



Ralph Hinsch

Frontale Akkretion und Verformungsaufteilung eines gebogenen Falten- und Überschiebungsgürtels

Räumliche Strukturanalyse
im Subandin Boliviens

Scientific Technical Report STR01/15

Erstgutachter: Prof. Dr. O. Oncken
Zweitgutachter: Prof. Dr. C. Heubeck

Impressum

GeoForschungsZentrum Potsdam
Telegrafenberg
D-14473 Potsdam

e-mail: postmaster@gfz-potsdam.de
www: <http://www.gfz-potsdam.de>

Gedruckt in Potsdam
November 2001

Ralph Hinsch

**Frontale Akkretion und
Verformungsaufteilung eines
gebogenen Falten- und
Überschiebungsgürtels**

Räumliche Strukturanalyse im Subandin Boliviens

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrads
im Fachbereich Geowissenschaften

an der
Freien Universität Berlin
2001

Scientific Technical Report STR01/15

Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	7
Vorwort	9
1 Einführung, Fragestellung und Zielsetzung	10
2 Struktur und Entwicklung der Zentralen Anden und ihres östlichen Vorlandes	12
2.1 Zentrale Anden	12
2.1.1 Struktur	13
2.1.2 Entwicklung	15
2.2 Die Bolivianische Orocline und der östliche <i>backarc</i> Bereich	15
2.2.1 Bolivianische Orocline	16
2.2.2 Die Ostfront der Bolivianischen Orocline	17
2.2.3 Kinematik, Spannung, Seimizität und Niederschlag	18
2.3 Struktur und Beckenentwicklung des Vorlandes (16° - 18°S)	19
2.3.1 Präkambrium-Kambrium	19
2.3.2 Phanerozoikum	20
2.4 Lithostratigraphie und reflexionsseismische Abbildungseigenschaften	24
2.4.1 Stratigraphische Abfolge	25
2.4.2 Abbildungseigenschaften der kartierten lithostratigraphischen Einheiten	26
3 Datengrundlage und Methodik	29
3.1 Datengrundlage	29
3.1.1 2-D reflexionsseismische Datensätze	29
3.1.2 3-D reflexionsseismischer Datensatz	29
3.1.3 Bohrprotokolle und synthetische Seismogramme	29
3.1.4 Satellitenbilder	29
3.1.5 Karten und verwendete Projektion	31
3.2 Methodik	31
3.2.1 Geschwindigkeitsmodell und Tiefenkonvertierung	31
3.2.2 Vertikale und horizontale Auflösung der seismischen Profile	34
3.2.3 Satellitenbild und Drainagenetz –Auswertung	36
4 Interpretation	37
4.1 Grundgebirge	37
4.2 Vorland	41
4.2.1 Falten und Monoklinen im Vorland	41
4.2.2 Abschiebungen im Vorland	42
4.2.3 Fazit	44
4.3 Boomerang Hills Überschiebungseinheit	45
4.3.1 Frontale Spitze der Überschiebungseinheit	45
4.3.2 Laterale Deformationszone	47
4.3.3 Übergang Subandine Zone - Vorgebirgszone	57
4.3.4 Fazit	58

5	Bilanzierung und Modellierung	59
5.1	Vorland	59
5.1.1	<i>Lokalisierung der Extension und Extensionsbetrag</i>	59
5.2	Boomerang Hills Überschiebungseinheit	59
5.2.1	<i>Frontale Deformationsfront</i>	59
5.2.2	<i>Strukturvalidierung Übergang Subandine Zone – Vorgebirgszone</i>	62
5.2.3	<i>Strukturmodellierung von Blattverschiebungen aus reflexionsseismischen Profilen</i> ..	63
5.2.4	<i>Lokalisierung der Deformationsfront und Verformungsaufteilung</i>	65
5.2.5	<i>Flächenrestaurierung und Verschiebungsfeld</i>	67
5.2.6	<i>Bestimmung des kritischen Keilwinkels</i>	74
6	Diskussion und Schlußfolgerungen	79
6.1	Vorland	79
6.1.1	<i>Flexurelle Extension</i>	79
6.1.2	<i>Blockbewegungen</i>	80
6.2	Boomerang Hills Überschiebungseinheit	82
6.2.1	<i>Keilwinkel und Deformationslokalisierung</i>	82
6.2.2	<i>Deformationsaufteilung zwischen Chapare und Santa Cruz Bogen</i>	83
6.2.3	<i>Wichtung der Steuerungsfaktoren für die Akkretion der Boomerang Hills Einheit</i> ...	86
6.3	Struktur und Entwicklung der östlichen Bolivianischen Orocline.....	87
6.3.1	<i>Exogene und endogene Faktoren</i>	87
6.3.2	<i>Hauptüberschiebungen und basale Akkretion</i>	88
6.3.3	<i>Basale Akkretion von Vortiefenmaterial im Chapare?</i>	89
6.3.4	<i>Seismizität und Kinematik</i>	91
6.3.5	<i>Indentation des Brasilianischen Schildes in die östlichen Anden</i>	93
6.4	Vergleiche	93
6.4.1	<i>Thin-skinned Blattverschiebungen</i>	93
6.4.2	<i>Kontrollierende Einflüsse auf frontale Akkretion und gebogene Falten- und Überschiebungsgürtel</i>	95
6.5	Schlußfolgerungen.....	102
6.6	Bewertung, Ausblick und Ansätze für weiterführende Studien	102
	Anhang	104
	Anhang A.....	104
	Anhang B.....	105
	Anhang C.....	108
	Anhang D.....	109
	Abbildungsverzeichnis	113
	Literaturverzeichnis	119
	Lebenslauf	128

Zusammenfassung

Die Beobachtung initialer Deformationsstadien in Falten- und Überschiebungsgürteln und somit die Ableitung der Faktoren, welche für diese erste Deformation maßgeblich sind, ist nur in sehr wenigen Fallbeispielen oder in experimentellen Studien möglich und bearbeitet worden. Insbesondere räumliche Wechselwirkungen bei der kinematischen Entwicklung gebogener Falten- und Überschiebungsgürtel und in Segmenten, in denen die Deformationsfront nicht orthogonal zur Konvergenzrichtung steht, sind kaum systematisch untersucht.

Ein hervorragendes natürliches Untersuchungsobjekt in einer solchen Position findet sich an der Ostseite der zentralen Anden. Dort stellt die Boomerang Hills Region (BHR), Fallbeispiel der vorliegenden Arbeit, ein Gebiet schiefer Einengung dar, welches durch ein nach S abtauchendes Grundgebirge und eine SW-NE gerichtete Haupteinengungsrichtung verursacht wird. Sowohl das initiale Deformationsstadium der Boomerang Hills Überschiebungseinheit als auch Struktur und Geometrie des sich anschließenden undeformierten Vorlands wurden analysiert, um daraus die Steuerungsfaktoren der Deformation ableiten zu können.

Die detaillierte Untersuchung der räumlich-zeitlichen Zusammenhänge der andinen und prä-andinen Strukturen im Bereich der Boomerang Hills Region wurde auf Basis eines dichten Netzes von 100 reflexionsseismischen Profilen (Interpretation und Strukturmodell) und anhand von Satellitenbildern unter Einbeziehung des Entwässerungsnetzes (neotektonische Aktivität) im entsprechenden Vorlandbereich durchgeführt. Anschließende Modellierungen umfassten Bilanzierungen zur Validierung interpretierter Strukturen und Quantifizierung geologischer Prozesse, die Restauration verfalteter Horizonte (Kinematik) sowie die Abschätzung des kritischen Keilwinkels (geodynamischer Zustand).

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass die Entwicklung sowohl der Boomerang Hills Überschiebungseinheit als auch der östliche Seite der Bolivianischen Orocline hauptsächlich durch paläogeographische Einflüsse gesteuert wird.

Die Untersuchung der präandinen Strukturen zeigt, dass im kristallinen Grundgebirge der BHR eine Paläostruktur aus Anti- und Synformen vorliegt. Während der frühen Entwicklung des tertiären Vorlandbeckens werden einige dieser Reflektoren in minderen Grundgebirgsaufschiebungen reaktiviert und führen zu kleinen Falten im Deckgebirge. Die Grundgebirgsbewegungen stehen vermutlich im Zusammenhang mit der Anlage des Vorlandbeckens und der Migration der Vorlandbeckenschwelle in einer heterogenen Kruste.

In dem andin nicht deformierten Vorland der BHR treten etwa WNW-ESE streichende Abschiebungen auf, die eine Hauptaktivität in der mittleren Phase der Vorlandbeckensedimentation im oberen Tertiär zeigen. Näher zum Brasilianischen Kraton, sind die Abschiebungen neotektonisch aktiv. Dieses ist auf die rezente flexurellen Extension im Zusammenhang mit der Lithosphärenbiegung der unterschobenen Südamerikanischen Platte zurückzuführen. Der Extensionsbetrag des Vorlandes liegt bei 1.1-1.5%.

Der südliche Bereich der BHR ist durch eine junge, sich entwickelnde Überschiebungseinheit gekennzeichnet, deren Deformationsfront in zwei Domänen unterteilt werden kann: (1) Ein W-E bis NW-SE verlaufender frontaler Bereich, in dem die Strukturen mehr oder weniger orthogonal zur Haupteinengungsrichtung orientiert sind, besteht aus einem System aus Überschiebungen mit assoziierten Sattelstrukturen. Mindestens 1400-2000 m Verkürzung werden in diesem Bereich auf dem basalen Abscherhorizont akkomodiert. (2) Ein WSW-ENE streichender lateraler Bereich, der schräg zur SW-NE orientierten Haupteinengungsrichtung liegt, wird aus einem komplexen System von Blattverschiebungen, die mit dem Abscherhorizont in Verbindung stehen, sowie kleineren Falten aufgebaut.

Die Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit ist entlang einer Kante, die etwa mit dem Rand des paläozoischen Becken zusammenfällt lokalisiert. Auffällig ist, dass Störungen meist an Unregelmäßigkeiten in der Grundgebirgsmorphologie gebunden sind und die Faltenachsen etwa parallel zu den Isobathen des nach Süden einfallenden Grundgebirges streichen.

Die Ausrichtung der Deformationsfront und der lateral variierende strukturelle Stil stellen das Resultat von Deformationslokalisation und Verformungsaufteilung dar. Aufgrund der fehlenden Möglichkeit, nahe der Erdoberfläche nicht-orthogonale Einengung durch schräge Aufschiebungen zu kompensieren, wird eine Verformungsaufteilung entlang der Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit erzwungen. Dabei wird deren N 35° gerichtete Transportrichtung in eine tangentielle und eine orthogonale

Komponente in Bezug zum Grundgebirgsschieben aufgeteilt und durch konvergente und seitenverschiebende Strukturen abgebaut, welche durch den gemeinsamen Abscherhorizont miteinander in Verbindung stehen.

Die Interpretation des faltenbezogenen Partikelverschiebungsfeldes zeigt dass die Boomerang Hills Überschiebungseinheit ein System linkslateraler Scherung darstellt, verursacht durch den unterschiedlich lokalisierten Abbau der N 35° gerichtete Transportrichtung entlang der schräg orientierten Deformationszone.

Die N 35° Transportrichtung der Boomerang Hills Überschiebungseinheit selber stellt wiederum das Resultat einer Verformungsaufteilung als orthogonale Komponente in Bezug auf die WNW-ESE streichende Subandinen Zone dar, während die tangentielle Komponente am rückwärtigen Ende der Boomerang Hills Überschiebungseinheit durch eine positive Blumenstruktur kompensiert und die Verformungsaufteilung wiederum durch den gemeinsamen Abscherhorizont ermöglicht wird.

Die Analyse der Keilform der abgescherten Sedimente zeigt, dass diese ohne wesentliche Interdeformation in Richtung Vorland geschoben werden können. Die Änderung des vorgegebenen Keilwinkels an der Grundgebirgsschwelle nahe des paläozoischen Beckenrandes ist daher der wichtigste Faktor, welcher zu einer Lokalisation der Deformation führt. Ein untergeordneter Einfluss geht von kleineren Unregelmäßigkeiten in der Grundgebirgsoberfläche aus wie z.B. den kleineren Falten der frühen Vorlandbeckenentwicklung, an denen sich Störungen lokalisieren.

Sowohl im Andenknicke als auch in herangezogenen experimentellen und natürlichen Vergleichsstudien zeigt sich, dass aufgrund der Verformungsaufteilung nahe der Deformationsfront die orthogonal zur Bewegungsrichtung orientierten Abschnitte schneller als die schräg orientierten Segmente wachsen können. Dieses kann zu einer Verstärkung der bereits vorliegenden Krümmung des Überschiebungsgürtels führen.

Verformungsaufteilung wird durch die Lokalisation der Deformation in eine Richtung nicht orthogonal zur Einengung verursacht. Deshalb sind die Faktoren, welche diese Deformationslokalisierung steuern, die wichtigsten für die Kontrolle der frontale Akkretion in einem gebogenen Überschiebungsgürtel.

Aufbauend auf diesen Ergebnissen wird für die Entwicklung der Subandinen Zone, die zu der WNW-ESE Orientierung zwischen dem Chapare und Santa Cruz führt, eine starke paläogeographische Kontrolle der Deformation durch die Beckengeometrie des frühpaläozoischen, ordovizischen Riftbeckens angenommen. Es kann gezeigt werden, dass (a) der bisher angenommene Deformationsstil von Hauptüberschiebungen in dieser Region fraglich, und (b) im Chapare mit einer basalen Akkretion von Vortiefensedimenten zu rechnen ist. Bisher angenommen Verkürzungsbeträge Chapare sind somit wahrscheinlich massiv unterschätzt worden.

Abstract

Deformation processes in the early deformation stages of thrusting in growing fold-and-thrust belts and the role of factors controlling and localizing the deformation are still not well understood. There are only few natural examples or experimental studies to allow the identification of factors controlling initial states of deformation. In particular, the spatial interactions in curved fold-and-thrust belts or in segments striking obliquely to the convergence direction are rarely systematically examined.

The Boomerang Hills Region (BHR), located at the eastern flank of the Central Andes close to the axis of the Bolivian Orocline, is an appropriate area to study such problems. There, oblique contraction is caused by a south-dipping basement interacting with a WSW-ENE to SW-NE convergence direction. In order to infer the controlling factors of deformation, the structural pattern associated with the active development of a new thrust sheet and the structural history of the adjacent foreland was examined.

The detailed spatial-temporal relationships of Andean and pre-Andean structures within the BHR were investigated using a dense network of 100 reflection-seismic profiles for subsurface interpretation and structural modeling. In addition, satellite images and drainage pattern were interpreted to infer neotectonic activity. Modeling techniques included cross section balancing for validation and quantification of geological processes, horizon unfolding for kinematical interpretation, and critical taper estimates to derive the possible dynamic status.

Results show that the main factor controlling the evolution of the Boomerang Hills Thrust Unit and the eastern flank of the Bolivian Orocline are paleogeographic features. The crystalline basement of the BHR comprises an inherited structure of several syn- and antiforms. Some of these structures were partly reactivated as minor reverse faults with associated small folds in the sedimentary cover at an early stage of the Tertiary foreland basin evolution. Basement faulting is probably a result of spatial problems linked to the initiation of a foreland basin in a heterogeneous crust.

WNW-ESE striking normal faults were active in the foreland of the BHR in the Late Tertiary and show maximum activity during the intermediate state of foreland basin sedimentation. Further to the north, closer to the Brazilian Craton, normal faults are presently active. Foreland extension sums to 1.1%-1.5% and results from minor flexural extension due to bending of the Brazilian Shield lithosphere through Andean orogenic loading.

The southern part of the BHR is represented by a young, evolving thrust sheet. Two zones can be differentiated along the Andean deformation front: (1) a W-E to NW-SE-striking frontal segment of predominantly orthogonal shortening, comprising a thrust / anticline system and accommodating at least 1400-2000 m horizontal shortening on the basal decollement ; (2) A WSW-ENE-striking lateral zone of oblique shortening comprised by a complex system of thin-skinned strike-slip faults and minor folds.

The deformation front always follows a pronounced edge in the topography of the top basement surface close to the boundary of the Paleozoic basin. Usually, faults are located close to asperities in the top basement surface; fold axes trend parallel to the contours of basement depth.

The orientation of the deformation front as well as the laterally varying structural style is the result of deformation localization and strain partitioning. Because of the impossibility to accommodate non-orthogonal contraction by oblique faulting close to the surface, strain partitioning must occur along the deformation front. Consequently, a N 35°E thrusting direction is divided into orthogonal and tangential components, both with respect to the orientation of the deformation front and to depth contours of the basement. The two components are accommodated by convergent and strike-slip structures, respectively, which join via a common detachment horizon.

The Boomerang Hills Thrust Unit is affected by left-lateral shear as interpreted from the particle displacement field of an unfolded horizon. This shear is invoked by the spatially distributed accommodation of thrust movement along the obliquely striking deformation front.

The N 35° thrusting direction of the Boomerang Hills Thrust Unit represents the orthogonal component of strain partitioning caused by the WNW-ESE orientation of the Subandean Zone with respect to a WSW-ENE convergence between the Andes and the Brazilian shield. The tangential component is compensated at the back of the Boomerang Hills Thrust Unit where a positive flower structure is present and strain partitioning is made possible via the detachment horizon.

Critical taper analysis shows that thrusting on the south-dipping basement is possible without any substantial internal deformation due to the wedge shape of the sedimentary prism. Therefore, the most important factor controlling the localization of the deformation front is the loss of critical taper at a pronounced edge along the Paleozoic basin boundary. Secondary reasons for deformation localization are small asperities in/close to the top of the basement, e.g. small folds of the early foredeep evolution.

Strain partitioning may also play a major role for the evolution of the eastern border of the Bolivian Orocline and in other curved fold-and-thrust belts as discussed for natural and experimental examples. Generally, orthogonal accreting segments evolve faster than obliquely orientated segments due to strain partitioning at the deformation front, hence leading to an increase in the curvature of the belt.

Strain partitioning itself is caused by the orientation of the deformation front with respect to the shortening direction. Thus, factors controlling the localization of the deformation front, i.e. paleogeographic features, dominantly control the evolution of curved fold-and-thrust belts.

For the eastern flank of the Bolivian Orocline it is postulated that an early Paleozoic rift basin exerts paleogeographic control on Andean deformation, leading to the WNW-ESE orientation of the Subandean Zone between the Chapare and Santa Cruz. Based on map interpretation it is suggested that (a) the previously assumed style of deformation using main thrusts is questionable for this segment of the Andes and (b) deformation involving basally accreting foredeep sediments has to be taken into account. Previously assumed estimates of shortening for the Chapare area in the northern limb of the Bolivian Orocline may therefore be significantly low.

Vorwort

Diese Arbeit fasst die wesentlichen Ergebnisse eines Kooperationsprojektes zwischen der bolivianischen Mineralölgesellschaft ANDINA S.A, Santa Cruz und dem GeoForschungsZentrum Potsdam zusammen. Die Kooperation wurde auf Anregung von ANDINA S.A. initiiert um die Zusammenhänge zwischen Andenorogenese und Strukturentwicklung im Bereich der Vorberge der Anden besser zu verstehen.

Die vorliegende Arbeit ist dem Fachgebiet der Strukturgeologie zuzuordnen, deren aktuelle Diskussion in Fachzeitschriften in der Regel in englischer Sprache geführt wird. Dementsprechend stellt sich das Problem, wie im Rahmen dieser Arbeit mit den vielen englischen Fachbegriffen verfahren werden soll. In der Regel wurden deutsche Übersetzungen oder Begriffe verwendet. Um Missverständnissen vorzubeugen, wird den deutschen Begriffen teilweise der englische Begriff kursiv in Klammern nachgestellt. Scheint keine Übersetzung sinnvoll, wird der englische Fachbegriff kursiv im Text verwendet. Nicht kursiv geschriebene englische Fachtermini wie z.B. Pop-up Struktur entstammen Übersetzungen aus deutschsprachigen Lehrbüchern, welche diese Begriffe bereits „eingedeutscht“ haben (z.B. Eisbacher, 1996). In Abbildungen werden englische Begriffe verwendet, um auch nicht-deutschsprachigen Lesern in Kombination mit der englischen Zusammenfassung einen Überblick über die Arbeit zu ermöglichen.

Danksagung

Für die Finanzierung meiner Doktorandenstelle und die geophysikalischen und geologischen Daten fühle ich mich ANDINA S.A. zu Dank verpflichtet.

Besonders möchte ich Onno Oncken für die Betreuung der Arbeit und für viele Anregungen danken. Bei Christoph Heubeck bedanke ich mich für hilfreiche Tipps und die Übernahme des Zweitgutachtens.

Christoph Gaedicke war verantwortlich für die Initiierung der Kooperation mit ANDINA. Ein herzliches Dankeschön für die Betreuung in der ersten Phase der Dissertation und für eine schöne Zeit, nicht nur in Bolivien. Mein herzlichster Dank geht an Charlotte Krawczyk, die in der entscheidenden Phase auf vielfältige Weise zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat und somit den Hauptteil der Betreuung und Zusammenarbeit übernommen hat.

Ralf Freitag danke ich für die vielen anregenden Diskussionen und lustige Abende in Potsdam und die Geduld, dass er mich im letzten Jahr des Zusammenschreibens in einem Zimmer ertragen hat und deshalb zum Rauchen auf dem Balkon musste. Katrin Huhn gewährte einen Einblick in geophysikalische Sichtweisen und lenkte mit vielen schönen Abenden angenehm von der Arbeit ab. Claus Milkereit danke ich ebenfalls für seine Hilfsbereitschaft und viel Entspannung in Potsdam West. Jürgen Adam war ein wichtiger Diskussionspartner und unerschöpflicher Wissenspool. Ein ebenso wertvoller wie hilfsbereiter Ansprechpartner war auch Tim Vietor. Ein großer Dank geht auch an David Hindle, der mich in einige Problematiken gebogener Orogene und in die UNFOLD Technik einführte. Jo Lohrmann hatte, wie schon in Hamburg, immer ein offenes Ohr für geologische und ungeologische Probleme. Klaus Pelz danke ich für fachliche und menschliche Gespräche. Mit-gOadianer Andreas Plesch gab zahlreiche Tipps und Anregungen zu Beginn der Strukturmodellierung. Kirsten Elger danke ich für ihre stete Hilfsbereitschaft und für die unvergessliche Tour durch die Westkordillere und übers Altiplano. Manfred Stiller half mit geophysikalischem Wissen und Computerunterstützung in der Frühphase des Projektes. Die Nutzung der Infrastruktur des DFG Sonderforschungsbereich 267 "Deformationsprozesse in den Anden" sowie viele Diskussionen mit den beteiligten Wissenschaftlern waren eine große Hilfe. Anregungen kamen auch von vielen weiteren Kollegen des Projektbereiches 3.1 am GFZ in zahlreichen Diskussionen. Ein großer Dank geht an Elisabeth Ballek für das Korrekturlesen des Manuskriptes.

Für angenehme Ablenkung von der Arbeit sorgte auch die GFZ Volleyballgruppe, insbesondere Michael Köhler und Dirk Leuschner sowie viele weitere, die ich hier nicht alle auflisten kann.

Ein ganz besonderer herzlicher Dank geht an meine Freundin Sabine Ployhar und meine Familie, die mir in dieser Zeit beistanden.

1 Einführung, Fragestellung und Zielsetzung

In der Literatur finden sich zahlreiche Beschreibungen der Deformationsstrukturen in Falten- und Überschiebungsgürteln. Die Struktur wird dabei in der Regel in Profilen visualisiert, die auf Daten aus der Feldaufnahme in erodierten und aufgeschlossenen Überschiebungssystemen basieren (z.B. Boyer, 1986; Lageson, 1984; Boyer und Elliot, 1982; Pfiffner, 1981 und viele mehr). Zusätzliche Informationen kommen in jüngerer Zeit häufig aus seismischen Profilen (z.B. Farmor, 1999; Evans, 1989; Mitra 1988). Die betrachteten Strukturen stellen fast ausnahmslos fortgeschrittene Stadien der Entwicklung oder finite Deformationszustände dar. Die Ableitung der Steuerungsfaktoren der beobachteten Deformation ist aufgrund der Überlagerung mehrerer Deformationsinkremente häufig nicht mehr möglich. Insbesondere in gebogenen Falten- und Überschiebungsgürteln oder Überschiebungssystemen, die offensichtlich in Bereichen nicht-orthogonaler Einengung entstehen, ist es kaum möglich, die Steuerungsfaktoren für die frontale Akkretion aus dem finiten Verformungszustand abzuleiten. Zwar bietet die Rekonstruktion der Deformationsgeschichte mittels Verformungspfaden Möglichkeiten, die Kinematik des Überschiebungssystems zu beschreiben (z.B. Thorbjørnsen und Dunne, 1997; Armstrong und Bartley, 1993; Coward und Potts, 1983; Sanderson, 1982), die ursprüngliche Geometrie des Gesamtsystems und ihr Einfluss auf die frühe Verformungsgeschichte bleiben jedoch meist unbekannt. Weiterhin bieten z. B. experimentelle Studien Möglichkeiten, gegenseitige Abhängigkeiten von Steuerungsfaktoren zu untersuchen. Diese berücksichtigen in der Regel allerdings nur 2-D Prozesse oder stark vereinfachte Geometrien (u.a. Gutscher et al., 1998b; Chaleron et al., 1995; Mäkel und Walters, 1993; Mulugeta, 1988).

In dieser Arbeit werden deshalb sowohl das initiale Deformationsstadium einer Überschiebungseinheit als auch Struktur und Geometrie des undeformierten Vorlands der Zentralen Anden untersucht, um daraus die Steuerungsfaktoren für die Deformation in einem gebogenen Falten- und Überschiebungsgürtel ableiten zu können.

Die östliche Seite der Zentralen Anden wird von einem breiten Falten- und Überschiebungsgürtel flankiert (Roeder und Chamberlain, 1995; Baby et al., 1992; Scheffels 1988; Roeder, 1988), der, wie die Zentralen Anden selbst, zwischen 17° und 18° S von einem NW-SE in einen N-S Trend umbiegt. Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, die Boomerang Hills Region, liegt am Ostrand des Andenknickes im Übergangsbereich des subandinen Falten- und Überschiebungsgürtels in das undeformierte Vorlandbecken. Frühere Arbeiten haben gezeigt, dass in der Region ein komplexes Deformationsmuster aus offenen Falten und Auf- und Abschiebungen vorliegt, das auf andine und präandine Deformationen zurückgeführt werden kann (Welsink et al., 1995). Baby et al. (1993, 1994) erkannten, dass die Boomerang Hills Region ein Gebiet schiefer Einengung darstellt, das durch ein nach S abtauchendes Grundgebirge und eine SW-NE gerichtete Haupteinengungsrichtung verursacht wird. In einem einfachen Analogversuch wird die Boomerang Hills Region als eine Rampe simuliert, an der Sedimente schräg aufgeschoben werden (Baby et al., 1994). Dieses Ergebnis wird dem beobachteten, komplexen Deformationsmuster nur ungenügend gerecht und es bleibt unklar, wie die schiefe Einengung von den Strukturen kompensiert wird.

Für die vorliegende Arbeit wurden im Rahmen einer Kooperation zwischen dem GeoForschungsZentrum Potsdam und der bolivianischen Mineralölgesellschaft ANDINA S.A. ein dichtes Netz aus 100 reflexionsseismischen 2-D Profilen sowie ein reflexionsseismischer 3-D Datensatz aus der Boomerang Hills Region von dem Industriepartner zur Verfügung gestellt. Sowohl die Lage des Untersuchungsgebiets an der Deformationsfront im Andenknick als auch die räumliche Auflösung andiner und präandiner Deformationsstrukturen mit den seismischen Daten machen die Boomerang Hills Region zu einem hervorragenden Untersuchungsobjekt für die Prozesse bei der frontalen Akkretion in gebogenen Falten- und Überschiebungsgürteln.

Im Folgenden werden zunächst alle wichtigen Aspekte der strukturellen und sedimentären Entwicklung im Bereich der Zentralen Anden und des Vorlandes zusammengefasst, da diese für die rezente andine Entwicklung von Bedeutung sind (Kapitel 2). Im Anschluss an die Einführung in die Datengrundlage und die verwendeten Methoden (Kapitel 3) wird die strukturelle Entwicklung der Boomerang Hills Region, aufgegliedert in drei Strukturdomänen, schwerpunktmäßig anhand der Interpretation reflexionsseismischer Daten untersucht (Kapitel 4). Die Ergebnisse werden durch Bilanzieretechniken, kinematische und dynamische Modellierungen vervollständigt und überprüft (Kapitel 5), um daraus die Steuerungsmechanismen der frontalen Akkretion abzuleiten und diese im Zusammenhang mit der Entwicklung der Ostseite des Andenknickes und den Ergebnissen anderer Arbeiten aus schief konvergierenden und gebogenen Überschiebungsgürteln zu diskutieren (Kapitel 6).

2 Struktur und Entwicklung der Zentralen Anden und ihres östlichen Vorlandes

Das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet befindet sich am östlichen Rand der Zentralen Anden in Bolivien (Abb. 2-1 B). Als Diskussionsgrundlage für die regionale Geologie erfolgt deshalb in diesem Kapitel die Einführung in den strukturellen Bau und die Entstehung der Zentralen Anden. Anschließend wird auf die paläogeographisch-strukturelle Entwicklung des Vorlandes eingegangen, da dessen mechanische Strukturierung für die konvergente andine Deformation einen wichtigen Randparameter darstellt.

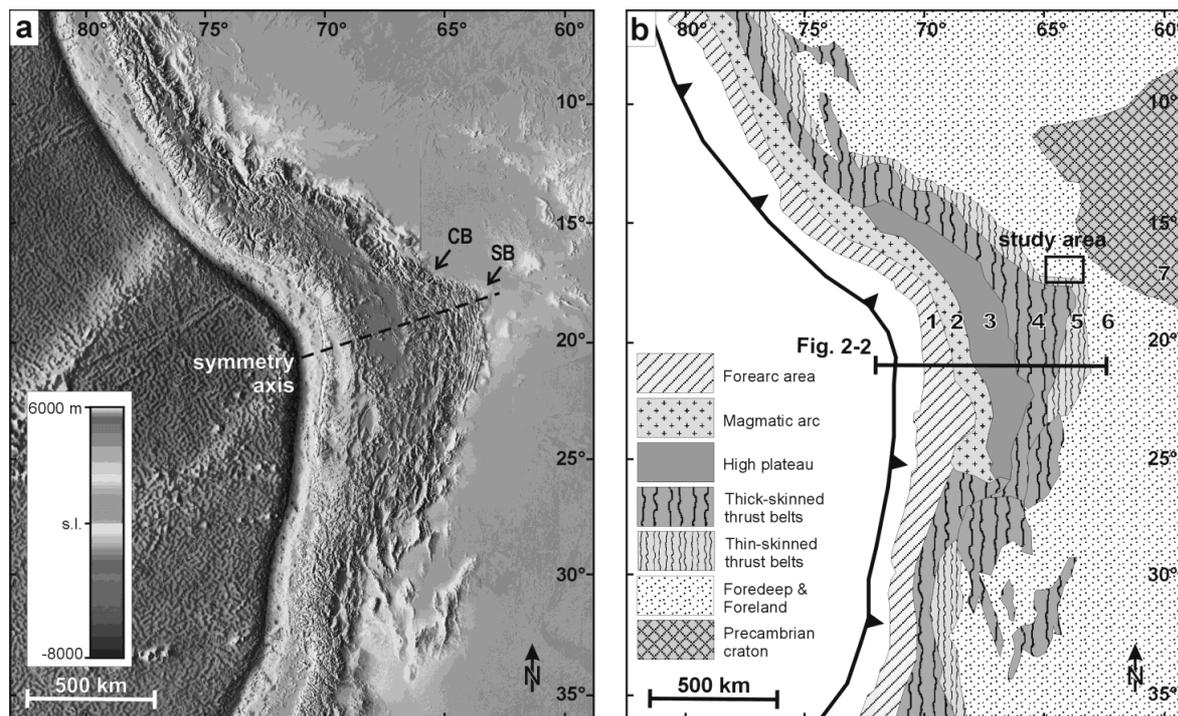


Abb. 2-1 Topographie und Struktur der Zentralen Anden: A) Digitales Höhenmodell (USGS GTOPO30) als Reliefdarstellung. SB: Santa Cruz Bend, CB: Chapare Bend, Symmetrieachse nach Gephart (1994), s.l.: Meeresspiegel; B) Strukturelle und morphotektonische Gliederung im Bereich der Zentralen Anden. 1: Küstenkordillere, Längstal und Präkordillere, 2: Westkordillere, 3: Altiplano und Puna, 4: Ostkordillere, 5: Subandine Ketten, 6: Chaco Becken, 7: Brasilianischer/Guaporé Kraton (kompiliert nach verschiedenen Autoren).

2.1 Zentrale Anden

Die circa 7500 km langen Anden sind Teil des circumpazifischen Systems aktiver Plattengrenzen und namengebend für den Typ des andinen aktiven Plattenrandes. Bei dem andinen Typus wird eine ozeanische Lithosphärenplatte unter eine kontinentale Platte subduziert; es kommt zur morphologischen Ausbildung eines Gebirges auf der Oberplatte. Während man die nordamerikanischen Kordilleren zu einem Grossteil auf die Akkretion von Terranen am aktiven Kontinentrand zurückführt (u.a. Ben-Avraham et al., 1981), wurde die Entstehung der Anden ursprünglich mit subduktionsbezogener magmatischer Addition über sehr lange Zeiträume begründet (James, 1971). Untersuchungen in den letzten zwei Jahrzehnten haben allerdings gezeigt, dass für den Bereich der Zentralen Anden die tektonische Verkürzung der Oberplatte der wichtigste Faktor für die Gebirgsentstehung ist (u.a. Schmitz, 1994; Kley, 1993; Sheffels, 1990; Roeder, 1988).

Die Zentralen Anden erstrecken sich etwa zwischen 12° und 32° südlicher Breite (Abb. 2-1 A). Die Ost-West Ausdehnung des Gebirges nimmt von etwa 400 km an den nördlichen und südlichen Segmenten bis zu einer Breite von ca. 800 km im Zentrum der Zentralen Anden zu (Abb. 2-1 A). Die Zentralen Anden beherbergen mehrere Berggipfel mit über 6000 m Höhe sowie das zweitgrößte Hochplateau der Erde, das Altiplano-Puna Plateau, mit Höhen um 3600 – 4000 m. Ein weiteres charakteristisches Merkmal der Zentralen Anden ist ihr Knick bei etwa 17°-18° S, in welchem sowohl die Küstenlinie als auch die Morphologie aus einer NW-SE Richtung in eine N-S Richtung umbiegen (Abb. 2-1 A). Dieser Knick wird als Bolivianische Oroklina oder Arica Bogen bezeichnet.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit Deformationsprozessen am östlichen Rand dieses Umbiegungsbereiches.

2.1.1 Struktur

Der heutige strukturelle Bau der Zentralen Anden wird in der vereinfachten Strukturkarte (Abb. 2-1 B) und in einem Ost-West Profil bei 21°S (Abb. 2-2) deutlich. Von Osten nach Westen ergibt sich eine Gliederung des Gebirges in *forearc*, *arc* und *backarc*, wobei für den *backarc* Bereich eine weitere Unterteilung in Hochplateau (Altiplano) und Überschiebungsgürtel (Ostkordillere, Interandine und Subandine Zone) erfolgt. Östlich schließt sich ein Vorlandbecken an (Beni-Chaco Becken).

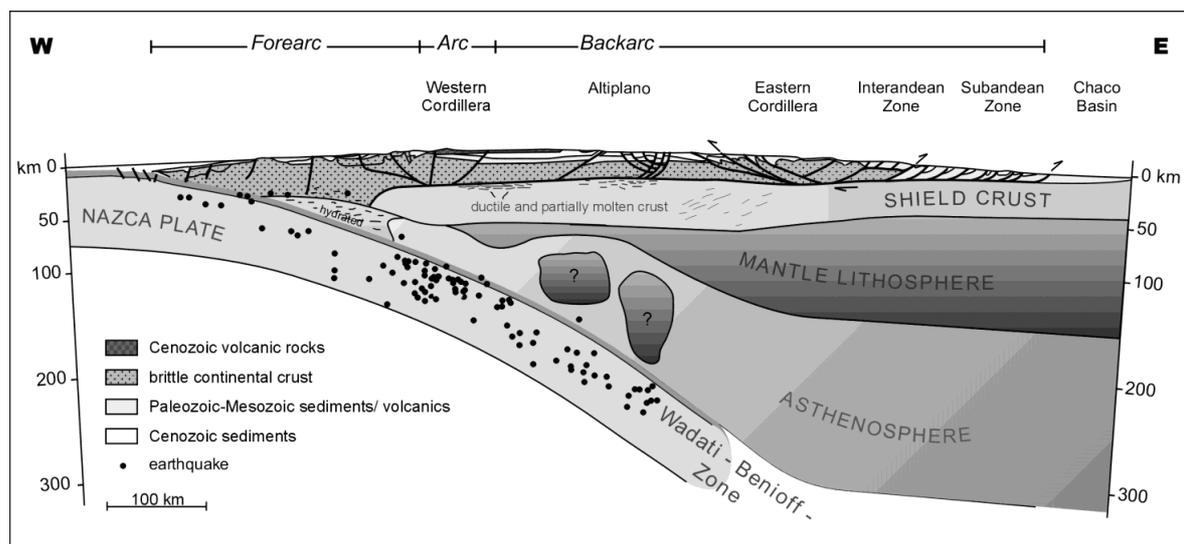


Abb. 2-2 Lithosphärenprofil durch die Zentralen Anden bei 21°S basierend auf der integrierten Interpretation geophysikalischer und geologischer Ergebnisse (nach Patzwahl et al., 1999; bearbeitet durch ANCORP-SFB267-Research-Group, 2000; Lage des Schnittes in Abb. 2-1).

Der *forearc* stellt einen Bereich kontinentaler Kruste dar, die sich hauptsächlich aus präkambrischen bis paläozoischen Gesteinen und im Mesozoikum magmatisch addierten Gesteinen zusammensetzt (Scheuber und Reutter, 1992). Östlich an den *forearc* schließt sich der rezente magmatische Bogen (*arc*) an, der die Westkordillere bildet. Auf den magmatischen Bogen und den *forearc* Bereich wird im Folgenden nicht detailliert eingegangen, da für die regionale Geologie des Untersuchungsgebietes vielmehr die Struktur und Entwicklung des *backarc* relevant sind.

Im Bereich des Altiplano Plateaus und in Teilen der angrenzenden Kordilleren ist die Kruste bis zu 70 km mächtig (Allmendinger et al., 1997; Beck et al., 1996; Goetze et al., 1994; Wigger et al., 1994; Zandt et al., 1994; James, 1971), welche u.a. durch duktil verdickte Unterkruste des Brasilianischen Schildes aufgebaut wird (Isacks, 1988). Diese Vermutung wird durch geophysikalische Messungen unterstützt, die darauf hinweisen, dass die Unterkruste des Schildes bis weit unter das Altiplano Plateau reicht (Yuan et al., 2000; Goetze et al., 1994; Wigger et al., 1994). Ebenso scheinen partielle Schmelzen oder Fluide in der Unterkruste

aufzutreten (Brasse et al., 2001; Yuan et al., 2000; Schwarz und Krüger, 1997), welche deren duktile Verformung ermöglichen. Die spröde Oberkruste wird hauptsächlich im östlichen *backarc* Bereich verkürzt, was durch eine mechanische Entkopplung von der Unterkruste ermöglicht wird (Baby et al., 1997; Kley, 1996; Roeder und Chamberlain, 1995; Schmitz, 1994; Baby et al., 1992; Sheffels, 1990). Diese Verkürzung ist größtenteils in den Überschiebungsgürteln der Ostkordillere, Interandinen Zone und Subandinen Zone lokalisiert (Abb. 2-3 A). Die Deformation der bolivianischen Subandinen Zone und der Vorgebirgszone wird allgemein als *thin-skinned* Überschiebungstektonik angesehen (Roeder und Chamberlain, 1995; Welsink et al., 1995; Baby et al., 1992, 1993, 1994). Sowohl unter den Decken der Ostkordillere als auch unter denen der Interandine Zone befinden sich Hauptüberschiebungen, die in das präkambrische Grundgebirge schneiden und dieses ebenfalls horizontal verkürzen (Abb. 2-3 B; Kley, 1999, 1996, 1993; Baby et al., 1997). Strukturell unterscheiden sich die Überschiebungsgürtel nördlich und südlich des Andenkniekes. Im Süden zeigt sich ein breiter (ca. 300 km) Überschiebungsgürtel, bei dem frontale Akkretion dominiert und in dem etwa 195-246 km Verkürzung akkumuliert werden, von denen 100-140 km auf den Subandinen Falten- und Überschiebungsgürtel entfallen (nach verschiedenen Autoren kompiliert von Kley und Monaldi, 1998). Der Überschiebungsgürtel im Norden ist schmaler (ca. 200 km) und zeigt neben frontaler Akkretion starke Verkürzung durch polyphase Überschiebungen (*out-of-sequence thrusts*). Die Gesamtverkürzung im *backarc* im nördlichen Segment beträgt etwa 191 km, von denen 105-135 km auf den Subandinen Falten- und Überschiebungsgürtel entfallen (Kley und Monaldi, 1998).

Die ermittelten Verkürzungsbeträge des *backarc* Bereiches erklären ca. 70-80 Prozent der Krustenquerschnittfläche durch die Anden. Die übrigen 20-30 Prozent sind auf magmatische Addition, andere nicht gekläarte Prozesse oder nicht registrierte Verkürzungsbeträge zurückzuführen (Kley und Monaldi, 1998; Schmitz, 1994).

Östlich der Überschiebungszonen des *backarc* Bereiches schließt sich ein Vortiefenbecken an, das durch die flexurelle Biegung der Lithosphärenplatte des Brasilianischen Schildes durch die Auflast der Anden verursacht wird (Horton und Decelles, 1997; Toth et al., 1996; Whitman et al., 1996; Coudert et al., 1995; Watts et al., 1995; Abb. 2-2).

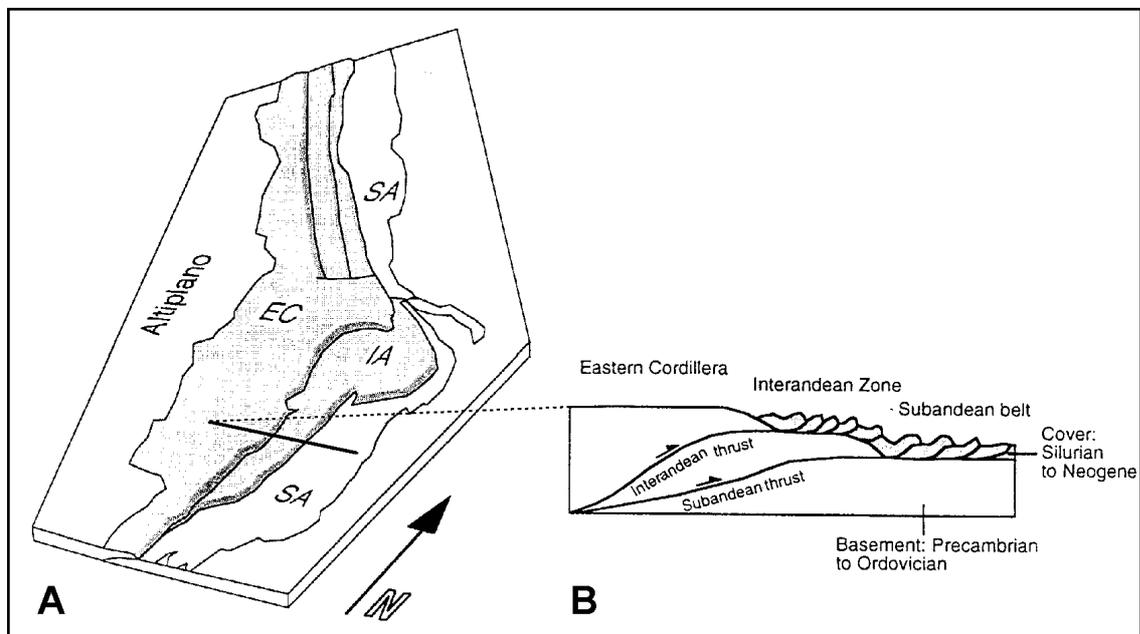


Abb. 2-3 A) Perspektivischer Blick auf die strukturellen Stufen im östlichen *backarc* der Zentralen Anden (aus Kley, 1999). B) Die Strukturstufen stellen das Ergebnis sich überlagernder Grundgebirgs-Hauptaufschiebungen dar (aus Kley, 1999).

2.1.2 Entwicklung

Derzeit wird am Tiefsee graben vor der zentralen südamerikanischen Küste die ozeanische Nazca-Lithosphärenplatte in einer Richtung von etwa 80° und mit einer Geschwindigkeit zwischen 6 und 8 cm/a unter die Südamerikanische Platte subduziert (Angermann et al., 1999; DeMets et al., 1994, 1990; Abb. 2-1). Datierungen von Vulkaniten belegen, dass diese Subduktionszone bereits seit dem Jura besteht (Scheuber und Reutter, 1992; Coira, 1982). Eine Kontraktion im *backarc* lässt sich anhand der Vorlandbeckensedimente im Bereich des heutigen Altiplano Plateaus ab 89 Ma nachweisen (Sempere et al., 1997). Die Entwicklung der Zentralen Anden zum Hochgebirge einschließlich Hochplateau beginnt, im Kontrast zur Subduktionsgeschichte, erst vor ca. 28-25 Ma (Jordan et al., 1997; Gubbels et al., 1993; Sempere et al., 1990).

Die Orogenese der Zentralen Anden lässt sich grob in 2 Stadien einteilen. In dem Zeitraum von 25-10 Ma kommt es zur verteilten Verkürzung zwischen dem magmatischen Bogen und der Ostkordillere mit nur geringer Unterschiebung des Brasilianischen Schildes (*pure shear* Verkürzungsphase; Gubbels et al., 1993; Isacks, 1988). Während dieser Entwicklungsphase befindet sich die östliche Deformationsfront der Anden in der Ostkordillere, und Vorlandbeckensedimente dieser Zeit akkumulieren sich im Bereich des Altiplano (Sempere et al., 1997) und in geringen Mächtigkeiten östlich der Ostkordillere im Bereich der Subandin Zone und des heutigen Vorlandbeckens (Gubbels et al., 1993). Am Ende dieser Phase hat das Altiplano Plateau wahrscheinlich weniger als die Hälfte seiner rezenten Höhe erreicht (Gregory-Wodzicki, 2000). Erst in der zweiten Phase der Andenentwicklung – von ca. 10 Ma bis heute – überschieben Altiplano und Ostkordillere die Unterkruste des Brasilianischen Schildes auf einem intrakrustalen Abscherhorizont (Gubbels et al., 1993; Isacks, 1988). Diese Entwicklung wird als *simple shear* Deformationsphase betrachtet, da die Verkürzung der Unterkruste räumlich getrennt von der Oberkruste stattfindet (Gubbels et al., 1993; Isacks, 1988). In dieser neogenen Phase dringt die Deformation in die *thin-skinned* Falten- und Überschiebungsgürtel der Subandin Zone vor (Kley, 1996; Gubbels et al., 1993). Das Altiplano Plateau erreicht sukzessive seine rezente Höhe (Gregory-Wodzicki, 2000; Allmendinger et al., 1997). Aufgrund der Unterschiebung und Flexur der relativ steifen Lithosphäre des Brasilianischen Schildes kommt es zu einer raschen Ausweitung und Ost-Verlagerung des Vorlandbeckens (Coudert et al., 1995; Gubbels et al., 1993; Sempere et al., 1990).

Die rezente Deformationsfront befindet sich entweder als ausstreichende Überschiebung an der vorderen Spitze der Subandin Zone oder blind in den Hügeln des Vorgebirges (Baby et al., 1992). An der Deformationsfront werden rezent Sedimentgesteine vom kristallinen Grundgebirge des Brasilianischen Schildes abgelöst und frontal an den wachsenden Orogenkeil akkretiert. Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit befindet sich in dem Übergangsbereich des Falten- und Überschiebungsgürtels zum undeformierten Vorland (Abb. 2-1 b).

2.2 Die Bolivianische Oroklina und der östliche *backarc* Bereich

Die Bolivianische Oroklina ist das Gebiet des Umstreichens in den Zentralen Anden von NW-SE nach N-S zwischen Arica in Chile und Santa Cruz in Bolivien (bei ca. 17° - 18° S, Abb. 2-1). Der Begriff Oroklina wurde von Carey (1958) eingeführt und definiert in seinem ursprünglichen Gebrauch ein Gebirge, das im Anschluss an die Orogenese eine Biegung in der Kartenebene erfährt. Paläomagnetischen Messungen unterstützten zunächst die Interpretation, dass die Bolivianische Oroklina durch gegensätzliche Rotationen um jeweils 15 - 20° in beiden Schenkeln, entstanden ist (MacFadden et al., 1995, 1990; Macedo et al., 1992; Kono et al., 1985). Mittlerweile hat sich die Ansicht durchgesetzt, dass die Zentralen Anden nie vollständig linear waren. Sowohl differenzielle Verkürzung als auch ggf. tektonische Erosion im *forearc* können zu der heutigen Form der Oroklina beigetragen haben (Pope und Willet, 1998; Tinker et al., 1996, Sheffels, 1995; Isacks, 1988). Dementsprechend wird der Begriff Bolivianische Oroklina heute meistens nicht mehr genetisch sondern deskriptiv verwendet. Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit befindet sich am Ostrand der Bolivianischen Oroklina am Übergang Subandin Zone zum Vorland. Für das Verständnis der Deformationsprozesse an der Deformationsfront eines gebogenen Orogens ist ein kurzer Überblick über den

Aufbau und die Theorien zur Entstehung der Bolivianischen Oroklina und des östlichen *backarc* Bereichs der Zentralen Anden nötig.

2.2.1 Bolivianische Oroklina

Sheffels (1995) führt die Bolivianische Oroklina weitestgehend auf paläogeographische Effekte zurück. Der gebogene westliche Kontinentrand muss eine präandine Krümmung gehabt haben, da sich diese nicht durch die Retrodeformation der bekannten Verkürzungen im Osten ausgleichen lässt (Sheffels, 1995). Die Decken der Ostkordillere werden als reiner *thin-skinned* Deformationsstil betrachtet. Deformationsdomänen in der Ostkordillere werden primär auf Grundgebirgsmorphologie zurückgeführt, die sich durch die Deckenpausen und teilweise deren Entwicklung steuern (Sheffels 1995, 1988). Die östliche Front der Oroklina zeichnet den Beckenrand eines paläozoischen Beckens nach.

Kley (1999) analysiert unterschiedliche, aus der Literatur gewonnene Datensätze, mit denen sich Rotationen und die heutige Form der Bolivianischen Oroklina herleiten oder eingrenzen lassen. Er kommt zu dem Schluss, dass keiner der Datensätze - Paläomagnetik, differenzielle tektonische Verkürzungsbeträge, krustale Mächtigkeiten - die Kinematik der Oroklina ausreichend genau beschreiben. Unter Berücksichtigung von beobachteten und vermuteten krustalen Störungszonen wird ein kinematisches Modell auf der Basis einer restaurierten bilanzierten Karte aufgestellt (Kley, 1999; Abb. 2-4). Aus dem Vergleich der restaurierten Karte mit der Ausgangssituation lässt sich das Verschiebungsfeld der definierten Struktureinheiten herleiten. Mit dem Modell können 5-10° Rotation in den Schenkeln erklärt werden, woraus geschlossen wird, dass vermutlich lokale Deformationen für stärkere Rotationen verantwortlich gemacht werden müssen. Ebenfalls geht aus dem Modell hervor, dass ein zentraler Bereich, bestehend aus Altiplano und Ostkordillere, sich keilförmig in Richtung NNE zwischen die beiden Schenkel bewegt und im Subandin strukturelle Einheiten mit leicht divergenten Partikelpfaden voneinander trennt (Kley, 1999).

Gephart (1994) untersucht die Zentralen Anden in Bezug auf ihre Symmetrie und stellt fest, dass es sich sowohl in der morphologischen Ausprägung als auch in der Geometrie der Wadati-Benioff Zone um ein hochsymmetrisches System handelt, das eine etwa 72° streichende, bei 21°S die Küstenlinie schneidende Symmetrieachse besitzt (Abb. 2-1 A). Am Ostrand der Zentralen Anden liegt die Symmetrieachse etwa im Bereich des Santa Cruz Bogens. Gephart (1994) schließt aus seinen Beobachtungen, dass die Dynamik des aktiven Plattenrandes zu Symmetrien erster Ordnung in der Verteilung der Topographie führt, während andere Faktoren, wie Klima, Erosion und paläostrukturelle Vorgaben eine geringere Signifikanz für die weiträumige Ausbildung der Topographie haben und vielmehr die lokale topographische Entwicklung steuern.

Folgt man diesem Ansatz, lässt sich die Frage nach der Entstehung der Oroklina grob in zwei Klassen unterteilen. Die erste Klasse beschäftigt sich dabei mit den Ursachen für die übergeordneten Prozesse der Geodynamik der Lithosphärenplatten und der Asthenosphäre, die zur Entwicklung der Zentralen Anden inklusive Oroklina führen (z.B. Silver et al. 1998; Pope und Willet, 1998; Russo und Silver, 1996; Tinker et al., 1996). Die zweite Klasse beschäftigt sich hingegen mit den Steuerungsfaktoren für die „lokal-regionale“ Entwicklung des Gebirges, also den Faktoren, die dafür verantwortlich sind, wie die Zwänge des übergeordneten plattentektonisch-geodynamischen Systems in der lokal-regionalen strukturellen Entwicklung umgesetzt werden (z.B. Hinsch et al. 2001; Kley et al., 1999; Roeder, 1988).

Die geodynamischen Prozesse zur Kraftübertragung in Subduktionszonen sowie die Prozesse der Subduktionsorogenese im Bereich der Zentralen Anden sind bisher nur unzureichend verstanden (Norabuena et al., 1999; Silver et al., 1998; Russo und Silver, 1996; Pacheco et al., 1993). Da die Entwicklung der Oroklina und die der Zentralen Anden ursächlich miteinander verbunden sein müssen, ist es problematisch, ein konzeptuelles Modell für die gesamte Bolivianische Oroklina zu diskutieren, ohne die übergeordneten Steuerungsfaktoren zu berücksichtigen. In dieser Arbeit wird die Diskussion zur Entstehung der Oroklina auf ihren östlichsten Rand beschränkt, in der Annahme, dass die Struktur dort primär von regionalen Einflüssen gesteuert wird.

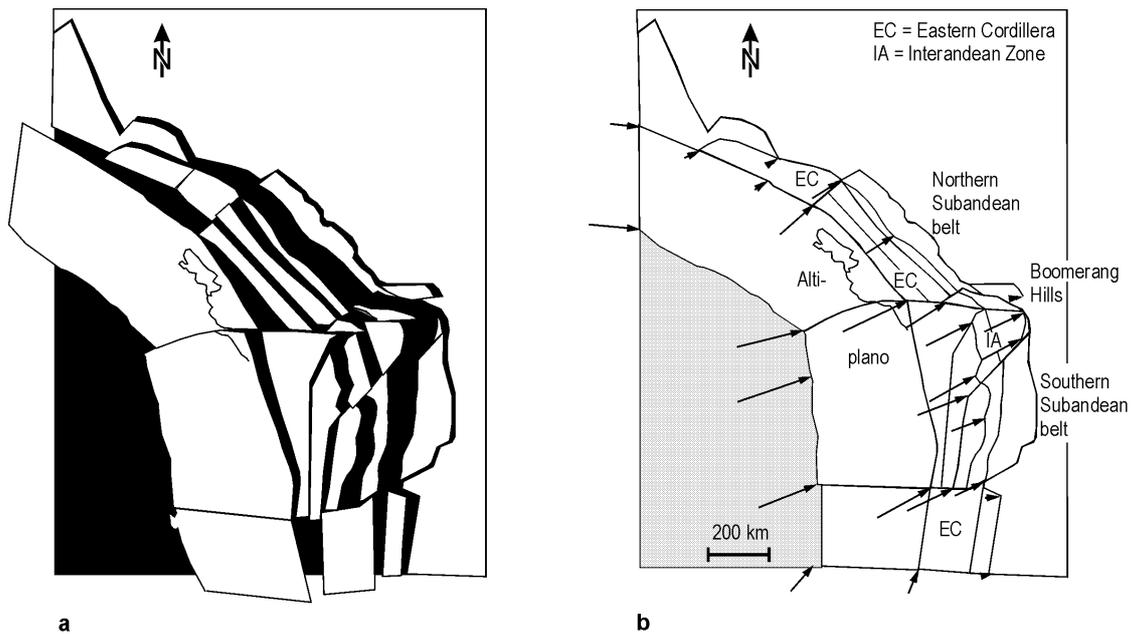


Abb. 2-4 a) Retrodeformierte, bilanzierte Karte der Zentralen Anden und b) heutiger, deformierter Zustand mit entsprechenden Verschiebungsvektoren der betrachteten Blöcke (nach Kley, 1999).

2.2.2 Die Ostfront der Bolivianischen Oroklina

In der Literatur werden oft Ortsnamen für die Scharnierzone der Bolivianischen Oroklina verwendet: Arica Bogen (z.B. Bevis et al., 1999) oder Santa Cruz Bogen/Ellenbogen (z.B. in Baby et al., 1993). Für den Begriff Santa Cruz Bogen ist nicht definiert, ob das Scharnier von der gesamten Oroklina oder ein regionaler Trendwechsel gemeint ist, denn sowohl die Topographie als auch der strukturelle Trend sind auf der Ostseite der Zentralen Anden feiner gegliedert als auf der Ozeanseite. Von Norden kommend wechselt bei ca. 17° S der strukturelle Trend der Subandinen Zone von NW-SE nach E-W (Chapare Region) und bei 17.5° S weiter nach N-S (Santa Cruz Bogen, siehe Abb. 2-1 A). Deshalb wird in dieser Arbeit der Begriff Bolivianische Oroklina, bzw. Andenknicke für den Bogen, der die gesamten Zentralen Anden betrifft, verwendet, sowie Santa Cruz Bogen und Chapare Bogen für die lokalen Trendwechsel im östlichen *backarc* Bereich der Zentralen Anden (Abb. 2-1 A).

Zwar ist der strukturelle Baustil des östlichen *backarc* Bereiches südlich und nördlich des Andenknickes deutlich unterschiedlich (vgl. Abschnitt 2.1.1), innerhalb der Schenkeln selbst variiert er aber kaum. Der Bereich des Andenknickes zeigt strukturelle Hochlagen, und der Baustil unterscheidet sich dadurch deutlich von der Struktur in den Schenkeln. In der Region des Santa Cruz Bogens ist die Interandine Zone relativ breit und die Subandine Zone dünnt zu einem schmalen Streifen aus (Abb. 2-3 A). In der Chapare Region tritt die Ostkordillere fast bis zur Deformationsfront vor (Abb. 2-3 A). Die Erklärung der strukturellen Hochlagen mit dem Hauptüberschiebungmodell (Abb. 2-3 B) ist in diesem Bereich problematisch, da kaum Verkürzung in dem *thin-skinned* Bereich der Hauptüberschiebungen dokumentiert ist (Kley, 1999). Der strukturelle Aufbau des östlichen *backarc* Bereiches ist weitestgehend ungeklärt. Vorhandene bilanzierte Profile berücksichtigen jeweils nur Verkürzungsstrukturen des obersten Abscherhorizontes (Sheffels, 1988). Die Profile geben keine Hinweise zu den Strukturen in der Tiefe, die benötigt werden, um das heutige Kartenbild zu erzeugen. Die Diskussion im Kapitel 6 wird diese Problematik wieder aufgreifen.

2.2.3 Kinematik, Spannung, Seimizität und Niederschlag

Wichtige Hinweise für die Betrachtung der strukturellen Entwicklung in einem gebogenen Orogen geben kinematische Indikatoren, die Verteilung der Seimizität und die Orientierung des Spannungsfeldes (Abb. 2-5 A-C). Niederschlagskarten geben Hintergrundinformationen zu dem möglichen Stellenwert exogener Faktoren auf die Dynamik eines Gebirges (Abb. 2-5 D).

