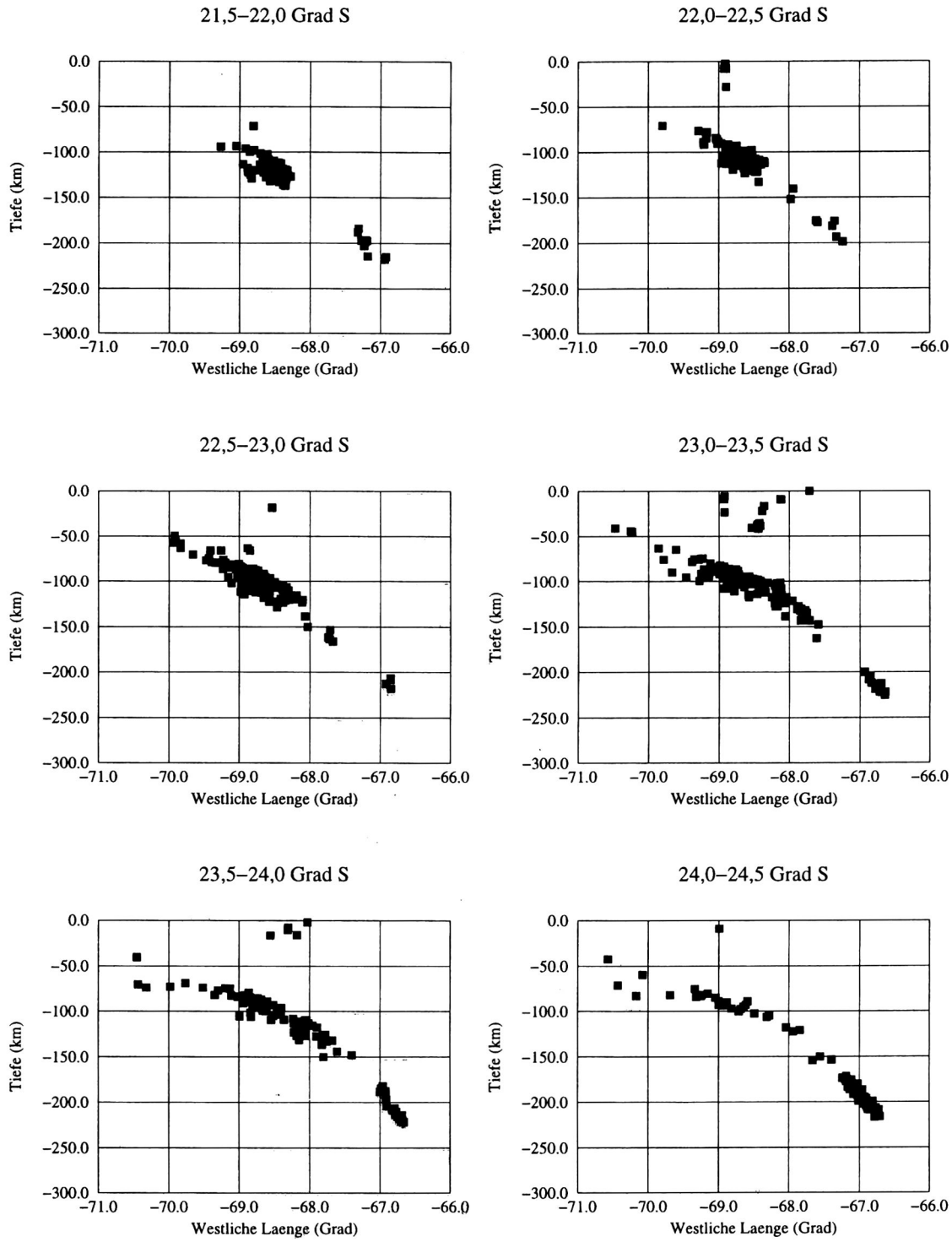

Abbildung 19: Ausgewählte und relokalisierte Hypozentren des PISCO'94 Erdbebenkatalogs (Rudloff & Asch, 1996).

Katalogs kontrolliert (Rudloff & Asch, 1996), welche in Abbildung 19 dargestellt sind. Auch hier ist ein Flacherwerden des Abtauchens im Tiefenbereich bis 150 km in Richtung Süden zu erkennen.

3.2.1.2 Sedimentbedeckung des Ozeanbodens

Bei refraktionsseismischen Messungen stellen Fisher & Raitt (1962) vor Antofagasta weder am Kontinentalhang noch als Trenchverfüllung eine nennenswerte Sedimentbedeckung des Ozeanbodens fest. Kulm et al. (1977) und Huene et al. (1985) betrachten ebenfalls die Sedimentmächtigkeit zwischen 15°S und 32°S als nicht wesentlich. Auch ein Akkretionskeil ist hier nicht vorhanden. Lediglich an einem reflexionsseismischen Profil vor Peru bei 10°S werden 2 km Sedimentmächtigkeit am Kontinentalhang und ein maximal 100 km breiter Akkretionskeil festgestellt (Huene et al., 1985).

Bei einer zweidimensionalen gravimetrischen Vorwärtsmodellierung der andinen Subduktionszone bei ca. 23°S arbeiten Grow & Bowin (1975) mit einer 1,5 - 2 km mächtigen Deckschicht, die den gesamten Ozeanboden mit einer Dichte von 2,6 g/cm^3 bedeckt. Strunk (1990) faßt in einer vergleichbaren Schicht den oberen Teil des basaltischen Ozeanbodens mit den wenigen Sedimenten zusammen.

3.2.1.3 Ozeanische Kruste

Der Verlauf der ozeanischen Moho im Modelliergebiet ist hauptsächlich durch refraktionsseismische Messungen älterer Herkunft bekannt (Fisher & Raitt, 1962; Ocola & Meyer, 1973). Auf dieser Grundlage modellieren Grow & Bowin (1975) eine ca. 7 km mächtige und 2,9 g/cm^3 dichte Schicht, deren Unterkante 200 km westlich des Trench bei 11,5 km Tiefe und im Trench bei 18 km Tiefe liegt. Sie entspricht der "ocean layer No. 3" (sheeted dike basalts), für die Carlson & Herrick (1990) anhand von ODP-Bohrungen im Atlantik eine Dichte von 2,92 g/cm^3 bis 2,97 g/cm^3 ermittelt haben. Die Durchnittsdichte für ozeanische Kruste geben Carlson & Herrick (1990) mit 2,86±0,03 g/cm^3 an.

Strunk (1990) orientiert sich bei ihrer gravimetrischen 3D-Vorwärtsmodellierung bezüglich Mächtigkeit und Dichte der ozeanischen Kruste an Fisher & Raitt (1962) und Grow & Bowin (1975). Schließlich nehmen Norabuena et al. (1994) bei einer 3D Ray Tracing Modellierung der abtauchenden Platte unter Peru basierend auf früheren Arbeiten eine Standard-Mächtigkeit von 6 km und eine Dichte von 2,8 - 2,9 g/cm^3 für ozeanische Kruste an. Eine vorläufige Auswertung der während des CINCA-Experimentes durchgeführten seismischen Messungen deuten auf eine Mächtigkeit der ozeanischen Kruste zusammen mit ihrer Sedimentbedeckung im Trench von rund 7 km hin (Patzwahl et al., 1996).

3.2.1.4 Mächtigkeit und Unterteilung der ozeanischen Lithosphäre

Aufbauend auf älteren Arbeiten legt Anderson (1995) dem Begriff "Lithosphäre" ein rein mechanisches Konzept zugrunde. Demnach existieren Eigenschaften wie Elastizität und Biegsamkeit nur bis in Tiefen, die dem Verlauf der 650°C-Isotherme entsprechen. Tieferliegendes Mantelmaterial verhält sich bereits plastisch. Seismizität wird nur im Bereich oberhalb 650°C beobachtet, weswegen dieser Teil des Mantels auch als "Seismic Lid" bezeichnet wird. Die 1200°C-Isotherme wird als "Thermal Boundary Layer (TBL)" bezeichnet und als Abgrenzung zur konvektierenden Asthenosphäre aufgefaßt. Der Bereich zwischen dem Seismic Lid und der TBL zeichnet sich durch erniedrigte Viskosität und plastisches Fließen aus, wird durch Scherkopplung vom Seismic Lid mitgeschleppt, nimmt aber nicht an der Asthenosphärenkonvektion teil. Als Faustregel gibt Anderson (1995) die gesamte Schicht bis zur TBL etwa doppelt so mächtig wie die elastische Lithosphäre an und geht von einer Änderung der Phase, des Chemismus, der Mineralogie oder des Hydratisierungsgrades am Boden des Seismic Lid aus.

Dies legt eine Modellierung der ozeanischen Platte, abgegrenzt von der konvektierenden Asthenosphäre, in drei Schichten nahe: Kruste, harter Kern bis zur 650°C-Isotherme und

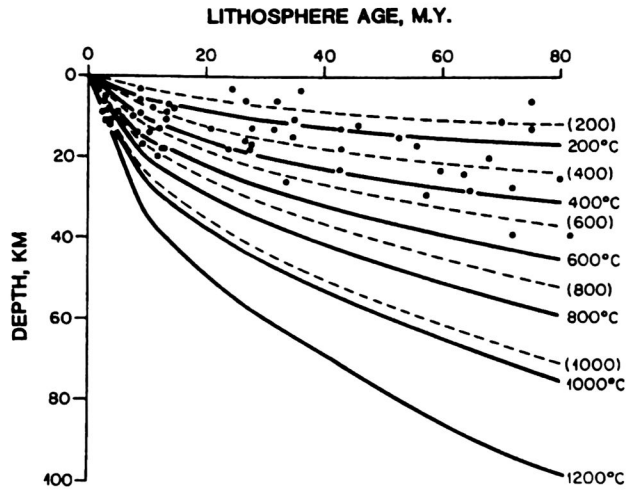

Abbildung 20: Tiefenverlauf einiger Isothermen bis 1200°C in Abhängigkeit vom Alter der Lithosphäre nach Denlinger (1992). Der Temperaturverlauf resultiert aus Modellierungen der Ozeanbodentopographie und des Wärmeflusses mit durchschnittlicher (gestrichelte Kurven) und variabler (durchgezogene Kurven) thermischer Diffusivität. Erdbebenlokationen sind als Punkte dargestellt.

plastische Überganszone bis zur TBL. Beispiele hierfür lassen sich in der Literatur finden. Grow & Bowin (1975) modellieren den Slab dreigeteilt und Norabuena et al. (1994) konstruieren neben der 6 km mächtigen Kruste einen 36 km mächtigen Plattenkern mit einem P-Wellengeschwindigkeitskontrast von 8% zum umgebenden Mantel, sowie eine 23 km mächtige Übergangszone zur Astenosphäre. Mit diesem Modell erklären sie die negativen Laufzeitresiduen von mehr als 4 s in der flach abtauchenden Platte unter Peru am besten, wobei sich die Wellenstrahlen nur in der kalten Kernschicht bewegen.

Die Dicke des Seismic Lid und der TBL hängen vom Tiefenverlauf der jeweiligen Isothermen ab. Die Abhängigkeit dieses Verlaufs vom Alter wird z.B. von Parsons & Sclater (1977) als Abkühlung einer Platte mit konstanter thermischer Diffusion beschrieben. Denlinger (1992) löst die Wärmeflußgleichung unter Einbezug beobachteter Variationen der thermischen Diffusivität von Olivin und Pyroxen. Der Verlauf der 1200°C-Isolinie ist in beiden Berechnungen gleich, kühlere Isothermen, insbesondere auch die 650°C-Kurve, verlaufen bei Denlinger (1992) jedoch tiefer (siehe Abbildung 20). Das Alter der Nazca-Platte wird in der Literatur widersprüchlich angegeben. Mayes et al. (1990) bestimmt den ältesten Teil der Platte vor der Subduktion zu 84 Ma, wohingegen Cande & Haxby (1991) 50,5 Ma für diesen Teil angeben. Krawczyk & Marquart (1995) berechnen aus Höhe und Halbwertsbreite der elastisch bedingten Aufwölbung (Forebulge) der Nazca-Platte vor dem Trench deren elastische Dicke und ermitteln Werte zwischen 20 und 40 km. Mit dem Verlauf der 650°C-Isotherme nach Denlinger (1992) ergibt dies ein Plattenalter von maximal 50 - 60 Ma. Neuere Ergebnisse aus dem CINCA-Experiment deuten ebenfalls auf das jüngere, eozäne Plattenalter hin (Reichert, 1996). Abbildung 21 zeigt das Alter der Nazca-Platte vor dem Peru-Chile Trench. Grundlage ist hier die von Mueller et al. (1993) kompilierte digitale Alterskarte des Ozeanbodens.

3.2.1.5 Thermischer und chemischer Auftrieb

Durch niedrigere Temperaturen in der Platte kommt es gegenüber dem umgebenden Mantel zur Volumenkontraktion und damit zu einer Erhöhung der Dichte. Die daraus resultierenden, thermisch bedingten Körperkräfte führen zu einem Absinken der Platte (negativer

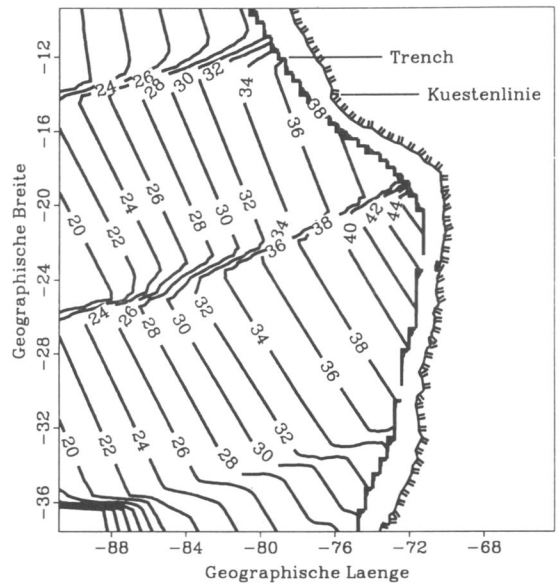

Abbildung 21: Alter der Nazca-Platte vor dem Peru-Chile Trench in Millionen Jahre nach Mueller et al. (1993).

Auftrieb). Chemisch bedingte Dichteinhomogenitäten innerhalb der Platte werden dadurch hervorgerufen, daß durch Transformationsprozesse der gesteinsbildenden Minerale dichtere Phasen erzeugt werden. Hierbei spielt die Temperaturverteilung in der abtauchenden Platte eine Schlüsselrolle. Die für die Dichteverteilung wichtigsten Phasentransformationen sind die Verwandlung von Basalt in Eklogit und die in ihrer Tiefenlage gegenüber dem umgebenden Mantel verschobene Umwandlung von Olivin in Spinell (zunächst in die β-, dann in die γ-Phase) und von γ-Spinell in Perovskit.

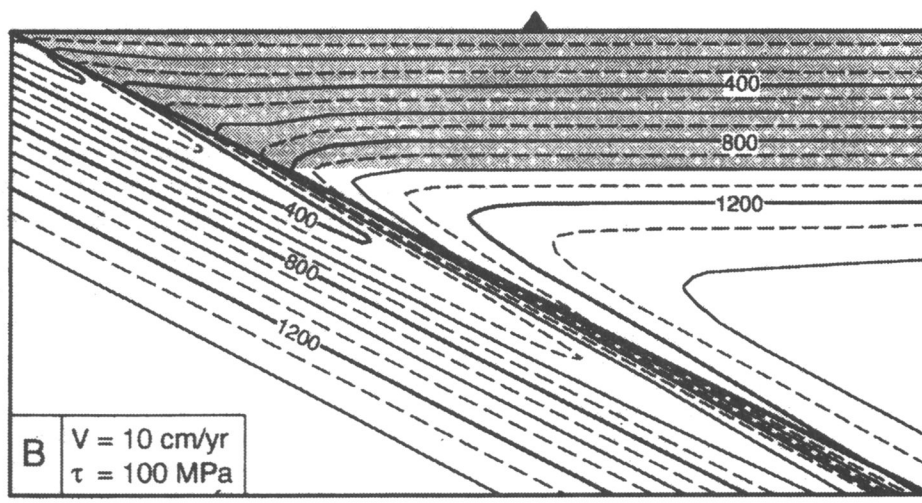

Abbildung 22: Temperaturverteilung in °C in einer abtauchenden ozeanischen Lithosphäre nach Peacock (1993b) mit der Subduktionsgeschwindigkeit V und der Scherspannung τ. Die graue Schattierung entspricht einer 65 km mächtigen, mechanisch festen Lithosphäre.

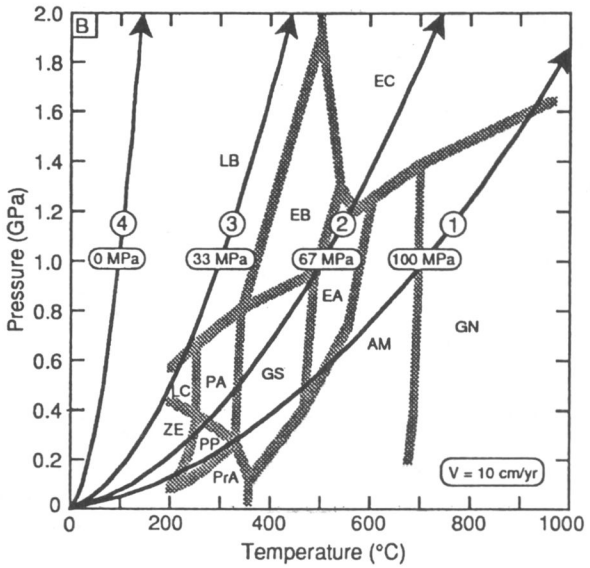

Abbildung 23: Berechnete P-T-Pfade für ozeanischen Krustenbasalt in einem Metamorphose-Diagramm nach Peacock (1993a) unter Berücksichtigung der Subduktionsgeschwindigkeit V für vier Scherspannungen. Die wichtigsten Abkürzungen: AM, Amphibolit-Fazies; EA, Epidot-Amphibolit-Fazies; EB, Epidot-Blauschiefer-Fazies; EC, Eklogit-Fazies; GN, Granulit-Fazies; GS, Grünschiefer-Fazies; LB, Lawsonit-Blauschiefer-Fazies; ZE, Zeolit-Facies.

Für die metamorphe Entwicklung des ozeanischen Krustenbasalts ist besonders die Temperaturverteilung der obersten 150 km der abtauchenden Platte von Wichtigkeit. Sie ist durch das Plattenalter, die Dicke, die Subduktionsgeschwindigkeit, den Abtauchwinkel, die durch Scherspannungen zwischen Unter- und Oberplatte erzeugte Erwärmung und die Wärmezufuhr durch den konvektierenden Asthenosphärenkeil bestimmt. Peacock (1993a, 1993b) berechnet Temperaturverteilungen für Platten mit konstantem Abtauchwinkel von ca. 27° und variablen Subduktionsgeschwindigkeiten und Scherspannungen. Abbildung 22 zeigt die Temperaturverteilung für Subduktion mit einer Geschwindigkeit von 10 cm/a und einer Scherspannung von 100 MPa. Darauf aufbauend werden verschiedene metamorphe Entwicklungen des Krustenbasalts durch Berechnung von P-T-Pfaden vorhergesagt (Abbildung 23). Bei Subduktionsvorgängen mit geringer Schererwärmung und hohen Abtauchgeschwindigkeiten führt der P-T-Pfad durch das Blauschieferfeld zum Eklogit, der ab einer Temperatur von 50°C und einer Mindesttiefe von 70 km gebildet wird. Dabei wird das im Basalt gebundene Wasser freigesetzt. Giese (1995) und Giese & Asch (1996) wenden Peacocks Methodik auf die Nazca-Platte an und leiten eine Transformationstiefe von 70-120 km ab, wobei es bei der Eklogitbildung zu einer Volumenverringerung von 10-20% mit entsprechender Dichtezunahme kommt. Für den Bereich flachen Abtauchens wird ein Verlauf des P-T-Pfades durch das Epidot-Blauschieferfeld und das Amphibolitfeld in das Eklogitfeld angenommen, so daß hier schon bei rund 60 km Tiefe Eklogit vorliegt. Anderson (1989) nimmt an, daß Eklogit bis zum Eintritt in den unteren Mantel stabil ist und gibt eine Dichte von 3,56 g/cm^3 an, Christensen & Mooney (1995) ermitteln eine Eklogitdichte von 3,51 g/cm^3 in 50 km Tiefe.

Die Transformations-Reaktion von Olivin nach Spinell verläuft normalerweise exotherm in einer Tiefe von 400 km und es kommt zu einer Dichtezunahme von ca. 0,2 g/cm^3. Einer Modellrechnung von Schubert et al. (1975) zufolge ist diese Reaktion innerhalb der Platte um bis zu 115 km zu kühleren Temperaturen hin, d. h. nach oben, verschoben, wie in Abbildung 24a dargestellt ist. Die Reaktion der Umwandlung von Spinell in Perovskit hingegen

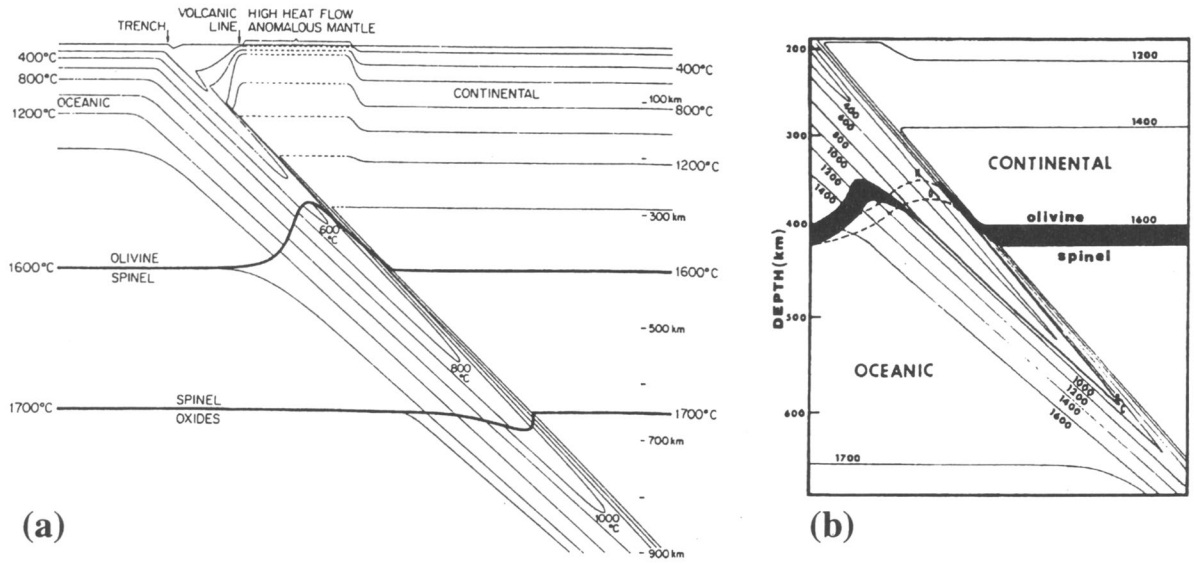

Abbildung 24: (a) Temperaturverteilung innerhalb der subduzierenden Platte nach Schubert et al. (1975) mit nach oben verschobenem Olivin-Spinell-Übergang und nach unten verschobenem Spinell-Perovskit-Übergang. (b) Verzögerung des Olivin-Spinell-Übergangs nach Sung & Burns (1976). Dies hat einen metastabilen Olivinkeil im kalten Kern der Platte in Tiefen > 400 km zur Folge.

erfolgt in einer Tiefe von 670 km endotherm mit einer Dichtezunahme von ca. $0{,}4\,g/cm^3$. Da hier Wärme verbraucht wird, ist sie innerhalb der Platte zu wärmeren Temperaturen hin nach unten verschoben. Schubert et al. (1975) ermitteln eine Ausbeulung von rund 30 km (siehe Abbildung 24a). Die nach oben verschobene Reaktion ruft einen positiven Dichtekontrast, die nach unten verschobene einen negativen Dichtekontrast zum umgebenden Mantel hervor, die in Abtriebs- bzw. Auftriebskräften resultieren. In der Summe ist der Auftrieb negativ. Sung & Burns (1976) hingegen postulieren einen metastabilen Olivinkeil im kalten Kern der Platte, der nicht an der Phasenreaktion teilnimmt und sich bis in Tiefen von 600 km erstreckt (siehe Abbildung 24b). Ein metastabiler Olivinkeil in Tiefen > 400 km wird auch zur Erklärung der Natur von Tiefbeben benötigt (z. B. Green II, 1995). Entlang der Ränder des Olivinkeils bilden sich Spinell-Linsen, die ähnlich Mikrorissen eine Schwächezone darstellen.

Anderson (1989) nimmt an, daß die Dichteerhöhung aufgrund thermischer Kontraktion mit einem Expansionskoeffizient von $3 \cdot 10^{-5}/°C$ bei einem maximal anzunehmenden Temperaturunterschied von 1000°C zwischen Slab und umgebendem Mantel etwa 3% beträgt. Eine wesentlich stärkere Zunahme der Dichte führt er darauf zurück, daß in der Platte nicht nur zwei Phasengrenzen existieren, sondern eine ganze Reihe von exothermen Phasentransformationen sich über den gesamten Abtauchbereich erstrecken und in der Platte nach oben verschoben sind. Negativer thermischer und chemischer Auftrieb zusammen sollen in der Platte eine durchschnittliche Dichteanomalie von bis zu $0{,}4\ g/cm^3$ ergeben. Der positive Dichtekontrast ist allerdings nicht konstant mit der Tiefe. Anderson (1989) gibt, in Abhängigkeit von der Tiefe, V_p-Anomalien und unterschiedliche Phasentransformationen mit Dichtezunahmen in Prozent an. Demnach ist die Dichteerhöhung zwischen 300 und 550 km besonders groß.

3.2.1.6 Eindringen in den unteren Mantel

An der Grenze vom oberen zum unteren Mantel in etwa 670 km Tiefe nimmt die Dichte um $0{,}4\ g/cm^3$ zu und die Viskosität wird stark erhöht (z. B. Richards & Hager, 1984). Die von

Schubert et al. (1975) ermittelte negative Dichteanomalie an der 670-km-Diskontinuität zieht zwar positiven Auftrieb nach sich, kann das Absinken der Platte aber nur bremsen und nicht stoppen. Dieser Effekt wird für die kompressiven Herdflächenlösungen der Tiefbeben verantwortlich gemacht. Nach Anderson (1989) ist der "Slab" leichter als die obersten Schichten des unteren Mantels. Durch Schubkräfte von oben und das Ausbeulen der Spinell-Perovskit-Grenze nach unten staut sich die Platte an der Viskositätsgrenze und drückt diese nach unten: Anderson (1989) zufolge um maximal 100 km. Man kann also von einem Eindringen der Platte in den unteren Mantel sprechen, es wird aber angenommen, daß die Platte nicht an der Konvektion des unteren Mantels teilnimmt, sondern sich eher an der Phasengrenze stapelt.

Eine gute Zusammenfassung über das Schicksal der tiefen Platte und ihr Eindringen in den unteren Mantel gibt Lay (1994). Neue Erkenntnisse über den Verbleib abtauchender Platten unterhalb der Tiefbebenzone wurden mit Hilfe von seismischer Tomographie gewonnen. Man beobachtet 3 - 5% höhere seismische Geschwindigkeiten in der Überganszone zum unteren Mantel. Dies wird durch die in diesem Bereich immer noch kalte Platte verursacht. Tomographische Betrachtungen der Kurilen-Platte ergaben sowohl ein Eindringen in den unteren Mantel, als auch ein Aufstapeln und Abbiegen der Platte längs der Viskositätsgrenze. Vidale & Benz (1992) haben die 670-km-Diskontinuität der gesamten Erde tomographisch kartiert und stellen eine Depression von einigen Zehnerkilometern unter Südamerika fest. Engdahl et al. (1995a) stellen ein Eindringen der Nazca-Platte in den unteren Mantel sowie ein teilweises Abbiegen der südlichen Tiefbebenzone fest.

3.2.1.7 Die "Slab-Toolbox"

Die in den vorangegangenen Teilabschnitten 3.2.1.1 bis 3.2.1.6 angestellten Betrachtungen zu den Randbedingungen einer Modellierung der Schwere und des Geoidsignals der Nazca-Platte werden bei der Ausgestaltung der Platte im 3D-Dichtemodell gemäß untenstehender Liste berücksichtigt. Mit dem Konzept einer "Modellier-Toolbox" für die abtauchende

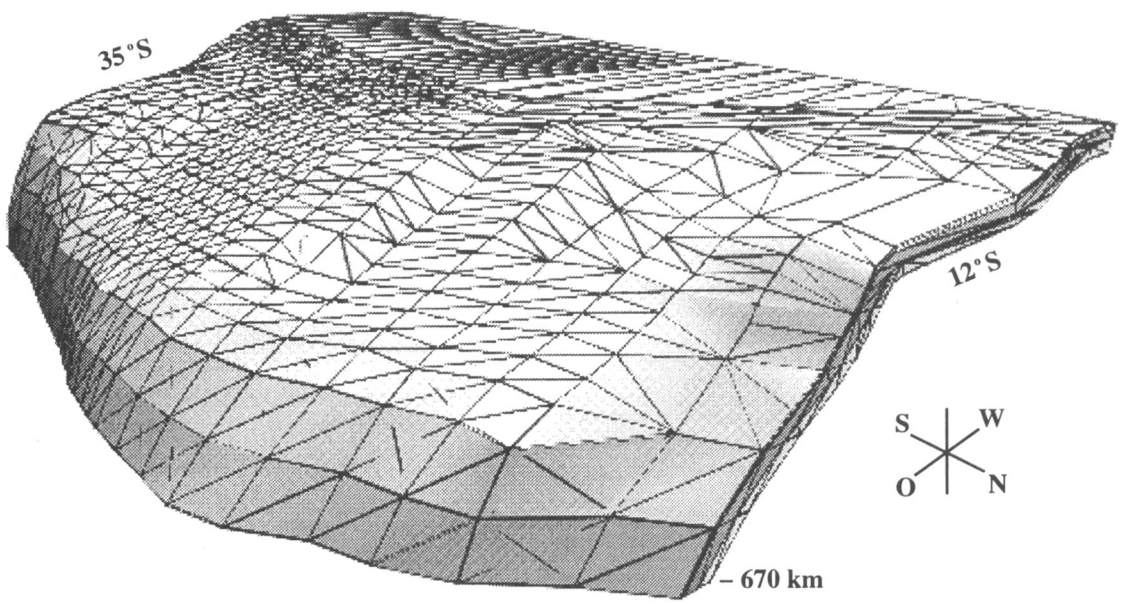

Abbildung 25: Form des abtauchenden Slab im 3D-Dichtemodell mit Dreiecksflächen nach Cahill & Isacks (1992) und Rudloff & Asch (pers. Mitt.).

Platte ("Slab-Toolbox") soll die Möglichkeit geschaffen werden, das resultierende Schwere- und Geoidsignal der Dichteinhomogenitäten, die beispielsweise aus den Phasenumwandlungen oder dem Eindringen der Platte in den unteren Mantel resultieren, auf einfache Weise abzuschätzen. Dies wird dadurch erreicht, daß die aufwendige Konstruktion eines Systems von Dichtekörpern, welches die Modellierung unterschiedlicher Dichtestrukturen zuläßt, nur einmal durchgeführt wird und später einzelne Dichtewerte während der interaktiven Bearbeitung, je nach Fragestellung, zugewiesen werden.

- Generelle Form nach Tiefenkonturen gemäß Cahill & Isacks (1992) (siehe Abbildung 25). In Tiefenregionen, aus denen keine Erdbeben kommen, wird die Form der Dichtekörper interpoliert bzw. bis 670 km extrapoliert.
- Genereller Aufbau der Platte in drei Schichten: Kruste, kalter Lithosphärenkern und plastische Übergangszone zur Asthenosphäre. Diese Struktur wird auch nach Verlassen der Erdoberfläche beibehalten.
- Keine Sedimentschicht, dafür 2km-Schicht mit 2,6 g/cm^3.
- 6,5 km mächtige ozeanische Kruste mit 2,9 g/cm^3.

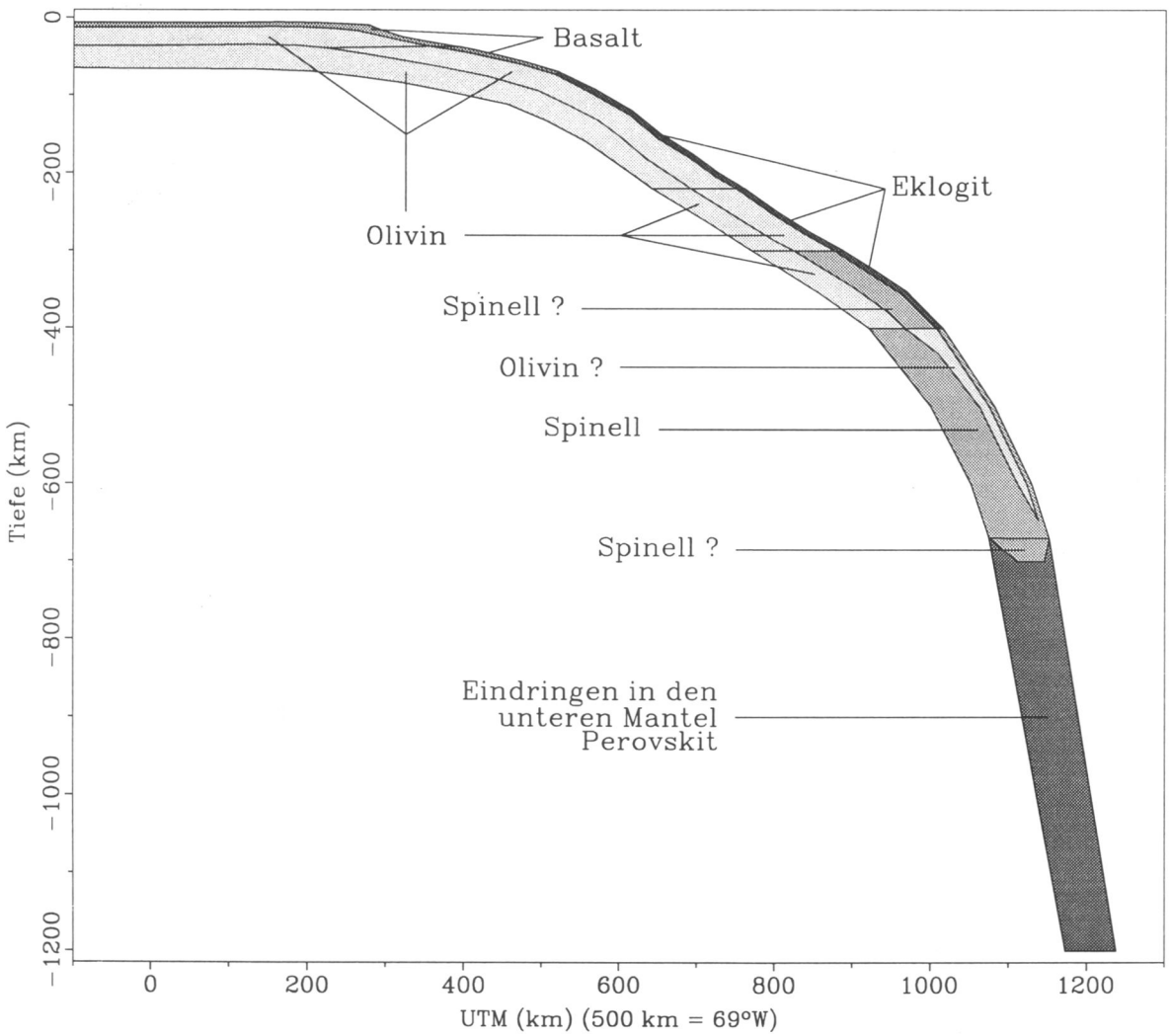

Abbildung 26: Tiefenschnitt durch das Slab-Modell bei 22°S mit den vorgesehenen Dichtekörpern in der "Slab-Toolbox".