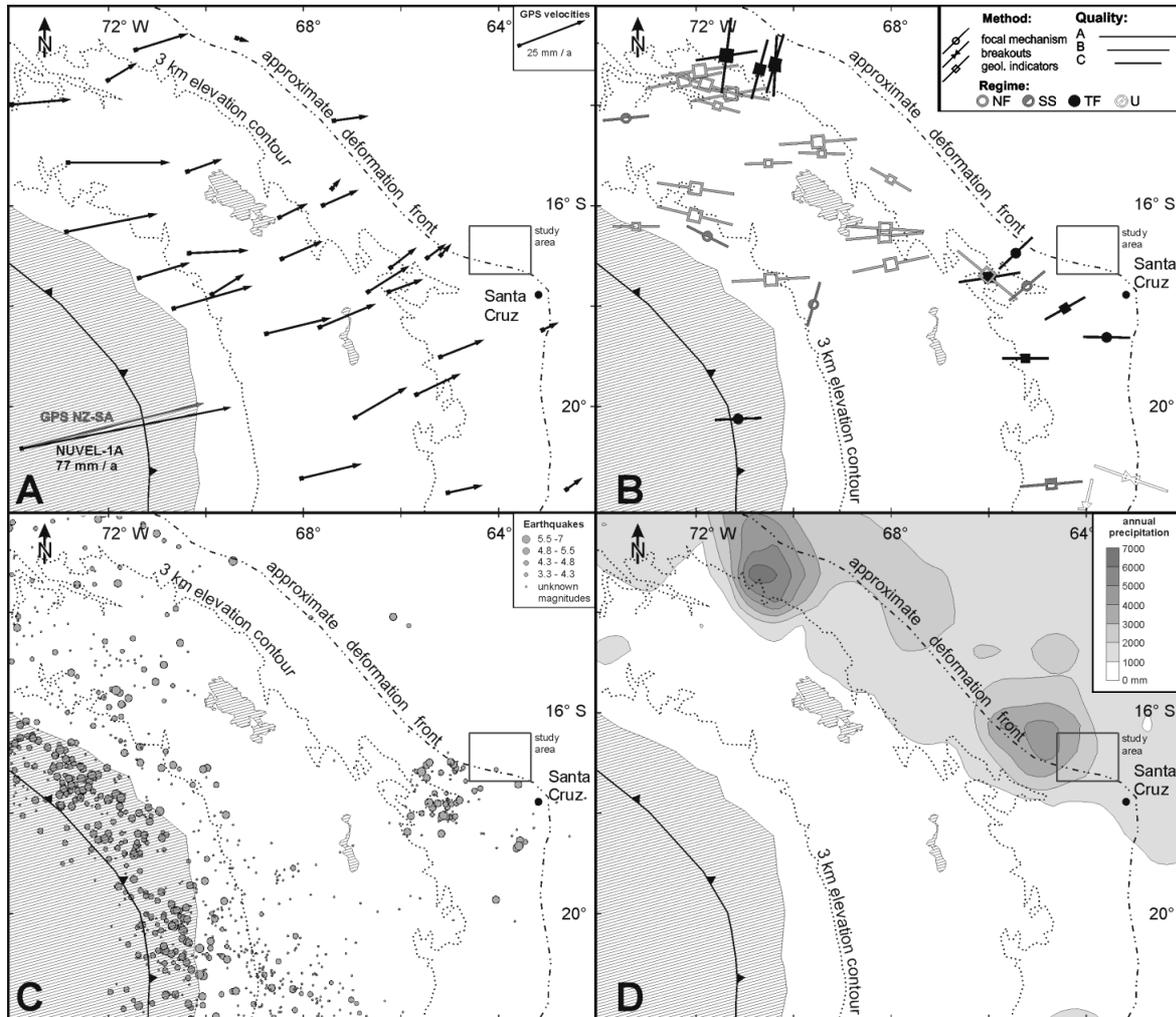


Abb. 2-5 A) Kinematik: Bewegungsvektoren, die mit dem Global Positioning System in Bezug auf die stabile Südamerikanische Platte bestimmt wurden (Norabuena et al., 1998), sowie der NUVEL-1A Vektor (DeMets et al., 1994). B) Spannung: Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung im Bereich der Zentralen Anden; Spannungsregime NF = Abschiebungen, SS = Seitenverschiebungen, TF = Überschiebungen, U = unbestimmt (Daten und Legende modifiziert nach Mueller et al., 1997); C) Seimizität: Epizentren von Erdbeben bis 50 km Tiefe aus dem USGS/NEIC (PDE) Erdbebenkatalog (USGS, 2001); D) Klima: Jährliche Niederschläge (Willmott and Weber, 1998) als Hinweis auf klimatologische Einflüsse auf Deformationsprozesse.

Die von Plattenrandkräften induzierte, maximale horizontale Hauptspannungsrichtung ist in Zentral-Südamerika etwa Ost-West orientiert (Porth, 1997). Diese Spannung erster Ordnung wird im Bereich des Subandinen Falten- und Überschiebungsgürtels von plateauinduzierten Kräften überlagert, die dazu führen, dass die horizontale Hauptspannung sich senkrecht zum topographischen Gradienten orientiert (Abb. 2-5 A; Mueller et al., 1997).

Die jüngsten Bewegungsinkremente von Materialpunkten der Subandinen Zone werden durch GPS Messungen abgebildet (Abb. 2-5 A; Norabuena et al., 1998). Informationen über Verschiebungsvektoren über sehr lange Zeiträume stammen aus bilanzierten und restaurierten tektonischen Karten (Abb. 2-4). Die nur einen kurzen Zeitraum erfassenden GPS Daten und die aus den geologischen Daten gewonnenen finiten Pfade zeigen ein konsistentes, WSW-ENE gerichtetes Verschiebungsfeld aus etwa parallelen Vektoren, die auch im Bereich der Bolivianischen Oroklone größtenteils parallel bleiben. Eine auffällige Ausnahme betrifft die Chapare Region. Die GPS Vektoren zeigen dort einen mehr nördlich orientierten Trend.

Während die maximale horizontale Hauptspannung am Ostrand der Anden insbesondere durch die Topographie im Hinterland gesteuert wird, bleiben die Partikelpfade davon größtenteils unbeeinflusst und scheinen somit die übergeordnete Deformation besser abzubilden als die Spannungsrichtungen.

Die krustale Seismizität zeigt sich besonders deutlich östlich der Tiefseerinne (Abb. 2-5 C), was auf die seismische Kopplung der Nazca-Platte am Westrand der Anden zurückzuführen ist. Während die Bereiche des Altiplano fast keine Seismizität zeigen, treten im östlichen *backarc* wiederum verstärkt Erdbeben auf, insbesondere in der Region südwestlich des Untersuchungsgebietes dieser Arbeit.

Die Niederschlagskarte zeigt sehr hohe jährliche Niederschläge an der topographischen Front der Ostseite der Anden nördlich des Andenkniekes (Abb. 2-5 D). Die restlichen Zentralen Anden zeigen Niederschlagswerte unter 1000 mm/a.

2.3 Struktur und Beckenentwicklung des Vorlandes (16° - 18°S)

Für die Betrachtung der Prozesse an der Deformationsfront der Anden ist die strukturelle und paläogeographische Entwicklung des Vorlandes zu berücksichtigen, denn mechanische Anisotropien im Deck- und Grundgebirge haben bei der frontalen Akkretion einen kontrollierenden Einfluss auf die Deformation. Das mechanische Verhalten wird u.a. durch fazielle Unterschiede im sedimentären Deckgebirge sowie Geometrie und Struktur des Grundgebirges, das Schwächezonen beinhalten kann, beeinflusst (Mitra, 1997; Boyer, 1995; Woodward, 1988; Wiltshko und Eastman, 1983).

In diesem Abschnitt wird ein Überblick über den Stand der Forschung zur strukturellen Entwicklung des Brasilianischen Schildes und der Beckenentwicklung vom Paläozoikum bis heute gegeben. Zusätzlich werden die strukturgeologischen Vorarbeiten zur andinen Deformation in dem hier betrachteten Vorlandsegment zusammengefasst.

2.3.1 Präkambrium-Kambrium

Der Krustenaufbau Südamerikas ist durch archaische Kratone und sie umgebende Orogengürteln mit angegliederten Terranen gekennzeichnet. Der Guaporé Kraton ist der archaische Kernbereich des Brasilianischen Schildes auf Höhe der Bolivianischen Oroklone (Abb. 2-1 B). Zwei mesoproterozoische Orogenesen, San Ignacio (ca. 1300 Ma) und Sunsas-Aguapei (ca. 950 Ma; Litherland et al., 1989; Jones, 1985) sowie die eokambrische Brasiliano Orogenese (545-520 Ma; Ramos, 1988; Almeida et al., 1976; Suárez-Soruco, 2000) prägen den südlichen Rand des Kratons (Abb. 2-6 A). Die nördliche Deformationsfront des Brasiliano Orogens wird dabei von der Chiquitos Linie gebildet. Plattform- oder Grabensedimente nördlich dieser Linie sind nur geringfügig bis undeformiert (Litherland et al., 1989), während südlich davon aufrechte Falten die Deformation charakterisieren. Diese Beobachtungen basieren auf Arbeiten im ausstreichenden brasilianischen Grundgebirge, größtenteils östlich von 62°W.

Der nördliche Bereich des hier vorgestellten Arbeitsgebietes liegt in der Verlängerung der ESE-WSW verlaufende Deformationsfront der Brasiliano Orogenese (Chiquitos Linie). Inwiefern sich die Beobachtungen von Litherland et al. (1989) auf das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit übertragen lassen ist nicht bekannt. Im Gebiet der Boomerang Hills beobachten Welsink et al. (1995) nach Norden einfallende Reflektoren im kristallinen Grundgebirge, welche als ehemalige Überschiebungen der Brasiliano Orogenese interpretiert werden.

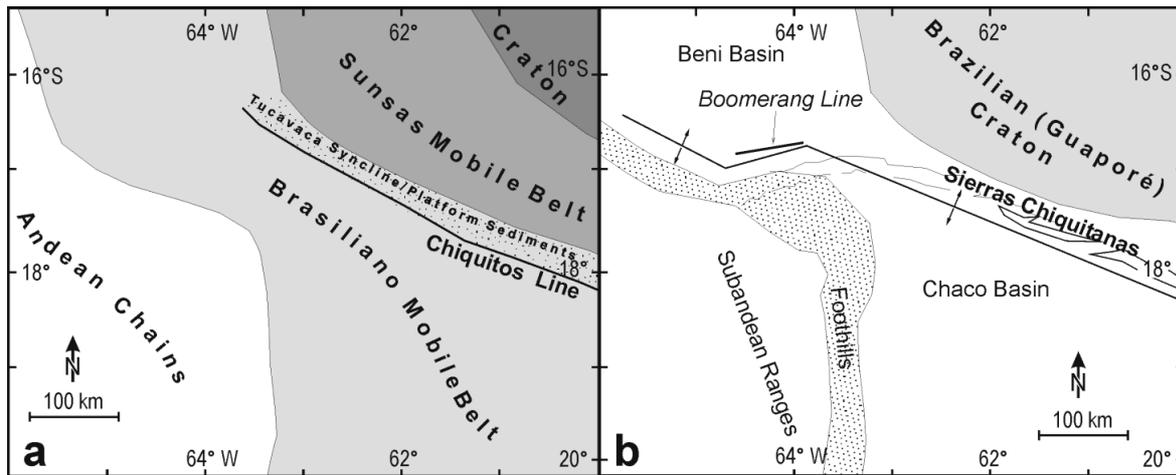


Abb. 2-6 a) Strukturelle Gliederung des Grundgebirges östlich der Zentralen Anden (modifiziert nach Litherland et al., 1989). b) Strukturelle und paläogeographische Elemente im Vorlandbecken der Zentralen Anden (modifiziert nach Welsink et al., 1995).

2.3.2 Phanerozoikum

Das Phanerozoikum ist in dem hier betrachteten Vorlandsegment durch paläozoische bis rezente Sedimente des Chaco Beckens gekennzeichnet. Die zeitlich-räumliche Beckenentwicklung führt zu einer Sedimentabfolge mit variierender Sedimentkörpergeometrie, Schichtlücken und Diskordanzen. Es lassen sich vereinfacht drei Entwicklungsstadien im betrachteten Gebiet voneinander trennen:

- Paläozoikum, dessen Sedimente eine keilförmige Form auf dem Brasilianischen Schild zeigen.
- Mesozoikum, welches das Paläozoikum diskordant überlagert und eine geringe, gleichmäßige Mächtigkeit zeigt.
- Känozoikum, das durch die tertiäre Vorlandbeckenentwicklung mit mächtigen klastischen Sedimenten gekennzeichnet ist.

Paläozoikum:

Erst ab Ende Ordovizium entwickelt sich das nördliche Chaco Becken, dessen Sedimente die paläozoische Schichtenfolge des Arbeitsgebiets aufbauen. In der sich im Südosten anschließenden Ostkordillere sind mehrere Kilometer mächtige ordovizische Gesteine aufgeschlossen, die im Bereich des Chacobeckens nicht mehr vorkommen. Für die regionale Entwicklung der Strukturen im Andenbogen ist die Berücksichtigung der ordovizischen Paläogeographie somit von Bedeutung.

Die oberkambrisch-unterordovizische Beckenentwicklung stellt ein Riftstadium zwischen dem Arequipa Terran und dem Westrand Gondwanas dar (Egenhoff, 2000; Gohrbandt, 1992). Die ordovizischen Sedimente lagern sich in langgezogenen, störungsbegrenzten Becken ab, die im Bereich der Bolivianischen Orocline von S-N nach SE-NW umbiegen (Egenhoff, 2000; Gohrbandt, 1992; paläogeographische Karten in Tankard et al., 1995). Ab oberem Unterordovizium findet zwischen dem Arequipa Terran und dem Westrand Gondwanas eine rotationale, konvergente Bewegung statt, die zu Vorlandbeckensedimentation im Bereich des vorher angelegten Riftbeckens führt und in Nord-Argentinien und Süd-Bolivien durch Strukturen der Ocluyic-Orogenese nachweisbar ist (Egenhoff, 2000). Für Nordwestbolivien liegen keine veröffentlichten Informationen über präandine Orogenesen im Bereich der Ostkordillere vor (Egenhoff, 2000). Aufgrund der räumlichen Nähe der Ostkordillere zu dem Arbeitsgebiet dieser Studie ist zu vermuten, dass der ehemalige, tektonisch kontrollierte Beckenrand des Ordoviziums sich in wenigen 10er km Entfernung südlich/südwestlich des Arbeitsgebiets befand.

Ab Ende Ordovizium entwickelt sich das nördliche paläozoische Chaco Becken auf dem Brasilianischen Schild, und es kommen mehrere Sequenzen terrigene bis marine klastische Sedimente in der Zeit Silur bis Karbon zur Ablagerung (Sempere, 1995). Die paläozoischen Sedimente des Chaco Beckens lassen sich im Westen in den Überschiebungsgürteln bis in die Ostkordillere verfolgen; weiter westlich sind sie größtenteils erodiert (vgl. palinspastische Profile von Kley, 1993 und Sheffels, 1988).

Das Arbeitsgebiet liegt am Nordrand des Chaco Beckens, das durch die NW-SE streichende Chiquitos-Linie und die E-W streichende Boomerang Linie begrenzt wird (Abb. 2-6 B). Die Boomerang Linie wird von Tankard et al. (1995) als tektonisch aktives Lineament interpretiert, das die Sedimentations- und Beckenentwicklung in dieser Region kontrolliert. Welsink et al. (1995) beschreiben die Boomerang Linie als tektonisch kontrollierte Scharnierzone (*hinge zone*) in einem Transferbereich zwischen zwei NW-SE streichenden Extensionszentren im Chaco und Beni Becken (Abb. 2-6 B). Die paläozoische Entwicklung des Chaco Beckens wird nur durch wenige Extensionsstrukturen in den Schichten des unteren Silurs begleitet (Welsink et al., 1995). Ungestörte Lagerung und kontinuierliche Mächtigkeitszunahmen der paläozoischen Sequenzen deuten auf eine weiträumige Beckensubsidenz mit einem Zentrum südöstlich des Arbeitsgebietes hin. Es ergibt sich für das Arbeitsgebiet eine keilförmige Sedimentkörpergeometrie der paläozoischen Ablagerungen.

Mesozoikum

In dem hier betrachteten Vorlandsektor tritt zwischen Mittel- oder Oberkarbon und Kreide ein Hiatus auf, der sowohl auf nicht erfolgte Ablagerung als auch auf eine relative Hebung zwischen Oberkarbon und Kreide mit assoziierter Erosion (min. 2 km) zurückzuführen ist (Welsink et al., 1995). Der Hiatus ist gekennzeichnet durch eine deutliche Winkeldiskordanz zwischen paläozoischen Sedimenten und den großräumig abgelagerten flachmarinen bis fluviatilen Siliziklastika der Kreide, die eine epikontinentale Sedimentation anzeigen (Suárez-Soruco, 2000). Nördlich der Boomerang Linie liegen die kretazischen Sedimente direkt auf kristallinem Grundgebirge. Die Boomerang Linie stellt somit nicht nur eine *hinge zone* während der Ablagerung dar, sondern ist auch die erosiv herbeigeführte, nördliche Begrenzung der paläozoischen Sedimente. Kretazische Abschiebungen (Welsink et al., 1995) hatten keinen signifikanten Einfluss auf die weiträumige Sedimentation.

Känozoikum

Das Känozoikum wird durch die tertiäre Vorlandbeckenentwicklung gekennzeichnet, die mit einer sprunghaften Verlagerung der Vortiefe vom Altiplano und den Ostkordillerenrändern in den Bereich des heutigen Subandins am Ende des Oligozäns einsetzt (Sempere et al., 1990). Das sich insbesondere ab Ende Paläogen entwickelnde Andenorogen belastet das westlichen Ende des Brasilianischen Schildes und führt zu einer Flexur der Schildlithosphäre, wodurch ein Vorlandbecken am Ostrand der Anden gebildet wird (u.a. Gubbels et al., 1993).

Die Sedimentabfolge des Vorlandes lässt sich in Untere und Obere Chaco Gruppe einteilen. Diese reflektieren eine zweiphasige Vortiefenentwicklung, welche die *pure* und *simple shear* Entwicklung des Andenorogens widerspiegelt (Gubbels et al., 1993).

Die Oligozäne bis Miozäne Untere Chaco Gruppe überlagert diskordant die Kreide und wird als ein distales Vorlandbecken angesehen (Gubbels et al., 1993; Jordan und Alonso, 1987; Sempere et al., 1990), welches wahrscheinlich in eine Position hinter der Vorlandbeckenschwelle zu stellen ist (Horton und Decelles, 1997). Dementsprechend liegt die eigentliche Vortiefe zur Zeit der Unteren Chaco Gruppe westlich des hier betrachteten Vorlandsektors. Untere und Obere Chaco Gruppe werden durch die Intra-Chaco Diskordanz (Padula, 1959) getrennt, welche im Zusammenhang mit der Migration des *forebulge* gesehen wird (Horton und Decelles, 1997) und jünger als 10 Ma ist (Gubbels et al., 1993). Die hauptsächlich fluviatilen Klastika der Oberen Chaco Gruppe zeigen eine erhöhte Subsidenz an und repräsentieren die eigentliche Vortiefensedimentation, die bis rezent anhält.

Modellierungen der Lithosphärenflexur des Brasilianischen Schildes von Coudert et al. (1995) weisen auf eine moderate Lithosphärensteifigkeit ($7 \cdot 10^{23}$ Nm, entsprechend einer elastischen Dicke von $T_e = 40-50$ km bei $18^\circ-20^\circ$ S) und eine Migration der Vorlandbeckenschwelle um 90 km in östliche Richtung während des

Neogens hin. Für die gleiche Steifigkeit berechnen Horton und Decelles (1997) die rezente Position der Vorlandbeckenschwelle mit ca. 350 km vor der topographischen Front (in E-W Richtung bei 18°S). Toth et al. (1996) modellieren die Vorlandbeckenentwicklung bei 21.15°S in zwei Phasen mit unterschiedlichen Lithosphärensteifigkeiten. Für den Sedimentationszeitraum der Unteren Chaco Gruppe nehmen sie eine hohe elastische Plattendicke mit $T_e = 70$ km an, während in der Zeit der Oberen Chaco Gruppe nur eine geringe elastische Plattendicke von $T_e = 15$ km die richtige Beckengeometrie ergibt. Watts et al. (1995) bestimmen die Lithosphärensteifigkeit auf Basis von Gravimetrie- und Topographiedaten und zeigen, dass die Lithosphäre in südwestliche Richtung vom austreichenden Brasilianischen Schild abnehmende Steifigkeit hat (Abb. 2-7). Ussami et al. (1999) gehen hingegen von einer deutlich höheren Lithosphärensteifigkeit als die Autoren der anderen Arbeiten aus ($2 \cdot 10^{25}$ Nm, entsprechend $T_e = 125-150$ km). In ihrer Modellierung liegt die rezente Vorlandbeckenschwelle mehr als 500 km vor der topographischen Front (in E-W Richtung bei 18.5°S).

Bis auf die Untersuchungen von Toth et al. (1996) zeigen die Arbeiten zur Lithosphärensteifigkeit eine moderate bis steife Platte des Brasilianischen Schildes an. Unter Berücksichtigung der strukturellen Entwicklung des Westrandes des Brasilianischen Schildes mit zwei paläozoischen Becken scheint eine nach Westen abnehmende Lithosphärensteifigkeit am plausibelsten. Die vorliegenden Untersuchungen lassen kaum eine Aussage zu, ob die Vorlandbeckenschwelle im Neogen kontinuierlich oder sprunghaft migriert.

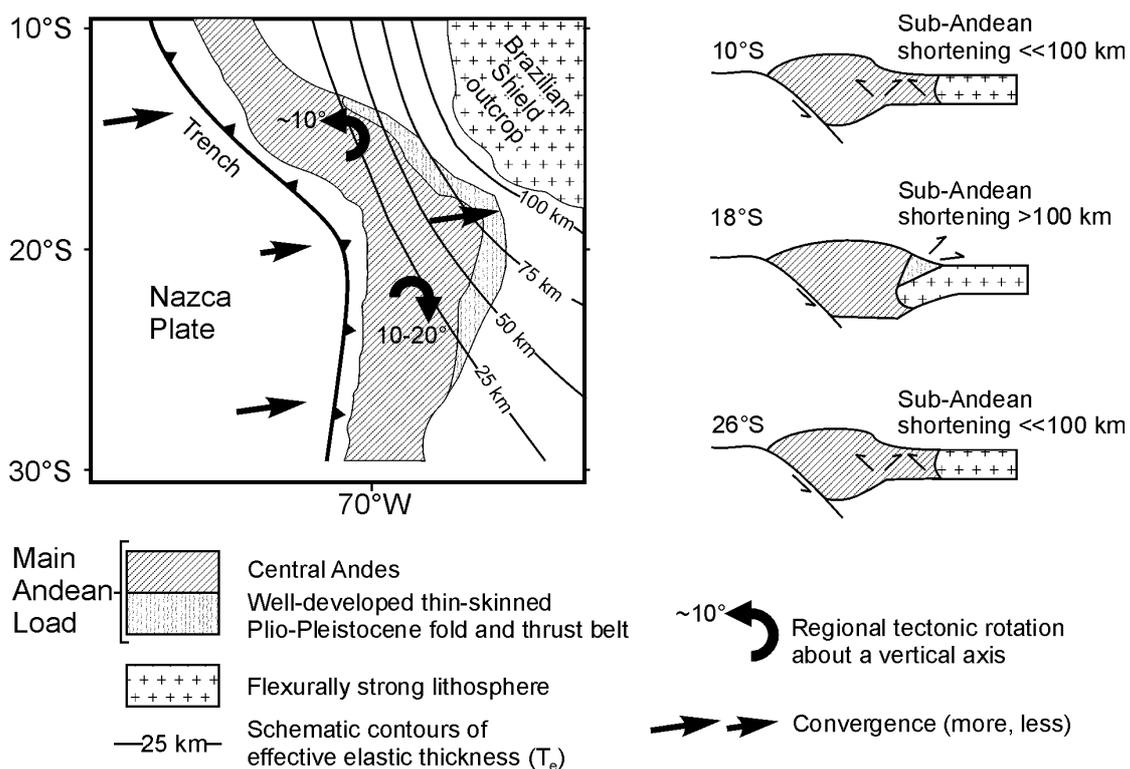


Abb. 2-7 Schematische Abbildung zur Illustration des Zusammenhangs zwischen effektiver elastischer Plattendicke (T_e) und dem Deformationsmodus im östlichen *backarc* der Zentralen Anden (nach Watts et al., 1995).

Andine Deformation

Im betrachteten Bereich befindet sich die rezente Deformationsfront in den Erhebungen des Vorgebirges, zu denen auch die Boomerang Hills gehören. Sowohl Welsink et al. (1995) als auch Baby et al. (1995, 1994, 1993) beschreiben diese Region als schräge Rampe in Bezug auf eine angenommene SW-NE gerichtete Einengungsrichtung. Die schräge Rampe wird durch das nach S bis SSE einfallende Grundgebirge gebildet,

von dem die überlagernden Sedimente abgeschert werden. Die nachfolgende Auflistung gibt einen Überblick der Interpretationsansätze aus verschiedenen Arbeiten zur andinen Deformation und zeigt ggf. assoziierte Probleme:

- Nach Welsink et al. (1995) kennzeichnen en échelon angeordnete Falten an Aufschiebungen sowie passive Biegefalten den andinen Deformationsstil in der Boomerang Hills Region. Die passiven Biegefalten, mit einem einfachen geometrischen Computermodell simuliert, entstehen durch die Überschiebung des keilförmigen Schichtpaketes über Stufen im liegenden Grundgebirge (Abb. 2-8 a, b). Das vorgestellte Modell zeigt allerdings nicht, in welchen Strukturen der angewandte Verkürzungsbetrag von 1.25 km kompensiert wird, da das Modell auf der rechten Seite nicht fixiert (*pinned*) ist und somit auch nicht die Deformationsfront darstellen kann (Abb. 2-8 c). In der Arbeit finden sich weiterhin keine Hinweise auf die Kompensation schräger Einengung.
- Baby et al. (1993) modellieren Verkürzungsbeträge im östlichen Bereich der Orocline mittels Kartenrestauration. Dazu wird die Deformationsfront zwischen Chapare und Boomerang Hills als E-W verlaufende Blattverschiebung betrachtet, die bis in den Chapare Bogen verläuft. In einem bilanzierten Profil wird hingegen eine frontale Akkretion orthogonal zu der SW-NE Einengungsrichtung suggeriert (Baby et al., 1995, 1993). Es wird nicht diskutiert, wie die zwangsweise transpressive Deformation an der E-W verlaufenden Linie kompensiert wird.
- Baby et al. (1994) berichten, dass in einem Analogmodell bei 7% Verkürzung über einer simulierten schrägen Rampe (40° zur Verkürzungsrichtung, 10° Einfallen) ein Strukturbild entsteht, das dem Kartenbild der östlichen Orocline ähnelt. Die Deformationsfront wird durch eine durchgehende E-W verlaufende Störung gebildet, die als ostwärts propagierende Aufschiebung interpretiert wird. Die Deformationslokalisierung an der schrägen Rampe wird durch veränderte Materialeigenschaften erklärt (Auskeilen gering reibender Glasperlen, welche den Abscherhorizont simulieren).

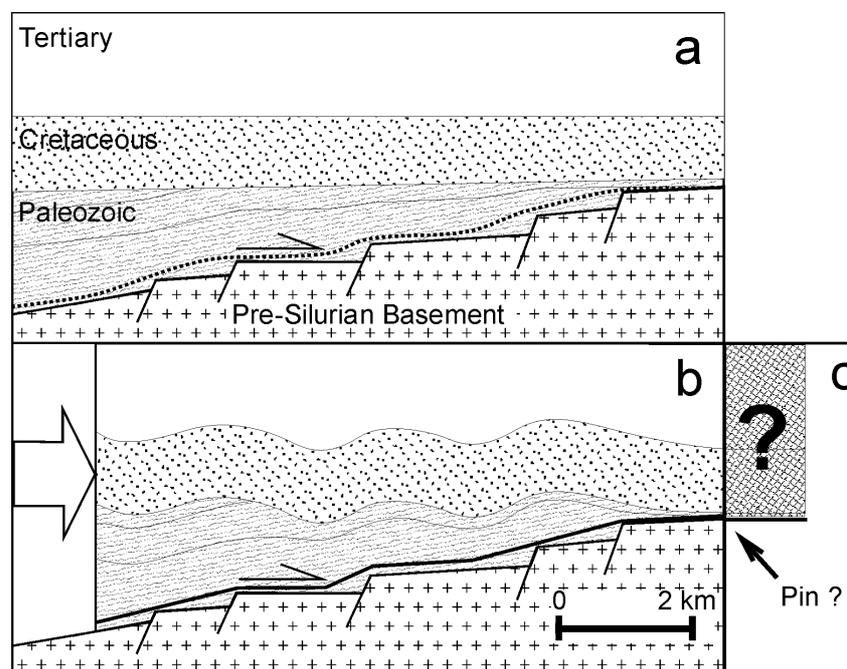


Abb. 2-8 Von Welsink et al. (1995) vorgeschlagenes Modell zur Erklärung der Faltengeometrien im Bereich der Boomerang Hills Region durch passives Falten der abgescherten Sedimente über Stufen im Abscherhorizont. a) Ausgangssituation, b) mit dem Programm „Thrust Belt“ vorwärtsmodellierter Faltenbildung (modifiziert nach Welsink et al., 1995), c) die graue Fläche repräsentiert die im Vorwärtsmodell (a, b) theoretisch erzeugte, aber nicht berücksichtigte horizontale Exzessfläche, die auf eine nicht vorhandene fixierte Referenzlinie zurückzuführen ist. Die theoretisch erzeugte vertikale Exzessfläche ist nicht dargestellt.

2.4 Lithostratigraphie und reflexionsseismische Abbildungseigenschaften

In diesem Abschnitt wird, basierend auf der von ANDINA S.A. zur Verfügung gestellten stratigraphischen Information (Abb. 2-9) und Literaturangaben ein Überblick über die stratigraphische Abfolge in der Boomerang Hills Region gegeben (basierend hauptsächlich auf einer Kompilation von Suárez-Soruco, 2000).

Für diese Arbeit ist die Interpretation zeitlicher Markerhorizonte in den reflexionsseismischen Profilen von Bedeutung, insbesondere auch dort, wo keine Bohrungen vorliegen. Die charakteristischen Abbildungseigenschaften der differenzierten lithostratigraphischen Einheiten werden deshalb anschließend in einem Überblick an einem repräsentativen Profil beschrieben (Abb. 2-10).

System	Cycle	Formation	Thickness m	Lithology	Properties		
					Source	Reserv.	Seal
TERTIARY	Miocene-Pliocene	Upper Chaco	1800-3000	Emborozú Guandacay			
		Yecua					
		Petaca					
		Olig.	Naranillos	0-10			
	Cajones		150-200				
	CRET.	U.	Yantata	120-180			
		M.	Ichoa	180-250			
	CARB.	L.	Retama				
		DEVONIAN	U.	Iquiri			
M.	Limoncito		0-350				
L.	Roboré		0-480				
SILURIAN		El Carmen	0-450				
		Cancañiri / Sacta	0-400				
PRE-SILURIAN		metamorphic basement					

Abb. 2-9 Stratigraphisches Profil kompiliert und angepasst nach Angaben von ANDINA S.A., Suárez-Soruco (1996, 2000) und eigenen Beobachtungen. Die Mächtigkeitsangaben stammen aus Bohrprotokollen von Andina S.A.. Die Mächtigkeitsangabe der Oberen Chaco Gruppe/Formation enthält die Mächtigkeit der Tariquia Formation, welche in Bohrprotokollen nicht differenziert wird. Carb. = Karbon; Cret. = Kreide; Olig. = Oligozän; U. = Obere(s); M. = Mittlere(s); L. = Untere(s).

2.4.1 Stratigraphische Abfolge

Die stratigraphische Abfolge bildet sich in einem sedimentären Keil ab, der wahrscheinlich auf metamorphem Grundgebirge aufliegt. Im Folgenden basieren die Mächtigkeitsabschätzungen der Formationen auf Bohrprotokollen, ergänzt durch eigene Beobachtungen aus seismischen Profilen.

Paläozoikum

Die oberordovizisch bis untersilurische Cancañiri Formation besteht aus ungeschichteten *mudstones*, Diamiktiten und wenigen Sandsteinen (Sempere, 1990, 1995). Teilweise werden karbonatische Gesteine beschrieben (Suárez-Soruco, 2000). Diese Formation wurde in der Literatur und in Bohrberichten auch als präsilurisch bezeichnet (Suárez-Soruco, 2000). In der Regel wird die Formation nicht von Bohrungen erreicht und ihre Interpretation muss anhand der seismischen Charakteristika erfolgen. Aus den vorliegenden seismischen Profilen lässt sich herleiten, dass die Formation in südliche Richtung zum Beckenzentrum Mächtigkeiten über 1000 m erreichen kann. Die über der Cancañiri Formation folgende silurische El Carmen Formation ist eine rhythmische Wechselfolge von Sandsteinen und pelitischen Sedimenten (Suárez-Soruco, 2000). Die Formation ist in Bohrungen mit bis zu 450 m Mächtigkeit beschrieben und zeigt in den seismischen Profilen nur geringe Mächtigkeitszunahmen zum Beckenzentrum. Sehr ähnliche fazielle Bedingungen werden durch die devonische Roboré Formation angezeigt, die ebenfalls aus Wechselfolgen von Sand und Tonsteinen aufgebaut wird, mit einem tonreichen Member, dem *cuello pelítico* an der Basis. Die oberen Bereiche der Roboré Formation zeigen einen deutlich höheren Sandanteil als die El Carmen Formation und haben ausgezeichnete Speichereigenschaften (Suárez-Soruco, 2000). Die Mächtigkeit der Roboré Formation im Bereich der Bohrungen am Beckenrand des Chaco Beckens ist bis zu 380 m. Die seismischen Profile zeigen in der Regel nur geringe Mächtigkeitszunahmen dieser Formation zum Beckenzentrum. Die devonische Limoncito Formation besteht hauptsächlich aus glimmerreichen, feingeschichteten Peliten und Mergeln (Suárez-Soruco, 2000). Die Formation ist stark von präkretazischer Erosion betroffen und in einigen Bohrungen nicht mehr vorhanden. Bis zu 350 m Mächtigkeit sind aus Bohrungen bekannt, allerdings zeigen die seismischen Profile starke Mächtigkeitszunahmen (bis zu 1000 m) in südlicher Richtung zum Beckenzentrum. Die stratigraphische Position jüngerer Sequenzen ist unklar, da sie weder erbohrt noch aufgeschlossen sind. In der Stratigraphie nach Suárez-Soruco (2000) und Baby (1995) folgen auf die Limoncito Formation Sandsteine und Pelite der devonischen Iquiri Formation. In anderen Interpretationen folgen über der Limoncito Formation direkt karbonische Ablagerungen (Retama Formation, Tankard et al., 1995; Welsink et al., 1995).

Mesozoikum

Das Mesozoikum besteht aus drei Formationen (Ichoa, Yantata und Cajones), deren Alter schlecht bestimmt ist. Teilweise werden jurassisch bis kretazische Alter angenommen, zumeist werden sie aber in die Kreide gestellt (Suárez-Soruco, 2000). Die oberste Formation, Cajones, ist zum Teil postkretazisch erodiert. Die Formationen bestehen alle aus flachmarinen, fluviatilen oder äolischen Sandsteinen mit geringen Einschaltungen feinerer Sedimente (Suárez-Soruco, 2000). Die Gesamtmächtigkeit aller drei Formationen beträgt laut Bohrprotokollen bis zu 630 m. Aus den seismischen Profilen lässt sich herleiten, dass die Mächtigkeit von etwa 700 m im Süden/Südwesten kontinuierlich auf 300 m im Norden/Nordosten des Arbeitsgebietes abnimmt.

Känozoikum

Diskordant über dem Mesozoikum liegen Sandsteine, Konglomerate und Tonsteine der tertiären Unteren Chaco Gruppe (Suárez-Soruco, 1996). Die Gruppe besteht aus 4 Formationen: Naranillos, Petaca, Yecua und Tariquia (Abb.2-9), die bei der Interpretation der seismischen Profile in der Regel nicht differenziert werden. Aus den seismischen Profilen lässt sich herleiten, dass die Mächtigkeit der Unteren Chaco Gruppe im Gebiet nur mäßig variiert (450-750 m). Die Untere und Obere Chaco Gruppe (Tertiär) werden durch die Intra-Chaco Diskordanz getrennt (Padula, 1959), welche jünger als 10 Ma ist (Gubbels et al., 1993). Nach Suárez-Soruco (2000) ist die Tariquia Formation ins obere Miozän/untere Pliozän zu stellen und die Basis der Oberen Chaco Gruppe wahrscheinlich unteres Pliozän. Die Gliederung der Oberen Chaco Gruppe erfolgt in die Formationen Guandacay und Emborozú (Suárez-Soruco, 1996). Diese wurden in der Interpretation der seismischen Profile nicht differenziert. Die Obere Chaco Gruppe besteht im Allgemeinen aus terrestrischen klastischen Sedimenten (Tonsteine, Sandsteine und Konglomerate), die eine Vorlandbecken-Sedimentation anzeigen. Die Mächtigkeit der Oberen Chaco Gruppe variiert stark in Abhängigkeit von der Versenkung des Vorlandbeckens. Die niedrigsten Mächtigkeiten aus seismischen Profilen liegen im NE-Bereich des Arbeitsgebiets mit weniger als 1000 m und nehmen bis in den SE am Rande des Subandin auf mehr als 2000 m zu.

2.4.2 Abbildungseigenschaften der kartierten lithostratigraphischen Einheiten

In Bezug auf die strukturelle Fragestellung dieser Arbeit ist es nicht immer zwingend erforderlich, alle Formationen in den seismischen Profilen zu kartieren. Zur Vereinfachung sind deshalb in den seismischen Profilen nur die erdgeschichtlichen Perioden unterschieden, die auf Basis der Abbildungseigenschaften der Formationen interpretiert werden. Im Folgenden wird aufbauend auf der Lithostratigraphie ein kurzer Überblick über das Erscheinungsbild der wichtigsten seismisch differenzierbaren Formationen und Gruppen gegeben (Abb. 2-10). Diese sind, um Missverständnissen vorzubeugen, in den interpretierten seismischen Profilen größtenteils als undifferenzierte Marker (Tops) eingezeichnet, da nicht alle Formationen und Gruppen flächendeckend über alle Profile kartiert und kreuzkorreliert wurden.

Grundgebirge

Abgesehen von einigen stärkeren Reflektoren und Reflektorenbündeln ist das Grundgebirge reflexionsarm. In dem gezeigten Beispiel ist die Grundgebirgsoberfläche glatt; nur kleine Sprünge der Oberfläche deuten auf geringfügige Abschiebungen und Paläorelief während der initialen Beckenbildung hin (Abb. 2-10, km 1-2, ca. 7-8 km Tiefe). Zum Teil wird die Grundgebirgsoberfläche durch einen deutlichen Reflektor gekennzeichnet, teilweise ist der genaue Kontakt zwischen Sedimenten und Grundgebirge aber nicht auflösbar, insbesondere unterhalb reflexionsarmer Sedimente.

Paläozoikum

Die Cancañiri Formation zeichnet sich durch geringe Reflektivität aus (Abb. 2-10). Subparallele Reflektoren und *onlap* auf dem Grundgebirge sind charakteristisch. Die darüber folgende silurische El Carmen Formation zeigt aufgrund der Wechselfolge von Sandsteinen und pelitischen Sedimenten deutliche, parallele Reflektoren mit guter Kontinuität.

Aufgrund der ähnlichen faziellen Bedingungen zeigt die devonische Robore Formation ein ähnliches Reflexionsmuster wie die El Carmen Formation, wodurch die Trennung von Silur und Devon erschwert wird. Meistens ist jedoch der *cuello pelítico* als ein starker, kontinuierlicher Reflektor zu erkennen, der in dieser Arbeit als Grenze Silur-Devon kartiert wird. Die devonische Limoncito Formation zeigt kontinuierliche, parallele Reflektoren mit geringerer Reflexionsstärke als die der liegenden Robore und El Carmen Formationen und lässt sich somit von diesen differenzieren (Abb. 2-10).

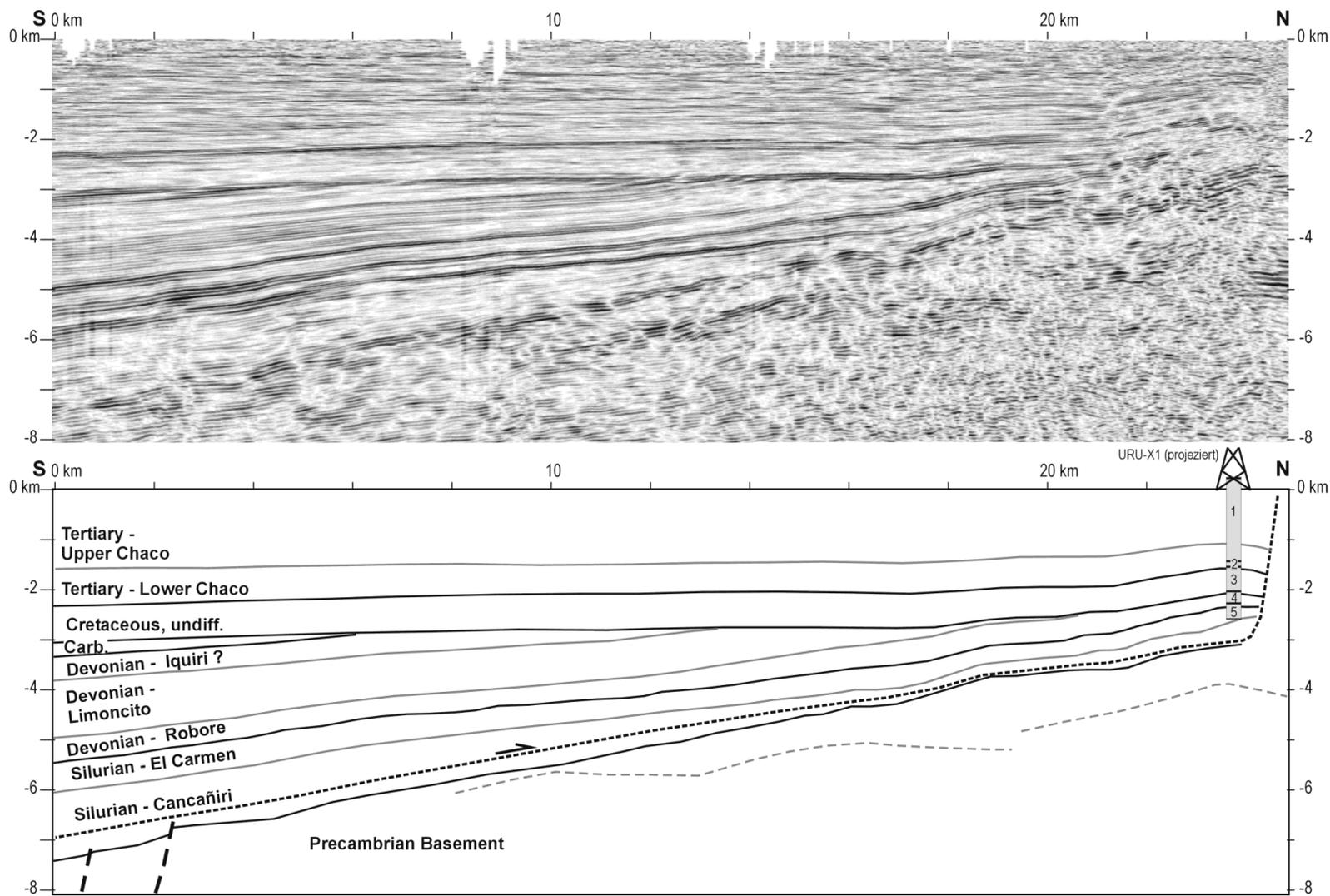


Abb. 2-10 Reflexionsseismisches Profil (oben, zeitmigriert und tiefenkonvertiert) und Interpretation (unten) zur Veranschaulichung der Abbildungseigenschaften der kartierten Gruppen und Formationen (Teilbereich von Linie 3482-26, Lage siehe Abb. 3-1). Die Bohrung URU-X1 ist ca. 3 km projiziert und auf ca. 240 m NN höhenkorrigiert. 1: Obere Chaco Gruppe und Tariquia Formation, 2: Yecua und Petaca Formationen, 3: Yantata und Ichoa Formationen, 4: Devon, undifferenziert, 5: Silur, undifferenziert; Carb. = Karbon, undifferenziert.

Oberhalb der Limoncito Formation lassen sich in dem seismischen Profil zwei Sequenzen unterscheiden. Zunächst ein Bereich mit bis zu 500 m Mächtigkeit, der durch parallele Reflektoren mit geringer Reflektivität gekennzeichnet ist, und darüber ein Bereich mit deutlichen, kontinuierlichen, parallelen Reflektoren. Beide Sequenzen treten nur in den am weitesten nach Süden reichenden Profilen auf und sind für diese Arbeit nicht von hohem Stellenwert. Die untere Sequenz ist wahrscheinlich die devonische Iquiri Formation, während die starken Reflektoren zu der karbonischen Retama Formation gehören (Abb. 2-10).

Mesozoikum

Die Winkeldiskordanz an der Basis der Kreide ist in der Regel markant, äußert sich aber je nach stratigraphischer Juxtaposition mit wechselfolgigen Amplitudenausschlägen. Nördlich der Grenze des Paläozoikums liegen die kretazischen Sedimente direkt auf dem Grundgebirge, gekennzeichnet durch einen markanten Reflektor (in Abb. 2-10 nicht gezeigt). Die drei kretazischen Formationen, von denen die obere Cajones Formation z.T. erodiert ist, werden in dieser Arbeit zusammengefasst kartiert. Die Formationen zeigen ein recht einheitliches subparalleles bis unruhiges Reflexionsmuster (*hummocky*) mit geringer Kontinuität und Reflektivität (Abb. 2-10).

Känozoikum

Die Basis des Tertiärs markiert eine Erosionsdiskordanz, welche durch eine *onlap* Terminierung der untersten Reflektoren der Unteren Chaco Gruppe in Erscheinung tritt. Insbesondere im Westteil des Arbeitsgebiets tritt zusätzlich ein deutlicher, kontinuierlicher Reflektor an der Tertiärbasis auf, der wahrscheinlich auf die Einschaltung feiner Sedimente an der Basis des Tertiärs (Naranillos Formation) zurückzuführen ist. Die Formationen der Unteren Chaco Gruppe werden in der Regel nicht differenziert. Insgesamt zeigt die Untere Chaco Gruppe eine geringe bis moderate Reflektivität, geringe bis mittlere Kontinuität der Reflektoren und ein subparalleles bis unruhiges Reflexionsmuster (*hummocky*; Abb. 2-10). An den Formationsgrenzen treten einige kräftigere, kontinuierliche Reflektoren auf, welche zusätzlich die Differenzierung zur liegenden Kreide erleichtern.

Die Untere und Obere Chaco Gruppe werden durch die Intra-Chaco Diskordanz getrennt, welche sich mehr oder weniger deutlich in den seismischen Profilen erkennen lässt. Im Zweifelsfall muss die Interpretation über weiträumige Kreuzkorrelationen mit anderen seismischen Profilen erfolgen, in denen die Diskordanz deutlich zu erkennen ist. Die Obere Chaco Gruppe zeigt ein Reflexionsmuster, das mit dem der Unteren Chaco Gruppe vergleichbar ist: Geringe bis moderate Reflektivität, geringe bis mittlere Kontinuität der Reflektoren und ein subparalleles bis unruhiges Reflexionsmuster (*hummocky*). Insgesamt ist eine Zunahme der Reflektivität vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden in der Oberen Chaco Gruppe zu beobachten (Abb. 2-10). Dabei treten zunehmend Diskordanzen in Verbindung mit syntektonischer Sedimentation auf. Es gibt nur wenige kontinuierliche Reflektoren, wodurch eine großräumige Kartierung relativer Zeitmarker erschwert bzw. verhindert wird.

3 Datengrundlage und Methodik

3.1 Datengrundlage

Die vorliegende Arbeit basiert größtenteils auf dem von ANDINA S.A. zur Verfügung gestellten Datenmaterial: 100 reflexionsseismische Profile, 1 reflexionsseismischer 3-D Datensatz, Auszüge aus Bohrprotokollen, 7 synthetische Seismogramme (Abb. 3-1). Zusätzlich wurden drei Satellitenbilder sowie topographische und geologische Karten herangezogen.

3.1.1 2-D reflexionsseismische Datensätze

Die 100 seismischen Profile haben variable Längen von 6 km bis zu 60 km (Abb. 3-1). Die Daten wurden als zeitmigrierte Stapelsektionen (*poststack migration*) auf Datenbändern (SEG-Y-Format) zur Verfügung gestellt. Zu den Linien mit den Namensendungen -22, -25, -26, -30, -31, -35 liegen Informationen zur Prozessing-Abfolge vor (Anhang A). Für 5 Datensätze, deren Name keine Endung trägt, sind keine Informationen über das Datenprozessing vorhanden.

Die Qualität der Profile unterscheidet sich aufgrund unterschiedlicher Prozessing-Sequenzen, der Spurüberdeckung (12-48 fach), der Samplingrate (2 bzw. 4 ms) und des CMP Abstands (zwischen 15 und 50 m).

3.1.2 3-D reflexionsseismischer Datensatz

Der vorliegende 3-D Block wurde erst im Juni 2000 von ANDINA S.A. zur Verfügung gestellt. Zu diesem Zeitpunkt waren die Interpretation und Strukturmodellierung im Rahmen dieses Projektes schon abgeschlossen. Der Datensatz wurde hauptsächlich zur Überprüfung der vorliegenden Interpretationen und zur Visualisierung einiger Strukturen im westliche Teil des Arbeitsgebietes herangezogen (Abb. 3-1). Die Samplingrate des Datensatzes beträgt 4 ms, der finale Spurabstand 30 m. Die Seismik ist zeitmigriert, nähere Informationen zum Datenprozessing sind nicht bekannt.

3.1.3 Bohrprotokolle und synthetische Seismogramme

Auszüge aus Protokollen von 12 Bohrungen liegen als s/w Fotokopien vor. Die Auszüge enthalten die Teufeninformationen von stratigraphischen Einheiten. Zusätzlich liegen diesen Protokollen einige Profilskizzen, Kartenauszüge und tabellarische Zusammenstellungen bei, denen Teufeninformationen von anderen Bohrungen im Gebiet entnommen werden können. In Abbildung 3-1 sind alle Bohrungen, zu denen Informationen vorliegen, eingetragen. Die Positionen sind aus den Protokollen und Kartenauszügen ermittelt. Die aus den Bohrprotokollen extrahierten Angaben sind in Anhang B aufgelistet.

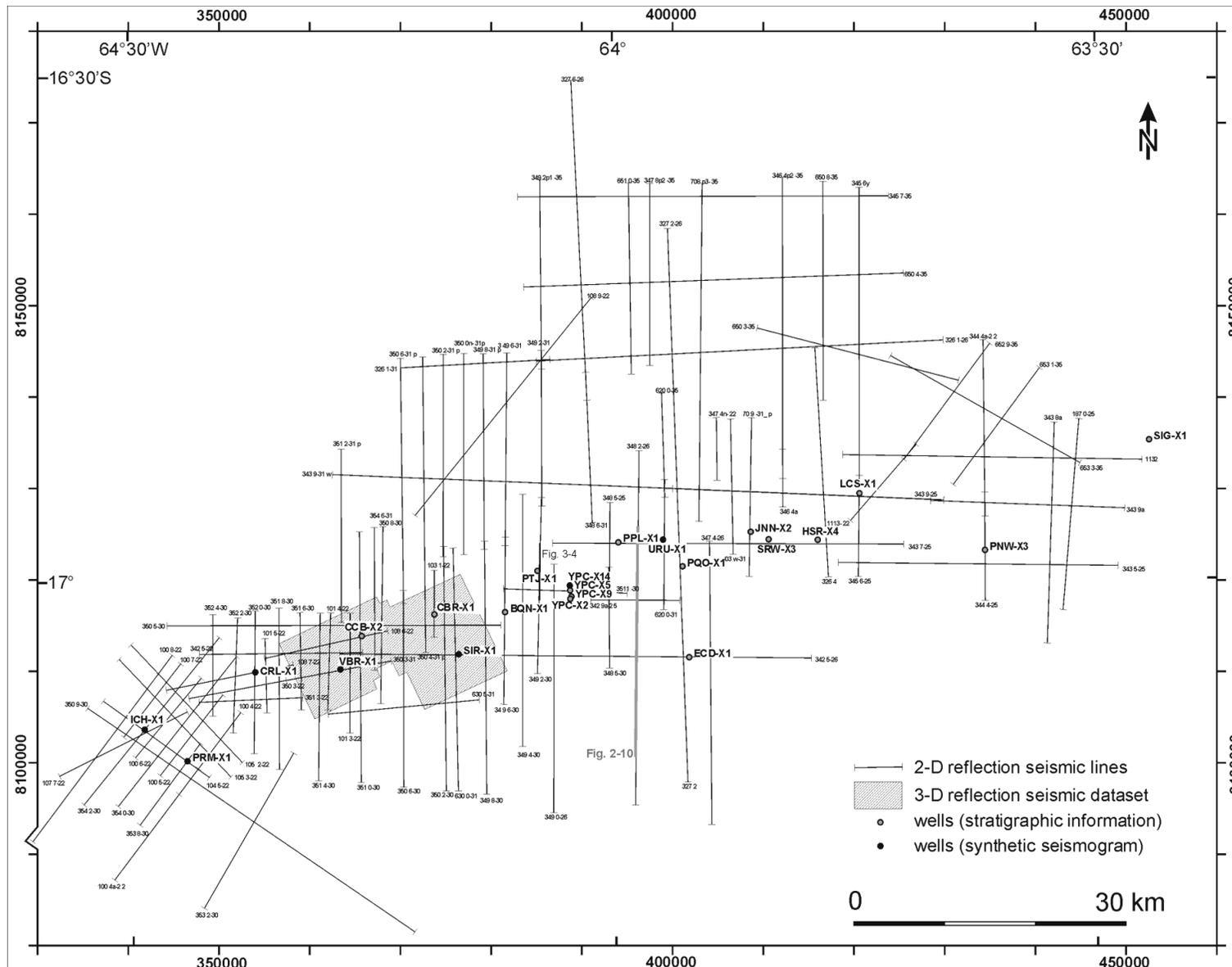
Weiterhin stehen von 7 Bohrungen synthetische Seismogramme zur Verfügung, die eine stratigraphische Interpretation von ANDINA S.A. enthalten. Auf allen Ausdrucken sind errechnete Intervallgeschwindigkeiten und die zugrundegelegten Dichten für die stratigraphischen Horizonte vermerkt. Für die Bohrung VBR-X1 beruht das synthetische Seismogramm auf einem Vertikalen Seismischen Profil (VSP). Die synthetischen Seismogramme haben als vertikale Einheit Zweiweglaufzeit (TWT) und können an der Bohrlochposition zur stratigraphischen Einordnung von Reflektoren genutzt werden.

3.1.4 Satellitenbilder

Folgende Satellitenbilder wurden verwendet:

- Landsat5-TM 231-71 Aufnahmedatum: 25.07.1986, vom SFB 267 zur Verfügung gestellt.
- Landsat5-TM 231-72 Aufnahmedatum: 25.07.1986, vom SFB 267 zur Verfügung gestellt.
- Landsat5-TM 232-72 Aufnahmedatum: 04.10.1986, vom GFZ im Rahmen dieses Projektes angeschafft.

Abb. 3-1 Karte des Arbeitsgebietes im Vorland der Anden nordwestlich von Santa Cruz, Bolivien. Die Positionen der von ANDINA S.A. zur Verfügung gestellten Datensätze sind dargestellt.



3.1.5 Karten und verwendete Projektion

- Amerikanische Flugnavigationskarte im Maßstab: 1:500 000 (TCP P-26B, 1993), im Rahmen dieses Projektes angeschafft.
- Bolivianische Militärkarten im Maßstab 1:250 000 (SE 20-5, 1979; SE 20-6, 1974), Quelle: FU-Berlin sowie s/w Fotokopie von ANDINA S.A..
- Geologische Karte von Bolivien im Maßstab: 1:1 000 000 (YPFB und Sergeomin, 1996).

Für georeferenziertes Arbeiten wurde eine Universal-Transvers-Mercator Projektion gewählt (UTM Zone 20 S, WGS 1984).

3.2 Methodik

Die meisten Ergebnisse dieser Arbeit basieren auf einem Arbeitsfluss, der aus der Interpretation reflexionsseismischer Daten und deren anschließende Verwendung für strukturelle, kinematische und dynamischen Modellierungen besteht. Weitere, ergänzende Ergebnisse stammen aus der morphotektonischen Analyse von Satellitenbildern. In diesem Unterkapitel werden die wichtigsten Aspekte der übergreifenden Methodiken und Arbeitsschritte beschrieben, um deren Einfluss auf das Gesamtergebnis abschätzen zu können. Die Grundlagen der angewendeten Modellierungstechniken hingegen werden mit den Ergebnissen in den entsprechenden Abschnitten beschrieben.

Als Arbeitsplattform für Interpretation, Strukturmodellierung und Tiefenkonvertierung wurde das Programm gOcad gewählt (*geological Object computer aided design*). Das Programm erlaubt die georeferenzierte Darstellung und Bearbeitung geologischer und geophysikalischer Datensätze. gOcad besitzt hervorragende Möglichkeiten der 3-D Visualisierung, da die Beobachtung der Objekte durch eine von der Maus gesteuerte „Kamera“ erfolgt, die frei im Raum bewegt werden kann. Objekte können Träger von Eigenschaften sein, mit denen Rechenoperationen durchgeführt werden können. Ein Hauptbestandteil des Programms ist der Interpolationsalgorithmus DSI (*discrete smooth interpolation*). Dieser Algorithmus basiert auf einer iterativen Minimierung des Fehlers zwischen bekannten und unbekanntenen Werten (Mallet, 1992).

Das Programm erlaubt es z.B., mehrere seismische Profile gleichzeitig darzustellen, wodurch die Korrelation einzelner Strukturen von einem Profil zum nächsten ermöglicht wird. Aus den auf den seismischen Profilen interpretierten Schicht- und Störungsspuren lassen sich Flächen konstruieren und somit ein kohärentes 3-D Strukturmodell erstellen (Kapitel 4 und 5).

3.2.1 Geschwindigkeitsmodell und Tiefenkonvertierung

Alle von ANDINA S.A. zur Verfügung gestellten seismischen Profile liegen als migrierte Zeitsektionen in Zweiweglaufzeit vor. Die geometrischen Verhältnisse im Untergrund werden in einer Zeitsektion nicht korrekt abgebildet, welches aber für strukturgeologische Analysen der Strukturen im Untergrund nötig ist. Aus diesem Grunde wird in gOcad ein Geschwindigkeitsmodell für das Arbeitsgebiet erzeugt, das die Tiefenkonvertierung von 2-D seismischen Datensätzen und ggf. von Objekten, die in gOcad in der Zeitdomäne erstellt wurden, erlaubt (Abb. 3-2).

Als Eingangsdaten für die Interpolation des Geschwindigkeitsmodells dienen die Geschwindigkeitsangaben von 4 synthetischen Bohrlochseismogrammen sowie Intervallgeschwindigkeiten, die sich aus den NMO-Korrekturgeschwindigkeiten errechnen und für 9 seismische Profile tabellarisch vorliegen (Abb. 3-2 a).

Generell nimmt die Genauigkeit der Geschwindigkeitsanalyse mit zunehmender Tiefe ab und ist am besten für deutliche, horizontale Reflektoren. Für das akustische Grundgebirge werden in der Regel keine guten Ergebnisse erzielt. Das Geschwindigkeitsmodell des Untersuchungsgebietes wird deshalb in zwei geologische Körper unterteilt, Deckgebirge und Grundgebirge. Diese Unterteilung erfolgt auf Basis der Interpretation der Grundgebirgsoberfläche fast aller seismischer Profile. Wie im Folgenden beschrieben wird, werden für den Modelkörper der Sedimente die Intervallgeschwindigkeiten interpoliert, während für das Grundgebirge die Geschwindigkeiten gemäß Literaturangaben gesetzt werden, da die Geschwindigkeitsanalyse für diesen Bereich keine adäquaten Werte liefert. Für die Erzeugung des

Geschwindigkeitsmodells wird das Arbeitsgebiet in einen Quader (Voxel) mit $130000 \times 100000 \times 500$ (x,y,z) Zellen von der Größe $1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m} \times 100 \text{ ms}$ unterteilt.

Für die Interpolation der Geschwindigkeiten des Sedimentkörpers werden Intervallgeschwindigkeiten bis 5700 m/s berücksichtigt, die als Eigenschaft in die Zellen des Voxets importiert werden. Ist das Messintervall der Eingangsdaten kleiner als die vertikale Auflösung des Gitters (100 ms), werden bereits bei diesem Schritt Werte gemittelt. Die importierten Daten sind in dem 3-D Gitter sehr inhomogen verteilt. Da im Normalfall ein vertikales Geschwindigkeitsprofil vorliegt, müssen die Werte vorwiegend in horizontale Richtungen inter- und extrapoliert werden. In gOcad kann hierzu zwischen zwei Algorithmen gewählt werden: Kriging (inklusive diversen Optionen und Erweiterungen) sowie die gOcad Routine *Init Property* in Kombination mit DSI (*discrete smooth interpolation*).

Für Kriging ist es erforderlich, ein Such-Ellipsoid zu definieren, welches den Raum definiert, aus dem die Geschwindigkeit für einen Punkt interpoliert wird. Als Such-Ellipsoid kann ein Variogramm benutzt werden, das aus der geostatistischen Analyse der bekannten Daten hervorgeht. Es wurden mehrere geostatistische Analysen der Eingangsdaten durchgeführt und Variogramme erzeugt. Die resultierenden Variogramme waren erwartungsgemäß sehr flach. Dennoch führte das Kriging unter Benutzung aller erzeugten Variogramm-Ellipsoide dazu, dass in den interpolierten Bereichen zum Teil zu hohe Geschwindigkeiten, besonders an der Oberfläche, auftraten.