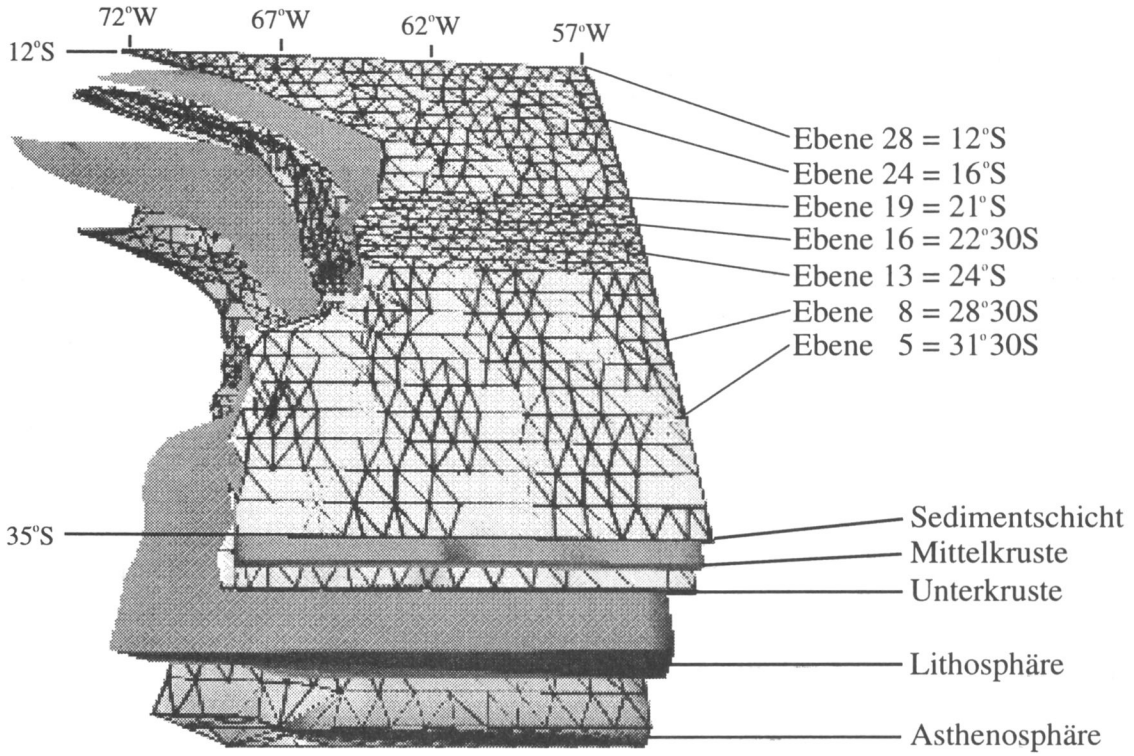

Abbildung 27: Genereller Aufbau des südamerikanischen Kratons im Modell durch fünf vertikal geschichtete Blöcke.

- Modellierung des Forebulge nach Profilen von Krawczyk & Marquart (1995).
- Platte im ältesten Teil ca. 75 km mächtig, sonst weniger.
- Eklogitisierung der ozeanischen Kruste ab Tiefen von 60-70 km. Dichte 3,5 g/cm^3.
- Einteilung in mehrere Tiefenkörper, um verschiedene chemisch bedingte Dichtekontraste testen zu können. Berücksichtigung eines Körpers für einen metastabilen Olivinkeil.
- Das Eindringen in den unteren Mantel wird durch Konstruktion eines Dichtekörpers bis 1200 km simuliert. Darüberhinaus ist ein Körper für den retardierten Spinell-Perovskit-Übergang vorgesehen.

Einen Tiefenschnitt durch das Slab-Modell bei 22°S mit den vorgesehenen Dichtekörpern zeigt Abbildung 26.

3.2.2 Der südamerikanische Kraton

Die bestimmende Bedeutung, die die Nazca-Platte westlich der Konvergenzzone für das Dichtemodell der Anden hat, kommt im Osten dem südamerikanischen Kraton zu. Seinen grundsätzlichen Aufbau im Modell durch fünf vertikal geschichtete Blöcke mit (1) Sedimentbedeckung, (2) Mittelkruste, (3) Unterkruste, (4) lithosphärischem Mantel und (5) Asthenosphäre zeigt Abbildung 27. Nach Norden, Osten und Süden sind diese Modellteile durch den Modellrand begrenzt, nach Westen erfolgt die Begrenzung in erster Näherung durch den Ostabfall der Anden (siehe auch Abbildung 17).

Einen Überblick über den tektonischen Stil des östlichen Andenvorlandes und dessen Änderungen in NS-Richtung in Abhängigkeit vom Abtauchwinkel der Nazca-Platte geben beispielsweise Jordan et al. (1983). Das dem Altiplano und der Ostkordillere vorgelagerte Subandin ist ein Falten- und Überschiebungsgürtel, der sich von Norden kommend bis rund 23°S erstreckt, und dessen Deformationsstil ("thin-skinned tectonics") nur das aufliegende junge Sedimentpaket umfaßt (z. B. Mingramm et al., 1979; Roeder, 1988). Daran schließt sich bis ca. 26°S das der Puna und Ausläufern der Ostkordillere vorgelagerte Sta. Barbara System an, welches als Übergangszone zu den südlich folgenden Sierras Pampeanas zu betrachten ist. Das Sta. Barbara System zeigt u. a. mesozoische Gesteine, die Deformation schließt bereits Teile des kristallinen Basements mit ein (z. B. Allmendinger et al., 1983; Jordan et al., 1983; Grier et al., 1991). Das Subandin und das Sta. Barbara System werden im Osten durch das Tiefland des Chaco begrenzt. Die Sierras Pampeanas sind einem Teil der Anden vorgelagert, der kein Hochplateau und keinen rezenten Vulkanismus mehr aufweist, und zeichnen sich durch eine plio-pleistozäne Hebung des kristallinen Basements aus ("thick-skinned tectonics", z. B. Allmendinger et al., 1983; Jordan et al., 1983). Dieser sich entlang dem Streichen der Anden ändernde Stil der Vorland-Tektonik wird laut Allmendinger et al. (1983) wenigstens teilweise durch paläo-geographische Strukturen kontrolliert. Whitman et al. (1992) weisen auf eine Änderung der Verhältnisse im oberen Mantel in NS-Richtung hin, auf die noch eingegangen werden wird.

Als Hauptursache für die Verdickung der andinen Kruste wird heute das Unterschieben des Brasilianischen Schildes unter die Anden (z. B. Suárez et al., 1983; Lyon-Caen et al., 1985) und die daraus resultierende Krustenverkürzung und krustale Stapelung betrachtet (z. B. Allmendinger, 1986; Reutter et al., 1988; Roeder, 1988; Sheffels, 1990; Schmitz, 1994). Die bekannten

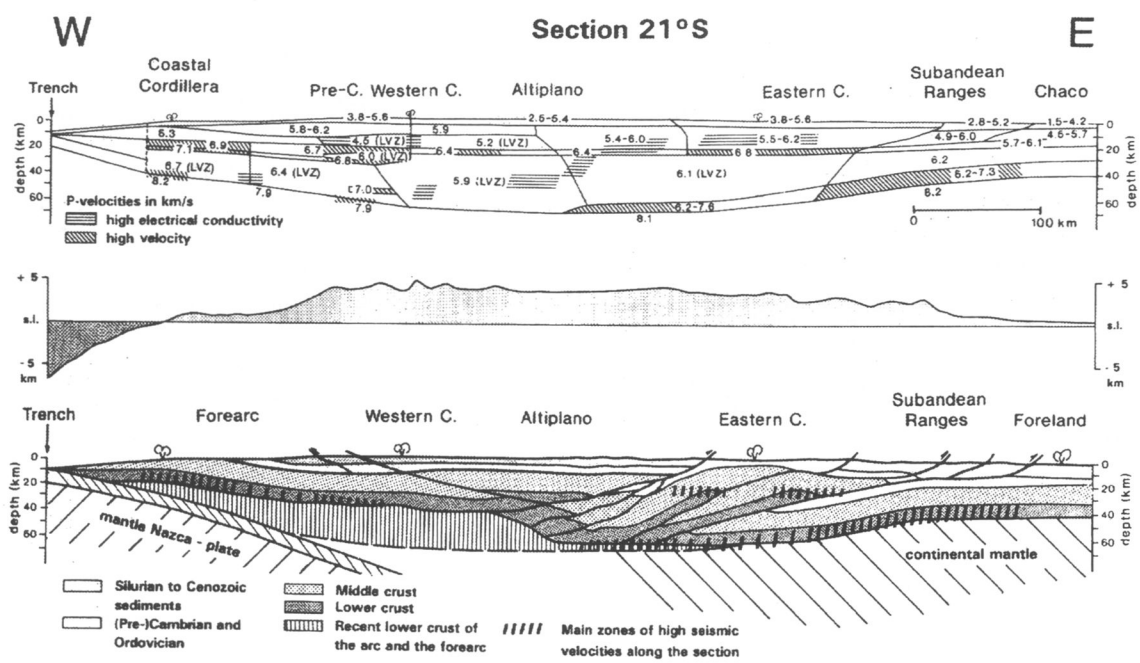

Abbildung 28: Geschwindigkeitsmodell, topographisches Profil und bilanziertes Krustenmodell ("crustal balancing") nach Schmitz (1994). Das Geschwindigkeitsmodell bei 21°15'S stammt von Wigger et al. (1994) und enthält neben Hochgeschwindigkeitszonen auch Zonen erhöhter elektrischer Leitfähigkeit nach Schwarz et al. (1994).

Krustenverkürzungen in den Anden und ihre zeitliche und räumliche Verteilung faßt Schmitz (1993) zusammen. Isacks (1988) fordert als Ursache für die Hebung des Altiplano-/Puna-Plateaus duktile Verkürzung in der Unterkruste verbunden mit thermischer Ausdünnung der Lithosphäre. Ein "crustal balancing"-Modell auf der Grundlage eines West-Ost gerichteten, das gesamte Andenorogen überspannenden refraktionsseismischen Profils bei 21°S Wigger et al. (1994) stellt Schmitz (1993) bereit. Ausgehend von einer Krustenverkürzung von 320 km seit der Oberkreide wird ein Überschieben der Anden auf das Vorland entlang zweier Überschiebungsbahnen mit Stapelung von Unter- und Mittelkrustenpartien des Brasilianischen Schildes tektonisch modelliert (siehe Abbildung 28). Nach Allmendinger & Gubbels (1996) läuft die Krustenverkürzung und -verdickung auf zwei verschiedene Arten ab. Nördlich von 23°S liegt der "simple shear"-Modus vor, bei dem die Verkürzung der Oberkruste nicht in derselben vertikalen Säule stattfindet, wie die Verkürzung der Unterkruste, sondern seitlich versetzt (Faltungs- und Überschiebungsgürtel im Subandin und Stapelung der Unterkruste unter dem Altiplano). Beim "pure shear"-Modus südlich von 24°S finden Verkürzung und Verdickung von Ober- und Unterkruste übereinander liegend statt. Dies gilt für Ostkordillere und Teile der Puna.

Im Dichtemodell wird die Mächtigkeit der undeformierten Vorlandkruste mit 40 km angenommen. Dies geht auf refraktionsseismische Messungen von Giese & Schütte (1980) im Bereich des Brasilianischen Schildes zurück. Bestätigt wird diese Mächtigkeit im Chaco bei 21°S ebenfalls durch refraktionsseismische Arbeiten von Wigger et al. (1994), die darüber hinaus unter dem Subandin und dem Chaco zwischen 30 und 40 km Tiefe seismische Geschwindigkeiten bis zu 7,3 km/s feststellen, welche ab 40 km auf 8,2 km/s ansteigen (siehe Abbildung 28). Schmitz (1993, 1994) sieht für sein Startmodell eine 10 km mächtige Unterkruste vor. Dies wird für das Dichtemodell übernommen. Christensen & Mooney (1995) geben für Unterkrustendichten im Bereich alter Schilde Werte von bis zu 3,1 g/cm^3 an. Kley et al. (1996) modellieren unter dem Subandin eine 20 km mächtige Unterkruste mit einer Dichte von 2,99 g/cm^3. Weiterhin sieht Schmitz (1993, 1994) eine 15 km mächtige Mittelkruste vor, auf der 5 km kambrische und ordovizische Sedimente, gefolgt von 10 km silurisch bis känozoischen Sedimenten, liegen. Im Dichtemodell wird diese Mittelkruste, die kambrischen und ordovizischen Sedimente sowie der untere Teil der silurischen und jüngeren Sedimente zu einem ca. 25 km mächtigen Mittelkrustenkörper zusammengefaßt. Die im Vorland obenaufliegenden känozoischen Sedimente werden im Modell durch eine 5 km mächtige Schicht repräsentiert.

Der Kruste unterliegt im Modell der durch einen Körper dargestellte Teil des oberen Mantels, der zur Lithosphäre gehört, gefolgt von einem weiteren Körper für die Asthenosphäre. Hinweise auf die Übergangstiefe von Lithosphäre zu Asthenosphäre gibt die Auswertung magnetotellurischer Messungen zwischen Ostkordillere und Chaco im Nordwesten Argentiniens von Lezaeta & Muñoz (1996). Danach beginnt die elektrische Leitfähigkeit ab einer Tiefe von 150 km stark anzusteigen und erreicht Werte, die einer "elektrischen" Asthenosphäre entsprechen, bei 180 km.

Abbildung 29 zeigt von Nord nach Süd einige Ebenen des Dichtemodells, wobei hier das Hauptaugenmerk auf den Modellaufbau des südamerikanischen Kratons mit Sedimentschicht, Mittelkruste, Unterkruste, lithosphärischem oberen Mantel und Asthenosphäre, und die Unterschiebung dieses Blocks unter die Anden gelegt ist. Diese wird nördlich von 23°S als "simple shear"-Unterschiebung entlang zweier Bahnen dem Modell von Schmitz (1993, 1994) folgend modelliert, wobei Unterkrustenmaterial in Mittelkrustenstockwerke verfrachtet wird, und geht in Richtung Süden in eine "pure shear"-artige Verdickung der Unterkruste über.

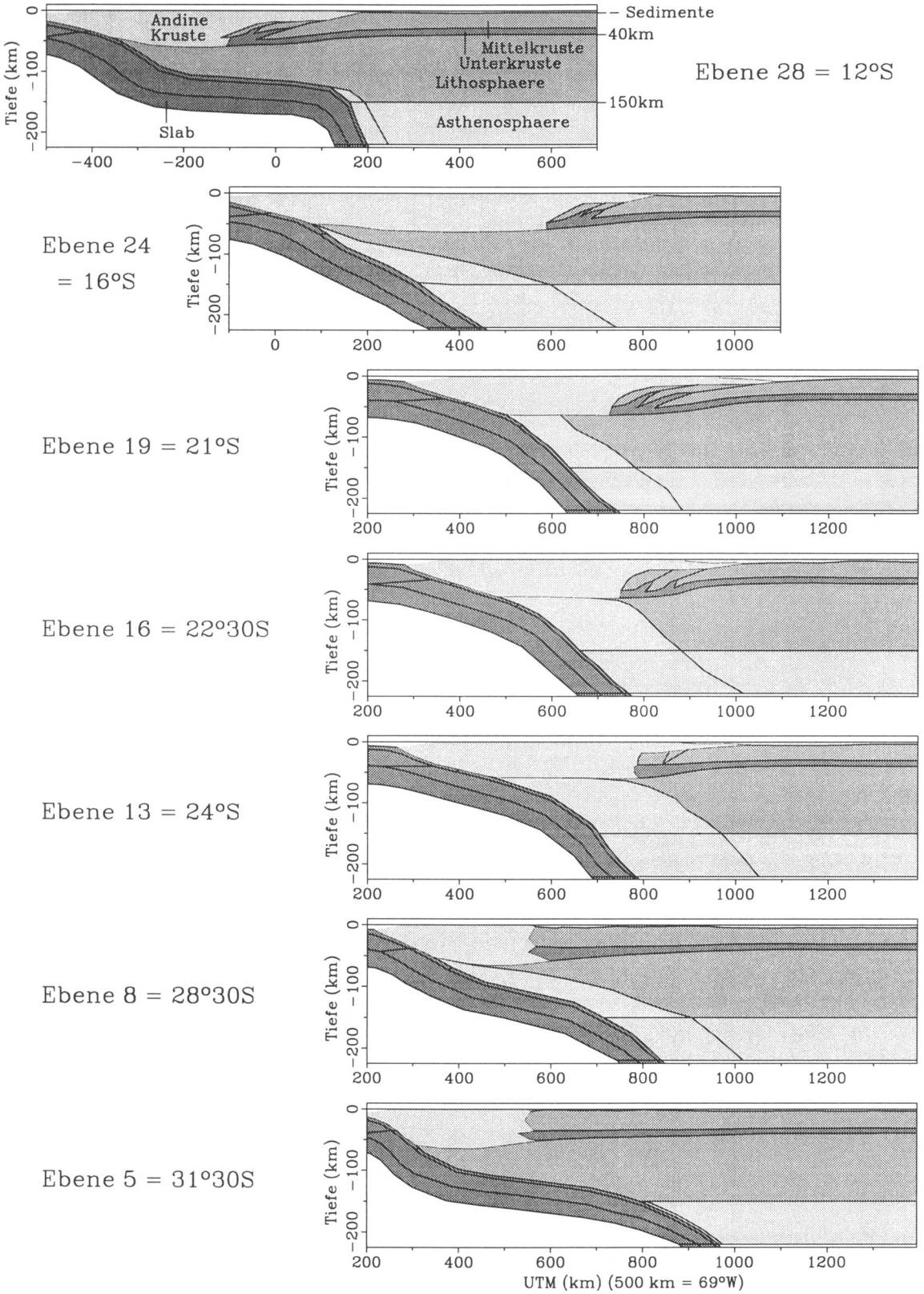

Abbildung 29: Einige Ebenen des Dichtemodells von Nord nach Süd mit Sedimentbedeckung, Mittelkruste, Unterkruste, Lithosphäre und Asthenosphäre der südamerikanischen Platte, auf die die Anden überschoben sind. Die andine Kruste ist hier nicht näher ausgeführt.

Der Verlauf des Einfallens der Kruste-Mantel-Grenze nach Westen unter dem Subandin und der Ostkordillere basiert bei 21°S auf den Ergebnissen der Refraktionsseismik (Wigger et al., 1994) und zwischen 23°30'S und 24°30'S auf seismologischen Daten nach Whitman (1994). Die Modellstruktur des Kratons wird nach Norden, Osten und Süden ohne weitere Differenzierung verlängert, da sie sich hier nicht mehr im Modellbereich der Schwerestationen befindet. Die Ausführung der abtauchenden Platte im Modell wurde bereits behandelt. Auf die in Abbildung 29 zu erkennende Ausgestaltung des Asthenosphärenkeils, der sich zwischen Slab und Kraton befindet, wird in Teilabschnitt 3.2.3 eingegangen. Die interne Struktur der andinen Kruste wird in Teilabschnitt 3.2.4 eingehender betrachtet.

3.2.3 Der Asthenosphärenkeil

Die moderne magmatische Aktivität in den zentralen Anden läßt auf das Vorhandensein eines Keils aus Asthenosphäre als Magmenquelle zwischen der abtauchenden Platte und der kontinentalen Lithosphäre schließen. Bereits Isacks (1988) weist auf die Korrelation des Vulkanismus, der jünger als 10 Ma alt ist, und der Zone steileren Abtauchens der Platte südlich 15°S und das Aufhören vulkanischer Aktivität über dem Bereich flachen Abtauchens südlich 28°S hin, wo kein Platz für einen Asthenosphärenkeil zu sein scheint. Dies illustriert Abbildung 30.

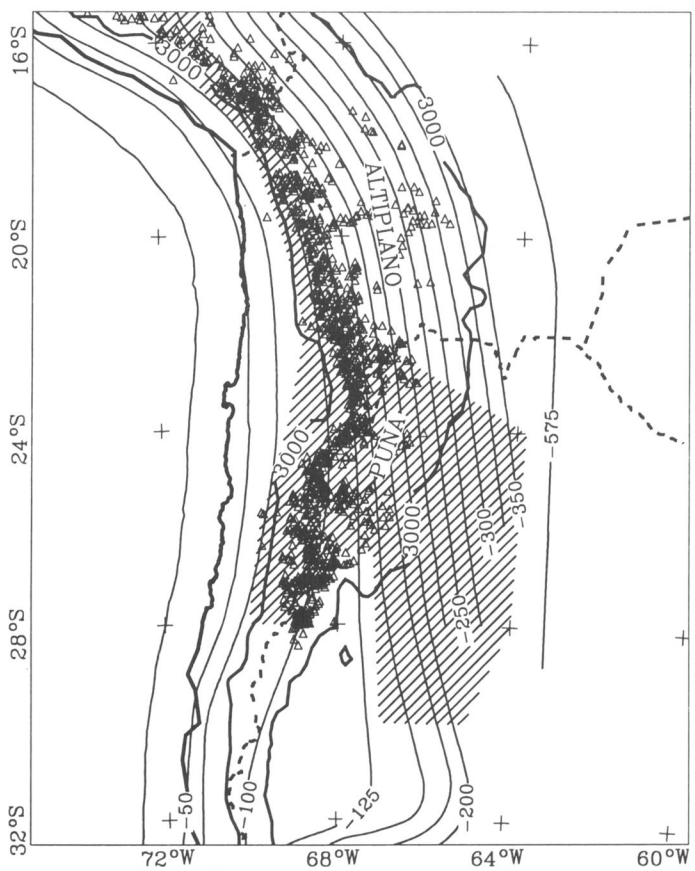

Abbildung 30: Verteilung des rezenten Vulkanismus (Dreiecke) nach DeSilva & Francis (1991) mit einer vergröberten Darstellung der Zone hoher Dämpfung seismischer Wellen (schräg gestrichelt) nach Whitman et al. (1992), Konturlinien der Wadati-Benioff-Zone nach Cahill & Isacks (1992), und der 3000 m-Höhenlinie.

Ebenfalls in Abbildung 30 dargestellt ist die Verteilung des Bereichs hoher Dämpfung seismischer Wellen im oberen Mantel nach Whitman et al. (1992). Nördlich von 22°S beschränkt sich diese Zone auf den modernen magmatischen Bogen, unter dem Altiplano werden die seismischen Wellen kaum gedämpft. Südlich von ca. 23°S dagegen weitet sich diese Zone nach Osten und schließt die Puna mit ein. Auch aus den Erdbebendaten des PISCO-Experiments läßt sich eine Zone hoher seismischer Dämpfung unter der Westkordillere ableiten (Haberland, pers. Mitt.), die südlich von 22°30'S dem Abbiegen der Vulkankette nach Osten folgt. Einen zusätzlichen Hinweis auf Asthenosphäre an der Krustenbasis gibt die mit Hilfe von Refraktionsseismik ermittelte P-Wellengeschwindigkeit des oberen Mantels, die unter der Präund Westkordillere 7,9 km/s beträgt, unter dem Backarc dagegen 8,2 km/s (Abbildung 28, Wigger et al., 1994; Schmitz, 1993). Zur Orientierung sei in diesem Zusammenhang an die morpho-tektonischen Einheiten der zentralen Anden nach Reutter et al. (1988) erinnert und auf Abbildung 31 verwiesen.

Die Verteilung der jungen mafischen ($SiO_2 < 60\%$) Backarc-Vulkanite betrachten Kay & Kay (1993) und Kay et al. (1994). Dabei ändert sich der Chemismus in Nord-Süd Richtung von shoshonitischer Zusammensetzung im Altiplano und der nördlichen Puna (nördlich 23°S) in eine chemische Zusammensetzung, die dem OIB-Typ ("ocean island basalt") entspricht und in der südlichen Puna zu finden ist (südlich 24°S). Dieser Befund kann mit einer Zunahme des Anteils von Mantelschmelze nach Süden gedeutet werden. Zusätzlich wird die zeitliche und räumliche Verteilung der Ignimbrite auf dem Plateau betrachtet. Bis zum späten Miozän war der Ignimbrit-Magmatismus, der das Aufschmelzen von Krustenpartien widerspiegelt, auf den Bereich nördlich 21°S beschränkt, wohingegen sich jüngere Ignimbrit-Zentren nur in der südlichen Puna finden lassen. Daraus wird abgeleitet, daß sich die Lithosphäre seit dem Miozän unter dem Altiplano verdickt und unter der Puna ausgedünnt haben muß. Als Erklärung für die Lithosphärenverdickung wird das Unterschieben des Brasilianischen Schildes herangezogen. Die lithosphärische Ausdünnung weiter südlich wird mit Delamination der Lithosphäre und möglicherweise auch von Teilen der Unterkruste erklärt. Dies schafft zusätzlichen Raum für einen Asthenosphärenkeil.

Strunk (1990) stellt bei Betrachtungen mit isostatischen Modellen und Residualfeldern nach Vening-Meinesz eine Abnahme der Biegesteifigkeit der elastischen Lithosphäre von $1 \cdot 10^{23}$ Nm im Segment 20°-22°S auf $5 \cdot 10^{22}$ Nm südlich von 22°S fest. Dies deutet auf eine nach Süden hin abnehmende elastische Dicke der Lithosphäre hin. Auch Whitman et al. (1996) erwähnen dies in einem Überblick über die Änderungen längs des Streichens der Anden von seismischer Dämpfung, dem Magmatismus, der Biegesteifigkeit der Lithosphäre, der Topographie und der Tektonik und der daraus abgeleiteten Änderung der Lithosphärenstruktur.

Auf diesen Überlegungen beruht die Gestaltung des Asthenosphärenkeils im Modell zwischen Slab, andiner Kruste und kontinentaler Lithosphäre. Er ist nördlich von 22°S schmal ausgeführt und verbreitert sich südlich 22°30'S nach Osten hin (siehe Abbildung 29). In den Bereichen, wo die Nazca-Platte flach abtaucht, wird kein Asthenosphärenkeil modelliert. Der Asthenosphärenkeil, der bei 150 km Tiefe in die normale Asthenosphäre übergeht, wird bis zu dieser Tiefe durch einen eigenen Körper dargestellt, da aufgrund der Temperatur- und Druckverhältnisse für diesen Tiefenbereich eine andere Blockdichte als unterhalb 150 km erwartet wird.

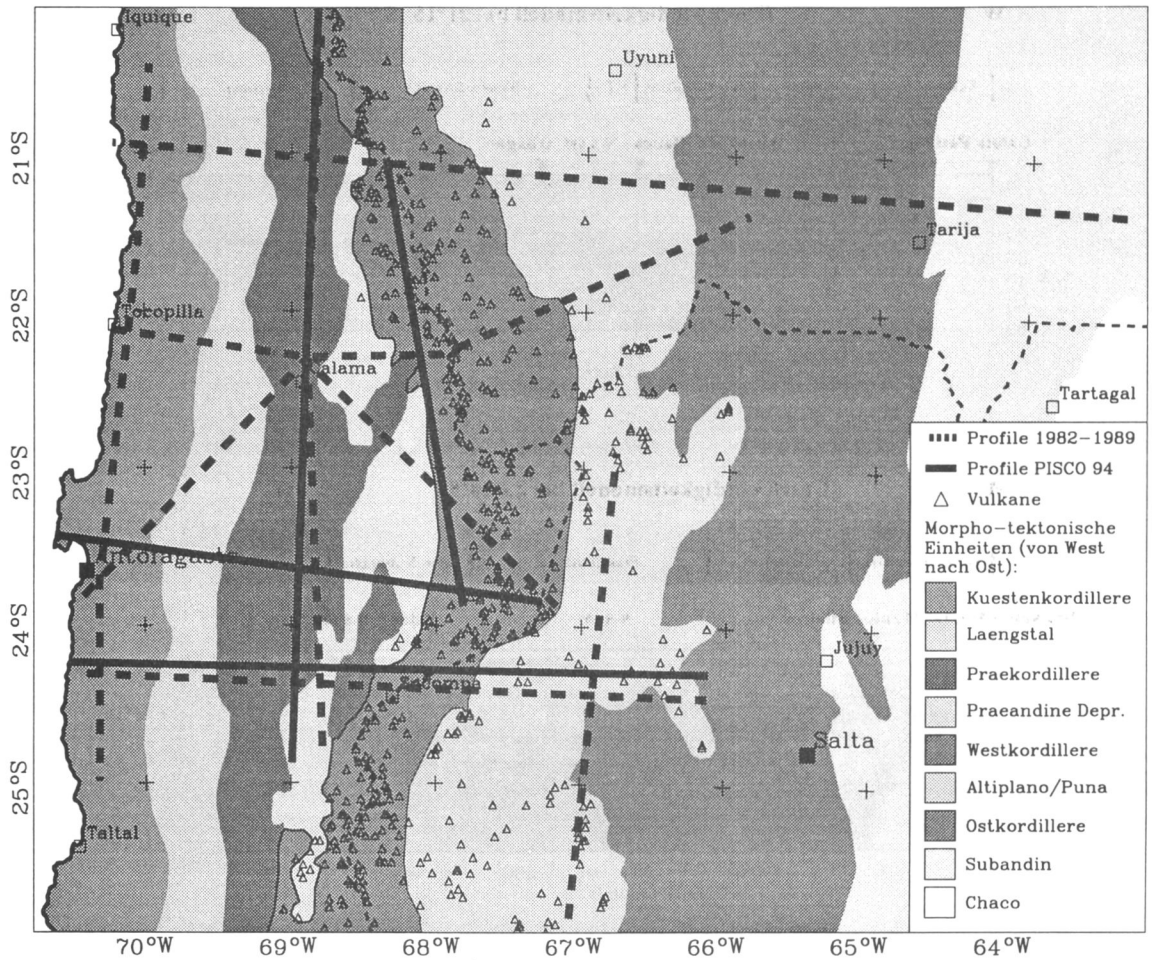

Abbildung 31: Lage der für die Strukturierung der andinen Kruste verfügbaren refraktionsseismischen Profile zusammen mit den morpho-tektonischen Einheiten nach Reutter et al. (1988) und Reutter & Götze (1994). Die durch Dreiecke symbolisierten Vulkane deuten den aktiven magmatischen Bogen an.

3.2.4 Die andine Kruste

Die Strukturierung des Dichtemodells der andinen Kruste besonders im Forearc- und Arc-Bereich beruht auf den Ergebnissen der von 1982 bis 1989 durchgeführten refraktionsseismischen Experimente (Wigger, 1988; Schmitz, 1993; Wigger et al., 1994) und auf vier zusätzlichen refraktionsseismischen Profilen, deren 2D Ray Tracing Modellierung von K. Lessel, Teilprojekt C4 im SFB 267, im Rahmen ihrer Doktorarbeit durchgeführt wurde. Die Lage der verfügbaren Profile zeigt Abbildung 31 zusammen mit den morpho-tektonischen Einheiten der zentralen Anden nach Reutter et al. (1988) und Reutter & Götze (1994). An diesen Einheiten orientiert sich eine WE gerichtete Unterteilung der andinen Ober- und Mittelkruste in mehrere Dichteeinheiten. Vertikal ist die andine Kruste im Dichtemodell grundsätzlich in Ober-, Mittel- und Unterkruste gegliedert. In Nord-Süd Richtung erfolgt keine weitere Segmentierung der Krustenkörper mehr, einerseits weil nördlich von 21°S und südlich von 25°S keine weiteren refraktionsseismischen Profile mehr vorhanden sind, die eine prinzipiell andere Krustenstruktur nahelegen. Andererseits soll aus Gründen der praktischen Durchführbarkeit der Modellierung die Anzahl der am Dichtemodell beteiligten Körper überschaubar bleiben.

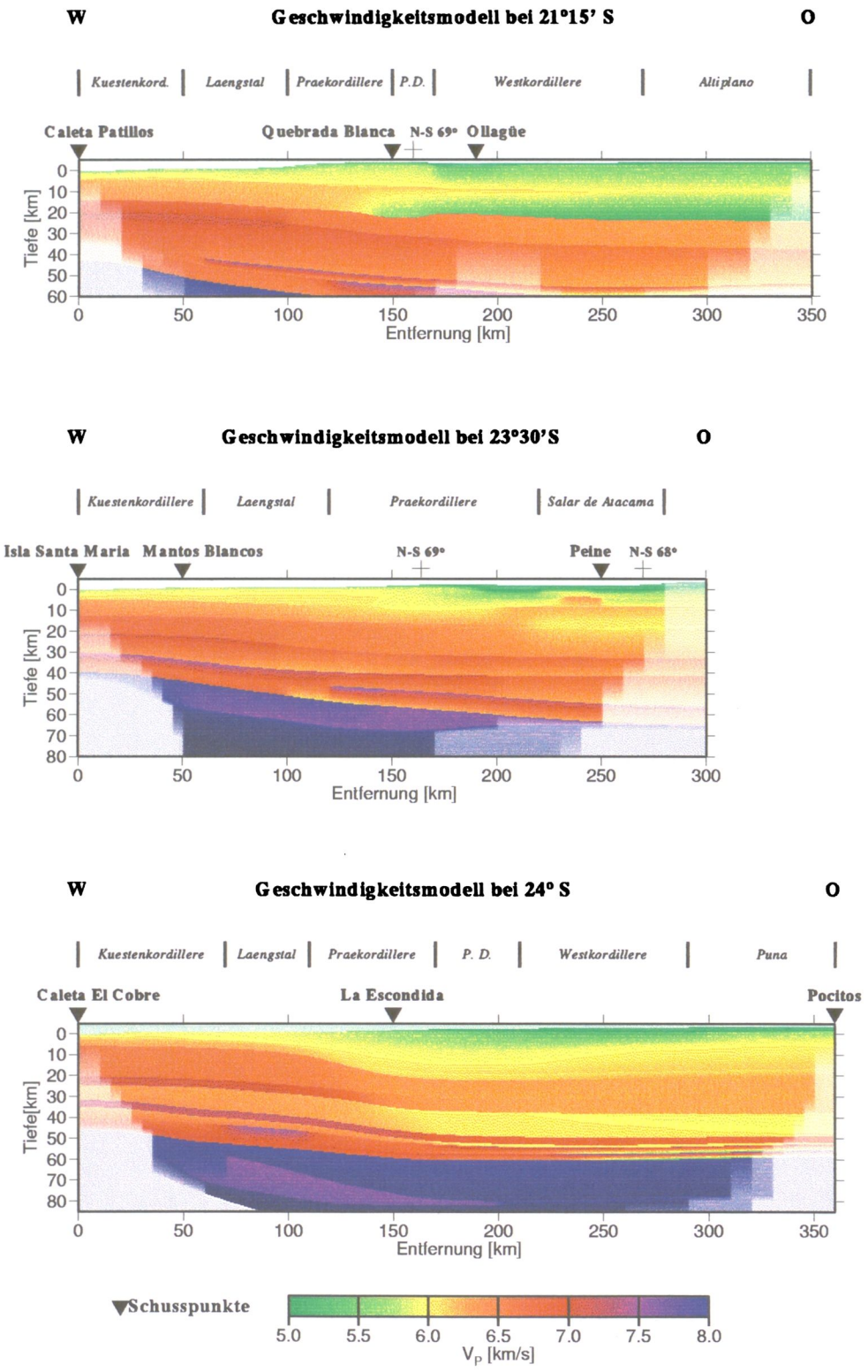

Abbildung 32: West-Ost verlaufende 2D Ray Tracing Modelle der refraktionsseismischen Profile des PISCO'94-Experiments (23°30'S und 24°S) sowie eine Neubearbeitung (21°15'S) der bei Schmitz (1993) und Wigger et al. (1994) beschriebenen Sektion. Die Profile dieser und der folgenden Abbildung wurden von K. Lessel zur Verfügung gestellt. Die blassen Partien im Westen und Osten stellen Bereiche dar, die aus modelliertechnischen Gründen verlängert wurden, aber von den Modellstrahlen nicht erreicht werden.

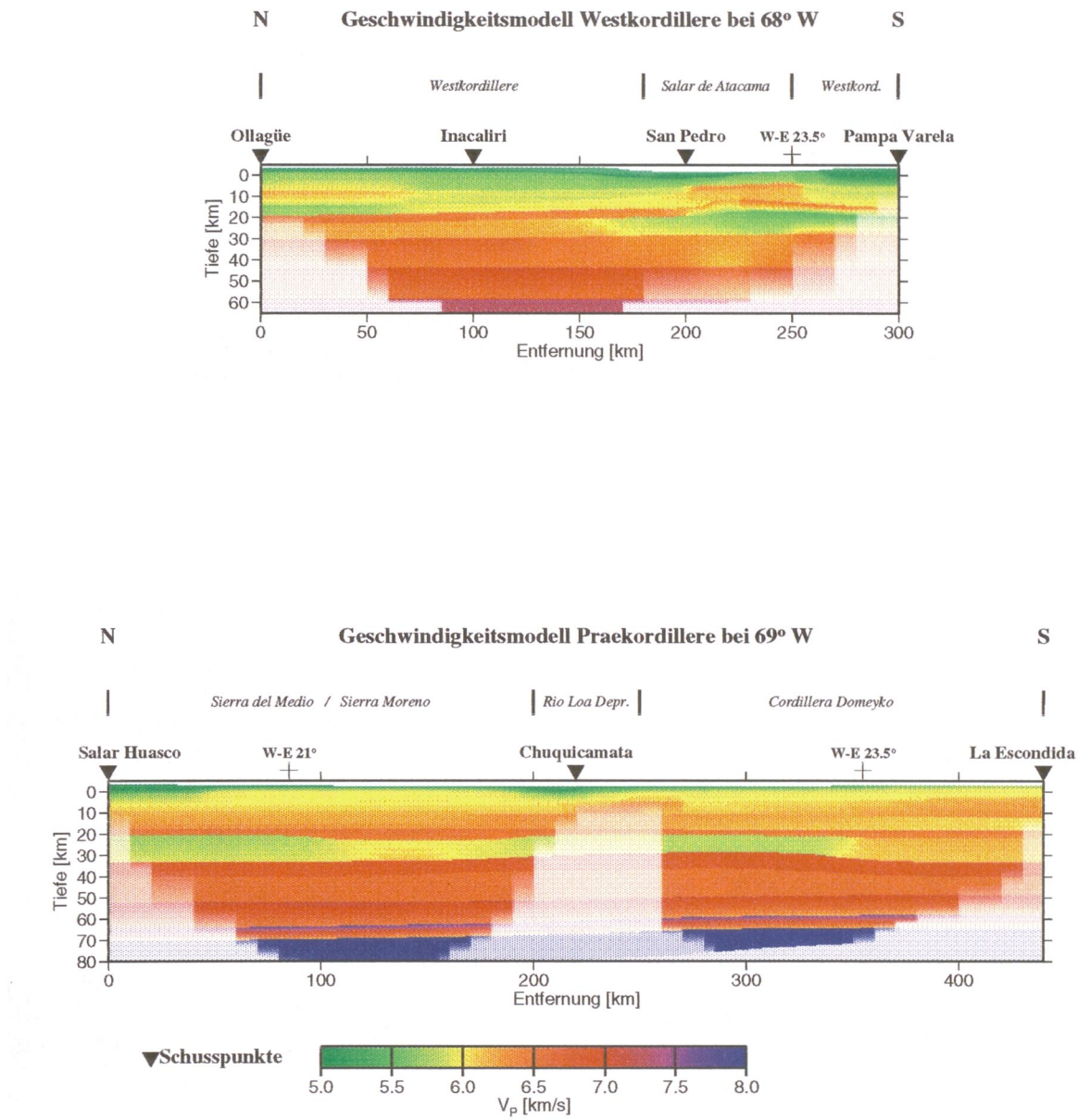

Abbildung 33: Nord-Süd verlaufende 2D Ray Tracing Modelle der refraktionsseismischen Profile des PISCO'94-Experiments. Darüberhinaus sind die Kreuzungspunkte mit dem WE-Profil bei 23°30'S eingetragen.