Ein besseres Ergebnis wird mit der gOcad Routine *Init Property* und DSI erzeugt. Deren Anwendung führt schließlich zum verwendeten Geschwindigkeitsmodell (Abb. 3-2 b). Bei der *Init Property* Routine wird die Zellengröße im Voxel in benutzerdefinierten Schritten so oft vergrößert, bis ein oder mehrere Werte für jede Zelle gefunden werden. Mehrere Datenpunkte, die in eine Zelle des groben Voxets fallen, werden gemittelt. Anschließend wird das Ergebnis mit dem DSI Algorithmus geglättet und der Wert auf die Gitterpunkte des Ursprungsgitters übertragen. Durch die Wahl der „Sprungfaktoren“ kann bei dieser Methode das Ergebnis der Interpolation beeinflusst werden. Es wurden verschiedene Sprungfaktoren getestet und das Ergebnis visuell überprüft, ob es den angenommenen geologischen Trends entspricht. Das in dieser Arbeit benutzte Geschwindigkeitsmodell beruht auf den Sprungfaktoren X(12), Y(5), Z(1): Für eine Zelle mit unbekannter Geschwindigkeit werden die bekannten Werte in X-Richtung (E-W) 12-mal stärker anrechnet als in Z-Richtung und 2,4-mal stärker als in Y-Richtung (N-S). Diese Sprungfaktoren berücksichtigen die Geometrie eines nach Süden mächtiger werdenden Sedimentkeiles. Aufgrund der Beckengeometrie und Versenkungsgeschichte sind Sedimente gleicher Eigenschaften in E-W Richtung wahrscheinlicher als in andere Richtungen (Abb. 3-2 b, c; vgl. Abschnitte 2.3 und 2.4.1).

Für das Grundgebirge werden Geschwindigkeiten nach Literaturangaben angenommen. Aus einer Kompilation von Meissner (1986) ergeben sich für das Grundgebirge des Brasilianischen Schildes Geschwindigkeiten von $5700 - 6400 \text{ m/s}$ (bis ca. 14 km Tiefe). Zur Bestimmung der Geschwindigkeit in dem Bereich des Modells, der das Grundgebirge repräsentiert, wird folgende Funktion angewendet:

$$v = 5700 + A * t_i$$

v ist die gesuchte Intervallgeschwindigkeit [m/s] für eine Zelle im Grundgebirge, 5700 m/s repräsentiert die Intervallgeschwindigkeit an der Grenzfläche Sediment/Grundgebirge. A ist ein frei gewählter Faktor, der eine lineare Zunahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe bewirkt. A wurde 0.18 gesetzt und so gewählt, dass im Modellraum keine Geschwindigkeiten über 6500 m/s auftreten. t_i ist der Abstand der Grenzfläche Sediment/Grundgebirge von der Oberfläche in Zweiweglaufzeit [s]. Die Variable bewirkt, dass die Grundgebirgsgeschwindigkeiten im Süden des Modells, wo die Trennfläche Sediment/Grundgebirge sehr tief liegt, schneller mit der Tiefe zunehmen als im Norden des Modells (Abb. 3-2 c).

Das fertige Modell enthält in vertikaler Richtung Geschwindigkeitsinformationen in 500 Zellen mit einer Höhe von 0.01 s . Für jede Zelle ist somit eine Mächtigkeit in m bestimmbar. Durch Aufsummieren der entsprechenden Zellmächtigkeiten kann die Tiefenposition jedes Punktes, der in den Modellraum fällt, berechnet werden. Zwischen den Zellmittelpunkten wird linear interpoliert.

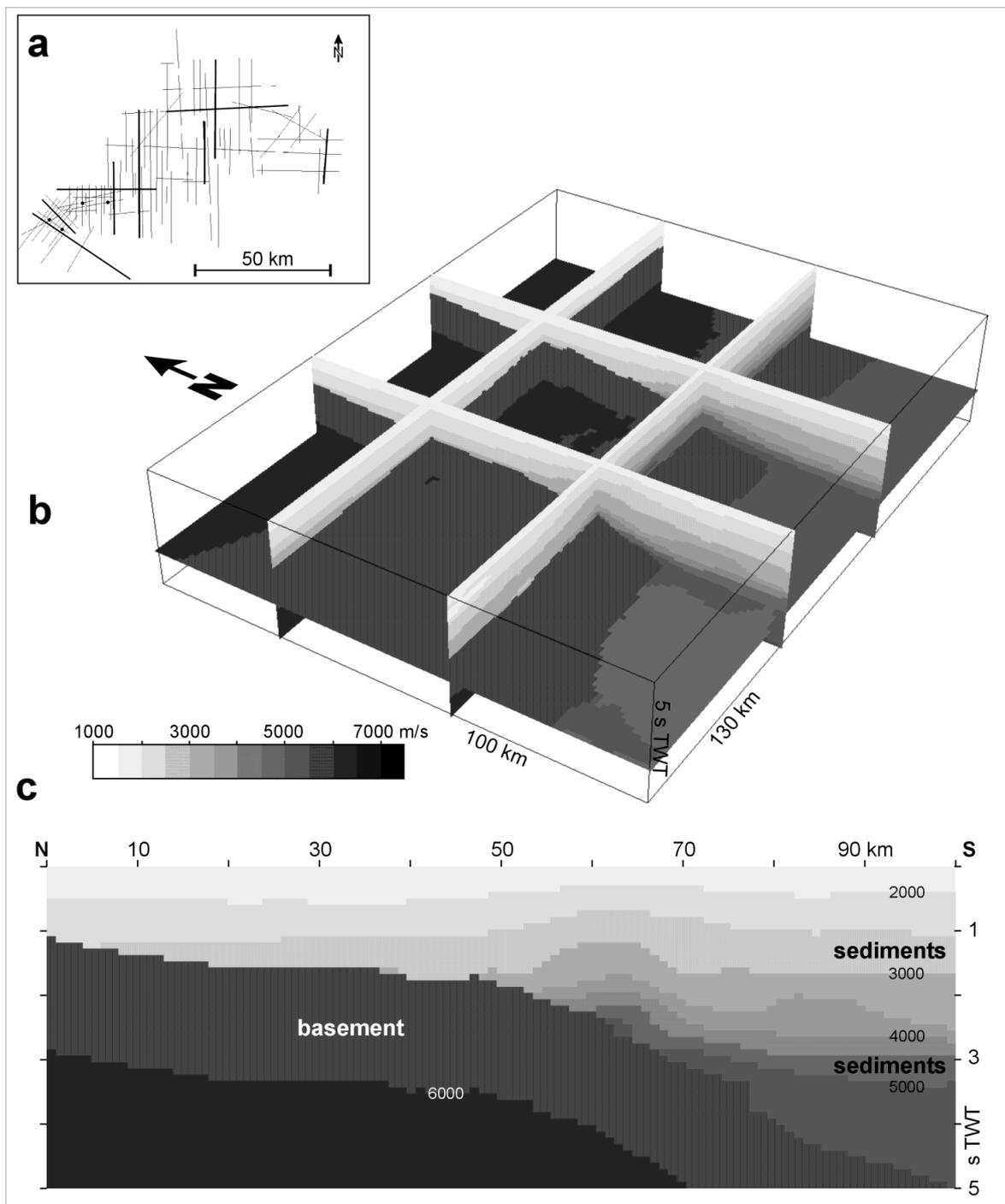


Abb. 3-2 Geschwindigkeitsmodell für Tiefenkonvertierung. a) Position der seismischen Profile für die Intervallgeschwindigkeiten vorliegen (dicke Linien) und der vier verwendeten synthetischen Bohrlochseismogramme (Punkte). b) Perspektivische Ansicht des Geschwindigkeitsmodells mit ausgewählten Schnitten. Die Unterteilung in Deck- und Grundgebirge ist besonders gut im Norden des Modells anhand eines deutlichen Geschwindigkeitssprunges erkennbar. c) Beispielschnitt in N-S Richtung. Sowohl b) als auch c) sind zur Veranschaulichung mit einer diskontinuierlichen Grautonskala dargestellt (500 m/s Intervalle); die Werte im Modell sind tatsächlich kontinuierlich.

Das Ergebnis der Tiefenkonvertierung, und damit auch des Geschwindigkeitsmodells, lässt sich an den Bohrungen überprüfen, von denen aufgrund fehlender Geschwindigkeitsinformationen keine Eingangsdaten im Modell verwendet werden (siehe Beispiel Abb. 3-3). Visuelle Kontrollen des Modells, Vergleiche mit Bohrungen und Abschätzungen von Formationsmächtigkeiten deuten auf einen zu erwartenden Fehler von tiefenkonvertierten Punkten von wenigen Metern an der Oberfläche bis zu mehreren 10er Metern an der Grenze Sediment/Grundgebirge hin. Lokale Effekte, wie sprunghafte Geschwindigkeitswechsel an Störungen etc., bleiben in dem Modell größtenteils unberücksichtigt und können lokal zu erheblich größeren als den genannten Fehlern führen. Weiterhin sind für eine geometrische Betrachtung von geologischen Körpern und Strukturen besonders auch die vertikale und horizontale Auflösung der seismischen Profile zu berücksichtigen.

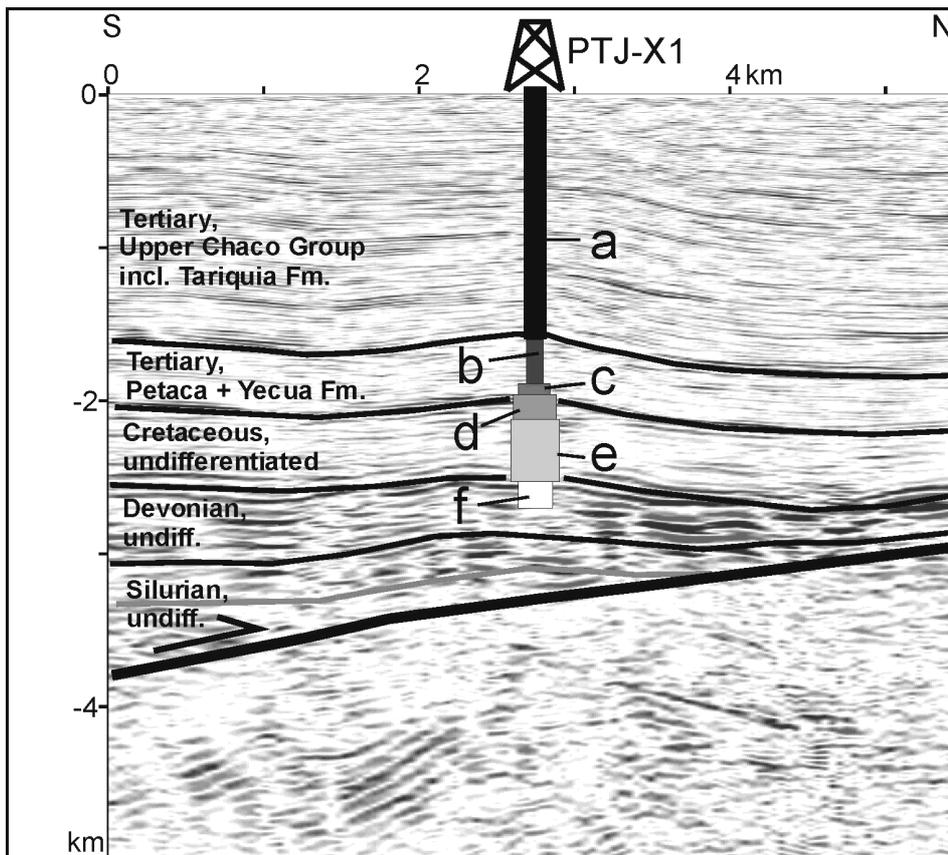


Abb. 3-3 Beispiel eines tiefenkonvertierten seismischen Profils (Teilbereich von Linie 3492-30, Lage in Abb. 3-1). Die Qualität der Konversion kann mit der stratigraphischen Information der Bohrung PTJ-X1 kontrolliert werden (a: Tertiär, Obere Chaco Gruppe inkl. Tariquia Formation (Fm.); b: Tertiär, Yecua Fm.; c: Tertiär, Petaca Fm., d: Kreide, Yantata Fm.; e: Kreide, Ichoa Fm.; f: Devon, nicht differenziert).

3.2.2 Vertikale und horizontale Auflösung der seismischen Profile

Die vertikale Auflösung reflexionsseismischer Profile lässt sich grob anhand der im Profil bestimmten seismischen Wellenlänge und der abgeschätzten Intervallgeschwindigkeiten bestimmen (Badley, 1985).

$$\text{Wellenlänge [m]} = (\text{Intervall-})\text{Geschwindigkeit [m/s]} / \text{Periode [s]}$$

Eine Schicht mit einer Mächtigkeit unter $\frac{1}{30}$ der Wellenlänge erzeugt kein messbares Signal. Der Abstand von $\frac{1}{4}$ der bestimmten Wellenlänge entspricht der *tuning thickness*, die den Abstand, in dem zwei gegenphasige Reflexionen maximal miteinander interferieren, definiert. Die Signale von zwei Impedanz-

Trennflächen mit einem Abstand größer als der *tuning thickness* lassen sich somit differenzieren (Badley, 1985).

In der Tabelle 3-1 sind beispielhaft einige Werte für die *tuning thickness* im Untersuchungsgebiet dargestellt. Die Größenordnung der vertikalen Auflösung kann somit für einzelne Lithologien und Tiefenbereiche abgeschätzt werden.

Die horizontale Auflösung in einer Reflexionsseismik ist in der Regel deutlich geringer als die vertikale. Für unmigrierte Seismiken wird die horizontale Auflösung durch den Radius der Fresnel Zone (rf) bestimmt, der kreisförmigen Fläche, aus der die reflektierte Energie konstruktiv interferiert:

$$rf = \frac{v}{2} \cdot \sqrt{\frac{t}{f}}$$

mit v der Durchschnittsgeschwindigkeit zu dem entsprechenden Reflektor im m/s, t der Zweiweglaufzeit in s und f der Wellenfrequenz in Hz (Badley, 1985). Theoretisch führt die Migration 2-D reflexionsseismischer Daten zu einem Kollabieren der Fresnel Zone, die somit nicht mehr als direktes Kriterium der horizontalen Auflösung verwendet werden kann. Neben der Qualität der Migration, der eine entscheidende Rolle zufällt, sind u.a. die Samplingrate, der Spurabstand, und das *signal/noise*-Verhältnis für die horizontale Auflösung entscheidend. Zu diesen Parametern liegen keine quantifizierbaren Angaben vor. Aus diesem Grund wird in Tabelle 3-1 der Radius der Fresnel Zone für einige Laufzeiten berechnet. Die horizontale Auflösung der migrierten Sektionen im Arbeitsgebiet sollte deutlich besser sein als der entsprechende Radius der Fresnel Zone.

Medium	Laufzeit TWT [s]	Gemessene Dauer einer Reflexion [s]	Entsprechende Frequenz [Hz]	Intervall- geschwindigkeit [m/s]	<i>Tuning thickness</i> [m]	Durchschnitts- geschwindigkeit (RMS), [m/s]	Radius der Fresnel Zone [m]
Sediment	0.5	0.015	67	2100	8	1930	84
Sediment	1	0.015-0.02	67-50	2500	10-13	2100	128-148
Sediment	2	0.025	40	3000	19	2550	285
Kristallin	2	0.03	33	5750	43	3000	370
Sediment	3	0.035	29	4500	39	3100	499
Kristallin	3	0.04	25	5900	59	4000	693
Sediment	4	0.04	25	5500	55	3700	740
Kristallin	4	0.04	25	6000	60	4300	860
Kristallin	5	0.05	20	6200	78	4500	1125

Tab. 3-1 Größenabschätzung von vertikaler und horizontaler Auflösung für reflexionsseismische Profile im Arbeitsgebiet. Die *tuning thickness* entspricht etwa der vertikalen Auflösung. Die Fresnel Zone gibt die horizontaler Auflösung für unmigrierte Sektionen. Migrierte Sektionen haben in der Regel deutlich bessere Auflösungen. Es wurden die Dauer von durchschnittlichen, hochfrequenten Reflexionen in verschiedenen Profilen gemessen. Die Geschwindigkeiten entstammen den Tabellen der Geschwindigkeitsanalyse und dem interpolierten Geschwindigkeitsmodell (Abschnitt 3.2.1).

Die meisten geologischen Strukturen, die in dieser Arbeit betrachtet werden, entstammen dem Deckgebirge oberhalb 3 s Zweiweglaufzeit. Insbesondere die vertikale Auflösung subhorizontal bis leicht geneigter Impedanzkontraste in diesem Tiefenbereich ermöglicht recht genaue Interpretationen stratigraphischer Informationen. Die Interpretation von tektonischen Strukturen ist primär an Relativbewegungen der gut aufgelösten Sedimente gebunden. Werden die zweidimensionalen Interpretationen mehrerer seismischer Profile für die Konstruktion dreidimensionaler Flächen genutzt, wird die Auflösung geologischer Strukturen vielmehr durch den horizontalen Abstand der seismischen Profile kontrolliert, die in der Regel Abstände von einem bis mehrere Kilometer aufweisen.

3.2.3 Satellitenbild und Drainagenetz –Auswertung

Das Andenvorland nördlich und nordwestlich von Santa Cruz in Bolivien ist aufgrund hoher Niederschläge von dichter Vegetation und zum Teil mit Sümpfen bedeckt. Fernerkundungsdaten können deshalb zusätzliche, strukturgeologisch relevante Informationen wie tektonische Strukturen oder Bewegungen liefern, um die geophysikalischen Daten und die Bohrprotokolle zu ergänzen.

In den südlichen Regionen des Arbeitsgebietes kann die Morphologie anhand ihrer Ausdrucksweise im Satellitenbild (Schatten, unterschiedliche Vegetation) erkannt und strukturgeologisch interpretiert werden. Nördlich der morphologischen Front der Anden sind solche Interpretationen nicht möglich. Anhand des Drainagenetzes, extrahiert aus den Satellitenbildern, soll dort versucht werden, tektonisch aktive Zonen zu identifizieren. Die zugrunde liegende Idee ist, dass sich in einem absinkenden Vorlandbecken mit relativ hoher Sedimentation und mit sehr gleichförmigem Relief neotektonische Bewegungen im Gewässernetz widerspiegeln. Es können die verschiedenen Formen und Formänderungen im Gewässernetz als Hinweise für geologische Prozesse interpretiert werden. Eine Zusammenstellung zur Klassifikation und Interpretation von Drainagenetzen findet sich in Pinter (1996), Deffontaines und Chorowicz (1991) sowie Howard (1967). Eine Analyse der Drainagebecken-Symmetrie kann Hinweise auf junge Blockbewegungen im Untergrund geben (Pinter, 1996; Cox, 1994).

Für die hier durchgeführte Analyse wird aus Teilen von drei georeferenzierten Landsat-TM-Satellitenbildszenen das Gewässernetz extrahiert und in einem GIS (ArcInfo) verfügbar gemacht, um danach eine statistische Analyse der Orientierung der einzelnen Flussegmente durchzuführen. Diese Analyse wird in Quadranten verschiedener Gitterweiten durchgeführt (ausführlichere Beschreibung in Anhang D, Abb. AD-1, AD-2) und ermöglicht so einen Vergleich von lokalen mit mehr regionalen Trends (Abb. AD-3).

4 Interpretation

Abbildung 4-1 zeigt ein aus drei seismischen Linien zusammengesetztes Profil, das von der topographischen Front der Anden im Süden bis in das Vorlandbecken im Norden reicht (siehe Abb. 4-2 für Profillage). In dem Profil ist die grundsätzliche strukturelle Situation des Arbeitsgebietes gut zu erkennen. Von Süden nach Norden nimmt die Mächtigkeit des sedimentären Deckgebirges ab, und das Grundgebirge erreicht zunehmend geringere Tiefen. Im Grundgebirge lassen sich Reflektoren erkennen, die z.T. mit den Deformationsstrukturen im Deckgebirge in Verbindung zu stehen scheinen (Abb. 4-1, grau gestrichelte Linien). Von Norden nach Süden treten im Profil unterschiedliche Deformationsstile auf, die das Ergebnis einer variierenden zeitlich-räumlichen Entwicklung darstellen. Im Folgenden werden drei Strukturdomänen unterschieden (Abb. 4-2):

- Das Vorlandbecken mit tertiären Blockbewegungen und Abschiebungen (Abb. 4-1, ab km 31).
- Die frontale Überschiebungseinheit mit der andinen Deformationsfront und einem Blattverschiebungssystem, das auf dem markierten Abscherhorizont endet (Abb. 4-1, km 10-31).
- Die Übergangzone von frontaler Überschiebungseinheit zur Subandinen Zone, hier durch eine Blumenstruktur gekennzeichnet, die auf dem regionalen Abscherhorizont endet (Abb. 4-1, km 0-10).

Geht man von einer vorwärtspropagierenden Deformation des andinen Falten- und Überschiebungsgürtels aus, dann stellen die Strukturen, die weiter im Süden liegen, ein höheres Entwicklungsstadium der andinen Deformation dar als die Strukturen weiter im Vorland. Wie in Abbildung 4-1 zu erkennen ist, unterscheiden sich die Bereiche allerdings stark in der Grundgebirgs-/Sedimentkörpergeometrie. Die in den verschiedenen Strukturdomänen auftretenden Deformationsstrukturen lassen sich deshalb nur bedingt als kinematische Entwicklungsstufen betrachten, bei der die jeweils ältere der jüngeren vorausgegangen ist. Andererseits lassen sich aus den strukturellen Unterschieden der Domänen wichtige Hinweise auf die Steuerungsfaktoren, welche die junge andine Deformation kontrollieren, ableiten.

Im Folgenden wird zunächst die Geometrie der Reflektoren im Grundgebirge untersucht. Anschließend werden anhand ausgesuchter Beispiele aus dem Vorland und aus der Boomerang Hills Überschiebungseinheit die räumlich-zeitlichen Zusammenhänge der abgebildeten Strukturen untersucht. Die Untersuchungsreihenfolge vom Vorland zur Überschiebungseinheit erlaubt die Ergebnisse des jeweils geringer deformierten Bereichs in der Untersuchung der stärker deformierten Domäne zu berücksichtigen. Aus den Ergebnissen der Interpretation werden in Kombination mit Bilanzierungen und Modellierungen (Kapitel 5) Rückschlüsse auf die kinematischen Zusammenhänge, deren Steuerungsfaktoren und den dynamischen Zustand der Überschiebungseinheit gemacht (Kapitel 6).

4.1 Grundgebirge

Wie sich in Abbildung 4-1 andeutet, besteht ganz offensichtlich eine Beziehung von Reflektoren im Grundgebirge zu den Deformationsstrukturen im Deckgebirge.

Eine Interpretation der deutlichsten Reflektoren führt zu dem Bild, dass eine Paläostruktur im Untergrund vorliegt (Abb. 4-3). Aufgrund variierender Datenqualität ist es nicht möglich, in allen reflexionsseismischen Profilen eine Interpretation der Reflektoren im Grundgebirge vorzunehmen. Zusätzlich lassen sich in einigen Profilen mit hoher Qualität mehrere deutliche Reflektoren ausmachen, die sich in parallel verlaufenden Profilen jedoch nicht differenzieren. Die räumliche Korrelation der Reflektoren ist somit sehr schwierig. Aus den heterogen verteilten Informationen lassen sich dennoch die Haupttrends der Reflektoren im Grundgebirge erkennen (Abb. 4-3).

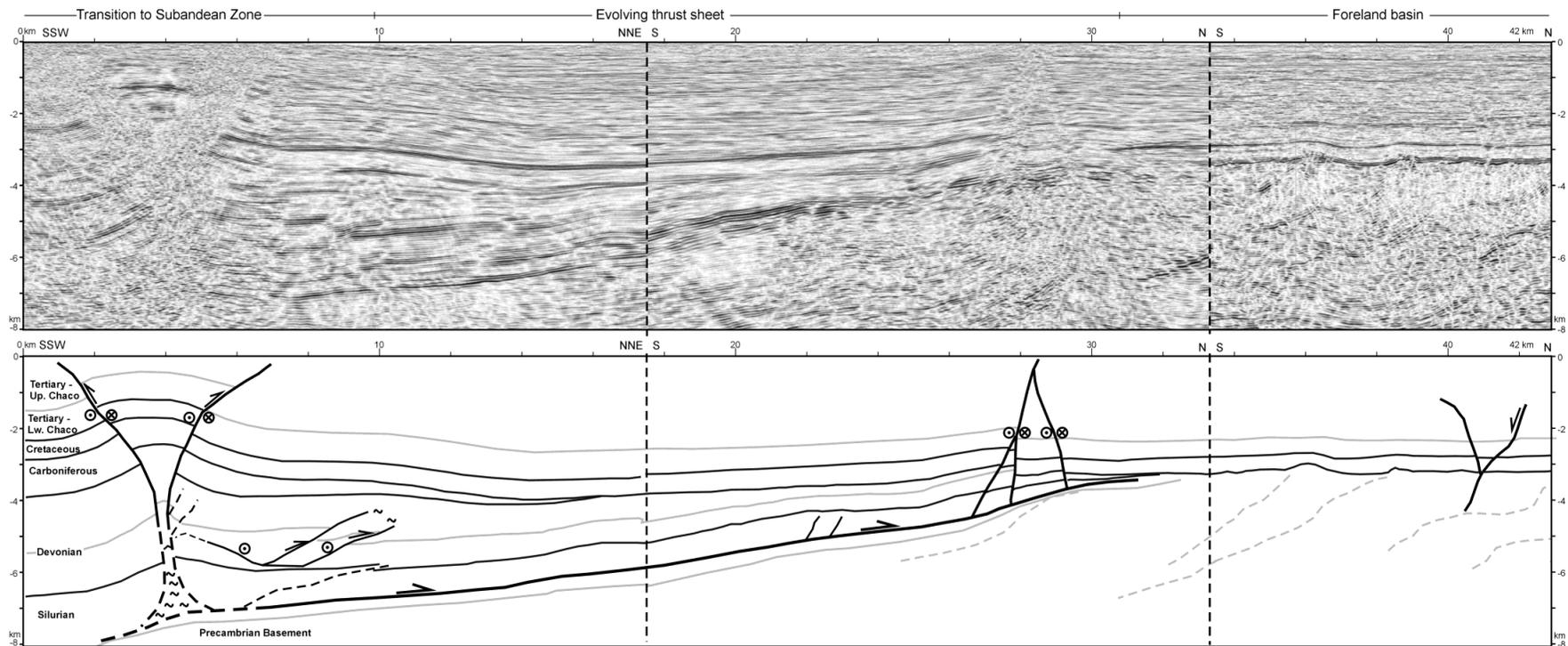


Abb. 4-1 Zusammengesetztes seismisches Profil (oben, zeitmigriert und tiefenkonvertiert) und Interpretation (unten), welches die Struktur von der Spitze der Subandinen Zone bis ins Andenvorland zeigt (siehe Abb. 4-2, bzw. 4-9 für Position). Das Profil basiert auf Teilen der Linien 3532-30, 3514-30 und 3512-31p (siehe Abb. 3-1).

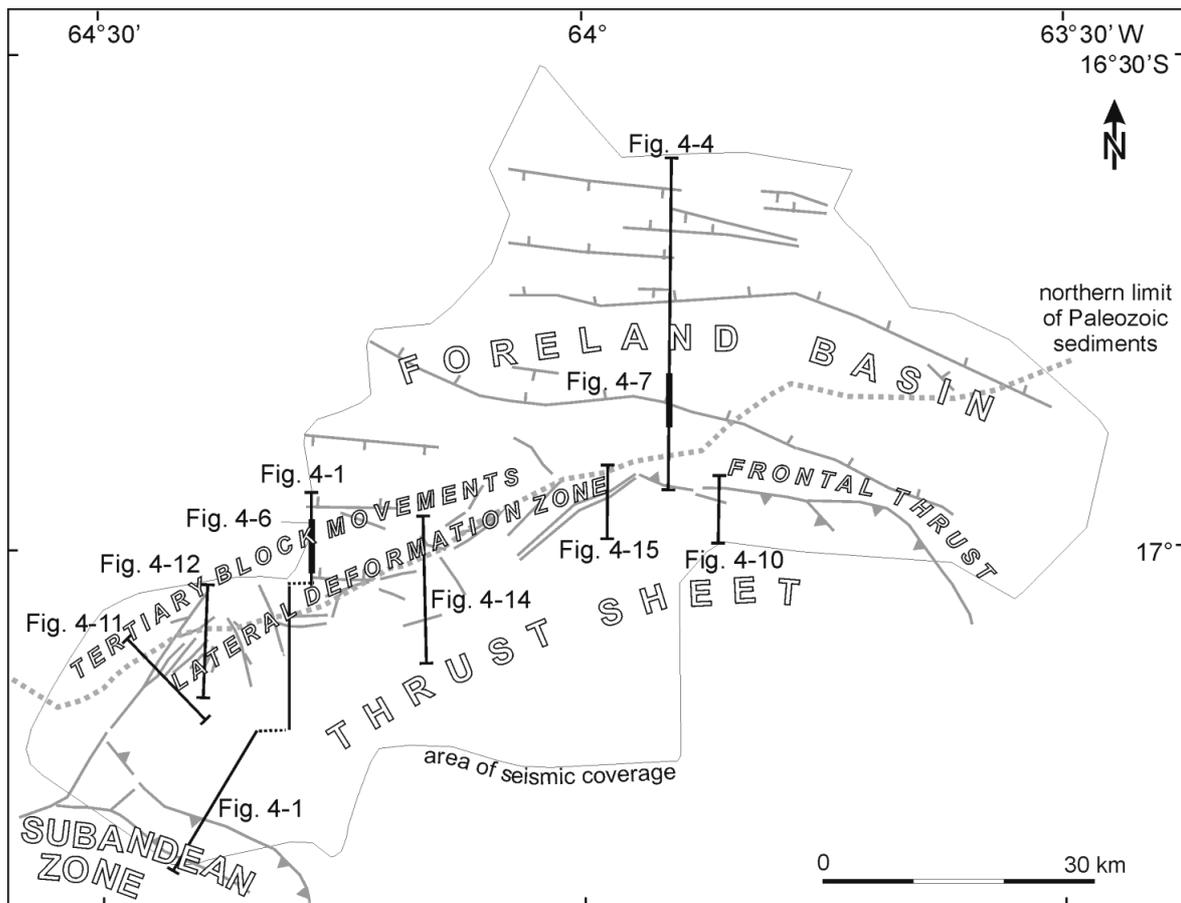


Abb. 4-2 Karte des Arbeitsgebietes mit den im Text besprochenen Profilen und Strukturdomänen (graue Störungen im Hintergrund aus Karte 4-5 dienen der Orientierung).

Im Süden des Arbeitsgebietes dominieren südeinfallende Grundgebirgsreflektoren, die teilweise bis an die Oberfläche des kristallinen Grundgebirges reichen (Abb. 4-3, 4-1, graue, gestrichelte Linien). Im Zentrum des Arbeitsgebietes bilden Reflektoren eine Art Antiform, mit subhorizontalen, relativ hoch im Grundgebirge gelegenen Reflektoren (Abb. 4-3, 4-4). Im nördlichen Schenkel der Antiform zeigen die Reflektoren ein relativ steiles (20° - 40°) Einfallen nach Norden. Nördlich schließt sich eine Synform mit subhorizontalen Reflektoren an, welche am nördlichen Rand des Arbeitsgebietes wiederum leicht nach Norden ansteigen (Abb. 4-4, 4-3).

Bewegungen an Strukturen, die mit den Grundgebirgsreflektoren in Verbindung stehen, lassen sich durch ihren Einfluss auf die Sedimentation des Deckgebirges nachweisen. Neben Reflektoren, an denen Bewegungen während der Sedimentation von Kreide und Tertiär nachweisbar ist, treten auch phänotypisch gleichartige Reflektoren auf, an denen keine Bewegung im Deckgebirge dokumentiert ist (siehe dazu Abschnitt 4.2). Daraus kann geschlossen werden, dass es sich bei den Reflexionen im Grundgebirge um ein „ererbtes“ Gefüge handelt. Über die Ursachen für die Reflektoren lässt sich nur spekulieren. Die Geometrien erinnern an Rampen und Flachbahnsegmente von Falten- und Überschiebungsgürteln und können ein Gefüge aus der letzten Gebirgsbildung in dieser Region, der Brasiliano-Orogenese, sein (vgl. Abschnitt 2.3). Gründe für die jüngeren Bewegungen an den Grundgebirgsreflektoren werden in Abschnitt 6.1.2 diskutiert.

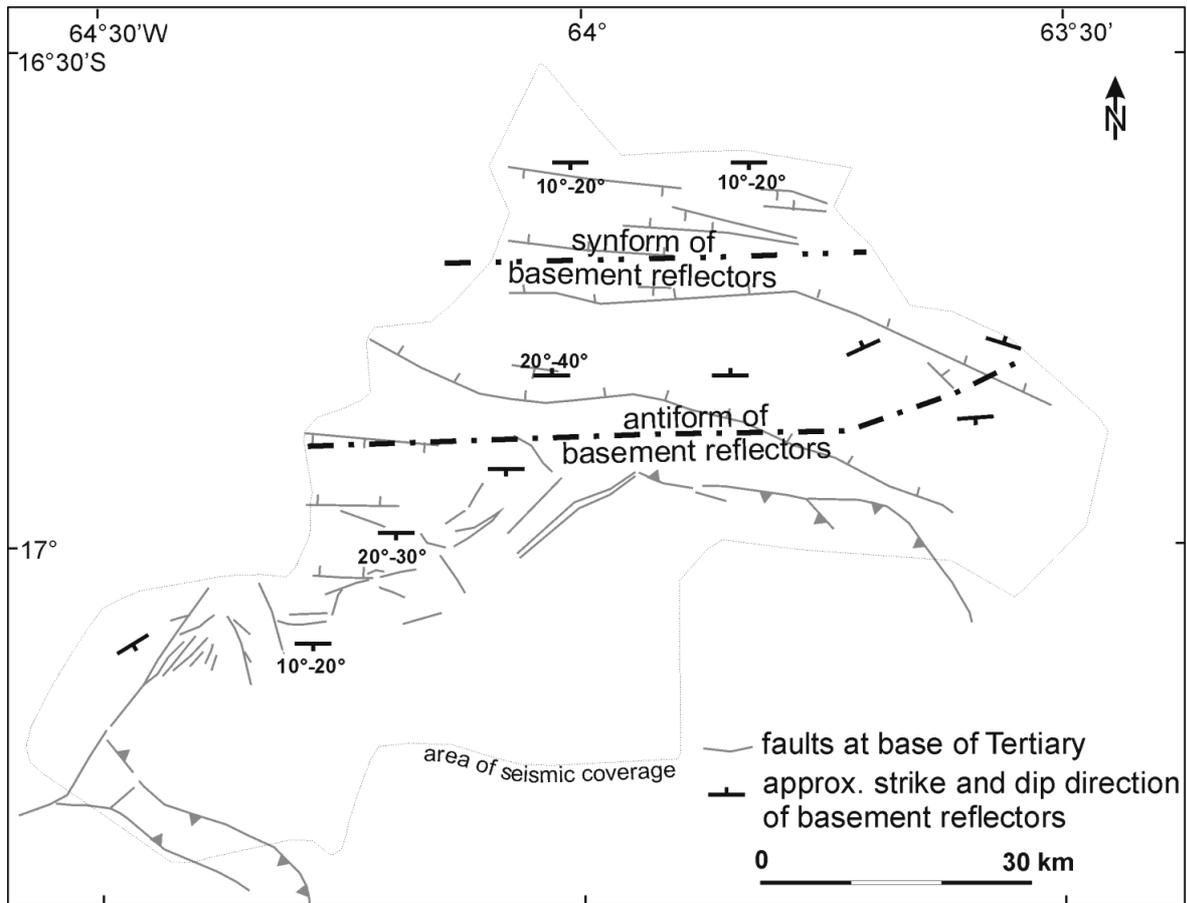


Abb. 4-3 Trends markanter Reflektoren im präkambrischen Grundgebirge in der Boomerang Hills Region. Die Trends der Reflektoren in der Karte basieren auf der Interpretation deutlicher Reflektoren im kristallinen Grundgebirge. Die grauen Störungen im Hintergrund aus Karte 4-5 dienen der Orientierung.

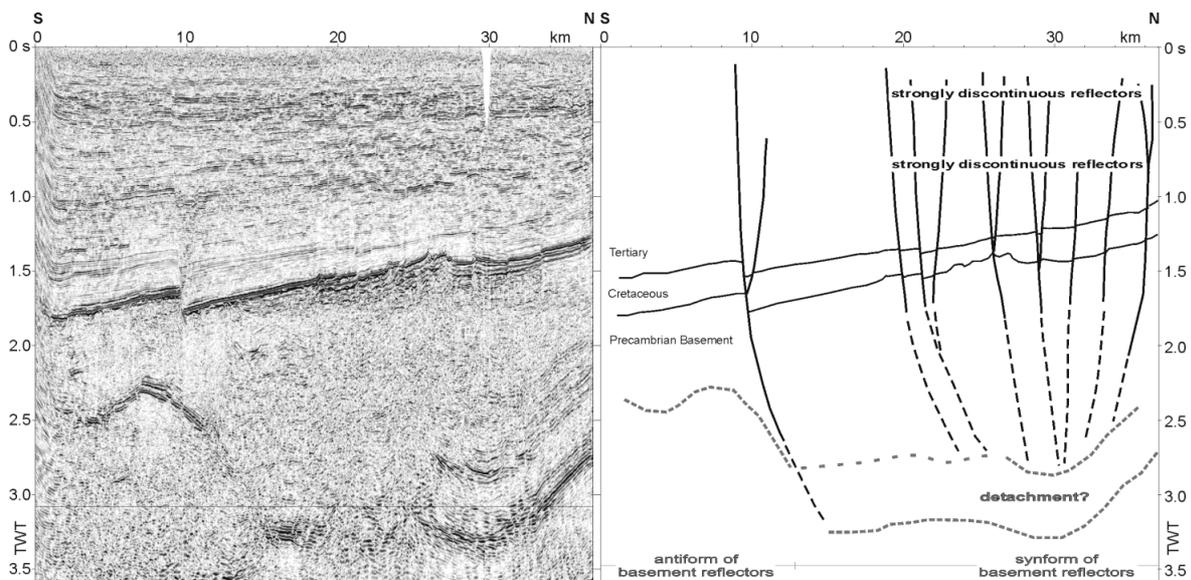


Abb. 4-4 Stark überhöhtes seismisches Profil (Linie 708p3-35, links) und Interpretation (rechts) der Struktur des Vorlandbeckens und seines Grundgebirges nordwestlich Santa Cruz (siehe Abb. 4-2 für Position). VE ca. 7.5 bei 1.7 s TWT. VE ca. 4.5 bei 3 s TWT.

4.2 Vorland

4.2.1 Falten und Monoklinen im Vorland

Wie in Abbildung 4-1 (km 36-39) und 4-5 zu erkennen ist, befindet sich knapp nördlich der Grenze des paläozoischen Beckens eine Zone aus kleineren Falten, die in Verbindung mit Bewegungen an südeinfliehenden Reflektoren im Grundgebirge steht (Abb. 4-3). Die in Abbildung 4-5 gezeigte Basis des Tertiärs wird als Bezugshorizont für die Strukturkarte genutzt, da fast alle in dieser Arbeit betrachteten Deformationen ein Abbild in dieser Fläche hinterlassen haben. Die Karte stellt das Ergebnis der Korrelation und räumlichen Strukturmodellierung auf Basis der Interpretationen der seismischen Profile dar.

In Abbildung 4-6, einer Ausschnittsvergrößerung aus Abbildung 4-1, zeigt sich eine aufschiebende Relativbewegung an den Grundgebirgsreflektoren. Die Sedimente scheinen nur passiv auf die Bewegungen im Grundgebirge zu reagieren, und das Erscheinungsbild ähnelt Flexuren. Anhand der Krümmung der Reflektoren in den Sedimenten und der syntektonischen Sedimentation wird klar, dass die Bewegungen hauptsächlich in die Zeit der Ablagerung der Unteren Chaco Gruppe fallen (Abb. 4-6). In den Reflektoren der Oberen Chaco Gruppe kann eine leichte Biegung noch erkannt werden, die kontinuierlich nach oben hin abnimmt (Abb. 4-6, km 36, 1.5–0.3 s).

Die erwähnte zeitliche Einordnung gilt für alle vergleichbaren Strukturen, die an Bewegungen an südeinfliehende Reflektoren gebunden sind. Die Zone mit aufschiebenden Bewegungen an südeinfliehenden Reflektoren ist nach Osten begrenzt (Abb. 4-5). Östlich sind keine Grundgebirgsbewegungen nachweisbar.

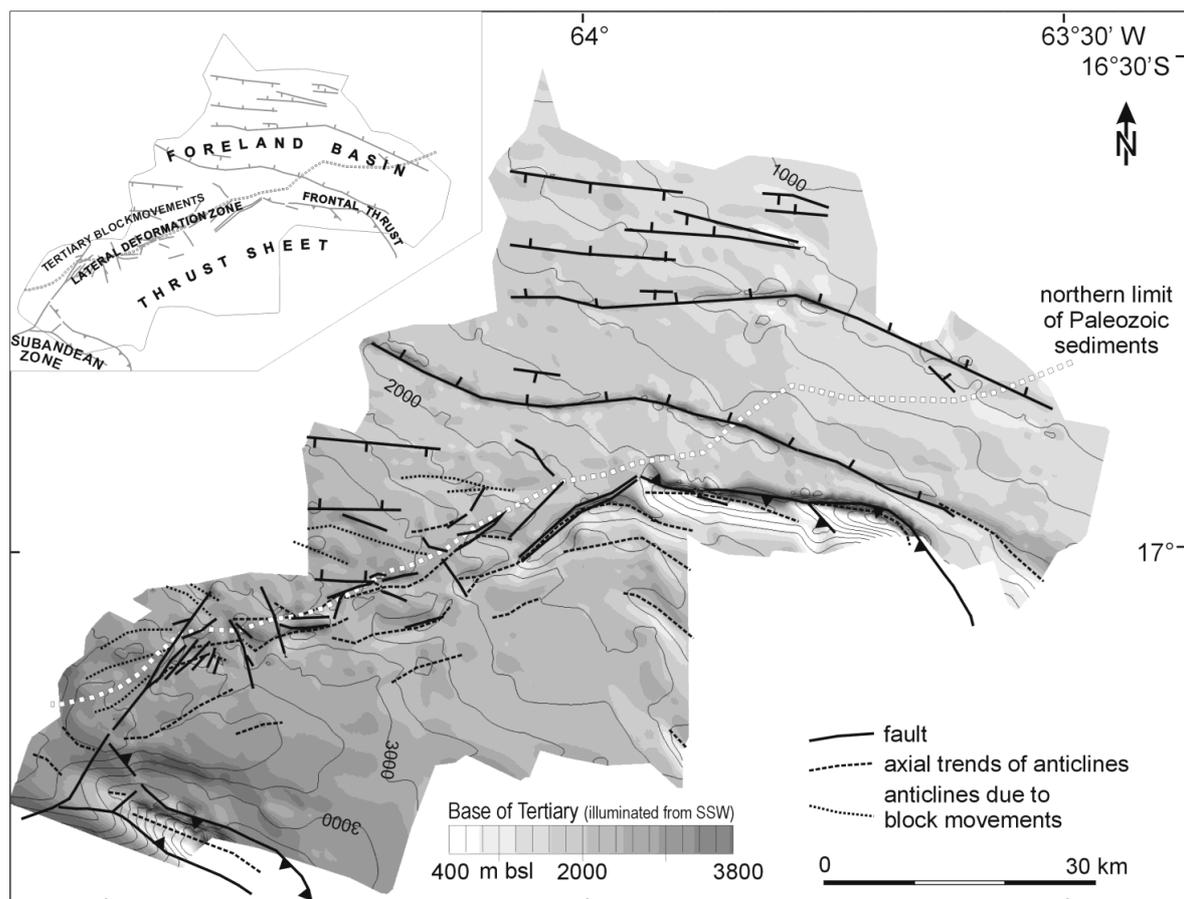


Abb. 4-5 Strukturkarte der Tertiärbasis mit Fläche der Tertiärbasis, basierend auf den Interpretationen reflexionsseismischer Profile. Die Karte zeigt den Übergang vom Falten- und Überschiebungsgürtel der Subandinen Zone zum Andenvorland nordwestlich von Santa Cruz, Bolivien. Der südliche Teil der Karte zeigt Strukturen der konvergenten andinen Deformation mit der jungen, sich entwickelnden Boomerang Hills Überschiebungseinheit. Die im Text verwendeten Strukturdomänen sind in dem Karteneinsatz verzeichnet.

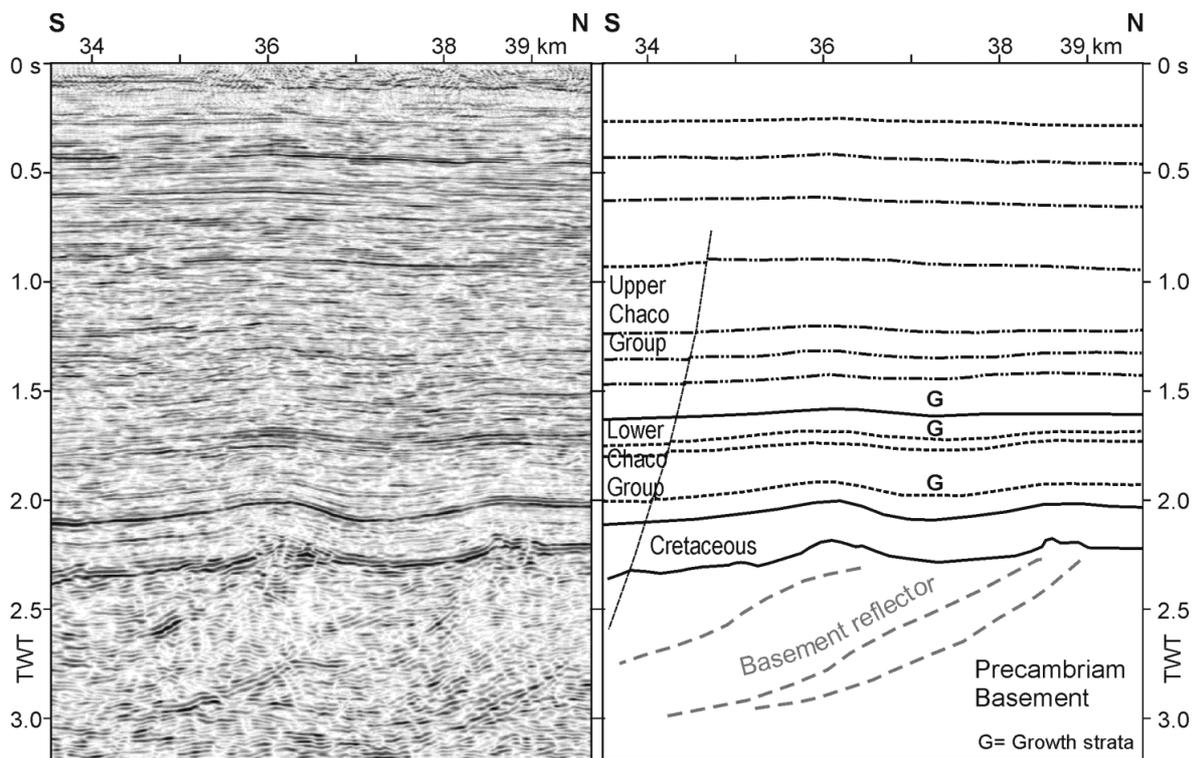


Abb. 4-6 Reflexionsseismisches Profil (links, Ausschnitt des Profils in Abb. 4-1) und Interpretation (rechts) zur Verdeutlichung der syntektonischen Sedimentation in Zusammenhang mit tertiären Grundgebirgsbewegungen im Vorland der Zentralen Anden bei 17° S zwischen 64-64.5°W. Überhöhung ca. 1.7 bei 2 s TWT.

4.2.2 Abschiebungen im Vorland

Reflexionsseismisches Abbild

Abschiebungen sind im Arbeitsgebiet nur deutlich im Vorland (z.B. 4-1, km 40-41). Eine relative Datierung der Abschiebungen, an denen eine deutliche stratigraphische Separation auftritt, kann anhand der syntektonischen Sedimentation (Bildung von *growth strata*) vorgenommen werden. In Abbildung 4-7, einem Teilbereich von Abbildung 4-4, ist ein Beispiel eines Systems aus synthetischer und antithetischer Abschiebung dargestellt. Die nach Norden einfallende Hauptabschiebung mündet auf einen mäßig nach Norden einfallenden Reflektor im Grundgebirge (Abb. 4-7, km 8.5-10). Die Aktivität der Störung setzte während der Sedimentation der Unteren Chaco Gruppe ein und weist eine starke Aktivität in der Oberen Chaco Gruppe auf. Eine kretazische Aktivität ist an der Abschiebung nicht sicher nachzuweisen. Die Kreide ist im Hangendblock zwar um ca. 0.02 s TWT mächtiger, dieses kann aber auch durch eine Verzerrung aufgrund leicht erhöhter Intervallgeschwindigkeiten in den tiefer liegenden, abgeschobenen Sedimente verursacht werden. Im obersten Bereich der Oberen Chaco Gruppe steht die Hauptabschiebung fast vertikal und zeigt nur geringe Abschiebungsbeträge (Abb. 4-7, km 8.8, 0.4 s). Eine mögliche Erklärung dafür ist, dass die Abschiebung seit der oberen Oberen Chaco Gruppe tektonisch inaktiv ist und der beobachtete Versatz nicht mehr auf Extension beruht, sondern durch differenzielle Kompaktion der Sedimente verursacht wird. Möglicherweise dadurch, dass syntektonische Sedimente des Hangendblocks in leicht niedrigerer topographischer Position zur Ablagerung kommen, also einen erhöhten Porenwassergehalt und feinere Sedimente enthalten, können diese nun stärker kompaktieren.

Aufgrund geringer vertikaler Versätze ist das Alter der antithetischen Abschiebung schwerer zu bestimmen (Abb. 4-7, km 9-11, 0.6 –1.7 s). Die Störungsaktivität entspricht in etwa der Aktivität der Hauptstörung, klingt allerdings bereits in den mittleren Bereichen der Oberen Chaco Gruppe aus.

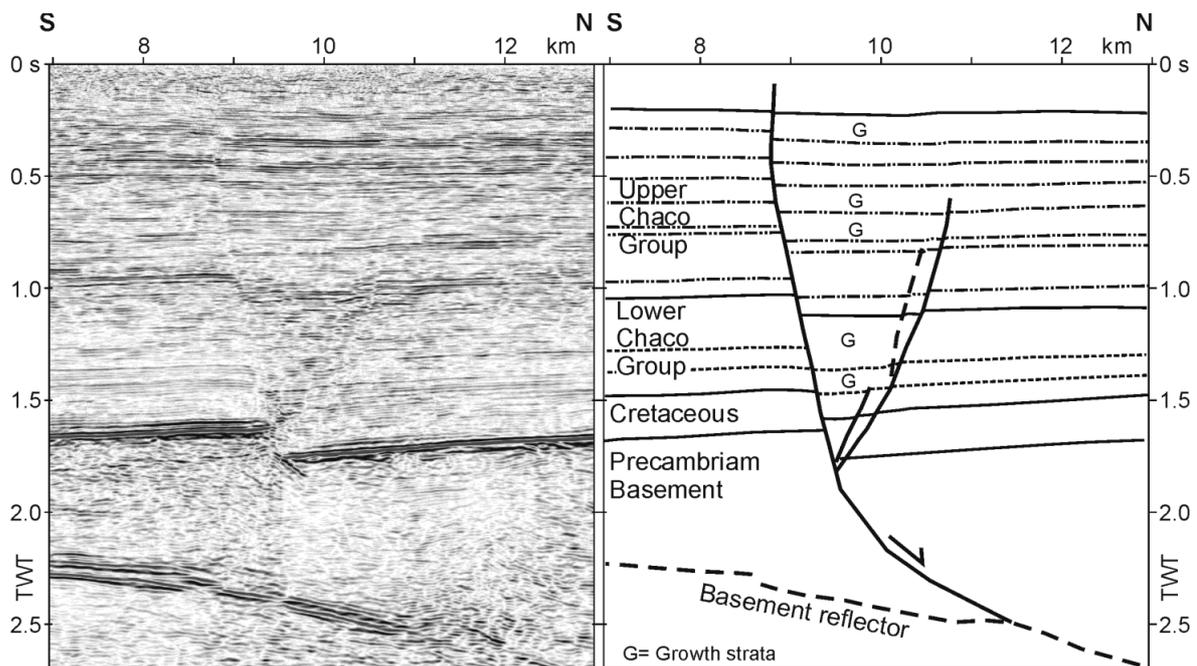


Abb. 4-7 Reflexionsseismisches Profil (links, Ausschnitt aus Abb. 4-4) und Interpretation (rechts) zur Verdeutlichung der syntektonischen Sedimentation an tertiären Abschiebungen im Vorland der Zentralen Anden zwischen 16.5° und 17° S. Überhöhung ca. 1.8 bei 1.7 s TWT.

Alle beobachteten, im Tertiär aktiven Abschiebungen zeigen etwa die gleiche zeitliche Aktivität wie die hier exemplarisch diskutierte Störung (Abb. 4-7). Von diesen Abschiebungen, die scheinbar bis subrezent aktiv bleiben, können Abschiebungen unterschieden werden, deren Aktivität in mittlerer Höhe der Oberen Chaco Gruppe ausklingt (Abb. 4-7, km 9-11, 0.6–1.7 s, Abb. 4-1, km 40-42). Dabei sind die Abschiebungen weiter im Norden potentiell länger aktiv als Abschiebungen dicht an der Deformationsfront.

Korrelationen der Abschiebungen in dem hier betrachteten Vorlandsegment ergeben, dass die Störungen in einem WNW-ESE bis E-W streichenden Trend verlaufen (Abb. 4-5).

Morphotektonik

Um weitere Anhaltspunkte über die rezente Aktivität von Störungen zu erhalten, wurde das Drainagesystem des Vorlandes zwischen topographischer Front der Anden und Brasilianischem Schild analysiert (siehe Abschnitt 3.2.3 und Anhang D). Im Bereich zwischen der Deformationsfront und dem ausstreichenden Kristallin des Brasilianischen Schildes lassen sich zumeist zwei dicht beieinanderliegende Hauptentwässerungsrichtungen feststellen (Abb. 4-8): NW-SE und WNW-ESE. Die NW-SE Richtung ist dabei die Hauptabflussrichtung in diesem Vorland-Segment und stimmt mit der Streichrichtung des ausstreichenden Kristallin des Brasilianischen Schildes überein. Die WNW-ESE Richtung findet sich sowohl in den Abschiebungen als auch in der Orientierung der Sierras Chiquitanas 200 km südöstlich des Arbeitsgebietes wieder (Abb. 4-8, vgl. Abschnitt 2.3.1, Abb. 2-7). In einem Gebiet mit mächtiger gleichförmiger Vorlandbecken-Sedimentation scheint es unwahrscheinlich, dass diese markante Zweiteilung in der Richtungsverteilung zufällig ist. Es wird daraus geschlossen, dass sich aktive Abschiebungen durch die Vorlandbeckensedimente bis zur Oberfläche durchprägen (Abb. 4-8, schraffierter Bereich). Die strukturelle Kontrolle der Ausrichtung des Gewässernetzes wird auch an den Seen im Beni Becken deutlich, die ausgesprochen geradlinige Begrenzungen haben (Abb. 4-8, nördliche Region). Lotungen der Seen zeigen, dass diese durchschnittlich nur 2 Meter tief sind, was in Verbindung mit geradlinigen Uferlinien ebenfalls für eine strukturelle Kontrolle spricht (Plafker, 1976, 1964).

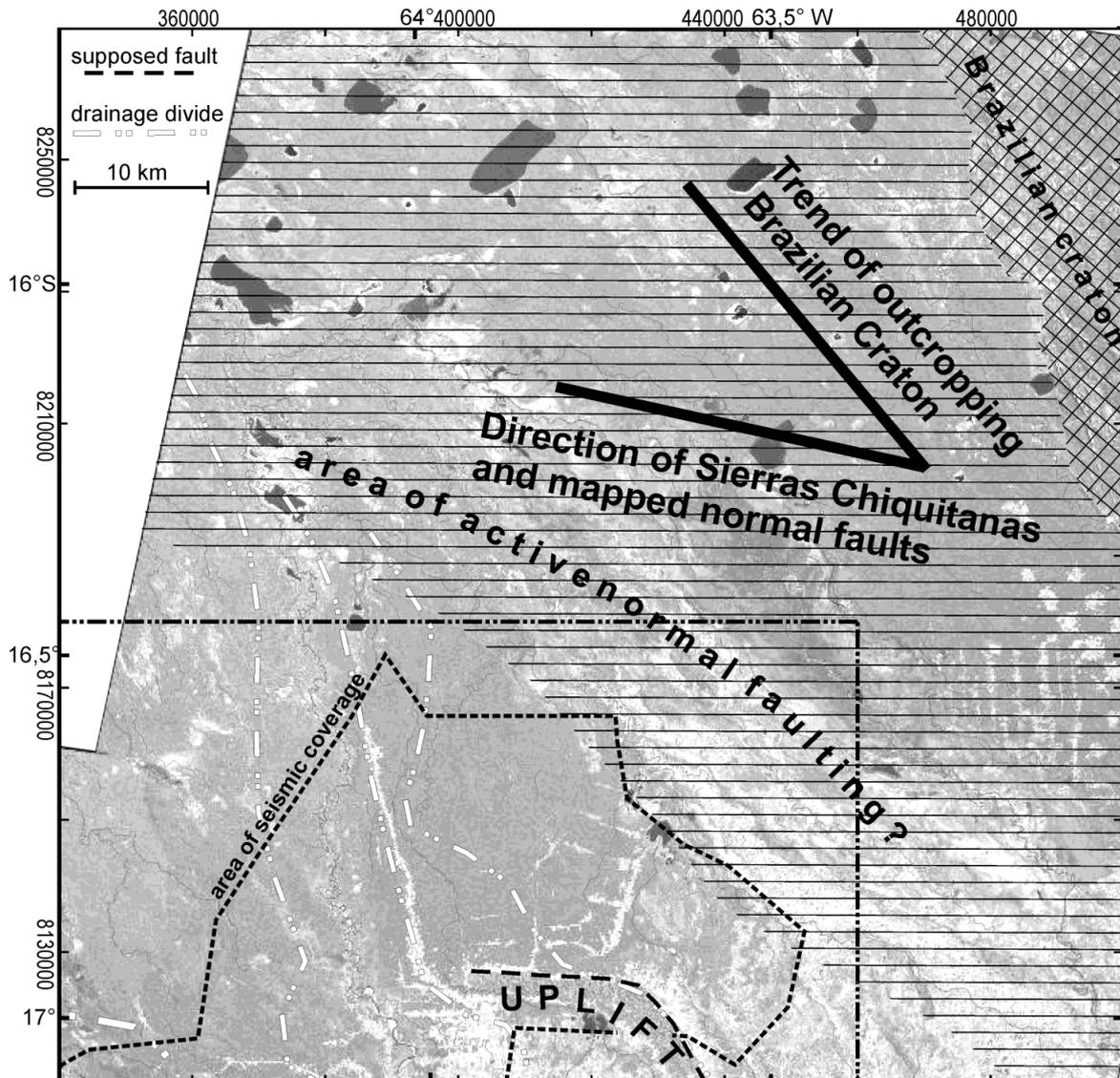


Abb. 4-8 Interpretation der morphotektonischen Analyse für das südöstliche Beni-Becken. Im Andenvorland zwischen Boomerang Hills und Brasilianischem Kraton deutet die Ausrichtung von Flussegmenten und Seen auf rezent aktive Abschiebungen hin. Koordinaten sind UTM Zone 20 S. Schwarze, punktgestrichelte Linie repräsentiert nördlichen Kartenumriss von Abb. 3-1.

4.2.3 Fazit

Im Zentrum des Arbeitsgebietes treten in einem WSW-ENE bis SW-NE streichenden Bereich kleine Falten und Monoklinen im Deckgebirge über südeinfallende Reflektoren im Grundgebirge auf. Die assoziierten Grundgebirgsbewegungen zeigen ihre Hauptaktivität in der Zeit der Sedimentation der Unteren Chaco Gruppe. Die Bewegungen klingen während der Sedimentation der Oberen Chaco Gruppe allmählich aus. Die im Arbeitsgebiet beobachteten Abschiebungen des tertiären Vorlandbeckens sind während der Ablagerung der Unteren und Oberen Chaco Gruppe aktiv und zeigen ein Aktivitätsmaximum in der Zeit der Sedimentation der unteren und mittleren Bereiche der Oberen Chaco Gruppe. Rezente Abschiebungsbewegungen sind aufgrund der Ausrichtung des Entwässerungsnetzes, besonders nördlich/nordöstlich des hier mit reflexionsseismischen Profilen untersuchten Gebietes, wahrscheinlich.

4.3 Boomerang Hills Überschiebungseinheit

In Abbildung 4-1 ist der vorderste Bereich des andinen Falten- und Überschiebungsgürtel zu erkennen. Der Bereich zwischen der Blumenstruktur und dem Vorland kann als rezent akkretierende Überschiebungseinheit angesehen werden (Abb. 4-1, km 10-31). Die Deformationsfront, die mit dem Abscheren der Sedimente vom Grundgebirge verbunden ist, wird durch einen leichten Wechsel im Einfallen der Reflektoren des Deckgebirges bei Profil-km 31 gekennzeichnet. Knapp südlich der Deformationsfront zeigt sich ein System aus subvertikalen Reflexionsdiskontinuitäten (Abb. 4-1, km 27-29). Diese werden als Blattverschiebungen interpretiert, welche auf dem regionalen Abscherhorizont enden. Auf der Strukturkarte wird deutlich, dass diese Blattverschiebungen zu einem SSW-NNE verlaufenden System aus kleineren Blattverschiebungen mit diversen Streichrichtungen gehören (Abb. 4-5). Östlich von etwa 64° W geht dieses System in E-W bis NW-SE streichende Aufschiebungen über. In Bezug auf eine angenommene SW-NE Einengungsrichtung bildet das Blattverschiebungssystem eine schräge, **laterale** Deformationszone. Die Aufschiebungen sind mehr oder weniger senkrecht zur angenommenen Einengungsrichtung und bilden den **frontalen** Bereich der sich ausbildenden Überschiebungseinheit.

4.3.1 Frontale Spitze der Überschiebungseinheit

Die gebogenen Boomerang Hills stellen den morphologischen Ausdruck der frontalen Überschiebung des andinen Falten- und Überschiebungsgürtels dar (Abb. 4-5). Die Scharnierzone des Bogens liegt etwa senkrecht zu der vermuteten SW-NE orientierten Haupteinengungsrichtung (Abb. 4-9, Punkt 1).

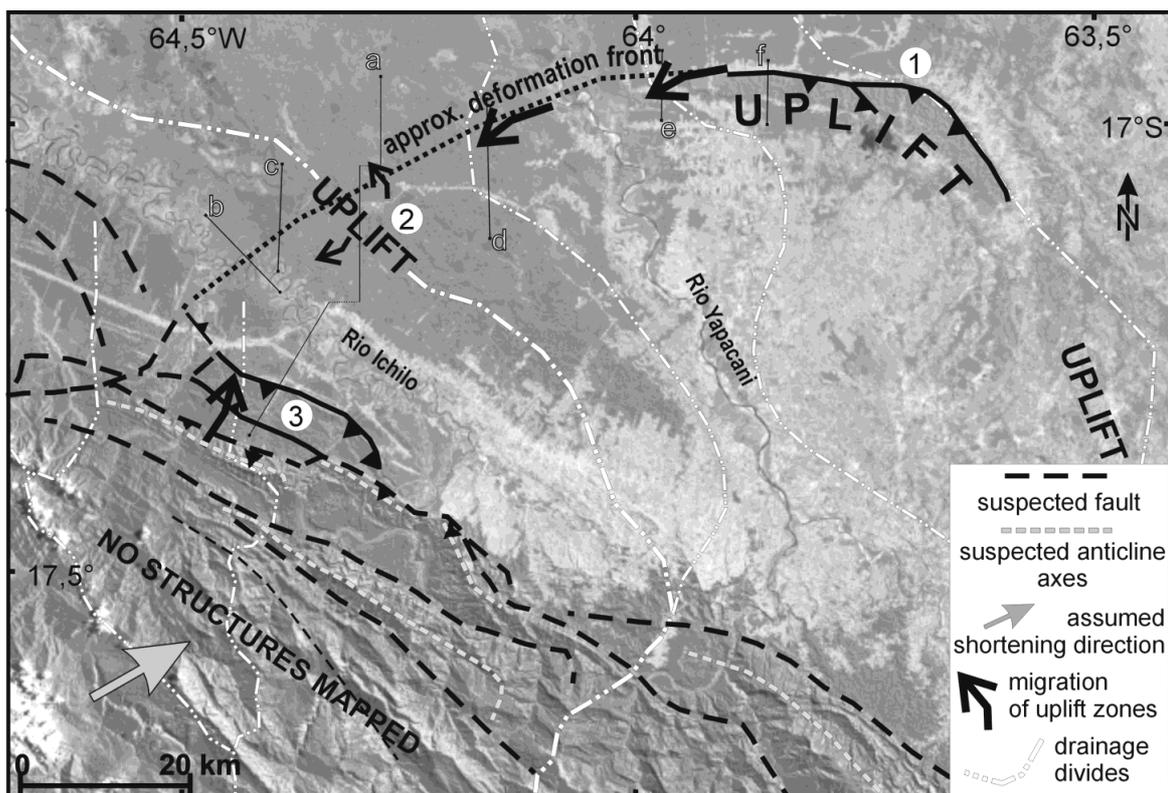


Abb. 4-9 Morphotektonische Interpretation eines zusammengesetzten Satellitenbildes (Landsat TM, siehe Abschnitte 3.1.4, 3.2.3). Die Positionen von Profilen aus Abschnitt 4.3 sind markiert als a: Abb. 4-1, b: Abb. 4-11, c: Abb. 4-13, d: Abb. 4-14, e: Abb. 4-15 und f: Abb. 4-10.

Morphotektonik

Aufgrund des morphologischen Ausdrucks der Boomerang Hills im Sedimentationsgebiet des Vorlandbeckens kann auf eine rezente tektonische Aktivität im Untergrund geschlossen werden. Die Migration von Flüssen, Flussbetten und Wasserscheiden westlich der Boomerang Hills zeigt ebenfalls eine rezente Hebung des Gebietes, bzw. die Migration der Hebung in WSW Richtung an (Abb. 4-9). Wahrscheinlich wird die Boomerang Struktur aus zwei en échelon Überschiebungen aufgebaut, wie im Satellitenbild durch ein kleines SW-NE verlaufendes Tal angedeutet wird (Abb. 4-9, westlich von Punkt 1).

Reflexionsseismisches Abbild

Die Beobachtung, dass die Boomerang Struktur aus zwei en échelon Überschiebungen aufgebaut wird, kann in den seismischen Profilen nicht direkt belegt werden, da der entsprechende Bereich nicht von seismischen Linien ausreichender Qualität geschnitten wird, um die Deformation abzubilden. Allerdings zeigt sich in einem Profil östlich von Punkt 1 (Abb. 4-9) ein kleiner Sattel über einer blinden Überschiebung, was darauf hindeutet, dass sich eine dritte en échelon Imbrikation rezente zu bilden beginnt.

In einem N-S verlaufenden Profil im W-E bis WNW-ESE streichenden Schenkel der Boomerang Hills wird der primär aufschiebende Charakter der Struktur deutlich (Abb. 4-10, Lage in Abb. 4-2, 4-9). Eine Falte bildet sich über einer listrischen Aufschiebung, die als frontale tektonische Rampe betrachtet werden kann. Onlap/Downlap Muster von syntektonischen Sedimenten sind nur in den seismisch schlecht abgebildeten obersten 200-250 m der Sektion angedeutet. Die Überschiebung ist somit jung angelegt und, wie die morphotektonische Interpretation zeigt, rezente aktiv. Die Störung verläuft die ersten 4 km des Profils entlang der Basis der paläozoischen Sedimente (Abb. 4-10). Aufgrund der Beckengeometrie steigt die Überschiebung in diesem Bereich bereits mit 20° - 22° zur Horizontalen an. Etwa ab Kilometer 4,5 - 5 durchschneidet die Störung mit Abrisswinkeln bis zu 38° die stratigraphischen Schichten des Liegendblockes und bricht (wahrscheinlich) bis zur Geländeoberkante durch. Die Abrisswinkel im Hangendblock sind bis zu 75° steil und scheinen von den älteren zu den jüngeren Schichten zuzunehmen. Die Falte zeigt für die mesozoischen und känozoischen Schichten einen Öffnungswinkel von etwa 140° . Der Öffnungswinkel in den paläozoischen Schichten ist nicht deutlich auflösbar. Die Winkel können bis zu 5° steiler als die betrachteten sein, da der Profilschnitt nicht exakt senkrecht zur etwa WNW-ESE Streichrichtung der geschnittenen Struktur liegt. Weiterhin zeigen sich im Bereich des Faltenscharniers Reflexionsdiskontinuitäten, die auf eine subvertikale Störung hinweisen, die nicht verfaultet ist (Abb. 4-10, km 5-5.5).

Die Schichtflächen im Liegendblock zeigen im seismischen Profil ein Einfallen nach Norden. Diese Biegung kann sowohl durch die Faltung (als eine Liegendblock-Mulde) als auch durch einen Geschwindigkeitseffekt (*velocity pull-up*) erklärt werden. Für den Geschwindigkeitseffekt spricht, dass sowohl die Sedimente als auch das Grundgebirge unterhalb der Störung scheinbar angehoben werden und dieses nur in größeren Tiefen auftritt. Durch die Aufschiebung der Sedimente im Hangendblock wird auch das Geschwindigkeitsfeld relativ zum Liegendblock angehoben. Schon eine geringe Zunahme der Geschwindigkeit im Hangendblock (0.1-0.2 km/s) reicht aus, um den beobachteten Effekt der Anhebung des Reflektors um ca. 300-400 m entsprechend ca. 0.2-0.3 s TWT auszulösen. Das für die Tiefenkonvertierung verwendete interpolierte Geschwindigkeitsmodell erreicht nicht die Genauigkeit, um diesen Geschwindigkeitseffekt zu korrigieren. Es wird somit angenommen, dass die Schichten des Liegendblockes weitestgehend unverfaultet sind.

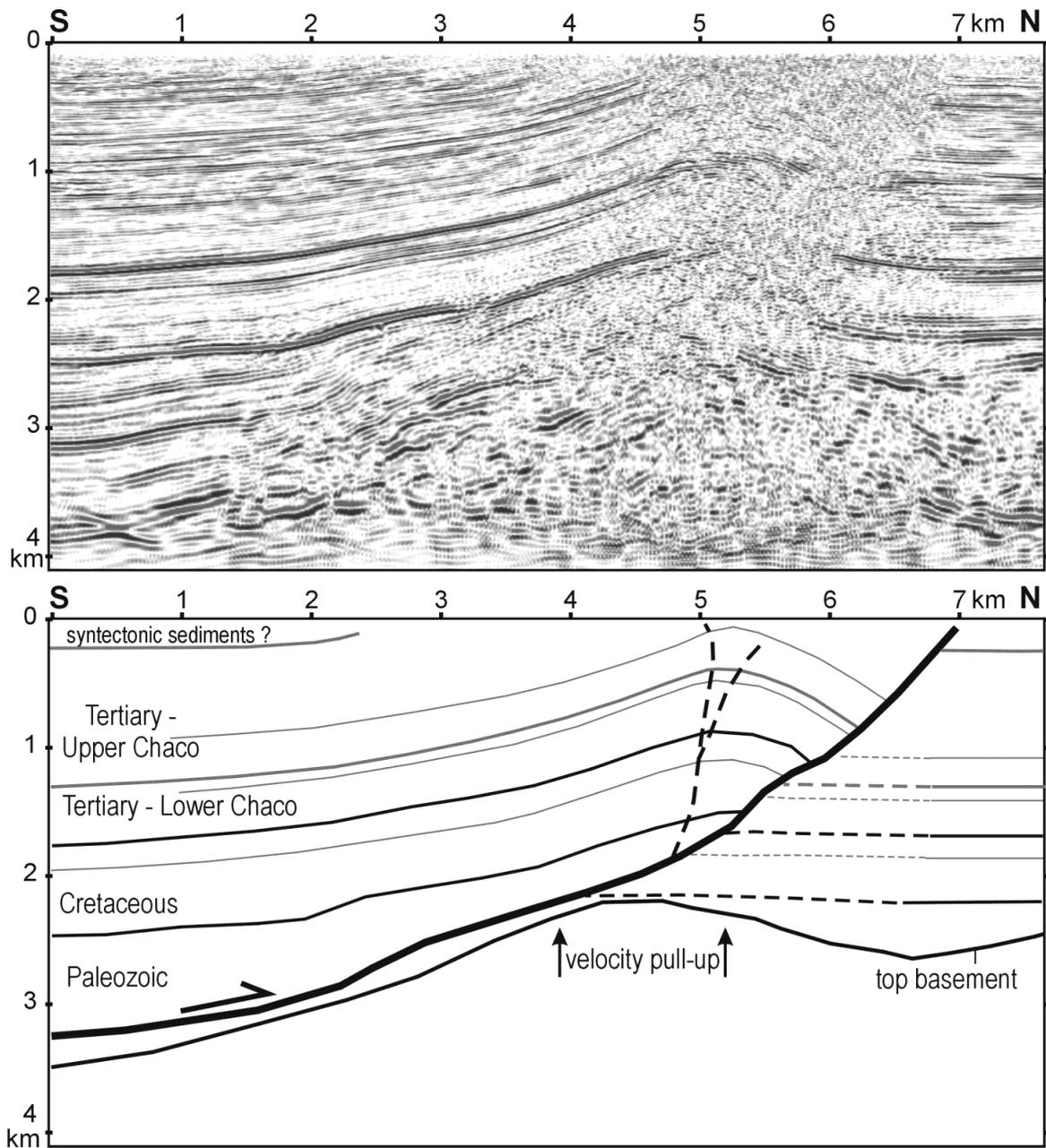


Abb. 4-10 Seismische Sektion durch die Boomerang Hills (oben, zeitmigriert und tiefenkonvertiert, Teilbereich der Linie 709-31p) und Interpretation (unten). Das Profil zeigt eine Überschiebung mit assoziiertem Sattel, welcher an der Oberfläche morphologisch die Boomerang Hills bildet.

4.3.2 Laterale Deformationszone

Der laterale Rand der Überschiebungseinheit verläuft in SSW-NNE Richtung (Abb. 4-5). In den reflexionsseismischen Profilen, die diesen Bereich schneiden, treten zahlreiche subvertikale Reflexionsdiskontinuitäten auf, die vergleichbar der Störung bei Profil-km 28 in Abbildung 4-1 als Blattverschiebungen interpretiert werden und die mit dem lokalen Abscherhorizont in Verbindung stehen. Dabei variiert der strukturelle Bauplan entlang der lateralen Front von W nach O. Im Folgenden wird anhand einiger Beispiele die Ausprägung der lateralen Deformationsfront erläutert und der Zusammenhang mit

präexistenten Strukturen aufgezeigt. Insbesondere der 3-D reflexionsseismische Datensatz hilft, Kontrollmechanismen des Grundgebirges zu erkennen und zu veranschaulichen.

Morphotektonik

Die morphotektonische Analyse gibt nur wenig Hinweise auf aktive Deformation entlang der lateralen Deformationsfront. Auf dem Satellitenbild lassen sich in dem Bereich zwischen Boomerang Hills und Subandiner Zone keine jungen Gesteinsaufbrüche erkennen, die als Ergebnis junger Bewegungen angesehen werden könnten (Abb. 4-9). Eine Migration der Hebungszone von den Boomerang Hills entlang der lateralen Deformationsfront zeigt sich in der Drainagebeckengeometrie und durch die Verlagerung von Flussbetten (siehe auch Abschnitt 3.2.3. und Abb. AD-3). Dieser Trend wird durch ein lokales Hebungszenrum unterbrochen (Abb. 4-9, Punkt 2), welches mit der Blattverschiebung an der Deformationsfront in Abbildung 4-1 korrelierbar ist (Profil-km 27-30). Das lokale Hebungszenrum ist der einzige Nachweis morphotektonischer Aktivität entlang der lateralen Deformationsfront zwischen Boomerang Hills und Subandiner Zone.

Die Strukturen der lateralen Deformationszone in reflexionsseismischen Profilen

In einer SE-NW verlaufenden seismischen Sektion ist eine breite Störungszone abgebildet, die sich durch mehrere subvertikale Reflexionsdiskontinuitäten zeigt (Abb. 4-11, km 5-8). Die Hauptstörung des Systems ist die nördlichste Störung und stellt die rezente Deformationsfront dar (Abb. 4-11, km 7.5-8). Auffällig ist, dass insbesondere die Reflektoren der tertiären Schichten an der Hauptstörung nach unten einbiegen (Abb. 4-11 „*downdipping strata*“, km 7.5-8, 0-1.7 km Tiefe). Die Hauptstörung verzweigt sich unterhalb 1.4 km Tiefe in mindestens zwei getrennte Störungsäste. Südöstlich der Hauptstörung zeigt sich eine Zone mit diskontinuierlichen Reflektoren, die als kleinere Zweigstörungen interpretiert werden (Abb. 4-11, km 5-7). In parallelen seismischen Profilen ist zu erkennen, dass die Hauptstörungszone in SW-NE Richtung verläuft, also parallel zu der angenommenen Einengungsrichtung (Abb. 4-5). Aufgrund dieser Orientierung und der Koizidenz mit der lateralen Deformationsfront stellt dieses Störungssystem eine Transferstörung dar, an der Material parallel zur Störung transportiert wird.

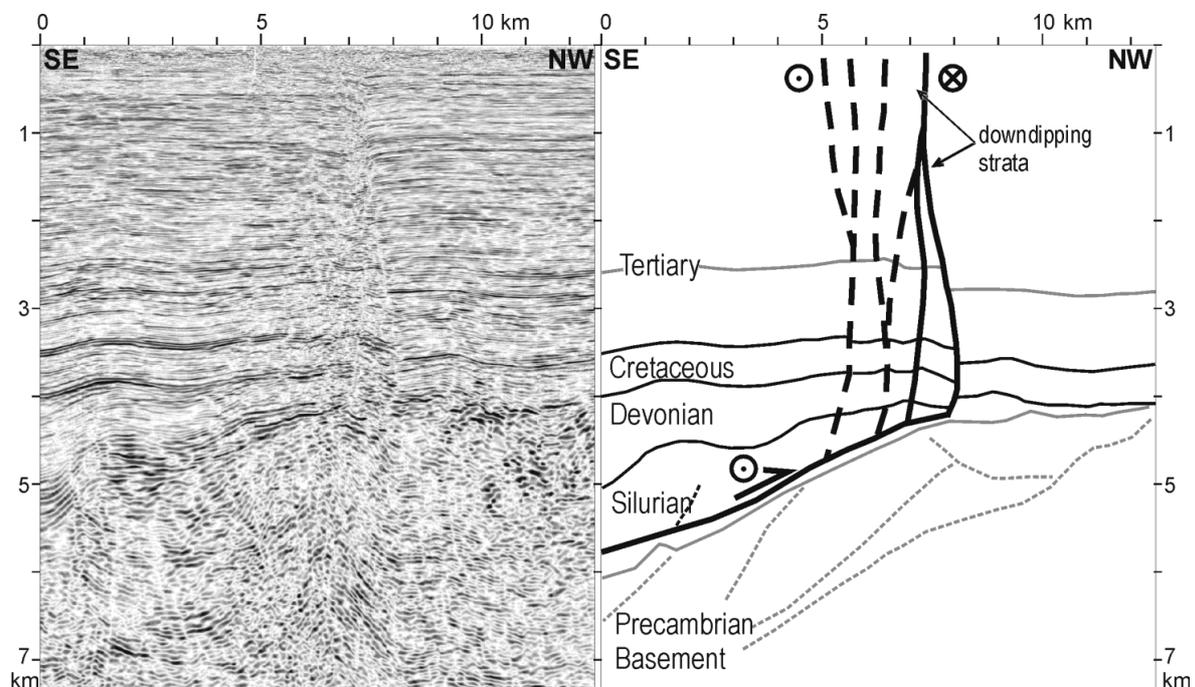


Abb. 4-11 Reflexionsseismisches Profil (links, zeitmigriert und tiefenkonvertiert, Teilbereich der Linie 1052-22) und Interpretation (rechts), die das Transferstörungssystem am westlichen Ende der Boomerang Hills Überschiebungseinheit zeigt (Profil zweifach überhöht, Lage in Abb. 4-2, 4-9).

Der beobachtete dehrende Charakter der Transferstörung kann durch die dreidimensionale Störungsform oder durch kleinste divergente Bewegungen an der Störung verursacht werden. Nordwestlich, auf der Vorlandseite der Störung, zeigt sich im unteren Bereich des Deckgebirges eine kleine Antiform, die über flachen, südeinfallenden Reflektoren im Grundgebirge auftritt (Abb. 4-11, km 9-10). Die Antiform lässt sich als präandine Struktur der Vorlandentwicklung zuordnen (siehe Abschnitt 4.2.1). In der Strukturkarte ist zu erkennen, dass westlich der Transferstörung mehrere solcher präandine Sättel auftreten und diese SW-NE bis WSW-ENE, also subparallel zur Hauptstörung streichen (Abb. 4-5). Direkt nördlich der Antikline keilen die paläozoischen Sedimente aus bzw. erreichen eine so geringe Mächtigkeit, dass sie nicht mehr sicher in der Reflexionsseismik zu identifizieren sind. Legt man die Strukturinformation der Strukturkarte der Tertiärbasis über die Morphologie der Grundgebirgsoberfläche (Abb. 4-12), werden die räumlichen Zusammenhänge, die auf die Ausbildung der Transferstörung Einfluss nehmen, deutlich. Die nördliche Grenze der paläozoischen Sedimente liegt im Bereich der Transferstörung am dichtesten an der Subandinen Zone. Diese Grenze koinzidiert mit einer Verflachung des Einfallens der Grundgebirgsoberfläche, welche auch deutlich im Profil zu erkennen ist (Abb. 4-11, km 8, 4.1 km Tiefe). Diese zwei Faktoren führen wahrscheinlich zu einer primären Lokalisierung der Transferstörung in diesem Bereich. Weiterhin wird sowohl die Grundgebirgsmorphologie als auch die Verteilung der paläozoischen Sedimente im Detail von den präandinen Grundgebirgsbewegungen beeinflusst, welche als Schwächezone oder Inhomogenität im Deckgebirge zur Lokalisierung der Transferstörung beitragen.

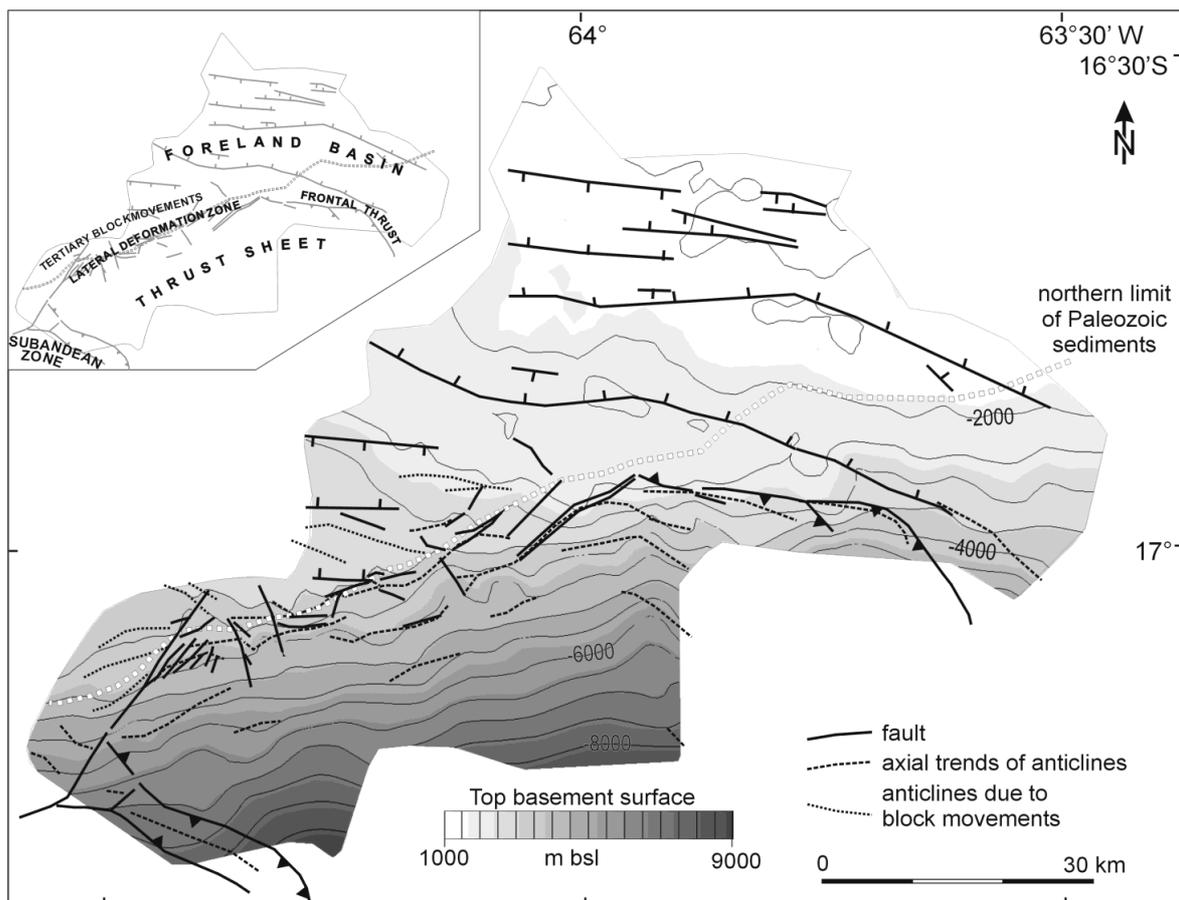


Abb. 4-12 Strukturkarte der Tertiärbasis (siehe Abb. 4-5) über der Oberflächenkarte des Grundgebirges. Die Karte verdeutlicht die Zusammenhänge zwischen Grundgebirgsmorphologie und der andinen Deformation im Bereich der jungen, sich entwickelnden Überschiebungseinheit. Die im Text besprochenen Strukturdomänen sind im Karteneinsatz verzeichnet.

Ein sehr unklares und kompliziertes Bild von vermuteten Störungen zeigt sich in einem N-S verlaufendem Profil (Abb. 4-13), das ca. 6 km östlich von dem in Abbildung 4-11 gezeigtem Schnitt liegt. Hier greift die jüngste Deformation bis in den Vorlandbereich vor, der durch die tertiären Blockbewegungen gekennzeichnet ist (Abb. 4-13, km 8-12). Eine weite Antiklinalstruktur ist in den abgescherten Sedimenten zu erkennen (Abb. 4-13, km 3-7). Nördlich schließt sich ein kleiner Sattel an, der nur im unteren Bereich des Deckgebirges erkennbar ist (km 9-10, 2.2-3.8 km Tiefe). Diese Struktur lässt sich wiederum mit der NE-SW streichenden Zone präandiner Flexuren und Falten korrelieren. Subvertikale Reflexionsdiskontinuitäten, die als Störungen interpretiert werden, treten sowohl in der weiten Antikline bei km 4-7 als auch nördlich von ihr bei km 8 und nördlich von des präandinen Sattels bei km 11-12 auf (Abb. 4-13). Korrelationen der Störungsspuren zeigen, dass diese Störungen das nordöstliche Ende des oben diskutierten Transferstörungssystems darstellen (Abb. 4-11), wobei die Hauptstörung mit der Störungsspur bei km 11-12 (Abb. 4-13) korreliert (vergleiche Abb. 4-5, bzw. 4-12). Strukturell gehört der in Abbildung 4-13 abgebildete Bereich in eine Übergangszone, in der die SW-NE streichende Transferstörung in eine mehr diffuse, WSW-ENE streichende laterale Grenze der Überschiebungseinheit übergeht (Abb. 4-5, 4-12). Es zeigt sich somit, dass präandine angelegte Schwächezonen von rezenten Störungen reaktiviert werden.

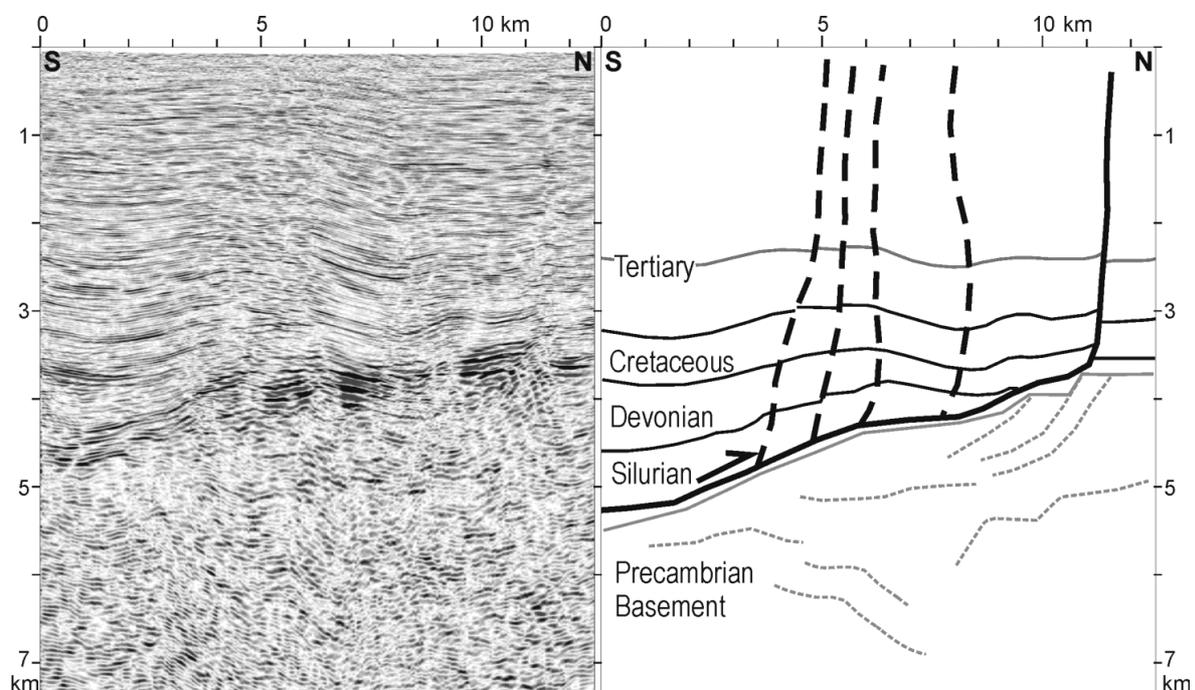


Abb. 4-13 Reflexionsseismisches Profil (links, zeitmigriert und tiefenkonvertiert, Teilbereich der Linie 3522-30) und Interpretation (rechts), welches eine Reihe vermuteter Störungsspuren eines Blattverschiebungssystems im Westen der Boomerang Hills Überschiebungseinheit zeigt, das mit dem regionalen Abscherhorizont in Verbindung steht (Profil zweifach überhöht, Lage in Abb. 4-2, 4-9).

15 km östlich des Profils aus Abbildung 4-1 findet sich ein weiteres Beispiel der jungen andinen Deformation (Abb. 4-14). Der Abscherhorizont an der Basis des Deckgebirges lässt sich anhand der assoziierten Strukturen über fast das gesamte Profil verfolgen (Abb. 4-14, km 0-14.5). Die andine Deformationsfront befindet sich bei km 14.5. Dort deuten diskontinuierliche Reflektoren auf eine Störung hin, die sich zur Tiefe verzweigt oder mit einer Abschiebung der Vorlandbeckenentwicklung zusammenläuft (Abb. 4-14, km 14.5-15). Geringe Verstellungen der Reflektoren im Deckgebirge kennzeichnen die andine Deformation im Bereich südlich der Deformationsfront (km 6-14). Eine weitere Störung bei km 10-12 ist in diesem Profil schwer zu erkennen, jedoch aus der Interpretation des 3-D reflexionsseismischen Datensatzes bekannt. Ein markanter Sattel, der sich über einer Zweigstörung vom Abscherhorizont bildet, bestimmt den südlichen Bereich des Profils (Abb. 4-14, km 3-6, 3.5-5.5 km Tiefe). Das nördliche Faltscharnier ist

deutlich geknickt und bis in die jüngsten Sedimente zu erkennen, was auf ein sehr junges Faltenalter hinweist. Korrelationen der Faltenachsen zeigen, dass diese etwa parallel zu den Grundgebirgskonturen, also ebenfalls in WSW-ESE Richtung streichen. Die Faltenrichtung wird somit von der Grundgebirgsmorphologie vorgegeben. In dem 3-D reflexionsseismischen Datensatz lässt sich ergänzend erkennen, dass die Zweigstörung in dem markanten Sattel (Abb. 4-14, km 4-5) in westliche Richtung in eine subvertikale Störung übergeht, welche die Falte im vorderen, ausgeprägten Knick durchschneidet und knapp 5 km in WSW-ESE Richtung streicht. Es scheint plausibel, dass bei einer angenommenen SW-NE Einengungsrichtung die Blattverschiebung den Einengungsbetrag kompensiert, der nicht durch den markanten Sattel akkomodiert wird (Abb. 4-14, km 4-5).

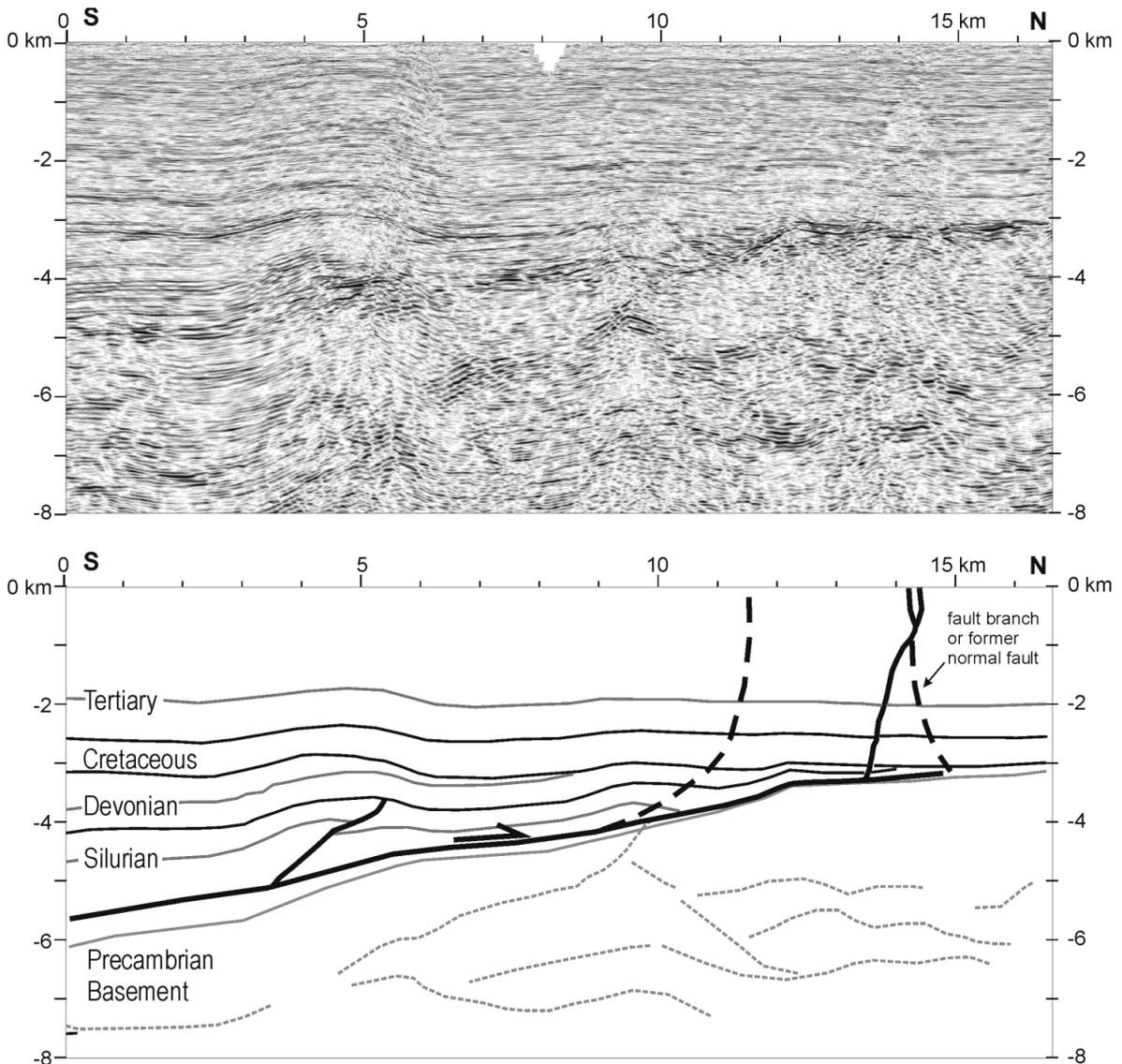


Abb. 4-14 Reflexionsseismisches Profil (oben, zeitmigriert und tiefenkonvertiert, Teilbereich der Linie 6300-31) und Interpretation (rechts, Lage in Abb. 4-2, 4-9). Das Profil zeigt die Faltung über einer Zweigstörung vom Abscherhorizont sowie mehrerer vermutete Störungsspuren eines Blattverschiebungssystems an der nordwestlichen Begrenzung der Boomerang Hills Überschiebungseinheit.

Zwei steil einfallende Reflexionsdiskontinuitäten (Abb. 4-15, km 4-6), ca. 17 km östlich des vorherigen Profils, stellen ein weiteres Beispiel für ein Blattverschiebungssystem im Bereich der lateralen Deformationszone dar. Die Störungen, die einen aufschiebenden Charakter zeigen, befinden unmittelbar

südlich der auskeilenden paläozoischen Schichten im vorderen Schenkel einer Antikline (Abb. 4-15, km 4-6). Sowohl der steile Einfallswinkel als auch das stratigraphische Abrissmuster sprechen für eine Interpretation dieser Reflexionsdiskontinuitäten als Blattverschiebung. Die nördliche der beiden Störungen markiert in diesem Profil die andine Deformationsfront (Abb. 4-15, km 5-6), die wiederum mit dem raschen Auskeilen der paläozoischen Sedimente und einem Knick in der Grundgebirgsmorphologie zusammenfällt und somit erneut den Einfluss der paläozoischen Beckenmorphologie auf die junge Deformation belegt. Das V-förmige Störungssystem lässt sich in parallelen Profilen mit einer Gesamtlänge von ca. 16 km und einem Streichen von SW-NE bis WSW-ESE verfolgen (Abb. 4-5). Neben der Transferstörung im Westen ist diese die größte Störung an der lateralen Deformationsfront.

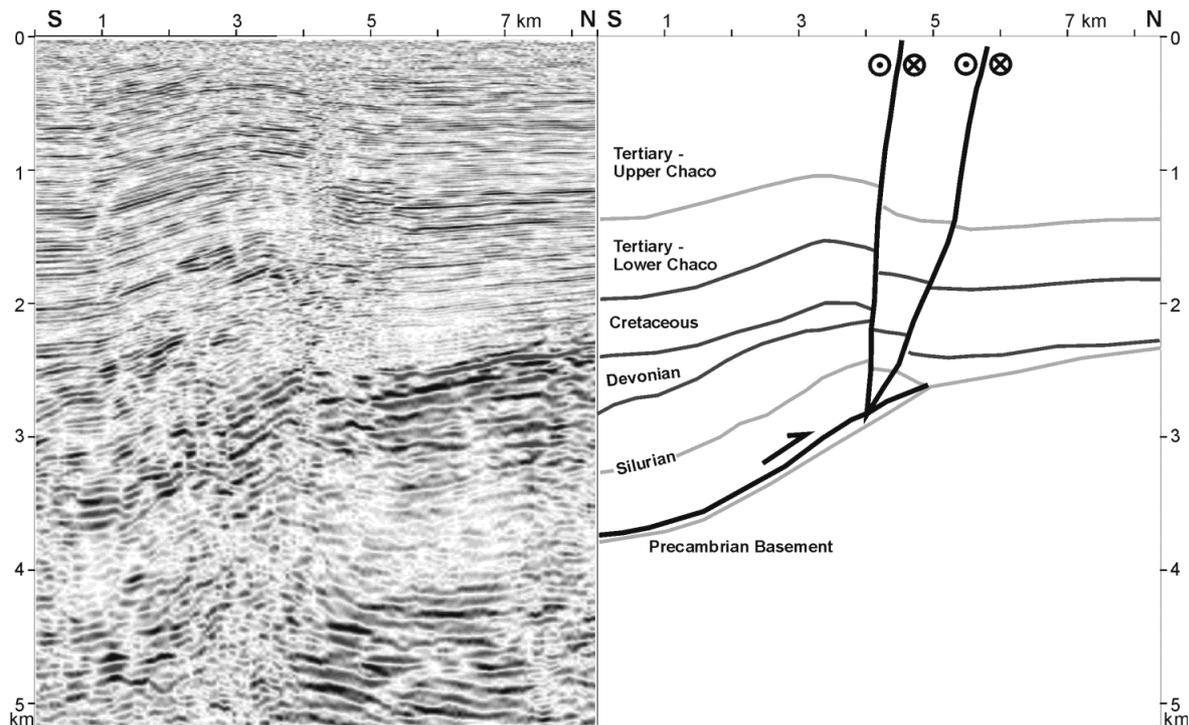


Abb. 4-15 Reflexionsseismisches Profil (links, zeitmigriert und tiefenkonvertiert) und Interpretation (rechts), die ein Blattverschiebungssystem an der lateralen Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit zeigt (Profil zweifach überhöht, Lage in Abb. 4-2, 4-9).

Grundgebirgsoberfläche und andine Deformation

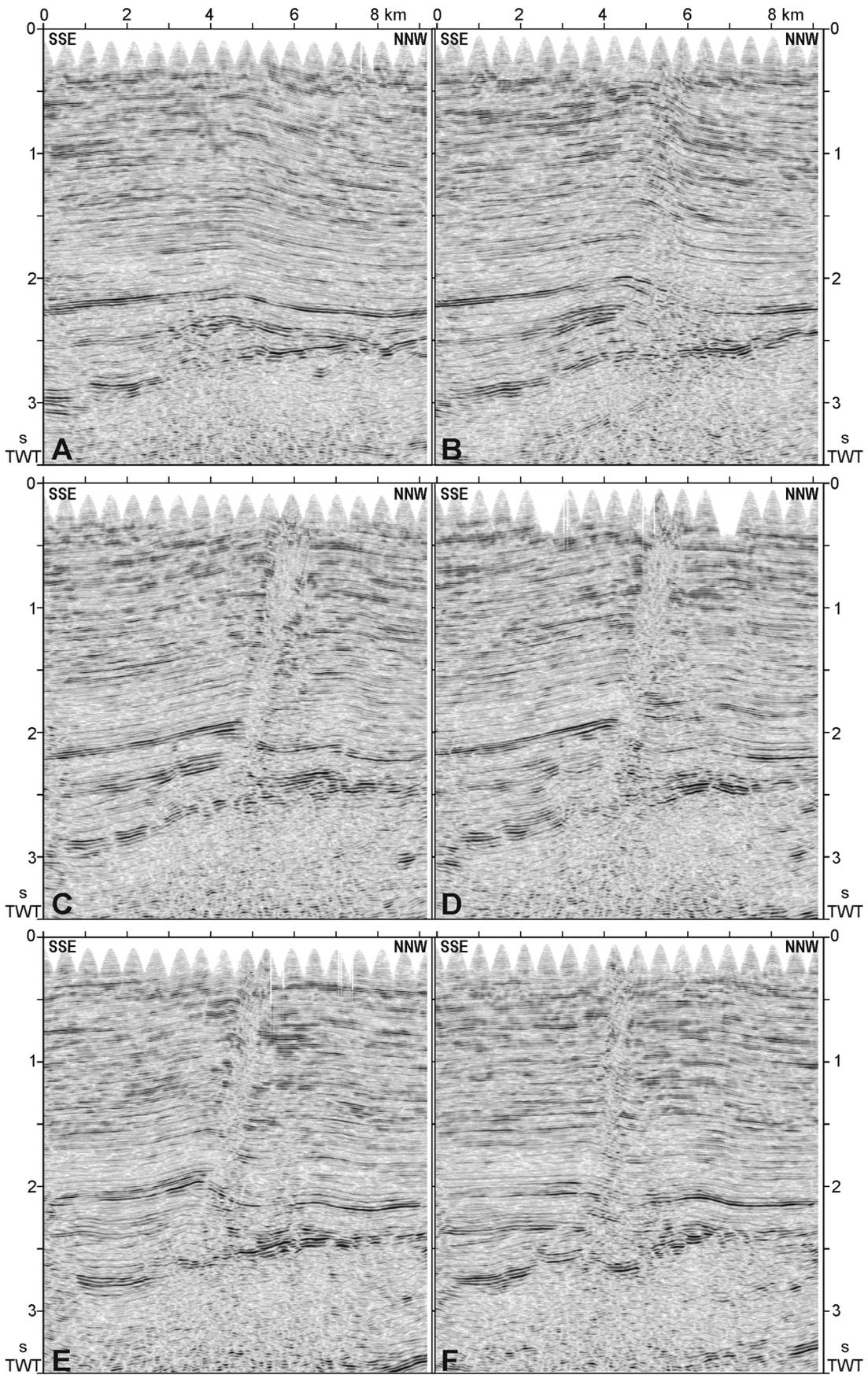
Die Zusammenhänge zwischen Struktur in den Sedimenten und Morphologie der Grundgebirgsoberfläche zeigen sich für die gesamte laterale Deformationszone (Abb. 4-12). Die Faltenachsen verlaufen parallel zu den Grundgebirgsisobathen, die eine nach SSE einfallende Fläche anzeigen. Weiterhin wird das Zusammenfallen von der lateralen Deformationsfront mit dem Auskeilen der paläozoischen Sedimente deutlich (Abb. 4-12). Zwischen der SW-NE streichenden Transferstörung am westlichen Ende des Arbeitsgebiets und der frontalen Aufschiebung fallen Deformationsfront und Tiplinie der Sedimente weitestgehend zusammen. Diese Linie koinzidiert etwa mit einer Verflachung des Grundgebirgseinfalls. Der direkte Zusammenhang von einzelnen Störungen und Unregelmäßigkeiten in der Morphologie der Grundgebirgsoberfläche lässt sich in der Strukturkarte nur bedingt erkennen (Abb. 4-12). Hauptgrund hierfür ist die Interpolation der Grundgebirgsoberfläche aus den Interpretationen aller seismischer Profile, deren Abstände zueinander größer als die Details in der Morphologie der Grundgebirgsoberfläche sind und letztere in der Gesamtfläche nicht auflösen kann.

Grundgebirgsmorphologie und andine Deformation in dem 3-D seismischen Datensatz

Die räumlichen Zusammenhänge, welche mit der Entwicklung der Störungen assoziiert sind, lassen sich nur begrenzt aus dem Netz 2-D seismischer Profile ableiten. Zur Schließung dieser Lücke bietet der im Sommer 2000 fertig gestellte 3-D reflexionsseismische Datensatz die Möglichkeit der Überprüfung und Visualisierung der räumlichen Zusammenhänge zwischen Strukturen von Deck- und Grundgebirge. Die Entwicklung einer Störung, die bereits in Abbildung 4-1 bei km 28 anhand des 2-D Datensatzes gezeigt wurde, wird hier vergleichsweise mit 6 parallelen *Inlines* sowie in einer Zeitscheibe erläutert (Abb. 4-16, 4-17).

In *Inline A* bei km 5 zeigt sich das Scharnier eines weiten, offenen Sattels, der sich südlich der auskeilenden paläozoischen Schichten in dem Bereich bildet, in dem das Grundgebirge zunehmend flacher wird (Abb. 4-16, A). In den nächsten Schnitten, die jeweils 1,2 km weiter östlich liegen, ist zu erkennen, dass sich aus der Falte eine steil einfallende Störung entwickelt (Abb. 4-16, B-F). Dabei zeigen sich zunehmend mehr Diskontinuitäten in den Reflektoren des Deckgebirges, die darauf hindeuten, dass es sich um mehr als nur eine Störungsfläche handelt. Die südlichste der Störungen zeigt den größten, aufschiebenden Versatz und fällt steil nach Süden ein, wobei sie eine leichte geschwungene S-Form annimmt (Abb. 4-16, C-D, km 4-6). Besonders zur Tiefe verzweigt sich das Störungssystem, und Deformation ist über einen weiten Bereich verteilt (Abb. 4-16, B-E). Dabei wird der untere Bereich der südlichsten Störung von *Inline D* nach *E* zunehmend geradlinig und reicht weiter nach Süden (Abb. 4-16, E, km 3-4.5, 1.5-2.8s TWT). Dieser südliche Störungssast wird von *Inline E* nach *F* inaktiv, und eine Zweigstörung weiter nördlich wird zur Hauptstörung, die nun wieder eine S-förmige Spur hat (Abb. 4-16, F, km 3.5-4.5). Die Form eines Sattels ist in den Schnitten A und B noch deutlich zu erkennen, während in den Schnitten C und D kaum eine Faltung der Schichten zu erkennen ist und die Verwerfung der Sedimente dominiert. In Schnitt E ist im unteren Bereich des Deckgebirges ein Sattel an der Störung zu erkennen (km 4). In Schnitt F liegen die Schichten südlich der Störung flach (Abb. 4-16, F, km 0-4), aber in einer leicht erhöhten Position gegenüber den Schichten im Vorland.

Eine Zeitscheibe in 2.7 s TWT verdeutlicht die strukturellen Zusammenhänge, die zur Bildung des Störungssystems im Deckgebirge führen (etwa 3.9-4.6 km Tiefe, Abb. 4-17). Das unruhige Muster aus schwachen Reflexionen, dominant im Norden der Zeitscheibe, repräsentiert das Grundgebirge. Das Muster wird nur durch einige E-W verlaufende stärkere Reflektoren unterbrochen, die sich mit südeinfallenden Grundgebirgsstrukturen korrelieren lassen (Abb. 4-17, unten). Im Gegensatz zum Norden, dominieren im Süden der Zeitscheibe deutlichere und kontinuierlichere Reflexionen, die durch die angeschnittenen Sedimente verursacht werden. Die Grenze zwischen Sedimenten und Grundgebirge stellt eine Konturlinie der Grundgebirgsoberfläche dar, aus der hervorgeht, dass sich im westlichen Bereich der Zeitscheibe, nördlich der dargestellten Hauptstörung, ein relatives Grundgebirgshoch befindet (Abb. 4-17, unten). Dieser Zusammenhang kann auch in einer interpolierten Grundgebirgsoberflächenkarte erkannt werden (Abb. 4-18). Bei einer angenommenen SW-NE Transportrichtung stellt das relative Grundgebirgshoch zwischen 4-16 B und E ein Hindernis dar, welches das gleichmäßige Propagieren der Überschiebung verhindert und dadurch die Ausbildung einer lokalen, ausgleichenden Störung verursacht (Abb. 4-18). Somit ist auch das Zurückweichen der Grundgebirgsoberfläche nach Norden bei *Inline F* für das Ausklingen der Störung und des Sattels im Hangendblock verantwortlich (Abb. 4-17, 4-18). Der Einfluss der Grundgebirgsmorphologie auf die Deformation zeigt sich auch im Osten des 3-D Datensatzes (Abb. 4-18). Dort ist zu erkennen, dass die Faltenachsen etwa parallel zu den Isobathen der Grundgebirgsoberfläche streichen. Weiterhin ist auch zu erkennen, dass in östlicher Verlängerung der Abschiebung im Norden des 3-D Datensatzes eine jüngere Störung mit fast der gleichen W-E Orientierung einsetzt. Diese ist allerdings fast vertikal, bzw. fällt sogar leicht nach Süden ein, so dass davon ausgegangen werden kann, dass die Abschiebung nicht direkt als Blattverschiebung reaktiviert wird, sondern wahrscheinlich nur zu ihrer Lokalisierung beiträgt.



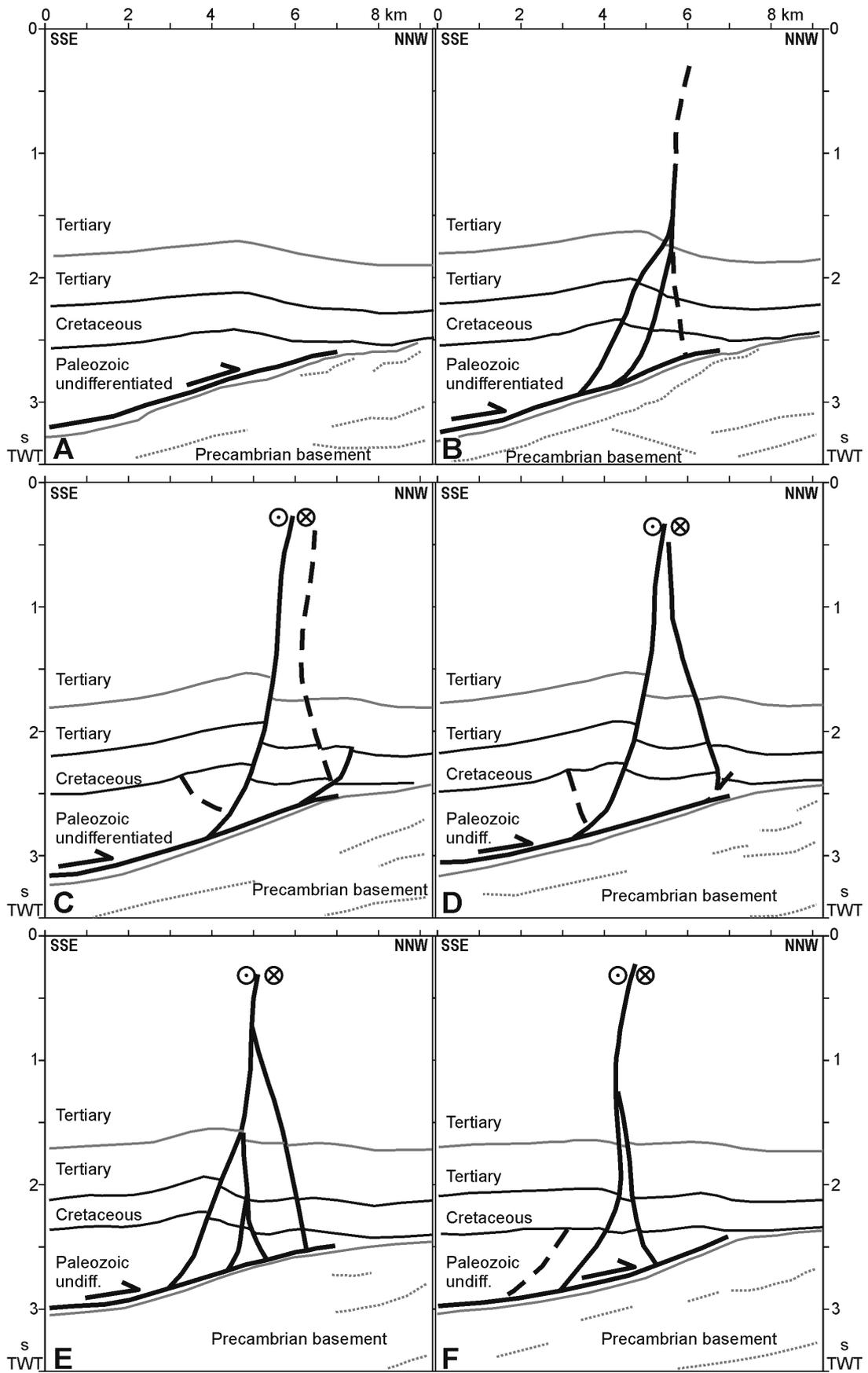


Abb. 4-16 (vorherige Seiten) Eine W-E Abfolge reflexionsseismischer Profile aus dem 3-D Datensatz (linke Seite) und entsprechende Interpretationen (rechte Seite; Lage des 3-D Datensatzes in Abb. 3-1 und der Profile in Abb. 4-17, 4-18). Die Profile zeigen die räumliche Struktur eines konvergenten Blattverschiebungssystems im Deckgebirge an der lateralen Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit. Die Überhöhung im Deckgebirge beträgt bei 2 s TWT etwa 1.8.

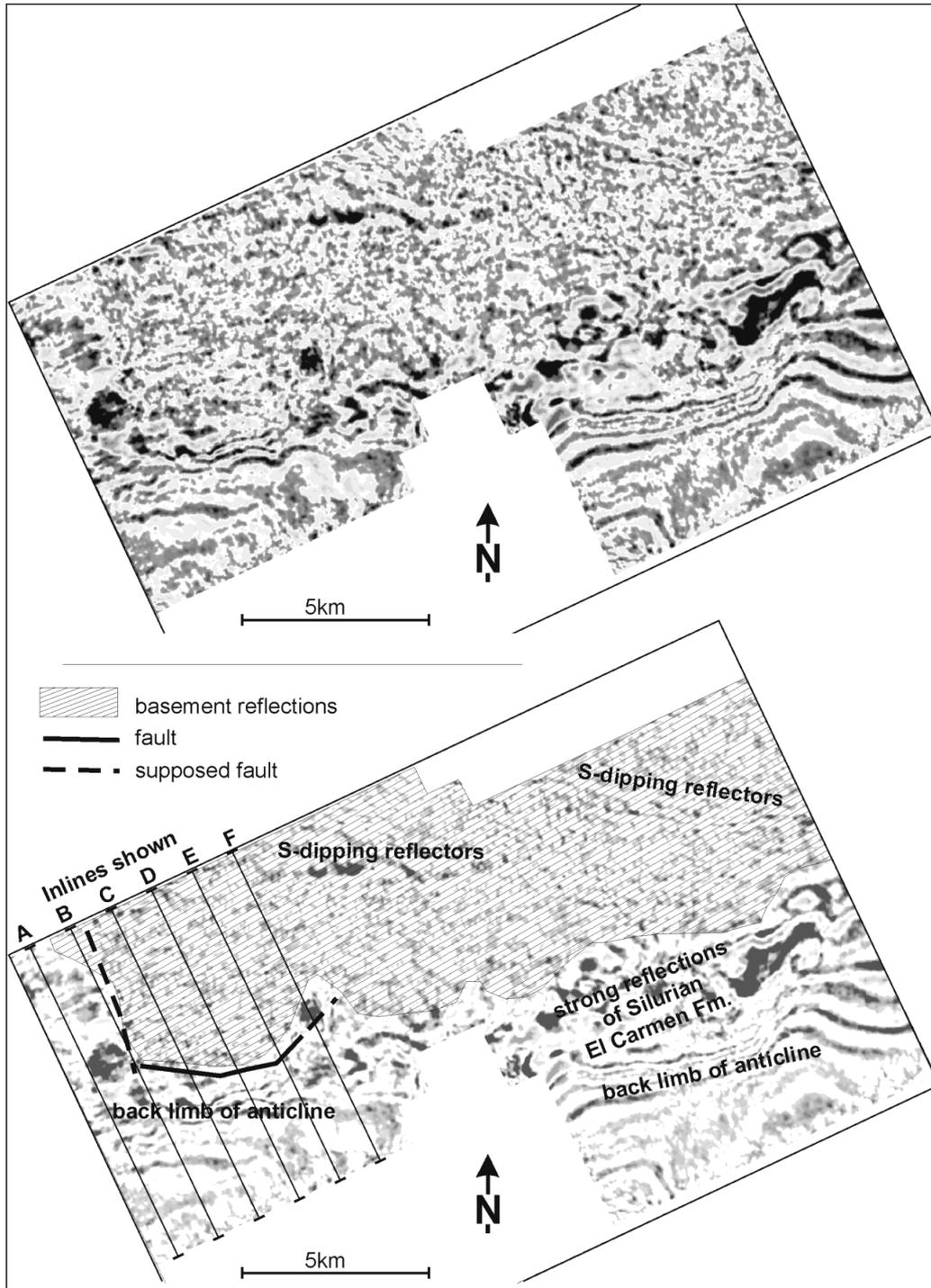


Abb. 4-17 Zeitscheibe bei 2.7 s TWT aus dem 3-D reflexionsseismischen Datensatz (entspricht etwa 3.9-4.6 km Tiefe; oben ohne, unten mit Teilinterpretation und der Lage der Profile aus Abb. 4-16). Die Interpretation beschränkt sich hier auf den westlichen, im Text behandelten Bereich des Datensatzes. Es zeigen sich Zusammenhänge der kartierten Störungen aus Abb. 4-16 und der im Reflexionsmuster angedeuteten Grundgebirgsmorphologie.

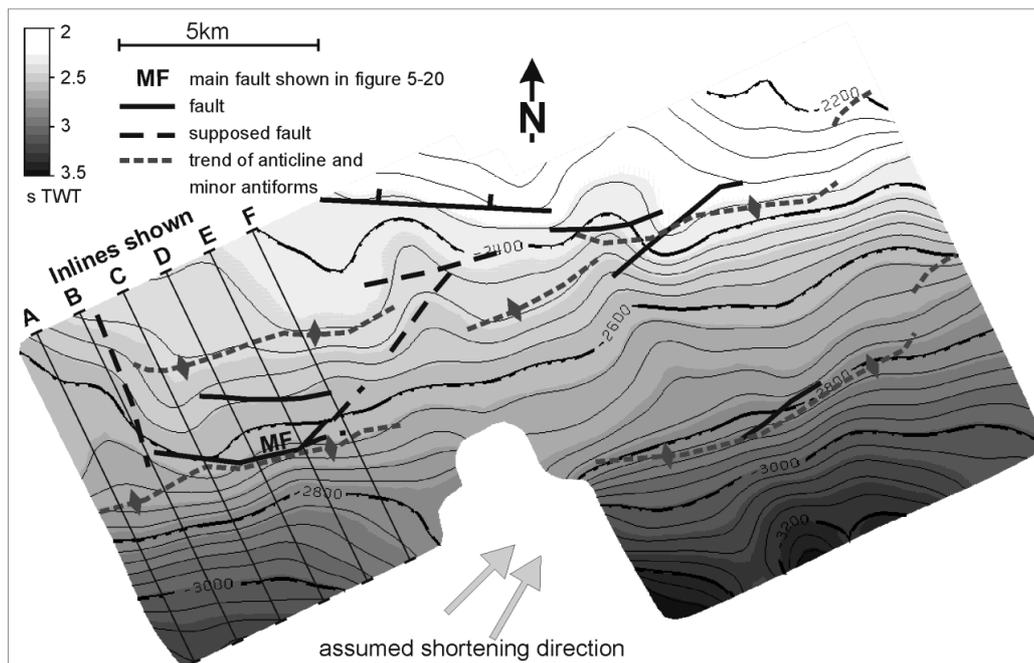


Abb. 4-18 Interpolierte Strukturkarte und Grundgebirgsoberfläche aus der Interpretation des 3-D seismischen Datensatzes; die bezeichneten Profilinien beziehen sich auf Abb. 4-16.

4.3.3 Übergang Subandine Zone - Vorgebirgszone

In der Literatur und in tektonischen Karten wird z.T. zwischen Subandiner Zone und Vorgebirgszone (*Foothills*) unterschieden (u.a. Franca, 1995; Welsink et al., 1995). Diese Differenzierung ist z.T. strukturell schlecht definiert und wird oft nur aufgrund der Topographie vollzogen. In diesem Abschnitt wird der strukturelle Stil des unmittelbar an die Boomerang Hills Überschiebungseinheit angrenzenden Bereichs vorgestellt, da dieser für die regionale Kinematik von Bedeutung ist.