Die in Abbildung 32 gezeigten, in west-östlicher Richtung verlaufenden Ray Tracing Modelle bei 21°15'S, 23°30'S und 24°10'S, sowie die beiden in Nord-Süd Richtung in der Prä- und Westkordillere verlaufenden Profile bei 69°W bzw. 68°W (Abbildung 33) wurden von K. Lessel zur Verfügung gestellt. Bei dem bei 21°15'S verlaufenden WE-Profil handelt es sich um eine Neubearbeitung der bereits bei Schmitz (1993) und Wigger et al. (1994) beschriebenen Sektion Caleta Patillos-Ollagüe-Tupiza. Alle anderen Profile entstammen dem PISCO'94-Experiment (Schmitz et al., 1995). Die Umsetzung der Geschwindigkeitsstrukturen in Modellkörper ist in Abbildung 34 an drei WE-Schnitten des Dichtemodells illustriert und soll im folgenden erläutert werden.

3.2.4.1 Der Bereich der Küstenkordillere

Die Küstenkordillere, in der sich während des Jura und der Unterkreide der magmatische Bogen befand (z. B. Reutter et al., 1988; Scheuber, 1993), ist hauptsächlich aus jurassischen bis unterkretazischen Vulkaniten mit andesitischer Zusammensetzung (Buchelt & Tellez, 1988) und intrudierten jurassisch-unterkretazischen Batholithen mit dioritischer bis granodioritischer Zusammensetzung aufgebaut (Rössling, 1989). Die Nord-Süd Erstreckung dieser Mag-

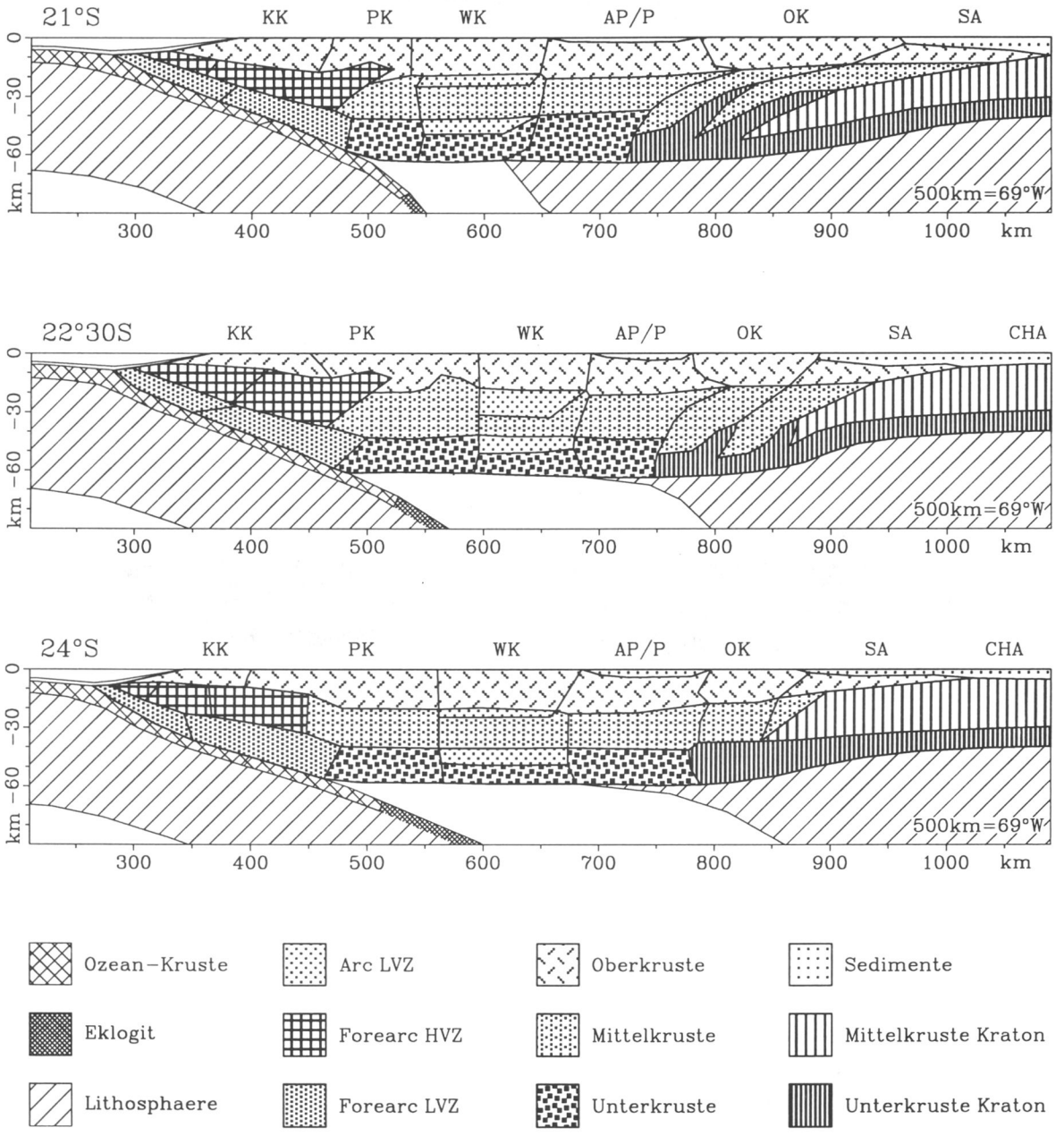

Abbildung 34: Drei WE verlaufende Sektionen des Dichtemodells mit abtauchender Nazca-Platte, dem südamerikanischen Kraton, dem Asthenosphärenkeil und den Dichtekörpern der andinen Kruste mit ihrer strukturellen Zuordnung. Die Abkürzungen bedeuten: KK, Küstenkordillere; PK, Präkordillere; WK, Westkordillere, AP/P, Altiplano/Puna; OK, Ostkordillere; SA, Subandin; CHA, Chaco; HVZ, "High Velocity Zone"; LVZ, "Low Velocity Zone".

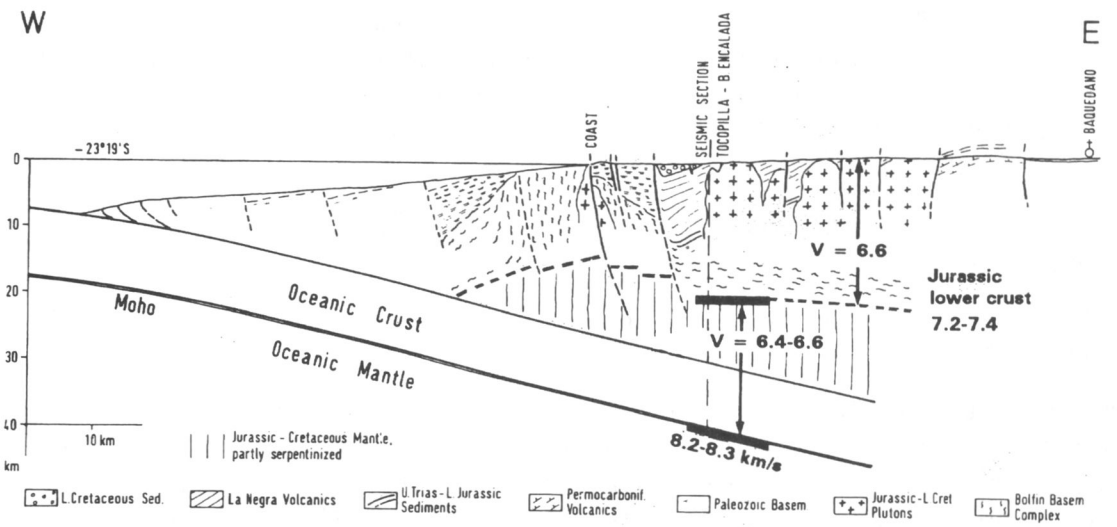

Abbildung 35: Schnitt durch die Küstenkordillere bei Antofagasta nach Reutter et al. (1991) mit seismischen Diskontinuitäten bei 20 km und 40 km Tiefe nach Wigger et al. (1994), die als Basis der jurassischen Kruste bzw. als ozeanische Moho interpretiert werden.

matite reicht nach Scheuber (1993) von der chilenisch-peruanischen Grenze bei ca. 19°S bis weit südlich von La Serena (30°S).

Das in den 80er Jahren aufgenommene seismische Profil in der Küstenkordillere (siehe Abbildung 31) wird von Wigger et al. (1994) beschrieben. Danach kann bis zum Erreichen der Moho der Nazca-Platte in rund 40 km Tiefe der Verlauf der seismischen Geschwindigkeit V_p in drei Grobbereiche eingeteilt werden: (1) Eine Oberkruste bis zu einer Tiefe von 8-12 km mit Geschwindigkeiten, die von 6,0 km/s auf 6,7 km/s ansteigen. (2) Darunter folgt bis zu einer Tiefe von etwas mehr als 20-25 km ein Bereich sehr hoher Geschwindigkeiten (6,9-7,2 km/s), der, wie in Abbildung 35 angedeutet, als Unterkruste des jurassischen Arcs interpretiert wird. (3) Auf die als Moho des jurassischen Arcs gedeutete Diskontinuität in 20-25 km Tiefe folgt bis zur ozeanischen Moho mit 6,4-6,6 km/s eine Zone niedrigerer Geschwindigkeiten, die lediglich von einer dünnen Schicht hoher Geschwindigkeiten unterbrochen ist (Wigger et al., 1994). Diese in Abbildung 35 nicht dargestellte Schicht ist in den WE-Profilen bei 23°30'S und 24°S der Abbildung 32 zu erkennen. Der untere Teil dieser "low velocity zone" (LVZ) wird der basaltischen ozeanischen Kruste zugerechnet. Der Tiefenbereich von 20 km bis 30 km wird als jurassisch-kretazisches Mantelmaterial interpretiert, welches durch aus der ozeanischen Kruste aufsteigendes Wasser teilweise serpentinisiert wurde und dadurch krustentypische Geschwindigkeiten hervorruft.

Diese vertikale Einteilung wird durch die neueren WE-Profile der Abbildung 32 unter der Küstenkordillere grundsätzlich bestätigt. Abbildung 34 zeigt die anhand der Refraktionsseismik abgeleiteten Teile des Dichtemodells:

- Die Oberkruste der Küstenkordillere wird durch einen eigenen Körper repräsentiert. Dieser Körper umfaßt auch das Längstal.

- Drei nebeneinanderliegende Körper stellen die Hochgeschwindigkeitszone der jurassischen Unterkruste dar. Es sind drei Körper vorgesehen, um die nach Osten leicht abnehmende Geschwindigkeit und die damit verbundene Dichteabnahme innerhalb dieser

Schicht berücksichtigen zu können. Das in den Schnitten bei 21°S und 22°30'S der Abbildung 34 festzustellende Aufsteigen der Hochgeschwindigkeitszone in Richtung Osten folgt Aussagen von Schmitz et al. (1995), wonach sich in dieser geographischen Breite die Unterkante dieser Hochgeschwindigkeitszone in mehreren Profilen bis unter die Ostkante der Präkordillere in 10 km Tiefe verfolgen läßt.

- Zwei nebeneinanderliegende Körper beschreiben den Teil der LVZ des Forearc, der als serpentinisierter Mantel gedeutet wird.
- Der darauffolgende Körper der ozeanischen Kruste aus Basalt wurde bereits im Unterkapitel 3.2.1 beschrieben.

An dieser Stelle sei daran erinnert, daß aus theoretischen Gründen (vgl. Teilabschnitt 2.2) einem Dichtekörper eine konstante Dichte und kein Dichtegradient zugeordnet wird. Dies hat zur Konsequenz, daß Geschwindigkeitsgradienten, wie sie bei Ray Tracing Modellrechnungen verwendet werden, nicht direkt in Form von Dichtegradienten nachvollzogen werden können, sondern zu Bereichen mit konstanter V_p, aus der dann ein Dichtewert abgeleitet wird, zusammengefaßt werden. Aus praktischen Gründen und im Hinblick auf die Interpretation des Dichtemodells im regionalen Kontext, erscheint es auch nicht sinnvoll, jede Wechsellage der seismischen Geschwindigkeit mit einem eigenen Dichtekörper aufzulösen.

3.2.4.2 Die Oberkruste

Die in der Küstenkordillere von Schmitz (1993) noch als relativ klar bezeichnete Krustenstruktur verliert in Richtung Osten etwas an Eindeutigkeit. Die für Oberkrustenmaterial typischen Geschwindigkeiten um 6,0 km/s können allerdings in Richtung Osten verfolgt werden. Dabei nimmt die Durchschnittsgeschwindigkeit der obersten 20 km von der Küstenkordillere zur Westkordillere bis in den Altiplano hinein kontinuierlich ab, wie an den WE-Profilen zu erkennen ist. Lediglich das Profil bei 23°30'S zeigt in der Gegend des Salar de Atacama eine oberflächennahe Hochgeschwindigkeitszone, die im Bereich einer positiven isostatischen Restfeldanomalie (z. B. Götze et al., 1994) liegt.

Aus diesem Grund ist im Dichtemodell die Oberkruste in West-Ost Richtung segmentiert. Ihre Einteilung orientiert sich an den morpho-tektonischen Einheiten der Anden (Reutter et al., 1988), da durch die unterschiedliche geologische Geschichte und tektonische Entwicklung varierende mittlere Dichten erwartet werden:

- Östlich der Küstenkordillere und des Längstals schließt sich ein Körper an, der die Präkordillere, die bereits vor dem andinen Zyklus und dann wieder im Alttertiär den magmatischen Bogen beherbergte (z. B. Scheuber, 1993), und die Präandine Depression umfaßt. Er faßt seismische Geschwindigkeiten von 5,9-6,2 km/s zusammen und endet in der Tiefe dort, wo V_p auf mehr als 6,7 km/s ansteigt.
- Die Westkordillere ist der rezente und seit dem Miozän aktive magmatische Bogen, der aus andesitischen Vulkanen mit rhyolitischer Ignimbritbedeckung besteht, unterlagert von mesozoischen Sedimenten und paläozoischen Magmatiten. Hier werden im obersten Krustenstockwerk seismische Geschwindigkeiten von 5,4-5,9 km/s gemessen.
- Im Hochplateau des Altiplano (Bolivien) und seiner morphologischen Fortsetzung nach Süden, der Puna (Argentinien), bedecken kretazische bis rezente Sedimente mit Mächtigkeiten von einigen Kilometern das paläozoische bis präkambrische Basement. Hier werden in den oberen 15-20 km ähnlich niedrige Geschwindigkeiten ermittelt (5,4 km/s - 6,0 km/s, Schmitz, 1993), wie in der Westkordillere, obwohl das WE Ray Tracing Profil bei 24°S (Abbildung 32) und ein NS-Profil bei Schmitz (1993) für die Puna wieder

leicht ansteigende Geschwindigkeiten ausweist. Den Sedimenten, die vor allem in den obersten 2-3 km noch wenig konsolidiert sind, wird durch einen entsprechenden Körper Rechnung getragen, der in den Oberkrustenkörper des Altiplano/Puna eingebettet ist.

- In der Ostkordillere sind hauptsächlich ordovizische Sedimente aufgeschlossen. Der von Roeder (1988) als "Main Andean Thrust" dokumentierte Abscherhorizont diente als Aufschiebungsrampe nicht nur dem Subandin, sondern in seiner Verlängerung nach Westen auch der Ostkordillere. Die Ostkordillere gilt als allochthoner Block, der bei der Hebung um ca. 60 km nach Osten verfrachtet wurde (Allmendinger et al., 1983). Schmitz (1993) gibt in dem NS-Profil bei 21°S eine gegenüber der Altiplano/Puna-Region ansteigende Geschwindigkeitsverteilung mit 5,5-6,2 km/s an.

- Die Oberkruste des Subandin, in der oberhalb des Abscherhorizontes in ca. 15 km Tiefe silurische bis tertiäre Sedimente verfaltet werden, wird von Kley et al. (1996) tektonisch bilanziert und mit Hilfe eines zweidimensionalen gravimetrischen Modells betrachtet. Die subandine Oberkruste wird dort mit Dichten $\leq 2{,}70\,g/cm^3$ modelliert. Zur Anpassung eines relativen Maximums in der Bouguer-Anomalie bedarf es zwischen 8 km und 15 km Tiefe eines Körpers des kristallinen Basements mit $2{,}84\,g/cm^3$ Gesteinsdichte. Schmitz (1993) gibt für die ersten 5 km Werte für V_p von 2,8-5,2 km/s und für den darauffolgenden Tiefenbereich bis zum Abscherhorizont 4,9-6,0 km/s an. Im Dichtemodell wird der Körper der jungen Sedimente des Chaco nach Westen bis zur Grenze Subandin/Ostkordillere verlängert. Darunter folgt der Oberkrustenkörper für das Subandin.

Da eine gravimetrische Detailmodellierung der oberen Krustenkilometer im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgesehen ist, sei an dieser Stelle auf die Diplomarbeit von Choi (1996) hingewiesen, der eine solche Modellierung im Bereich des chilenischen Forearc und Arc durchführt. Im Gebiet des Altiplano Boliviens liegen Dichtemodelle der oberen 10 Krustenkilometer von Delleske (1990) und im Gebiet der argentinischen Puna und der Ostkordillere von Delleske (1989) vor. Die Arbeit von Kley et al. (1996) im Subandin wurde bereits erwähnt.

3.2.4.3 Die Mittelkruste

Die Hochgeschwindigkeitszone der Küstenkordillere kann mit einer auf 35 km Tiefe abtauchenden Basis und erniedrigten Durchschnittsgeschwindigkeiten nach Osten verfolgt werden, wie die drei WE-Geschwindigkeitssektionen der Abbildung 32 zeigen. Am deutlichsten ist dies bei 24°S zu erkennen. Auch das tektonisch bilanzierte Modell von Schmitz (1993, 1994) (Abbildung 28) sieht im Forearc- und Arc-Bereich in dieser Tiefenlage Unterkrustenmaterial vor, welches zu einer unwesentlich verdickten Kruste gehörend interpretiert wird, die vor Beginn der vulkanischen Aktivitäten des heutigen Arc existierte. Im Backarc sind die ursprünglich zur Ostkordillere und zum Subandin gehörenden Mittelkrustenpartien durch die Überschiebung nach Westen verfrachtet. Dies ist bei 21°S am stärksten ausgeprägt und nimmt nach Süden ab (vgl. Teilabschnitt 3.2.2). Gleichzeitig wird Unterkrustenmaterial nach oben transportiert, was durch seismische Geschwindigkeiten von 6,8 km/s in 20-25 km Tiefe unter der Ostkordillere belegt ist (z. B. Schmitz, 1994).

In West-Ost Richtung sind die Körper eingeteilt wie in der Oberkruste:

- Die Präkordillere bietet in diesem Tiefenbereich ein eher uneinheitliches Bild. Eine deutliche LVZ in Abbildung 33 in ca. 20-30 km Tiefe endet von Norden kommend bei 23°30'S. Im kreuzenden WE-Profil bei 21°S wird diese LVZ jedoch zwischen 10 km und 20 km gesehen, bei 23°30'S wird sie nicht mehr modelliert. Der Dichtekörper, der strukturell Partien der alten Unter- bis Mittelkruste darstellen soll, faßt hier seismische Geschwindigkeiten von 6,2-6,9 km/s zusammen.

- Unter der Westkordillere werden Geschwindigkeiten von 6,3-6,6 km/s zusammengefaßt. Zonen mit niedrigen Geschwindigkeiten unter der Westkordillere beginnend in 20 km und 40 km Tiefe mit Mächtigkeiten zwischen 5 km und 10 km werden durch eigene Körper repräsentiert.

- Unter dem Altiplano werden im betrachteten Krustenstockwerk Werte zwischen 6,4 und 6,6-6,7 km/s beobachtet.

- Die zur Ostkordillere und zum Subandin gehörende, aber nach Westen verschobene Mittelkruste stellen zwei weitere Körper dar. Seismische Geschwindigkeiten sind hier nur aus dem Profil bei 21°S bekannt. Hier werden z. B. von Wigger et al. (1994) mit 6,1-6,2 km/s für diese Tiefenlage relativ niedrige Werte angegeben.

3.2.4.4 Die Unterkruste

Ein weiteres Ergebnis der Arbeit von Schmitz (1993, 1994) sagt aus, daß rund 20% des Gesamtkrustenvolumens nicht durch Verkürzung und der daraus resultierenden Verdickung erklärt werden können. Die sowohl durch die Refraktionsseismik als auch durch die Seismologie mittels eines tomographischen Modells (Graeber, pers. Mitt.) ermittelten Geschwindigkeiten zwischen ca. 40 km und 70 km Tiefe einerseits, und das starke Minimum der Bouguer-Anomalie sowie isostatische Modelle (z. B. Götze et al., 1994) andererseits zeigen, daß in dieser Tiefe physikalische Parameter vorliegen, die einer Unterkruste entsprechen. Schmitz et al. (1995) interpretieren die Verdickung der Kruste hier entweder als Folge der Anlagerung tektonisch erodierten Materials oder als ehemaligen peridotitischen Mantelkeil, der durch eine Hydratisierung petrologisch verändert wurde, ähnlich dem serpentinisierten Mantelmaterial unter der Küstenkordillere. Eine Moho-ähnliche Geschwindigkeitsdiskontinuität, auf die klare Mantelgeschwindigkeiten folgen, ist durch die Refraktionsseismik außer im Backarc lediglich bei 24°S unter der Westkordillere in einer Tiefe von 56 km und bei 21°S unter dem Altiplano bei ca. 70 km belegt (Wigger et al., 1994).

Für das Dichtemodell verbleibt in dieser Tiefe der Bereich zwischen Präkordillere und der Unterschiebungsfront der kratonischen Unterkruste im Osten, der in drei Dichtekörper eingeteilt ist. Ihre unteren Begrenzungsflächen entsprechen dort, wo sie belegt ist, der seismischen Moho. Ansonsten wird, wie in den Ray Tracing Modellen impliziert, geradlinig verlängert:

- Unter der Präkordillere liegt eine heterogene Geschwindigkeitsverteilung mit Werten vor, die zwischen 6,5 km/s und 7,2 km/s alterieren. Wie schon in der Mittelkruste werden diese Geschwindigkeiten zusammengefaßt, beruhend auf der Annahme, daß durch Temperatureinflüsse oder Hydratisierung bedingte Erniedrigungen der seismischen Geschwindigkeit nicht in gleichem Maße zu Dichteerniedrigungen führen müssen (z. B. Heinsohn, 1993).

- Auf die durch einen eigenen Körper erfaßte LVZ unter der Westkordillere folgt bei 24°S bis zur Moho eine Zone mit hohen V_p-Werten von 6,8-7,5 km/s. Bei 21°S kann dieser Krustenbereich seismisch nicht eingesehen werden (Wigger et al., 1994).

- Ähnlich wie unter der Westkordillere werden unter der Puna nach niedrigen Geschwindigkeiten von 6,0 km/s ab ca. 50 km Werte zwischen 7,0 und 7,5 km/s modelliert. Bei 21°S sieht das bilanzierte Profil von Schmitz (1994) teilweise alten, veränderten Mantel und teilweise tektonisch aufgestapelte Schild-Unterkruste vor.

4 Das 3D-Dichtemodell für die zentralen Anden

Nach Ableitung einer Startgeometrie unter Berücksichtigung von geologischen und geophysikalischen Randbedingungen geht es im nun vorliegenden Kapitel um die Gewinnung eines Endmodells. Als Ergebnis dieses Kapitels wird ein dreidimensionales Dichtemodell der zentralandinen Lithosphäre vorgestellt, welches das Schwerefeld in seinem regionalen Trend und zugleich die Geoidundulationen der Zentralanden plausibel erklärt. Ein abschließende Berwertung des Modells sowie weiterführende Anwendungen des fertigen Endmodells erfolgen in Kapitel 5 bzw. Kapitel 6.

Das Konzept der "Slab-Toolbox" wurde bereits in Teilabschnitt 3.2.1 und Abbildung 26 vorgestellt. Zunächst geht es bei ihrer Benutzung darum, das Schwerefeld und die Geoidundulationen einiger der im Teilabschnitt 3.2.1 dargestellten Vorstellungen zu Dichtekontrasten des Slab gegenüber dem umgebenden Mantel und von Dichteverteilungen innerhalb der abtauchenden Platte zu berechnen und darzustellen.

Danach erfolgt eine Erläuterung der Vorgehensweise beim Erstellen des Endmodells. Nach Vergabe der Modelldichten und Anpassung der Vergleichsfelder über dem Ozean und dem südamerikanischen Kraton als unproblematische Modellsituation wird auf die Ableitung von Modelldichten unter Verwendung von Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen in der andinen Kruste eingegangen. Weiterhin werden die wichtigsten Änderungen beschrieben, die an der Startgeometrie zur Anpassung der Vergleichsfelder vorgenommen wurden, und es werden die endgültigen Modelldichten vorgestellt.

4.1 Verwendung der "Slab-Toolbox"

Den Beitrag zur Schwere und zum Geoid einer abtauchenden Modell-Platte, deren Massen ab dem Trench bis zu einer Tiefe von 670 km einen einheitlichen Dichtekontrast zum umgebenden Mantel von $0{,}03\,g/cm^3$ aufweisen, zeigt Abbildung 36 in einer Kartendarstellung. Der maximale Beitrag beträgt 78 mGal bzw. 58 m. Das Schließen der Isolinien am nördlichen und südlichen Modellrand ist auf den Einfluß des Randes zurückzuführen. In Abbildung 36a lassen sich die Bereiche flachen Abtauchens der Nazca-Platte gut im modellierten Schwerefeld erkennen. In den modellierten Geoidundulationen (Abbildung 36b) bildet sich dies hingegen nicht ab. Der Grund hierfür liegt im unterschiedlichen Abstandsgesetz für Schwere und Schwerepotential. Beim Geoid wird der Einfluß der stationsnahen Massen durch den Einfluß der entfernten Massen stärker maskiert als bei der Schwere.

Die berechneten Felder der abtauchenden Modell-Platte mit weiteren Dichtekontrasten von 0,01 und $0{,}05\,g/cm^3$ zeigt Abbildung 37. Hier wurde die Darstellung entlang eines WE-Profils, welches durch das Maximum der berechneten Felder läuft (siehe Abbildung 36), gewählt, da sich die berechneten Anomalien nicht in ihrer Form, sondern lediglich in ihrer Amplitude ändern. Die lineare Abhängigkeit der berechneten Schwere- und Geoidwerte vom gewählten Dichtekontrast spiegelt sich in Maximalamplituden von 26 mGal und 19 m für $\triangle\rho = 0{,}01\,g/cm^3$ bzw. 130 mGal und 96 m für $\triangle\rho = 0{,}05\,g/cm^3$ bis 670 km Tiefe aus. Mit in die Abbildung 37 aufgenommen sind die (hypothetischen) Beiträge eines bis zu einer Tiefe von 1200 km in den unteren Mantel eingedrungenen Teils der subduzierten Platte mit einem verbleibenden Dichtekontrast von 0,01 und $0{,}03\,g/cm^3$. Hier werden noch Maximalamplituden von 4,3 mGal und 5,5 m bzw. 13 mGal und 16,5 m erreicht. Sie befinden sich, bedingt durch die Form der abtauchenden Platte, bei 62-63°W im Bereich des Chaco. Der maximale Beitrag des sich im oberen Mantel befindlichen Teils der Platte zur Schwere wird bei rund

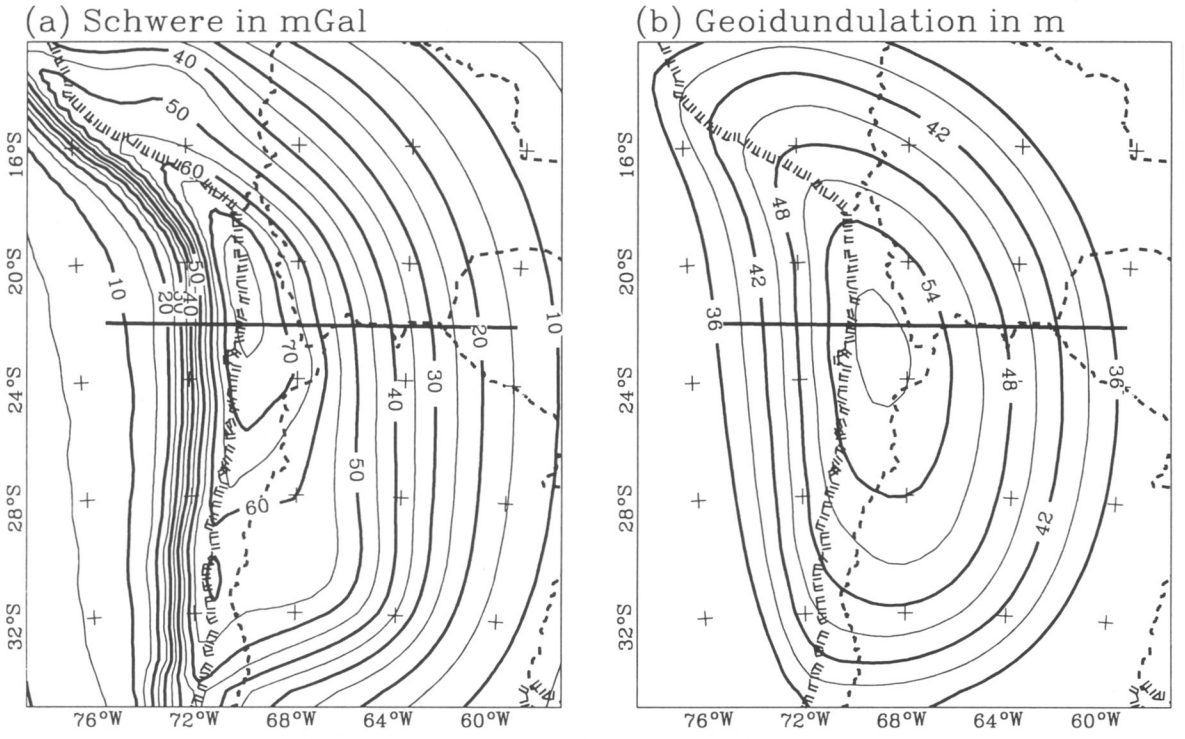

Abbildung 36: Auf der Erdoberfläche hervorgerufenes Schwerefeld (a) und Geoid (b) der abtauchenden Modell-Platte mit konstantem Dichtekontrast von $0{,}03\,g/cm^3$ zum umgebenden Mantel zwischen Trench und einer Tiefe von 670 km. Auf dem eingetragenen Profil bei ca. 22°S werden Schwere und Geoid weiterer Dichtekontraste dargestellt (Abbildung 37).

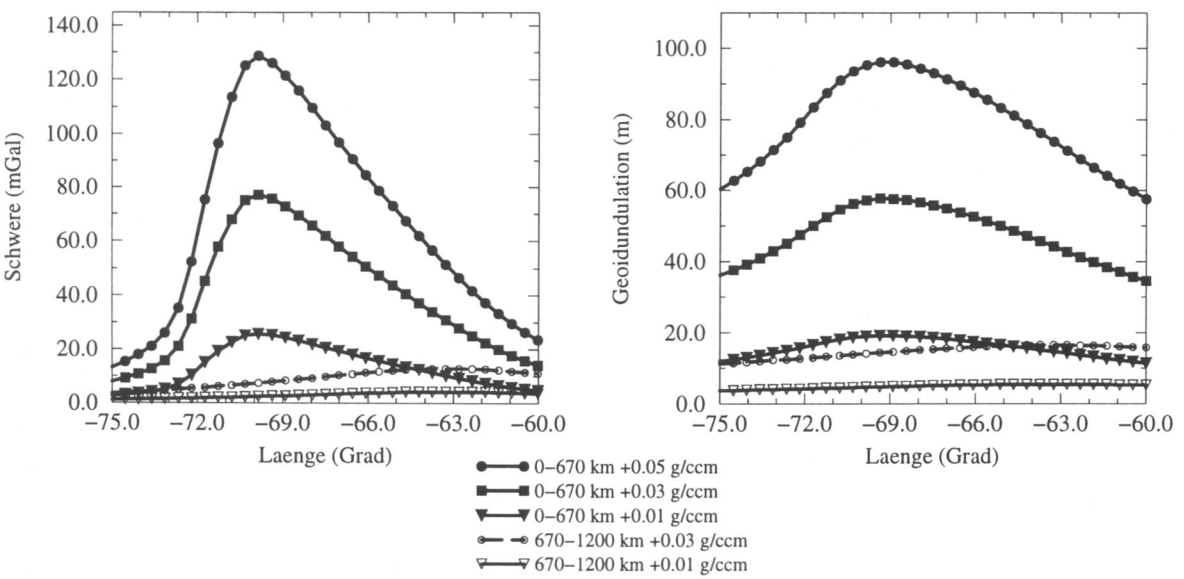

Abbildung 37: Schwere und Geoid der abtauchenden Modell-Platte mit konstanten Dichtekontrasten zum umgebenden Mantel zwischen Trench und einer Tiefe von 670 km und zwischen 670 km und 1200 km, dargestellt an einem Profil bei 22°S.

70°W in der Küstenkordillere festgestellt, der Maximalwert beim Geoid ist etwas nach Osten in die Region der Präkordillere bei 69°W verschoben. Dies ist durch die stärkere Wirkung der tiefer und damit weiter im Osten liegenden Massen auf das Geoid zu erklären.

Würde man einen thermisch und chemisch bedingten Dichtekontrast von $0{,}4\,g/cm^3$ (Anderson, 1989) vom Abtauchen bis zur Tiefe von 670 km annehmen, so ergäben sich unrealistisch hohe Beträge von über 1000 mGal und fast 800 m bei Schwere und Geoid. Betrachtet man diesen Dichtekontrast nur im Tiefenbereich zwischen 300 km und 500 km, in dem der Dichtekontrast des Slab zum umgebenden Mantel nach Anderson (1989) am größten sein soll, würden immer noch rund 230 mGal und 170 m verbleiben.

Abbildung 39 zeigt das berechnete Schwerefeld und das berechnete Geoid einer rund 6 km mächtigen Basalt- und Eklogitschicht ohne den Einfluß der Slab-Lithosphäre. Drei unterschiedliche Fälle, die in Abbildung 38 erläutert sind, werden betrachtet: In Teil (a) wird nur die Wirkung des Eklogits betrachtet, der ab einer Tiefe von 60-70 km mit einer Dichte von $3{,}5\,g/cm^3$ vorliegt. Da die Umgebungsdichte des Referenzmodells zwischen 35 km und 220 km $3{,}37\,g/cm^3$ beträgt, wird bis 220 km mit einem Dichtekontrast von $0{,}13\,g/cm^3$ und zwischen 220 km und 400 km mit $0{,}02\,g/cm^3$ Dichtedifferenz gerechnet, da hier die aus dem PREM-Modell abgeleitete mittlere Referenzdichte $3{,}48\,g/cm^3$ beträgt. Unterhalb 400 km wird kein positiver Dichtekontrast des Eklogits zum umgebenden Mantel mehr angenommen. Eine solche Eklogitschicht ruft Beiträge zum Schwerefeld und zur Geoidundulation von bis zu über 25 mGal bzw. mehr als 13 m hervor. Die Lage dieser Maxima befindet sich im Bereich des flachen Abtauchens südlich von 28°S. In Teil (b) ist die Wirkung des ozeanischen Krustenbasalts mit $2{,}9\,g/cm^3$ bis zur Umwandlungstiefe von 60-70 km mitberechnet worden. Eine negative Schwere- und Geoidanomalie von -60 mGal bzw. -8 m im Bereich der Küstenkordillere läßt sich darauf zurückführen, daß eine Dichte von $2{,}9\,g/cm^3$ des Basalts zwischen 35 km und der Umwandlungstiefe von 60-70 km im Modell wie ein Körper mit einer Dichtedifferenz von $-0{,}47\,g/cm^3$ wirkt. Die positiven Beiträge des Eklogitkörpers aus Abbildung 39a werden fast vollständig maskiert. Aus diesem Grund wurde die Basaltschicht im Modell bei ca. 35 km Tiefe geteilt, so daß bis zum Erreichen der Umwandlungstiefe ein eigener Körper für eine Übergangsdichte mit der halbierten Dichtedifferenz von $-0{,}235\,g/cm^3$ zur Verfügung steht. Das hieraus resultierende Schwerefeld und Geoid zeigt Abbildung 39c.