Im Süden des Hauptprofils wird die Struktur abgebildet, die sich unmittelbar der topographischen Front der Subandinen Ketten anschließt (Abb. 4-1, Profil-km 1-7). Diese Struktur wird als eine positive Blumenstruktur interpretiert, die auf dem regionalen Abscherhorizont endet.

Morphotektonik

Südlich des lokalen Hebungszentrums im Bereich der lateralen Hebungszone schließt sich das in dem abgebildeten Bereich stark asymmetrische Drainagebecken des Rio Ichilo an. Die Asymmetrie wird dadurch gekennzeichnet, dass der Rio Ichilo an der nördlichen Grenze des Beckens fließt und fast alle Zuflüsse aus dem südlich gelegenen Gebirge stammen. Zum einen wird die Asymmetrie durch die Hebung der Subandinen Zone und zum anderen durch die rezent aktive Hebung der Boomerang Hills Region verursacht, die den Rio Ichilo an einem direkten Fließen in Richtung Norden hindert. Der Fluss fließt somit parallel der morphologischen Front der Anden Richtung WNW. Auf dem Satellitenbild (Abb. 4-9, Punkt 3) lassen sich die beiden Störungen der Blumenstruktur mit einem Streichen von etwa $N 110^\circ$ im Bereich des seismischen Profils erkennen (Abb. 4-1, Profilinie a in Abb. 4-9). Die nördliche Störung schwingt östlich des Profilschnittes in einen NW-SE bis NNW-SSE Trend um. Dieses lässt sich auch für andere Lineamente auf dem Satellitenbild beobachten und scheint somit typisch für diese Region des Falten- und Überschiebungsgürtels.

Reflexionsseismisches Abbild

Der obere Bereich der Blumenstruktur ist durch relativ flache Randstörungen gekennzeichnet ($35\text{-}50^\circ$ Einfallen), die eine deutliche aufschiebende Relativbewegung anzeigen (Abb. 4-1, km 1-7, 0-2.5 km Tiefe). Die Reflektoren der Sedimente südlich der Blumenstruktur sind bis in eine Tiefe von 6.5 km nicht von einer Überschiebung durchschnitten (Abb. 4-1, km 0-3), so dass davon ausgegangen wird, dass die Randstörungen der Blumenstruktur zur Tiefe hin steiler werden und bei etwa 7-7.5 km Tiefe auf dem Abscherhorizont enden. Im unteren Bereich des Sedimentkeiles nördlich der Blumenstruktur zeigen sich kleinere Überschiebungen, die zu einer Verdickung des Keiles führen (Abb. 4-1, km 6-10, 4-7 km Tiefe). Die stratigraphischen Abrissmuster der oberen dieser Überschiebungen zeigen einen Materialtransport orthogonal oder schräg zur Profilebene an.

4.3.4 Fazit

Die frontale Deformationszone wird aus zwei bis drei en échelon angeordneten Aufschiebungen mit assoziierten Rampenfalten gebildet, die eine S-N bis SW-NE Einengung andeuten. Kleinere unverfaltete Blattverschiebungen deuten auf zusätzliche transverse (etwa W-E) Bewegung.

Entlang der lateralen Grenze der Überschiebungseinheit in der Boomerang Hills Region zeigen sich verschiedene Blattverschiebungen und kleinere Falten im Deckgebirge. Verschiedene Abhängigkeiten zwischen präexistenten Strukturen und rezenter Deformation lassen sich ableiten:

- Die laterale Deformationsfront fällt mit dem Rand des paläozoischen Beckens zusammen. Dieser ist sowohl durch das Auskeilen der paläozoischen Becken als auch durch eine Verflachung des südwärts einfallenden Grundgebirges gekennzeichnet.
- Die Sattelachsen der jungen andinen Falten verlaufen parallel zu den Grundgebirgisisobathen.
- Deformationsstrukturen sind an lokale Variationen der Grundgebirgsmorphologie sowie präexistierenden Schwächezonen lokalisiert.
- Blattverschiebungen und Falten kompensieren gemeinsam die Überschiebungsbewegung des Deckgebirges über einem morphologisch geprägtem Grundgebirge.

5 Bilanzierung und Modellierung

Aufbauend auf die Ergebnisse der Interpretation aus der Reflexionsseismik und den Satellitenbildern werden in diesem Kapitel Bilanzier- und Modellertechniken angewendet, die eine weitergehende Interpretation der Kinematik und Dynamik erlauben.

5.1 Vorland

5.1.1 Lokalisierung der Extension und Extensionsbetrag

In dem in Abschnitt 4.1 diskutierten ca. 37 km langen, N-S streichenden Profil zeigt sich, dass die Abschiebungen in einen gemeinsamen Abscherhorizont im Grundgebirge münden (Abb. 4-4). Die Abschiebung mit dem größten Versatzbetrag befindet sich über dem nördlichen Schenkel der Antiform der Grundgebirgsreflektoren (Abb. 4-4, km 9-12), die wahrscheinlich besonders gut die abschiebenden Bewegungen im Grundgebirge kompensieren können. Die räumlich nächste Abschiebung folgt 10 km weiter nördlich. Dort schließt sich ein Bereich diskontinuierlicher Reflektoren an, die auf eine Reihe eng stehender Abschiebungen hindeuten, die kaum in der Reflexionsseismik aufgelöst werden (Abb. 4-4, km 19-37). Diese Zone befindet sich über der Synform der Grundgebirgsreflektoren. Die Orientierung dieser präexistenten Reflektoren ist somit ein entscheidendes Kriterium für die Ausbildungsart der Abschiebungen im Vorland.

Die relativ steile Nordflanke der Antiform führt scheinbar zu einer Lokalisierung der Extension auf eine Störung, während die Extension in dem Bereich über der Synform auf viele kleinere Abschiebungen verteilt ist. Auf Basis dieser Beobachtung kann ein Extensionsbetrag für das Vorland abgeschätzt werden. In Abbildung 4-7 lässt sich ein horizontaler Versatz von ca. 110-150 m bestimmen. Unter der Annahme, dass pro 10 km Profillänge ein horizontaler Extensionsbetrag äquivalent zu diesem Betrag auftritt, ergibt sich ein Streckungsfaktor $\beta = 1.011$ bis 1.015 ($\beta = l/l_0^*$), bzw. ein longitudinaler Strain von 1.1% bis 1.5% ($(l-l_0)/l_0$).

5.2 Boomerang Hills Überschiebungseinheit

5.2.1 Frontale Deformationsfront

Faltenkinematik

Das Erscheinungsbild des Sattels mit steilen Abrisswinkeln im Hangendblock und flachen Winkeln im Liegendblock (Abb. 4-10) wirft die Frage nach der Kinematik der Faltung auf. Für die Faltung in Falten- und Überschiebungsgürteln werden in der Literatur eine Reihe kinematischer Endglieder beschrieben:

Frontale Rampenfalte (*fault-bend fold* u.a. Suppe, 1983; Jamison, 1987)

Durchbrochene Falte (*break-thrust fold*, u.a. Willis 1893; Woodward 1997)

Abscherfalte (*detachment fold*, u.a. Laubscher, 1976)

Störungswachstumsfalte (*fault-propagation fold*, u.a. Jamison, 1987; Suppe und Medwedeff, 1990)

Störungsblockadefalte (*fault-arrest fold*, Thorbjørnsen und Dunne, 1997).

Einige der möglichen Endglieder können für den Sattel in Abbildung 4-10 unmittelbar ausgeschlossen werden:

- Aufgrund der Position und Form der Falte auf der Liegendblockrampe handelt es sich nicht um eine frontale Rampenfalte, da sich im Kern der Falte kein Verflachung der Störung, bzw. kein Wechsel von Liegendblockrampe zu Liegendblockflachbahn zeigt.
- Gegen die Interpretation des Systems als durchbrochene Falte, bzw. durchbrochene Abscherfalte spricht, dass der Liegendblockabbriss nicht oder nur im untersten Bereich zu einer Mulde gefaltet ist.

* l_0 : Länge im undeformierten Zustand, l : Länge im deformierten Zustand. In Beispiel aus Abb. 4-7, 4-4 betragen $l_0 = 10000$ m und $l = 10110$ m bzw. 10150 m

Die Position des Sattels auf der Liegendblockrampe und die steilen Hangendblockabrisse deuten auf eine Entstehung als Störungswachstumsfalte oder Störungsblockadefalte.

Störungswachstumsfalten entstehen durch eine Partitionierung des Versatzes auf dem Abscherhorizont in Störungswachstum (Propagieren der Störung) und Faltung an der Störungsspitze. Für Störungswachstumsfalten mit Öffnungswinkeln größer 120° gibt es nach Jamison (1987) keine geometrische Lösung. Die Entstehung des beobachteten Sattels als reine Störungswachstumsfalte scheidet somit ebenfalls aus. Bei der Entstehung einer Störungsblockadefalte bricht im Gegensatz zu einer Störungswachstumsfalte zuerst die Störung durch die stratigraphische Abfolge. Anschließend kommt es durch eine Blockade an der Störung zu Faltung im Hangendblock (vgl. Armstrong und Bartley, 1993). Dieses Modell kann ggf. die beobachtete Faltengeometrie in den westlichen Boomerang Hills erklären. Aufgrund einer nicht genau orthogonalen Orientierung der Aufschiebung zur angenommenen SW-NE Verkürzungsrichtung bricht die Aufschiebung von der basalen Überschiebungsfäche Richtung Oberfläche durch (Abb. 4-10). Wenn die Störung dabei in der Tiefe eine leichte Schrägaufschiebung darstellt, wird die schräge Bewegung nach oben immer schwieriger, da die freie Oberfläche nicht die nötige Scherspannung übertragen kann. Eine Blockade der Überschiebung in ihrem steileren, oberen Bereich führt anschließend zur Faltung, vergleichbar einer großen Schleppefalte. Die anhaltende Verkürzung führt dann zum Verspringen der Überschiebung in die nächste Imbrikation und ggf. zur Anlage einer ausgleichenden Blattverschiebung im bereits angelegten Sattel (Abb. 4-10, km 5-5.5).

Ohne genauere Analyse der Deformationsgeschichte in dem hier diskutierten Sattel lässt sich keine genauere Aussage zu dessen kinematischer Entwicklung machen, weil eine exakte kinematische Zuordnung auf Basis der Faltengeometrie oftmals mehrdeutig ist (Thorbjornsen und Dunne, 1997), und Analysen gezeigt haben, dass Falten im Laufe ihrer Entwicklung den kinematischen Modus ändern können (Storti et al., 1997; Williams und Chapman, 1983).

Für den Sattel in Abbildung 4-10 ist unter den gegebenen geometrischen Bedingungen eine Entstehung als eine Störungsblockadefalte oder als ein Hybrid aus Störungsblockadefalte und Störungswachstumsfalte am wahrscheinlichsten. Eine nicht genau orthogonale Entstehung der abgebildeten Falte in Bezug auf die Einengungsrichtung kann für die Faltenkinematik eine Rolle gespielt haben.

Verkürzung, Überschussfläche und Tiefe des Abscherhorizontes

Bei der Deformation eines Schichtstapels durch Biegegleitfaltung oder Überschiebung bleibt bei ebener Verformung der Flächeninhalt einzelner stratigraphischer Horizonte im Profil konstant (eine der Grundannahmen für die Bilanzierung geologischer Profile; u.a. Woodward et al., 1989). Eine horizontale Verkürzung einer stratigraphischen Sektion muss somit durch eine vertikale Dehnung ausgeglichen werden. Die Fläche eines stratigraphischen Horizontes, die posttektonisch über ihrem horizontalen Bezugsniveau liegt, wird Überschussfläche genannt (*excess area*). In der Regel ist diese in Falten und/oder Schichten, die an Rampensegmenten gehoben werden, akkomodiert. Mehrere Methoden benutzen das Verhältnis aus Verkürzung und Überschussfläche zur Bestimmung der Tiefenlage des unteren Abscherhorizontes des Überschiebungssystems (u.a. Mitra und Namson, 1989; Dahlstrom, 1969; Chamberlin, 1910).

Ein Verfahren, das auf den Überschussflächen von mehreren stratigraphischen Horizonten einer Falte basiert (Epard und Groshong, 1993), kann für die Analyse des Systems Überschiebung/Sattel in den Boomerang Hills vorsichtig eingesetzt werden. In einem Diagramm werden die Überschussflächen verschiedener stratigraphischer Einheiten gegen die Höhe über einem horizontalen Referenzniveau abgetragen. Der Schnittpunkt der sich ergebenden Kurve mit der X-Achse entspricht der Tiefe des Abscherhorizontes, und die Steigung der Kurve repräsentiert den Versatz darauf.

Das Diagramm in Abbildung 5-1 zeigt die Analyse für den S-N Schnitt durch den Hauptsattel der Boomerang Hills. Zwar muss für das Profil eine schräge Transportrichtung angenommen werden, aber unter der Annahme, dass der Materialtransport in die Profilebene etwa gleichgroß ist wie der Transport heraus, bzw. der zu erwartende Fehler gering ist, wird die Analyse hier vorsichtig angewendet. Die Datenpunkte in Abbildung 4-10 ergeben eine gerade Linie (Abb. 5-1). Daraus kann geschlossen werden, dass der Sattel durch die Bewegung auf nur einem Abscherhorizont gebildet worden ist (Epard und Groshong, 1993) und zum anderen, dass der Fehler durch schräge Bewegung im Profil tatsächlich gering ist. Bei starken

profiltransversen Bewegungen von nicht exakt horizontal angelagerten Schichten müssten die Datenpunkte der einzelnen Horizonte deutlich streuen. Das hier erzielte Ergebnis gilt aber dementsprechend nur für die S-N Richtung, für die sich aus dem Diagramm ein Transport von 1400 m auf dem Abscherhorizont ablesen lässt. Legt man eine SSW-NNE bis SW-NE Überschiebungsrichtung zu Grunde, kann der Überschiebungsbetrag in diese Richtung bis zu 2000 m betragen.

Am südlichen Rand des Profils werden die stratigraphischen Einheiten nicht mehr durch die horizontale Verkürzung gehoben (*regional reference*). Der Abscherhorizont liegt an dieser Stelle 215 m unter dem horizontalen Referenzlevel, also unwesentlich niedriger als die interpretierte Störung (Abb. 5-1, 4-10).

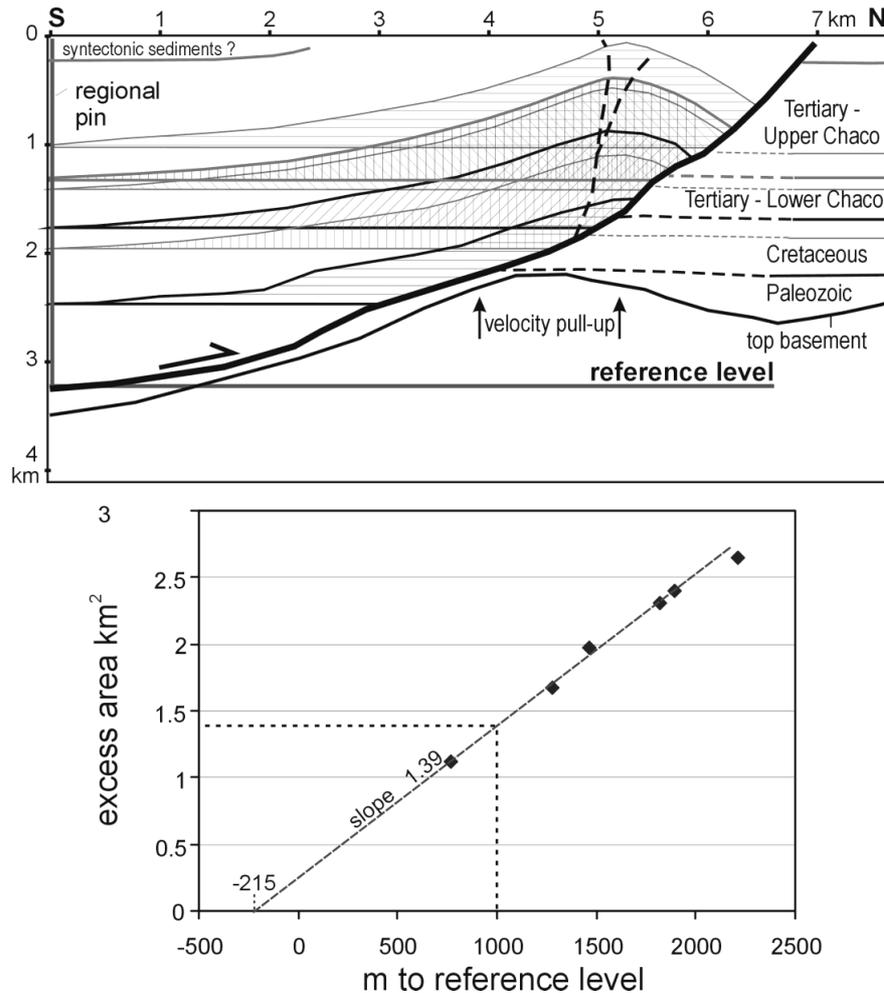


Abb. 5-1 Geometrische Analyse des Falten-Störungssystems an der frontalen Spitze der Boomerang Hills Überschiebungseinheit (aus Abb. 4-10) zur Bestimmung der Abscherhorizonttiefe und des Versatzes. Der Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Abszisse ergibt die Tiefe zum Abscherhorizont (-215 m unter dem Referenzhorizont). Die Steigung entspricht dem Versatz auf dem Abscherhorizont (1390 m; Methode nach Epard und Groshong, 1993)

Abschätzung der Deformationsrate

Eine genaue Deformationsrate lässt sich aufgrund der fehlenden absoluten Zeitmarker und der nicht bekannten Rate syntektonischer Sedimentation nicht bestimmen, dennoch soll versucht werden, eine Abschätzung der Größenordnung der Verformungsrate für die Boomerang Hills zu erlangen.

Die Obere Chaco Gruppe ist bei km 0 in Abbildung 4-10 etwa 1300 m mächtig. Syntektonische Sedimente der Faltung treten nur in den höchsten Bereichen auf (200-250 m maximal). Bei einem angenommenen Alter der Basis der Obere Chaco Gruppe von ca. 5 Ma (Grenze Miozän/Pliozän, siehe Abschnitt 2.4.1) sowie einer

angenommenen linearen Sedimentation, entsprechen die 200-250 m syntektonischen Sedimente etwa dem Zeitraum von 0.8-1 Ma. Legt man die im vorherigen Abschnitt ermittelten Verkürzungsbeträge zugrunde, ergibt sich eine Verkürzungsrate in S-N Richtung von 1.4-1.8 mm/a, bzw. 2-2.6 mm/a in SW-NE Richtung. Da die Sedimentationsrate im Vorlandbecken wahrscheinlich nicht konstant ist, sondern mit dem sich annähernden Erosionsgebiet in der Subandinen Zone zunimmt, ist die Zeitspanne für die syntektonische Sedimentation von 0.8-1 Ma vermutlich zu hoch angesetzt, und die Deformationsraten können deutlich über den oben angegebenen Deformationsraten liegen.

Fazit

Die Analyse der Faltenstruktur belegt ein *thin-skinned* Deformationstil für die Region. Zwischen Subandiner Zone und frontaler Rampe tritt ein Versatz von mindestens 1400-2000 m auf dem basalen Abscherhorizont auf, sofern keine weiteren Zweigstörungen oder Falten dazwischen existieren. Die Verkürzung wird in einer oder in zwei sich überlappenden Rampen mit assoziierter Faltung kompensiert. Die Geometrie der Rampenfalten deutet auf eine Entstehung als Störungsblockadefalte oder als Hybrid aus Störungsblockadefalte und Störungswachstumsfalte hin. Die Überschiebungsprozesse sind aller Wahrscheinlichkeit nach jung und rezent aktiv. Eine Verkürzungsrate von mehr als 1.5 mm/a ist wahrscheinlich.

5.2.2 Strukturvalidierung Übergang Subandine Zone – Vorgebirgszone

Wie im Interpretationskapitel gezeigt, bildet eine Blumenstruktur den Übergang der Boomerang Hills Überschiebungseinheit zur Subandinen Zone. Der *thin-skinned* Deformationstil der Blumenstruktur wird durch eine Längenbilanzierung und Abwicklung des Profils unterstützt (Abb. 5-2). Das Bilanzieren von Strukturen, die einen Materialtransport aus der Profilebene zeigen, verletzt eine der Randbedingungen der Profilbilanzierung (*plane strain*, Verformung in der Profilebene). Das Hauptproblem ist die Uneindeutigkeit des Ergebnisses, bilanziert man trotz Verletzung der *plane strain* Bedingung. Unterschiedliche Linienlängen bei einer Profilabwicklung können sowohl auf ein falsch konstruiertes Profil als auch auf Verzerrungen durch die schrägen Bewegungen verursacht werden. Dennoch kann eine solche Bilanzierung weitere Anhaltspunkte über die Plausibilität der Interpretation und zur Kinematik bringen, wenn man davon ausgehen kann, dass nur geringe Verzerrungen durch profil-transverse Bewegungen verursacht werden. Dieses ist der Fall, wenn die verworfenen Schichten hauptsächlich sölilig gelagert sind, geringe Mächtigkeitsschwankungen zeigen und zusätzlich die Deformationsbeträge gering sind. Die ermittelten Linienlängen beziehen sich dann allerdings nur auf die in Profilrichtung entstandene Deformation. Die profiltransversen Anteile bleiben unberücksichtigt.

Tatsächlich deutet sich eine relativ geringe Deformation aufgrund der geringen Gesamtgröße der Struktur und ihrer Nachbarschaft zum kaum deformierten Vorland an (Abb. 4-9, Punkt 3). Ebenso zeigt die Interpretation vieler reflexionsseismischer Profile in der Boomerang Hills Region, dass die meisten Schichten nur ein leichtes Einfallen nach Süden zeigen und Mächtigkeitsschwankungen nur über weite Räume stattfinden.

Die ermittelten Verkürzungsbeträge in der bilanzierten Sektion liegen zwischen 1.1 und 1.6 km in SSW-NNE Richtung (Abb. 5-2). Die unterschiedlichen Linienlängen können, wie erwähnt, sowohl auf nicht aufgelöste Verkürzungsstrukturen – insbesondere im Inneren der Blumenstruktur und unterhalb 6.5 km Tiefe – sowie auf die nicht ebene Verformung zurückzuführen sein.

Eine mögliche Fehlerquelle ist die Interpretation der Struktur und Belegung der Stratigraphie im unteren Bereich der Blumenstruktur, da dort kaum Reflektoren aufgelöst sind (Abb. 4-1). Alternativ zu der gezeigten Interpretation als Blumenstruktur wurde versucht, die Struktur als ein System sehr steiler konjugierter Aufschiebungen über einer Duplexschuppe im Bereich unterhalb 6 km Tiefe zu interpretieren. Die Linienlängenbilanzierung führt in einem solchen Fall aber immer zu einem groben Ungleichgewicht zwischen den Verkürzungsbeträgen der Sedimente im oberen und untersten Teil des Profils mit einem Fehler, der deutlich größer ist, als bei der gezeigten Blumenstruktur. Deshalb ist die gewählte Interpretation als Blumenstruktur am plausibelsten.

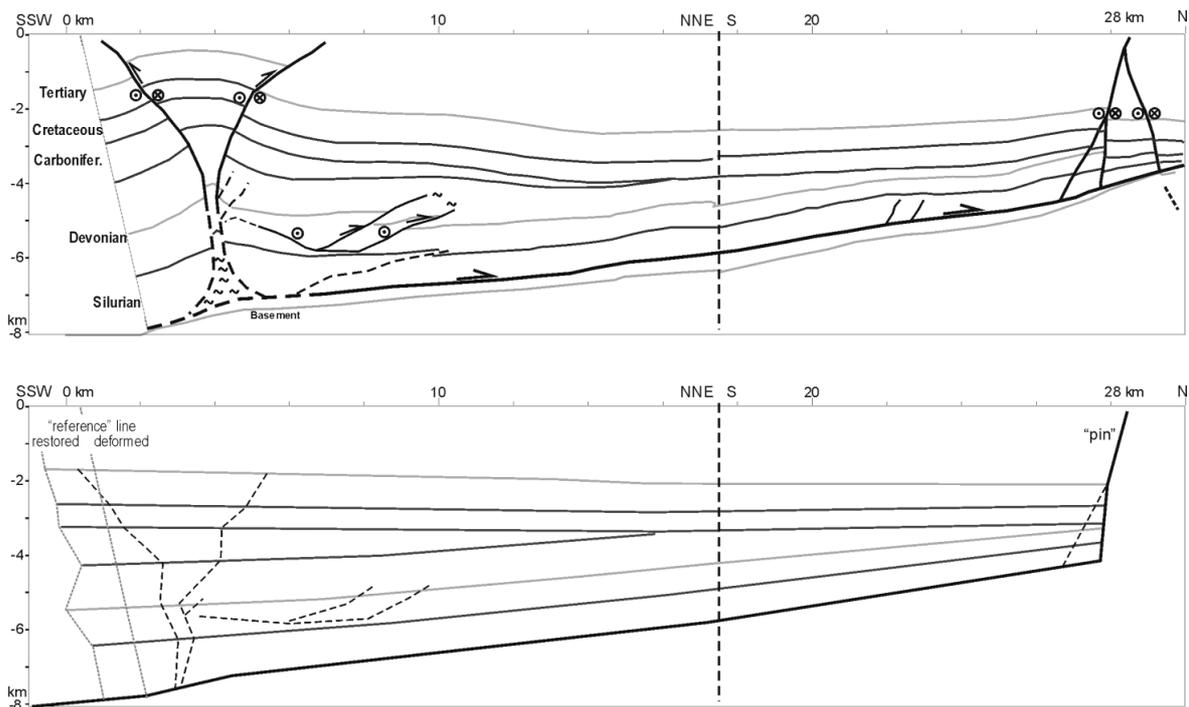


Abb. 5-2 Linienlängenbilanzierung der ersten 28 km des Profils aus Abb. 4-1. Oben, deformiertes Profil, unten restauriertes Profil. Die Abwicklung zeigt einen kleinen Fehler, der auf nicht ebene Deformation oder auf nicht aufgelöste Strukturen zurückzuführen ist.

5.2.3 Strukturmodellierung von Blattverschiebungen aus reflexionsseismischen Profilen

Die in Kapitel 4 gezeigten seismischen Profile aus der lateralen Deformationszone zeigen deutlich, wie schwer die Interpretation von Blattverschiebungen aus reflexionsseismischen Profilen ist. Dieses ist darauf zurückzuführen, dass steil einfallende Strukturen in reflexionsseismischen Profilen nicht direkt abgebildet werden können. Blattverschiebungen lassen sich deshalb in der Regel nur durch Versätze gut aufgelöster subhorizontaler Reflektoren interpretieren. Während Auf- und Abschiebungen über mehrere parallele seismische Profile die gleichen Relativbewegungen der Reflektoren zeigen, ist das Erscheinungsbild von Blattverschiebungen, insbesondere kleinerer Störungen, in reflexionsseismischen Profilen komplex.

Sind die Schichten eines Sedimentkörpers leicht geneigt, führt eine Seitenverschiebung zu einem scheinbaren vertikalen Versatz von Reflektoren. Weiterhin können Blattverschiebungen durch die Juxtaposition unterschiedlich mächtiger Schichtpakete in Erscheinung treten. Liegen die Schichten eines Sedimentkörpers absolut horizontal, bzw. sind die vertikalen Versätze der Reflektoren an der Störung unter der vertikalen Auflösung des seismischen Profils, kann die Blattverschiebung unerkant bleiben. Weiterhin kann die Störung unerkant bleiben, wenn das Profil die Störung in geringem Winkel schneidet. Es besteht allerdings die Möglichkeit, dass sich die Störung in solchen Fällen durch eine Veränderung des Reflexionsmusters im Profil zu erkennen gibt. Dabei kann an der Stelle der Störung die Amplitude des seismischen Signals verändert sein. Zusätzlich besteht die Möglichkeit, dass die freigesetzte Anregungsenergie an den subvertikalen Trennflächen gebrochen und nicht von den ausgelegten Geophonen (bei terrestrischer Reflexionsseismik) aufgezeichnet wird. Diese führt zu Energieverlusten im Bereich um die Störung und kann, wenn im Processing nicht korrigiert, als Zone mit geringeren Amplituden erkannt werden. Bei mehreren entstehenden Störungen können diese Energieeffekte zu einem sehr unruhigen Reflexionsmuster führen. Energieeffekte können allerdings auch durch Strukturen verursacht werden, die nicht im Profilschnitt liegen (*sideswipes*). Weiterhin liefern die seismischen Profile in der Regel keine raumbezogenen und kinematischen Hinweise zu einer vermuteten Störung.

Um dennoch eine räumliche Interpretation von Blattverschiebungen im Deckgebirge zu ermöglichen, wird ein iterativer Prozess aus Interpretation, Korrelation und Strukturmodellierung angewendet (Abb. 5-3).

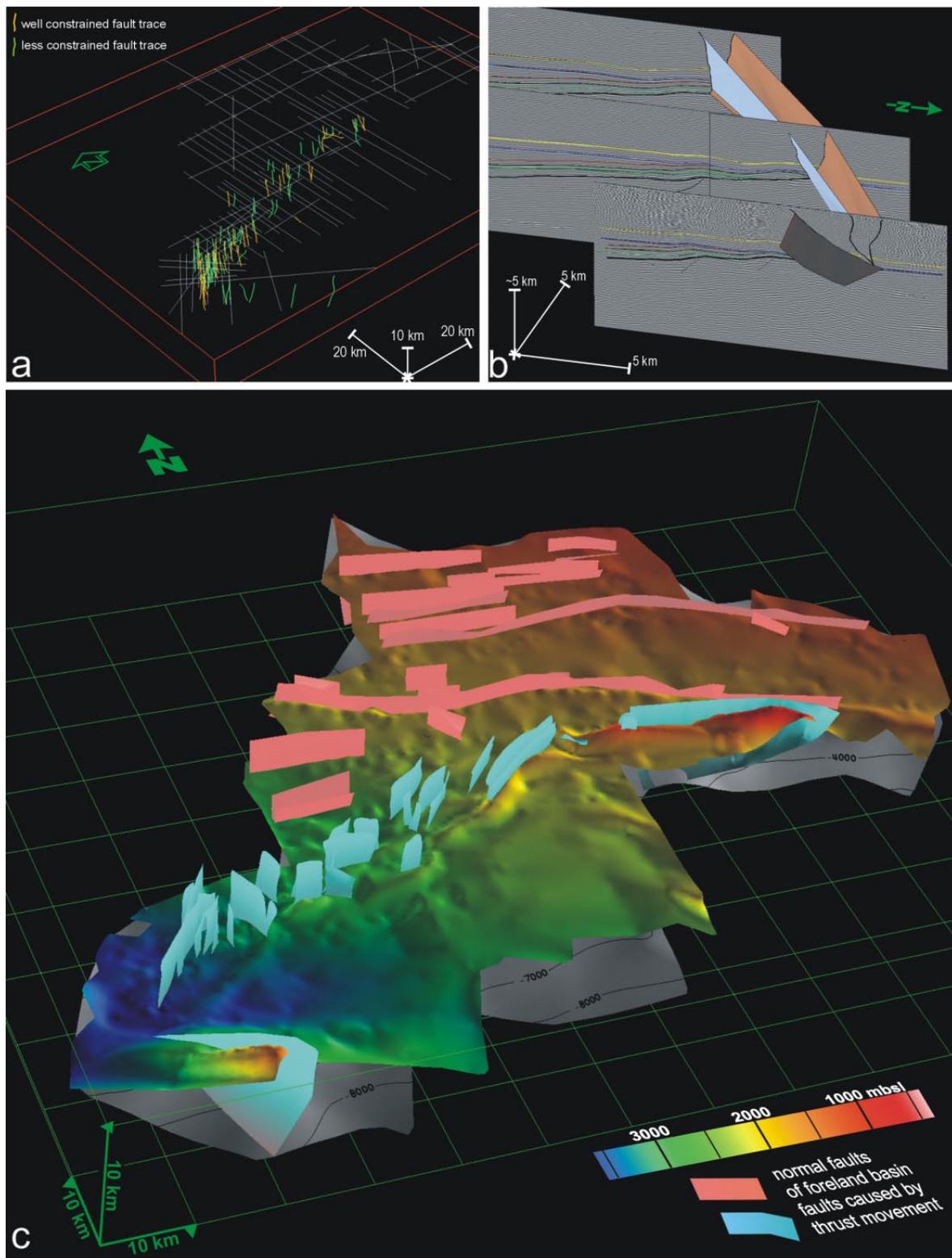


Abb. 5-3 a) gOcad Ansicht der klassifizierten Störungen, hier vereinfacht in zwei Klassen. b) Beispiel von konstruierten Störungsflächen zwischen seismischen Profilen, vgl. Abb.4-15. c) Aus Interpretationen von reflexionsseismischen Profilen konstruiertes Strukturmodell aus Horizonten und Störungen. Oberer Horizont: Tertiärbasis, konturierte Fläche darunter: Grundgebirgsoberfläche, Konturen sind in m unter NN.

Bei diesem Ansatz erfolgt eine vorsichtige Interpretation der Störungsspuren auf Basis der oben genannten Erscheinungsweisen. Die Interpretation, ob es sich bei der vermuteten Störungsspur wirklich um eine Störung handelt, erfolgt dann aus dem räumlichen Kontext mit den Interpretationen anderer seismischer Profile. Dabei werden die vermuteten und interpretierten Störungsspuren in Klassen verschiedener Deutlichkeit und Ausprägung im jeweiligen seismischen Profil eingeteilt (Abb. 5-3 a, vereinfachte Darstellung mit nur 2 Klassen). Für die Klassifizierung werden Merkmale wie Deutlichkeit der stratigraphischen Separation, scheinbares relatives Alter und die Relativbewegung der Störungsblöcke im Profil berücksichtigt. Störungsflächen werden aus den deutlichsten korrelierbaren Störungsspuren konstruiert und visuell auf Plausibilität geprüft. Anschließend werden auch weniger deutliche Störungsspuren hinzugezogen, um die bereits vorhandenen Flächen zu ergänzen oder plausibel erscheinende neue Flächen zu konstruieren. Dabei können allerdings nicht alle interpretierten Störungsspuren berücksichtigt werden. Die erzeugten Flächen werden immer wieder mit den reflexionsseismischen Originaldaten verglichen, auf geologische Plausibilität überprüft und die Interpretationen überarbeitet. Der 3-D Visualisierung der Originaldaten in Kombination mit den Störungsspuren und den konstruierten Störungsflächen fällt dabei eine entscheidende Rolle zu (Abb. 5-3 b). Am Ende des Prozesses ergeben sich die plausibelsten Störungsflächen und in Kombination mit konstruierten Horizonten, ein Strukturmodell (Abb. 5-3 c), das für das Verständnis der Kinematik der Region bedeutende Anhaltspunkte gibt.

Deutlich ist in dem Model das System aus Blattverschiebungen und kleineren Falten entlang der lateralen Deformationszone zu erkennen. Dabei zeigen sich sowohl größere, mehrere Kilometer lange Störungen, die über viele seismische Profile verfolgbar sind als auch kleinere Störungen, die nur in wenigen Profilen zu erkennen sind und das Muster einer WSW-ENE streichenden Störungszone komplettieren. Relativ gut zu erkennen ist auch der Übergang zu dem frontalen Bereich der Überschiebungseinheit, die von einer Überschiebung mit einem assoziierter Sattel aufgebaut wird (Abb. 5-3 c). Der innere Bereich der Überschiebungseinheit zeigt kaum Falten und keine Störungen.

5.2.4 Lokalisierung der Deformationsfront und Verformungsaufteilung

Die Interpretationen der seimischen Profile und die Analyse der frontalen Rampenfalte (Abschnitte 4.3 und 5.2.1) belegen, dass das keilförmige Deckgebirge vom Grundgebirge abgeschert ist und in SE-NW Richtung, schräg im Bezug auf die Beckengeometrie, in Richtung Vorland geschoben wird. Wie im Interpretationskapitel gezeigt, steht die Deformation in engem Zusammenhang mit der Morphologie des Grundgebirges (Abb. 4-12). Die Deformationsfront liegt dabei immer im Bereich eines morphologischen Knickes in der Grundgebirgsoberfläche, welches sich in einer veränderten Grundgebirgskarte deutlich zeigt (Abb. 5-4). An der lateralen Deformationsfront stimmt dieser Punkt etwa mit dem Auskeilen der paläozoischen Sedimente überein (Abb. 5-4). Im Bereich der frontalen Deformationsfront wird die Grenzlinie der paläozoischen Sedimente nicht erreicht (Abb. 5-4). Dennoch zeigt sich, dass entlang eines E-W verlaufenden Scharniers unterhalb der frontalen Deformationsfront eine deutliche Verflachung des Grundgebirgseinfallens stattfindet. Erst das östliche Ende der Überschiebung verlässt die Grundgebirgsschwelle und schwingt in eine WNW-ESE bis NW-SE verlaufende Streichrichtung um. Die Lokalisierung der Deformationsfront wird also maßgeblich von der Grundgebirgsmorphologie gesteuert und weniger von der Verteilung der paläozoischen Sedimente (Abb. 5-4).

Die Orientierung der Deformationsfront führt zwangsläufig zu einer Verformungsaufteilung, insbesondere entlang der lateralen Grenze, die mit einem Winkel von nur etwa 25° zu der angenommenen NE Einengungsrichtung orientiert ist (Abb. 5-4).

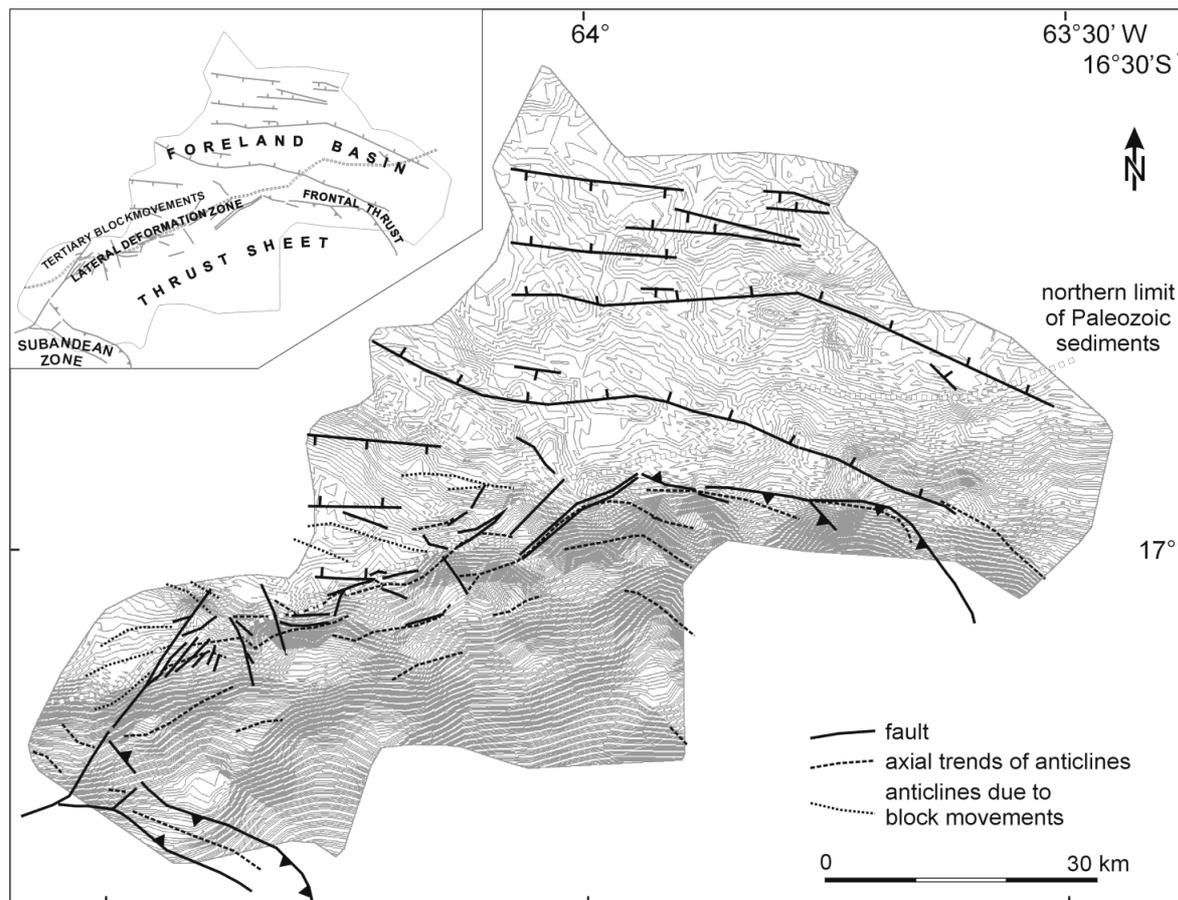


Abb. 5-4 Strukturkarte der Tertiärbasis (siehe Abb. 4-5) über einer Grundgebirgsmorphologiedarstellung (dünne graue Linien). Für diese Darstellung wurden die Konturen der Graustufendarstellung von Abb. 4-12 mit Hilfe eines Matrixfilters hervorgehoben. Es zeigt sich das Zusammenfallen der Deformationsfront der sich entwickelnden Überschiebungseinheit mit markanten Stufen in der Grundgebirgsmorphologie.

Folgt man Andersons Theorie von Störungen, so ist die Anlage einer Schrägaufschiebung nahe der Erdoberfläche nicht möglich, da dort keine schrägen Scherspannungen übertragen werden (Anderson, 1951). Konsequenterweise kann die basale Überschiebung der Boomerang Hills Überschiebungseinheit an der schrägen lateralen Grenze nicht durch einen Strukturtyp allein kompensiert werden. Die beobachteten Blattverschiebungen und Falten sind somit ein Resultat von Verformungsaufteilung (*strain partitioning*, Abb. 5-5, Punkt 1). Dabei nehmen die Falten die Verkürzung orthogonal zu dem nach SSE einfallenden Grundgebirge auf, und das Blattverschiebungssystem kompensiert die resultierende Seitenverschiebungskomponente entlang der lateralen Deformationsfront (Abb. 5-5, Punkt 1). Abgesehen von der Transferstörung am südwestlichen Ende der Überschiebungseinheit, stellen die Blattverschiebungen, vereinfacht betrachtet, ein System aus Sekundärstörungen linkslateraler einfacher Scherung dar (Riedel- und Anti-Riedelscherstörungen, Abb. 5-5). Im Detail wird die Anlage einiger Störungen jedoch von der Grundgebirgsmorphologie gesteuert (z.B. Abb. 4-16), so dass diese deshalb nicht exakt die Orientierung von idealen Sekundärstörungen zeigen. An dem westlichen Segment der frontalen Deformationsfront findet ebenfalls eine Verformungsaufteilung statt, verursacht durch das E-W bis WNW-ESE verlaufende Scharnier in der Beckengeometrie. Es ergeben sich eine S-N gerichtete Einengungs- und eine E-W gerichtete Blattverschiebungskomponente (Abb. 5-5, Punkt 2). Dabei wird ein Grossteil der Deformation zunächst durch frontale Überschiebung und anschließend verstärkt durch die assoziierte Faltung kompensiert. Weiter östlich ist die frontale Aufschiebung orthogonal zur Einengungsrichtung, und es findet keine Verformungsaufteilung mehr statt (Abb. 5-5, Punkt 3).

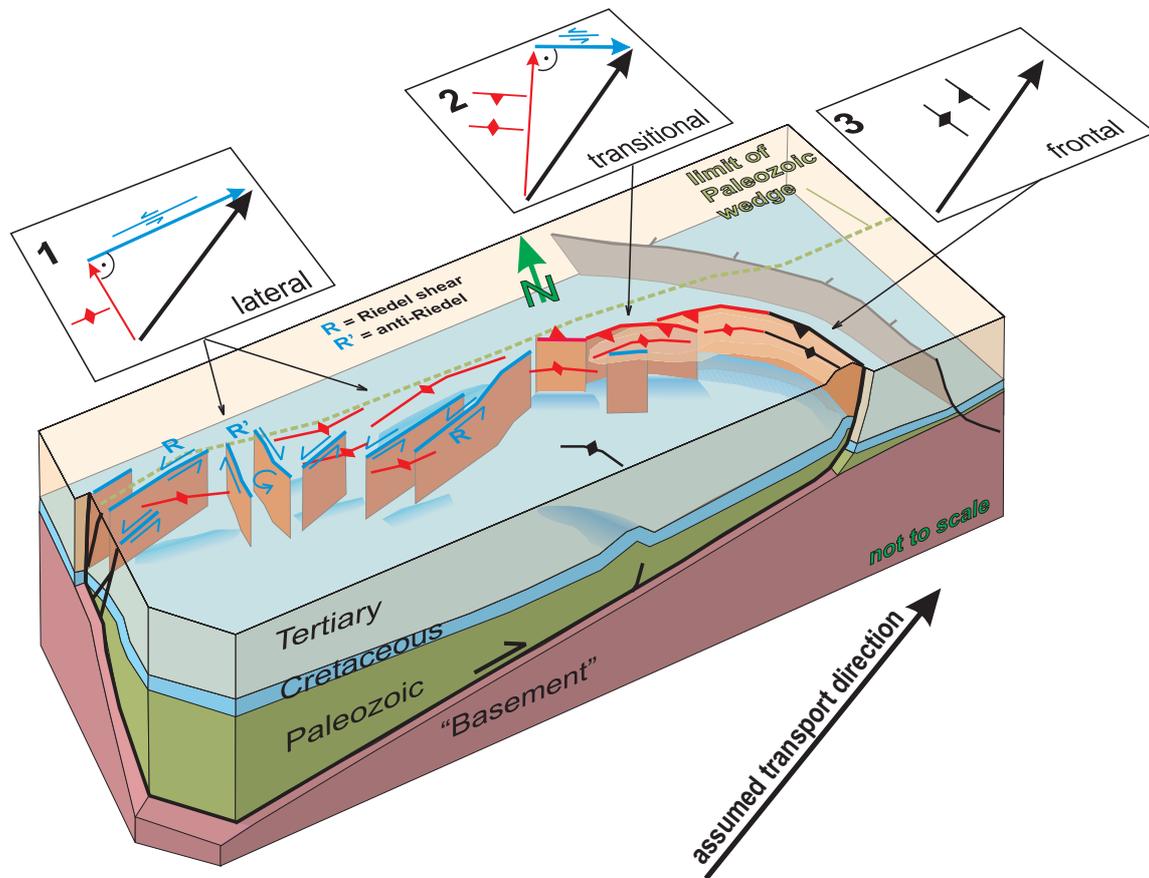


Abb. 5-5 Blockbild mit vereinfachten Strukturen zur Verdeutlichung der Verformungsaufteilung an der Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit.

5.2.5 Flächenrestauration und Verschiebungsfeld

Die Aufteilung der Deformationsfront in verschiedene Zonen und die dadurch erzwungene Verformungsaufteilung in der Boomerang Hills Überschiebungseinheit wirft die Frage auf, in welchem kinematischen Kontext die Strukturen zueinander stehen und ob in der lateralen Deformationszone genauso so viel Deformation akkumuliert wird wie an der frontalen Spitze? Das Bilanzieren einzelner Strukturen in der lateralen Deformationszone ist aufgrund fehlender Marker zur Bestimmung des Blattverschiebungsbetrages nicht möglich. Einen Ansatz zur Bilanzierung und kinematischen Modellierung bietet die Retrodeformation verfalteter Flächen. Der hier gewählte, erweiterte Ansatz unter Benutzung des Programms UNFOLD (Gratier et al., 1991) erlaubt es, das finite Verschiebungsfeld von Stützpunkten einer verfalteten Fläche zu bestimmen.

Konzept der bilanzierten Flächenentfaltung

Die generelle Idee der bilanzierten Restauration von Flächen ist vergleichbar mit dem Glätten eines zerknitterten Blatt Papiers mit einem Bügeleisen. Die Punkte der verfalteten Fläche werden wieder auf ihre ursprüngliche Position zurückgeführt. Voraussetzung für eine sinnvolle Restauration ist eine „entfaltbare“ Fläche (*developable*), die keine interne Deformation akkumuliert hat (Abb. 5-6 a; Lisle, 1992). Zusätzlich ist die Methode auf Anwendungsgebiete beschränkt, in der die erforderliche Datendichte vorliegt, um eine hinreichend genau definierte verfaltete Fläche konstruieren zu können.

Zur Analyse der andinen Verformung wird in dieser Arbeit eine computergestützte Methode zur Restaurierung verfalteter Flächen verwendet (UNFOLD, Gratier et al., 1991). Aufbauend auf die UNFOLD-Methode wird hier ein erweiterter Ansatz verfolgt, der es erlaubt, das finite Partikelverschiebungsfeld (*particle displacement field* – PDF) über die Stützpunkte der verfalteten Fläche zu bestimmen.

Die UNFOLD-Methode basiert auf der Zerlegung der deformierten Fläche in finite Elemente und einer iterativen Minimierung der Lücken zwischen den Elementen. Für die Restaurierung von Flächen sind mehrere Arbeitsschritte und verschiedene ergänzende Programme nötig. Eine detaillierte Beschreibung des Arbeitsablaufes findet sich in der Programmbeschreibung von UNFOLD (Gratier, 1993). Das generelle Prinzip wird hier kurz erörtert:

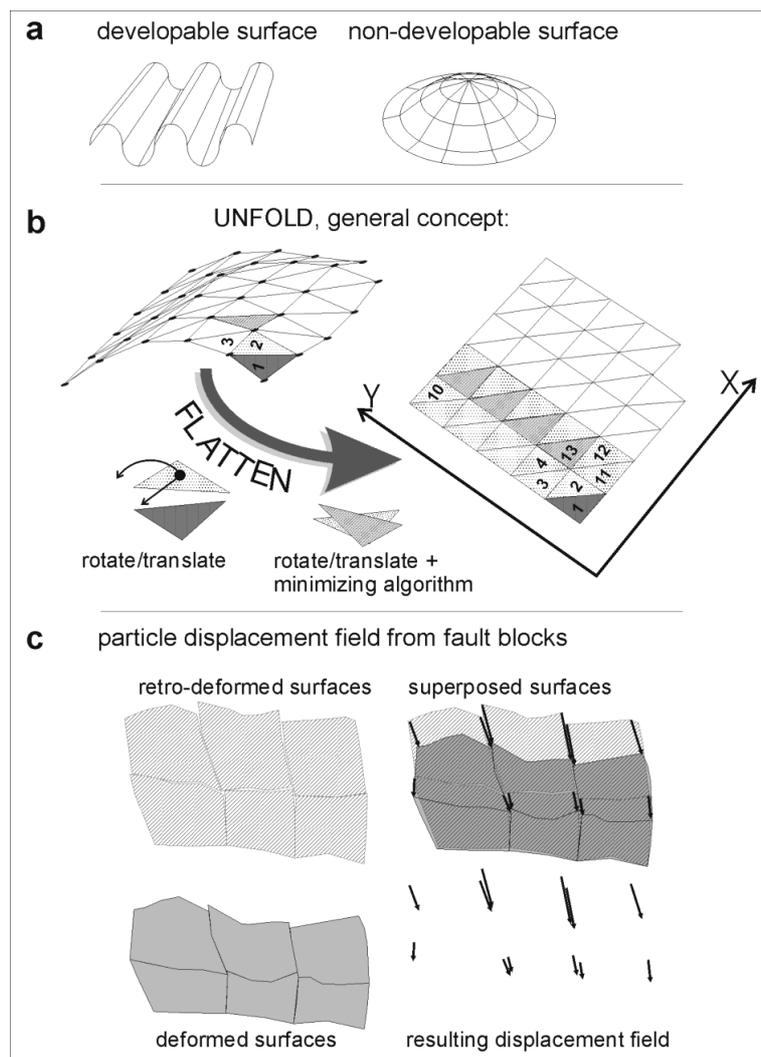
Die Stützpunkte der zu restaurierenden Fläche müssen als ein in X und Y Richtung regelmäßiges Gitter vorliegen. Aus diesem Gitter werden im UNFOLD Programm Dreiecke erstellt, die anschließend unter Flächenerhaltung horizontal gelegt werden (Abb. 5-6 b). Dieses führt zu einer Überlappung der Dreieckselemente. Ausgehend von einem Startdreieck werden die Dreiecke sukzessive aneinander gelegt. Dabei wird zwischen Dreiecken unterschieden, die an 2 Stützpunkte der bereits fixierten Dreiecken angepasst werden und Dreiecken, die in eine vorgegebene Lücke eingepasst werden müssen. Das Anpassen an zwei Stützpunkte wird durch Rotation und Verschiebung erreicht, das Anpassen in die Lücke durch einen Minimierungsalgorithmus (Gratier et al., 1991). Am Ende des ersten Anpassungsdurchlaufs aller Dreiecke entsteht eine erste Annäherung an den undeformierten Zustand. Ein Fehlerwert wird ermittelt, der die Summe aller Entfernungen zwischen den Stützpunkten enthält, die auf einer Position liegen sollten.

Abb. 5-6 Konzept der Restaurierung verfalteter Flächen.

a) Entfaltbare und nicht entfaltbare Flächen.

b) Schemaskizze des „finiten“ Element-Ansatzes des UNFOLD Programms (Gratier und Guillier, 1993; Gratier et al., 1991). Die Dreiecke sind entsprechend der Reihenfolge, in der sie aneinandergefügt werden, nummeriert.

c) Das Entfalten eines Horizontes aus verschiedenen Störungsblöcken oder Homogenbereichen erlaubt die Konstruktion des finiten Partikelverschiebungsfeldes.



Der Minimierungsalgorithmus wird solange auf alle Dreiecke der Fläche angewendet, bis der Fehlerwert minimiert ist (Gratier et al., 1991). Dieser Zustand stellt den besten entfalteten Zustand dar, und die resultierende Fläche ist in der Kartenprojektion größer als die deformierte Fläche.

Der Vergleich der Flächenbegrenzungen im verfalteten und entfalteten Zustand kann genutzt werden, um das finite Partikelverschiebungsfeld zu bestimmen (Gratier und Gullier, 1993). Ein komplexes Verschiebungsfeld wird dabei nur erhalten, wenn die verfalteten Horizonte entlang von Störungen oder künstlich eingeführter Grenzen in Blöcke zerlegt und getrennt voneinander entfaltet werden. Die Umrisse der entfalteten Blöcke werden anschließend in einem Grafikprogramm manuell wieder aneinander gesetzt. In diesem Schritt lassen sich ggf. bekannte Versatzbeträge an Störungen berücksichtigen. Die Linien, die den Rand der deformierten und der entfalteten Fläche miteinander verbinden, repräsentieren das finite Partikelverschiebungsfeld (Abb. 5-6 c).

Der in dieser Arbeit vorgestellte erweiterte Ansatz verfolgt das Ziel, das Partikelverschiebungsfeld nicht über die Ränder, sondern durch jeden Stützpunkt innerhalb der Flächen zu erstellen (Abb. 5-7 a). Dieser Ansatz ermöglicht die Darstellung von differentiellen Bewegungen innerhalb einer Fläche und liefert somit wichtige kinematische Informationen zur Entwicklung der Fläche.

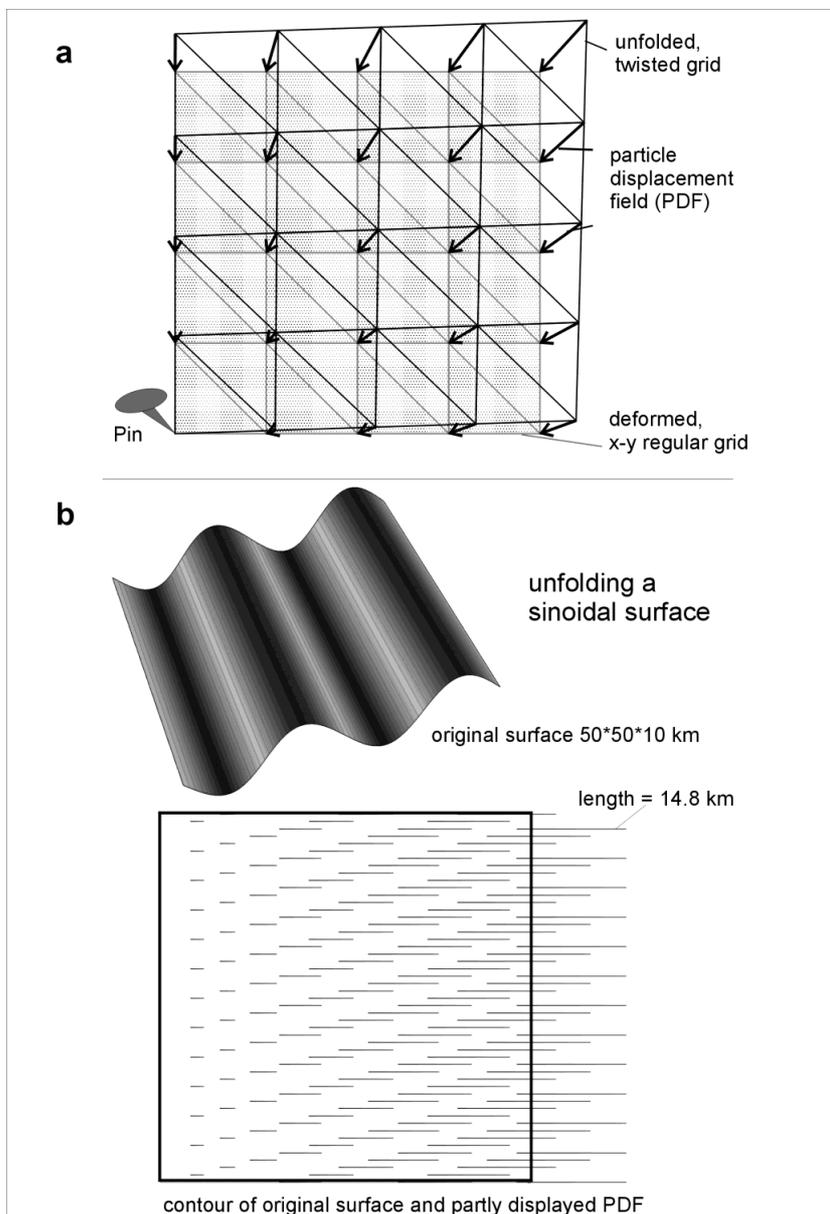


Abb. 5-7 a) Prinzip der Konstruktion des finiten Partikelverschiebungsfeldes (*particle displacement field* = PDF) aus den Stützpunkten einer deformierten Fläche und der mit UNFOLD entfaltenen Fläche.

b) Anwendung des Prinzips auf eine wellenförmige Fläche. Zur besseren Veranschaulichung sind nur einige der Vektoren zwischen verfalteter und entfalteter Fläche dargestellt.

Ergänzend zum Arbeitsablauf der „normalen“ UNFOLD Methode müssen die im ASCII-Format vorliegenden Koordinaten der Stützpunkte der deformierten und undeformierten Fläche in eine einheitliche Sortierung gebracht werden, um einen ASCII-Datensatz zu erzeugen, aus dem eine gOcad Liniendatei erstellt werden kann. In der gOcad Datei verbinden die Liniensegmente die jeweiligen Stützpunkte der deformierten und entfalteten Fläche, so dass sie das Verschiebungsfeld repräsentieren. Das Verschiebungsfeld bezieht sich zunächst auf den Referenzpunkt (Pin), der standardmäßig für die mit UNFOLD entfaltete Fläche unten links liegt (Abb. 5-7 a). Durch Translationen und Rotationen der Punktmenge, die den entfalteten Zustand darstellt, kann der Referenzpunkt verändert werden, um einen geologisch zweckmäßigen Referenzpunkt zu wählen und sich dem absoluten Verschiebungsfeld anzunähern. Aus Anschaulichkeitsgründen kann es nötig sein, die Vektoren zu vergrößern oder nur teilweise darzustellen (Abb. 5-7 b).

Flächenrestaurierung und finites Verschiebungsfeld

Für die kinematische Analyse der Überschiebungseinheit wird hier die Basisfläche des Tertiärs entfaltet (Abb. 5-8), da sie sämtliche andinen Deformationen widerspiegelt und sehr zuverlässig in den seismischen Profilen interpretiert werden kann.

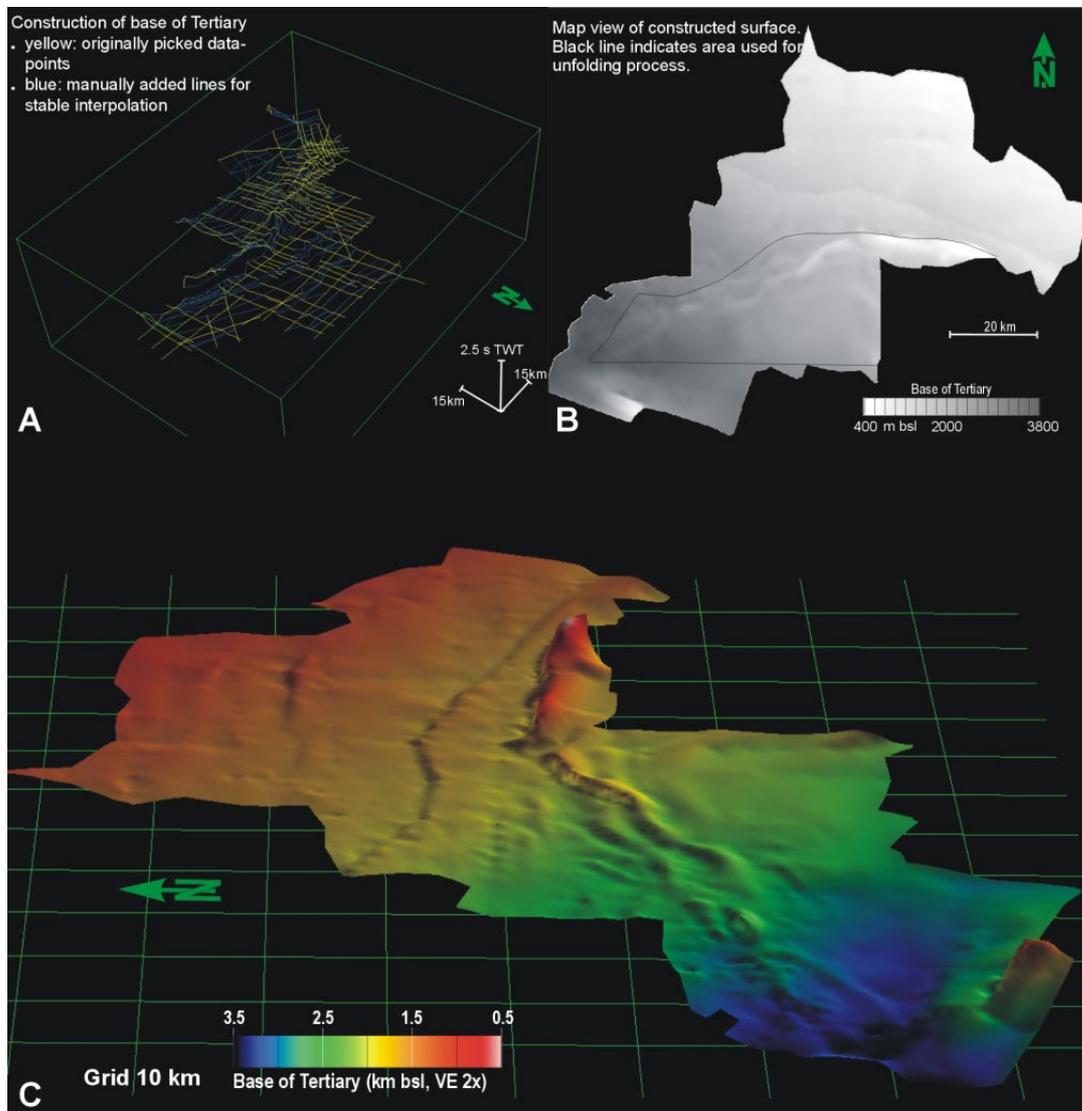


Abb. 5-8 A: Eingangsdaten für die Konstruktion der Basisfläche des Tertiärs in gOcad (schräge Ansicht). B: Kartenansicht der interpolierten und tiefenkonvertierten Tertiärbasis mit dem Bereich der Überschiebungseinheit, der zur Flächenrestaurierung genutzt wird. C: Schräge Ansicht der Tertiärbasis, VE = 2.

Zur Vermeidung von Interpolationsfehlern und zur Erlangung einer hohen Auflösung der Oberflächenstruktur werden für die Flächenkonstruktion manuell Stützpunkte ergänzt (Abb. 5-8, A). Der Bereich der Überschiebungseinheit wird aus der interpolierten Tertiärbasis herausgeschnitten (Abb. 5-8, B). Entlang der lateralen Deformationsfront wird so geschnitten, dass möglichst keine präandinen Falten in der zu entfaltenden Fläche enthalten sind. An der frontalen Grenze der Überschiebungseinheit wird die Fläche entlang der Überschiebung geschnitten.

Der Hauptteil der Überschiebungseinheit zeigt SW-NE gerichtete, faltenbezogene Partikelpfade mit ca. 300-350 m Länge (Abb. 5-9, Punkte 1 und 2). Diese werden in dem Bereich der lateralen Deformationsfront zunehmend kürzer. Im Ostteil, südlich und südwestlich der frontalen Deformationsfront, zeigen sich hingegen Partikelpfade von 350 bis zu 1200 m Länge, die im Osten zunehmend in SSW-NNE bzw. S-N Richtung orientiert sind (Abb. 5-9, Punkt 3). Eine zunehmende Aufteilung des Verschiebungsfeldes in einen Ost- und einen Westteil findet entlang der Störung nordöstlich von Punkt 4 statt (Abb. 5-9).

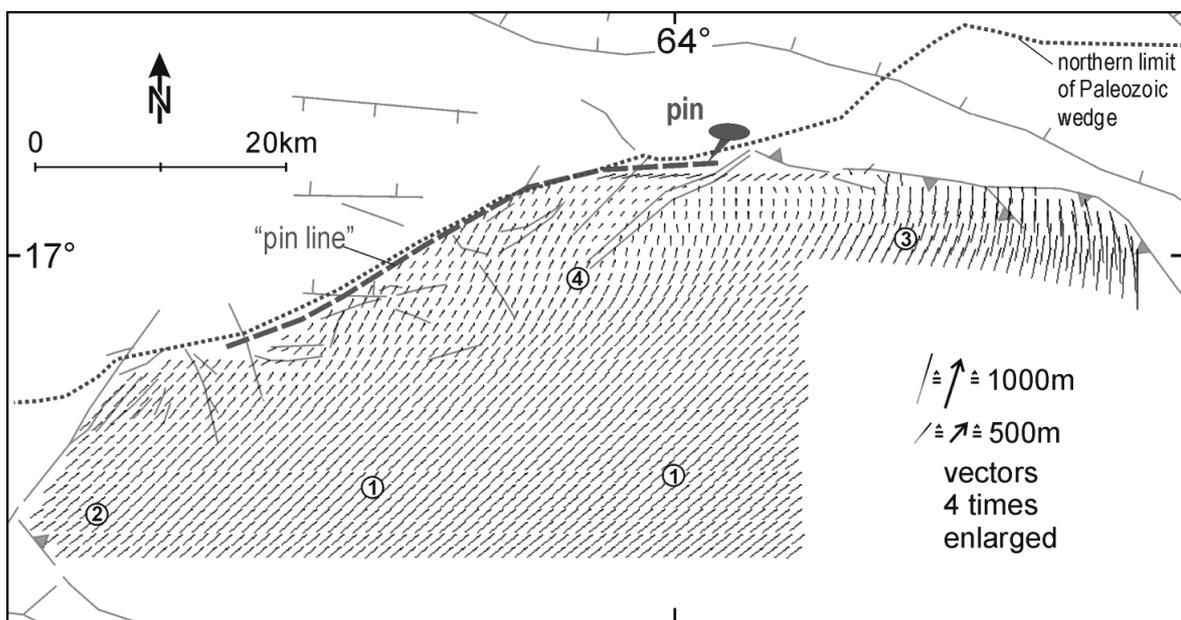


Abb. 5-9 Faltenbezogene Partikelpfade in der jungen, sich entwickelnden Boomerang Hills Überschiebungseinheit. Das Verschiebungsfeld basiert auf der Retrodeformation der verfalteten Tertiärbasis mit der UNFOLD Methode (Gratier et al. 1991) und einem darauf aufbauenden erweiterten Ansatz. Die Zahlen 1-4 kennzeichnen Punkte, die im Text besprochen werden.

Das hier ermittelte Verschiebungsfeld bezieht sich auf die Deformation, welche in topographischen Änderungen der Tertiärbasis, also insbesondere durch Faltung, kompensiert wird. Dabei sind für die verwendete Fläche grundsätzlich drei Faktoren zu berücksichtigen, die das Ergebnis beeinflussen.

1. Die Wahl des Referenzpunktes kann die absolute Orientierung des Verschiebungsfeldes und die Länge von Partikelpfaden verändern. Die relative Orientierung der Partikelpfade bleibt allerdings konstant. Bei der Wahl des Referenzpunktes für die Entfaltung der Tertiärbasis wurden folgende Punkte berücksichtigt:
 - Entlang der lateralen Grenze, an der keine durchgehende Störung ausgebildet ist, sollen möglichst kleine Partikelpfade zum undeformierten Vorland auftreten.
 - Die Partikelpfade im SW der Überschiebungseinheit sollen parallel zu der Transferstörung in SW-NE Richtung orientiert sein.
 - Partikelpfade vom Vorland in Richtung Überschiebungseinheit sind nicht erlaubt.
2. Die Interpolation im Anschluss an die Flächenkonstruktion glättet Details, die aufgrund der Abstände der seismischen Profile nicht aufgelöst werden können. Die sich ergebenden Partikelpfade sind deshalb in der Regel zu kurz. Da das Glätten allerdings alle Bereiche einer Fläche betrifft, wird durch sie nur die Partikelpfadlänge reduziert. Die relative Orientierung des Verschiebungsfeldes bleibt gewährleistet.

Generell lässt sich eine Faustregel aufstellen: Je kleiner die Falten im Verhältnis zur Gesamtfläche, desto größer der relative Fehler der errechneten Partikelpfadlänge. An einem Beispiel (Abb. 4-10) lässt sich dieser Fehler der Vektorenlänge abschätzen. An der frontalen Überschiebung treten etwa 900 m Versatz in S-N Richtung auf, der nicht durch Faltung kompensiert ist (Abb. 4-10, 5-1). Bei 1400 m Gesamtverkürzung in S-N Richtung sind somit 500 m Verkürzung durch Faltung kompensiert. Die Partikelpfade haben in der Profilposition von Abbildung 4-10 eine Länge in S-N Richtung von etwa 350 m (Abb. 5-9, Punkt 2). Der Fehler beträgt somit etwa 150 m, also grob $\frac{1}{3}$ - $\frac{1}{2}$ der Partikelpfadlänge. Da die Falten in der lateralen Deformationszone noch kleiner sind (Abb. 5-8, C), ist ein größerer Fehler für die Pfadlängen in diesem Bereich wahrscheinlich.

3. Die Methode der Flächenentfaltung mittels UNFOLD ist eigentlich nur für entfaltbare Flächen, die keine Störungen enthalten, vorgesehen, und das sich ergebende Verschiebungsfeld repräsentiert theoretisch nur die Partikelpfade, die durch die Faltung verursacht werden. Dieses trifft nur für den Bereich zu, der in Überschiebungsrichtung hinter der frontalen Überschiebung liegt, da dort die zu entfaltende Tertiärbasis entlang der Überschiebung geschnitten wurde (Abb. 5-9, Punkt 3). Im Bereich der lateralen Deformationszone sind allerdings die Blattverschiebungen nicht getrennt aus der zu entfaltenden Fläche herausgeschnitten worden. Die stratigraphischen Sprünge an den Störungen in der lateralen Deformationszone sind im Verhältnis zu der Gesamtfläche relativ klein. Eine Berücksichtigung der stratigraphischen Sprünge bei der Flächeninterpolation war technisch nicht praktikabel. Die resultierenden Partikelpfade enthalten somit einen Anteil, der durch die topographischen Auswirkungen der Blattverschiebungen auf die Tertiärbasis verursacht wird.

Unter Berücksichtigung der genannten Punkte repräsentiert das gezeigte Verschiebungsfeld (Abb. 5-9) somit den generellen Trend des faltenbezogenen Partikelflusses. Für die Boomrang Hills Überschiebung gilt, dass die finiten Partikelpfade immer deutlich größer sind als die faltenbezogenen, da im Bereich der lateralen Deformationszone die Blattverschiebungskomponente und im zentralen und frontalen Bereich (Abb. 5-9, Punkte 1 und 3) die Überschiebungskomponente zu den faltenbezogenen Partikelpfaden addiert werden müssen. Die finiten Partikelpfade müssen dabei nicht parallel zu den abgebildeten faltenbezogenen Pfaden liegen. Vielmehr scheint es plausibel, dass das finite Verschiebungsfeld aus parallelen Pfaden variierender Länge aufgebaut wird. Da nur geringe Topographie im Bereich der Überschiebungseinheit auftritt (maximaler Höhenunterschied 135 m), wirken kaum Kräfte, die einen divergenten oder konvergenten Materialfluss in einer kohärenten Decke verursachen. Unterschiedliche Trends der faltenbezogenen Partikelpfade geben allerdings wichtige Hinweise auf differenzielle Bewegungen im finiten Verschiebungsfeld.

Unter Berücksichtigung der oben genannten Faktoren kann das faltenbezogene Verschiebungsfeld interpretiert und in ein schematisches finites Verschiebungsfeld überführt werden (Abb. 5-10). Die Subandine Zone im Südwesten der Überschiebungseinheit bildet einen *backstop*, von dem die konvergente andine Bewegung auf den Sedimentkeil der sich entwickelnden Überschiebungseinheit übertragen wird. Nahe dieser Rückwand sind die Partikelpfade zunächst etwa gleichlang und in SW-NE Richtung orientiert (Abb. 5-10, Punkt 1). Im SW wird der Rand des paläozoischen Beckens unmittelbar erreicht und es bildet sich eine laterale Transferstörung parallel zur Transportrichtung der neuen Überschiebungseinheit, deren 35° Streichrichtung etwa parallel zu den Partikelpfaden liegt (Abb. 5-10, Punkt 2).

Die unterschiedliche Entfernung und Orientierung der frontalen und lateralen Deformationsgrenze zu dem *backstop* führt zu einer zunehmenden differenziellen Bewegung in der Überschiebungseinheit. Der Hauptteil der Überschiebungseinheit liegt in Transportrichtung hinter dem frontalen Aufschiebungssystem, welches fast die komplette Deformation lokalisiert (Abb. 5-10, „zone of localized strain“). Die Länge der Partikelpfade nimmt somit im zentralen Bereich der Überschiebungseinheit zwischen Boomerang Hills und Subandiner Zone fast nicht ab. Die Verformungsaufteilung in der lateralen Deformationszone bewirkt einen Abbau der rückwärtig übertragenen Bewegung, und die Partikelpfade werden bereits nahe des *backstop* in Transportrichtung sukzessive kürzer (Abb. 5-10, „zone of distributed strain“). Die sich ergebende Differenz zwischen dem Hauptteil der Überschiebungseinheit und dem lateralen Rand nimmt zur Deformationsfront zu. Im Süden kann die differenzielle Verkürzung zunächst in den schräg orientierten Falten kompensiert werden (Abb. 5-10, „zone of distributed strain“). Ab Punkt 3 ist die Differenz offensichtlich groß genug, dass es zur

Ausbildung einer weiteren Transferstörung kommt, welche die differentielle Verkürzung ausgleicht (Abb. 5-10, nordöstlich Punkt 3, vgl. Abb. 4-15).

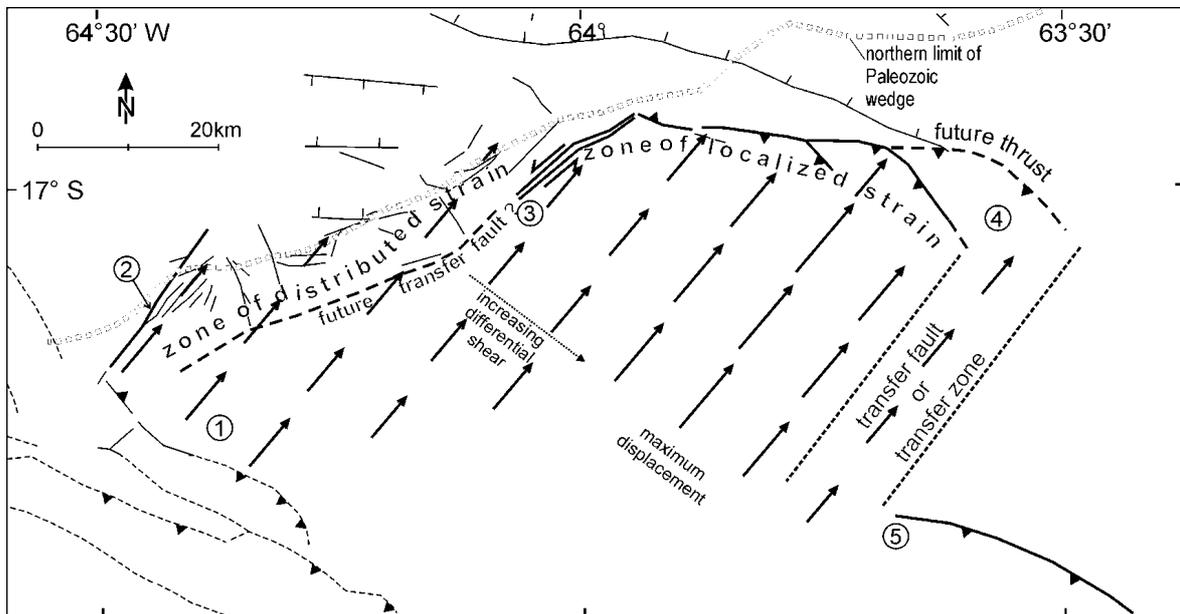


Abb. 5-10 Schematisches Partikelverschiebungsfeld der Boomerang Hills Überschiebungseinheit auf Basis der Restauration der faltungsbezogenen Partikelpfade und der geologischen Interpretation. Die unterschiedliche Lokalisierung der Deformation führt zu einer linkslateralen Scherung in der Überschiebungseinheit. Die Zahlen 1-5 kennzeichnen Punkte, die im Text besprochen werden.

Die V-förmige Transferstörung zeigt im Gegensatz zu der Transferstörung am SW-Ende der Überschiebungseinheit eine aufschiebende Komponente und ist mit 55° etwa $15\text{-}20^\circ$ schräg zur Transportrichtung orientiert. Es handelt sich also bei der V-förmigen Transferstörung nicht um eine Transferstörung im klassischen Sinne, die parallel zur Deckentransportrichtung orientiert ist und entsprechend der Überschiebungspropagation wächst. Die V-förmige Störung entwickelt sich vielmehr von NE nach SW, also von der Deformationsfront zum *backstop*, so dass die laterale Deformationszone zunehmend von der Überschiebungseinheit abgetrennt wird.

Der im Osten der Überschiebungseinheit zu beobachtende Trend, dass sich in W-E Richtung die faltenbezogenen Partikelpfade von SW-NE nach S-N bis SSE-NNW ändern und länger werden (Abb. 5-9, Punkt 3), deutet ebenfalls auf einen differentiellen Transport hin. Bleibt das Verhältnis von Faltung zu Überschiebungsweite in den Boomerang Hills konstant, muss auch in Richtung Osten der Überschiebungsbetrag zunehmen, um ein paralleles Verschiebungsfeld zu erzeugen. Aus dem Kartenbild ist zu erkennen, dass sich dabei ein kleiner Schuppenfächer, bzw. eine konvergente Pferdeschwanz-Struktur ausbildet (Abb. 5-10, Punkt 4). Dieses steht in enger Beziehung zur Verformungsaufteilung am E-W streichenden Beckenrand: Während die initiale Aufschiebung einen Bogen etwa vertikal zur Überschiebungsrichtung bildet, ist der nördliche Schenkel stark in E-W Richtung orientiert. Beginnend in größeren Tiefen wird zunächst schräg aufgeschoben, was nach oben mechanisch zunehmend schwerer wird. Unter der Annahme, dass nur eine Bewegungsrichtung auf der Überschiebung möglich ist, bewirkt die Verformungsaufteilung deshalb im weiteren Verlauf der Einengung eine Faltung in S-N Richtung. Die resultierende W-E Komponente wird durch kleinere Blattverschiebungen im Faltenbereich und durch Ost-Propagation der basalen Überschiebung mit der Anlage von aufsteigenden Zweigüberschiebungen ausgeglichen (Abb. 5-10 etwa Punkt 4, in Abschnitt 4.3.1 als en échelon Überschiebungen bezeichnet).

Die en échelon Überschiebungen in der Boomerang Hills Struktur enden jeweils in südliche Richtungen, weshalb die südöstliche Begrenzung der Überschiebungseinheit durch ein Transferzone gekennzeichnet sein muss (Abb. 5-10 Punkt 4-5). Ob diese einen Bereich lokalisierter oder verteilter Deformation darstellt ist

wegen der fehlenden Datenbasis nicht ermittelbar. Aufgrund der W-E Propagation der Spitze des Überschiebungssystems in den Boomerang Hills ist es unwahrscheinlich, dass eine einzige Transferstörung existiert. Es muss also wahlweise eine in SE Richtung jünger werdende Abfolge von SW-NE streichenden Transferstörungen existieren, oder es bildet sich eine Zone mit rechtslateraler einfacher Scherung aus.

5.2.6 Bestimmung des kritischen Keilwinkels

Boyer (1995) zeigt, dass der primäre Keilwinkel des Deckgebirges ein entscheidender Faktor für die Deformation in einem Falten- und Überschiebungsgürtel ist. Größere primäre Keilwinkel führen in der Regel zu geringerer Interndeformation bei der Entstehung eines Falten- und Überschiebungsgürtels.

Die andine Deformation der Boomerang Hills Region ist primär an den äußeren Rand der sich entwickelnden Decke lokalisiert, welche bis 70 km in das Vorlandbecken hineinreicht. Es ist deshalb anzunehmen, dass die Keilform der Überschiebungseinheit mechanisch so stabil ist, dass sie auf der basalen Scherfläche transportiert werden kann, ohne intern deformieren zu müssen. Im Folgenden werden deshalb unter Annahme sinnvoller Randparameter verschiedene Keilgeometrien modelliert, die eine Diskussion des geodynamischen Zustand der Boomerang Hills Überschiebungseinheit erlauben. Zunächst werden die Hintergründe der Theorie kritischer Keile erläutert, anschließend die Eingangsparameter vorgestellt und dann die Ergebnisse der Modellierung diskutiert.

Modellierungen kritischer Keilzustände

Die Grundlage für Berechnungen der kritischen Keilform stammt aus verschiedenen Arbeiten, welche die Prozesse in Akkretionskeilen und Falten- und Überschiebungsgürteln mit dem Zusammenschieben von Schnee oder Sand vor Bulldozern vergleichen (u.a. Dahlen und Suppe, 1988; Dahlen et al., 1984; Davis et al., 1983; Chapple, 1978). Das Material vor dem Bulldozer deformiert solange intern, bis sich eine stabile Keilgeometrie (*critical taper*) gebildet hat. In diesem Zustand kann der Keil, ohne weiter intern deformieren zu müssen, stabil geschoben werden. Wird neues Material an der Keilspitze angelagert, wächst der Keil selbstähnlich, also unter Beibehaltung der kritischen Keilform. Die kritische Form resultiert aus einem Kräftegleichgewicht zwischen der basalen Reibung und den externen und internen Kräften, die auf das Keilmaterial wirken (Festigkeit des Materials, Übertragung einer Spannung über das hintere Ende des Keiles, Gravitation).

In den Arbeiten von Davis et al. (1983), Dahlen et al. (1984), Dahlen (1984) und Dahlen und Suppe (1988) wird dieses Gleichgewicht für Materialien mit Mohr-Coulomb Rheologie beschrieben. Die Winkel α und β entsprechen den Winkeln zwischen der Keiloberfläche bzw. der Keilbasis zu einem horizontalen Bezugshorizont (Abb. 5-11). Diese äußeren Winkel stehen in einer einfachen Beziehung zu den Winkeln ψ_b und ψ_0 , welche den internen Spannungszustand beschreiben (Dahlen und Suppe, 1988):

$$\alpha + \beta = \psi_b - \psi_0$$

Dabei beschreibt ψ_b den spitzen Winkel zwischen dem basalen Abscherhorizont und der im Deckenkeil wirkenden σ_1 Hauptspannungsrichtung. ψ_0 entspricht dem Winkel zwischen der σ_1 Richtung und der Keiloberfläche (Abb. 5-11).

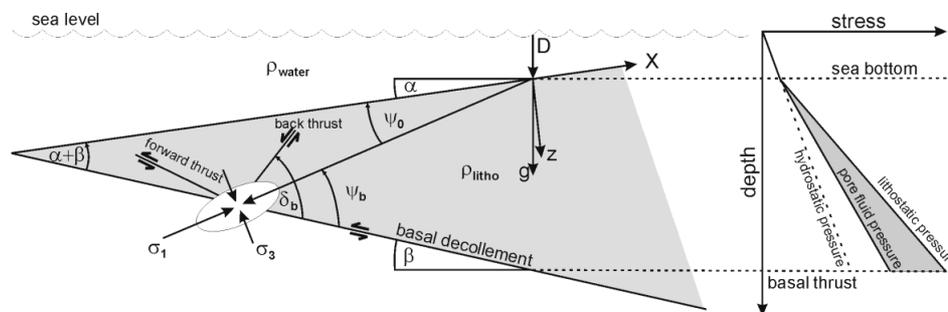


Abb. 5-11 Schematisches Profil durch einen submarinen Deckenkeil zur Veranschaulichung der geometrischen Größen zur Berechnung von kritischen Keilmodellen. Die Parameter sind im Text erläutert. Rechts: In Grau dargestellt ist der Bereich der effektiven Spannung, verursacht durch einen Porenfluiddruckgradienten, der über dem hydrostatischen Gradienten liegt (modifiziert nach Dahlen und Suppe, 1988).

Die Winkel ψ_b und ψ_0 lassen sich in Abhängigkeit einiger physikalischer Parameter (ρ_{litho} , ρ_w , λ , λ_b , μ , μ_b , und K) bestimmen, die für den Keil als konstant angenommen werden (Dahlen und Suppe, 1988). ρ_{litho} ist die Dichte des Keilmaterials, ρ_w die Dichte des überlagernden Mediums (z.B. Meerwasser), λ ist der Porenflüssigkeitsdruckbeiwert nach Hubbert und Rubey (1959), μ ist der interne Reibungskoeffizient des Materials und K eine Konstante, welche die lineare Zunahme der Kohäsion mit der Tiefe beschreibt. λ_b und μ_b beziehen sich auf die Eigenschaften des Materials an der Keilbasis.

Für die Berechnungen des kritischen Keilwinkels wird eine Formel-Kompilation in MATHCAD aus Adam (1996) verwendet, die auf den Arbeiten von Dahlen et al. (1984) sowie Dahlen und Suppe (1988) basiert (Anhang C). Durch den Vergleich des errechneten β_{crit} (kleinster Winkel der Keilbasis, der zu einer kritischen Keilform führt) mit dem tatsächlich vorliegendem β_{base} (Einfallen des Grundgebirges) kann abgeschätzt werden, ob der reale Keil unter den gewählten Eingangsparametern kritisch ist.

Eingangsparameter und Eigenschaften des Deckgebirges

Für die Überprüfung, ob die Sedimentabfolge eine kritischen Keilform hat, werden einige mechanische Eingangsparameter benötigt, die nicht bekannt sind. Deshalb werden unter Annahme sinnvoller Randbedingungen einige Keilgeometrien für verschiedene geodynamische Situationen berechnet, um sie anschließend mit den realen Beobachtungen vergleichen und diskutieren zu können.

Über die physikalischen Eigenschaften der Sedimente in der Boomerang Region, liegen größtenteils keine Daten vor. Für die Berechnung der kritischen Keilform werden verschiedene Werte für die Konstanten ρ_{litho} , ρ_w , λ , λ_b , μ , μ_b , und K angenommen (Tab. 5-1). Diese leiten sich u.a. aus empirisch ermittelten und bekannten Werten aus anderen Falten- und Überschiebungsgürteln her (z.B. Roeder, 1992; Adam 1996).

Eine Schwächung des Materials an der Basis des Keils ist Voraussetzung für die Ausbildung einer durchgehenden Scherfläche an der Keilbasis. Dieses kann sowohl durch Unterschiede im geostatischen Druckkoeffizienten als auch durch einen kleineren Reibungskoeffizienten an der Basis erreicht werden. In der hier vorgestellten Modellierung wird das Verhältnis zwischen den geostatischen Druckkoeffizienten im Keil und der Keilbasis konstant gehalten ($\lambda = \lambda_b$). Eine Schwächung der Basis wird nur durch Variationen der Werte des Reibungskoeffizienten ($\mu > \mu_b$) erreicht. Der Wert des internen Reibungskoeffizienten (μ) ist nach Davis et al. (1983) mindestens 20% höher als der Wert des basalen Reibungskoeffizienten (μ_b). Der basale Reibungswinkel (ϕ_b) ergibt sich aus $\phi_b = \arctan \mu_b$.

Für eine Abschätzung, welche Modelle das Deckgebirge der Boomerang Hills Region am besten repräsentieren, werden die zu erwartenden Eigenschaften kurz diskutiert:

Für die Ermittlung der Dichte des Keilmaterials (ρ_{litho}) können Informationen aus einige Bohrungen in der Boomerang Hills Region genutzt werden. Die Tabellen, die zur Erstellung synthetischer Seismogramme genutzt werden, verzeichnen in Tiefen von etwa 1000 bis 4500 m unter Geländeoberkante Dichten von 2200 bis 2500 kg/m³. Für die Ermittlung der Dichte in nicht abgedeckten Bereichen kann die Beziehung von Nafe und Drake (1963, 1957) herangezogen werden. Aufgrund der diagenetischen und druckbedingten Porenraumabnahme von Sedimenten besteht eine Abhängigkeit von Versenkungstiefe zu Porenvolumen und Gesamtdichte. Auf Basis empirischer Betrachtungen dieser Abhängigkeit zeigen Nafe und Drake (1963, 1957), dass sich die Dichte der untersuchten Sedimente, unter Berücksichtigung der groben Lithologie, aus der Geschwindigkeit der P-Wellen ermitteln lässt und diese durch eine Kurve repräsentiert wird. Die beobachteten Geschwindigkeiten im Sedimentkeil der Boomerang Hills Region liegen etwa zwischen 1600 – 5500 m/s (Abb. 3-2) und lassen sich mit Dichten von 1800 – 2750 kg/m³ erklären. Die Dichte der Sedimente bestimmt die Auflast für die Berechnung des kritischen Keilwinkels, weshalb sich eine gemittelte Dichte für diese Berechnung anbietet. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Dichte nicht linear mit der Tiefe zunimmt, sondern nahe der Oberfläche zunächst die größten Dichtezunahmen stattfinden. In der Modellierung werden zwei verschiedene Werte für die Dichte berücksichtigt: 2200 kg/m³ und 2400 kg/m³. Die Werte wurden so gewählt, dass in dem modellierten Bereich sowohl die mittlere Dichte der dünneren als auch der mächtigeren Keilabschnitte berücksichtigt wird.

Die paläozoische Abfolge wird aus flächigen Wechsellagen von Sand- und Tonsteinen aufgebaut, wodurch eine starke Anisotropie mit Schwächehorizonten vorliegt. Das sedimentäre Gefüge ist subparallel zur Grundgebirgsoberfläche orientiert und somit prädestiniert für die Anlage eines Abscherhorizontes. Die sich an der Basis des Sedimentkeiles befindlichen Diamiktite der Cancañiri Formation zeigen in den vorliegenden reflexionsseismischen Profilen hingegen keine deutliche Schichtung. Ob es zur Ausbildung eines Abscherhorizontes an der Basis der Cancañiri Formation oder an der Basis der stratigraphisch hangenden El Carmen Formation mit ihren Wechsellagen von Sand- und Tonsteinen kommt, ist nur bedingt aus den seismischen Profilen ableitbar. Eine relativ starke Basis kann somit nicht ausgeschlossen werden, ein markanter Schwächehorizont liegt aber an der Keilbasis nicht vor. Im Allgemeinen ist der Festigkeitsunterschied zwischen Sedimenten und Grundgebirge im Sprödbereich ausreichend, um den Abscherhorizont in den Sedimenten zu lokalisieren, wenn man von einem kristallinen Grundgebirge ausgeht, das keine weiträumig günstig gelegenen Schwächehorizonte aufweist (vgl. Teixel et al., 2000; Boyer, 1995).

Es liegen auch keine Daten zum Porenfluiddruck in der sedimentären Abfolge der Boomerang Hills Region vor. In den Sedimenten von Vorlandbecken, speziell wenn diese abdichtende Horizonte enthalten, entwickeln sich aufgrund einer relative raschen Versenkung oft Porenfluiddrucke deutlich über den hydrostatischen Gradienten. Deshalb scheint eine Schwächung der Sedimenkeilbasis in der Boomerang Hills Region aufgrund erhöhter Porenfluiddrucke ebenfalls wahrscheinlich.

Parameter	Wert	Relevanz / Bemerkung
ρ_{litho}	2400 kg/m ³	Ober Wert für die durchschnittliche Dichte des Keilmaterials im hinteren Bereich des Überschiebungskeiles.
ρ_{litho}	2200 kg/m ³	Unterer Wert für die durchschnittliche Dichte des Keilmaterials im vorderen Bereich des Überschiebungskeiles
ρ_w	0 kg/m ³	Keil ist subaerisch, keine Wasserauflast
λ	0.6	Porenflüssigkeitsdruck-Beiwert für einen durchfeuchteten, subaerischen Deckenkeil mit oberflächennahem Grundwasserspiegel, bzw. ein Vortiefenbecken mit geringen Sedimentationsraten
λ	0.8	Porenflüssigkeitsdruck-Beiwert für einen submarinen Deckenkeil oder ein Vortiefenbecken mit hohen Sedimentationsraten
μ	0.85	interner Reibungskoeffizient, empirischer Wert nach Byerlee (1978)
μ_b	0.6	basaler Reibungswinkel => $\phi_b = 31^\circ$ kennzeichnet eine starke Keilbasis mit hohem Scherwiderstand
μ_b	0.45	basaler Reibungswinkel => $\phi_b = 24^\circ$ kennzeichnet eine schwache Keilbasis mit geringem Scherwiderstand
μ_b	0.3	basaler Reibungswinkel => $\phi_b = 16.9^\circ$ kennzeichnet einen deutlich vorgezeichneten Schwächehorizont an der Keilbasis mit sehr geringem Scherwiderstand
K	2 kPa/m	Faktor für die lineare Zunahme der Kohäsion mit der Tiefe für deformierte/verfestigte Sedimente
K	1.5 kPa/m	Faktor für die lineare Zunahme der Kohäsion mit der Tiefe für unverfestigte Sedimente
α	0° - 0.5°	Gemessener Bereich des topographischen Hangneigungswinkel an der vordersten Spitze des Falten- und Überschiebungsgürtels (Boomerang Hills Region).

Tab. 5-1 Eingangparameter für die Berechnung des basalen Einfallswinkel β_{crit} für Modellkeile. Die Werte der einzelnen Parameter sind so gewählt, dass sie wahrscheinliche Eigenschaften des Deckgebirges in der Boomerang Hills Region widerspiegeln und basieren auf eigenen Berechnungen sowie Beispielen und empirisch ermittelten Kenngrößen für andere Falten- und Überschiebungsgürtel (z.B. Roeder, 1992; Adam 1996) und Abschätzungen aus der Boomerang Hills Region.

Ergebnisse:

Die in Tabelle 5-2 berechneten Einfallswinkel der Deckenkeilbasis β_{crit} stellen den kleinsten Winkel der Deckenkeilbasis dar, ab dem der Deckenkeil unter den gewählten Bedingungen kritisch ist. Diese Werte können mit den tatsächlich aus den seismischen oder bilanzierten Profilen bestimmten Werten für das nach Süden einfallende Grundgebirge (β_{base}) verglichen werden. So kann abgeschätzt werden, ob die aufliegenden Sedimente im abgesicherten Zustand transportiert werden können. Für den Vergleich gilt:

- $\beta_{base} < \beta_{crit}$ Der Keil ist subkritisch. Der Keil wird nicht in Richtung Vorland überschoben.
- $\beta_{base} \geq \beta_{crit}$ Der Keil ist kritisch oder stabil. Der Keil kann in Richtung Vorland überschoben werden.

Mit Stabilitätsdiagrammen von kritischen Keilen veranschaulicht Dahlen (1984), dass mit topographischen Einfallswinkel $\alpha \leq 0$ keine überkritische Keilform erreicht wird. Aufgrund des geringen topographischen Einfallswinkels von 0° - $0,5^\circ$ und der gewählten Parameter, kommt ein überkritischer Keil in der Boomerang Hills Region nicht in Betracht.

Durchfeuchteter, subaerischer Deckenkeil					Nasser Deckenkeil				
$\lambda = \lambda_b = 0.6$					$\lambda = \lambda_b = 0.8$				
$\mu = 0.85$					$\mu = 0.85$				
$K = 2 \text{ kPa/m (verfestigte Sedimente)}$					$K = 2 \text{ kPa/m (verfestigte Sedimente)}$				
α	ρ litho	μ_b	Bemerkung	β_{crit}	α	ρ litho	μ_b	Bemerkung	β_{crit}
0	2400	0.6	starke Basis	7.4	<u>0</u>	<u>2400</u>	<u>0.6</u>	starke Basis	<u>6.06</u>
0	2400	0.45	schwache Basis	5.52	<u>0</u>	<u>2400</u>	<u>0.45</u>	schwache Basis	<u>4.56</u>
0	2400	0.3	Schwächehorizont	3.79	0	2400	0.3	Schwächehorizont	3.15
0.5	2400	0.6	starke Basis	6.63	0.5	2400	0.6	starke Basis	5.1
0.5	2400	0.45	schwache Basis	4.75	0.5	2400	0.45	schwache Basis	3.6
0.5	2400	0.3	Schwächehorizont	3.02	0.5	2400	0.3	Schwächehorizont	2.19
0	2200	0.6	starke Basis	7.25	<u>0</u>	<u>2200</u>	<u>0.6</u>	starke Basis	<u>5.86</u>
0	2200	0.45	schwache Basis	5.42	<u>0</u>	<u>2200</u>	<u>0.45</u>	schwache Basis	<u>4.42</u>
0	2200	0.3	Schwächehorizont	3.72	0	2200	0.3	Schwächehorizont	3.05
0.5	2200	0.6	starke Basis	6.48	0.5	2200	0.6	starke Basis	4.92
0.5	2200	0.45	schwache Basis	4.65	0.5	2200	0.45	schwache Basis	3.47
0.5	2200	0.3	Schwächehorizont	2.95	0.5	2200	0.3	Schwächehorizont	2.11
Durchfeuchteter, subaerischen Deckenkeil					Nasser Deckenkeil				
$\lambda = \lambda_b = 0.6$					$\lambda = \lambda_b = 0.8$				
$\mu = 0.85$					$\mu = 0.85$				
$K = 1.5 \text{ kPa/m (unverfestigte Sedimente)}$					$K = 1.5 \text{ kPa/m (unverfestigte Sedimente)}$				
α	ρ litho	μ_b	Bemerkung	β_{crit}	α	ρ litho	μ_b	Bemerkung	β_{crit}
0	2200	0.6	starke Basis	7.71	0	2200	0.6	starke Basis	6.48
0	2200	0.45	schwache Basis	5.75	0	2200	0.45	schwache Basis	4.87
0	2200	0.3	Schwächehorizont	3.94	0	2200	0.3	Schwächehorizont	3.35
0.5	2200	0.6	starke Basis	6.93	0.5	2200	0.6	starke Basis	5.5
0.5	2200	0.45	schwache Basis	4.96	0.5	2200	0.45	schwache Basis	3.88
0.5	2200	0.3	Schwächehorizont	3.16	0.5	2200	0.3	Schwächehorizont	2.37

Tab. 5-2 Für verschiedene Eingangsparameter berechnete Einfallswinkel der Deckenkeilbasis β_{crit} , die für die kritische Keilform erforderlich ist. Die unterstrichenen Werte werden als am plausibelsten für die Boomerang Hills Region angesehen.

Aus dem Vergleich der gewählten Eingangsdatensätze in Tabelle 5-2 mit den zu erwartenden physikalischen Bedingungen in dem betrachteten Vorlandsegment kann geschlossen werden, dass in den Modellkeilen alle infrage kommenden Bedingungen für den betrachteten Vorlandkeil berücksichtigt worden sind. Aus Abbildung 5-12 geht hervor, dass das Grundgebirge von der Deformationsfront zum Hinterland mit mindestens $\beta_{base} = 8^\circ$ einfällt. In Bezug auf eine SW-NE Transportrichtung ist der Winkel etwa 7° . Ein in der Literatur veröffentlichtes Profil, das die Region in SW-NE Richtung schneidet (N 30° , Baby et al., 1995),

lässt sich ein basaler Einfallswinkel von 7.5° ablesen. Die größten benötigten Winkel β_{crit} in den Modellen liegen bei 7.7° . Bei diesem Winkel sind sogar Keile mit geringer Dichte über einer sehr starken Basis kritisch und können Richtung Vorland geschoben werden.

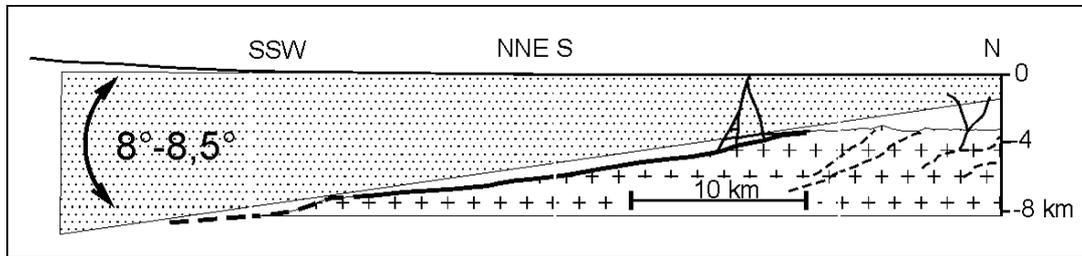


Abb. 5-12 Einfallen der Sedimentkeilbasis in der westlichen Boomerang Hills Region anhand des zusammengesetzten Profils aus Abb. 4-1.

Fazit

Die modellierten Keilgeometrien zeigen, dass der dem Grundgebirge aufliegende sedimentäre Keil in der Boomerang Hills Region ohne intern deformieren zu müssen, vom Grundgebirge abgeschert und in Richtung Vorland transportiert werden kann. Die weit ins Vorland vorverlagerte andine Deformation der Boomerang Hills Region kann somit durch die Akkretion der paläogeographisch vorbestimmten Keilform der Beckenfüllung erklärt werden. Der Deckentransport ist dabei sowohl mit einer festen als auch mit einer schwachen Keilbasis, bzw. einem vorgezeichneten Schwächehorizont möglich.

6 Diskussion und Schlußfolgerungen

In diesem Kapitel werden die erarbeiteten Resultate zur Deformation in der Boomerang Hills Region zusammengefasst und in den Kontext der regionalen Entwicklung gestellt. Weiterhin werden kinematisch geodynamische Erklärungen angeboten und diskutiert. Zur Verdeutlichung der Relevanz der Ergebnisse dieser Arbeit für allgemeine Prozesse erfolgt eine Diskussion auch anhand von Fallbeispielen aus der Literatur.

6.1 Vorland

Es hat sich gezeigt, dass zwischen den Reflektoren im Grundgebirge und der tertiären Vorlandbecken-deformation ein enger Zusammenhang besteht. Besonders auffällig ist die zeitliche Überlappung aufschiebender und abschiebender Bewegungen im Übergang von der Unteren zur Oberen Chaco Gruppe. Welches sind die Gründe für die Grundgebirgsbewegungen und wie lassen sich die Zusammenhänge zwischen Auf- und Abschiebungen erklären?

6.1.1 Flexurelle Extension

Die Extension im Vorland lässt sich am besten durch Biegedehnung aufgrund der Flexur des Brasilianischen Schildes unter den Zentralen Anden beschreiben. Das Auftreten von flexureller Extension (*flexural extension*) ist insbesondere für ozeanische Kruste in Tiefseegräben bekannt, kommt aber auch in Vorlandbecken von Kollisionsorogenen vor (Bradley und Kidd, 1991). Aufgrund der Biegung der Lithosphärenplatte, und durch die Auflast des überschiebenden Orogens, kommt es im oberen Bereich der subduzierten Lithosphäre zu Dehnung (Abb. 6-1). Bradley und Kidd (1991) unterscheiden verschiedene theoretische Modelle, wie flexurelle Extension kompensiert werden kann (Abb. 6-1). Das Modell C, welches der Erscheinungsform in dem hier betrachteten Vorlandsegment ähnelt, wird von Bradley und Kidd (1991) für unwahrscheinlich erachtet, da es nicht mit der gängigen Beobachtung übereinstimmt, dass die meisten Abschiebungen in Vorlandbecken synthetische sind. Zusätzlich wird bei der Variante des Modell C der gegengesetzte Schersinn auf dem Abscherhorizont durch synthetische und antithetische Abschiebungen als problematisch erachtet (Abb. 6-1, C Variation). Model D wird als die in Vorlandbecken übliche Erscheinungsform flexureller Extension angesehen (Abb. 6-1 D).

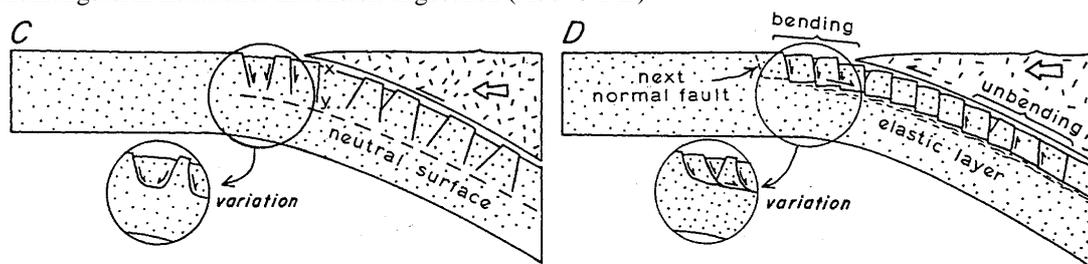


Abb. 6-1 Zwei alternative Modelle für Extension, die durch Lithosphärenflexur in Vortiefen von Kollisionsorogenen verursacht wird (aus Bradley und Kidd, 1991).

Die Beobachtungen aus diesem Arbeitsgebiet stimmen am besten mit Modell C (Variation) überein und widerlegen für diesen Sektor des Vorlandes die häufig beobachtete Dominanz synthetischer Abschiebungen (vgl. Abb. 4-4). Eine Schersinnkonfrontation auf dem Abscherhorizont tritt nicht auf, wenn in einem System verbundener Abschiebungen ein Punkt existiert, an dem die Versätze null betragen.

Im Vorland der Zentralen Anden soll nach Bradley und Kidd (1991) keine flexurelle Extension auftreten, da die Anden eine sehr weit verteilte Auflast darstellen und die belastete Lithosphärenplatte einen sehr geringen Krümmungsradius aufweist. Diese Beobachtung wird durch die in der Literatur veröffentlichten Werte zur Lithosphärensteifigkeit der Südamerikanischen Platte unterstützt, die eine rigide, wenig gebogene Lithosphärenplatte widerspiegeln (Ussami et al., 1999; Horton und Decelles, 1997; Toth et al., 1996; Coudert et al., 1995; Watts et al., 1995, vgl. Abschnitt 2.3.2).

Ussami et al. (1999) argumentieren auf Basis modellierter Biegespannungen, dass für hohe und sehr hohe Lithosphärensteifigkeiten, im Gegensatz zur Annahme von Bradley und Kidd (1991), sehr wohl ausreichend Extension erzeugt wird, um signifikante Abschiebungsbeträge zu akkumulieren. Die auftretenden Biegespannungen sind zwar geringer als die in dünneren Platten zu erwartenden Spannungen, verteilen sich dafür über einen weiten Bereich, der von der topographischen Front bis hinter die Vorlandbeckenschwelle reicht (Ussami et al., 1999). Die WNW-ESE bis E-W streichenden tertiären Abschiebungen in der Boomerang Hills Region lassen sich somit nahezu unabhängig von der Lithosphärensteifigkeit auf die Extension an der Oberseite der gebogenen Lithosphärenplatte des Brasilianischen Schildes zurückführen. Beispielhafte Vorlandbecken mit flexureller Extension zeigen Extensionsbeträge von 0.6% - 7.25% (Bradley und Kidd, 1991). Die für diesen Abschnitt des Vorlandbeckens bestimmte Extension von etwa 1% - 1.5% stellt somit einen geringen Wert für Vorlandbecken dar.

Eine genauere Eingrenzung, in welches exaktes geodynamisches Entwicklungsstadium der Vorlandbeckenentwicklung die Anlage, bzw. Hauptaktivität der Abschiebungen fällt, ist aufgrund der Varianz der in der Literatur veröffentlichten Werte zur Lithosphärensteifigkeit kaum möglich (Abschnitt 2.3.2). Ebenso ist die Migration der Vorlandbeckenschwelle schlecht bestimmt. Es ist aber anzunehmen, dass die besonders starke Abschiebungsaktivität während der Oberen Chaco Gruppe bereits in eine Position zwischen Vorlandbeckenschwelle und Orogenfront fällt, da dort die höchsten Biegemomente in einem Vorlandbecken auftreten (vergleiche Ussami et al., 1999, Turcotte und Schubert, 1982). In der Modellierung von Ussami et al. (1999) treten aktuell die größten Biegespannungen etwa 150 km vor der morphologischen Front der Anden auf (in einem W-E Profil bei 18.5° S). Überträgt man das Ergebnis auf das Vorland der Boomerang Hills Region, treten die größten Biegespannungen im Zentrum des Bereiches auf, für den aktive Abschiebungen angenommen werden (Abb. 4-8, schraffierte Fläche).

6.1.2 Blockbewegungen

Deutlich problematischer als die Erklärung der Abschiebungen ist es, Argumente für aufschiebende Bewegungen in einem sich entwickelnden Vorlandbecken zu finden. Insbesondere die zeitliche Überlappung von Auf- und Abschiebungen in der Zeit der frühen Oberen Chaco Gruppe ist problematisch. Die flexurelle Biegung der brasilianischen Lithosphärenplatte unter der Auflast der Anden lässt ein Spannungstensor mit vertikaler maximaler Hauptspannung in der unterschobenen Platte vermuten. Für Aufschiebungen wird hingegen eine horizontale maximale Hauptspannung benötigt.

Als Erklärungsmodell für die Aufschiebungen werden hier Blockbewegungen vorgeschlagen, die Heterogenitäten sowohl in der Struktur des Brasilianischen Schildes als auch räumlich verteilter Auflast ausgleichen. Im Folgenden werden zwei verschiedene Erklärungsmöglichkeiten erläutert, wie es eventuell zu Blockbewegungen mit lokalen Aufschiebungen während der Vorlandbeckenentwicklung kommen konnte.

Der erste Erklärungsansatz ist in Abbildung 6-2 dargestellt. Im Zusammenhang mit der flexurellen Extension kommt es zur Ausbildung von hauptsächlich antithetischen Abschiebungen auf einem vorgezeichneten Schwächehorizont, der ihnen als gemeinsamer Abscherhorizont dient. In Abhängigkeit von der Form der vorgezeichneten Schwächezone (in Abb. 6-2 schüsselförmig) und deren Position im Verhältnis zur Zone größter Extension, können die rotationalen Bewegungen der antithetischen Abschiebungen zu einer lokalen aufschiebenden Bewegung auf der Paläostruktur kommen. Dieser Erklärungsansatz ist insofern interessant, da sich einige der benötigten Strukturen - antithetische Abschiebungen und vorgezeichnete Strukturen im Grundgebirge - auch rezent im Vorlandbereich beobachten lassen. Problematisch ist die WSW-ENE Orientierung der Zone, in der die aufschiebenden Bewegungen beobachtet werden. Nach dem Schema in Abbildung 6-2 müsste diese Zone etwa parallel zu den Abschiebungen und somit parallel zur Achse der Vorlandbeckenschwellen liegen, also vielmehr in einer NW-SE Orientierung. Weiterhin setzt dieses Modell voraus, dass sich zur Zeit der Unteren Chaco Gruppe die Vorlandbeckenschwelle bereits deutlich östlich der Aufschiebungszone befindet, was unwahrscheinlich erscheint.

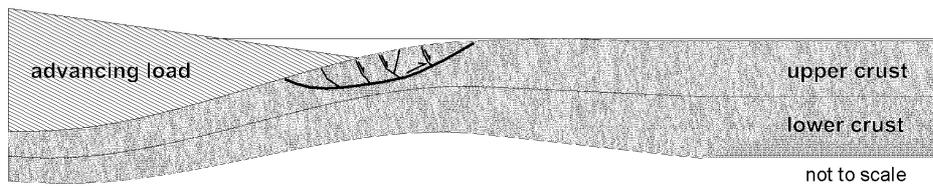


Abb. 6-2 Eine theoretische Möglichkeit zur Generierung von aufschiebenden Bewegungen in der Kruste eines Vorlandbeckens. Die durch die Biegung verursachte Dehnung in der oberen Kruste wird aufgrund der Vorgabe eines Schwächehorizontes hauptsächlich durch antithetische Abschiebungen kompensiert. Die rotationale Bewegung der Abschiebungsböcke führt zu lokalen aufschiebenden Bewegungen.

Der zweite Erklärungsansatz baut auf der gebogenen Form der Zentralen Anden auf. Folgt die Vorlandbeckenschwelle dieser Krümmung, könnte dieses auf der konkaven Innenseite der Schwelle zu lokaler Einengung führen. Abbildung 6-3 stellt zwei verschiedene Situationen dar, wie es im Laufe der frühen Vorlandbeckenentwicklung im Bereich der Zentralen Anden zu einer verstärkten Krümmung der Vorlandbeckenschwelle um eine vertikale Achse kommen kann:

- Schnelleres Propagieren der Vorlandbeckenschwelle ins Vorland südlich der sich entwickelnden Achse der Bolivianischen Orocline, verursacht durch stärkere Verkürzungsbeträge im Süden (Abb. 6-3 a) bzw. im Zentrum der Bogenachse.
- Abnahme der Lithosphärensteifigkeit in W - SW Richtung (Watts et al., 1995; Abb. 2-7). Die Vorlandpropagation des andinen Orogens führt in Abhängigkeit von der Lithosphärensteifigkeit der unterschobenen Platte zu unterschiedlicher Ausprägung des Vorlandbeckens. Niedrige Steifigkeiten führen zu einem schmalen tiefen Becken, während die rigidere Platte mit einem weiten flachen Becken reagiert. Die Vorlandbeckenschwelle propagiert somit schneller auf der rigiden Platte und wird flacher und breiter und dadurch zunehmend mehr gebogen (Abb. 6-3 b). Es kann spekuliert werden, dass die Lithosphärensteifigkeit nicht kontinuierlich nach SW abnimmt, sondern diskontinuierliche Sprünge existieren, wie z.B. der Rand des paläozoischen Beckens. Somit kann auch die Auffälligkeit erklärt werden, dass die Grundgebirgsaufschiebungen in der Boomerang Hills Region etwa parallel zum paläozoischen Beckenrand auftreten.

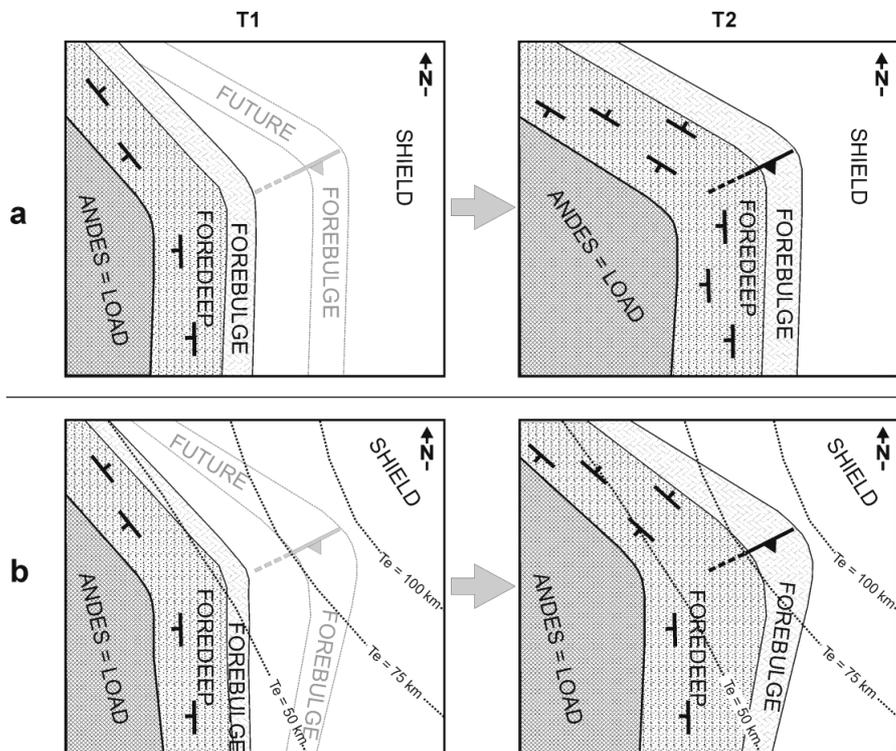


Abb. 6-3 Zwei theoretische Entwicklungssequenzen des Vorlandbeckens, welche zu räumlichen Problemen auf der konvexen Innenseite der Vorlandbeckenschwelle führen können.

a) Die ungleichmäßige Belastung der subduzierten Lithosphäre aufgrund einer lateral variierenden Orogenentwicklung führt zu einer zunehmenden Biegung der Vorlandbeckenschwelle von Zeitpunkt T1 zu T2.

b) alternatives Modell zu a. Lateral variierende Lithosphärensteifigkeiten führen zu schnellerer Propagation der Vorlandbeckenschwelle in Bereichen hoher Festigkeiten und damit zu einer Krümmung des Schwelle um eine vertikale Achse (Te= effektive Lithosphärensteifigkeit).

Die beiden Möglichkeiten zur Krümmung der Vorlandbeckenschwelle stellen Endglieder dar, die ineinander übergehen bzw. miteinander kombiniert werden können. Mit einem solchen Modell lässt sich gut die zeitliche Überlappung von Ab- und Aufschiebungen in der Boomerang Hills Region erklären. Die maximalen Aufschiebungsbewegungen müssten etwa zur Zeit der Migration der Vorlandbeckenschwelle durch den entsprechenden Bereich stattgefunden haben. Weiterhin passen die Orientierung der Aufschiebungszone (SSW-NNE bis SW-NE) und die scharnierartige Zunahme des Aufschiebungsbetrages Richtung SW sehr gut zu dem erläuterten Modell (unter Berücksichtigung der Zunahme der Lithosphärensteifigkeit in NW Richtung). Aufgrund der räumlich-zeitlichen Zusammenhänge scheint dieser zweite Erklärungsansatz plausibler als der erste. Ungeklärt bleibt aber, ob die Kompression im Scharnier einer gebogenen Vorlandschwelle ausreicht, um Aufschiebungen zu generieren. Diese Frage lässt sich wahrscheinlich nur mit einer physikalisch-geometrischen Modellierung klären, die jedoch über den Rahmen dieser Arbeit hinaus geht.

6.2 Boomerang Hills Überschiebungseinheit

Die Ergebnisse aus den kinematischen Modellierungen und den Bilanzierungen zu der Boomerang Hills Überschiebungseinheit wurden bereits in Kapitel 5 diskutiert. In diesem Abschnitt sollen primär die Faktoren benannt und gewichtet werden, welche für die andine Deformation verantwortlich gemacht werden können, sowie die Konsequenzen der Verformungsaufteilung bei frontaler Akkretion diskutiert werden.

6.2.1 Keilwinkel und Deformationslokalisierung

Die Interpretation der seismischen Profile hat gezeigt, dass die Deformation der Boomerang Hills Überschiebungseinheit primär an ihrem Rand lokalisiert ist. In der Überschiebungseinheit selbst finden sich kaum Strukturen (vgl. Abb. 5-3 c). Die Ergebnisse der Modellierung kritischer Keilwinkel liefern nun die Möglichkeit für eine Erklärung der beobachteten Verteilung der Deformation.

Wie die Modellierung kritischer Keilwinkel zeigt, kann das sedimentäre Deckgebirge der südlichen Boomerang Hills Region, ohne intern deformieren zu müssen, vom Grundgebirge abgeschert und in Richtung Vorland transportiert werden (vgl. Abschnitt 5.2.6). Die paläogeographisch vorbestimmte Keilform der Beckenfüllung ist somit der Hauptgrund für die scheinbar weit ins Vorland verlagerte Deformation der Boomerang Hills. Zwei Faktoren, welche für das Wachsen von Überschiebungssystemen eine Rolle spielen, bleiben bei dieser Betrachtung allerdings unberücksichtigt, bzw. treten hinter dem Faktor Keilform zurück:

- Die übertragenen Kräfte am theoretischen *backstop* der Boomerang Hills Überschiebungseinheit sind nicht bekannt. Für die Akkretion der Vorlandsedimente muss eine genügend große Kraft auf das Deckgebirge wirken, damit dieses sich vom kristallinen Grundgebirge löst und Richtung Vorland überschoben werden kann. Im Kontext eines aktiven wachsenden Orogens der Anden wird zur Vereinfachung dieser Diskussion angenommen, dass die wirkenden Kräfte für die Akkretion ausreichen. Hinweise zur Kinematik und Geodynamik des Hinterlandes der Boomerang Hills Überschiebungseinheit werden u.a. in den nachfolgenden Abschnitten diskutiert.
- Die Größe von sich neu ausbildenden Überschiebungseinheiten an der Spitze eines wachsenden Orogenkeiles wird in der Regel von intrinsischen Materialeigenschaften sowie der Mächtigkeit bestimmt, welche dem Material eine gewisse Steifigkeit geben. Bei der Akkretion einer neuen Einheit führt diese Steifigkeit zeitweise zum Unterschreiten der kritischen Keilform des Gesamtsystems. Im Fall der Boomerang Hills Region besitzt die Vorlandbeckenfüllung allerdings bereits primär eine Keilform, wodurch eine frontale Akkretion des gesamten Deckgebirges erlaubt wird. Die Keilform ist somit ein wichtigerer Faktor als die Materialsteifigkeit in der subkritischen Zone vor der Keilspitze. Betrachtet man die Materialsteifigkeit im gesamten Bereich der Boomerang Hills Überschiebungseinheit als konstant, kann deshalb eine Änderung der Keilgeometrie zur Erklärung der Deformationslokalisierung verwendet werden.