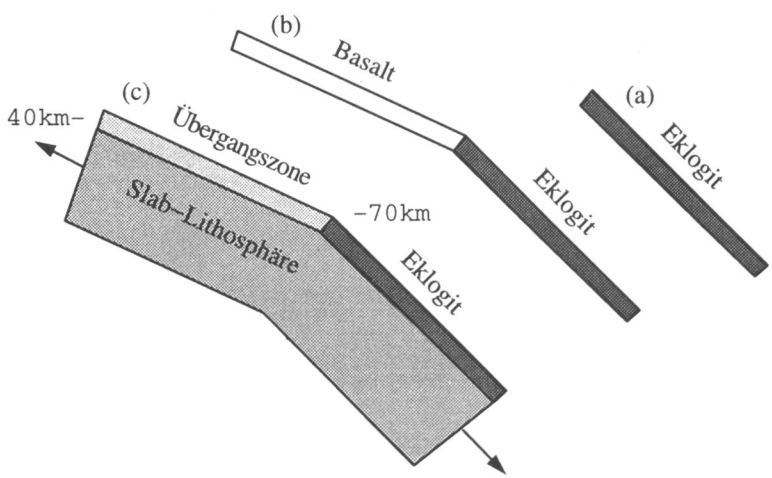

Abbildung 38: Basalt, Übergangszone und Eklogit auf der Lithosphäre des abtauchenden Slab zur Erläuterung von Abbildung 39.

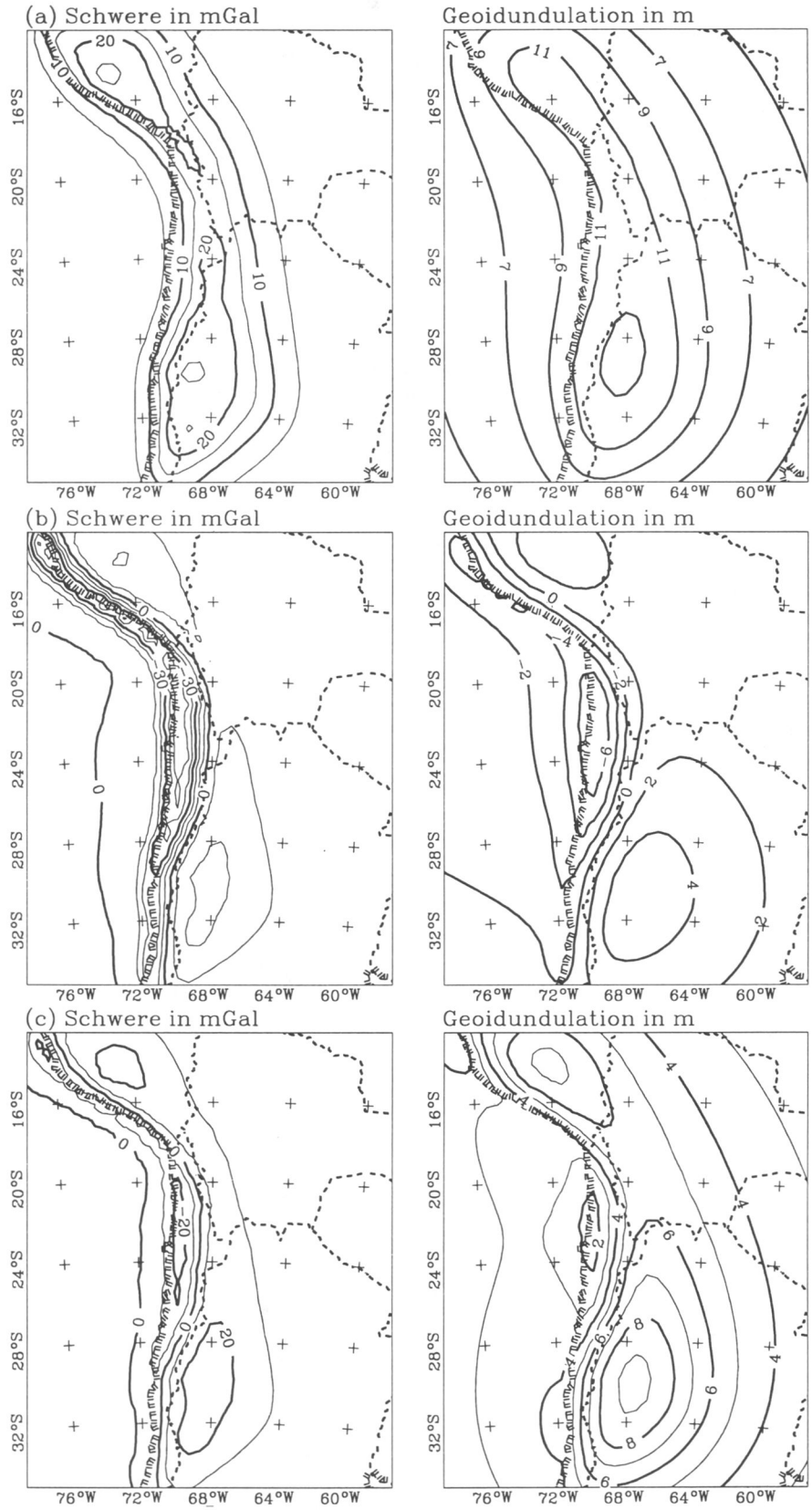

Abbildung 39: Schwerefeld und Geoidundulation (a) eines ca. 5 km mächtigen Eklogitkörpers auf der abtauchenden Platte ab ca. 70 km Tiefe mit $\rho = 3,5\, g/cm^3$, (b) des Eklogitkörpers von (a) und des ihm vorausgehenden Basalts zwischen 35 km und ca. 70 km Tiefe mit $\rho = 2,9\, g/cm^3$, und (c) des Eklogitkörpers von (a) und einer ihm vorausgehenden Schicht zwischen 35 km und ca. 70 km Tiefe mit $\rho = 3,13\, g/cm^3$. Siehe auch Abbildung 38.

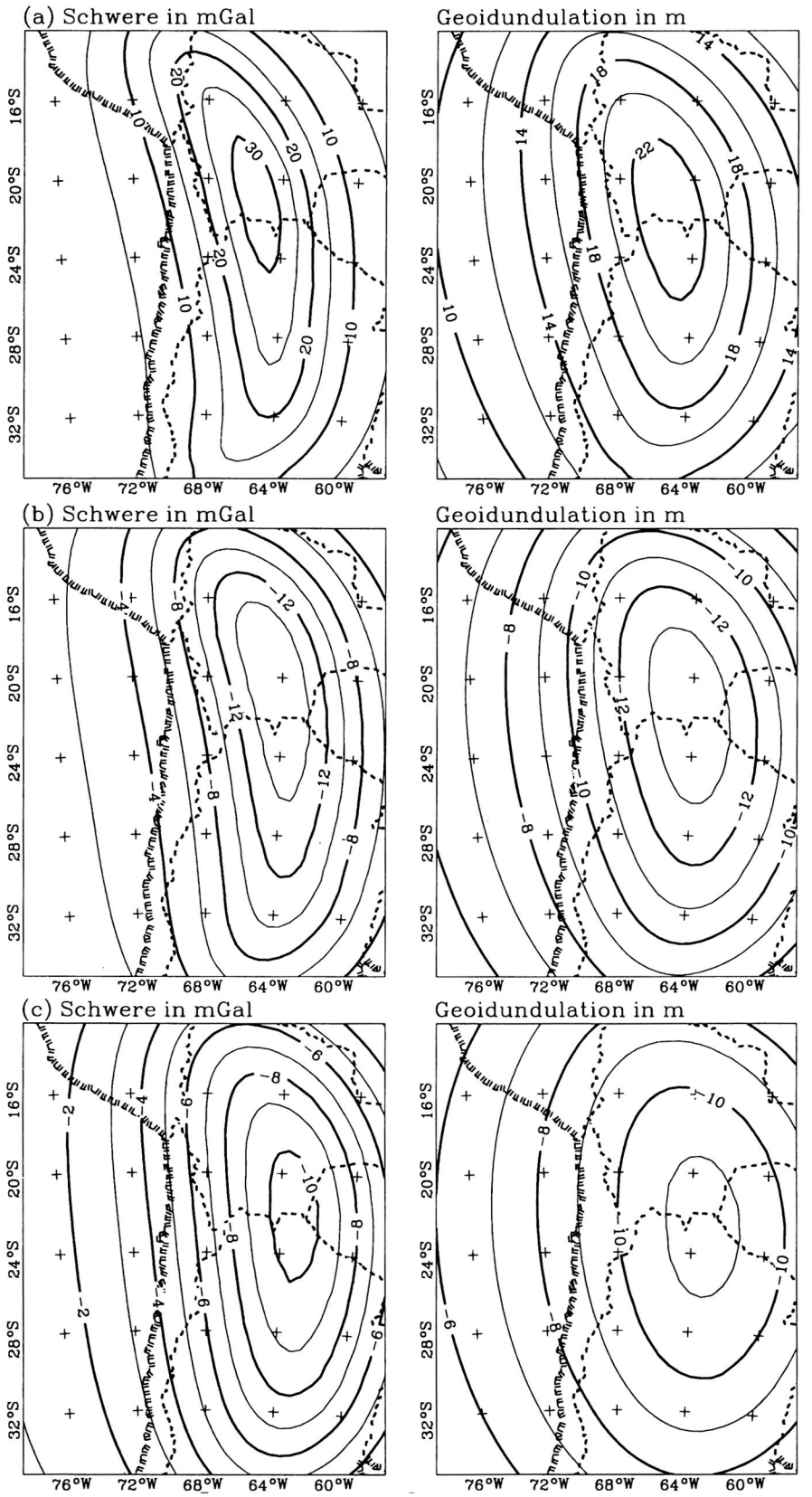

Abbildung 40: Schwerefeld und Geoidundulation (a) eines Spinellkörpers im kalten Kern der abtauchenden Platte zwischen ca. 300 km und 400 km Tiefe mit $\triangle\rho = 0,18\,g/cm^3$, (b) eines Olivinkeils im kalten Kern der Platte zwischen 400 km und ca. 600 km Tiefe mit $\triangle\rho = -0,18\,g/cm^3$, und (c) eines Spinellkörpers zwischen 670 km und ca. 700 km Tiefe mit $\triangle\rho = -0,39\,g/cm^3$.

In Abbildung 40 werden die resultierenden Schwere- und Geoidsignale der von Schubert et al. (1975) und Sung & Burns (1976) postulierten, chemisch bedingten Dichtekontraste innerhalb des Slab betrachtet. Teil (a) zeigt Maximalbeträge von 32 mGal und 23 m für Schwere bzw. Geoid, die durch einen Dichtekontrast von $0{,}18\,g/cm^3$ hervorgerufen wird, der sich zwischen rund 300 km und 400 km Tiefe im kalten Kern des Slab befindet und den nach Schubert et al. (1975) verfrüht entstandenen Spinell darstellt. Die Differenzdichte wurde mit dem Dichtesprung des PREM-Modells bei 400 km gleichgesetzt. Teil (b) entnimmt man ca. -14 mGal und -13 m Schwere- bzw. Geoidbeitrag eines Olivinkeils, der sich nach Überlegungen von Sung & Burns (1976) zwischen 400 km und ca. 600 km Tiefe im kalten Kern der Platte befindet und dort eine negative Dichteanomalie darstellt. Hier wurden $-0{,}18\,g/cm^3$ zugrundegelegt. Die verspätet ablaufende Umwandlung von Spinell in Perovskit (z. B. Schubert et al., 1975) führt zwischen 670 km und 700 km zu einer negativen Dichteanomalie von $-0{,}39\,g/cm^3$ (Dichtesprung des PREM-Modell bei 670 km). Dies führt zu minimalen Schwerewerten von ca. -10 mGal und -11 m Geoidundulation, wie Teil (c) der Abbildung 40 zeigt.

Diskussion:
Das Dichtemodell wurde dazu genutzt, die Beiträge zum Schwerefeld und zum Geoid am aktiven Kontinentalrand abzuschätzen, die von möglichen Dichtekontrasten der abtauchenden Platte zum umgebenden Mantelmaterial oder von Dichteinhomogenitäten innerhalb des Slab herrühren. Da über Form und Betrag der Dichteinhomogenitäten lediglich pauschalisierte Annahmen gemacht werden können, war es nicht Ziel des vorangegangenen Abschnitts, die obengenannten Beiträge genau festzulegen, sondern ihre Größenordung anzugeben.

Als Ergebnis kann somit festgehalten werden, daß für eine Platte mit einem positiven Dichtekontrast ab $0{,}02\,g/cm^3$ die daraus resultierenden Beiträge zum Geoid die beobachteten Undulationen von maximal 50 m übersteigen. Zusammen mit dem ebenfalls positiven Beitrag der Topographie (siehe Teilabschnitt 3.1.2) ergibt sich eine Gesamtsumme, die den beobachteten Wert um ein Mehrfaches übersteigt und durch die Wirkung negativer Dichteanomalien in der Lithosphäre kompensiert werden muß. Für diese Kompensation kommt in erster Linie die Gebirgswurzel in Frage. Palmer (1991) berechnet die Wirkung eines einfachen Krustenmodells des südamerikanischen Kontinents und subtrahiert sie vom Geoid nach Rapp (1981), welches für den Bereich der Zentralanden ein Maximum von etwas mehr als 50 m aufweist. Als Rest verbleiben rund 25 m als Maximalwert. Dies wird durch eigene Berechnungen bestätigt. Der Beitrag zum Geoid, der durch die Topographie zwischen 12°-35°S und 57°-79°W zusammen mit der daraus abgeleiteten isostatischen Gebirgswurzel nach Airy (Krustennormalmächtigkeit: 40 km; $\triangle\rho = 0{,}3\,g/cm^3$) hervorgerufen wird, hat einen Isolinienverlauf, der dem der Topographie der Anden ähnlich ist und einen Höchstbetrag von 28 m aufweist. Auch hier verbleibt ein Maximalrest in der Größenordnung von 20 bis 25 m. Hager (1984) schätzt den Beitrag der Nazca-Platte zum Geoid zu rund 25 m ab und gibt für den Dichtekontrast des Slab zum umgebenden Mantel eine Liniendichte von $1{,}1 \times 10^{12} kg/m$ Trench an. Ein Eindrücken der Grenze zwischen oberem und unterem Mantel, bedingt durch einen Viskositätssprung an dieser Grenze und verursacht durch die abtauchende Platte, ist dabei mit einbezogen. Bei einer Mächtigkeit der Slab-Lithosphäre von 60 km und einer Erstreckung des Slab bis 700 km Tiefe entspricht dies einem Dichteunterschied von $0{,}025\,g/cm^3$.

Nach diesen ersten Abschätzungen deutet sich an, daß der Beitrag des Systems Slab-Asthenosphärenkeil zum Geoid einige Zehnermeter nicht übersteigt. Beiträge in der Größenordung von einigen hundert Metern erscheinen unrealistisch, es sei denn, sie würden durch negative Beiträge in ähnlicher Größe kompensiert. Die hierfür in Frage kommende negative Wirkung

des metastabilen Olivinkeils oder des sich verspätet umwandelnden Spinells zwischen 670 km und 700 km Tiefe ist hierfür nicht ausreichend. Der metastabile Olivinkeil kann, so wie er im Modell konstruiert worden ist, mit einem positiven Dichtekontrast von ca. $0{,}035\,g/cm^3$ des restlichen Slabmaterials im gleichen Tiefenbereich kompensiert werden, so daß aus diesem Tiefenbereich kein Geoidsignal mehr kommen kann. Würde diese Kompensation fehlen, so müßte der Slab in dieser Tiefe wieder aufschwimmen. Dagegen spricht die Position der Tiefbeben-Hypozentren. Auf ähnliche Weise kompensiert ein in den unteren Mantel bis 1200 km verlängerter Slab mit der Dichtedifferenz von rund $0{,}02\,g/cm^3$ die negative Dichteanomalie des sich verspätet umwandelnden Spinells. Dieser könnte auch als isostatischer Ausgleich für den Teil des Slab herangezogen werden, der nicht in den unteren Mantel eindringt, sondern sich an der 670-km-Diskontinuität entlang nach Osten schiebt. Auch hier könnte es zu einer Auslöschung der beiden Signale an der Erdoberfläche kommen.

Da eine genaue Dichteverteilung innerhalb des Slab alleine durch Dichtemodellierung nicht festgelegt werden kann, werden für die weitere Modellierung bezüglich des Slab folgende Annahmen gemacht:

- Es existiert eine Eklogitschicht mit Dichteannahmen, wie sie im Zusammenhang mit Abbildung 39 gemacht wurden. Über das Einbeziehen eines Übergangskörpers zwischen Basalt und Eklogit wird im Gesamtmodell entschieden.

- Der Dichtekontrast der Lithosphäre der abtauchenden Platte zur umgebenden Asthenosphäre beträgt im kalten Kern $0{,}03\,g/cm^3$ und im darunter liegenden Teil $0{,}02\,g/cm^3$ bis zu einer Tiefe von 400 km.

- Ein größerer positiver Dichtekontrast zwischen 300 km und 400 km Tiefe durch den sich verfrüht bildenden Spinell wird nicht angenommen, da eine entsprechende Versteilung des Abtauchens ab 300 km nicht beobachtet wird (Cahill & Isacks, 1992).

- Da über die Dichteentwicklung eines metastabilen Olivinkeils im Tiefenbereich zwischen 400 km und 600 km unter Einfluß von Druck und Temperatur und über sein Volumen keine weiteren Erkenntnisse vorliegen, wird angenommen, daß sich der leichtere Olivinkeil und der ihn umgebende kältere Slab isostatisch kompensieren. Folglich wird ab 400 km überhaupt kein Dichtekontrast zur umgebenden Lithosphäre mehr modelliert. Das Gleiche gilt für Slab-Bereiche unterhalb 670 km.

4.2 Das vollständige Modell

Nach den Vorbetrachtungen zur abtauchenden Platte war es bei der Einführung der restlichen Modelldichten und dem interaktiven Prozess des Modellierens die Strategie, zunächst eine Anpassung sowohl über dem Pazifischen Ozean als auch über dem südamerikanischen Kraton zu erhalten. Nachdem die verbleibende negative Bouguer-Anomalie und ebenfalls negative Anomalie des topographie-reduzierten Geoids von Westen und Osten her "eingespannt" worden ist, sollen in einem zweiten Schritt unter Einbeziehung der refraktionsseismischen Geschwindigkeiten und Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen Dichten in der andinen Kruste und im Asthenosphärenkeil gefunden werden, die die beobachteten Signale erklären.

4.2.1 Anpassungen im Modellgebiet des Pazifischen Ozeans und des südamerikanischen Kratons

Die beste gleichzeitige Übereinstimmung sowohl zwischen der Vergleichs- und Modellschwere als auch zwischen dem Vergleichs- und Modellgeoid wurde mit den folgenden Dichten erreicht:

- Ozean:
  - Wassermassen: $2{,}67\,g/cm^3$ (Bouguer-Anomalie auch über dem Ozean!),
  - Gemeinsame Sediment- und Krustendeckschicht: $2{,}55\,g/cm^3$,
  - Krustenbasalt: $2{,}90\,g/cm^3$,
  - Lithosphäre bis zum Trench vertikal zweigeteilt:
    - "Seismic Lid" bis ca. 35 km Tiefe: $3{,}18\,g/cm^3$,
    - Restliche Lithosphäre unterhalb ca. 35 km: $3{,}39\,g/cm^3$
  - Asthenosphäre: $3{,}37\,g/cm^3$.
- Südamerikanischer Kraton:
  - Sedimente: $2{,}50\,g/cm^3$,
  - Mittelkruste: $2{,}83\,g/cm^3$,
  - Unterkruste: $3{,}10\,g/cm^3$,
  - Lithosphäre: $3{,}37\,g/cm^3$,
  - Asthenosphäre: $3{,}37\,g/cm^3$.

Die für die Anpassung von Schwere und Geoid ebenfalls notwendigen Dichten im Asthenosphärenkeil und der andinen Kruste wurden an dieser Stelle intuitiv in Anlehnung an Standardwerte gewählt und sind zunächst als Hilfsdichten zu betrachten, auf die nicht näher eingegangen wird. Ein Abgleich mit den P-Wellen Geschwindigkeiten der Refraktionsseismik erfolgt erst im nächsten Teilabschnitt.

Die Modellierung des oberen Teils der ozeanischen Lithosphäre bis zum Trench mit $3{,}18\,g/cm^3$ wurde erforderlich, da bei einer Wahl der Dichte, die sich an der Referenzdichte für Mantelmaterial von $3{,}37\,g/cm^3$ orientiert, die berechnete Schwere über dem Ozean um 280 mGal

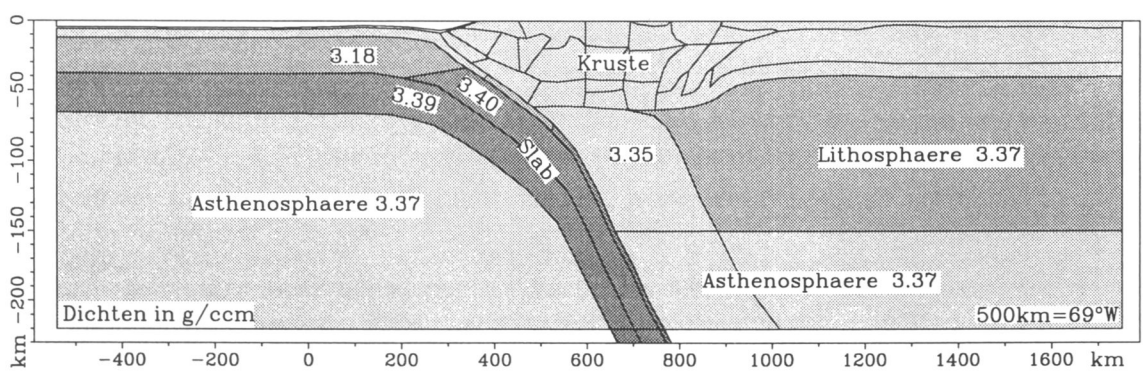

Abbildung 41: WE-Schnitt durch das 3D-Dichtemodell bei 22°S bis zu einer Tiefe von 220 km und über die gesamte Modellbreite. Zur Anpassung von Schwere und Geoid wird der obere Teil der Lithosphäre der Nazca-Platte vor der Subduktionszone mit $3{,}18\,g/cm^3$ modelliert.

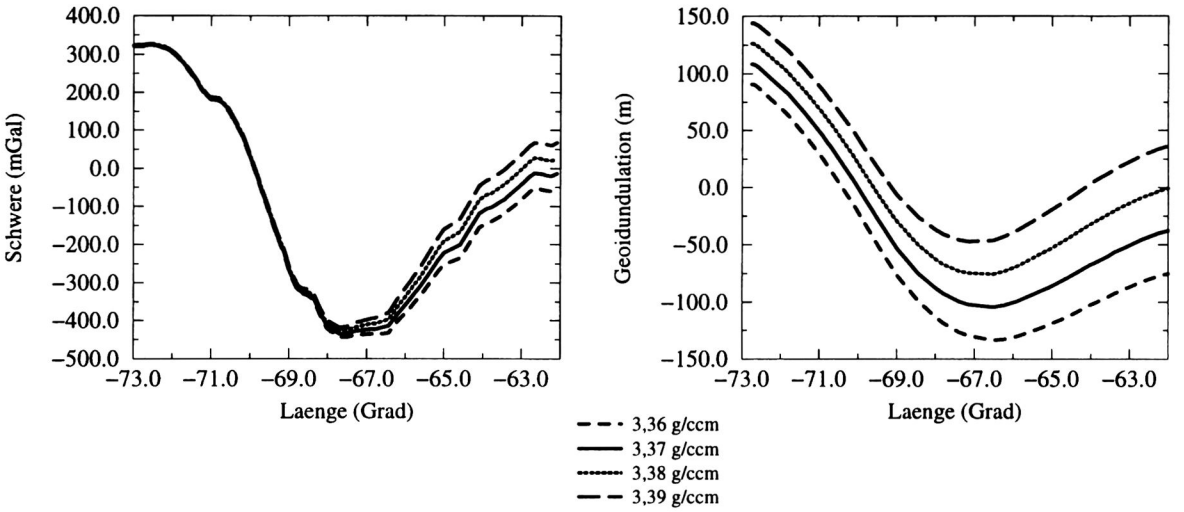

Abbildung 42: Veränderung der berechneten Schwere und Geoidundulation des Gesamtmodells in Abhängigkeit von der Dichte im Körper der kontinentalen Lithosphäre.

und das Geoid um 150 m zu hoch gelegen hätte (siehe Abbildung 41). Alternativ hätte eine Kompensierung im Körper der ozeanischen Asthenosphäre eine um ca. $0{,}1\,g/cm^3$ geringere Dichte als die der Asthenosphäre unter dem Kontinent erfordert. Dies erschien als nicht realistisch. Testrechnungen zogen eine insgesamt schlechtere Anpassung nach sich. Die aus der Teilung resultierende Diskontinuität in ca. 35 km Tiefe und beim Übergang zur "normalen" Slab-Lithosphäre nach Verlassen der Oberfläche ist künstlich und rührt daher, daß sich innerhalb eines Körpers keine Dichtegradienten modellieren lassen. Alternativ hätte man viele dünne horizontale Schichten modellieren und damit eine kontinuierliche Dichtezunahme simulieren können. In beiden Fällen läßt sich die Aussage ableiten, daß Dichten ähnlich der Referenzmanteldichte direkt unterhalb der ozeanischen Moho in ca. 10-12 km Tiefe unrealistisch erscheinen. Auch Strunk (1990) berichtet von diesem Sachverhalt.

Auf dem südamerikanischen Kraton ergibt sich mit den drei angegebenen Dichten für die Kruste ein Durchschnitt von $2{,}88\,g/cm^3$, der etwas über dem von Christensen & Mooney (1995) angegebenen Durchschnittswert von $2{,}83\,g/cm^3$ liegt. Hierauf wird in Kapitel 5 noch einmal eingegangen werden. Die Unterkrustendichte von $3{,}10\,g/cm^3$ entspricht dem typischen Wert für Kratone (Christensen & Mooney, 1995). Die sich aus der Modellierung ergebende hohe Dichtezunahme von 2,50 auf $2{,}83\,g/cm^3$ in nur ca. 5 km Tiefe muß ähnlich bewertet werden wie die modellbedingte Dichtediskontinuität innerhalb der ozeanischen Lithosphäre vor dem Abtauchen.

Abbildung 42 zeigt am Beispiel einiger sich nur um $0{,}01\,g/cm^3$ unterscheidender Dichten des Körpers für die kontinentale Lithosphäre dessen Einfluß auf die berechnete Schwere und Geoidundulation des Gesamtmodells. Dieser Einfluß verschwindet bei der Schwere in Richtung Westen recht schnell. Beim Geoid hingegen läßt er bei lateraler Entfernung vom Körper nur geringfügig nach. Die im Gesamtmodell verwendeten Dichten für die ozeanische Asthenosphäre und die kontinentalen Mantelpartien unterscheiden sich nicht von der Dichte des Referenzmodells zwischen 35 km und 220 km. Mit diesen Dichten wurde der Offset zwischen beobachteter und berechneter Schwere und Geoidundulation zum Verschwinden gebracht. Die großen Einflüsse bereits geringfügiger Dichtevariationen in diesen Modellkörpern lassen sich durch ihre großen Volumina erklären, die durch die Flächenanteile in Abbildung 41 angedeutet sind. Dies macht bei einigen Dichtewerten die Verwendung der dritten Nachkommastelle

notwendig. Diese Dichtewerte werden hier allerdings auf zwei Nachkommastellen gerundet angegeben. Die Abhängigkeit der Manteldichten von der Wahl der Manteldichte des Referenzmodells und der daraus resultierende Offset werden im Rahmen einer Bewertung der Modellierung in Kapitel 5 diskutiert.

4.2.2 Dichten in der andinen Kruste und dem Asthenosphärenkeil

Die Umrechnung der durch die Refraktionsseismik gegebene Information über P-Wellengeschwindigkeiten (siehe Teilabschnitt 3.2.4) in Dichtewerte im Bereich der andinen Kruste wurde zunächst am Beispiel der V_p-ρ-Relation nach Ludwig et al. (1970) durchgeführt, die für magmatisches und metamorphes Gestein sowie für Sedimente aufgestellt wurde. Abbildung 43 zeigt diese Relation. Die in Abbildung 45 vor dem Schrägstrich stehenden Werte stellen Durchschnittsdichten dar, die sich aus der in den einzelnen Dichtekörpern vorkommenden Variation von V_p-Werten ergeben. Die Ludwig-Nafe-Drake-Relation geht bei ca. 8 km/s in das Birch-Gesetz über. Entsprechend der Mantelgeschwindigkeit von 7,9 km/s wurde für den Asthenosphärenkeil eine Dichte von 3,25 g/cm^3 ermittelt. Daraus wurde eine Bouguer-Anomalie und eine Geoidundulation mit Minimalwerten von rund -800 mGal und -240 m berechnet, die den beobachteten Minima von ca. -450 mGal und -110 m (topographie-reduzierter Wert!) gegenüberstehen.

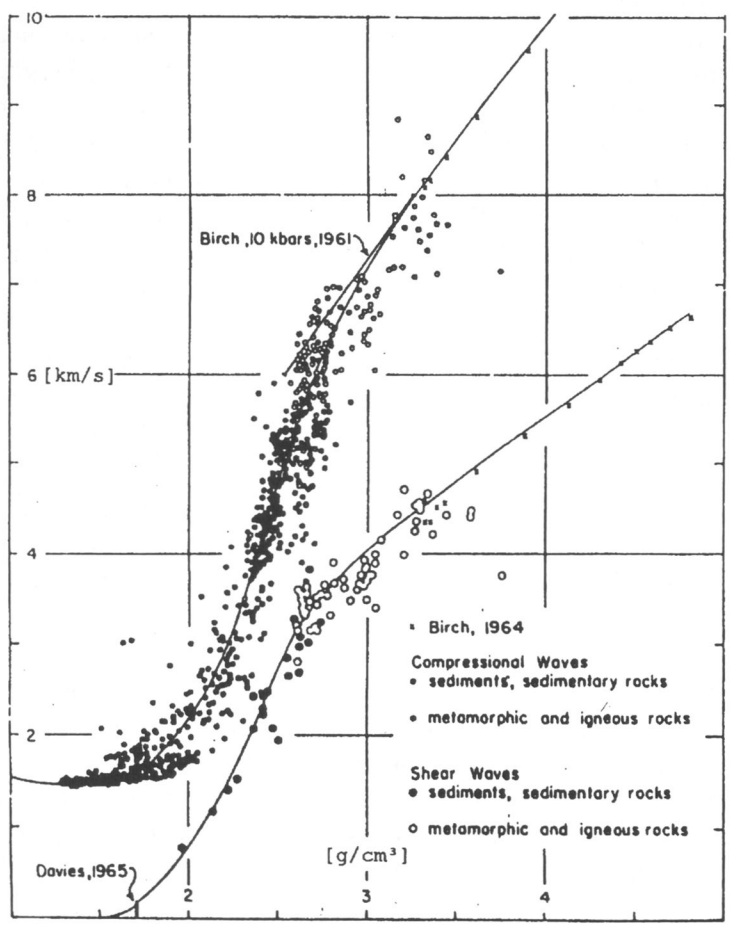

Abbildung 43: V_p-ρ- und V_s-ρ-Relation nach Ludwig et al. (1970) für Sedimente (volle Kreise) und magmatische und metamorphe Gesteine (Kreise). Die von Birch (1964) bestimmten Werte unter Druck bis 1GPa sind durch Kreuze markiert.

Unter der Annahme, daß der Dichtekontrast zwischen Asthenosphärenmaterial und der benachbarten kälteren Slab- und Kontinent-Lithosphäre nicht so stark ist wie die seismischen Geschwindigkeiten (7,9 km/s gegenüber 8,2 km/s) vermuten lassen, wurde die Asthenosphärendichte auf $3{,}35\,g/cm^3$ erhöht. Die erhöhte Temperatur der Asthenosphäre in gleicher Tiefenlage und damit gleicher Druckumgebung legen dennoch eine geringere Dichte als die der Slab-Lithosphäre und die der kontinentalen Lithosphäre nahe. Abbildung 45 zeigt im Bereich der Ozeans und des Andenvorlandes für die Schwere bereits eine gute Anpassung der Modellschwere an die gemessene Bouguer-Anomalie, deren Minimum im Bereich des Andenorogens aufgrund zu niedriger Krustendichten zu stark ausfällt. Beim Geoid macht sich dies in der gesamten West-Ost-Erstreckung bemerkbar.

In einem zweiten Schritt wurden mit einem von Stephan Sobolev vorgeschlagenen Verfahren (pers. Mitt.), welches insitu Druck- und Temperaturverhältnisse berücksichtigt und auf einer von Sobolev & Babeyko (1994) veröffentlichten Arbeit beruht, andere Dichtewerte für die andine Kruste berechnet. Das Verfahren ist auf kristalline Gesteine anwendbar und kann nur für V_p-Werte von 6,1 km/s bis 7,8 km/s verwendet werden. Die Umrechnung erfolgt in drei Schritten:

1. Umrechnung der insitu Geschwindigkeit $V_{p_{insitu}}(P,T)$ in eine Geschwindigkeit bei Raumbedingungen $V_{p0}(P_0,T_0)$, P_0=0,1Mpa und T_0=25°C:

$$V_{p0} = V_{p_{insitu}} - (\partial V_p/\partial P)P - (\partial V_p/\partial T)(T-25)$$

mit $(\partial V_p/\partial P)$=0,12 km/s/GPa und $(\partial V_p/\partial T)$=$-4{,}5\cdot 10^{-4}$ km/s/°C.

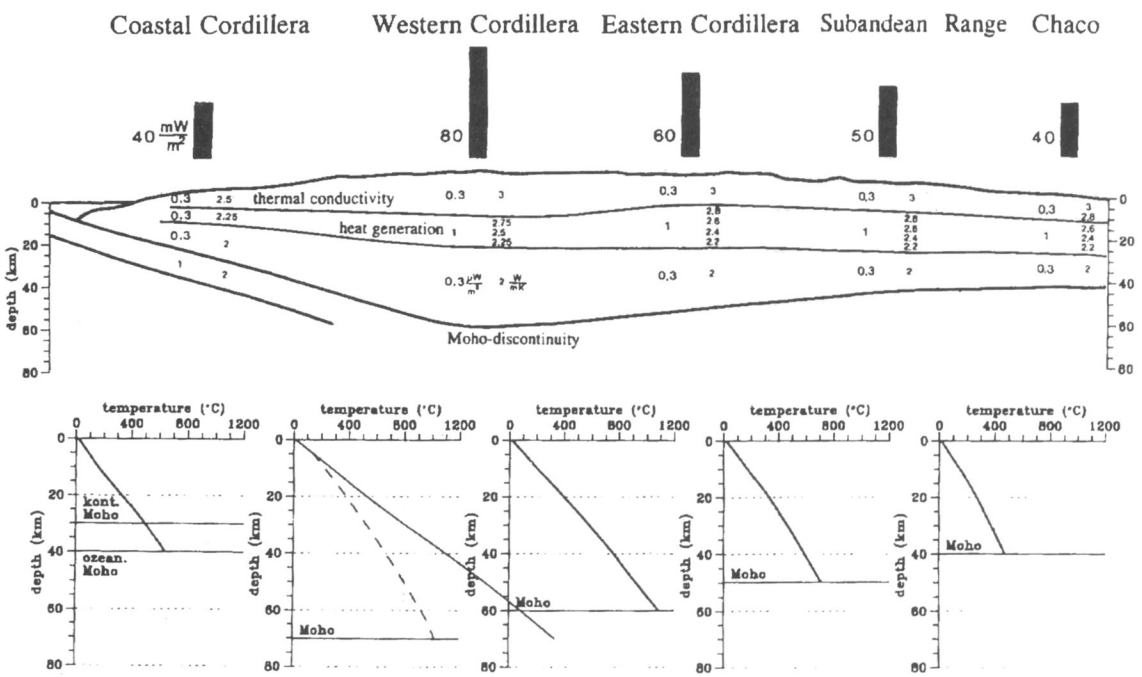

Abbildung 44: Wärmeflußwerte, Wärmeleitung und Wärmeerzeugung in der Kruste auf einem WE-Profil bei 21°S nach Giese (1994), womit unter eindimensionalen und stationären Bedingungen Temperatur-Tiefen-Funktionen berechnet werden.

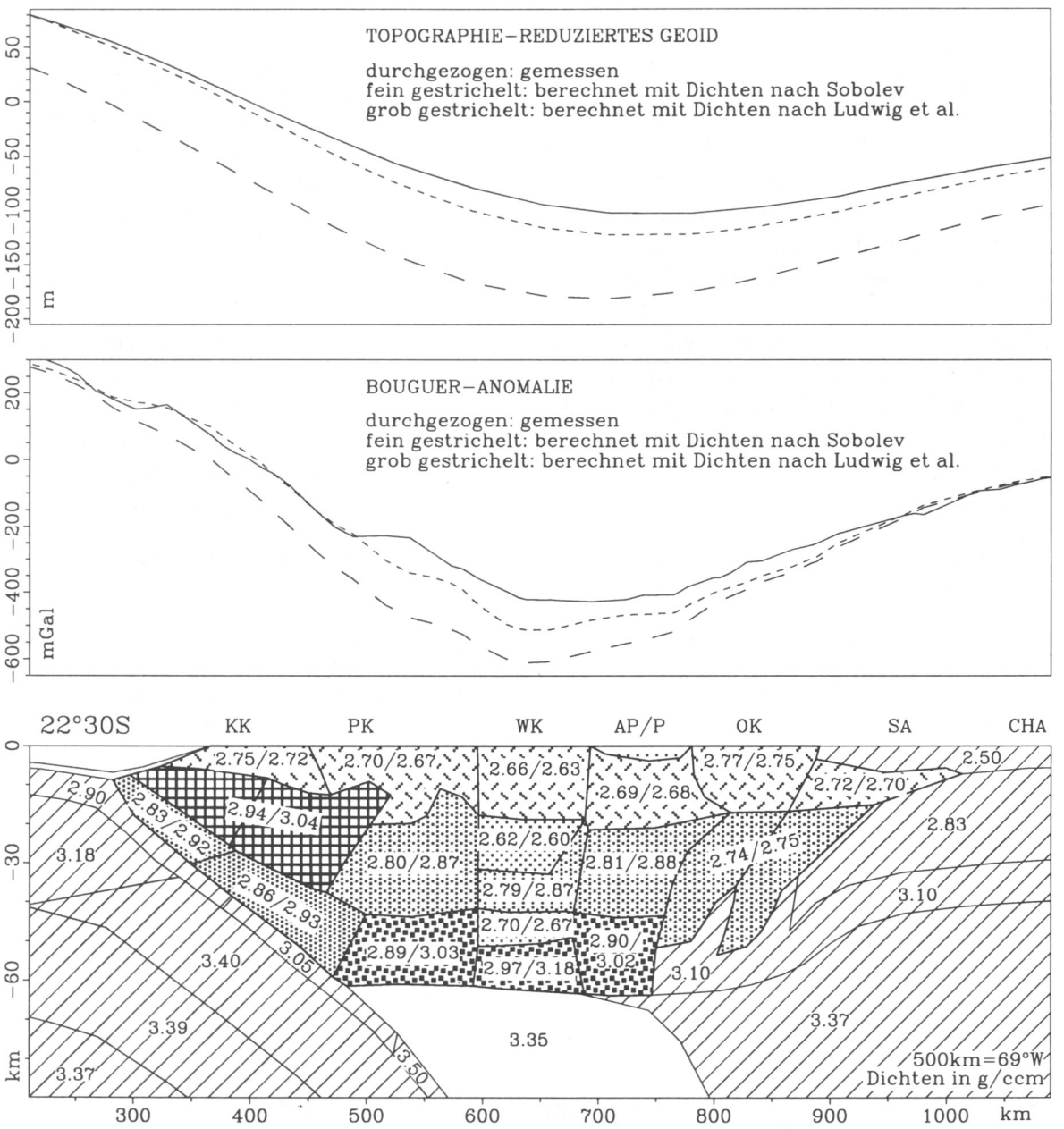

Abbildung 45: West-Ost gerichteter Schnitt durch das 3D-Dichtemodell bei 22°30'S mit den bereits im vorangegangenen Teilabschnitt behandelten Dichten für die abtauchende Nazca-Platte mit der darunterliegenden Asthenosphäre und für den südamerikanischen Kraton (alles diagonal schraffiert), sowie den Dichten des Asthenosphärenkeils und der andinen Kruste. In der andinen Kruste wurden die Dichtewerte aus V_p-Werten der Refraktionsseismik mit einer V_p-ρ-Relation nach Ludwig et al. (1970) (Wert vor dem Schrägstrich) und nach S. Sobolev (pers. Mitt., Wert nach dem Schrägstrich) berechnet.

2. Berechnung der entsprechenden Dichte $\rho_0(P_0, T_0)$ bei Raumbedingungen:

$$\rho_0 = 0,446 \cdot V_{p0} - 0,074 \qquad \text{wenn} \quad V_p < 6,95 km/s,$$

$$\rho_0 = 0,487 \cdot V_{p0} - 0,359 \qquad \text{wenn} \quad V_p \geq 6,95 km/s.$$

3. Berechnung der insitu Dichte $\rho_{insitu}(P,T)$ aus $\rho_0(P_0, T_0)$:

$$\rho_{insitu} = \rho_0 + (\partial\rho/\partial P)P + (\partial\rho/\partial T)(T - 25)$$

mit $(\partial\rho/\partial P)$=0,05 $g/cm^3/GPa$ und $(\partial\rho/\partial T) = -9 \cdot 10^{-5}$ $g/cm^3/°C$.

Die für die Berechnung notwendigen insitu Temperaturen wurden anhand der von Giese (1994) abgeleiteten Temperaturverteilung in der andinen Kruste abgeschätzt (siehe Abbildung 44). Für den insitu Druck wurde ein Standardgradient von 0,025 GPa/km verwendet. Die ermittelten Dichten entnimmt man Abbildung 45 als Wert nach dem Schrägstrich. Die berechnete Schwere stimmt im Forearc mit der Vergleichsschwere überein, ist allerdings von der Präkordillere bis zum Subandin nach wie vor negativer als diese. Auch der Verlauf des berechneten Geoid liegt niedriger als das Vergleichsgeoid.

Nach Anpassung der beiden Vergleichsfelder an ihren westlichen und östlichen Rändern führte die direkte Anwendung von Geschwindigkeits-Dichte-Beziehungen in der andinen Kruste zu einer Überkompensation des Minimums im Schwerefeld und in der topographie-reduzierten Geoidundulation. Die Berücksichtigung der besonderen Temperaturverhältnisse in der von Magmatismus gekennzeichneten Kruste am aktiven Kontinentalrand bei der Berechnung von Dichten nach Vorschlägen von Sobolev schwächt die Überkompensation zwar ab, führt aber nicht zur sofortigen Übereinstimmung mit den beobachteten Feldern. Diesen Sachverhalt stellt Abbildung 45 dar. Dadurch wird die nachträgliche Veränderung einiger Modelldichten durch den Bearbeiter erforderlich. Für Krustenregionen, in denen mit partieller Aufschmelzung oder der Gegenwart von Fluiden und folglich mit erniedrigten P-Wellengeschwindigkeiten zu rechnen ist, wurde dies von Heinsohn (1993) bereits festgestellt.

4.2.3 Das Endmodell

Mit den in Abbildung 46 gezeigten Dichten wurde schließlich die beste gleichzeitige Anpassung von Modellschwere an Vergleichsschwere und Modellgeoid an Vergleichsgeoid erzielt. Die Übereinstimmung der beiden Schwerefelder in regionalem Maßstab mit einer Standardabweichung von ca. 22 mGal sowie die Übereinstimmung von Vergleichs- und Modellgeoid mit einer Standardabweichung von 2,55 m zeigt Abbildung 47. Die Differenz von Vergleichs- und Modellsignal ist in Abbildung 49 zu sehen. Da hier nicht jeder einzelne Schritt der interaktiven Bearbeitung nachvollzogen werden soll, werden die wesentlichen gewonnenen Erkenntnisse in zusammengefaßter Form dargestellt und diskutiert:

Oberkruste

Die Dichten in der Oberkruste wurden durchweg erhöht, am stärksten unter der Westkordillere und der Altiplano/Puna-Region. Von der Küstenkordillere zum rezenten Arc nimmt die Oberkrustendichte ab, um von dort aus zur Ostkordillere, wo mit 2,76 g/cm^3 die höchste Oberkrustendichte erreicht wird, wieder zuzunehmen. Dies bestätigt den Trend der seismischen Geschwindigkeiten in der Oberkruste (Wigger et al., 1994).

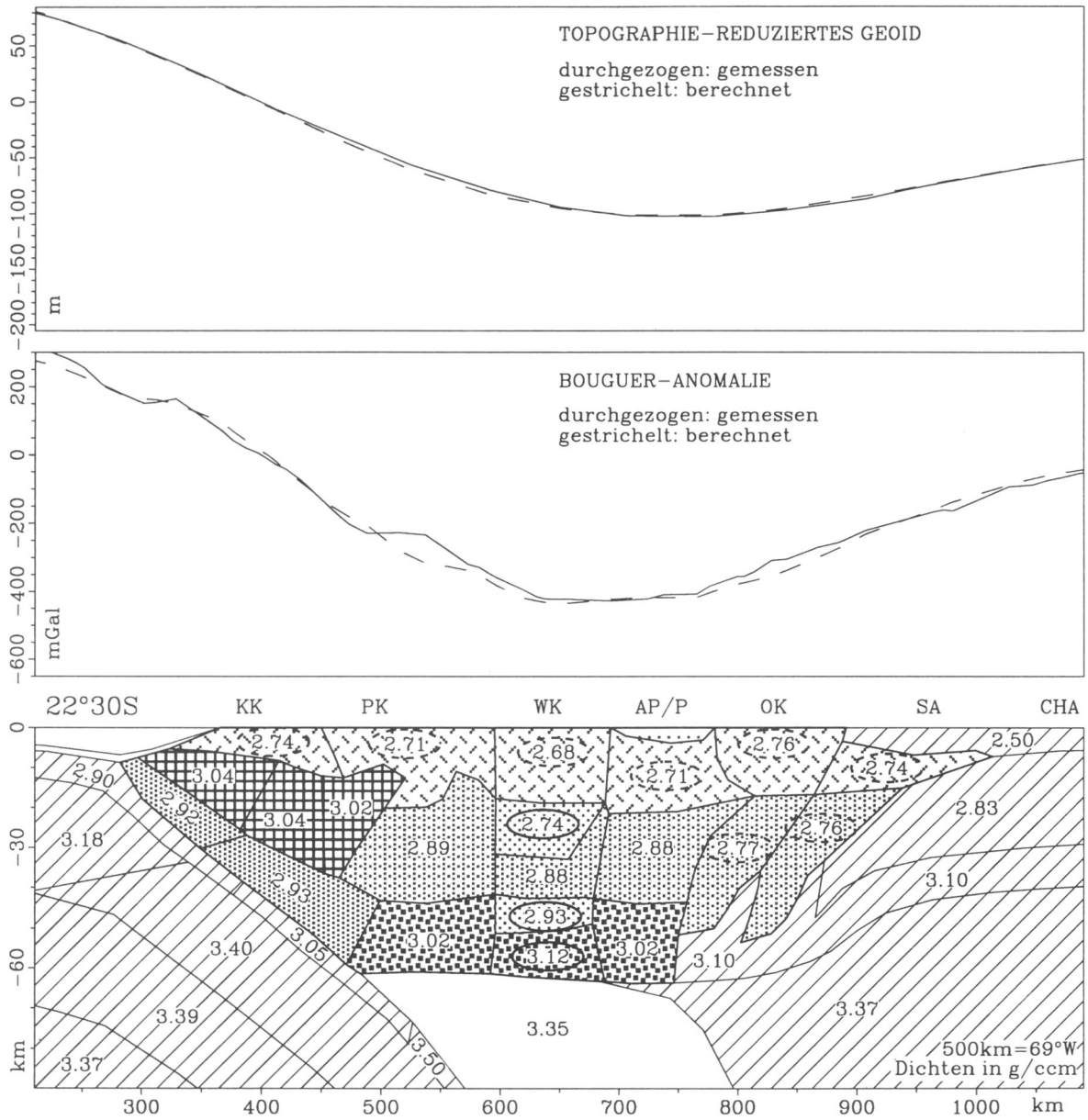

Abbildung 46: Vertikale Modellebene bei 22°30'S mit den Modelldichten, welche die beste Anpassung von Modellschwere und -geoid an die beobachteten Signale ergaben. Einige der nach dem Sobolev-Verfahren berechneten Dichten wurden übernommen, andere wurden geändert (starke Änderung: volle Umrandung, mäßige Änderung: unterbrochene Umrandung).

Forearc

- In der Küstenkordillere bleibt die hohe Dichte von über $3{,}00\,g/cm^3$ in Mittelkrustenlage bestehen. Diese Dichteregion variiert von Nord nach Süd in ihrer Mächtigkeit, dabei nimmt sie zur Anpassung der Schwerehochs lokal Mächtigkeiten von mehr als 20 km an. Eine Interpretation dieser Krustenpartie als Unterkrustenmaterial des jurassischen Bogens kann aufgrund der modellierten Dichte bestätigt werden.

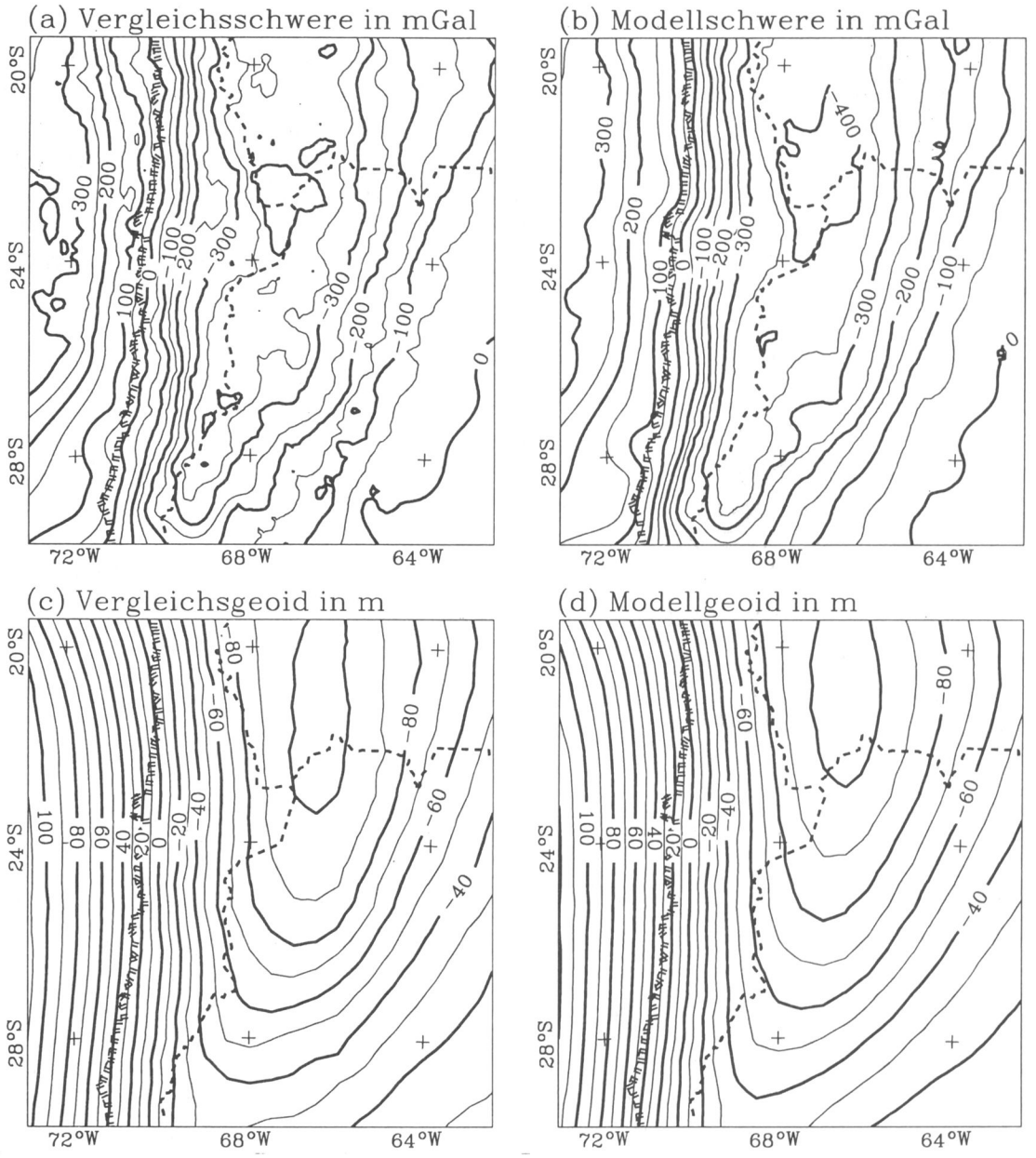

Abbildung 47: (a) Vergleichsschwere und (b) Modellschwere sowie (c) das topographie-reduzierte Vergleichsgeoid und (d) das entsprechende Modellgeoid des Endmodells mit den Dichten der Abbildung 46.

- Der als serpentinisierter Mantelperidotit des jurassischen Bogens interpretierte Körper, der im Forearc unterhalb der Hochdichteregion folgt, wird mit einer Dichte von 2,92-2,93 g/cm^3 modelliert. Für reinen Serpentinit wird von Christensen & Mooney (1995) für Tiefen von 30 bis 40 km der Dichtebereich von ca. 2,58-2,60 g/cm^3 angegeben. Eine vollständige Umwandlung des Peridotits in Serpentinit kann demnach ausgeschlossen werden, hier kommt als Interpretation möglicherweise eine Teilserpentinisierung in Frage.

- In der abtauchenden ozeanischen Kruste wurde vor der Transformation zum Eklogit zwischen 40 km und 70 km Tiefe ein Übergangskörper mit der Dichte von $3{,}05\,g/cm^3$ modelliert. Die Zunahme des Umgebungsdrucks und Entwässerungsprozesse lassen eine gleichbleibende Basaltdichte von $2{,}90\,g/cm^3$ bis zur Umwandlungstiefe von ca. 70 km nicht erwarten. Die durch ein Beibehalten von $2{,}90\,g/cm^3$ bis 70 km hervorgerufenen negativen Anomalien von -60 mGal bzw. -8 m (siehe Teilabschnitt 4.1 und Abbildung 39b) hätten entweder durch Erhöhen der Dichte in der Hochdichteregion, ein Erhöhen ihrer Mächtigkeit oder aber durch anderweitige Dichteerhöhung in der Forearc-Kruste kompensiert werden können. Das Äquivalenzprinzip läßt eine endgültige Klärung allerdings nicht zu.

- Unter der Präkordillere zeigt die Mittelkruste mit $2{,}89\,g/cm^3$ einen für diese Tiefenlage typischen Wert. Eine Fortsetzung der hohen Dichten aus der Küstenkordillere nach Osten läßt sich nicht beobachten.

- In der Tiefe zwischen ca. 40 km und 60 km wird unter der Präkordillere mit $3{,}02\,g/cm^3$ eine typische Unterkrustendichte modelliert. Dennoch wird in diesem Bereich keine petrologische Unterkruste, sondern altes, peridotitisches Mantelmaterial vermutet (z. B. Schmitz et al., 1995), welches - ähnlich der Situation unter der Küstenkordillere - durch Hydratisierungsprozesse in seinen physikalischen Parametern verändert wurde. Aufgrund der Dichtemodellierung muß hier eine Dichteerniedrigung um ca. 10% durch Hydratisierung gefordert werden.

Rezenter Arc

- Die nach dem Sobolev-Verfahren ermittelte Dichte von $3{,}18\,g/cm^3$ für die Unterkruste unter der Westkordillere erscheint im Vergleich zu den benachbarten Unterkrustenkörpern mit Dichten von $3{,}02\,g/cm^3$ als sehr hoch und wird auf $3{,}12\,g/cm^3$ erniedrigt. Diese Dichte von $> 3{,}1\,g/cm^3$ und seismische Geschwindigkeiten von bis zu 7,5 km/s (siehe Teilabschnitt 3.2.4 und Abbildung 32) lassen mafisches bis ultramafisches Material, welches durch Differentiation beim Magmenaufstieg an der Krustenbasis verbleibt, als mögliche Interpretation zu.

- Die Dichten nach Sobolev in den Zonen erniedrigter Geschwindigkeit unter der Westkordillere wurden von 2,60 auf $2{,}74\,g/cm^3$ und von 2,67 auf $2{,}93\,g/cm^3$ erhöht. Heinsohn (1993) kontrolliert die von ihm durchgeführten Betrachtungen zur Nichtanwendbarkeit regulärer V_p-ρ-Beziehungen in Krustenzonen mit anomal hohem Temperaturgradient, wie er beispielsweise unter der Westkordillere von Giese (1994) ermittelt wurde, anhand von 2D-Dichtemodellierung auf Profilen bei 21°S und 24°S. In Zonen, in denen partielle Aufschmelzung erwartet wird, fallen die berechneten Dichten aufgrund der anomal niedrigen Geschwindigkeiten zu niedrig aus und führen zu einer Überkompensation des Schwereminimums. Dies wird mit der im Vergleich zu zweidimensionalen Modellrechnungen realistischeren 3D-Modellierung (Teilabschnitt 4.2.2) bestätigt. Zur Anpassung von Modell- und Vergleichsschwere korrigiert Heinsohn diese Dichten. In dieser Arbeit wurde versucht, mit dem von Sobolev vorgeschlagenen Verfahren Druck und Temperatur zu berücksichtigen. Allerdings wird der Effekt von partiellen Aufschmelzungen auf die V_p-ρ-Beziehungen auch durch das Sobolev-Verfahren nicht berücksichtigt, so daß die nach ihm ermittelten Dichten ebenfalls zu gering ausfallen. Im Gegensatz zu Heinsohn (1993), der die Dichtekorrekturen bei 21°S auf weite Teile der Kruste unter der Westkordillere, unter dem Altiplano und unter der Ostkordillere anwendet (siehe Abbildung 48), ist in dieser Arbei eine Korrektur nur für die vergleichsweise kleinen Zonen

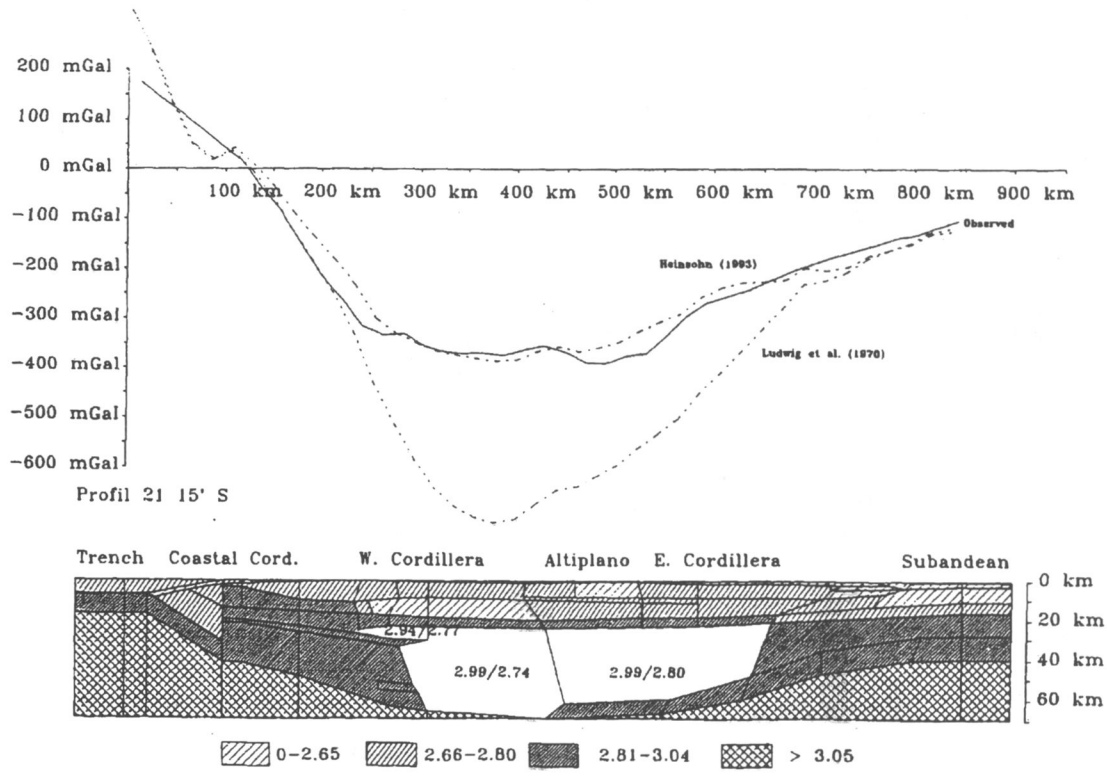

Abbildung 48: Anwendung einer modifizierten V_p-ρ-Relation nach Heinsohn (1993) in den weißen Bereichen unter der Westkordillere, dem Altiplano und der Ostkordillere (Schmitz et al., 1996).

erniedrigter Geschwindigkeit unter der Westkordillere bei ca. 20 km und 40 km Tiefe notwendig. Die Annahme partieller Schmelze unter der Westkordillere wird von zweidimensionalen Modellierungen der elektrischen Leitfähigkeit bei ca. 22°30'S unterstützt. Sowohl Krüger (1994) als auch Massow (1994) modellieren unter der Westkordillere eine Zone sehr hoher Leitfähigkeit, deren Oberkante bei ca. 20 km Tiefe liegt.

Backarc

- Die im Zuge der Krustenverkürzung und -verdopplung durch die Überschiebung der Anden auf das Vorland nach unten verfrachtete Mittelkruste unterhalb der Ostkordillere und dem Subandin weist mit 2,77 g/cm^3 bzw. 2,76 g/cm^3 eine niedrigere Dichte auf, als die übrigen Mittelkrustenteile des Modells. Hier kommt als Interpretation felsisches Material einer ehemaligen oberen Mittelkruste in Betracht, welches auch bei Subduktion in Tiefen bis zu 50-60 km keine nennenswerten Dichtezunahmen durch Umwandlungsprozesse erfährt (Sobolev, pers. Mitt.).

- Zur besseren Anpassung von Schwere und Geoidundulation im östlichen Andenvorland wurde eine mit der elastischen Biegung des Brasilianischen Schildes zusammenhängende Aufwölbung (Forebulge, z. B. Lyon-Caen et al., 1985) vor dem Abtauchen der Kruste-Mantel-Grenzfläche modelliert. Dabei wurde die etwa 10 km mächtige Schild-Unterkruste im Bereich des Forebulge etwas nach oben verschoben. Die Höhe der Aufwölbung fällt mit 1-2 km allerdings gering aus.

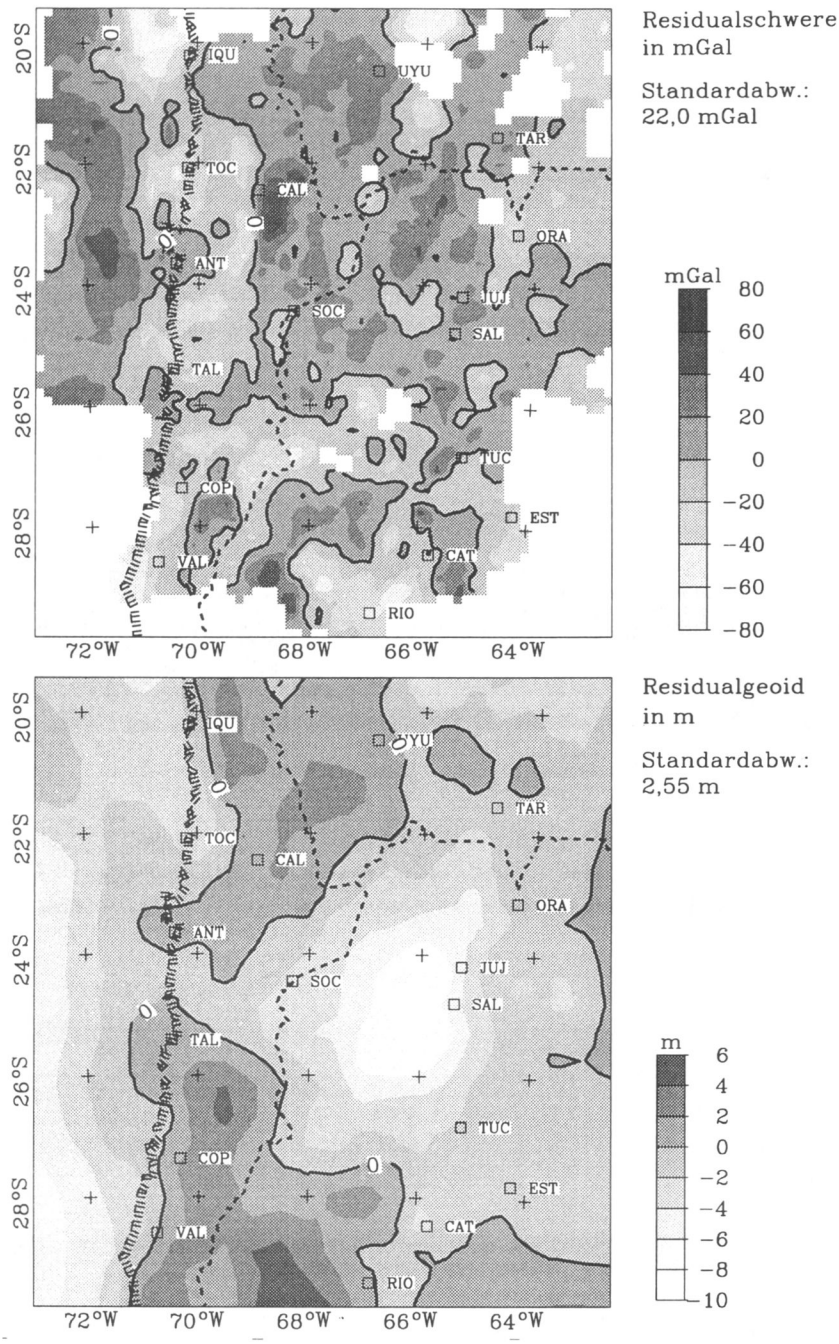

Abbildung 49: Residualschwere und Residualgeoid (berechnet wurden jeweils Vergleichssignal−Modellsignal) des Endmodells. Bereiche ohne Schwerestationen sind in der Darstellung der Residualschwere ausgeblendet.

Verbleibende Residuen in Schwere und Geoid

- **Schwere:**
  Mit einer Standardabweichung von 22 mGal im Residuum von Vergleichs- und Modellschwere ist prinzipiell eine zufriedenstellende Anpassung an den regionalen Verlauf des Schwerefeldes in den zentralen Anden erreicht worden (siehe Abbildung 49). Die verbleibenden Anomalien bewegen sich zwischen Maximalwerten von ±80 mGal, sind relativ gleichmäßig um Null verteilt und weisen Wellenlängen von einigen Zehnerkilometern

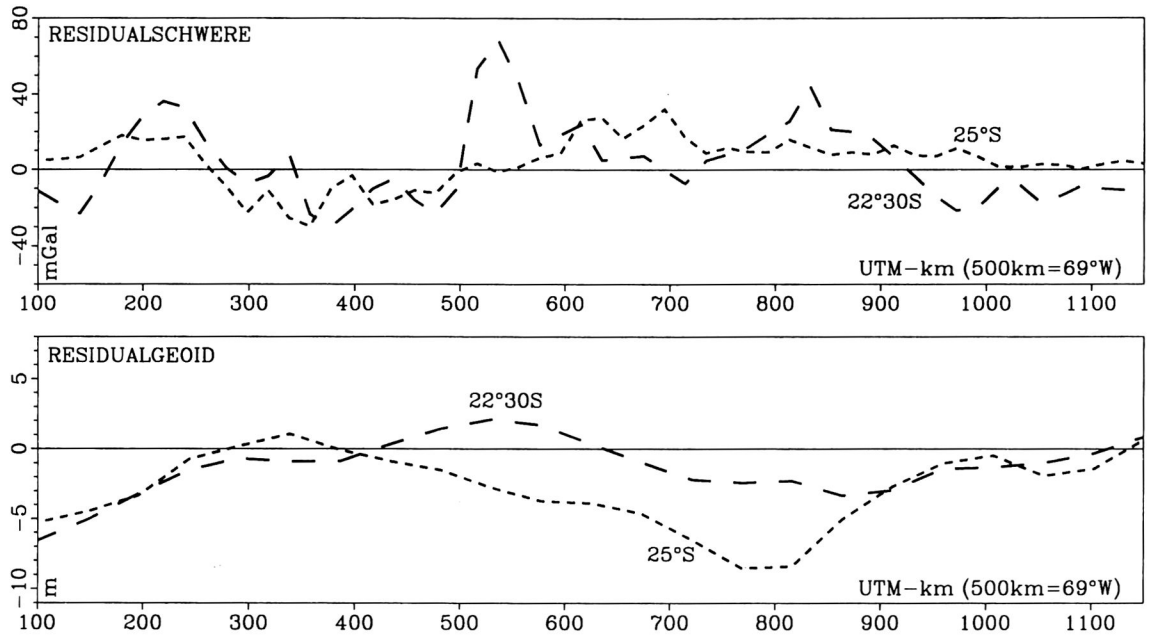

Abbildung 50: Residualschwere und Residualgeoid auf WE-Profilen bei 22°30'S (grob gestrichelt) und 25°S (fein gestrichelt).

auf. Als Erklärung kommen lokale Dichteanomalien in der Oberkruste in Frage, die im Andenmodell nicht berücksichtigt wurden. Zusätzlich können Dichteinhomogenitäten innerhalb des topographischen Aufbaus, die normalerweise in die Massen-Reduktion nicht miteinbezogen werden, als Erklärung herangezogen werden.

Die stärksten negativen Abweichungen liegen im Forearc zwischen Trench und Küstenkordillere im Bereich des abfallenden Kontinentalhangs auf der Höhe von Iquique vor. Eine Erklärung bietet der im Modell nicht berücksichtigte Perdida-Ridge, der mit der Nazca-Platte von West-Südwest kommend gegen den Kontinent driftet und auf der Höhe von Iquique in die Subduktionszone eintritt.

Die stärkste positive Abweichung im Residuum der Schwere (siehe Abbildungen 49 und 50) fällt mit dem südöstlich von Calama gelegenen lokalen Schwerehoch des isostatischen Restfeldes (z. B. Götze et al., 1994; Götze & the MIGRA Group, 1996) zusammen. Eine Anpassung im Modell wird durch das Auftauchen des Hochdichtekörpers der Küstenkordillere bis in Oberkrustenbereiche unter der Präkordillere sowie durch ein Aufwölben der Präkordilleren-Mittelkruste lediglich angedeutet (siehe Abbildungen 34, 45 und 46). Zur Erklärung des zentralen Schwerehochs führt Choi (1996) im Rahmen seiner Diplomarbeit 2D- und 3D-Modellierungen der Strukturen der oberen 15 Krustenkilometer durch. Das lokale Bild der Schwereanomalie wird durch dichte, jungpaläozoische Plutonite und Vulkanite sowie präkambrische Metamorphite, die durch Aufschiebungen an die Oberfläche gekommen sind, geprägt.

- **Geoid:**
  Die Dichtestrukturen der zentralandinen Lithosphäre, mit denen das regionale Schwerefeld erklärt werden, führen gleichzeitig zu einer Anpassung der topographie-reduzierten Geoidundulationen mit einer Standardabweichung von 2,55 m. Während des Prozesses

der interaktiven Modellbearbeitung hatte sich gezeigt, daß eine Anpassung der Modellschwere an das Regionalschwerefeld automatisch eine Anpassung des Geoids nach sich zog. Dies galt auch im umgekehrten Fall. Im Residuum der Geoidundulation (siehe Abbildungen 49 und 50) fällt eine negative Anomalie von bis zu -10 m westlich von Salta auf, die in der Residualschwere nicht wiederzufinden ist. Eine Beseitigung dieser Anomalie durch Dichte- und Geometrieänderungen war nicht möglich, ohne gleichzeitig eine positive Anomalie im Schwereresidual zu erzeugen. Es besteht die Möglichkeit, daß es sich hierbei um Interpolationsungenauigkeiten im Originaldatensatz des OSU91A-Geoids handelt, die durch Einbeziehen topographischer Höhen in Regionen, in denen keine Schweredaten verfügbar waren, entstanden sind.

5 Diskussion und Bewertung des Andenmodells

In den vorangegangenen Abschnitten wurde in regionalem Maßstab ein dreidimensionales Modell der Dichteverteilung in der Kruste und im oberen Mantel des aktiven Kontinentalrands Südamerikas erstellt. Das Modell beinhaltet neben Dichteanomalien, die von der abtauchenden Nazca-Platte und einem Asthenosphärenkeil herrühren, Krustenstrukturen, die aus der Refraktionsseismik abgleitet wurden. Dabei kommt die Modellierung durch Abzug der Wirkung eines geschichteten Referenzmodells bis 220 km Tiefe bei gleichzeitiger Verwendung absoluter Dichten ohne Offset zwischen Vergleichs- und Modellsignal aus. Die ermittelten Dichtewerte stehen nicht in grundsätzlichem Widerspruch zu gängigen Vorstellungen über die geologische und tektonische Situation an aktiven Kontinentalrändern und erscheinen somit plausibel. Sie erklären sowohl die Bouguer-Anomalie als auch das topographie-reduzierte Geoid.