Baby et al. (1994) argumentieren, dass die Lokalisierung der Deformation in der Boomerang Hills Region auf das Auskeilen der paläozoischen Sedimente, welche den Abscherhorizont beinhalten, zurückzuführen ist. Wie in Abschnitt 5.2.4 gezeigt, befindet sich die Deformationsfront immer an der Grundgebirgsschwelle nahe des paläozoischen Beckenrandes, und zwar unabhängig davon, ob nördlich dieser Schwelle noch paläozoische Sedimente an der Basis auftreten oder nicht. Die Änderung des paläogeographischen Keilwinkels reicht also bereits aus, um die Deformation an der Schwelle des paläozoischen Beckens zu lokalisieren. Aus dieser Beobachtung kann abgeleitet werden, dass der Winkel des Deckgebirges sich nahe dem des kritischen Keilwinkels befinden muss. Würde die paläogeographisch bestimmte Geometrie des Deckgebirges eine stabile oder überkritische Form aufweisen, könnte die Deformationsfront – zumindest in dem Bereich mit Paläozoikum nördlich der Deformationsfront - über die Schwelle hinaus in das nördliche Vorland verlagert werden.

Die östliche Begrenzung der Boomerang Hills Überschiebungseinheit kann auch auf Basis einer veränderten Keilform betrachtet und erklärt werden. Die en échelon Überschiebungen im Osten der Einheit sind an den Rand des paläozoischen Beckens gebunden und enden nach Süden. Durch die vorgegebene Keilgeometrie in den Sedimenten wird an der WNW-ESE streichenden Schwelle eine Deformationslokalisierung erreicht. Der Abstand der Bommerang Hills Deformationsfront von der älteren Überschiebungsfrent im etwa NW-SE streichenden Subandin nimmt in östliche Richtung kontinuierlich zu, welches mit einer geometrischen Verringerung des Keilwinkels des Deckgebirges korreliert. Die Deformationsfront muss somit in den Bereich zurückspringen, in dem die kritische Form erreicht wird, bzw. die Materialsteifigkeit ausreicht, damit frontal akkretiert werden kann. Tatsächlich zeigt sich eine Rückverlagerung der Deformationsfront auf Strukturkarten der Region (Suárez-Soruco, 1999; Abb. 5-10 Punkt 5), was die Argumentation für eine Transferzone zu der rezent akkretierten Überschiebungseinheit südöstlich der Boomerang Hills unterstützt (Abb. 5-10, zwischen Punkten 4 und 5, vgl. Abschnitt 5.2.5).

6.2.2 Deformationsaufteilung zwischen Chapare und Santa Cruz Bogen

Für die Betrachtung der Steuerungsfaktoren für die Akkretion der Boomerang Hills Überschiebungseinheit ist es nötig, den Übergang zu dem angrenzenden Hinterland näher zu betrachten. Die N 110° Streichrichtung der Blumenstruktur im Bereich des Profils von Abbildung 4-1 steht in einem 75° Winkel zu den Überschiebungsvektoren (N 35°), die für die Boomerang Hills Überschiebungseinheit angenommen werden. Es scheint sehr unwahrscheinlich, dass diese fast senkrechte Konvergenz die Geometrie der Blumenstruktur verursacht. Plausibler ist, dass die regionale Einengungs- und Transportrichtung von N 45°-65°, die deutlich schräger zur Struktur liegt, deren Ausbildung steuert. Im Folgenden wird der Frage nachgegangen, wie die unterschiedlichen Transport- bzw. Einengungsrichtungen zu erklären sind und in welchem kinematischen Verhältnis die beobachteten Strukturen zu ihnen stehen.

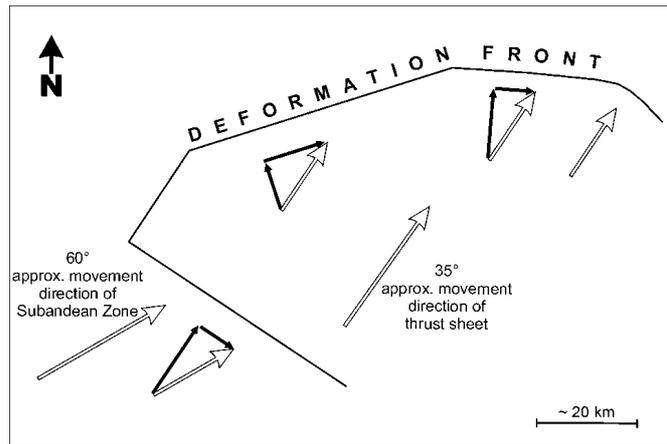
Betrachtet man die Boomerang Hills Region im regionalen Kontext, stellt sich die Frage, ob das regionale Spannungsfeld oder die finiten Partikelpfade des Subandins den Antrieb für die Deformation und Akkretion der Boomerang Hills Überschiebungseinheit liefern.

Der lokale Spannungsaufbau, der für die Anlage von Störungen verantwortlich ist, entwickelt sich nicht unbedingt in der Richtung der regionalen Einengung, sondern wird auch von lokalen Faktoren beeinflusst. Dieses können die Geometrie und Anisotropie des Sedimentkörpers und die Orientierung von vorhandenen Grenzflächen sein. Verantwortlich für den Spannungsaufbau, der zur Akkretion der Boomerang Hills Überschiebungseinheit führt, sind insbesondere die Relativbewegung und Deformation der nächst älteren angrenzenden Einheit(en) der Subandin Zone. Da keine detaillierten Informationen über die Kinematik der angrenzenden Einheiten im Subandin vorliegen*, müssen die regional vorhandenen Daten hinzugezogen werden (siehe Abschnitt 2.2.3). Für den südlich an die Boomerang Hills Einheit angrenzenden Überschiebungsgürtel kann aus diesen Daten eine Bewegungsrichtung von N 55°-65° abgeleitet werden. Der Spannungsaufbau, der zum Abscheren und Akkretieren der Boomerang Hills Einheit führt, wird orthogonal

* Auf eine geplante Geländeuntersuchung musste aufgrund instabiler sozialer und politischer Verhältnisse in der Chapare Region verzichtet werden.

über deren rückwärtige Begrenzung übertragen, deren schräge Orientierung zu den Bewegungsvektoren des Subandin wiederum zur einer Verformungsaufteilung führt. Die N 35° Orientierung der Partikelpfade in der Boomerang Hills Überschiebungseinheit repräsentiert genau die orthogonale Komponente zu dem *backstop*. Da dieser sich mit N 55°-65° in östliche Richtung bewegt, resultiert eine seitenverschiebende Komponente parallel der Subandin Front in WNW-ESE Richtung, die im hinteren Bereich der Boomerang Hills Überschiebungseinheit durch die Blumenstruktur kompensiert wird (Abb. 6-4). In einem theoretischen, isotropen Vorlandbecken würde die frontale Überschiebung parallel zum Backstop durchbrechen. In dem Fall der Boomerang Hills ist also der besondere Fall gegeben, dass Deformationsaufteilung sowohl an der Deformationsfront als auch am Übergang zur Subandin Zone auftritt (Abb. 6-4).

Abb. 6-4 Vereinfachte Skizze zur Erläuterung der Verformungsaufteilung am rückwärtigen Ende und an der Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit.



Interessant ist die Frage nach der Orientierung der Verschiebungsvektoren für den gesamten Bereich der Deformationsfront zwischen Chapare und Santa Cruz Bogen. Wenn diese nicht parallel zu den Partikelpfaden der Boomerang Hills Überschiebungseinheit in N 35° Richtung orientiert sind, muss es zu divergentem und konvergentem Materialfluss kommen. Zur Veranschaulichung dieses Problemes sind in einer stark generalisierten Skizze mehrere frontale Überschiebungen abgebildet, die sich etwa parallel zum Streichen des subandinen Überschiebungsgürtels bilden (Abb. 6-5 A). Zur Vereinfachung wird dabei das Vorland als ideal angenommen, d.h. Grundgebirgsmorphologie und Sedimentverteilung sind überall gleich. Eine weitere Vereinfachung betrifft die Geometrie der Überschiebungseinheiten, die hier als von Transferstörungen begrenzte Körper angesehen werden, die nur Translation erfahren.

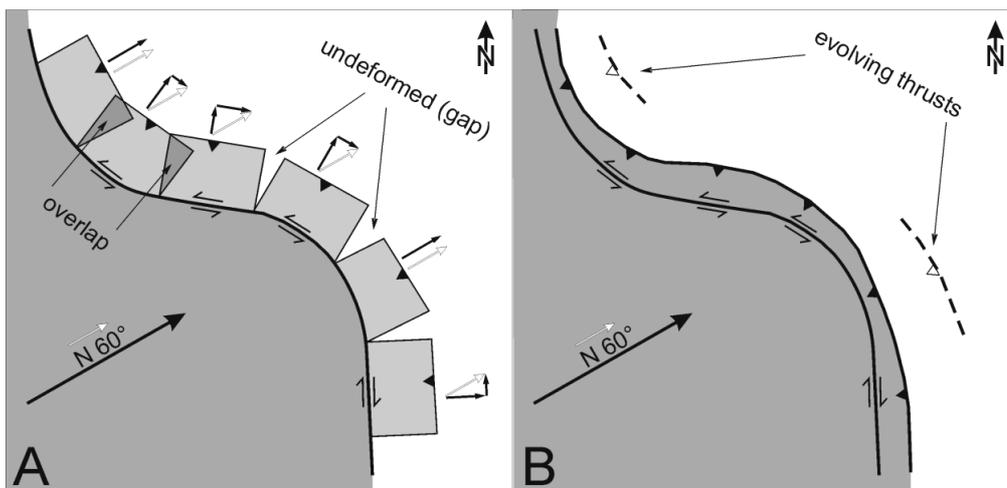


Abb. 6-5 Skizze zur Verdeutlichung der räumlichen Probleme des Materialtransfers bei frontaler Akkretion in gebogenen Falten- und Überschiebungsgürteln. A) Initiales Stadium der Bildung neuer Überschiebungseinheiten. Die neuen Überschiebungen brechen parallel zu den bereits akkretierten Körpern (dunkelgrau). B) Theoretisch resultierende Form der neuen Deformationsfront.

Die Entfernung von der alten Deformationsfront zur frontalen Überschiebung ist für die neuen Überschiebungseinheiten in allen Orientierungen gleich, da diese primär durch die Steifigkeit des Materials bestimmt wird. Es werden somit einerseits die Bereiche deutlich, in denen divergente Partikelpfade auftreten und dadurch zu zunächst undeformierten Lücken führen, und andererseits die Bereiche, in denen konvergente Partikelpfade durch Überlappung entstehen (Abb. 6-5 A).

Ein vergleichbares Muster zu dieser theoretischen Überlegung lässt sich in der rezenten Deformationsfront erkennen. Insbesondere am zum Vorland konvexen Santa Cruz Bogen deutet ein Verspringen der Deformationsfront auf segmentierte, voneinander entkoppelte Überschiebungseinheiten hin (Abb. 6-6). Die Strukturen in der angenommenen Deformationsfront westlich der Boomerang Hills Überschiebungseinheit weisen auf eine Überlappung der Überschiebungseinheiten hin, so dass konvergente Partikelpfade durch die zeitliche Abfolge der Überschiebungssequenz kompensiert werden könnten (Abb. 6-6).

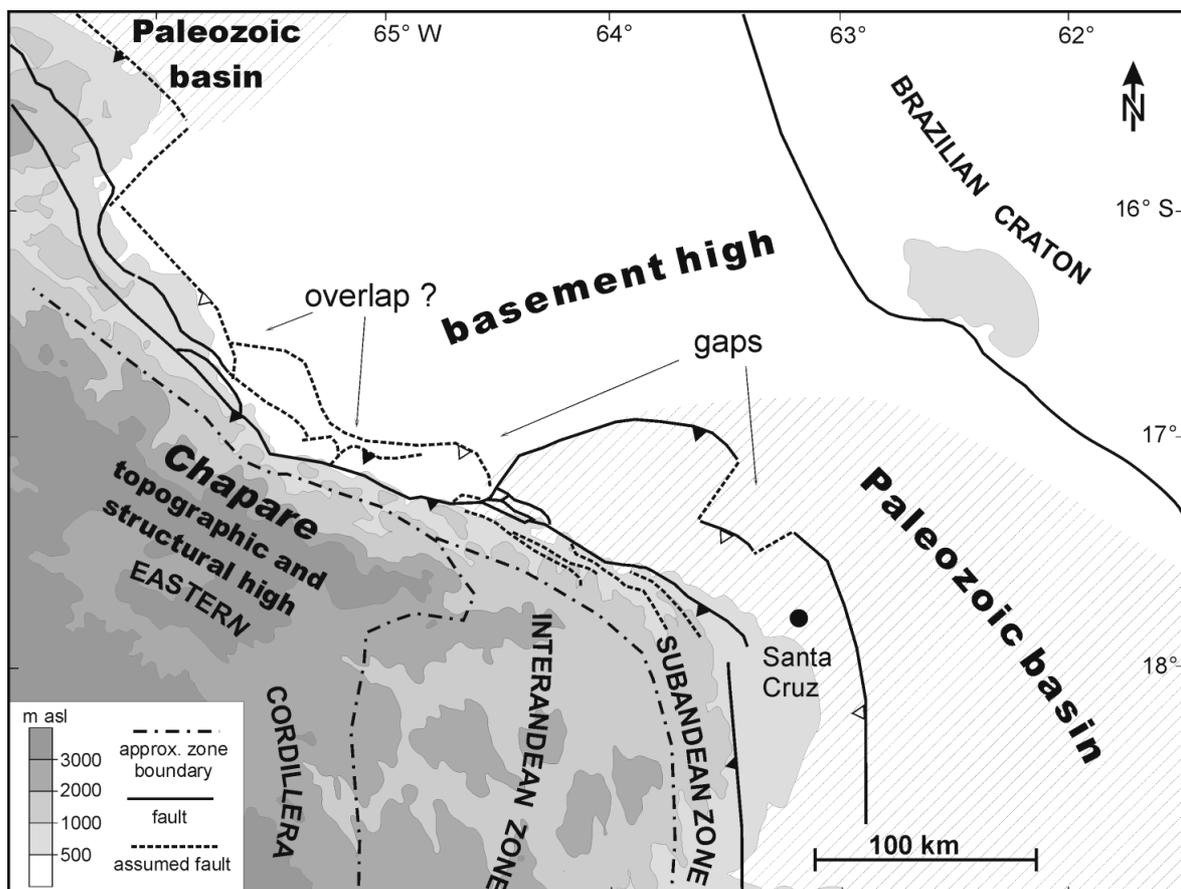


Abb. 6-6 Strukturelles Muster nahe der Deformationsfront an der Ostseite der Bolivianischen Oroklina (nach eigener Interpretation, ergänzt durch Karten von Suárez-Soruco, 1999; YPFB und Sergeomin, 1996, Sheffels, 1988).

Aus Abbildung 6-5 wird weiterhin deutlich, dass aufgrund der Verformungsaufteilung am rückwärtigen Ende der jeweiligen Decke die interne Verkürzung kleiner wird, je schräger die Decke zur N 60° orientiert ist. Dies führt dazu, dass die frontalen Bereiche des Falten- und Überschiebungsgürtels schneller Verkürzung akkumulieren und es zur erneuten frontalen Akkretion kommt (Abb. 6-5 B). Das Verhältnis von orthogonal zu schräg akkretierten Decken wird somit bei anhaltender Deformation größer, und in den frontalen Segmenten wird mehr Verkürzung akkumuliert (orthogonal zur Orogenfront).

Die Skizze 6-5 zeigt eine totale Partitionierung der Bewegung in tangentiale und orthogonale Deformation in Bezug auf die gebogene Form der Orogenfront und es kommen somit keine schrägen Aufschiebungen vor. Diese Situation stellt eine starke Simplifizierung der natürlichen Verhältnisse dar, indem die schräge Verkürzung, insbesondere in internen Bereichen von Falten- und Überschiebungsgürteln, auch durch

Schrägaufschiebungen kompensiert werden kann. Allerdings wird auch in einem solchen Fall die relative Verkürzung, orthogonal zur Orogenfront, nicht variieren.

Diese Überlegung wird durch bilanzierte Profile im Bereich des Andenbogens bestätigt, welche eine Zunahme der Verkürzung vom schräg akkretierten Bereich im östlichen Chapare (Profil in N 45° Richtung) zu dem orthogonal akkretierten Bereich bei Santa Cruz zeigen (Profile in N 65°-70° Richtung, Sheffels, 1990). Dabei wird ein Hauptproblem der Strukturbilanzierung in gebogenen Orogenen deutlich: Tangentiale Bewegungen werden in der Regel nicht berücksichtigt, weil die Profile parallel der beobachteten Verkürzungsrichtung, meist orthogonal zur Orogenfront, verlaufen. Zur Ermittlung der Gesamtverkürzung muss wahlweise die seitenverschiebende Komponente berücksichtigt werden (welche meistens nicht bekannt ist), oder die Bilanzierung muss in einem Bereich des Orogens erfolgen, der ausschließlich orthogonale Deformation zeigt. Dieses wirft wiederum die Problematik auf, dass aus einer Reihe paralleler 2-D bilanzierter Profile nicht unbedingt auf die Entstehung eines Bogens durch differenzielle Verkürzung rückgeschlossen werden kann, wenn die tangentielle Deformation in den Profilen durch die Schenkel nicht berücksichtigt wird. Zur genetischen Analyse, ob eine Biegung in einem Falten- und Überschiebungsgürtel auf differenzielle Verkürzung oder paläogeographische Vorzeichnungen zurückzuführen ist, müssen Hinweise auf Verformungsaufteilung berücksichtigt werden.

6.2.3 Wichtung der Steuerungsfaktoren für die Akkretion der Boomerang Hills Einheit

Als Zusammenfassung der Ergebnisse der kinematischen und dynamischen Modellierungen der Boomerang Hills Überschiebungseinheit werden im Folgenden die differenzierbaren Faktoren, welche Einfluss auf die frontale Akkretion der Boomerang Hills Überschiebungseinheit haben noch einmal gewichtet aufgelistet. Dabei ist die Wichtung der Steuerungsfaktoren möglich, weil mit den seismischen Profilen und dem 3-D Strukturmodell lateral variierende Bedingungen entlang der Deformationsfront betrachtet werden.

Steuerungsfaktoren für die Deformation im Bereich der Boomerang Hills Überschiebungseinheit können in zwei Gruppen unterteilt werden. Zum einen sind es die Faktoren, welche die Lokalisierung der Deformationsfront verursachen. Zum anderen lassen sich die Faktoren betrachten, welche die Verformungsaufteilung und somit den Materialtransfer kontrollieren.

Deformationslokalisierung

1. Der wichtigste Faktor für die Lokalisierung der Deformationsfront ist die **Formänderung der Keilgeometrie** an der Kante des paläozoischen Beckenrandes. Der unterschiedliche Baustil entlang der Deformationsfront wird maßgeblich durch die Orientierung des Knickes in der Beckenmorphologie gesteuert (Abschnitt 5.2.4). Ohne die paläogeographisch vorgegebene Keilform des Deckgebirges wäre eine Akkretion bis weit in das Vorland nicht möglich, wie das Rückspringen der Deformation am östlichen Ende der Überschiebungseinheit belegt.
2. In einem feineren Beobachtungsmaßstab kontrolliert die **lokale Grundgebirgsmorphologie** die Lokalisierung der Deformation. Die Argumentation ist vergleichbar mit der unter Punkt 1, da an Grundgebirgsunregelmäßigkeiten der Keilwinkel variiert. Weiterhin wird die Deformation an Grundgebirgsvorsprüngen durch eine Stresskonzentration begünstigt. Die resultierende ungleichmäßige Verteilung von primär lokalisierten Störungen und Falten, führt zwangsläufig zu Akkomodationsstrukturen, deren Lage folglich ein Resultat der heterogenen Grundgebirgsmorphologie ist. Der kontrollierende Einfluss der lokalen Grundgebirgsmorphologie zeigt sich insbesondere in der lateralen Deformationszone (Abschnitt 4.3.2).
3. Der Einfluss der **Sedimenteigenschaften an der Überschiebungskeilbasis** ist in der Regel ein maßgeblicher Faktor für die Determination des kritischen Keilwinkels. Für die Boomerang Hills Überschiebungseinheit tritt dieser Faktor hinter die Keilgeometrie zurück. Dieses lässt sich insbesondere im Bereich der Boomerang Hills zeigen, da dort die Deformationsfront an der morphologischen Beckenkante lokalisiert ist, und die nördliche Tip-Linie der paläozoischen Sedimente nicht erreicht wird. Da die Faktoren unter Punkt 1 und 2 bereits ausreichen, um die Deformation zu lokalisieren, ist es kaum möglich, die Größenordnung des Einflusses der Keilbasis für die Boomerang Hills Überschiebungseinheit abzuleiten.

Materialtransfer und Verformungsaufteilung

Der Materialtransfer in der Boomerang Hills Überschiebungseinheit hängt ursächlich von der Verformungsaufteilung in dem Überschiebungskörper ab, so dass die Faktoren, welche die Verformungsaufteilung kontrollieren, auch die Partikelpfade bestimmen.

- Die **Verformungsaufteilung an der Rückwand** der sich entwickelnden Einheit bestimmt dabei die **Richtung des Verschiebungsfeldes** (orthogonal zur Rückwand, siehe Abschnitt 6.2.2). Die Orientierung der Rückwand ist dabei das Ergebnis der komplexen andinen Deformation, welche in den nachfolgenden Abschnitten noch näher diskutiert wird.
- Die **Verformungsaufteilung an der Deformationsfront** der Boomerang Hills Überschiebungseinheit bestimmt die **Länge der Partikelpfade**, da diese in der lateralen Deformationszone sukzessive und in der frontalen Deformationszone mehr lokalisiert verkürzt werden. Deshalb sind es die Faktoren, die bereits zur Lokalisierung der Deformation führen, welche auch die Größe des Massentransfer an der Deformationsfront steuern (s.o.).

6.3 Struktur und Entwicklung der östlichen Bolivianischen Orocline

Wie gezeigt wird die Entwicklung der Boomerang Hills Überschiebungseinheit maßgeblich durch die paläogeographische Beckenform und die Orientierung der älteren subandinen Überschiebungseinheiten gesteuert. Die Verformungsaufteilung bei der schrägen Akkretion zwischen Chapare und Santa Cruz Bogen ist eine direkte Folge der WNW-ESE Orientierung des südlich angrenzenden Subandins und somit für die Diskussion der Entstehung gebogener Überschiebungssysteme von Bedeutung. Die rezente Form der gebogenen Subandinen Zone ist wiederum durch die räumlich-zeitliche Entwicklung auf der östlichen Seite der Bolivianischen Orocline geprägt, welche in diesem Abschnitt diskutiert wird. Die großräumige Entwicklung der Orocline selbst steht allerdings auch im kausalen Zusammenhang überregionaler geodynamischer Prozesse, wie z.B. Variationen von Plattenrandkräften (vgl. Abschnitt 2.2), deren Berücksichtigung im Rahmen der Diskussion in dieser Studie nicht weiter verfolgt wird.

6.3.1 Exogene und endogene Faktoren

Lokal betrachtet haben insbesondere zwei Faktorengruppen Einfluss auf die strukturelle Entwicklung der östlichen Seite der Bolivianischen Orocline:

- Exogene Faktoren (Niederschlagsverteilung und Erosion),
- Endogene Faktoren (Paläogeographie, Sedimentverteilung und deren mechanische Eigenschaften).

Für die Diskussion ist der unterschiedliche Baustil der nördlichen und südlichen Subandinen Zone zu berücksichtigen (polyphase Deformation vs. dominante frontale Akkretion, vgl. Abschnitt 2.1.1). Neben paläogeographischen Unterschieden in der Beckenmorphologie und Materialunterschieden, die einen primär unterschiedlichen Keilwinkel der Überschiebungsgürtel verursachen (*taper* im Norden ca. 5°, im Süden ca. 2.5°), werden die exogenen Faktoren Niederschlag und Denudation für den unterschiedlichen strukturellen Baustil der nördlichen und südlichen Subandinen Zone verantwortlich gemacht (Horton, 1999). Dabei bewirken deutlich höhere Niederschläge, gekoppelt mit verstärkter Erosion, dass sich der Überschiebungskeil der nördlichen Subandinen Zone ständig intern verkürzen muss (*out-of-sequence deformation*), um eine stabile Keilgeometrie zu erhalten (Horton, 1999). Die unterschiedliche strukturelle Entwicklung der nördlichen und südlichen Subandinen Zone führt u.a. dazu, dass das südliche Segment des Überschiebungsgürtels weiter, bzw. schneller nach Westen propagiert als das nördliche Segment und sich somit eine E-W gerichtete Transferzone bildet.

Allerdings ist es fraglich, ob der unterschiedliche Baustil der nördlichen und südlichen Subandinen Zone alleine ausreicht, die WNW-ESE streichende Transferzone zwischen den beiden Segmenten zu schaffen. Vielmehr scheint es plausibel, dass auch die Paläogeographie zwischen dem Chapare und Santa Cruz direkt Einfluss auf die Deformation und somit die Orientierung dieser Zone hat. Insbesondere die Paläogeographie des ordovizischen Beckenrandes könnte bereits die WNW-ESE Orientierung in dieser Region vorgeben. Das Auftreten von mehreren Kilometer mächtigen ordovizischen Ablagerungen in der Ostkordillere, die im

nördlichen Vorland auch im Untergrund nicht mehr auftreten, deutet auf eine markante Beckengeometrie hin (vgl. Abschnitt 2.3.2). In diesem Zusammenhang ist der einfachste Erklärungsansatz für die WNW-ESE Orientierung des strukturellen Trends zwischen Chapare und Santa Cruz Bogen, dass die ordovizische Beckengeometrie während der gesamten Entwicklung des Überschiebungsgürtels eine Verformungsaufteilung analog zu der rezent auftretenden bewirkt hat.

6.3.2 Hauptüberschiebungen und basale Akkretion

Der im vorherigen Abschnitt vorgestellte stark vereinfachte Einfluss der Paläogeographie erklärt allerdings nicht ausreichend die komplexe strukturelle Situation zwischen dem Chapare und Santa Cruz Bogen (vgl. Abschnitt 2.2.2). Dort treten strukturelle Hochlagen der Ostkordillere und Interandinen Zone auf, und die Subandine Zone stellt nur einen schmalen Streifen mit wenigen Imbrikationen dar (Abb. 2-3 A, 6-7 Punkte 1 und 2, für Details siehe YPFB und Sergeomin, 1996). In dem Hauptüberschiebungsmodell wird die morpho-strukturelle Stufengeometrie im *backarc* der zentralen Anden auf eine Abfolge von Hauptüberschiebungen (Interandean Thrust: IAT und Subandean Thrust: SAT) zurückgeführt, dessen Bewegungen jeweils in den vorgelagerten Sedimenten akkomodiert werden (Abb. 2-3 B; Kley, 1999). Die strukturellen Hochlagen von Interandiner Zone und Ostkordillere im Santa Cruz und im Chapare Bogen lassen sich jedoch nur schwer mit dem Hauptüberschiebungsmodell erklären, da kaum Verkürzungsstrukturen in der Subandinen Zone im Bereich von Chapare Bogen und Santa Cruz Bogen aufgeschlossen sind.

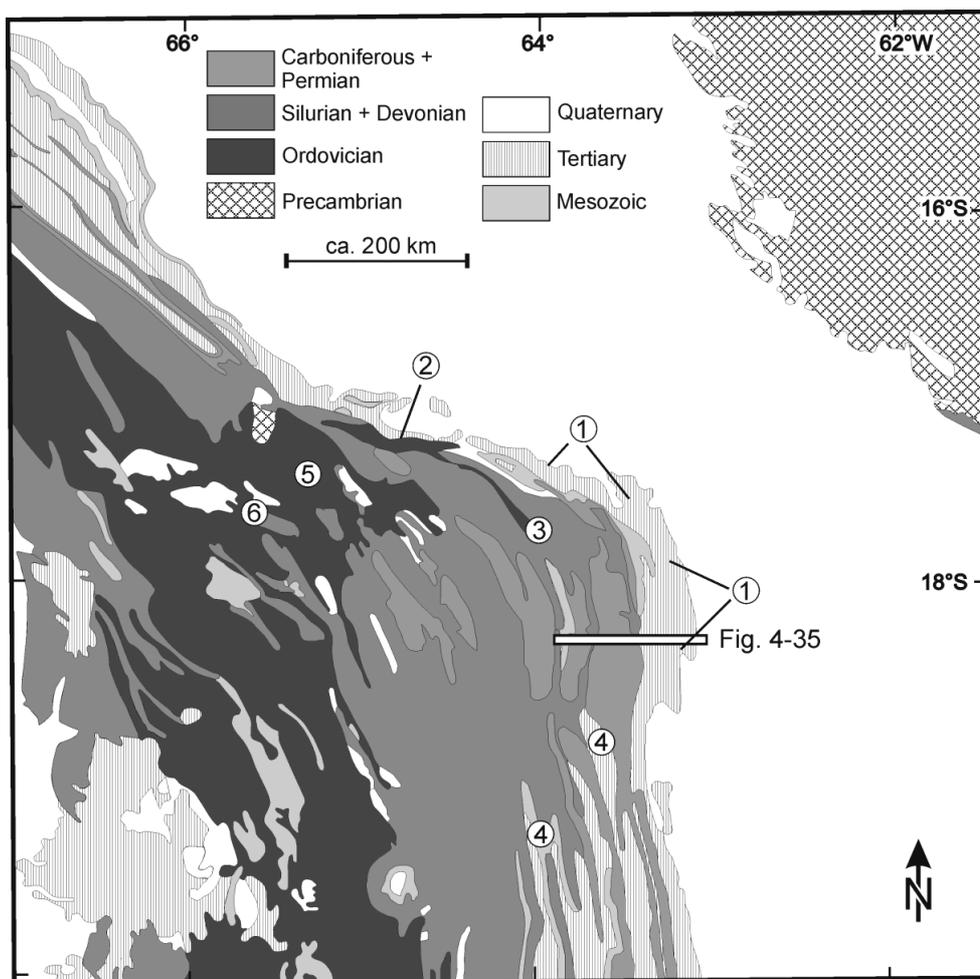


Abb. 6-7 Geologische Karte der östlichen zentralen Anden im Bereich des Andenknickes (Basierend auf einer vereinfachten Version der geologischen Karte von Bolivien nach YPFB und Sergeomin, 1996). Die Zahlen 1-5 kennzeichnen Punkte, die im Text besprochen werden.

Kley (1999) schlägt für den weiten Hochbereich der Interandinen Zone vor, dass die nicht dokumentierte Verkürzung in einer Dreieckszone an der Deformationsfront akkomodiert wurde, die anschließend erodiert und *out-of-sequence* von der SAT überfahren wird (Abb. 6-8). Dabei überschiebt mit der SAT auch Grundgebirge paläozoische Sedimente, die somit basal akkretiert werden. Dieses Modell erklärt zwar die benötigte Verkürzung zur Aufrechterhaltung des Hauptüberschiebungsmodells (Abb. 2-3 B), erklärt aber nicht, warum der wachsende Orogenkeil Teile der postordovizischen paläozoischen Sedimente nun basal akkretiert, ohne dass offensichtliche Änderungen der Materialeigenschaften stattfinden.

Eine basale Akkretion der ordovizischen Ablagerungen könnte ggf. ausreichen, um die strukturell erhöhte Position der Interandinen Zone zu begründen. Wie in Abschnitt 2.3.2 gezeigt, sollte der Beckenrand des Ordoviziums südlich der Boomerang Hills Region liegen. Die geologische Karte von Bolivien zeigt ordovizische Aufbrüche in der Interandinen Zone ca. 50 km westlich Santa Cruz, die belegen, dass neben Abscherhorizonten in den höheren paläozoischen Schichten (Silur-Karbon) auch ein Abscherhorizont an der Basis des Ordovizium existiert (Abb. 6-7, Punkt 3). Eine teilweise zeitgleiche Aktivität beider Abscherhorizonte kann das heutige Kartenbild erklären, in dem die relative strukturelle Hochlage der Interandinen Zone nicht von einem ausgedehnten Subandinen Falten- und Überschiebungsgürtel begleitet wird. Die Padilla Zone (Kley, 1999) stellt somit die Transferzone dar, an der von Süden kommend der regionale Abscherhorizont vom Silur ins liegende Ordovizium verlagert wird (Abb. 6-7, Punkte 4). Ob dieses im Zusammenhang mit der Paläogeographie des Ordoviziums steht oder auf andere Faktoren zurückzuführen ist, bleibt unklar und muss weiter untersucht werden.

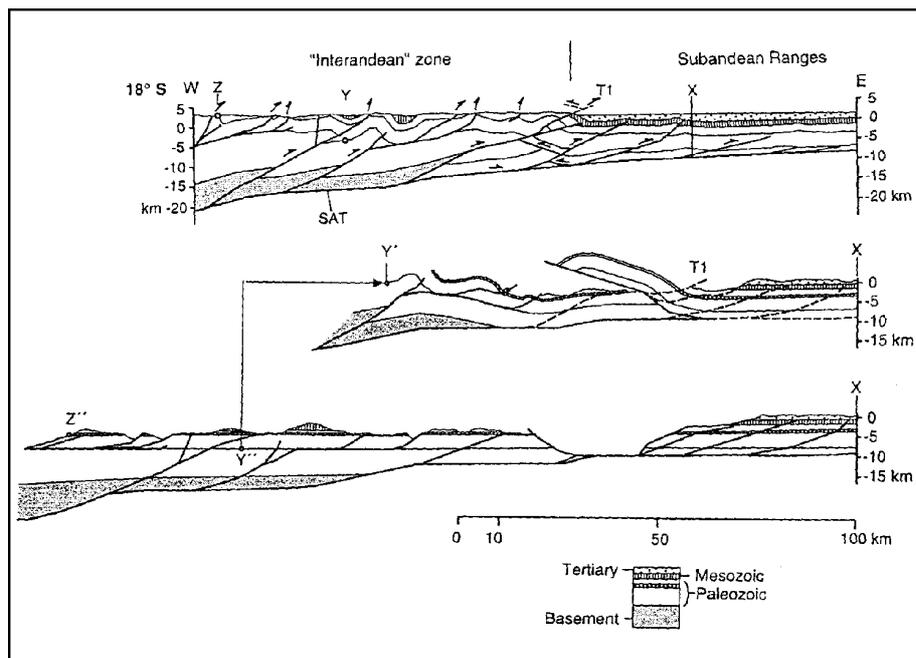


Abb. 6-8 Bilanziertes Profil mit Abwicklung in 2 Inkrementen zur Veranschaulichung, wie strukturell nicht erhaltene Verkürzungsbeträge mittels einer Dreieckszone (erstes Inkrement) im Falten- und Überschiebungsgürtel südlich des Santa Cruz Bogens erklärt werden könnten (aus Kley, 1999). Lage des Profils in Abb. 6-7.

6.3.3 Basale Akkretion von Vortiefenmaterial im Chapare?

Noch deutlicher werden die Probleme des Hauptüberschiebungsmodelles (Abb. 2-3 B) im Bereich des Chapare Bogens. Dort überschieben ordovizische Sedimente der Ostkordillere direkt tertiäre Vorlandsedimente, die maximal ein bis zwei mal imbriziert sind (Abb. 6-7 Punkt 2, YPFB und Sergeomin, 1996) und somit eine extrem ausgedünnte Subandine Zone darstellen. Die Interandine Zone ist dort gar nicht vorhanden. Die strukturelle Hochlage der Ostkordillere im Chapare kann somit nicht mit einem

Überschiebungsmodell aus zwei Hauptüberschiebungen verursacht werden, da kaum Verkürzungsstrukturen in dem *thin-skinned* Bereich dokumentiert sind. Das Ordovizium in der Chapare Region steht größtenteils in stratigraphischem Kontakt zu den jüngeren silurischen Sedimenten, so dass sich das Bild einer Antiform abzeichnet, die sich etwa 30 km hinter der frontalen Überschiebungseinheit befindet (Abb. 6-7, Punkt 5). Hinterlandwärts zeigt sich in der Ostkordillere eine starke Dominanz von hinterlandvergenten (SW-vergenten) Aufschiebungen (Sheffels, 1988, Abb. 6-7, Punkt 6). Der strukturelle und topographische Hochbereich der Ostkordillere im Bereich des Chapare fällt exakt mit dem Bereich des Vorlandes zusammen, in dem keine postordovizischen Sedimente im Vorland auftreten und kretazische Sandsteine direkt auf kristallinem Untergrund liegen (Abb. 6-6, 6-7, um Punkt 2).

Diese zusammengestellten Beobachtungen können durch die Unterschiebung und basale Akkretion von Vorlandtiefensedimenten - verursacht durch hohe Reibung an der Basis des Orogenkeils - erklärt werden. Analogmodelle von Akkretionskeilen und Falten- und Überschiebungsgürteln zeigen, dass hohe basale Reibung das Unterschieben und Unterplatten von langen Überschiebungskörpern verursachen kann (Gutscher et al., 1998a, 1996).

Eine schematische Sequenz zur Unterschiebung von Vorlandsedimenten ist in Abbildung 6-9 dargestellt. Der Überschiebungskeil hat zunächst aufgrund einer weichen Basis einen relativ geringen Keilwinkel, der nicht ausreicht, um die Vorlandsedimente von deren Basis mit hoher Reibung abzuscheren (Abb. 6-9 A). Unter nur geringer interner Verdickung kann der Keil allerdings auf seiner vorhandenen Basis die Vorlandbeckensedimente überschieben (Abb. 6-9 B). Mit zunehmender Überschiebungsweite wird die Keilspitze dabei flacher, und der Keil justiert den Winkel durch basale Akkretion (Abb. 6-9 C). Theoretisch kann der Überschiebungskeil durch basale Akkretion seinen kritischen Winkel fortwährend justieren und Vorlandsedimente überschieben. Ergebnisse aus Analogmodellen zeigen allerdings, dass es durch die zunehmende Versteilung und Auflast des Deckenkeiles zu einem Wechsel zwischen Unterplattung und frontaler Akkretion kommt (Gutscher et al., 1998a). Abbildung 6-9 D zeigt das Verspringen des Abscherhorizontes an die Basis der unterschobenen Sedimente und das Einsetzen frontaler Akkretion. Weiterhin werden polyphase Rücküberschiebungen sichtbar, die in kinematischem Zusammenhang mit der Keilverdickung durch die basale Akkretion stehen.

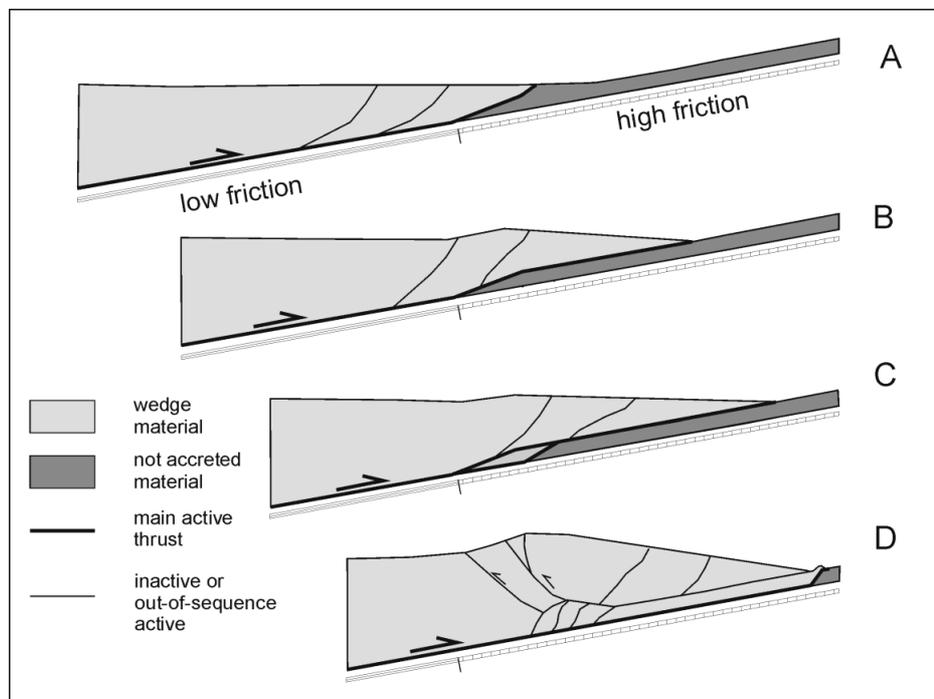


Abb. 6-9 Schematische Sequenz, die den Übergang von frontaler zu (zyklischer?) basaler Akkretion in einem Überschiebungskeil darstellt. Das veränderte Akkretionsverhalten wird durch den Übergang von einer geringen zu einer hoch reibenden Keilbasis verursacht.

Überträgt man das schematische Modell auf den Überschiebungskeil im Chapare Bereich, stellt Stadium A die Ostkordillere dar, die sich am Beckenrand des Paläozoikums befindet. Eine weitere frontale Akkretion ist zunächst nicht möglich und die Vorlandbeckensedimente werden überschoben (entsprechend Abb. 6-9 B, C). Die anschließende Keilverdickung durch basale Akkretion wird durch Rücküberschiebungen begleitet (entsprechend Abb. 6-9 D), die ja auch beobachtet werden (s.o., Abb. 6-7 Punkt 6). Rezent ist an der Spitze des Keiles eine Überschiebung zu erkennen, die kretazische Sedimente aufschiebt, was darauf hindeutet, dass der Ostkordillerekeil beginnt, frontal zu akkretieren (Abb. 6-7 Punkt 2, YPFB und Sergeomin, 1996; entsprechend Abb. 6-9 D). Theoretisch können sich frontal akkretierte Überschiebungseinheiten postordovizischer Sedimente im vorderen Bereich des Keiles befunden haben, die im Stadium der basalen Akkretion erodiert wurden, bevor es zum heutigen Stadium der frontalen Akkretion kommt. Postordovizische Sedimente, die sich über dem Ordovizium befanden, müssen wie in der übrigen Ostkordillere erodiert worden sein, um zum heutigen Kartenbild zu gelangen (Abb. 6-7).

Die Region zwischen Santa Cruz Bogen und dem Chapare zeigt ähnlich hohe Niederschlagsverhältnisse, wie die nördliche Subandine Zone. Folgt man der Argumentation von Horton (1999), ist somit mit einer exogenen strukturellen Kontrolle der Keilgeometrie zu rechnen. Allerdings macht die exakte Korrelation des strukturellen Hochs in der Ostkordillere mit dem Beckenrand des postordovizischen Chaco Beckens deutlich, dass der endogene Faktor der basalen Reibung eine stärkere strukturelle Kontrolle ausübt als die Niederschläge, die bis zum Santa Cruz Bogen etwa konstant hoch bleiben.

Eine weitere Überlegung spricht für die basale Akkretion von Sedimenten und gegen den Einfluss von Grundgebirgsstörungen im Bereich des Chapare Hochs der Ostkordillere. Der „anormale“ Hochbereich der Ostkordillere beginnt bereits 20 bis 40 km hinter der rezenten Deformationsfront. Bei einem angenommenen steilen Einfallen von 5-8° liegt die Keilbasis dort etwa 6-10 km tief (bei einer Vorlandbeckentiefe von 4 km). Unter Zugrundelegung eines geothermischen Gradienten von 22°/km (in der Boomerang Hills Region nach Springer und Förster, 1998) werden dort an der Keilbasis Temperaturen von maximal 220°C erreicht, die wahrscheinlich nicht ausreichen, um Grundgebirge basal zu akkretieren. Es kann vielmehr angenommen werden, dass Grundgebirge erst ab Tiefen von ca. 15 km im Überschiebungskeil vorhanden ist, also westlich der „anormalen“ Ostkordillere (Chapare Region), mindestens 75 km hinter der Deformationsfront.

Von den vorliegenden Daten und Überlegungen wird das Modell der basalen Akkretion von Sedimenten im Andenbogen gestützt. Es stellt sich die Frage, ob die Übertragung des Hauptüberschiebungsmodells, das auf Basis von Daten aus dem südlichen *backarc* Boliviens basiert (Kley, 1996), auf die gesamten Zentralen Anden übertragbar ist (Kley 1999). Für eine weitere Untermauerung ist es allerdings dringend notwendig, neue bilanzierte Profile unter Berücksichtigung der Dynamik orogener Keile zu erstellen. Der in der Literatur meistens verwendete Verkürzungsbetrag in der Ostkordillere im Chapare Bereich basiert auf den bilanzierten Profilen von Sheffels (1990, 1988). Die Profilabwicklung wird nur für den obersten Abscherhorizont vorgenommen, in der Annahme, dass keine strukturelle Verdoppelung der stratigraphischen Abfolge auftritt (Sheffels, 1990, 1988). Die in dieser Diskussion angestellten Überlegungen geben Hinweise darauf, dass dieses jedoch der Fall sein könnte, und die ermittelten Verkürzungsbeträge somit signifikant unterschätzt worden sind.

6.3.4 Seismizität und Kinematik

Für die Bewertung der strukturellen Entwicklung des östlichen Bereiches der Bolivianischen Orocline ist es interessant, die Informationen der krustalen Seismizität und der rezenten Bewegungsvektoren hinzuzuziehen (Abb. 2-5). Auffällig sind (1) eine Häufung von Seismizität im Überschiebungsgürtel SW-lich der Boomerang Hills Region und (2) der leicht nach Norden abweichende Trend der GPS-Vektoren im Bereich des Chapare Hochs (Chapare: NE gerichtete Bewegung, regional: ENE-Richtung). Im Folgenden werden einige mögliche Gründe für die beobachteten Muster diskutiert.

Für die auffällige Häufung der Seismizität zwischen Chapare und Santa Cruz Bogen bieten sich folgende Erklärungsmöglichkeiten an:

- Die Akkretion der Boomerang Hills Überschiebungseinheit kann dazu führen, dass der orogene Keil des Hinterlandes aus einem stabilen bis kritischen Zustand in einen unterkritisch/kritischen Zustand versetzt wird. Da der Keilwinkel des Deckgebirges in der Boomerang Hills Region ausreicht, um dieses bei genügend rückwärtiger Einengung zu akkretieren, verlagert sich die andine Deformation relativ schlagartig bis weit in das Vorland hinein. Der Keilwinkel des Gesamtsystems aus östlicher Ostkordillere, Inter- und Subandin wird dadurch deutlich verringert, und ein weiteres Propagieren der Deformation ist ohne Interndeformation, die zu einer Verdickung des Überschiebungskeiles führt, nicht möglich. Die beobachtete Seismizität kann somit ein Ausdruck einer rezenten polyphasen Keilverdickung sein.
- Die Region der Seismizität fällt mit einem Gebiet hohen Niederschlags zusammen (Abb. 2-5 D). Damit zusammenhängende erhöhte Denudationsraten könnten ebenfalls zu einer Beeinflussung des dynamischen Zustandes des orogenen Keilsystems aus östlicher Ostkordillere, Inter- und Subandin führen. Die beobachtete Seismizität kann somit wiederum ein Ausdruck einer rezenten polyphasen Keilverdickung sein.
- Da die beobachtete Seismizität bis in den Bereich des strukturellen Hochs des Chapares reicht (Abb. 2-5 C), kann die Aktivität auch mit einem Übergang von dem Bereich mit basaler Akkretion von Vortiefenmaterial zu einem Bereich mit frontaler bzw. gemischter Akkretion in Zusammenhang gebracht werden. Dabei bleibt jedoch offen, warum die Seismizität nur im Transferbereich auftritt.
- Die Häufung der Seismizität ist nur ein zufälliges Produkt des geologisch gesehen kurzen Beobachtungszeitraums von weniger als 30 Jahren. Nur wenige Strukturen haben in diesem kurzen Zeitraum eine seismische Aktivität gezeigt.

Das inhomogene Feld von Bewegungsvektoren in der Kruste lässt sich nur durch eine Gliederung in verschiedene strukturellen Einheiten erklären, die sich relativ zueinander bewegen können. Dabei gibt es eine große Anzahl möglicher Gründe für unterschiedliche Relativbewegungen in einem sich entwickelnden Orogen. Zwei interessante Möglichkeiten seien hier genannt:

- Verformungsaufteilung: Die Konvergenz wird analog zu der theoretischen Betrachtung in Abschnitt 6.2.2 durch Blattverschiebungen und konvergente Strukturen kompensiert. Als zugrundeliegende Struktur, welche die Verformungsaufteilung bewirkt, kann z.B. wiederum die Paläogeographie des ordovizischen und paläozoischen Beckens in Erwägung gezogen werden. Die drei GPS-Vektoren im nördlichen Bereich des Chapare liegen nördlich der E-W verlaufenden sinistralen Chapare Störungszone, weshalb diese u.a. für eine solche Partitionierung in Frage kommt (vgl. Karten in Kley, 1999; Scheffels, 1995).
- Differentielle Verkürzung über die Deformationsfront: Diese kann zu Kompensationsstrukturen und zu einer Rotation der Verkürzungsachse führen. Da mit den GPS-Messungen ein sehr kleines Deformationsinkrement betrachtet wird, ist es allerdings fraglich, ob die Rotationen durch Scherung ausreichen das beobachtete Muster zu erklären.

Differentielle Verkürzung und Verformungsaufteilung schließen sich grundsätzlich nicht aus sondern können gemeinsam auftreten. So kann z.B. die Chapare Störungszone auch eine Transferstörung darstellen, durch die eine differenzielle Verkürzung teilweise kompensiert wird.

Die aufgezeigten Möglichkeiten können so gedeutet werden, dass sie zum einen einen paläogeographischen Einfluss auf die Deformation im östlichen Bereich der Bolivianischen Orokline unterstützen und sich zum anderen im Einklang mit der frontalen Akkretion der Boomerang Hills Überschiebungseinheit befinden. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass die Datenbeschaffenheit der Seismizität (Erfassungszeitraum nur etwa 27 Jahre von Erdbeben mit einer Magnitude meist > 3) als auch die Dichte und Beobachtungszeit (wenige Jahre) des GPS-Messnetzes für eine adäquate Interpretation der Kinematik eigentlich zu grob sind und daraus keine eindeutigen Schlüsse gezogen werden können. Aus diesem Grund wird auf eine Wichtung der aufgezeigten Erklärungsansätze für die Seismizitätsverteilung und Verschiebungsmuster verzichtet.

6.3.5 Indentation des Brasilianischen Schildes in die östlichen Anden

Die Diskussion zur strukturellen Entwicklung der östlichen Zentralen Anden zeigt, dass ein paläogeographischer Einfluss der unterschobenen Platte des brasilianischen Schildes wahrscheinlich ist. Dabei kann die Region zwischen Santa Cruz und Capare Bogen als Ergebnis der Indentation des Brasilianischen Schildes in das Anden Orogen interpretiert werden (Abb. 6-6). Alternative Interpretationen postulieren einen stabilen Körper im Bereich des Altiplano, der in die Region des Santa Cruz Bogens vordringt (Kley, 1999; Baby, 1994). Diese Modelle erklären jedoch nicht, wie die heiße, „aufgeweichte“ Plateaukruste in den relativ kalten und damit stabileren Brasilianischen Schild mechanisch eindringen kann. Es bietet sich daher vielmehr an, die Paläogeographie des kalten Schildes als Einflussfaktor auf die Deformation der sich u.a. gravitativ ausbreitenden Plateaukruste zu betrachten.

Ein Einfluss des Nordrandes des postordovizischen Chaco Beckens auf die Form der Ostseite der Bolivianischen Orokline wird auch von anderen Autoren beobachtet (Sheffels, 1995; Baby et al., 1994). Wie die Paläogeographie die Deformation beeinflusst wird jedoch nicht hergeleitet. Die in diesem Abschnitt geführten Erörterungen legen nahe, dass im Bereich des Chapare Sedimente aufgrund erhöhter Reibung an der Keilbasis basal akkretiert werden. Exogene Faktoren wie Niederschlag können zwar einen Einfluss auf die Deformation zwischen Chapare und Santa Cruz haben. Ihr Einfluss auf das Strukturbild wird aber als zweitrangig eingestuft. Weiterhin deuten sich Einflüsse durch die Form des ordovizischen Beckens an, dessen Paläogeographie im Bereich der Bolivianischen Orokline noch nicht ausreichend untersucht ist.

6.4 Vergleiche

6.4.1 *Thin-skinned* Blattverschiebungen

Neben konvergenten Strukturen, spielen bei der Akkretion unter schiefer Konvergenz Blattverschiebungen eine wichtige Rolle. In der Regel findet man detaillierte Beschreibungen der Geometrie und Ausbildung von Blattverschiebungssystemen in Zusammenhang mit Scherzonen, aber nicht im Kontext von Falten- und Überschiebungsgürteln. Aus diesem Grunde werden die Beobachtungen zu den Blattverschiebungen im Bereich der Boomerang Hills Region hier mit Arbeiten zur Tektonik von Scherzonen verglichen. Insbesondere der Ausdruck und die Geometrie von Blattverschiebungssystemen anhand der Interpretation aus reflexionsseismischen Profilen wird selten beschrieben (z.B. Harding, 1985). Die Strukturmodellierung und Visualisierung von Störungsflächen im Bereich der Boomerang Hills stellt somit einen wichtigen Beitrag zum Verständnis von Seitenverschiebungen in Falten- und Überschiebungsgürteln sowie ihrer Ausdrucksweise in reflexionsseismischen Profilen dar. Aus den seismischen Profilen kann aber nur bedingt die Kinematik der Störungen abgeleitet werden. Vergleiche mit Störungsgeometrien, die in Analogmodellen erzeugt werden, können hier wichtige Hinweise und Ergänzungen geben.

Mit verschiedenen Ansätzen wird in Analogmodelle versucht Blattverschiebung und schräge Transpressionsstrukturen zu modellieren (Schreurs und Colleta, 1998; Richard et al., 1995; Schreurs, 1994; Nylor et al., 1986). Dabei zeigt sich ein deutlicher Unterschied von Störungsgeometrien, die im sedimentären Deckgebirge in Zusammenhang mit Grundgebirgsstörungen stehen, zu Störungsgeometrien, die sich über einem Abscherhorizont bilden. Die Scherstörungen, die im Zusammenhang mit lokalisierten Grundgebirgsstörungen stehen, zeigen in der Regel geschwungene (helikoidale) Formen und treten im Profil oft als V-förmige Spuren in Erscheinung (Richard et al., 1995; Nylor et al., 1986). Charakteristisch ist die Notwendigkeit, dass die unterschiedlichen Störungsspuren (Riedel und konjugierte Riedel-Scherstörungen) in der Tiefe zusammenlaufen und sich spätestens an der Grundgebirgsoberfläche vereinen. Schreurs und Colleta (1998) modellieren hingegen mit Analogmaterialien Transpressionszonen, die über einen Abscherhorizont verfügen (Abb. 6-10). Die Notwendigkeit, dass die sich entwickelnden Scherstörungen auf eine gemeinsame Grundgebirgsstörung treffen, ist nicht mehr zwingend gegeben. Dieses zeigt sich besonders in den Versuchen, bei denen das Verhältnis von seitenverschiebender zur einengender Bewegung groß ist (Abb. 6-10 a). In diesen Versuchen treten Störungen, bzw. Störungszonen auf, die sich u.a. zur Tiefe verzweigen. Störungssysteme mit höherer relativer Konvergenz sind oftmals als paarige, V-förmige Störungen angelegt

(Abb. 6-10, b). Weiterhin tritt Verformungsaufteilung zwischen Strukturen, die konvergente und seitenverschiebende Verformung kompensieren auf (Schreurs und Colleta, 1998). Dabei entwickeln sich aufschiebende Strukturen mit zunehmender relativer Konvergenz vorzugsweise parallel zu der Rückwand des Versuchskastens aus, der die konvergente Bewegung überträgt (Abb. 6-10, b).

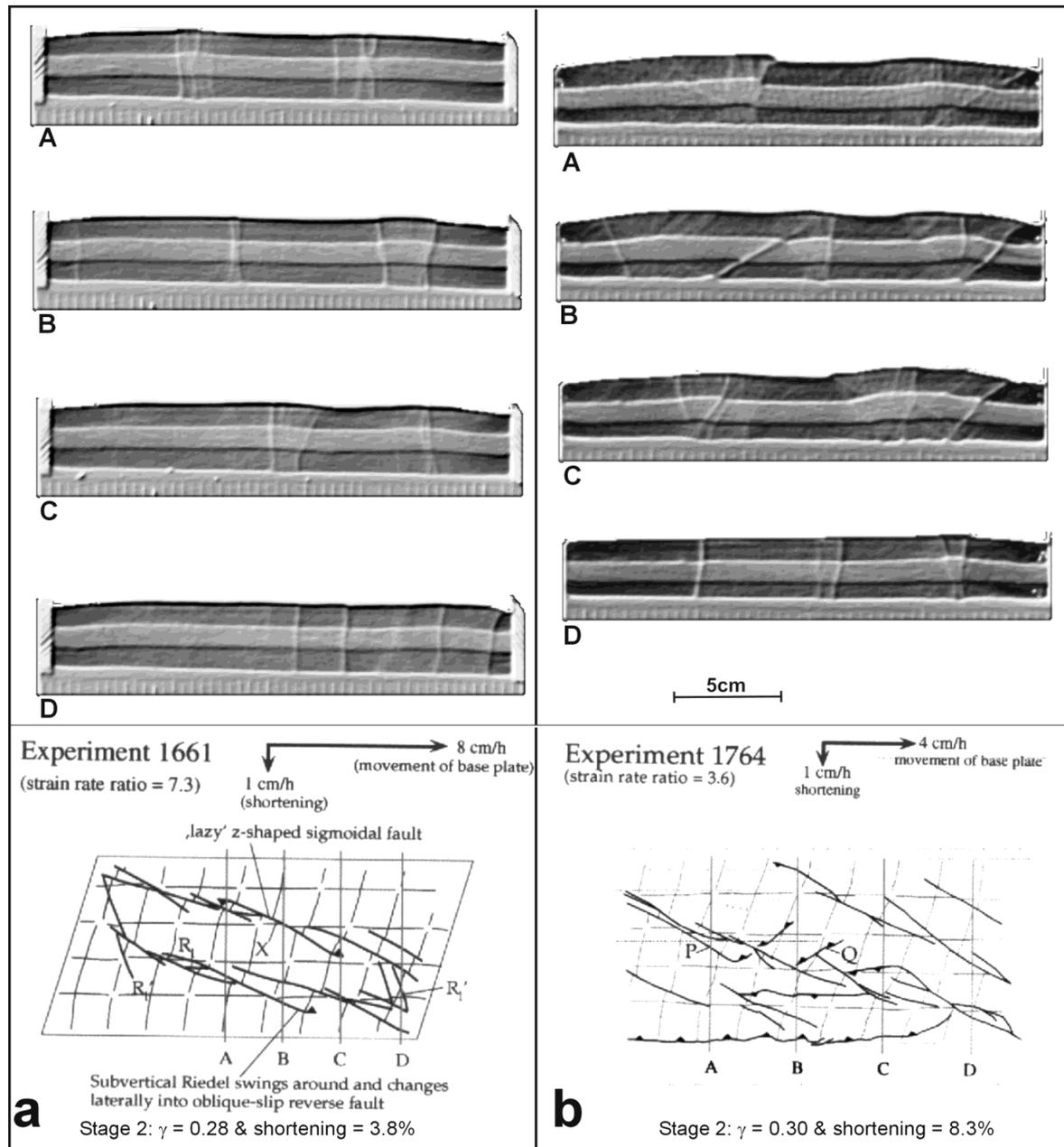


Abb. 6-10 Transpressionsexperimente mit Analogmaterialien (Schreurs und Colleta, 1998). a) Parallele Profile und Kartenskizze eines Versuches mit geringem Verhältnis von Verkürzungs- zu Scherungsrate. R_1 : dextrale synthetische Störung, R_1' : antithetische Störung, X: „scissor fault“. b) Parallele Profile und Kartenskizze eines Versuches mit etwa doppelt so hohem Verhältnis von Verkürzungs- zu Scherungsrate wie in a. Q: gering einfallende Aufschiebung (alle Abbildungen modifiziert nach Schreurs und Colleta, 1998).

In den Versuchen von Schreurs und Colleta (1998) ist es schwer, die Steuerungsfaktoren zu fassen, die auf das Analogmaterial einwirken, da sich sowohl die Rückwand als auch die Basisplatte bewegt und die laterale Wand des Versuchskastens sich auf die jeweilig resultierende Bewegung einstellen kann. In der Folge

verändert sich somit im Laufe eines Versuches permanent der Winkel der lateralen Wand zur Rückwand, und es wird kein dynamisch stabiler Zustand erreicht. In der Boomerang Hills Region bleibt der Winkel zwischen Rückwand und jeweiligem Beckenrand zeitlich konstant. Die Randbedingungen der Versuche sind somit nicht direkt mit dem natürlichen Beispiel der Boomerang Hills Überschiebungseinheit zu vergleichen. Dennoch gibt der Vergleich der Störungsgeometrien Hinweise auf das relative Verhältnis von tangentialer zu orthogonaler Bewegung.

Im Bereich der südwestlichen lateralen Deformationszone und an der südwestlichen Transferstörung der Boomerang Hills Überschiebungseinheit treten zur Tiefe verzweigende Störungsgeometrien auf (Abb. 4-11 und 4-16). Entlang der Transferstörung tritt keine Konvergenz auf (Abb. 5-10), und in dem Bereich der Profile aus Abbildung 4-16 ist das Verhältnis von seitenverschiebender zu konvergenter Komponente verhältnismäßig gering (Abb. 5-5). Im Vergleich mit den Ergebnissen von Schreurs und Colleta (1998) kann daraus geschlossen werden, dass diese Störungsgeometrien in der Boomerang Hills Überschiebungseinheit primär seitenverschiebende Bereiche mit geringer bis keiner Konvergenz anzeigen (Abb. 6-10, a). Die V-förmige Störung aus Abbildung 4-15 ist mit den Störungen aus Abbildung 6-10, b vergleichbar und zeigt somit verhältnismäßig höhere Konvergenz an. Die Deformation scheint sich dabei wieder mehr zu lokalisieren, so dass die Störungsgeometrie zunehmend denen von Blattverschiebungen ähnelt, die durch Bewegungen des Grundgebirges entstehen.