Eines der Ziele dieser Modellierung war es, langwellige Anteile des Schwerefeldes, die sich bei früheren Modellierungen (z. B. Strunk, 1990) möglicherweise im Offset verborgen haben, und ihre Ursachen sichtbar zu machen. Zu diesem Zweck wurde das Geoid als weiteres Meßsignal in die Modellierung integriert, da sich in seinen Undulationen aufgrund des Abstandsgesetzes, welches dem Schwerepotential zugrunde liegt, auch tieferliegende Masseninhomogenitäten niederschlagen. Folgende Erkenntnisse haben sich während der Modellierung ergeben:

1. Eine Dichteverteilung, mit der das beobachtete Schwerefeld angepaßt werden kann, führte ohne weiteren Bedarf an interaktiver Bearbeitung auch zu einer Übereinstimmung der beobachteten und modellierten Geoidundulation, obwohl die für das Schwerepotential und die Schwere unterschiedlichen Abstandsgesetzte dies nicht unbedingt erwarten lassen.

2. Die Dichteverteilung der oberen 220 km zusammen mit dem bis 400 km fortgeführten positiven Dichtekontrast von 0,02-0,03 g/cm^3 im abtauchenden Slab (siehe Teilabschnitt 4.1) erklären die Bouguer-Anomalie und das topographie-reduzierte Geoid *gleichzeitig.*

3. Die Integration tieferliegender Masseninhomogenitäten in das Modell, wie sie beispielsweise durch Konvektion von Asthenosphärenmaterial, durch Undulation der Diskontinuität zwischen oberem und unterem Mantel in ca. 670 km Tiefe oder durch Undulation der Kern-Mantel-Grenze hervorgerufen werden, war *nicht notwendig.*

Dies läßt folgende Schlüsse zu: (A) Tieferliegende, großräumig verteilte Dichteinhomogenitäten kommen als Quelle langwelliger Anomalien in Schwerefeld und Geoid der zentralen Anden nicht in Frage, oder (B) derartige Dichteanomalien erfahren isostatische Kompensation in ähnlicher Tiefenlage, so daß sich ihre Signale an der Erdoberfläche auslöschen.

In Teilabschnitt 4.2.1 wurde die starke Abhängigkeit der Amplitude der berechneten Modellsignale von bereits geringfügigen Dichtevariationen in den Mantelregionen deutlich gemacht. Shiftfreies Modellieren wird durch Manteldichten ermöglicht, die sich um weniger als 0,02 g/cm^3 von der Referenzmanteldichte von 3,37 g/cm^3 unterscheiden. Hier zeigt sich eine starke Abhängigkeit der absoluten Dichtewerte vom Referenz-Dichtemodell. Das Konzept des Referenz-Dichtemodells wurde in Teilabschnitt 2.4.3 erläutert.

Aus diesem Grund soll dem bisher behandelten Dichtemodell, welches in Anlehnung an seine Referenzmanteldichte nunmehr mit M337 bezeichnet wird, ein zweites Dichtemodell gegenübergestellt werden. Es hat ein Referenz-Dichtemodell mit 2,67 g/cm^3 für den Tiefenbereich 0-15 km, 2,83 g/cm^3 für 15-35 km sowie 3,32 g/cm^3 für 35-220 km und wird nachfolgend

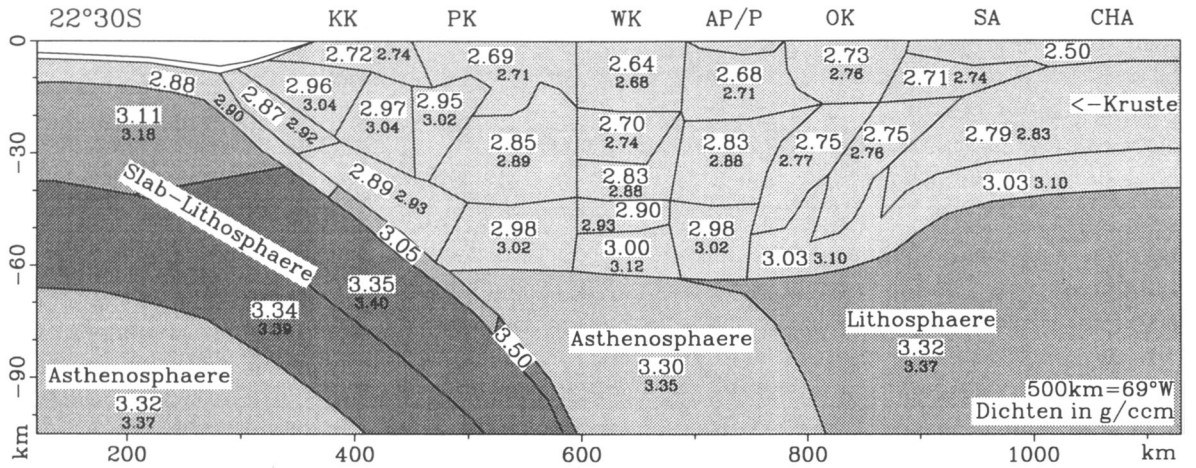

Abbildung 51: Modelldichten des Alternativ-Modells M332 (weiß unterlegt) am Beispiel eines WE-Schnitts bei 22°30'S. Die Dichten des Modells M337 sind mit kleinerer Schriftgröße und ohne weißen Hintergrund mitabgebildet. Erläuterungen siehe Text.

mit M332 bezeichnet. Von beiden Modellen sollen durchschnittliche Krustendichten berechnet und diese mit Literaturwerten verglichen werden. Da es sich um rechnerische Durchschnittswerte handelt, sollen diese Dichtewerte auf drei Nachkommastellen angegeben werden.

Die mittleren Dichten der kontinentalen Kruste der Modelle M337 und M332, getrennt nach morpho-tektonischen Großeinheiten und zusammengefaßt, geben die nachstehenden Tabellen wieder:

Mittlere Krustendichten in g/cm^3 des Modells M337						
Küstenkord.	Präkord.	Westkord.	Altiplano/Puna	Ostkord.	Subandin	Kraton
2,914	2,921	2,849	2,875	2,864	2,866	2,878
2,873						
2,874						

Mittlere Krustendichten in g/cm^3 des Modells M332						
Küstenkord.	Präkord.	Westkord.	Altiplano/Puna	Ostkord.	Subandin	Kraton
2,868	2,879	2,795	2,832	2,823	2,825	2,833
2,832						
2,829						

Die Dichtewerte beider Modelle (siehe Abbildung 51) erscheinen petrologisch plausibel. Die durchschnittliche Dichte sämtlicher kontinentaler Krustenteile liegt beim Modell M337 mit $2{,}874\,g/cm^3$ allerdings um rund $0{,}04\,g/cm^3$ über dem von Christensen & Mooney (1995) berechneten weltweiten Mittelwert für kontinentale Kruste und unterscheidet sich um ca. $0{,}5\,g/cm^3$ von der Modellmanteldichte. Das Referenzmodell hat in den oberen 40 km, was der Krustennormalmächtigkeit des Kratons entspricht, mit $2{,}873\,g/cm^3$ die gleiche Durchschnittsdichte wie die gesamte Modellkruste.

Ohne die Geometrie beim Übergang zum Modell M337 zum Modell M332 zu ändern, wurde mit den in Abbildung 51 gezeigten Modelldichten, die alle etwas geringer als die des Modells M337 sind, eine offsetfreie Anpassung mit den gleichen Standardabweichungen von

ca. 22 mGal und 2,5 m bei Residualschwere bzw. Residualundulation erreicht (siehe Teilabschnitt 4.2.3). Auch hier weicht die Durchschnittsdichte der Modellkruste vom Dichtedurchschnitt der oberen 40 km des Referenzmodells, der 2,831 g/cm^3 beträgt, unwesentlich ab. Im Gegensatz zum Modell M337 ist auch die Abweichung des Krustendurchschnitts vom weltweiten Mittelwert nicht nennenswert.

In beiden Modellen werden die höchsten Durchschnittsdichten im Forearc, die niedrigsten im rezenten Arc ermittelt. Die Differenz zwischen mittlerer Krustendichte und der Manteldichte des Modells M332 beträgt wie beim Modell M337 ca. $0{,}5\,g/cm^3$. Unabhängig von der Wahl des Referenz-Dichtemodells und der daraus resultierenden Höhe der Modelldichten muß Gesteinsmaterial mit krustentypischen Dichten bis zu einer Tiefe, die durch die Kruste-Mantel-Grenze des Modells bestimmt ist, sowie ein mittlerer Dichtekontrast zum oberen Mantel von ca. $0{,}5\,g/cm^3$ gefordert werden, um die topographie-reduzierte Geoidundulation von ca. -100 m und das Schwereminimum von -450 mGal zu erklären.

Kritisch für derartige Modellierungen ist die Auswahl des Referenz-Dichtemodells. Globale Dichtemodelle wie z. B. das in Teilabschnitt 2.4 behandelte PREM oder das in Dichtewerte umgesetzte IASP'91 können nur ungefähren Anhalt geben. Im Fall der vorliegenden Modellierung ist die Bestimmung eines sinnvollen Referenz-Dichtemodells nur möglich, wenn zusätzliche Nebenbedingungen eingeführt werden, z. B. das Einhalten eines weltweiten Mittelwertes für die kontinentale Krustendichte. Eine Komplikation bei der Suche nach einem geeigneten Referenzmodell liegt darin, daß mit der ozeanischen Lithosphäre der Nazca-Platte, einem Orogen mit magmatischem Bogen und einem alten Schild drei sehr unterschiedliche Lithosphärentypen in einem Dichtemodell kombiniert werden.

Eine Karte der Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenze des Modells im Bereich des mit Stationen überdeckten Modellgebiets zeigt Abbildung 52. Generell stellt sie sich als Abbild der Topographie der Anden dar (vgl. Abbildung 17). Ausgehend von einer Normaltiefenlage von 40 km im Osten taucht diese Grenzfläche bis auf Maximaltiefen von fast 68 km ab. Diese werden einmal in der Nähe des "Tripelpunktes" der politischen Grenzen zwischen Chile, Bolivien und Argentinien erreicht. Dort liegt auch das absolute Schwereminimum (siehe Abbildung 16). Die zweite Stelle liegt östlich von Copiapó in der Gegend des Vulkans Ojos del Salado und des Paso San Francisco, wo die Anden Höhen von fast 6900 m erreichen. Zwischen 24°S und 25°S (Paso Socompa) wölbt sich die Kruste-Mantel-Grenze auf eine Tiefe von <60 km auf. Im Forearc entspricht die Modell-Moho der Oberseite der abtauchenden Ozeankruste.

Bei 20°S steht die Moho-Tiefe des Modells unter dem Altiplano im Einklang mit der von Beck et al. (1996) bei dieser südlichen Breite vorgeschlagenen Krustenmächtigkeit des Altiplano von 60-65 km. Diese Krustenmächtigkeit wurde anhand von Konversionen von P- in S-Phasen berechnet, die an der Moho stattfinden und aus Daten isoliert wurden, die auf einer West-Ost Traverse über die Anden bei 20°S mit einem Breitbandseismometer-Array aufgezeichnet worden waren. Die in derselben Arbeit vorgeschlagenen Krustenmächtigkeiten von 70-74 km sowohl für die West- als auch für die Ostkordillere können hingegen nicht nachvollzogen werden.

Der Sattelpunkt der Kruste-Mantel-Grenze mit einer Tiefe von weniger als 60 km unterhalb des Paso Socompa stellt eine Besonderheit dar. Allerdings ist das von dort beobachtete Einfallen der Moho nach Norden durch die Refraktionsseismik belegt. In Richtung Süden hingegen sind keine seismischen Profile mehr vorhanden, die die Anden von West nach Ost überspan-

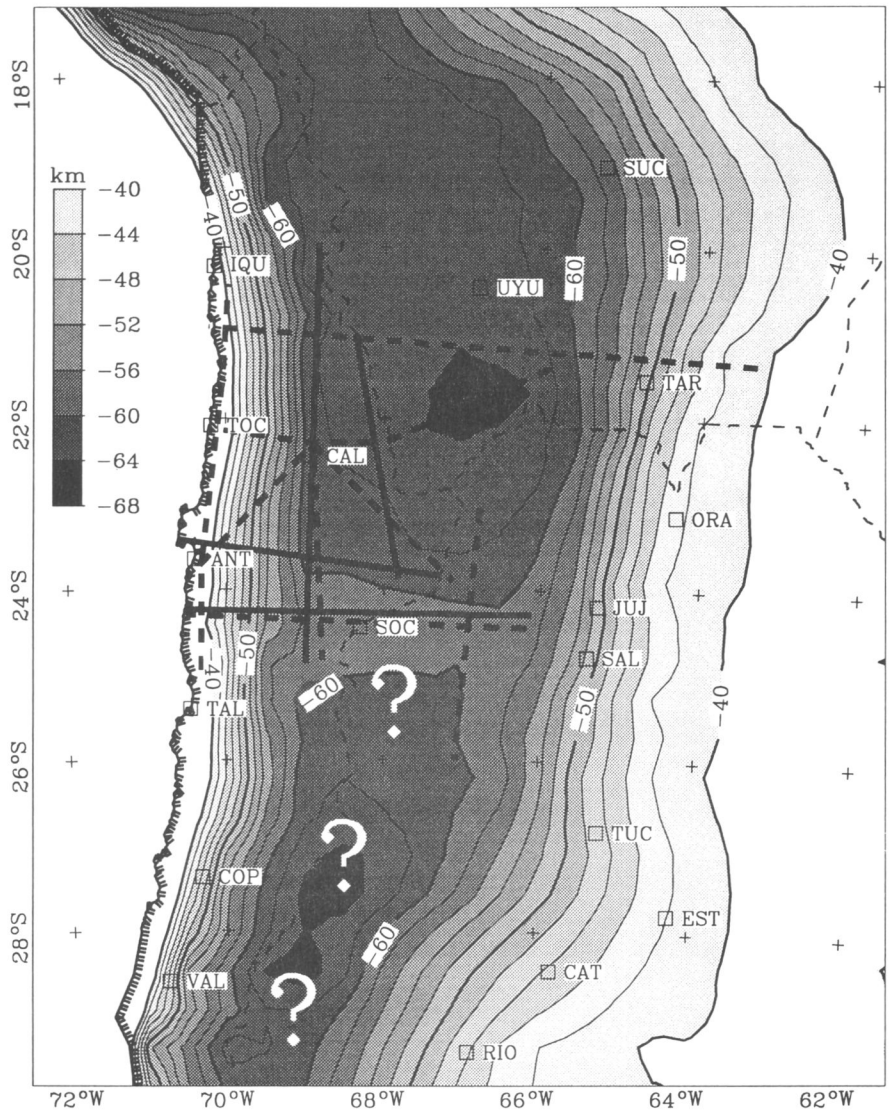

Abbildung 52: Karte der Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenzfläche des Andenmodells zwischen 17°S und 30°S. Zusätzlich sind die vorhandenen Refraktionsseismik-Profile eingezeichnet (gestrichelt: Profile 1982-1989, durchgezogen: Profile PISCO'94). Im Bereich der Fragezeichen ergibt sich die Moho-Tiefe allein aus der Modellierung ohne Beleg durch die Refraktionsseismik.

nen. Auch das Tomographie-Modell der Verteilung seismischer P-Wellengeschwindigkeiten (siehe Teilabschnitt 2.6) ist südlich von 24°S nicht mehr definiert. In Ermangelung anderer geophysikalischer Daten, die einen grundsätzlich anderen Krustenaufbau südlich von 24°S vermuten lassen, wird die Generalstruktur der Dichtekörper aus Abbildung 34 nach Süden fortgesetzt und zur Anpassung der Modellsignale an die Vergleichssignale lediglich in ihrer Geometrie variiert. In diesem Zusammenhang erwies sich eine nach Süden hin abtauchende Modell-Moho als notwendig.

An dieser Stelle sei angemerkt, daß im Rahmen dieser Modellrechnungen die Grobstruktur der andinen Kruste erfaßt und in Dichtebereiche umgesetzt werden sollte. Vor diesem Hintergrund erscheint eine Fortsetzung der generellen Strukturen der Krustenkörper nach Süden vertretbar. Eine Modellierung der Feinstruktur, wie sie zum Teil in den Ray Tracing Model-

len impliziert ist, war nicht Gegenstand der Arbeit. Auch die Feinstruktur der V_p-Variation des Tomographie-Modells in der Kruste fand aufgrund der Größe der Dichtekörper keine Berücksichtigung. Die Tiefenlage des Übergangs zu Mantelgeschwindigkeiten wurde hingegen als Anhalt zur Modellierung der Kruste-Mantel-Grenze zwischen 22°S und 24°S verwendet.

Nun soll noch einmal auf die Anwendbarkeit von V_p-ρ-Beziehungen eingegangen werden. Nach dem Vergleich der beiden Modelle M332 und M337 liegt folgender Befund vor:

1. Die weltweite Durchschnittsdichte der Erdkruste beträgt $2{,}83\,g/cm^3$ (Christensen & Mooney, 1995).

2. Mit dem Modell M332 liegt eine plausible Dichteverteilung vor, welche die nach Ludwig et al. (1970) ermittelten Krustendichten, abgesehen von den beiden LVZ-Bereichen unter der Westkordillere, favorisiert (vgl. Abbildungen 45 und 51). Die Durchschnittsdichte der Kruste des Modells M332 entspricht dem weltweiten Mittelwert.

3. Die sehr unterschiedlichen Temperaturverhältnisse in der Kruste der Anden (Giese, 1995; Springer, 1996) lassen bei Berechnung von Dichten aus seismischen Geschwindigkeiten eine Temperaturkorrektur notwendig erscheinen. Dies berücksichtigt das Verfahren nach Sobolev. Die hiermit ermittelten Dichten entsprechen dem ebenfalls plausiblen Modell M337 und liegen in der Kruste im Mittel um $0{,}04\,g/cm^3$ über dem weltweiten Durchschnitt.

Welchem Modell der Vorzug zu geben ist, läßt sich auf der Grundlage der Anwendung von V_p-ρ-Beziehungen alleine nicht entscheiden. Ein Problem liegt in der bereits erwähnten Zusammenfassung verschiedener V_p-Werte zu Bereichen, denen *eine* Blockdichte zugeordnet wird (vgl. Teilabschnitt 3.2.4). Dies kann zu fehlerhaften Geschwindigkeitsmittelwerten und dadurch zu fehlerhaften Dichten führen. Möglicherweise haben alte Schilde, deren Unterkrustendichte Werte bis zu $3{,}1\,g/cm^3$ erreichen, und die Anden aufgrund ihrer magmatischen Entwicklung seit dem Jura eine erhöhte Durchschnittsdichte, so daß eine Kalibrierung der Modellierung auf den weltweiten Mittelwert nicht erforderlich ist. Damit wird der Sachverhalt aus (3) bevorzugt.

6 Beobachtungen am Andenmodell

Im letzten Teil der vorliegenden Arbeit sollen zwei verschiedene Beobachtungen am Andenmodell vorgestellt werden. Eine Untersuchung der Modellmassenverteilung und ein Vergleich mit isostatischen Modellen soll Rückschlüsse auf das isostatische Verhalten der Lithosphäre des aktiven Kontinentalrandes ermöglichen. Darüberhinaus soll durch eine Zerlegung des Modells in Hauptbestandteile gezeigt werden, aus welchen Hauptbeiträgen sich das zentralandine Schwerefeld und das Geoid zusammensetzen.

6.1 Isostasie

Das Prinzip des isostatischen Ausgleichs auf Kontinenten besagt, daß die Gewichtskraft einer topographischen Auflast durch eine ebensogroße Auftriebskraft eines Körpers ausgeglichen wird, der mit Krustendichte in den dichteren oberen Mantel eintaucht. Dies gilt auch für Gebirge. Dabei wird zwischen lokalem Ausgleich nach Airy-Heiskanen und regionalem Ausgleich nach Vening-Meinesz unterschieden (siehe Abbildung 53). Neben der Form und der Dichte des topographischen Aufbaus, der Krustennormalmächtigkeit und der Differenz der Krustendichte und der Dichte des oberen Mantels, welche von beiden Modellansätzen als Parameter berücksichtigt werden, geht bei isostatischen Vening-Meinesz-Modellen zusätzlich die Biegesteifigkeit der Krustenplatte ein. Eine ausführliche Beschreibung sowie eine mathematische Behandlung der Modellansätze findet sich in den gängigen Lehrbüchern (z. B. Tsuboi, 1983).

Die Berechnung der Schwerewirkung des mit dem Kruste-Mantel-Dichtekontrast versehenen Auftriebskörpers in Stationshöhe liefert das isostatische Regionalfeld, dessen Subtraktion von der Bouguer-Anomalie zum isostatischen Restfeld oder zur isostatischen Anomalie führt. Dabei wird die Normalkruste (siehe Abbildung 53) als ungestört betrachtet und nicht weiter berücksichtigt. Beträgt der *Mittelwert aller isostatischen Anomalien* (regionale Betrachtung) Null, so ist der Verlauf des isostatischen Regionalfeldes gleich dem regionalen Trend der Bouguer-Anomalie und es liegt Isostasie vor. Unterkompensation liegt vor, wenn die Auftriebskraft des Krustenkörpers, der in den oberen Mantel eintaucht (Gebirgswurzel), zu gering ist, um die Gewichtskraft der Auflast auszugleichen, weil entweder die Eintauchtiefe oder der Dichtekontrast zu gering ist. Dies führt zu einem positiven Mittelwert der isostatischen Anomalien. Für Überkompensation gilt der umgekehrte Fall, der einen negativen Mittelwert der isostatischen Anomalien zur Folge hat.

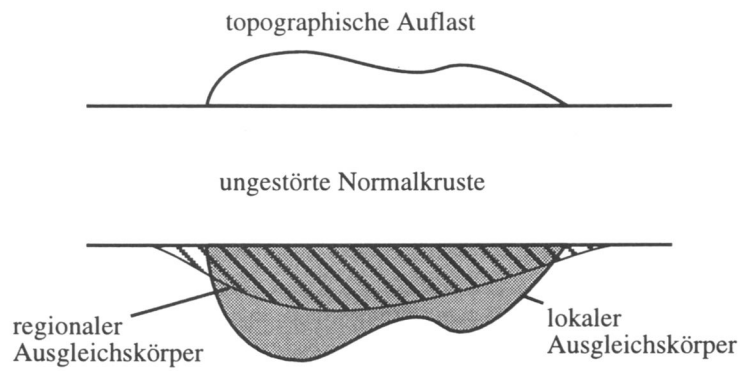

Abbildung 53: Prinzip des isostatischen Ausgleichs topographischer Massen mit lokalem Ausgleich nach Airy-Heiskanen und regionalem Ausgleich nach Vening-Meinesz.

Im Gegensatz zur regionalen Betrachtung müssen lokale isostatische Anomalien nicht unbedingt ein isostatisches Ungleichgewicht ausdrücken (Simpson et al., 1986), da es sich hierbei auch um das gravimetrische Nahfeld zweier übereinanderliegender Dichteinhomogenitäten mit entgegengesetztem Vorzeichen handeln kann, die sich dennoch isostatisch kompensieren.

Am aktiven Kontinentalrand repräsentiert ein Regionalfeld, welches aus einem isostatischen Zweikörper-Modell gewonnen wurde, die Verhältnisse nur unzureichend. Der Schwerebeitrag der abtauchenden Platte, die Massenverteilung in der Kontaktzone zwischen ozeanischer und kontinentaler Platte, sowie großräumige vertikale und laterale Untergliederungen der Dichteverteilung können nicht berücksichtigt werden. Aus diesem Grund wurde die Dichtemodellierung durchgeführt. Allerdings geschah dies nicht unter Einhaltung der Nebenbedingung der Isostasie, die am aktiven Kontinentalrand aufgrund von Übertragung von Horizontalspannungen nicht unbedingt erfüllt sein muß. Ein von Götze et al. (1991) abgeleitetes isostatisches Restfeld, dem ein Airy-Modell mit 40 km Krustennormalmächtigkeit und einem Kruste-Mantel-Dichtekontrast von $0{,}5\,g/cm^3$ zugrundeliegt, hat einen positiven Mittelwert, aus dem isostatische Unterkompensation abgeleitet wird. Als Zusatzkräfte, die die Anden in ihrer heutigen Höhe halten, werden von Götze et al. (1991) Horizontalkräfte gefordert, die aus der Konvergenz der ozeanischen und kontinentalen Platte resultieren. Sie spannen die Anden lateral ein und tragen sie so mit. Allerdings ist *nicht sicher*, ob derartige Horizontalkräfte durch den thermisch geschwächten magmatischen Bogen übertragen werden können, oder ob sie ausreichen, einen sich rheologisch weicher verhaltenden magmatischen Bogen als Ganzes in seiner vertikalen Position zu halten. Auch wurde bei der Betrachtung von Götze et al. (1991) der positive Schwerebeitrag der abtauchenden Platte nicht berücksichtigt. Aus dem isostatischen Restfeld eliminiert, verändert er den Mittelwert des Restfeldes in Abhängigkeit von seinem Betrag und damit auch die Aussage zum isostatischen Verhalten.

Mit der Massenverteilung des vorliegenden Dichtemodells ist ein Regionalfeld erzeugt worden, welches den Verlauf der Bouguer-Anomalie bestmöglich anpaßt (siehe Abbildung 49). Nun muß der "isostatische Zustand" dieses Modells festgestellt werden. Dies geschieht einerseits durch Vergleich der Kruste-Mantel-Grenzfläche des 3D-Dichtemodells mit der Kruste-Mantel-Grenzfläche isostatischer Modelle nach Airy und Vening-Meinesz. Andererseits geschieht dies durch Addition sämtlicher Modellmassen unter Einbezug der topographischen Massen sowie der Massen der Referenzdichtekörper längs einer vertikalen Linie beginnend in Stationshöhe bis zu einer wählbaren Bestimmungstiefe, wie in Abbildung 54 erläutert ist. In der Tiefe, in der diese Summe unter einem Aufpunkt Null wird, ist das Dichtemodell unter dieser Station (lokal) isostatisch ausgeglichen. Dies wird an vielen, über die Modelloberfläche verteilten Aufpunkten durchgeführt, die aus praktischen Gründen mit den Schwerestationen identisch sind.

Bei der Bildung der isostatischen Modelle wird eine geglättete Topographie mit 20×20 km Blockgröße verwendet, der eine Dichte von $2{,}67\,g/cm^3$ zugeordnet wird. Weiterhin kommen die aus der Modellierung abgeleiteten Parameter (Krustennormalmächtigkeit des Kratons von 40 km und Kruste-Mantel-Dichtedifferenz $0{,}5\,g/cm^3$) zur Anwendung. Variiert wird die Biegesteifigkeit D. Aus der Differenz der Kruste-Mantel-Grenzfläche des 3D-Modells und der isostatischen Modelle wurden der Mittelwert und die Standardabweichung berechnet. Die Betrachtung beschränkt sich auf den Kontinent. Außerdem erfolgt ein Vergleich mit isostatischen Modellen, die mit einem Kruste-Mantel-Dichtekontrast von $0{,}35\,g/cm^3$, einer Biegesteifigkeit von $1 \cdot 10^{23}$ Nm und Krustennormalmächtigkeiten von 35 km und 40 km abgeleitet und beispielsweise von Götze & the MIGRA Group (1996) zur Ermittlung eines isostatischen

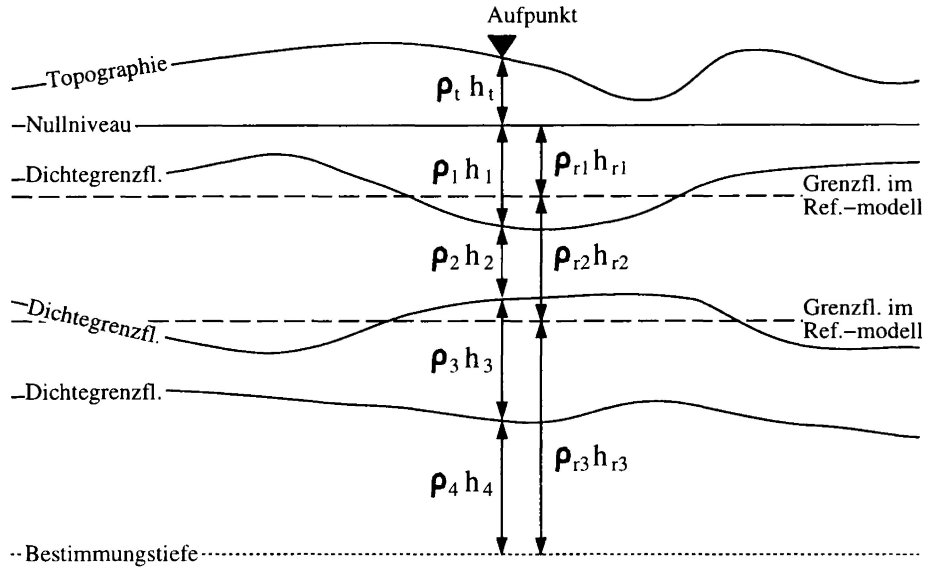

Abbildung 54: Prinzip der Bestimmung des "isostatischen Zustandes" des Dichtemodells durch Addition der Modellmassen längs vertikaler Linien beginnend in Stationshöhe bis zu einer vorgegebenen Tiefe. ρ_t: Dichte des topographischen Aufbaus, ρ_i(i=1,..,4): Dichte innerhalb eines Modellkörpers, ρ_{ri}(i=1,2,3): Dichte im Referenzmodell, h_i(i=t,1,2,3,4,r1,r2,r3): Mächtigkeit des jeweiligen Körpers unter dem Aufpunkt.

Restfeldes verwendet wurden (Bezeichnung nachfolgend mit IM35 bzw. IM40). Die Ergebnisse dieser Betrachtung zeigt folgende Übersicht:

Modell (D in Nm)	0 (Airy)	$1,0 \cdot 10^{21}$	$5,0 \cdot 10^{21}$	$1,0 \cdot 10^{22}$	$2,0 \cdot 10^{22}$	$3,5 \cdot 10^{22}$
Mittelwert (km)	0,07	0,07	0,06	0,04	0,01	-0,04
Standardabw. (km)	3,28	2,94	2,72	2,62	2,55	2,53

Modell (D in Nm)	$5,0 \cdot 10^{22}$	$1,0 \cdot 10^{23}$	IM35	IM40
Mittelwert (km)	-0,07	-0,15	-0,64	4,36
Standardabw. (km)	2,55	2,66	3,20	3,20

Positive Mittelwerte bedeuten, daß die Moho des Dichtemodells im Durchschnitt höher als die des isostatischen Modells liegt. Mit einer Standardabweichung von 2,533 km ist die Moho des isostatischen Modells mit D = $3,5 \cdot 10^{22}$ Nm diejenige, die der Moho des 3D-Dichtemodells am ähnlichsten ist. Abbildung 55 zeigt die Differenz als Karte. Das Modell IM40 hat aufgrund des geringeren Dichtekontrastes eine wesentlich tieferliegende Moho, was beim Modell IM35 durch die geringere Krustennormalmächtigkeit ausgeglichen wird. Beide Modelle zeigen aber eine wesentlich schlechtere Übereinstimmung mit dem Dichtemodell, wie die höheren Standardabweichungen zeigen.

Das Ergebnis der Summation der Modellmassen längs vertikaler Linien zeigt Abbildung 56 an fünf WE-Schnitten. Vor dem Hintergrund der Modellkörper-Umrandungen ist die aufsummierte Störmasse relativ zum Referenzmodell als Flächendichte in Graustufen dargestellt. Die Topographie, die als Störmasse vollständig in die Rechnung eingeht, ist hier nicht gezeigt. Zum Vergleich sind die Kruste-Mantel-Grenzen des weiter oben erwähnten Vening-Meinesz-Modells mit der geringsten Abweichung von der Dichtemodell-Moho (langgestrichelt) und

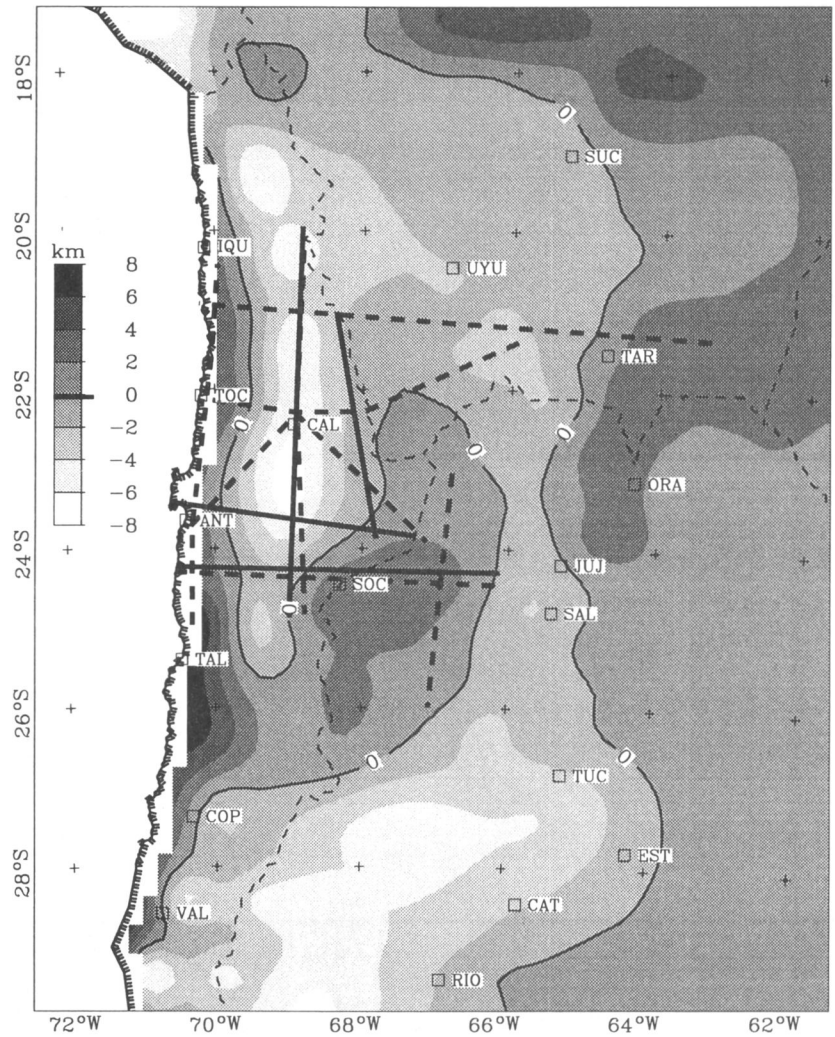

Abbildung 55: Differenz der Kruste-Mantel-Grenzflächen des 3D-Dichtemodells und des isostatischen Vening-Meinesz-Modells (Krustennormalmächtigkeit: 40 km, Dichtekontrast Kruste-Mantel: $0{,}5\,g/cm^3$, Biegesteifigkeit: $3{,}5 \cdot 10^{22}$ Nm). Im Bereich positiver Werte liegt die Moho des Dichtemodells höher. Zusätzlich sind die vorhandenen Refraktionsseismik-Profile eingezeichnet (gestrichelt: Profile 1982-1989, durchgezogen: Profile PISCO'94).

des Airy-Modells mit 40 km Krustennormalmächtigkeit und $0{,}5\,g/cm^3$ Dichtekontrast (kurzgestrichelt) in die WE-Schnitte integriert.

Die Nullinie in Abbildung 56 verläuft in der Tiefe des isostatischen Ausgleichs. Der Vergleich zum Verlauf der Kruste-Mantel-Grenze des Dichtemodells gibt Hinweise auf den "isostatischen Zustand". Isostasie ist unter der Küstenkordillere von 20°S-28°S und unter der Ostkordillere von 20°S-24°S auf Höhe der Modell-Moho noch nicht erreicht. Unter der Präkordillere, der Westkordillere und dem Altiplano dagegen findet der Ausgleich, von stellenweisen Ausnahmen abgesehen, geringfügig oberhalb der Modellmoho statt. Auch unter dem Trench ist ein Massendefizit zu beobachten, welches in 100 km Tiefe noch nicht ausgeglichen ist. Dies wird jedoch auf die modellbedingte geringe Dichte der oberen Hälfte der ozeanischen Lithosphäre zurückgeführt (vgl. Teilabschnitt 4.2.1) und muß nicht der Realität entsprechen.

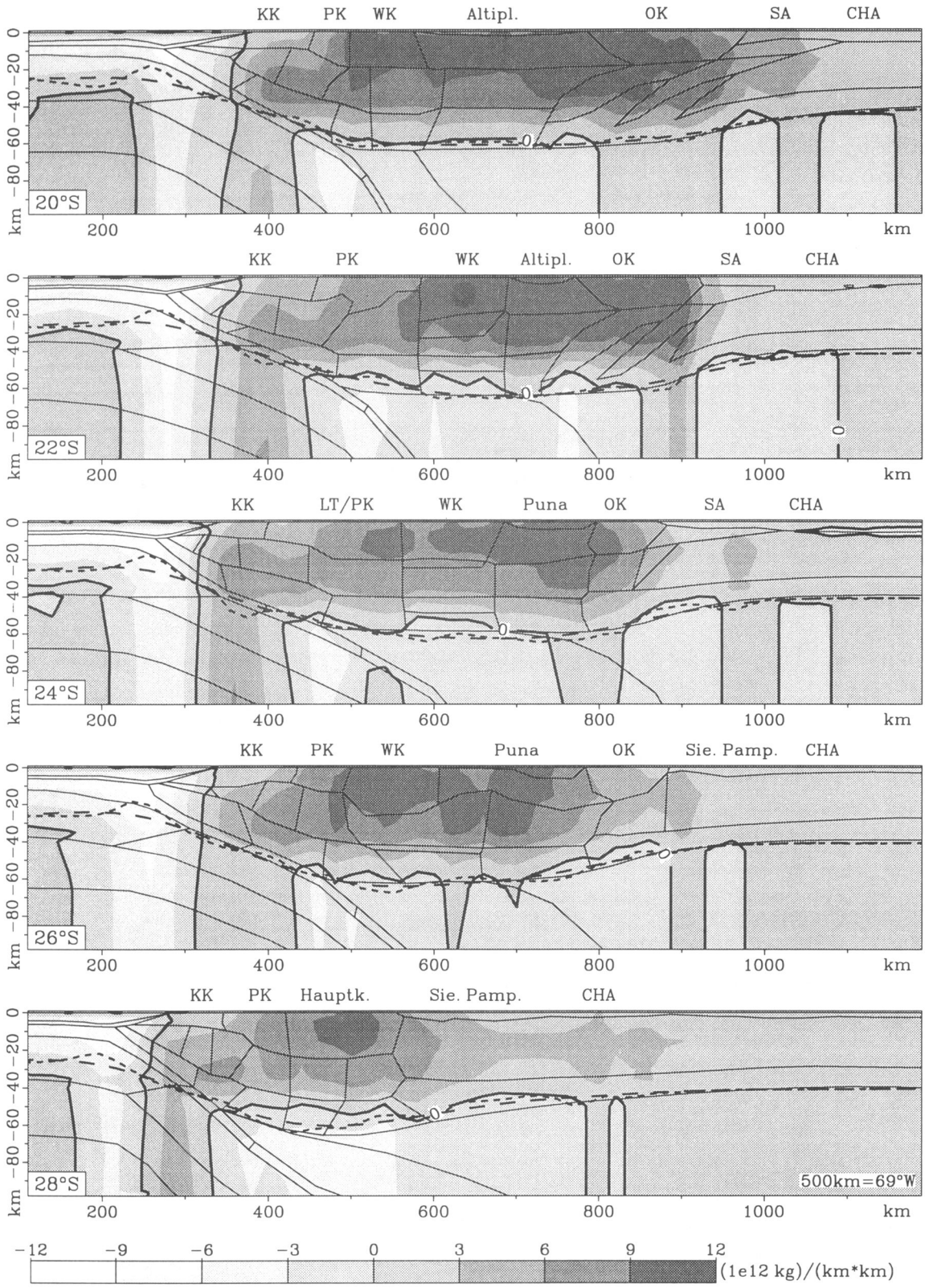

Abbildung 56: Von oben nach unten aufsummierte Störmasse des Dichtemodells der Anden relativ zum Referenzmodell in fünf WE-Schnitten. Zur Verdeutlichung ist die Nullinie (fett), als Hintergrund sind die Umrandungen der Modellkörper dargestellt. Zum Vergleich wird die Kruste-Mantel-Grenze des Airy-Modells (kurzgestrichelt, Modellparameter siehe Text) und des "ähnlichsten" Vening-Meinesz-Modells (langgestrichelt, Modellparameter siehe Text und Abbildung 55) gezeigt. Abkürzungen siehe Abbildung 34.

Bereits Strunk (1990) leitet aus den positiven isostatischen Anomalien der Küstenkordillere, die sie auf der Grundlagen eines Vening-Meinesz-Modells (40 km, $0{,}5\,g/cm^3$, $1 \cdot 10^{23}$ Nm) ermittelt hat, Unterkompensation ab, ohne dabei den Effekt der abtauchenden Platte zu berücksichtigen. Die hier durchgeführte Massenbilanzierung eines Dichtemodells, welches die abtauchende Platte enthält, bestätigt auf unabhängige Weise die Tatsache, daß der Auftrieb der Krustenpartien unter der Küstenkordillere nicht ausreicht, diese zu tragen. Die Festigkeit der im Forearc relativ kühlen Kruste und ihre damit verbundene Fähigkeit, Spannungen aufzunehmen, dürfte ein Einsinken der Küstenkordillere verhindern. Allerdings werden in der Küstenkordillere rezente Hebungsbewegungen beobachtet (z. B. Radtke, 1985). Auch die in der Küstenkordillere beispielsweise zwischen Mejillones und der Atacama-Störung beobachteten, neotektonisch aktiven Abschiebungen sind Ausdruck eines gravitativen Zergleitens (Reuther & Adam, 1996), wofür ursprünglich Hebungsbewegungen notwendig sind. Diese können, wie gezeigt, nicht durch Auftrieb hervorgerufen werden. Als Alternative kommt die Vertikalkomponente der unter dem Forearc wirksamen Kraftkopplung zwischen Nazca-Platte und Kontinent in Frage.

Die Westkordillere, der Altiplano/Puna-Bereich und die Teile des Forearcs, die sich nicht mehr über der Zone der seismischen Kopplung von Nazca-Platte und Kontinent befinden, dürfen als isostatisch ausgeglichen bis leicht überkompensiert betrachtet werden. Eine Unterkompensation, die auf horizontales Einspannen der Anden hinweist (z. B. Götze et al., 1991), wird hier nicht beobachtet. Bei 28°S liegt die Modell-Moho sowohl deutlich unter der isostatischen Ausgleichstiefe als auch unter der eingetragenen Airy- und Vening-Meinesz-Moho, was starke Hebungsbewegungen zur Folge hätte. Ein kritischer Punkt ist hier, daß die Moho-Tiefe durch das Fehlen refraktionsseismischer Daten in dieser Breite nicht eingeschränkt werden kann. Aus diesem Grund wurden auch die Zonen erniedrigter Geschwindigkeiten unter der Westkordillere nicht weiter nach Süden extrapoliert. Das stark ausgeprägte Minimum der Bouguer-Anomalie in dieser Breite (<-400 mGal, vgl. Abbildung 16) verlangt aber die modellierte Krustenmächtigkeit. Die Annahme von Zonen erniedrigter Dichte wie unter der Westkordillere würde allerdings zu geringeren Moho-Tiefen führen. Aus diesen Gründen kann das isostatische Verhalten der Anden bei 28°S nicht endgültig geklärt werden. Eine leichte isostatische Unterkompensation in der Ostkordillere dürfte ihren Grund in der Einlagerung dichten kratonischen Unterkrustenmaterials haben, die im Zuge der Backarc-Krustenverdopplung erfolgt ist. Die in diesem Bereich noch wirksame Biegesteifigkeit des südamerikanischen Kratons könnte das vertikale Kräftegleichgewicht wieder herstellen.

Durch die Vorwärtsmodellierung der Dichtestrukturen unter Einbeziehen externer Randbedingungen und der anschließenden Massenbilanzierung wurde hier ein anderer Ansatz gewählt, um zu Aussagen über das isostatische Verhalten am aktiven Kontinentalrand zu kommen. Besonders das Einbeziehen der Nazca-Platte führt teilweise zu anderen Interpretationen als die früheren Analysen isostatischer Anomalien. Die folgenden Ergebnisse können festgehalten werden:

- Isostatische Zweikörpermodelle reichen nicht aus, um Aussagen über das Schwimmgleichgewicht eines Orogens am aktiven Kontinentalrand machen zu können. Realistischere Massenverteilungen, wie die des Dichtemodells der Anden, lassen sich weder mit lokalem noch mit regionalem isostatischem Ausgleich vollständig in Einklang bringen.

- Das von Beck et al. (1996) abgeleitete isostatische Verhalten der andinen Kruste bei 20°S mit Airy-artigem Ausgleich und Krustenmächtigkeiten von 70-74 km unter der West- und Ostkordillere kann mit dem Dichtemodell nicht nachvollzogen werden.

- Eine starke Abweichung von der Isostasie wird unterhalb des Trench festgestellt.
- Im Bereich der Küstenkordillere wird isostatische Unterkompensation festgestellt. Dabei kann die gleichzeitg stattfindende Hebung auf Schubkräfte aus der Nazca-Platte zurückgeführt werden.
- Die Westkordillere und die Altiplano/Puna-Region ist isostatisch ausgeglichen bzw. leicht überkompensiert. Horizontalkräfte zur weiteren Stützung dieser topographischen Auflast sind nicht notwendig.
- Das Einlagern von Unterkrustenmaterial aus dem Kraton unter die Ostkordillere führt zu leichter Unterkompensation. Der fehlende Auftrieb wird durch die Elastizität des unterschobenen Kratons ergänzt.

6.2 Die Beiträge wesentlicher Bestandteile der andinen Lithosphäre zum Schwerefeld und Geoid der zentralen Anden

Eine Abschätzung der Größenordnung einiger Beiträge, aus denen sich sowohl das Schwerefeld als auch das Geoid am aktiven Kontinentalrand Südamerikas zusammensetzen, sollen die folgenden Ausführungen liefern. Dazu werden einige Teile des Andenmodells aus dem Modellverband herausgelöst und einzeln betrachtet. Die berechneten Schwerewirkungen und Geoidundulationen werden am Beispiel eines WE-Profils bei 22°S zusammen mit den Beiträgen eines isostatischen Modells gezeigt. Zur besseren Verdeutlichung wird hier die Profildarstellung der Kartendarstellung vorgezogen.

Abbildung 57 (a) zeigt in einer Prinzipskizze die betrachteten Modellteile. Betrachtet werden jeweils für das gesamte Gebiet, in dem das Dichtemodell definiert ist (12°-35°S/57-79°W):

- Der topographische Aufbau mit einer Dichte von $2{,}67\,g/cm^3$ zusammen mit den Wassermassen mit der "Störddichte" von $-1{,}64\,g/cm^3$ (A), deren Geoidundulation bereits in Abbildung 18 gezeigt wurde.
- Das zu Körper A gehörige isostatische Modell nach Vening-Meinesz mit der Krustennormalmächtigkeit von 40 km, dem Kruste-Mantel-Dichtekontrast von $0{,}5\,g/cm^3$ und der Biegesteifigkeit von $3{,}5 \cdot 10^{22}$ Nm (B).
- Die dem isostatischen Modell entsprechenden Bereiche des Dichtemodells: die Unterkruste des gesamten Kontinents und der Erdmantel oberhalb 35 km im Bereich des Ozeans (C) mit den jeweiligen Dichtekontrasten zum Referenzmodell.
- Die bereits abgetauchte Nazca-Platte mit den sich ergebenden Dichtekontrasten von $0{,}03\,g/cm^3$ für den kalten Kern, $0{,}02\,g/cm^3$ für den unteren Plattenteil sowie $0{,}13\,g/cm^3$ für die obenaufliegende Eklogitschicht bis 220 km Tiefe (D).
- Der Asthenosphärenkeil mit $-0{,}02\,g/cm^3$ bis zu einer Tiefe von 160 km (E).

Die separierten Beiträge zu Schwerefeld und Geoid zeigt Abbildung 57 (b) bzw. (c). Die betragsmäßig jeweils größten Beiträge werden sowohl bei der Schwere als auch beim Geoid vom topographischen Aufbau und den Wassermassen beigesteuert. Ein dazugehöriges isostatisches Modell liefert Beiträge in gleicher Größenordnung und mit umgekehrtem Vorzeichen.

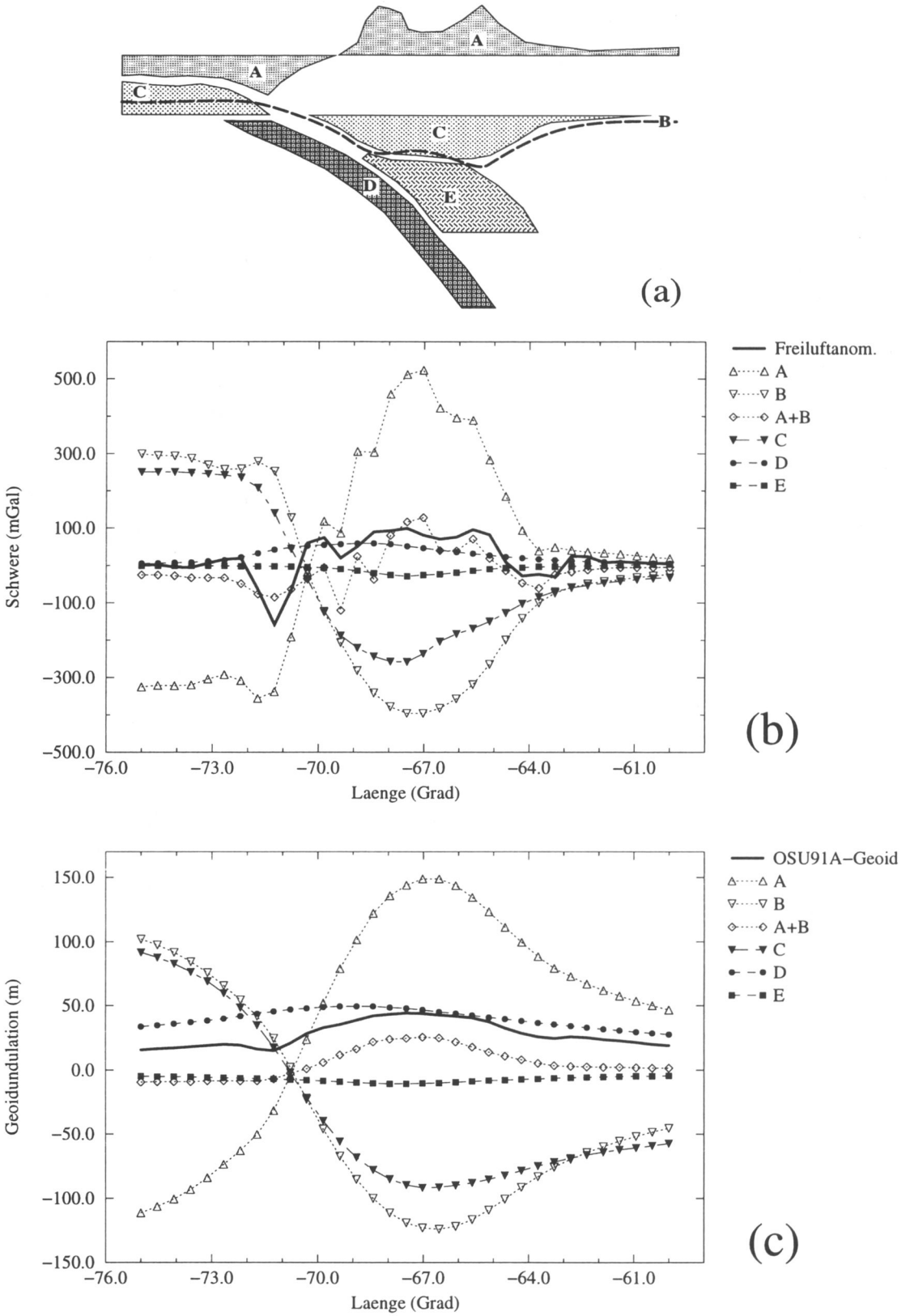

Abbildung 57: (a) Prinzipskizze ohne Maßstab der Dichtebereiche am aktiven Kontinentalrand, deren Einzelbeiträge auf Schwerefeld und Geoid betrachtet werden: Topographischer Aufbau und Wassermassen (A), isostatisches Modell (B), Unterkruste im Kontinentalbereich und Erdmantel oberhalb 35 km im Bereich des Ozeans des Dichtemodells (C), die bereits abgetauchte Nazca-Platte (D) und der Asthenosphärenkeil (E). Die Beiträge der in (a) skizzierten Modellteile zum Schwerefeld zusammen mit der Freiluftanomalie zeigt (b) und zum Geoid zusammen mit dem OSU91A-Geoid zeigt (c).

Betrachtet man dies zusammen (in Abbildung 57 mit "A+B" gekennzeichnete Kurven), so ergibt sich für die Schwere die altbekannte Tatsache, daß die Freiluftanomalie hierdurch in Trend und Mittelwert erklärt wird. Aber auch das Geoid der zentralen Anden wird rund zur Hälfte (ca. 25 m im Maximum) durch den Gebirgsaufbau und seine isostatische Wurzel erklärt.

Die mit "C" bezeichneten Modellteile rufen im Betrag keine so starken Effekte auf Schwerefeld und Geoid hervor wie das ihnen entsprechende isostatische Modell. Hierfür ist der geringere Dichtekontrast verantwortlich, der sich in erster Linie aus der vertikalen Zunahme der Dichte in den Krustenpartien des Andenmodells ergibt. Im Pazifischen Ozean wird der obere Teil der Lithosphäre zwar mit geringerem Dichtekontrast, dafür aber mit höher liegender Moho modelliert, was zu vergleichbaren Beiträgen führt. Die in der Bilanz fehlenden negativen Beiträge werden im Dichtemodell durch die Dichtevariationen innerhalb der Kruste erzeugt.

Die Massenüberschüsse der abtauchenden Modell-Nazca-Platte rufen mit ca. +60 mGal und ca. +50 m im Maximum ein Schwere- bzw. Geoidsignal in der Größenordnung der beobachteten Signale hervor. Im Fall des Geoids übersteigt der Beitrag sogar die Werte des OSU91A-Geoid. Hier kommt die gegenüber der Schwere prozentual stärkere Wirkung der tiefer liegenden Massenanomalien zum Tragen. Ausgeglichen wird dieser positive Beitrag durch negative Beiträge einiger Krustenkörper, die hier nicht dargestellt sind. Ebenfalls negative Beiträge liefert der Asthenosphärenkeil mit -28 mGal und -10 m. Sie sind betragsmäßig am geringsten, liegen aber immer noch oberhalb der jeweiligen Standardabweichung (vgl. Teilabschnitt 4.2.3).

An dieser Stelle sei betont, daß aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht die Beiträge aller Einzelteile, aus denen das Modell besteht, gezeigt werden können. Infolgedessen ist die Summe der *gezeigten* Beiträge auch nicht gleich der Freiluftanomalie bzw. dem OSU91A-Geoid.

Insgesamt zeigt sich eine gewisse Parallelität der Zusammensetzung von Schwerefeld und Geoid. Nicht nur das Schwerefeld, sondern auch das Geoid setzt sich aus Beiträgen zusammen, die die beobachteten Werte im Betrag weit übersteigen bzw. in ihrer Größenordnung liegen. Sowohl das Schwerefeld, als auch das Geoid der zentralen Anden kann durch die Dichteverteilung der oberen 220 km der Erdkugel inklusive der abtauchenden Platte hinreichend erklärt werden.

7 Ergebnisse und Ausblick

Mit einer dreidimensionalen Vorwärtsmodellierung von Dichtestrukturen der Kruste und des oberen Mantels im Gebiet von 12°-35°S und 57°-79°W konnte das Schwerefeld und gleichzeitig das Geoid am aktiven Kontinentalrand Südamerikas zwischen 20°S und 29°S erklärt werden. Das Dichtemodell ist durch eine Vielzahl externer geowissenschaftlicher Informationen eingeschränkt und umfaßt die abtauchende Nazca-Platte, Teile des südamerikanischen Kratons, den Asthenosphärenkeil zwischen Unter- und Oberplatte und die Kruste der Zentralanden, deren Untergliederung sich an den Ergebnissen der Refraktionsseismik orientiert. Das Einbeziehen eines Referenzmodells erlaubt die Anpassung der berechneten Felder an die beobachteten Felder ohne Abzug eines Shifts.

Neben der bereits bekannten Berechnung der Schwerewirkung dreidimensionaler Dichteverteilungen wurde eine neuentwickelte Berechnung des Schwerepotentials in die Modellierung integriert. Damit sollte untersucht werden, wie sich innerkrustale Dichteinhomogenitäten oder auch tieferliegende Massenverteilungen, beispielsweise die der abtauchenden Nazca-Platte, auf das Geoid auswirken.

Die wesentlichen Aussagen, die sich aus der Modellierung ergeben, sollen hier noch einmal zusammengefaßt werden:

- Das Schwerefeld und das Geoid setzen sich hauptsächlich aus Beiträgen zusammen, die von Dichtevariationen der andinen Kruste, der abtauchenden Nazca-Platte und vom Asthenosphärenkeil zwischen Unter- und Oberplatte herrühren. Beiträge von tieferliegenden Dichteinhomogenitäten schlagen sich an der Erdoberfläche im Schwerefeld und im Geoid nicht mehr nieder.

- Während die Auswirkung von Dichteänderungen selbst in großräumig angelegten Dichtebereichen in lateraler Richtung auf das Schwerefeld bereits nach einigen Zehnerkilometern abgeklungen ist, liegt die laterale "Reichweite" beim Geoid in der Größenordnung der gesamten Modellregion (vgl. Abbildung 42).

- Die mit einem positiven Dichtekontrast von 0,02-0,03 g/cm^3 zum umgebenden Mantel versehenen Modellmassen der bereits abgetauchten Nazca-Platte liefern, für sich betrachtet, einen Beitrag zum Schwerefeld und zum Geoid von maximal ca. 60 mGal bzw. ca. 50 m.

- Der Dichtekontrast des wesentlich heißeren Asthenosphärenmaterials im Keil zwischen der Unter- und der Oberplatte beträgt -0,02 g/cm^3 gegenüber der kontinentalen Lithosphäre und -0,04 g/cm^3 gegenüber der abtauchenden ozeanischen Lithosphäre. Eine Geometrie, die sich an den Verlauf der Vulkankette, der Verteilung der Zone hoher seismischer Dämpfung und dem Abtauchwinkel der Nazca-Platte anlehnt, ist mit dem Schwerefeld und dem Geoid vereinbar (vgl. Abbildungen 29 und 30).

- Auch aufgrund der Dichtemodellierung muß postuliert werden, daß unter den Anden bis zu einer Tiefe von 60-65 km Gestein mit krustentypischen Dichten vorliegt (geophysikalische Kruste).

- Die Durchschnittsdichte der Gesamtkruste beträgt ca. 0,5 g/cm^3 weniger als die des oberen Mantels. Dabei ist die Unterkruste ca. 0,35 g/cm^3 weniger dicht als der obere Mantel.

- Unter dem rezenten Arc ist die Krustendurchschnittsdichte gegenüber der mittleren Dichte der Gesamtkruste um etwa 1% und gegenüber dem Dichtedurchschnitt der Forearc-Kruste um rund 2,5% erniedrigt. Das Vorhandensein einer anomalen V_p-ρ-Beziehung aufgrund partieller Aufschmelzung beschränkt sich auf den rezenten Arc.

- Die positiven Schwereanomalien im Forearc werden durch zwei Effekte verursacht: (1) den Beitrag des Slab und (2) die Zone erhöhter Dichte, die mit der ehemaligen Unterkruste des jurassischen Vulkanbogens zusammenfällt.

- Variationen der Verteilung kratonischer Unterkruste in Nord-Süd-Richtung, die sich aus der Änderung des Schermodus beim Unterschieben des Kratons unter die Anden von "simple shear" bei 21°S und nördlicher zu "pure shear" bei 24°S und südlicher und dem Übergang dazwischen ergeben (vgl. Abbildung 29), sind mit dem Schwerefeld und dem Geoid vereinbar.

- Die durch das Dichtemodell gegebene Massenverteilung führt zu isostatischer Unterkompensation (= Massenüberschuß) im Bereich der Küstenkordillere und der Ostkordillere sowie zu isostatischem Ausgleich bis hin zu geringer Überkompensation (= Massendefizit) im Bereich der Westkordillere und des Altiplano/Puna. Dies wird in der gesamten Nord-Süd-Erstreckung der Zentralanden beobachtet. Der Bereich unterhalb des Trench zeichnet sich durch ein Massendefizit aus. Ein Einsinken der topographischen Massen in der Küsten- und der Ostkordillere wird allerdings nicht beobachtet. Im Fall der Küstenkordillere wirkt die Festigkeit der Kruste unterstützend, die rezente Hebung kann mit der Kraftkopplung zwischen Ober- und Unterplatte erklärt werden. Im Fall der Ostkordillere wird dies durch die Festigkeit der Kruste und durch die Elastizität der heruntergedrückten Lithosphäre des südamerikanischen Kratons ausgeglichen. Aus dem (geringen) Massendefizit unter der Westkordillere und dem Altiplano/Puna muß (leichte) Hebung in diesen Regionen postuliert werden.

Ein Problempunkt des vorliegenden Dichtemodells ist die relativ grobe Einteilung der andinen Oberkruste in Dichtestrukturen. Die Fragestellung der Regionalfeldbestimmung machte dies allerdings nicht erforderlich. So ist beispielsweise die positive Schwere-Anomalie südlich von Calama nach wie vor im Residualfeld enthalten (vgl. Abbildung 49). Choi (1996) zeigt, daß diese Schwereanomalie durch paläozoische Plutonite und Vulkanite mit erhöhter Dichte, welche durch Aufschiebungen an die Oberfläche gekommen sind, zustande kommt. Die letztendliche Klärung der Restfeldanomalien erfordert das Einbeziehen oberflächennaher, kleinräumiger Dichtestrukturen für weite Teile der Modelloberfläche. Ein erster Schritt hierzu wäre die Integration des dreidimensionalen Dichtemodells der oberen 15 km der Kruste von Choi (1996) in das Lithosphärenmodell der vorliegenden Arbeit. Dies kann mit den zur Zeit zur Verfügung stehenden dreidimensionalen Modelliersystemen nicht unmittelbar durchgeführt werden, sondern erfordert weiterführende Programmierarbeiten, bei denen insbesondere neuere Methoden der Dreiecksflächenvermaschung und der Computergraphik mit einbezogen werden.

Auch der Vergleich des isostatischen Verhaltens des Dichtemodells mit isostatischen Modellen konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht erschöpfend durchgeführt werden. Hier erscheinen weiterführende Untersuchungen mit beispielsweise von Nord nach Süd variierenden Biegesteifigkeiten der Lithosphäre sinnvoll. Bei reiner Betrachtung isostatischer Restfelder sollte der Beitrag der Nazca-Platte eliminiert werden, der in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der ozeanischen Lithosphäre oder dem Dichtekonstrast zum umgebenden Mantel variiert werden kann. Dies setzt allerdings eingehendere petrologische Untersuchungen voraus.

Aufgrund des Fehlens weiterer refraktionsseismischer Profile quer zum Streichen der Anden südlich von 24°S muß die Krustenstruktur u. a. des Forearc- und Arc-Bereichs von diesem Breitengrad nach Süden extrapoliert werden. Aus diesem Grund kann auch keine grundsätzliche Änderung des Krustenaufbaus von Nord nach Süd im Dichtemodell erkennbar werden. Allerdings lassen eine andersartige Backarc-Tektonik, ein veränderter Vulkanismus und ein gegenüber dem Altiplano anderes Erscheinungsbild der Puna auch eine veränderte Krustenstruktur im Süden erwarten. Erst ein Nachziehen anderer geophysikalischer Meßmethoden in die Region südlich von 24°S könnte zusätzliche externe Randbedingungen liefern, die ein Dichtemodell der andinen Kruste südlich von 24°S weiter einschränken würden.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 267 "Deformationsprozesse in den Anden" und wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.

Ganz besonders bedanken möchte ich mich bei meinem Doktorvater Prof. Dr. H.-J. Götze. Er gab die Anregung zu dieser Arbeit. Durch seine intensive und konstruktive Betreuung sowie seine ständige Bereitschaft zur Diskussion hat er stark zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen. Dem Sprecher des SFB 267, Prof. Dr. P. Giese, danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die Erstellung des zweiten Gutachtens.

Mein aufrichtiger Dank gebührt auch Dr. S. Schmidt für zahlreiche Anregungen und ihre Unermüdlichkeit, das Modelliersystem IGMAS zu verbessern und an meine Bedürfnisse anzupassen. Bei M. Alvers bedanke ich mich für aufwendige Modifikationen seines Programms DARWIN, wodurch die Erstellung eines IGMAS-Startmodells wesentlich erleichtert wurde. G. Goltz sei für seine immerwährende Hilfsbereitschaft bei Hard- und Softwareproblemen herzlich gedankt.

Den Mitgliedern des Teilprojektes C4 "Aktive und passive Seismologie" Dr. M. Schmitz, K. Lessel, F. Graeber und A. Rudloff danke ich für die gute Zusammenarbeit bei der Lieferung wichtiger Randbedingungen und die damit verbundenen Fachgespräche. Immer interessant und anregend waren die Diskussionen mit Dr. N. Okaya. Auch dafür sei gedankt.

In besonderer Erinnerung werden mir die Feldmeßkampagnen MIGRA 94 und MIGRA 96 bleiben. Ganz herzlich bedanken möchte ich mich in diesem Zusammenhang bei Prof. Dr. H.-J. Götze, Dr. S. Schmidt, Dr. U. Schäfer, Dr. L. Barrio-Alvers und M. Alvers, A. Müller und H. Ugalde sowie M. Kösters, S. Mohr, J. Schulte, R. Fromm, A. Belmonte, C. Bello Anderson, A. Duloc und G. Fortunato für die kameradschaftliche Zusammenarbeit, welche eine Datengewinnung in den extremen Wüsten des andinen Hochgebirges erst ermöglicht.

Bei allen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Gravimetrie bedanke ich mich für ihre Unterstützung und das gute Arbeitsklima.

Insbesondere gilt mein Dank Elisabeth. Ihre Geduld und ihr Verständnis haben mir sehr geholfen. Ihr genaues Korrekturlesen trug sehr zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Literatur

ALLMENDINGER, R. W. (1986). Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**, 1070–1082.

ALLMENDINGER, R. W. UND GUBBELS, T. (1996). Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, **259**, 1–13.

ALLMENDINGER, R. W., RAMOS, V. A., JORDAN, T. E., PALMA, M. UND ISACKS, B. L. (1983). Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, **2**(1), 1–16.

ANDERSON, D. L. (1989). *Theory of the Earth.* Blackwell Scientific Publications.

ANDERSON, D. L. (1995). Lithosphere, Asthenosphere, and Perisphere. *Reviews of Geophysics*, **33**(1), 125–149.

Bahlburg, H., Breitkreuz, C. und Giese, P. (Hrsg.) (1988). *The Southern Central Andes,* Bd. 17 in *Lecture Notes in Earth Sciences.* Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

BARAZANGI, M. UND ISACKS, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, **4**, 686–692.

BECK, S. L., ZANDT, G., MYERS, S. C., WALLACE, T. C., SILVER, P. G. UND DRAKE, L. (1996). Crustal thickness variations in the Central Andes. *Geology*, **24**(5), 407–410.

BIRCH, F. (1961). The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2. *J. Geophys. Res.*, **66**, 2199–2224.

BIRCH, F. (1964). Density and composition of mantle and core. *J. Geophys. Res.*, **69**(20), 4377–4388.

BRUNS, H. (1878). *Die Figur der Erde.* Publ. Königl. Preuss. Geodät. Inst., Berlin.

BUCHELT, M. UND TELLEZ, C. (1988). The jurassic La Negra formation in the area of Antofagasta, northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). In H. Bahlburg, C. Breitkreuz und P. Giese (Hrsg.), *The Southern Central Andes*, Bd. 17 in *Lecture Notes in Earth Sciences*, pp. 171–182. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

CAHILL, T. UND ISACKS, B. L. (1992). Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.*, **97**(B12), 17503–17529.

CANDE, S. C. UND HAXBY, W. F. (1991). Eocene Propagating Rifts in the Southwest Pacific and Their Conjugate Features on the Nazca Plate. *J. Geophys. Res.*, **96**(B12), 19609–19622.

CARLSON, R. L. UND HERRICK, C. N. (1990). Densities and Porosities in the Oceanic Crust and Their Variations with Depth and Age. *J. Geophys. Res.*, **95**(B6), 9153–9170.

CHOI, S.-C. (1996). *Ein 3D-Dichtemodell der Oberkruste in den Zentralanden zwischen 21° S und 24° S.* Diplomarbeit, unveröffentlicht, Freie Universität Berlin.

CHRISTENSEN, N. I. UND MOONEY, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.*, **100**(B7), 9761–9788.

DELLESKE, B. (1990). *Zur Analyse und komplexen Interpretation des Schwerefeldes im Gebiet des Altiplano Boliviens.* Diplomarbeit, unveröffentlicht, Freie Universität Berlin.

DELLESKE, M. (1989). *Schwerefeldinterpretation in der argentinischen Puna und Ostkordillere mit Hilfe von Modellrechnungen.* Diplomarbeit, unveröffentlicht, Freie Universität Berlin.

DENLINGER, R. P. (1992). A Revised Estimate for the Temperature Structure of the Oceanic Lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **97**(B5), 7219–7222.

DESILVA, S. L. UND FRANCIS, P. W. (1991). *Volcanoes of the Central Andes.* Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

DOORNBOS, D. J. UND HILTON, T. (1989). Models of the Core-Mantle Boundary and the Travel Times of Internally Reflected Core Phases. *J. Geophys. Res.*, **94**(B11), 15741–15751.

DORBATH, C. UND THE LITHOSCOPE ANDEAN GROUP (1996). Mapping the continuity of the Nazca plate through its aseismic part in the Arica elbow by teleseismic tomography. In *Géodynamique Andine*, pp. 33–36. Third International Symposium on Andean Geodynamics, 17-19 September 1996, Saint-Malo, France.

DRAGICEVIC, M. (1970). Carta gravimétrica de los Andes meridionales e Interpretación de las anomalias de gravedad de Chile Central. Publ. 93, 42pp, Dept. Geofis. y Geod., Univ Chile, Santiago.

DZIEWONSKI, A. M. UND ANDERSON, D. L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth. Plan. Int.*, **25**, 297–356.

ENGDAHL, E. R., VAN DER HILST, R. D. UND BERROCAL, J. (1995a). Characteristics of Subducted Lithosphere Beneath the Andean Region From Tomographic Imaging. Abstract, 21. General Assembly IUGG, Boulder, Colorado, 2.-14.7.1995.

ENGDAHL, E. R., VAN DER HILST, R. D. UND BERROCAL, J. (1995b). Imaging of subducted lithosphere beneath South America. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2317–2320.

FISHER, R. L. UND RAITT, R. W. (1962). Topography and structure of the Peru-Chile trench. *Deep-Sea Research*, **9**, 423–443.

GEBRANDE, H. (1982). Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks and rock forming minerals. In G. Angenheister (Hrsg.), *Landolt-Boernstein, Group 5 (1b) Physical Properties of Rocks*, pp. 1–96. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

GIESE, P. (1994). Geothermal Structure of the Central Andean Crust - Implications for Heat Transport and Rheology. In K.-J. Reutter, E. Scheuber und P. Wigger (Hrsg.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 69–76. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

GIESE, P. (1995). Überlegungen zur Natur der Seismizität in 100 km Tiefe unter der Präkordillere. In Sonderforschungsbereich 267 (Hrsg.), *Deformationsprozesse in den Anden, Berichtsband 1993-1995*, pp. 679–693.

GIESE, P. UND ASCH, G. (1996). The nature of intermediate-depth seismicity in the Central Andes. In *Géodynamique Andine*, pp. 107–108. Third International Symposium on Andean Geodynamics, 17-19 September 1996, Saint-Malo, France.

GIESE, P. UND SCHÜTTE, K.-G. (1980). Resultados das medidas de sísmica de refraçao a leste da Serra do Espinhaçao, M.G., Brasil. In *Nuevos Resultados de la Investigación Geocientífica Alemana en Latinoamerica*, pp. 44–50. Dt Forschungsgemeinschaft y el Inst de la Colab Científica, Tübingen.

GÖTZE, H.-J. (1976). *Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen und magnetischen Feldgrößen für dreidimensionale Körper.* Dissertation, Technische Universität Clausthal, Clausthal-Zellerfeld.

GÖTZE, H.-J. (1984). *Über den Einsatz interaktiver Computergraphik im Rahmen 3-dimensionaler Interpretationstechniken in Gravimetrie und Magnetik.* Habilitationsschrift, Technische Universität Clausthal, Clausthal-Zellerfeld.

GÖTZE, H.-J. UND KIRCHNER, A. (1996). Gravity field and geoid at the South American active margin (20° to 29°s). In B. Meurers und P. Steinhauser (Hrsg.), *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik. Tagungsbericht zum 7. Alpengravimetrie-Kolloquium*, Wien.

GÖTZE, H.-J. UND LAHMEYER, B. (1988). Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics. *Geophysics*, **53**(8), 1096–1108.

GÖTZE, H.-J. UND THE MIGRA GROUP (1996). Group updates gravity database for Central Andes. *EOS Transactions.*

GÖTZE, H.-J., SCHMIDT, S. UND STRUNK, S. (1988). Central andean gravity field and its relation to crustal structures. In H. Bahlburg, C. Breitkreuz und P. Giese (Hrsg.), *The Southern Central Andes*, Bd. 17 in *Lecture Notes in Earth Sciences*, pp. 199–208. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

GÖTZE, H.-J., LAHMEYER, B., SCHMIDT, S., STRUNK, S. UND ARANEDA, M. (1990). Central andes gravity data base. *Eos*, **71**(16), 401–406.

GÖTZE, H.-J., MEURERS, B., SCHMIDT, S. UND STEINHAUSER, P. (1991). On the isostatic state of the eastern alpes and the central andes; a statistical comparison. In R. S. Harmon und C. W. Rapela (Hrsg.), *Andean magmatism and its tectonic setting*, GSA Special Paper 265, pp. 279–290. Geological Society of America, Inc., Boulder, Colorado.

GÖTZE, H.-J., LAHMEYER, B., SCHMIDT, S. UND STRUNK, S. (1994). The lithospheric structure of the central Andes (20° - 26° S) as inferred from interpretation of regional gravity. In K.-J. Reutter, E. Scheuber und P. Wigger (Hrsg.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 7–21. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

GREEN II, H. W. (1995). Der Mechanismus von Tiefbeben. *Spektrum der Wissenschaft*, pp. 36–43.

GRIER, M. E., SALFITY, J. A. UND ALLMENDINGER, R. W. (1991). Andean reactivation of the Cretacious Salta rift, northwestern Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.*, **4**(4), 351–372.

GROW, J. A. UND BOWIN, C. O. (1975). Evidence for High-Density Crust and Mantle Beneath the Chile Trench Due to the Descending Lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **80**(11), 1449–1458.

HAGER, B. H. (1984). Subducted Slabs and the Geoid: Constraints on Mantle Rheology and Flow. *J. Geophys. Res.*, **89**(B7), 6003–6015.

HEINSOHN, W.-D. (1993). *Druck- und Temperaturabhängigkeit der Geschwindigkeit-Dichte-Relation für extrem große Krustenmächtigkeiten.* Dissertation, Freie Universität Berlin.

HUENE, R. V., KULM, L. D. UND MILLER, J. (1985). Structure of the Frontal Part of the Andean Convergent Margin. *J. Geophys. Res.*, **90**(B7), 5429–5442.

ISACKS, B. L. (1988). Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, **93**(B4), 3211–3231.

JAMES, D. E. (1971). Andean Crustal and Upper Mantle Structure. *J. Geophys. Res.*, **76**(14), 3246–3271.

JORDAN, T. E., ISACKS, B. L., ALLMENDINGER, R. W., BREWER, J. A., RAMOS, V. A. UND ANDO, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Study Am. Bull.*, **94**, 341–361.

JUNG, K. (1961). *Schwerkraftverfahren in der Angewandten Geophysik.* Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G., Leipzig.

KAY, R. W. UND KAY, S. M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, **219**, 177–189.

KAY, S. M., COIRA, B. UND VIRAMONTE, J. (1994). Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *J. Geophys. Res.*, **99**(B12), 24323–24339.

KENNETT, B. L. N. UND ENGDAHL, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, **105**, 429–465.

KLEY, J., GANGUI, A. UND KRÜGER, D. (1996). Basement-involved blind thrusting in the eastern Cordillera Oriental, southern Bolivia: evidence from cross-sectional balancing, gravimetric and magnetotelluric data. *Tectonophysics*, **259**, 171–184.

KRAWCZYK, S. UND MARQUART, G. (1995). Untersuchung der elastischen Biegung der Lithosphäre an der andinen Subduktionszone. In Sonderforschungsbereich 267 (Hrsg.), *Deformationsprozesse in den Anden, Berichtsband 1993-1995*, pp. 143–155.

KRÜGER, D. (1994). *Modellierungen zur Struktur elektrisch leitfähiger Zonen in den südlichen zentralen Anden*, Bd. 21 in *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (B)*, pp. 1–91. Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin.

KULM, L. D., SCHWELLER, W. J. UND MASIAS, A. (1977). A preliminary analysis of the subduction process along the andian continental margin, 6° to 45°s. In M. Talwani und W. C. Pitman (Hrsg.), *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins*, pp. 285–302.

LaFehr, T. R. (1991). Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, **56**(8), 1170–1178.

Lay, T. (1994). The Fate of Descending Slabs. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **22**, 33–61.

Lezaeta, P. und Muñoz, M. (1996). Analysis, inversion and modelling of magnetotelluric observations between the Cordillera Oriental and El Chaco (NW Argentina). In *Géodynamique Andine*, pp. 79–82. Third International Symposium on Andean Geodynamics, 17-19 September 1996, Saint-Malo, France.

Loper, D. E. und Lay, T. (1995). The core-mantle boundary region. *J. Geophys. Res.*, **100**(B4), 6397–6420.

Ludwig, J. W., Nafe, J. E. und Drake, C. L. (1970). Seismic refraction. In A. E. Maxwell (Hrsg.), *The Sea*, Bd. 4, pp. 53–84. Wiley, New York.

Lyon-Caen, H., Molnar, P. und Suárez, G. (1985). Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **75**, 81–92.

Massow, W. (1994). *Magnetotellurik in der Westkordillere Nordchiles - Registrierung und Auswertung.* Diplomarbeit, unveröffentlicht, Freie Universität Berlin.

Mayes, C. L., Lawver, L. A. und Sandwell, D. T. (1990). Tectonic History and New Isochron Chart of the South Pacific. *J. Geophys. Res.*, **95**(B6), 8543–8567.

Meissner, R. (1986). *The Continental Crust, A Geophysical Approach.* Academic Press Inc., Orlando.

Meurers, B. (1992). *Untersuchungen zur Bestimmung und Analyse des Schwerefeldes im Hochgebirge am Beispiel der Ostalpen.* Habilitationsschrift, Universität Wien.

Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. und Cazau, L. (1979). Sierras subandinas. Bd. 1, pp. 1, 95–138, Cordoba. Acad. Nac. Cienc.

Morelli, A. und Dziewonski, A. M. (1987). The harmonic expansion approach to the retrieval of deep Earth structure. In G. Nolet (Hrsg.), *Seismic Tomography*, pp. 251–274. D. Reidel, Norwell, Mass.

Mueller, R. D., Roest, W. R., Royer, J.-Y., Gahagan, L. M. und Sclater, J. G. (1993). A digital age map of the ocean floor. Technical report, Scripps Institution of Oceanography Reference Series 93-30.

Nafe, J. E. und Drake, C. L. (1963). Physical properties of marine sediments. In M. N. Hill (Hrsg.), *The Sea*, Bd. 3, pp. 784–815. Interscience, New York.

Norabuena, E. O., Snoke, J. A. und James, D. E. (1994). Structure of the subducting Nazca Plate beneath Peru. *J. Geophys. Res.*, **99**(B5), 9215–9226.

Ocola, L. C. und Meyer, R. P. (1973). Crustal structure from the Pacific basin to the Brasilian shield between 12° and 30° South latitude. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3387–3404.

Palmer, J. (1991). *Modellrechnungen zur Isostasie des südamerikanischen Kontinents.* Diplomarbeit, unveröffentlicht, Freie Universität Berlin.

Parsons, B. und Sclater, J. (1977). An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, **82**, 803–827.

Patzwahl, R., Schulze, A. und Giese, P. (1996). Wide-angle seismic measurements during the CINCA'95 project, on- and off-shore Chile. In *Géodynamique Andine*, pp. 223–226. Third International Symposium on Andean Geodynamics, 17-19 September 1996, Saint-Malo, France.

Peacock, S. M. (1993a). The importance of blueschist-eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **105**, 684–694.

Peacock, S. M. (1993b). Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chemical Geology*, **108**, 49–59.

Porth, R. (1993). Die Seismizität der andinen Subduktionszone, insbesondere die räumliche Verteilung von b. Diplomarbeit, unveröffentlicht, 102pp, Freie Universität Berlin.

PULLIAM, R. J. UND STARK, P. B. (1993). Bumps on the core-mantle boundary: are they facts or artifacts? *J. Geophys. Res.*, **98**(B2), 1943–1955.

RADTKE, U. (1985). Chronostratigraphie und Neotektonik mariner Terassen in Nord- und Mittelchile. IV Congr. Geol. Chileno, Antofagasta, pp. 4/436–4/457.

RAPP, R. H. (1981). The earth's gravity field to degree and order 180 using seasat altimeter data, terrestrial gravity data and other data. Technical Report 322, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University.

RAPP, R. H., PAVLIS, N. K. UND WANG, Y. M. (1992). High Resolution Gravity Models Combining Terrestrial and Satellite Data. In O. Colombo (Hrsg.), *From Mars to Greenland: Charting Gravity With Space and Airborne Instruments*. Springer-Verlag.

REICHERT, C. (1996). Initial results of combined geoscientific investigations off- and on-shore the active north-chilean continental margin. In *Géodynamique Andine*, pp. 107–108. Third International Symposium on Andean Geodynamics, 17-19 September 1996, Saint-Malo, France.

REUTHER, C.-D. UND ADAM, J. (1996). Forearc dynamics and neotectonic arc deformation Central Andes, northern Chile. In *Géodynamique Andine*, pp. 219–222. Third International Symposium on Andean Geodynamics, 17-19 September 1996, Saint-Malo, France.

REUTTER, K. J. UND GÖTZE, H.-J. (1994). Comments on the Geological and Geophysical maps. In K.-J. Reutter, E. Scheuber und P. Wigger (Hrsg.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 329–333. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

REUTTER, K.-J., GIESE, P., GÖTZE, H.-J., SCHEUBER, E., SCHWAB, K., SCHWARZ, G. UND WIGGER, P. (1988). Structures and Crustal Development of the Central Andes between 21° and 25°s. In H. Bahlburg, C. Breitkreuz und P. Giese (Hrsg.), *The Southern Central Andes*, Bd. 17 in *Lecture Notes in Earth Sciences*, pp. 231–261. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

REUTTER, K. J., HEINSOHN, W.-D., SCHEUBER, E. UND WIGGER, P. (1991). Crustal structure of the Coastal Cordillera near Antofagasta, northern Chile. pp. 862–866. VI. Congr. Geol. Chil, Viña del Mar, Actas. SERNAGEOMIN Santiago.

RICHARDS, M. A. UND HAGER, B. H. (1984). Geoid Anomalies in a Dynamic Earth. *J. Geophys. Res.*, **89**(B7), 5987–6002.

ROEDER, D. (1988). Andean-age structure of Eastern Cordillera. *Tectonics*, **7**(1), 23–39.

RÖSSLING, R. (1989). *Petrologie in einem tiefen Krustenstockwerk des jurassischen magmatischen Bogens in der nordchilenischen Küstenkordillere südlich von Antofagasta.*, Bd. 112 in *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, pp. 1–73. Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin.

RUDLOFF, A. UND ASCH, G. (1996). Seismicity and focal parameters in northern Chileas observed by temporary local networks. In *Géodynamique Andine*, pp. 223–226. Third International Symposium on Andean Geodynamics, 17-19 September 1996, Saint-Malo, France.

SCHEUBER, E. (1993). *Tektonische Entwicklung des nordchilenischen Kontinentalrandes: Der Einfluß von Plattenkonvergenz und Rheologie.* Habilitationsschrift, Freie Universität Berlin.

SCHMITZ, M. (1993). *Kollisionsstrukturen in den zentralen Anden: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen und Modellierung krustaler Deformationen.* Dissertation, FU Berlin, Berlin.

SCHMITZ, M. (1994). A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics*, **13**(2), 484–492.

SCHMITZ, M., ARANEDA, M., FÖRSTE, K., GIESE, P., LESSEL, K., SCHULZE, A. UND WIGGER, P. (1995). Aktive Seismik im Rahmen von PSICO'94. In Sonderforschungsbereich 267 (Hrsg.), *Deformationsprozesse in den Anden, Berichtsband 1993-1995*, pp. 575–617.

SCHMITZ, M., HEINSOHN, W.-D. UND SCHILLING, F. R. (1996). Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21-23°S). *Tectonophysics,* akzeptiertes Manuskript.

SCHUBERT, G., YUEN, D. A. UND TURCOTTE, D. L. (1975). Role of Phase Transitions in a Dynamic Mantle. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **42**, 705–735.

SCHWARZ, G., CHONG, G., KRÜGER, D., MARTINEZ, E., MASSOW, W., RATH, V. UND VIRAMONTE, J. (1994). Crustal high conductivity zones in the southern Central Andes and their tectonic implications. In K.-J. Reutter, E. Scheuber und P. Wigger (Hrsg.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 49–68. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

SHEFFELS, B. M. (1990). Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, **18**, 812–815.

SIMPSON, R. W., JACHENS, R. C., BLAKELY, R. J. UND SALTUS, R. W. (1986). A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies. *J. Geophys. Res.*, **91**(B8), 8348–8372.

SOBOLEV, S. V. UND BABEYKO, A. Y. (1994). Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magamtic rocks. *Surveys in Geophysics*, **15**, 515–544.

SPRINGER, M. (1996). *Die regionale Oberflächenwärmeflußdichte-Verteilung in den zentralen Anden und daraus abgeleitete Temperaturmodelle der Lithosphäre.* Dissertation, Freie Universität Berlin.

STRUNK, S. (1990). *Analyse und Interpretation des Schwerefeldes des aktiven Kontinentalrandes der zentralen Anden (20° - 26° S)*, Bd. 17 in *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (B)*, pp. 1–135. Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin.

SUÁREZ, G., MOLNAR, P. UND BURCHFIEL, B. C. (1983). Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia. *J. Geophys. Res.*, **88**(B12), 10403–10428.

SUNG, C.-M. UND BURNS, R. G. (1976). Kinetics of of High-Pressure Phase Transformations: Implications to the Evolution of the Olivine→Spinel Transition in the Downgoing Lithosphere and its Consequences on the Dynamics of the Mantle. *Tectonophysics*, **31**, 1–32.

TSUBOI, C. (1983). *Gravity.* George Allen & Unwin, London.

VIDALE, J. E. UND BENZ, H. M. (1992). Upper-mantle seismic discontinuities and the thermal structure of subduction zones. *Nature*, **356**, 678–683.

WHITMAN, D. (1994). Moho geometry beneath the eastern margin of the Andes, northwest Argentina, and its implications to the effective elastic thickness of the Andean foreland. *J. Geophys. Res.*, **99**(B8), 15277–15289.

WHITMAN, D., ISACKS, B. L., CHATELAIN, J.-L., CHIU, J.-M. UND PEREZ, A. (1992). Attenuation of High-Frequency Seismic Waves Beneath the Central Andean Plateau. *J. Geophys. Res.*, **97**(B13), 19929–19947.

WHITMAN, D., ISACKS, B. L. UND MAHLBURG KAY, S. (1996). Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*, **259**, 29–40.

WIGGER, P. (1988). Seismicity and Crustal Structures of the Central Andes. In H. Bahlburg, C. Breitkreuz und P. Giese (Hrsg.), *The Southern Central Andes*, Bd. 17 in *Lecture Notes in Earth Sciences*, pp. 209–230. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

WIGGER, P. J., SCHMITZ, M., ARANEDA, M., ASCH, G., BALDZUHN, S., GIESE, P., HEINSOHN, W.-D., MARTINEZ, E., RICALDI, E., RÖWER, P. UND VIRAMONTE, J. (1994). Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction Investigations. In K.-J. Reutter, E. Scheuber und P. Wigger (Hrsg.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 23–48. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN
Freie Universität Berlin · Technische Universität Berlin · Technische Fachhochschule Berlin

Noch erhältlich sind:

Reihe A: Geologie und Paläontologie

Band 126 / Gabriele Kessel: Untersuchungen zu Deformation und Metamorphose im Attischen Kristallin, Griechenland. 150 S., 78 Abb., 11 Tab., 5 Taf., 1991. DM 68,–.

Band 127 / Herbert Sulzer: Tektonik und Gefügeentwicklung im Kristallin der südlichen Biga-Halbinsel (Westanatolien). 74 S., 85 Abb., 3 Taf., 1990. DM 38,–.

Band 128 / Eberhard Wilkes: Die Geologie der Cordillera de la Sal, Nordchile. 145 S., 70 Abb., 1 Tab., 11 Taf., 1991. DM 48,–.

Band 129 / Emmanuil Manutsoglu: Tektonik und Metamorphose der Plattenkalk-Serie im Taygetos (Peloponnes, Griechenland). 82 S., 41 Abb., 4 Taf., 10 Anl., 1990. DM 54,–.

Band 130 / Christiane Simonsohn: Spurenelemente in Kaolinen als genetische Indikatoren (mit einem Beitrag zur Entstehung der Neuburger Kieselerde). 93 S., 28 Abb., 30 Tab., 4 Taf., 1991. DM 35,–.

Band 131 / Rüdiger Wolter: Solerelikte in Karbonatgesteinen und Erzen der Pb-Zn-Lagerstätten Bleiberg-Kreuth (Österreich) und Raibl (Italien). 109 S., 46 Abb., 18 Tab., 1990. DM 36,–.

Band 132 / Anna Moschik: Hydrogeochemische Vorgänge in organischen Ablagerungen unterschiedlicher Genese aus der wassergesättigten Zone, die von Wasser durchströmt werden. 56 S., 19 Abb., 3 Taf., 16 Tab., 1991. DM 35,–.

Band 133 / Bernard Krebs: Das Skelett von Henkelotherium guimarotae gen. et sp. nov. (Eupantotheria, Mammalia) aus dem Oberen Jura von Portugal. 121 S., 12 Abb., 5 Taf., 4 Tab., 1991. DM 36,–.

Band 134 / Michael E. Schudack (Hrsg.): Beiträge zur Paläontologie – Zum Gedenken an Walter Georg Kühne. 335 S., 50 Abb., 48 Taf., 1991. DM 149,–.

Band 135 / Hans-Georg Herbig: Das Paläogen am Südrand des zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas Marokkos. Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Paläotektonik. 289 S., 52 Abb., 40 Taf., 1 Tab., 1991. DM 112,–.

Band 136* / Jürgen Gauer: Bodenentwicklung und Bodengesellschaften vom Mittelmeer zur Qattara Depression in Nordwestägypten. 171 S., 49 Abb., 39 Tab., 1991. DM 47,–.

Band 137 / Axel Sternkopf: Einsatz der Fernerkundung zur Erkennung von Eisenspatvererzungen am Steirischen Erzberg/Österreich. 104 S., 38 Abb., 4 Taf., 12 Tab., 1991. DM 48,–.

Band 138 / Lúdvík Eckardt Gústafsson: Geology and Petrography of the Dyrfjöll Central Volcano, Eastern Iceland, 98 S., 73 Abb., 3 Taf., 1992. DM 68,–.

Band 139 / Heinz Hilbrecht: Die fazielle und strukturelle Entwicklung der helvetischen Oberkreide im Allgäu und Kleinwalsertal und ihre Beziehung zu Meerwasserspiegelschwankungen und Paläozeanographie. 180 S., 78 Abb., 9 Taf., 8 Tab., 1991. DM 72,–.

Band 140 / Christian Sommer-von Jarmersted: Hydraulische und hydrochemische Aspekte der Uferfiltration an der Unterhavel in Berlin. 169 S., 105 Abb., 9 Taf., 15 Tab., 1992. DM 48,–.

Band 141 / Christoph Merz: Laboruntersuchungen zum Migrationsverhalten von Cadmium, Zink, Eisen und Mangan in Lockergesteinen unter Wahrung der natürlichen Milieubedingungen mit Hilfe der Radionuklidtracerung. 116 S., 75 Abb., 35 Taf., 1992. DM 43,–.

Band 142* / Torsten Schwarz: Produkte und Prozesse exogener Fe-Akkumulation: Eisenoolithe und lateritische Eisenkrusten im Sudan. 186 S., 136 Abb., 24 Tab., 4 Taf. (meist farbig), 1992. DM 67,–.

Band 143 / Erio Rahders: Verteilung von Gold und Silber in den Nebengesteinen der vulkanisch-sedimentären Sulfid- und Manganerzlagerstätten des SW-iberischen Pyritgürtels, Provinz Huelva, Spanien. 117 S., 35 Abb., 2 Taf., 25 Tab., 1992. DM 47,–.

Band 144 / Abdellah Milhi: Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Jura am Südrand des zentralen Hohen Atlas (Marokko). 93 S., 28 Abb., 6 Taf., 1992. DM 47,–.

Band 145* / El Sheikh Mohamed Abdel Rahman: Geochemical and Geotectonic Controls of the Metallogenic Evolution of Selected Ophiolite Complexes from the Sudan. 175 pp., 41 figs., 21 tabs., 4 pls., 1993. DM 64,–.

Band 146* / Mohamud A. Arush: Sedimentological and Geochemical Studies of the Tisje/Yesomma Successions (Cretaceous/Tertiary of Somalia) and their Source Rocks. 116 pp., 32 figs., 17 tabs., 1993. DM 56,–.

Band 147* / Alaa El-Din Ramadan Mostafa: Organic Geochemistry of Source Rocks and Related Crude Oils in the Gulf of Suez Area, Egypt. 163 pp., 59 figs., 24 tabs., 1993. DM 54,–.

* Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 69: Geowissenschaftl. Probleme in ariden Gebieten

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN
Freie Universität Berlin · Technische Universität Berlin · Technische Fachhochschule Berlin

Noch erhältlich sind:

Reihe A: Geologie und Paläontologie

Band 148 / Matthias S. Tantow: Stratigraphie und seismisches Erscheinungsbild des Oberkarbons (Westfal, Stefan), Emsland. 66 S., 35 Abb., 3 Tab., 13 Anl., 1993. DM 38,–.

Band 149* / Wolfgang Mette: Stratigraphie und Fazies des Jura von Nordsomalia. 125 S., 28 Abb., 15 Taf., 1993. DM 78,–.

Band 150* / Ahmed Ahmed Ali Refaat: Facies Development of the Coniacian-Santonian Sediments along the Gulf of Suez, Egypt. 146 pp., 35 figs., 28 tabs., 3 pls., 1993. DM 54,–.

Band 151* / Johanna Kontny: Grundwasserverdunstung in ostsaharischen Senkengebieten unter besonderer Berücksichtigung der Transpiration wild wachsender Vegetation. 99 S., 15 Abb., 24 Tab., 1993. DM 49,–.

Band 152* / Evelyne Isaac Mbede: Tectonic Development of the Rukwa Rift Basin in SW Tanzania. 92 pp., 30 figs., 5 tabs., 1993. DM 34,–.

Band 153 / Rainer Enßlin: Die Kreide des zentralen Mittleren Atlas und der Haute Moulouya, Marokko. Stratigraphie, Mikrofazies, Paläogeographie und Paläotektonik. 85 S., 22 Abb., 10 Taf., 1993. DM 49,–.

Band 154 / Michael S. Quednau: Gold in der Kreuzeck- und Goldeck-Gruppe, Kärnten, Österreich – Geochemie und Metallogenie –. 138 S., 70 Abb., 1993. DM 64,–.

Band 155* / Arno Strouhal: Tongeologische Entwicklungstrends in kretazischen und tertiären Sedimenten Nordostafrikas: regionale Fallbeispiele. – 68 S., 27 Abb., 22 Tab., 1993. DM 32,50.

Band 156 / Jonas Kley: Der Übergang vom Subandin zur Ostkordillere in Südbolivien (21°15 – 22° S): Geologische Struktur und Kinematik. – 88 S., 63 Abb., 1 Tab., 1 Karte, 3 Profiltaf., 1994. DM 64,–.

Band 157* / Fevzi Öner: Quantitative Mineralbestimmung in Sedimentgesteinen: Anwendung IR-spektroskopischer Methoden. 140 S., 60 Abb., 17 Tab., 1994. DM 54,–.

Band 158 / Andrea Koschinsky: Geochemische Krustenprofile und sequentielle Laugungsversuche an Manganerzkrusten aus dem Zentralpazifik zur Klärung von Genese und Elementassoziationen. 192 S., 69 Abb., 16 Tab., 1994. DM 62,–.

Band 159* / Abdi Mohamoud Siad: Geomathematical evaluation of trace element patterns in lateritic soils above Late Proterozoic basement units of Nigeria, West Africa. 122 pp., 34 figs., 33 tabs., 1994. DM 47,–.

Band 160 / Jörn Scheele: Vom frühmesozoischen Riftgraben zum intrakontinentalen Gebirge: Konvergente Blattverschiebungstektonik im zentralen Mittleren Atlas (Marokko). 173 S., 82 Abb., 2 Taf., 1994. DM 64,–.

Band 161* / Mohamed Zayed Awad: Stratigraphic, palynological and paleoecological studies in the east-central Sudan (Khartoum and Kosti Basins), Late Jurassic to mid-Tertiary. 163 pp., 25 figs., 6 tabs., 18 pls., 1994. DM 85,–.

Band 162 / Elke Mages: Wärmetransportmodellierung im Untergrund des südlichen Raumes von Berlin. 79 S., 55 Abb., 11 Tab., 1994. DM 36,–.

Band 163 / Holger Gebhardt: Die Tap-Mergel in der Provinz Alicante (Südostspanien, Langhium bis Tortonium): Biostratigraphie, Paläogeographie und Paläoökologie. 175 S., 57 Abb., 44 Tab., 14 Taf., 1994. DM 78,–.

Band 164 / Ilias K. Gerolymatos: Metamorphose und Tektonik der Phyllit-Quarzit-Serie und der Tyros-Schichten auf dem Peloponnes und Kythira. 101 S., 52 Abb., 16 Tab., 4 Taf., 1994. DM 48,–.

Band 165 / Lutz Thomas: Hydrogeochemische Untersuchungen an Ölfeldwässern aus NW-Deutschland und dem Oberrheingraben und ihre Modellierung unter dem Aspekt der Entwicklung eines Expertensystems für Fluid-Rock-Interactions (XPS FROCKI). 166 S., 78 Abb., 34 Tab., 34 Anl., 1994. DM 54,–.

Band 166* / Eckhard Ludwig Wipfler: Geochemische, strukturelle und erzmikroskopische Untersuchungen zur Lagerstättenentwicklung des westlichen Ariab Nakasib Belt, Red Sea Provinz, NE-Sudan. 206 S., 85 Abb., 9 Tab., 1994. DM 69,–.

Band 167 / Klaus Germann, Bernd Lehmann & Franz K. List (Hrsg.): Festschrift zum 70. Geburtstag von Professor Dr. Hans-Jochen Schneider. VIII + 226 S., 86 Abb., 13 Tab., 1994. DM 52,–.

Band 168 / Johannes H. Schroeder (Hrsg.): Fortschritte in der Geologie von Rüdersdorf. 378 S., 102 Abb., 34 Tab., 30 Taf., 1995. DM 58,–.

Band 169 / Axel v. Hillebrandt & Manfred Gröschke: Ammoniten aus dem Callovium/Oxfordium-Grenzbereich von Nordchile. 40 S., 5 Abb., 6 Taf., 1995. DM 36,–.

Band 170 / Beiträge zum IFP 16/02: Transportverhalten von anthropogenen Schadstoffen in tonigen Barrieren. 149 S., 89 Abb., 51 Tab., 1995. DM 47,–.

* Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 69: Geowissenschaftl. Probleme in ariden Gebieten

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN
Freie Universität Berlin · Technische Universität Berlin · Technische Fachhochschule Berlin

Noch erhältlich sind:

Reihe A: Geologie und Paläontologie

Band 171 / Christian Thom: Konzeptionelle Planung und Prototyping eines wissensbasierten Systems zur Ansprache potentiell fluidführender Formationsbereiche im Kristallingestein. 143 S., 69 Abb., 9 Tab., 1995. DM 49,–.

Band 172 / Jobst Wurl: Die geologischen, hydraulischen und hydrochemischen Verhältnisse in den südwestlichen Stadtbezirken von Berlin. 164 S., 63 Abb., 52 Tab., 1995. DM 69,–.

Band 173 / Hendrik Siegmund: Fazies und Genese unterkambrischer Phosphorite und mariner Sedimente der Yangtze-Plattform, Südchina. 114 S., 32 Abb., 29 Tab., 10 Taf., 1995. DM 54,–.

Band 174 / Birgit Niebuhr: Fazies-Differenzierungen und ihre Steuerungsfaktoren in der höheren Oberkreide von S-Niedersachsen / Sachsen-Anhalt (N-Deutschland). 131 S., 43 Abb., 6 Tab., 12 Taf., 1995. DM 76,–.

Band 175 / Rolf Kohring & Thomas Schlüter (eds.): Current Geoscientific Research in Uganda and Tanzania. 166 pp., 6 pls., 18 tabs., 92 figs., 1995. DM 86,–.

Band 176 / Jörg Hettler: Bergbau und Umwelt in Papua-Neuguinea: Die Ok Tedi-Mine und das Fly River-Flußökosystem. 152 S., 29 Abb., 17 Tab., 2 Taf., 1995. DM 72,–.

Band 176-II / Jörg Hettler & Bernd Lehmann: Environmental Impact of Large-Scale Mining in Papua New Guinea: Mining Residue Disposal by the Ok Tedi Copper-Gold Mine. 52 pp., 31 figs., 17 tabs., 2 maps, 1995. DM 51,–.

Band 177* / Eckart Schrank & Mohamed I. A. Ibrahim: Cretaceous (Aptian-Maastrichtian) palynology of foraminifera-dated wells (KRM-1, AG-18) in northwestern Egypt. 44 pp., 10 text-figs., 3 tabs., 9 pls., 1995. DM 42,–.

Band 178* / Mumin Mohamud God: Climatic conditions deduced from Late Pleistocene deposits at Karin gap (NE-Somalia). 145 pp., 47 text-figs., 20 tabs., 1995. DM 53,–.

Band 179 / Sun Yong Bin: Radiogene Isotopengeochemie des Troodos-Ophioliths. Untersuchungen (Haupt- und Spurenelemente sowie Sr-, Nd- und Pb-Isotope) der zyprischen Ozeankruste. IX + 137 S., 44 Abb., 23 Tab., 1995. DM 54,–.

Band 180 / Sabine Dietrich: Strukturierung Eisen-Mangan-haltiger Schlämme durch komplexe dynamische Prozesse. Ein Beitrag zur frühdiagenetischen Bildung von Mineralgefügen durch Selbstorganisation. 86 S., 25 Abb., 5 Tab., 1996. DM 52,–.

Band 181 / Gabriel González López:** Evolución Tectónica de la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Chile): Con especial referencia a las deformaciones sinmagmáticas del Jurásico-Cretácico Inferior. IX + 111 pp., 47 figs., 12 tabs., 1996. DM 53,–.

Band 182 / Stephan Hannappel: Die Beschaffenheit des Grundwassers in den hydrogeologischen Strukturen der neuen Bundesländer. 151 S., 93 Abb., 29 Tab., 1996. DM 54,–.

Band 183 / Jörg Hettler, Bernd Lehmann & Luis LeMarie Ch.: Environmental Problems of Petroleum Production in the Amazon Lowland of Ecuador. 71 pp., 39 figs., 12 tabs., appendices 1–3, 1996. DM 32,–.

Band 184 / Christian-Peter Kisten: Mineralogische und geochemische Untersuchungen zur Beständigkeit tonmineralischer Dichtmassen. Fallbeispiele: Geschiebemergel/hochplastische Tone. VIII + 81 S., 48 Abb., 24 Tab., 1996. DM 49,–.

Band 185 / Jürgen Adam: Kinematik und Dynamik des neogenen Falten- und Deckengürtels in Sizilien. Quantifizierung neotektonischer Deformationsprozesse in der zentralmediterranen Afro-Europäischen Konvergenzzone. 171 S., 56 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 1996. DM 62,–.

Band 186* / Petr Vrbka: Hydrogeologische und isotopenhydrologische Untersuchungen zu regionalen Problemen der GW-Neubildung, der GW-Zirkulation und des Wasserhaushaltes im Nordsudan. 158 S., zahlr. Abb. und Tab., 1996. DM 57,–.

Band 187 / Julia-Francisca Schüle: Untersuchungen an deutschen und spanischen Böden zu Sorptions- und Abbauprozessen der Pflanzenschutzmittel Terbuthylazin und Parathion-Ethyl. XI + 77 S., 28 Abb., 31 Tab., 1996. DM 43,–.

Band 188 / Harm Schultz: Analyse der variszisch-apenninischen Deformationsgeschichte des paläozoischen Basements der Apuaner Alpen (Toskana, Italien). 108 S., 50 Abb., 10 Taf., Anhang A–F, 1996. DM 66,–.

Band 189 / Mathias Dörr:** Der Arcas-Fächer und sein Erosionsgebiet in Nordchile: Bilanz einer exogenen Massenverlagerung. 121 S., 35 Abb., 12 Tab., 5 Taf., 1996. DM 66,–.

* Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 69: Geowissenschaftl. Probleme in ariden Gebieten
** Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 267: Deformationsprozesse in den Anden

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN
Freie Universität Berlin · Technische Universität Berlin · Technische Fachhochschule Berlin

Noch erhältlich sind:

Reihe B: Geophysik

Band 2 / Peter Giese: Versuche einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-Kurven sowie eine geologische Deutung. 218 S., 83 Abb., 1965. DM 40,–.

Band 3 / Joachim Meyer: Zur Modulation der erdmagnetischen Aktivität. 72 S., 26 Abb., 1973. DM 18,–.

Band 5 / Detlef Damaske: Der Weltzeitgang der erdmagnetischen Aktivität als magnetosphärischer Modulationseffekt. 75 S., 33 Abb., 1976. DM 20,–.

Band 6 / Michael Leppin: Modellversuche zur erdmagnetischen und magnetotellurischen Tiefensondierung mit Hilfe eines elektrolytischen Troges. 68 S., 39 Abb., 1977. DM 19,–.

Band 7 / Hussein El-Ali: Geothermische Modelle für ein Profil zwischen Südadria und Thyrrhenis. 51 S., 20 Abb., 1978. DM 18,–.

Band 8 / Gerhard Schwarz: Die elektrische Leitfähigkeit in der Toskana und ein daraus abgeleitetes geothermisches Modell – insbesondere für die Anomalie von Travale. 95 S., 52 Abb., 1 Tab., 1984. DM 29,–.

Band 9 / Peter J. Wigger: Die Krustenstruktur des Nordappennins und angrenzender Gebiete mit besonderer Berücksichtigung der geothermischen Anomalie der Toskana. 87 S., 69 Abb., 1984. DM 29,–.

Band 10 / Mohammed Mehdi Mostaanpour: Einheitliche Auswertung krustenseismischer Daten in Westeuropa. Darstellung von Krustenparametern und Laufzeitanomalien. 96 S., 21 Abb., 7 Tab., 1984. DM 45,–.

Band 11 / Nikolaus Klever: Stationäre Konvektion in porösen Medien – numerische Untersuchungen an unterschiedlichen Fragestellungen aus der Hydrothermik und der Schneemetamorphose. 114 S., 78 Abb., 7 Tab., 1984. DM 31,–.

Band 12 / Horst Letz: Seismizität in Irian Jaya (West-Neuguinea), Indonesien, und ihre tektonische Bedeutung. 108 S., 39 Abb., 12 Tab., 2 Kart., 1985. DM 44,–.

Band 13 / Gerhard Jentzsch: Auflastgezeiten in Fennoskandien. 184 S., 77 Abb., 36 Tab., 1986. DM 66,–.

Band 14 / Hans-Peter Plag: A Regional Study of Norwegian Coastal Long-Period Sea-Level Variations and Their Causes. 175 pp., 76 figs., 57 tbls., 1988. DM 69,–.

Band 15 / Günter Asch: Die Registrierung langperiodischer Signale mit geophysikalischen Sensoren hoher Dynamik. 87 S., 81 Abb., 8 Tab., 1988. DM 52,–.

Band 16 / Thomas Jahr: Gezeitengravimetrie in Dänemark. 137 S., 56 Abb., 30 Tab., 1989. DM 39,–.

Band 18 / Hermann Buness: Krustale Kollisionsstrukturen an den Rändern der nordwestlichen Adriaplatte. 221 S., 194 Abb., 5 Tab., 1992. DM 78,–.

Band 19/Mathias Delleske: Zur Schwerefeldseparation mittels 3D-Modellrechnungen im Hochgebirge. 74 S., 43 Abb., 17 Tab., 1993. DM 76,–.

Band 21/Detlef Krüger: Modellierungen zur Struktur elektrisch leitfähiger Zonen in den südlichen zentralen Anden. 91 S., 60 Abb., 1994. DM 67,–.

Band 22/Christian Klesper: Die rechnergestützte Modellierung eines 3D-Flächenverbandes der Erftscholle (Niederrheinische Bucht). 117 S., 51 Abb., 1994. DM 69,–.

Band 23 / Pedro R. Kress: Tectonic Inversion of the Subandean Foreland – a Combined Geophysical and Geological Approach. 127 pp., 52 figs., 5 tabs., 1995. DM 63,–.

Band 24 / Angelika-Maria Wulff: Absorptionsmechanismen bei Ultraschallwellen in fluidhaltigen Sandsteinen unter verschiedenen Druckbedingungen. 172 S., 59 Abb., 3 Tab., 1995. DM 69,–.

Band 25 / Andreas Kirchner:** 3D-Dichtemodellierung zur Anpassung des Schwere- und des Schwerepotentialfeldes der zentralen Anden. 98 S., 57 Abb., 1997. DM 57,–.

** Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 267: Deformationsprozesse in den Anden

Das vollständige Verzeichnis der lieferbaren Titel der Reihen A, B, C, D und E ist erhältlich bei:

Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin
Fax: (0) 30-776 20 34
Tel.: (0) 30-779 23 60
Malteserstraße 74–100
Bibliothek, Haus C
D-12249 Berlin