6.4.2 Kontrollierende Einflüsse auf frontale Akkretion und gebogene Falten- und Überschiebungsgürtel

Theoretische Betrachtungen

Die Theorie der kritischen Keile als allgemeine Bedingung für das dynamische Wachsen von Falten- und Überschiebungsgürteln geht bereits als Grundvoraussetzung in diese Arbeit ein (siehe Abschnitt 5.2.6).

Woodward (1988) zieht aus natürlichen Fallstudien den Schluss, dass stratigraphische und lithologische Unterschiede im Deckgebirge bei der räumlichen Entwicklung von Falten- und Überschiebungsgürteln einen stärkeren Einfluss haben als die Grundgebirgsmorphologie. Wie bereits in Hinsch et al. (2001) argumentiert, sind die von Woodward (1988) angeführten Beispiele nicht repräsentativ für die allgemeine Betrachtung der Entwicklung von Falten- und Überschiebungsgürteln, da es sich um tektonische Einheiten handelt, die aus tieferen Stockwerken des Überschiebungsgürtels stammen und keine frontal akkretierten Strukturen sind.

Boyer (1995) und Mitra (1997) zeigen in theoretischen Überlegungen und anhand natürlicher Beispiele aus den amerikanischen Rocky Mountains, dass der primäre Winkel des sedimentären Beckens, das der Überschiebungstektonik vorausgeht, einer der maßgeblichen Faktoren ist, der die Deformation des Falten- und Überschiebungsgürtels bestimmt. Basierend auf Überlegungen zum kritischen Keilwinkel der Überschiebungssysteme wird abgeleitet, dass Regionen mit steilerem Einfallen des Grundgebirges verhältnismäßig wenige Imbrikationen zeigen. Diese sind jedoch größer und zeigen größere Überschiebungsbeträge und geringere interne Deformation (Boyer, 1995). Auf Basis dieser Überlegung wird argumentiert, dass durch laterale Variationen im Grundgebirgseinfallen Vorsprünge und Biegungen in Falten- und Überschiebungsgürteln entstehen (Mitra, 1997; Boyer, 1995). Die Analyse von verschiedenen Sektionen im Sevier Falten- und Überschiebungsgürtel zeigt unterschiedliche primäre basale Einfallswinkel aber auch verschiedene Sedimentabfolgen (Mitra, 1997), wodurch es zu einer jeweils unterschiedlichen strukturellen Entwicklung in den entsprechenden Segmenten kommt. Es werden somit zwar die Konsequenzen der Paläostruktur für die strukturelle Entwicklung erkannt. Die strukturelle Entwicklung und die räumlichen Probleme der Übergangsbereiche zwischen den verschiedenartigen Segmenten wird jedoch nicht diskutiert.

Generell stimmen die Überlegungen von Boyer (1995) und Mitra (1997) gut mit den Beobachtungen aus der Boomerang Hills Region überein. Aufgrund des recht hohen primären Einfallswinkel des Grundgebirges ist der aufliegende sedimentäre Keil von vornherein kritisch und kann, ohne intern deformieren zu müssen, überschoben werden, so dass sich ein spornartiger Vorsprung im Umriss des Falten- und Überschiebungsgürtels bildet (Abb. 6-6). Mit dem Beispiel der Boomerang Hills Überschiebungseinheit wird aber darüber hinaus gezeigt, wie die frontale Akkretion in einem strukturell vorgeprägten, lateral variierenden

Becken im Detail abläuft und die Deformation durch Verformungsaufteilung räumlich kompensiert wird (Abschnitte 5.2, 6.2.2).

Differenzielle Verkürzung stellt eine wichtige Möglichkeit dar, die zu Ausbildung eines gebogenen Falten- und Überschiebungsgürtels führen kann. Hindle et al. (2000) zeigen mit einer geometrischen Modellierung, dass es insbesondere bei geringen absoluten Verformungen zu fächerförmigen Anordnungen der finiten Verkürzungsachse kommen kann. Diese Beobachtung entspricht der zunehmenden Rotation der Verformungsachsen unter einfacher Scherung. Sie erklärt nicht, wie es zu der differenzielle Verkürzung kommt und welche Steuerungsfaktoren die Deformationsstrukturen in ihrer initialen Entstehung beeinflussen, da finite Verformungszustände betrachtet werden.

In der Boomerang Hills Überschiebungseinheit tritt zwar eine differenzielle Verschiebung auf (Abschnitt 5.2.5), diese wird aber als Resultat der unterschiedlichen Deformationslokalisierung betrachtet. Die differenziellen Partikelpfade sind also das Ergebnis und nicht die Ursache der Verformung in der Boomerang Hills Überschiebungseinheit. Ob zusätzlich lateral variierende Einengungsbeträge über das andine Hinterland auf die Boomerang Hills Überschiebungseinheit übertragen werden, wird hier aufgrund der fehlenden Datenbasis für die frontale Akkretion nicht weiter in Betracht gezogen, kann aber aus dem generellen Kontext heraus nicht ausgeschlossen werden. Ein über das Hinterland übertragener differenzieller Transport würde den beobachteten Effekt der linkslateralen Scherung an der nördlichen Begrenzung der Boomerang Hills Überschiebungseinheit verstärken.

Für die Entstehung der Bolivianischen Orocline als Gesamtes haben differenzielle Verkürzungsbeträge sehr wahrscheinlich eine Rolle gespielt, die Interaktion der verschiedenen Gründe dafür (u.a. Variation der Plattenrandkräfte, Paläogeographie der Sedimentbecken und anderer krustaler Schwächezonen sowie Einwirkung exogener Faktoren) ist allerdings nicht ausreichend verstanden (siehe Abschnitt 2.2.1).

Numerische Modellierungen

Es gibt kaum numerische Experimente, welche die Deformation von Falten- und Überschiebungsgürteln unter schiefer Konvergenz untersuchen. Chalaron et al. (1995) untersuchen mit einem numerischen „2.5-D“ Modell den Einfluss mechanischer Parameter sowie Erosion, Sedimentation und Einfallen des Grundgebirges auf die Entwicklung eines Vorland Falten- und Überschiebungsgürtels (Himalaya-Foothills). Die gewählte Startgeometrie in ihrem Modell beinhaltet ein schräg zur Deformationsrichtung einfallendes Grundgebirge und ein System aus vorgezeichneten Überschiebungen, die mit 20° von der basalen Abscherfläche abzweigen. Im initialen Stadium des Versuchs kommt es zur Ausbildung von zwei en échelon angeordneten Überschiebungen, die durch eine diffuse Transferzone verbunden werden. Dabei sind die beiden Überschiebungen nicht senkrecht zur Einengungsrichtung sondern parallel zu den Grundgebirgisobathen orientiert. Chalaron et al. (1995) schließen daraus, dass die initiale Anlage der frontalen Überschiebung nur von den mechanischen Eigenschaften der Gesteine im Keil sowie der Geometrie des basalen Abscherhorizontes abhängt.

Die frontalen Überschiebungen zeigen also an, an welchen Positionen der vorgegebenen Startgeometrie ein kritischer Keilwinkel unter den gewählten Startparametern vorhanden ist. Aufgrund der Vorgabe der Orientierung der Überschiebungsflächen kann somit keine Überschiebung parallel zur Rückwand des Modells auftreten. Diese Situation ist etwa vergleichbar mit der des Sedimentkeils der Boomerang Hills Überschiebungseinheit, der von vornherein bis zur morphologischen Beckenschwelle des paläozoischen Beckens stabil bis kritisch ist, und dessen Deformationsfront von der vorgezeichneten Geometrie des Grundgebirges bestimmt wird.

Im numerischen Modell scheint es allerdings nicht zu einer Deformationsaufteilung aufgrund der schrägen Konvergenz zu kommen, da keine weiteren Strukturen als die Aufschiebungen beschrieben werden. Bei den zwei en échelon Aufschiebungen des initialen Stadiums muss es sich somit um Schrägaufschiebungen handeln, die durch die nicht näher beschriebene diffusen Transferzone verbunden werden. Das Fehlen von Deformationsaufteilung steht ggf. im Zusammenhang mit den Randbedingungen des numerischen Versuchs, die eine Verformungsaufteilung nicht vorsehen. Da diese aber in der Boomerang Hills Region für die strukturelle Entwicklung von Bedeutung ist, lassen sich aus dem numerischen Modell von Chalaron et al. (1995) keine weiteren Steuerungsfaktoren für die Deformation am Ostrand der Zentralen Anden ableiten.

Analogmodellierungen

Oftmals werden Analogversuche zur Erklärung natürlicher Systeme herangezogen. Modellierungen mit Analogmaterialien haben in der Regel bessere Auflösungen als numerische Experimente. Sie haben aber den Nachteil, dass ggf. nicht alle eingehenden Parameter verstanden oder bekannt sind. In nur wenigen Analogexperimenten werden systematisch variierende Eingangsparameter eingesetzt (z.B. Lohrmann et al., 2001; Gutscher et al., 1998b), so dass Steuerungsfaktoren gewichtet abgeleitet werden können. Insbesondere in 3-D Versuchen werden die Eingangsparameter in der Form variiert, bis eine vergleichbare Geometrie zu dem natürlichen System erzielt wird. Die eingesetzten mechanischen Eigenschaften des Experimentes werden dann als analog zu dem natürlichen System angenommen (u.a. Baby et al., 1994; Philippe et al., 1998). Ob weitere Parameterkombinationen im Analogversuch zu einem vergleichbaren Ergebnis führen würden, wird dabei oftmals nicht untersucht. Weiterhin wird in der Regel nicht untersucht, welcher Steuerungsfaktor der maßgebliche ist. Eine Übertragung der Ergebnisse solcher Analogversuche auf andere natürliche Beispiele ist somit nur begrenzt möglich.

Calassou et al. (1993) untersuchen Transfersysteme in 3-D Analogversuchen. Es werden verschiedene Geometrien des Versuchsaufbaus und verschiedene Materialparameter eingesetzt. Auch wenn die Auswirkungen der unterschiedlichen Startbedingungen und Kontrollfaktoren nicht gewichtet werden, so ist in einem der Versuche von Calassou et al. (1993) ein Teil der Rückwand des Versuchsaapparates schräg zur Einengungsrichtung orientiert (Abb. 6-11 a), weshalb ein Vergleich mit dem natürlichen Beispiel dieser Arbeit interessant ist. Im Laufe des Analogexperimentes entwickeln sich zwei Deformationsdomänen, eine orthogonale und eine schräge (Abb. 6-11 a). Die Überschiebungen in dem schrägen Bereich des Modells bilden sich etwa parallel zur Rückwand an einer schrägen Überschiebung aus (Calassou et al., 1993). Nach Erlangung eines kritischen Keilwinkels bilden sich immer erst die Überschiebungen in der schrägen Domäne und anschließend in der orthogonalen (Abb. 6-11 b), deren einzelne Überschiebungen sich in einem Überschneidungsbereich überlappen (Calassou et al., 1993; Abb. 6-11 c).

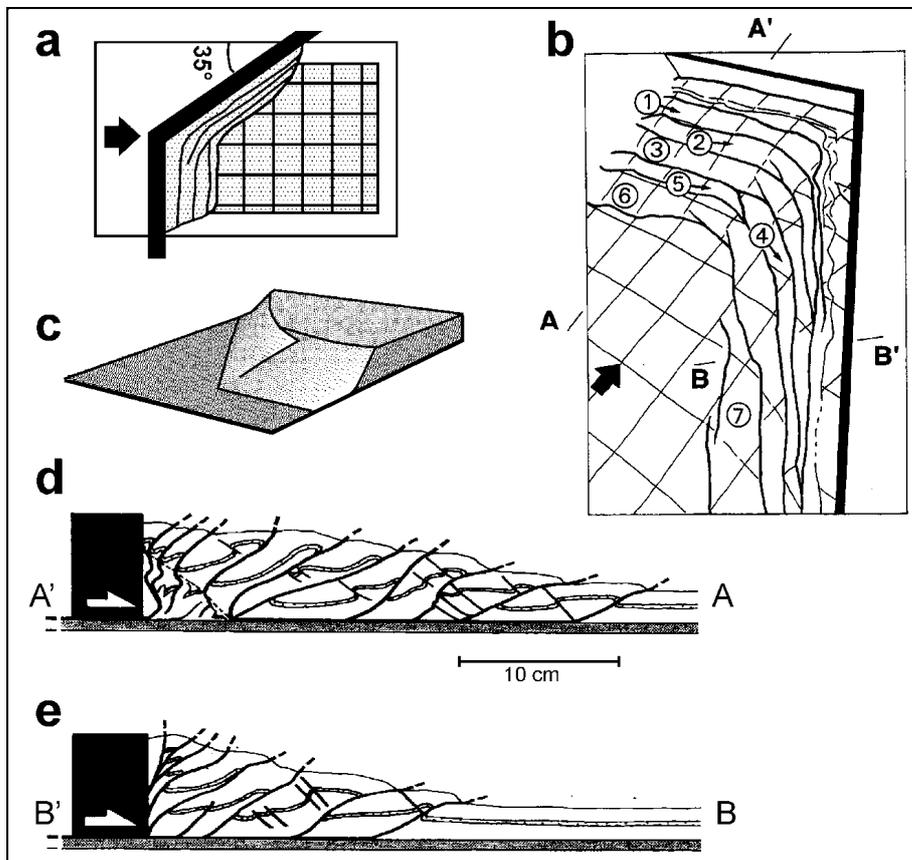


Abb. 6-11 Ergebnis eines Versuches mit Analogmaterialien zur Untersuchung der Entwicklung eines Transferbereiches in Überschiebungskeilen mit teilweise angewinkelter Rückwand in Bezug auf die Einengungsrichtung (Calassou et al. 1993).
 a) Aufsichtsskizze des Experimentes mit Geometrie der Rückwand.
 b) Schräge Ansicht des finalen Versuchsstadiums.
 c) Skizze des Überlappungsbereiches von Überschiebungen.
 d) Profil durch den orthogonal akkretierten Keil, Profillage in b.
 e) Profil durch den schräg akkretierten Keil, Profillage in b.
 Alle Abbildungen nach Calassou et al. 1993).

Die Überschneidung der Überschiebungen im Analogversuch ist gut mit dem theoretisch postulierten Überschneiden von Störungen im Chapare Bogen (Abb. 6-5) vergleichbar. Andererseits widersprechen die Ergebnisse des Analogversuches teilweise den Überlegungen zur Störungspropagation in Abschnitt 6.2.2, da dort angenommen wird, dass in den orthogonal eingegengten Bereichen die Anzahl der Überschiebungen schneller wächst als in den schrägen (aufgrund des hohen Verhältnisses von orthogonaler zu tangentialer Deformation). Vergleicht man die von Calassou et al. (1993) bezeichnete Überschiebungssequenz in Abbildung 6-11 b mit den entsprechenden Profilen (Abb. 6-11 d, e), ist zu erkennen, dass die Gesamtzahl der Überschiebungseinheiten in den Profilen höher ist als in der Strukturskizze. Die Überschiebungsnummern in Abbildung 6-11 b beziehen sich offensichtlich auf den Zustand nach Erreichen des kritischen Keilwinkels. Wie dieser Zeitpunkt im Experiment definiert ist, wird nicht angegeben. Die angegebene Überschiebungsreihenfolge muss also nicht zutreffend sein. Tatsächlich demonstriert die höhere Gesamtanzahl der Überschiebungskörper in der orthogonalen Domäne, dass dort eine schnellere Imbrizierung von statten geht (Abb. 6-11 d, e). Für diese Betrachtung ist es unerheblich, ob ein bestimmter Zeitpunkt mit einer kritischen Keilform definiert wird, da die Materialparameter im Versuch konstant gehalten werden. Somit kann aus dem Analogexperiment doch das erwartete Ergebnis hergeleitet werden, dass Überschiebungskeile in orthogonalen Segmenten schneller wachsen als in schrägen Domänen (jeweils in Bezug auf den *backstop*).

Die Kompensation der schrägen Konvergenz erfolgt im Analogversuch nur durch Schrägaufschiebungen, Verformungsaufteilung wird nicht beobachtet (Calassou et al., 1993). Dieses erscheint bei genauerer Betrachtung der Profile fraglich (Abb. 6-11 d, e). Die Deformationsmuster in den vorderen Bereichen der Keile beider Domänen sind sehr ähnlich, bis auf die Ausnahme, dass der Keilwinkel in der schrägen Domäne steiler wirkt, weil der Schnitt nicht senkrecht zur Transportrichtung liegt (Abb. 6-11 d, e). Im hinteren Bereich der Keile sind die strukturellen Unterschiede größer. In der frontalen Domäne zeigt sich ein starke Deformation der jüngsten Überschiebungskörper, die aufgrund der jüngeren Imbrikationen sehr steil stehen (Abb. 6-11 d). In der schrägen Domäne sind die ältesten Überschiebungseinheiten an der Rückwand aufwärts gewandert, was einerseits den schrägaufschiebenden Charakter der Störungen dokumentiert, andererseits zeigt, dass während des Versuches kontinuierlich Materialtransport an der Rückwand stattfindet (Abb. 6-11 e). Da die resultierende Geometrie der Überschiebungskörper an der Rückwand etwa der einer positiven Blumenstruktur entspricht, scheint eine tangentiale Bewegung an der Rückwand der schrägen Domäne als wahrscheinlich (Abb. 6-11 e). Im Analogexperiment deutet sich somit eine Verformungsaufteilung an, die vergleichbar der Situation in der Boomerang Hills Region ist (Abb. 6-4, 6-5).

Qualitative 2-D „Analogversuche“ mit photoelastischem Material (Wiltschko und Eastman, 1983) zeigen, dass Grundgebirgsaufwölbungen und Stufen zu einer Akzentuierung des Stressfeldes führen, welche eine Deformation an diesen Strukturen begünstigt. Auch wenn die Versuche nicht räumlich durchgeführt wurden, geben sie einen wichtigen Hinweis auf einen Einflussparameter, der bei der Lokalisierung der Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit eine Rolle gespielt hat.

Betrachtet man die primäre Lokalisation der Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit als ein Resultat des vorgegebenen Keilwinkels der stratigraphischen Abfolge, müsste die Deformationsfront in der Kartenebene eine scharfe Linie sein, die den kritischen Keil umzeichnet. Das ist nicht der Fall. Tatsächlich kommt es zu einer Lokalisierung von Falten und Störungen in Bereichen deutlicher Grundgebirgsmorphologie und deutet somit auf den von Wiltschko und Eastman (1983) postulierten Effekt von Verformungslokalisation an Grundgebirgsstufen hin (siehe auch Hinsch et al., 2001).

Natürliche Beispiele

Der Vergleich der Ergebnisse dieser Arbeit mit anderen gebogenen Orogenen, wie z.B. das Kantabrische Gebirge, Westalpenbogen oder die Ostkarpaten, erweist sich aufgrund der umfangreichen Literatur, in der zumeist eine Mehrphasenentwicklung diskutiert wird, als schwierig, möchte man nicht übersimplifizieren. Am Beispiel Taiwans und der Ostkarpaten werden im Folgenden dennoch zwei interessante Aspekte herausgegriffen.

In Bezug auf die Lokalisierung und Form der Deformationsfront findet sich eine ähnliche Situation wie in der Boomerang Hills Region an der Westseite des Falten- und Überschiebungsgürtels von Taiwan. Dort zeigen die Deformationsfront und eine assoziierte Sattelstruktur im Streichen einen geschwungenen Verlauf, welcher auf den Einfluss eines lokalen Grundgebirgshochs auf die Deformation zurückgeführt wird (Mouthereau et al., 1999). Der Bereich, der schräg zur Deformationsrichtung orientiert ist, wird als Transferzone interpretiert, die den nördlichen Bereich der frontalen Überschiebung, der relativ ungehindert in Richtung Vorland propagieren kann, mit dem südlichen Bereich, der durch das lokale Grundgebirgshoch an einer weiteren Vorlandpropagation gehindert wird, verbindet (Abb. 6-12). In einem frühen Stadium der Überschiebung entwickeln sich konjugierte Blattverschiebungen im Bereich der Transferzone (6-12 A). Anhaltende Deformation, insbesondere das Vorlandpropagieren im nördlichem Segment, führten zu einer verstärkten Ausbildung der Transferzone, wobei es zu en échelon angeordneten transtensiven Blattverschiebungen kommt (Abb. 6-12 B). Es wird angenommen, dass die Form des Grundgebirgshochs der primäre Faktor ist, welcher zur Ausbildung der Transferzone führt. Der Abscherhorizont befindet sich in einer lithostratigraphischen Formation, die näher zum Grundgebirgshoch an Mächtigkeit abnimmt. Dieses Ausdünnen der Sedimente wird als Faktor geringerer Bedeutung für die Lokalisierung der Deformation angesehen (Mouthereau et al., 1999), wobei keine Gründe für diese Wichtung angegeben werden.

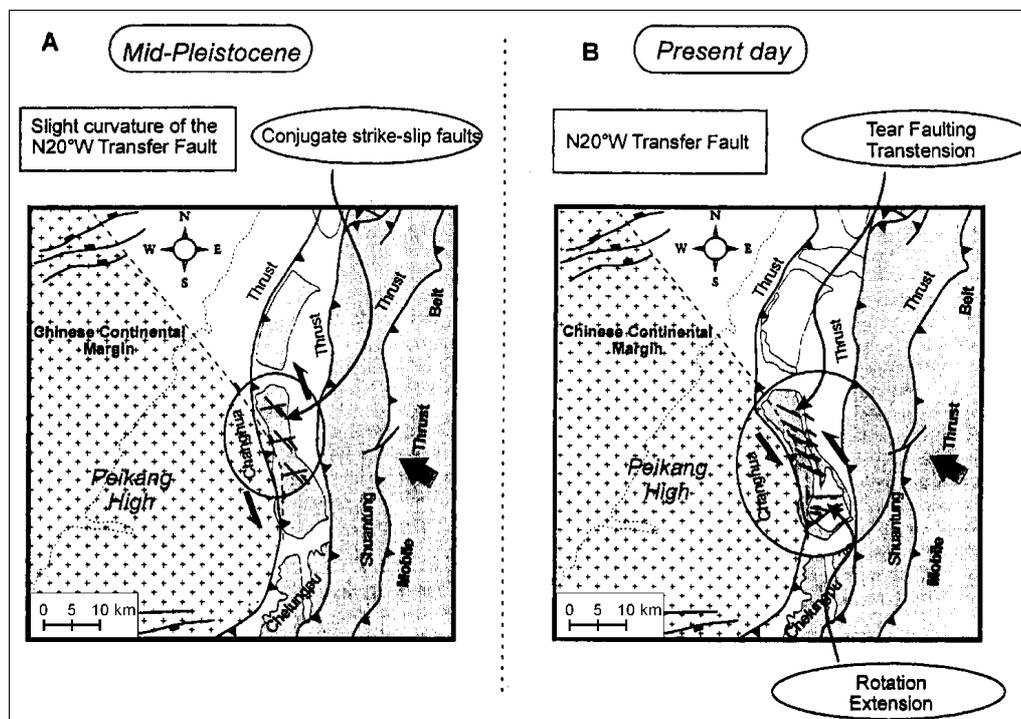


Abb. 6-12 Pleistozäne und heutige Strukturkarte eines Abschnitts der rezenten Deformationsfront in West Taiwan zur Erläuterung der Entstehung einer Transferzone über einer schrägen Rampe (modifiziert nach Mouthereau et al., 1999).

Ein bilanziertes Profil über die Deformationsfront in Taiwan zeigt, dass die Verkürzung in der vordersten Überschiebungseinheit etwa 500 m und auf weitere Profile nirgendwo größer ist als 1000 m (Mouthereau et al., 1999, Abb. 6-13). Dieses widerspricht dem Modell einer langanhaltenden Deformation, bei der im Norden deutlich höhere Überschiebungsweiten als im Süden erreicht werden (Abb. 6-12). Es bietet sich deshalb vielmehr an, dass die Überschiebungseinheit sich rezent nahezu in ihrem initialen Stadium befindet und laterale strukturelle Unterschiede aufgrund variierender Randparameter in diesem Stadium direkt gebildet werden. Die gezeigten Profile deuten allerdings auf eine stratigraphische Kontrolle dieses frühen Stadiums der Deformation hin, da kein relatives Grundgebirgshoch im Süden zu erkennen ist und der Abscherhorizont sich innerhalb der sedimentären Abfolgen befindet (Abb. 6-13). Der einzige, indirekte Grundgebirgseinfluss

an der Spitze des Falten- und Überschiebungsgürtels in Taiwan ist eine Abschiebung. Im Süden ist die Mächtigkeit der Formation, welche den Abscherhorizont beinhaltet, geringmächtig, so dass die präexistierende Abschiebung wahrscheinlich nicht von der Überschiebung überwunden werden kann und die Deformation lokalisiert wird. Die schräge Transferzone repräsentiert somit den Bereich, in dem der Abscherhorizont die präexistierende Abschiebung sukzessive weiter nach Westen überwinden kann oder direkt den Verlauf der Abschiebung im Untergrund. Im Vergleich mit der Boomerang Hills Überschiebungseinheit lässt sich der gebogene Verlauf der Deformationsfront im Falten- und Überschiebungsgürtel von Taiwan somit ebenfalls als eine Folge lateral variierender Bedingungen erklären. Interessanterweise scheint in Taiwan die stratigraphische Verteilung zu dominieren, der Steuerungsfaktor, welcher in der Boomerang Hills Region hinter den Einfluss des Grundgebirges zurücktritt. Es lässt sich somit daraus schließen, dass der Einfluss intrinsischer Parameter an Bedeutung gewinnt, wenn Faktoren wie der vorgegebene Keilwinkel an Einfluss verlieren.

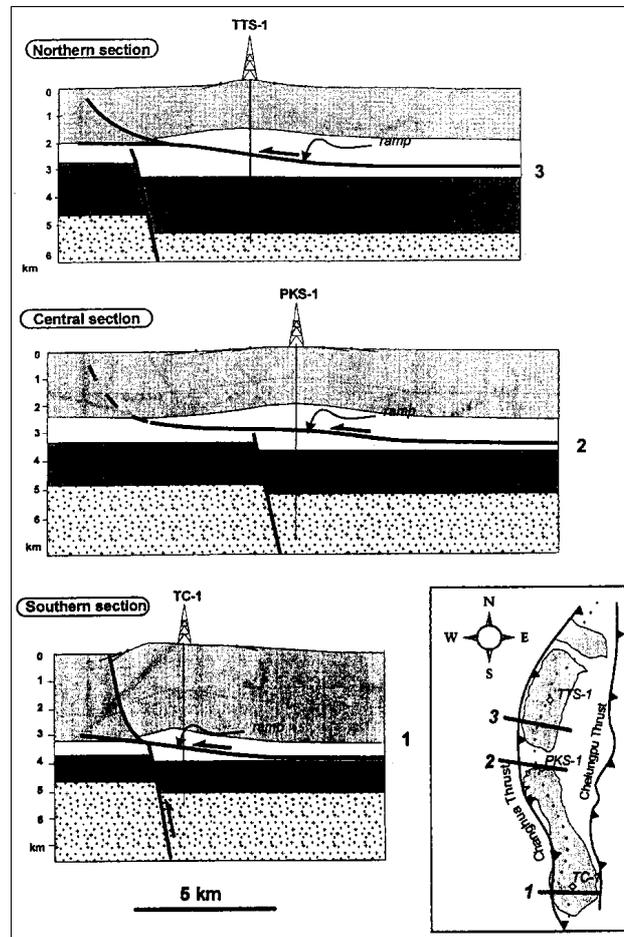


Abb. 6-13 Drei Profile über die Deformationsfront in West Taiwan. Signatur (von oben nach unten): grau = Pleistozän, weiss = Pliozän, dunkelgrau = Miozän, gepunktet: prämiozäne Sedimente. Die Einsatzskizze zeigt die Lage der Profile (Abbildung aus Mouthereau et al., 1999).

Als Vergleich für die Auswirkungen paläogeographischer Vorzeichnungen für die Entstehung eines gebogenen Orogens können die südlichen Ostkarpaten herangezogen werden. Von Norden betrachtet streichen die Ostkarpaten zunächst NW-SE, wechseln dann auf eine N-S Richtung um und zeigen im Südosten ein markantes Umbiegen auf E-W (Abb. 6-14 A). Basierend auf seismischen Sektionen und geologischen Felddaten konstruieren Matenco und Bertotti (2000) insgesamt 14 Profile über den südlichen Externbereich des Ostkarpatenbogens. Auch wenn keine bilanzierten Profile vorliegen, kann anhand des tektonischen Baustiles deutlich erkannt werden, dass die Hauptverkürzung im Ostkarpatenbereich in W-E Richtung kompensiert ist (Abb. 6-14 B, C). Unter Berücksichtigung von kinematischen Indikatoren von Störungsflächen wird für die Entwicklung des Karpatenbogens eine mehrphasige Entwicklung angenommen (Matenco und Bertotti, 2000). Die größten Verkürzungsbeträge, insbesondere im N-S streichendem Segment

der Ostkarpaten, stammen aus dem Miozän mit WSW-ENE gerichteter Einengung. Spätere orogentransverse, seitenverschiebende Deformationen und eine spät Miozäne bis Pliozäne NNW-SSE gerichtete Einengung führen besonders im südlichem Segment zu Einengungsstrukturen und verstärken die Form des südöstlichen Karpatenbogens. Die mehrphasige Entwicklung wird jedoch nicht als primäre Ursache der gebogenen Form der südlichen Ostkarpaten angenommen. Vielmehr werden paläogeographische Faktoren, Sedimentmächtigkeiten, Sedimenteigenschaften sowie die Form und Steifigkeit der subduzierten Lithosphäre für die gebogene Form der Ostkarpaten verantwortlich gemacht (Matenco und Bertotti, 2000).

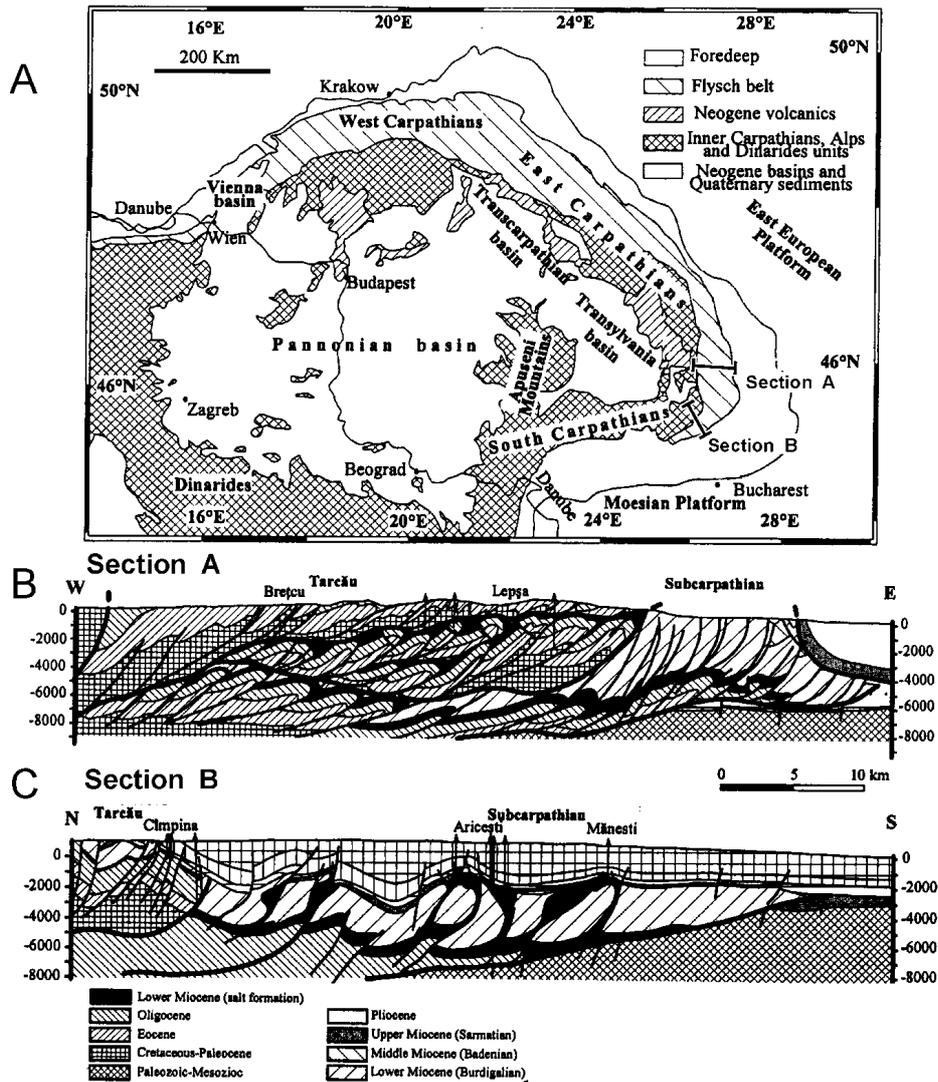


Abb. 6-14 A) Strukturskizze der Karpaten B, C) Zwei Profile unterschiedlicher Orientierung aus den Externiden der südlichen Ostkarpaten (Lage der Profile in A, alle Abbildungen modifiziert nach Matenco und Bertotti, 2000).

Der externe Bereich der Ostkarpaten ist somit z.T. mit der Ostseite der Bolivianischen Oroklone vergleichbar, da die Form von beiden paläogeographisch kontrolliert wird. Betrachtet man eine überregionale W-E Einengung als maßgeblich, zeigt auch der Karpatenbogen, dass in dem orthogonal akkretierten Bereich des Überschiebungssystems deutlich mehr Verkürzung akkomodiert wird (Abb. 6-14 B) als in dem lateralen NE-SW bis E-W streichenden Segment (Abb. 6-14 C). Für die Miozäne etwa W-E gerichtete Hauptphase werden von Matenco und Bertotti (2000) leider keine Deformationsstrukturen im südlichen lateralen Segment beschrieben, so dass hier nicht überprüft werden kann, wie Verkürzung dort kompensiert wird, insbesondere ob es zu einer Verformungsaufteilung kam.

6.5 Schlußfolgerungen

Die detaillierte Untersuchung der Deformationsstrukturen der Boomerang Hills Überschiebungseinheit hat gezeigt, dass die wichtigsten Steuerungsfaktoren für die Akkretion im bolivianischen Subandin paläogeographischer Natur sind und eine Verformungsaufteilung erzwingen. Im Untersuchungsgebiet ist die Form des Sedimentbeckens für die *thin-skinned* Deformation der maßgebliche Steuerungsfaktor.

Der Vergleich mit den Ergebnissen aus Analogversuchen und regionalen Studien zeigt, dass auch dort die strukturelle Entwicklung von dem Versuchsaufbau, bzw. der Paläogeographie des Gebietes und einer meist damit verbundenen Verformungsaufteilung gesteuert wird.

Die Ausweitung der Ergebnisse aus der Boomerang Hills Region auf den angrenzenden Überschiebungsgürtel legt nahe, dass die im Detail beobachteten Prozesse auch im größeren Maßstab signifikant sind und die strukturelle Entwicklung der Ostseite der Bolivianischen Orocline bedeutsam durch die Beckengeometrien auf dem Brasilianischen Schild gesteuert wird. Form und Struktur der östlichen Seite der Zentralen Anden sind dementsprechend als das Resultat der andinen Konvergenz und der paläogeographischen Entwicklung zu sehen. Es kann somit über die Frage, warum sich die Orocline genau an ihrer jetzigen Position entwickelt hat, spekuliert werden, dass sich genau dort sich eine paläogeographische Schwächezone befand (z.B. fehlgeschlagener Riftprozess und intrakontinentale Beckenbildung), die durch die andine Konvergenz invertiert wird.

6.6 Bewertung, Ausblick und Ansätze für weiterführende Studien

Das in dieser Arbeit erzielte Deformationsmodell der Boomerang Hills Region ist das Resultat sowohl der Interpretation reflexionsseismischer Datensätze als auch der anschließenden Modellierungsschritte. Das erzielte Ergebnis ist dabei immer eine, meist subjektive, Simplifizierung. Zur Bewertung der eigenen Ergebnisse werden im Folgenden exemplarisch einige relevante Beispiele diskutiert, und sofern möglich Ansatzpunkte aufgezeigt, wie verbesserte Ergebnisse erzielt werden könnten.

- Die Position und die geometrische Form einiger der Störungsflächen im Bereich der lateralen Deformationszone unterliegen einem subjektiven Einfluss durch die Korrelation von Störungsspuren aus Profilen. Nur mit verbesserten räumlichen Daten kann hier ein objektiveres Bild erlangt werden. Die Aufnahme flächendeckender 3-D reflexionsseismischer Datensätze und die technischen Fortschritte in den reflexionsseismischen Methoden werden in der Zukunft sicher zu einem verbesserten Bild des Untergrundes führen und das hier vorgestellte Strukturmodell kann oder muss dann ergänzt und korrigiert werden.
- Mit einer verbesserten Auflösung des Untergrundes kann wahrscheinlich auch aufgeklärt werden, ob Grundgebirgsstörungen zeitgleich zur Überschiebungstektonik aktiv sind. In dieser Arbeit wird die konvergente andine Deformation im Bereich der Boomerang Hills als Ergebnis der Überschiebung des Deckgebirges mit einer passiven Kontrolle durch die Grundgebirgsmorphologie betrachtet. Dieser Erklärungsansatz stellt sicher ein reines Endmodell möglicher Interpretationen dar. Inwiefern eine teilweise Reaktivierung von Grundgebirgsstrukturen zeitgleich zur Überschiebung aktiv sein könnte, konnte aus den Daten nicht erarbeitet werden und wurde zur Vereinfachung der Diskussion nicht berücksichtigt. Tatsächlich können Bewegungen an den präexistierenden Schwächezonen im Grundgebirge nicht komplett ausgeschlossen werden, da sie ja bereits während der Entwicklung des Vorlandbeckens aktiv waren. Bei einer „Mischdeformation“ würde sich allerdings nur die Zeitlichkeit der Entstehung der kleineren Unregelmäßigkeiten in der Grundgebirgsmorphologie ändern, nicht jedoch die generelle Deformation der Überschiebungsdecke, die ja nur auf die Veränderungen im Grundgebirge reagiert.
- Eine weitere Simplifizierung die getroffen wurde, betrifft die Modellvorstellungen des finiten Verschiebungsfeldes der Boomerang Hills Überschiebungseinheit. Die Annahme, dass die Einengung am rückwärtigen Ende des Überschiebungskörpers überall gleich groß ist, ist eine Vereinfachung, welche die Diskussion des Verschiebungsfeldes erleichtert. Wie in Abschnitt 6.4.2 erwähnt, würde eine differenzielle Verkürzung im Hinterland wahrscheinlich zu einer Verstärkung des beobachteten

Effektes der linkslateralen Scherung am Nordrand der Boomerang Hills Überschiebungseinheit führen. Ein engeres Netz von geodätischen Stationen (z.B. GPS) im Hinterland der Bommerang Hills Überschiebungseinheit könnte wichtige Anhaltspunkte für die Ermittlung differenziellen Bewegungen im Subandin geben.

Diese Arbeit hat zur Klärung von allgemeinen Prozessen beider frontalen Akkretion als auch zu der Entwicklung der Bolivianischen Oroklone beigetragen. Neben Fragen deren Beantwortung im Rahmen dieser Arbeit zu weit führen würde, werden durch die erzielten Ergebnisse auch neue Fragen aufgeworfen. In beiden Fällen bieten sich Ansätze für weitere Untersuchungen an.

- Die kinematische Entwicklung der Boomerang Hills Region wurde grundlegend überarbeitet und vertieft. Aufgrund der Lage des Untersuchungsgebietes an der Deformationsfront eines aktiv wachsenden Falten- und Überschiebungsgürtels haben sich aus dieser Arbeit wichtige Erkenntnisse für das Verständnis der frontalen Akkretion unter schiefer Konvergenz ergeben. Im Gegensatz zu vielen anderen Arbeiten konnten die zugrundeliegenden Steuerungsfaktoren genannt und gewichtet werden. Da die Boomerang Hills Region den Einblick in nur wenige Kombinationsmöglichkeiten der Steuerungsfaktoren erlaubt, müssen weitergehende Studien diese Lücke schließen. Systematisch durchgeführte Experimente mit Analogmaterialien sind für die Untersuchung von Steuerungsfaktoren sehr sinnvoll, da in natürlichen Systemen das Erkennen und die Wichtung einzelner Parameter oft kaum möglich ist. Jüngste Versuchsreihen zeigen bereits die Abhängigkeiten der wichtigsten Parameter in 2-D Experimenten (z. B. Deformationsabhängigkeit vom Verhältnis von basaler zu interner Reibung und transienten Materialeigenschaften, Lohrmann et al., 2001). Eine Ausdehnung auf 3-D Systeme ist hier als nächster Schritt wünschenswert.
- Die weiterführende Diskussion der Ergebnisse aus dem Untersuchungsgebiet zeigt, dass die bisherigen Vorstellungen zur Entstehung der Ostseite der Bolivianischen Oroklone nicht ausreichen, das beobachtete Deformationsmuster zu erklären. Basale Akkretion als mögliche Erklärung scheint plausibel, muss aber durch genauere Untersuchungen noch belegt und quantifiziert werden. Es deutet sich an, dass die bisher angenommenen Verkürzungsraten unterschätzt wurden. Neue bilanzierte Profile im Bereich des Andenbogens, welche auch geodynamische Gesichtspunkte berücksichtigen, sind nötig um diese Frage zu klären.
- Es hat sich gezeigt, dass die Paläogeographie des ordovizischen Riftbeckens wahrscheinlich einen fundamentalen Einfluss auf die Entwicklung der Ostseite der Bolivianischen Oroklone hat. Es kann sogar angenommen werden, dass diese frühpaläozoische krustalen Schwächezonen verantwortlich für die Deformationslokalisierung an der Ostseite der Anden ab dem Miozän ist und somit ein wesentlicher Faktor für die Entstehung der Anden und der Oroklone darstellt. Eine genauere Untersuchung der frühpaläozoischen Paläogeographie in Zentral Bolivien ist deshalb notwendig.
- Für ein vollständigeres Verständnis der Entstehung des Systems der Bolivianischen Oroklone und der Zentralen Anden müssen, neben den hier vorgeschlagenen Untersuchungen zur Paläogeographie und Kinematik/Dynamik, die in dieser Arbeit ausgeklammerten geodynamischen Prozessen am konvergenten Plattenrand sowie rheologische Überlegungen hinzugezogen werden.

Anhang

Anhang A

Bearbeitungssequenzen der seismischen Profile

Die Processing-Sequenzen für die reprozessierten seismische Linien gemäß Information von ANDINA S.A. war wie folgt:

- For lines ending in -22, the sequence is:
Demultiplex, Wavelet Processing before Stack, Wavelet Modeling, Deconvolution, Velocity Analysis, NMO Correction, Refraction Statics, Stack and Wave-equation Migration. Fold is 2400 %.
- For lines ending in -25, the sequence is:
Demultiplex, Wavelet Processing before Stack, Wavelet Modeling, Deconvolution, Velocity Analysis before and after Residuals, NMO Correction, Refraction Statics, Stack and Migration. Fold is 1200 %.
- For lines ending in -26, the sequence is:
Demultiplex, Wavelet Processing, Static Correction, Deconvolution, Velocity Analysis, Refraction Statics, Stack and Wave-equation Migration. Fold is 2400 %.
- For lines ending in -30, the sequence is:
Demultiplex, Predictive Deconvolution, Preliminary Stack, Static Correction, NMO Correction, Preliminary Horizontal Stack, Velocity Analysis, NMO, Preliminary Stack, Refraction Statics, Final Stack, Predictive Deconvolution and Migration. Fold is 2400 %.
- For lines ending in -31, the sequence is:
Demultiplex, Wavelet Processing before Stack, Wavelet Modeling, Deconvolution, Velocity Analysis, NMO, Refraction Statics, Stack and Migration. Fold is 3000 %.
- For lines ending in -35, the sequence is:
Conversion to processing format, Insert Geometry, Refraction Statics, Geometric Spreading Compensation, Deconvolution, Trace Balance, AGC, CDP Sort, Velocity Analysis, Surface-consistent Residual Statics, Velocity Analysis, Surface consistent Residual Analysis (twice), CDP Stack with NMO Corrections, Mute and Statics Application, Time-variant spectral Whitening, Random Noise Attenuation, DMO Migration, Time-variant Filter, RMS Filter and Display at 10 dB. Fold is 4800 %.

	ICH-X1 figures in drilling report		YPC-X2 figures in drilling report		YPC-9 figures in drilling report		YPC-X5 figures in drilling report	
	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.
Formation	2770	-2552	1576.12	-1335.42	1550	-1308.5	1427	-1188.8
Yecua	3218	-3000	1872	-1610	1797	-1555.5	1693	-1454.7
Pelaca	3436	-3218						
Cajones	3747	-3529	2053	-1790	1958	-1716.5	1844.5	-1605.5
Yantata			2153	-1884	2049	-1807.5	1936.5	-1697.8
Nivel Chert	3900	-3682	2191.5	-1930	2078	-1836.5	1955	-1716.4
Ichoa	4068	-3850						
Devonian	fin. 4500		2575.6	-2293	2439	-2197.5	2330	-2111.1
Limoncito			2775	-2486	2598	-2356.5	2467	-2228
Ar. 1			2836	-2535	2648.5	-2407	2513.5	-2274.5
Ar. 2			2874	-2573	2686	-2444.5	2549	-2309.9
Ar. Ayacucho			2927.5	-2626	2752.5	-2511	2599.5	-2360.5
Ar. Piray			2993	-2711	2813	-2571.5	2663	-2423.9
Ar. Nr. 5			fin. 3042.5		2873	-2631.5	2766	-2526.8
Nivel Pelitico					2925	-2683.5	2818	-2578
Ar. Sara					fin. 3099		fin. 3105	

	JNN-X2 figures in drilling report		SRW-X3 figures in drilling report		HSR-4 figures in drilling report		PNW-X3 figures in drilling report		SIG-X1 figures in drilling report		CMS-X1 figures in drilling report	
	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.
Formation												
Limoncito			1818		1774		2412		1731		2923.5	
Ar. 1			1850		1806.5		2441		1752		2944	
Ar. 2	1805		1905		1861.7		2508.5		1803.5		3001	
Ar. Ayacucho	1854.2		1945		1900.5				1840		3011	
?	1894		1996		1949.4		2575		1888.2		3059	
Ar. Piray	1936.3		2034				2618		1919.5		3079	
?	1990						2639		1923		3101	
Ar. Nr. 5	2020						2661		1946		3136	
?									1996.5			
Nivel Pelitico	2042.5		2119		2098		2672		2105		3206	
Ar. Sara	2098.6		2200		2205		2730				3275	
?												

	CCB-X2 figures in drilling report		SIR-X1 figures in drilling report		PTJ-X1 figures in drilling report		YPC-X14 figures in drilling report		CBR-X1 figures in drilling report		URU-X1 figures in drilling report	
	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.
Formation	2148.5	-1919.2	1957	-1722.1	1658	-1421.1	1613	-1364.8	2008	-1778.16	1399	-1159.14
Yecua	2460	-2230.6	2231	-1996.1	1938	-1701	1898.4	-1649.9	2285	-2055.1	1633	-1393.14
Pelaca									2377	-2147.07		
Cajones	2579	-2349.5	2425	-2190.1	2063.5	-1826.5	2044.2	-1795.4	2441	-2211.06	1743.5	-1503.64
Yantata											1818	-1578.14
Nivel Chert	2742	-2512.6	2524	-2289.1	2177	-1940	2187	-1937.8	2545	-2315.02	1838.2	-1598.34
Ichoa											2231	-1991.09
Devonian			2874	-2639.4	2578.5	-2341.3	2557	-2306.3				
Limoncito							2591.5	-2340.7				
Ar. 1							2638.2	-2387.2				
Ar. 2							2658	2406.8				
Falla A							2674.3	-2423				
Ar. 2					2675	-2427	2708	-2456.5				
Ar. Ayacucho					2742	-2504.8	2813.6	-2561.8			2233.5	-1993.59
Ar. Piray	3071	-2841.6	3401	-3166.1	fin. 2941		2845.3	-2593.4			2282.6	-2042.64
Ar. Nr. 5	3118.5	-2889.2					2917	-2665.1			2400	-2159.74
Nivel Pelitico							2958.2	-2706.2				
Ar. Sara	3203	-2973.68	3495	-3260.1					2928	-2697.93		
Roboré	fin.3450		fin.4267.25									
Boomerang									3102.5	-2872.41		
Silurian							3127	-2874.5			2456.6	-2216.06
El Carmen							fin.3248		3227.5	-2997.39	2705	-2463.38
Pre-Silurian									fin.3571.5		fin.2775.5	

	PRM-X1 drilling report (table)		VBR-X1 drilling report (table)	
	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.
Tariquia			2307	-2075.3
Yecua	3164.5	-2937.9		
Pelaca	3273	-3046.4	2402	-2075.3
Naranjillos	3369	-3142.4	2580	-2348.3
Cajones			0	231.7
Yantata	3419.5	-3192.9	2620	-2388.3
Nivel Chert	3486	-3259.4	2705	-2473.3
Ichoa	3516	-3289.4	2726	-2494.3
Devonian	3866	-3639.4	3100	-2868.3
Ar. Piray				
Limoncito				
Nivel pelitico				
Roboré	4187	-3960.4		
Ar. N1				
Ar. N2				
Ar. Ayacucho				
Ar. N4				
Ar. Piray				
Nivel pelitico	4474	-4247.4		
Ar. Sara				
Silurian	4680	-4453.4	3466.6 *1	-3234.9
Carbonat-Horiz	fin. 5091	fin. -4864.4	fin. 3497	fin. -3265.3
Silur -Pre-Sil.				
El Carmen				
Pre-Silurian				

*1=Ar. Sara

*2=Ar. N1

Formation	CRL-X1		ICH-X1		SIR-X1		URU-X1		YPC-14	
	drilling report (table)		drilling report (table)		drilling report (table)		drilling report (table)		drilling report (table)	
	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.
Tariquia	1155	-927.3								
Yecua	2382	-2154.3	3347	-3120.5	1815	-1580.1	1392	-1152.5	1613	-1366.4
Pelaca	2761.5	-2533.8	3456	-3229.5	2231.3	-1996.3	1633	-1393.5	1900	-1653.4
Naranjillos	2920	-2692.3	3536	-3309.5	2364.5	-2129.6	1674	-1434.5		
Cajones	2938	-2710.3			2382.5	-2147.6	1680.5	-1441	0	246.6
Yantala	3015	-2787.3	3575	-3348.5	2436	-2201.1	1747	-1507.5	2044	-1797.4
Nivel Chert	3072	-2844.3	3618	-3391.5	2508	-2273.1	1818	-1578.5	2148	-1901.4
Ichoa	3092	-2864.3	3644	-3417.5	2524.5	-2289.6	1838.2	-1598.7	2170	-1923.4
Devonian							2231	-1991.5		
Ar. Piray							2233.5	-1994		
Limoncito	3477	-3249.3			2874	-2639.1			2557	-2310.4
Nivel pelitico							2301	-2061.5		
Roboré	3630	-3402.3	3947	-3720.5	3111 *2	-2876.1			2592	-2345.4
Ar. N1									2592	-2345.4
Ar. N2					3179	-2944.1			2639	-2392.4
Ar. Ayacucho					3215	-2980.1			2708	-2461.4
Ar. N4					3273	-3038.1			2812	-2565.4
Ar. Piray									2900	-2653.4
Nivel pelitico									2917	-2670.4
Ar. Sara							2400	-2160.5		
Silurian	3648	-3420.3	4256 *1	-4029.5					2958 *1	-2711.4
Carbonal-Horizon			4263	-4036.5					fin. 3248	-3001.4
Silur.-Pre-Sil.			4308.8	-4082.3						
El Carmen			fin. 4490.5	fin. 4264	3485	-3250.1				
Pre-Silurian	3998.2	-3770.5			fin. 4267.3	fin. -4032.4	2705	-2465.5		*1=Ar. Sara
	fin. 4101	fin. 3873.3					fin. 2775.5	-2536		*2=Ar. N1

Formation	SIR-X1		URU-X1		URU-X1 (Report-Table)		YPC-X14	
	drilling report		drilling report (text)		drilling report (text)		drilling report	
	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.	m. b. surface	m.a.sl.
Chaco	Planchada		Planchada				Planchada	
Tariquia								
Yecua	1957	-1722.12	1399	-1159.14	1399	-1160	1613	-1364.8
Pelaca	2231	-1996.12	1633	-1393.14	1633	-1394	1898.4	-1649.9
Cajones								
Yantala	2425	-2190.12	1743.5	-1503.64	1743.5	-1504.5	2044.2	-1795.4
Nivel Chert			1818	-1578.14	1818	-1579	2148	-1899
Ichoa	2524	-2289.12	1838.2	-1598.34	1838.2	-1599.2	2187	-1937.8
Carbonal-Horizon					2225.5	-1985.5		
Devonian					2231	-1992		
Ar. Nr.1							2591.5	-2340.7
Ar. Nr.2							2638.2	-2423
Falla "A"							2658	-2406.8
Ar. Nr.2							2674.3	-2423
Ar. Ayacucho							2708	-2456.5
Ar. Piray					2233.5	-1994.5	2813.6	-2561.8
Ar. Nr.5							2845.3	-2593.4
Limoncito	2874	-2639.12	2231	-1991.09			2557 *2	-2306.3
Ar. Piray			2233.5	-1993.59				
Nivel pelitico			2282.6	-2042.64	2367	-2128	2917	-2665
Roboré	3111	-2876.12	2400	-2159.74			2958.2 *1	-2706.2
Boomerang	3401	-3166.12						
Ar. Sara					2400	-2161		
Silur					2456.6	-2217.6		
El Carmen	3485	-3250.12	2456.6	-2216.06	fin. 2776.5		3127	-2874.5
Pre-Sara	fin. 4267.25						fin. 3248	
Pre-Silurian			2705	-2463.38				
			fin. 2775.5					

*1=Ar. Sara

*2= higher than Limoncito

Bemerkungen:

Die jeweils erste Zeile enthält den Bohrungsnamen und die Quelle (Text der Bohrberichte oder Tabellen und Abbildungen aus den Berichten). Aus diesen Gründen können einige Bohrungen mehrmals und mit verschiedenen Teufenangaben für Formationen oder Epochen auftreten. Die erste Spalte enthält neben Formationen auch Epochen und Schichtglieder, die nicht konsequent in den Berichten getrennt sind.

In den Tabellen verwendete Abkürzungen und Bezeichnungen (sofern bekannt):

m.b.surface: Meter unter der Geländeoberkante

m.a.sl.: Meter über normal Null

Planchada: etwa "bis zur Bohrplattform"

fin.: Endteufe

Ar.: arenisca = Sandstein

Anhang C

Critical Taper - Berechnungsgrundlage für kohäsive Deckenkeile (aus einer Formelsammlung in Adam, 1996; basierend auf Dahlen und Suppe, 1988; Dahlen, 1984)

Beispieldatensatz für einen kohäsiven Deckenkeil :

Dichte des Meerwassers: $\rho_w := 0 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ Geostatischer Druckkoeffizient (intern): $\lambda := 0.8$
 Dichte des Gesteins: $\rho_{\text{litho}} := 2400 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ Geostatischer Druckkoeffizient (basal): $\lambda_b := 0.8$
 Topographischer Hangneigungswinkel: $\alpha := 0.0 \text{ Grad}$
 Interner Reibungswinkel: $\phi := 40.2 \text{ Grad}$ Interner Reibungskoeffizient: $\mu := \tan(\phi)$ $\mu =$
 Basaler Reibungswinkel: $\phi_b := 31 \text{ Grad}$ Basaler Reibungskoeffizient: $\mu_b := \tan(\phi_b)$ $\mu_b =$
 Lineare Tiefenabhängigkeit der Kohäsion: $K := 2 \cdot \frac{\text{kPa}}{\text{m}}$
 Modifizierter basaler Reibungskoeffizient:

$$\mu'_b := \text{atan} \left[\mu_b \cdot \left(\frac{1 - \lambda_b}{1 - \lambda} \right) \right] \quad \phi'_b := \text{atan}(\mu'_b) \quad \mu'_b := \tan(\phi'_b) \quad \mu'_b =$$

Der **Critical Taper eines kohäsiven (allgemeinen) Deckenkeils** wird beschrieben durch:

$$[4a] \quad \alpha' := \text{atan} \left[\frac{\left[\left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_{\text{litho}}} \right) \cdot \sin(\alpha) \right]}{(1 - \lambda) \cdot \cos(\alpha) + \left(\frac{K}{\rho_{\text{litho}} \cdot g \cdot \mu} \right)} \right] \quad \alpha' = \text{Grad} \quad \text{Hilfsvariable}$$

$$[4] \quad \psi_0 := \frac{1}{2} \cdot \text{asin} \left[\left(1 + \frac{1}{\mu^2} \right)^{\frac{1}{2}} \cdot \sin(\alpha') \right] - \frac{1}{2} \cdot \alpha' \quad \psi_0 = \text{Grad} \quad \text{Winkel zwischen der max. Hauptspannungsrichtung und der Deckenkeiloberfläche (siehe Abb. 5-11)}$$

$$[5a] \quad \mu'_b := \text{atan} \left[\frac{\left(\frac{1 - \lambda_b}{1 - \lambda} \right) \cdot \mu_b}{\left(\frac{1 - \lambda_b}{1 - \lambda} \right) \cdot \mu_b} \right] \quad \mu'_b = \quad \text{Modifizierter basaler Reibungskoeffizient}$$

$$[5b] \quad R_{K\lambda} := \frac{\left[\left(\frac{K}{\rho_{\text{litho}} \cdot g \cdot \mu} \right) \cdot \cos(2 \cdot \psi_0) + (1 - \lambda) \cdot \left(1 + \frac{1}{\mu^2} \right)^{\frac{1}{2}} \cdot \cos(\alpha) \right]}{\left(\frac{K}{\rho_{\text{litho}} \cdot g \cdot \mu} \right) + (1 - \lambda) \cdot \cos(\alpha)} \quad \text{Hilfsvariable}$$

$$[5] \quad \psi_b := \frac{1}{2} \cdot \text{asin} \left[R_{K\lambda} \cdot \left(1 + \frac{1}{\mu'^2_b} \right)^{\frac{1}{2}} \right] - \left(\frac{1}{2} \cdot \text{atan}(\mu'_b) \right) \quad \psi_b = \text{Grad} \quad \text{Winkel zwischen der max. Hauptspannungsrichtung und der Deckenkeilbasis (siehe Abb. 5-11)}$$

$$[1a] \quad \beta := (\psi_b - \psi_0) - \alpha \quad \beta = \text{Grad} \quad \text{Einfallen des basalen Abscherhorizontes des kritischen Deckenkeils (siehe Abb. 5-11)}$$

$$\alpha + \beta = \text{Grad}$$

Critical Taper
(kritische Deckenkeilform)

Anhang D

Extraktion und Analyse des Gewässernetzes aus Satellitenbildern

Folgende Arbeitsschritte werden zur Extraktion und Analyse des Gewässernetzes aus den Satellitenbildern vorgenommen:

- Die Satellitenbilder werden über insgesamt 32 Passpunkten aus der TCP und der 1 : 250 000 Karte SE 20-6 entzerrt. Nach der Georeferenzierung liegen die Daten in UTM Zone 20 S, WGS 1984 vor (Bezugsmeridian 63°W).
- Für die Interpretation werden 3 Plots des Arbeitsgebiets im Maßstab 1 : 200 000 angefertigt. Die Plots sind eine Farbkombination der Kanäle 7 4 2 (R G B). Im Gegensatz zu der häufig verwendeten 7 4 3 Mischung betont die 7 4 2 Kombination etwas mehr den langwelligen Bereich des Farbspektrums, der von Wasser angesprochen wird.
- Das auf den Satellitenbildern interpretierte Entwässerungsnetz wird in ARC/INFO digitalisiert. Dabei werden entsprechend der Strahlerzahl ID-Nummern vergeben (Strahler, 1952), um bei Bedarf eine Analyse mit Wichtung der Flüsse nach ihrer Stellung im Darainagesystem zu ermöglichen.
- Das z.T. stark mäandrierende Gewässernetz wird zur besseren Analyse in ARC/INFO mit dem *generalize*-Befehl vereinfacht. Dem Befehl liegt der Douglas-Peucker Algorithmus zu Grunde (Douglas und Peucker, 1973). Generalisiert wurde mit Schwellenwerten von 100, 200 und 500 m sowie 1000 m.
- Über das ARC/INFO-Modul *cogo* wurde für jedes Flussegment das Streichen in Fließrichtung berechnet. Das Streichen wird in Grad angegeben, im Uhrzeigersinn und mit 0° im N beginnend.
- Zur statistischen Auswertung der Richtungsinformationen wurde das Arbeitsgebiet in Quadranten mit jeweils 10, 20 und 50 km Kantenlänge eingeteilt. Die Länge und Ausrichtung jedes Flussegments eines Quadranten wird anschließend über das ARC/INFO-Modul *tables* als ASCII-Text exportiert.
- Für eine Längenwichtung werden die Richtungsdaten mit einem *Script* entsprechend ihrer Länge in der ASCII Datei vervielfältigt.
- Mit dem Computerprogramm *rose* (Ratschbacher et al., 1994) werden die Segmentrichtungen der einzelnen Quadranten in einer Richtungsrose dargestellt. Mit einem Grafikprogramm werden die Richtungsrosen in der Kartenposition der entsprechenden Quadranten dargestellt (Abb. AD-1, AD-2) und können mit den Satellitenbildern interpretiert werden (Abb. AD-3).

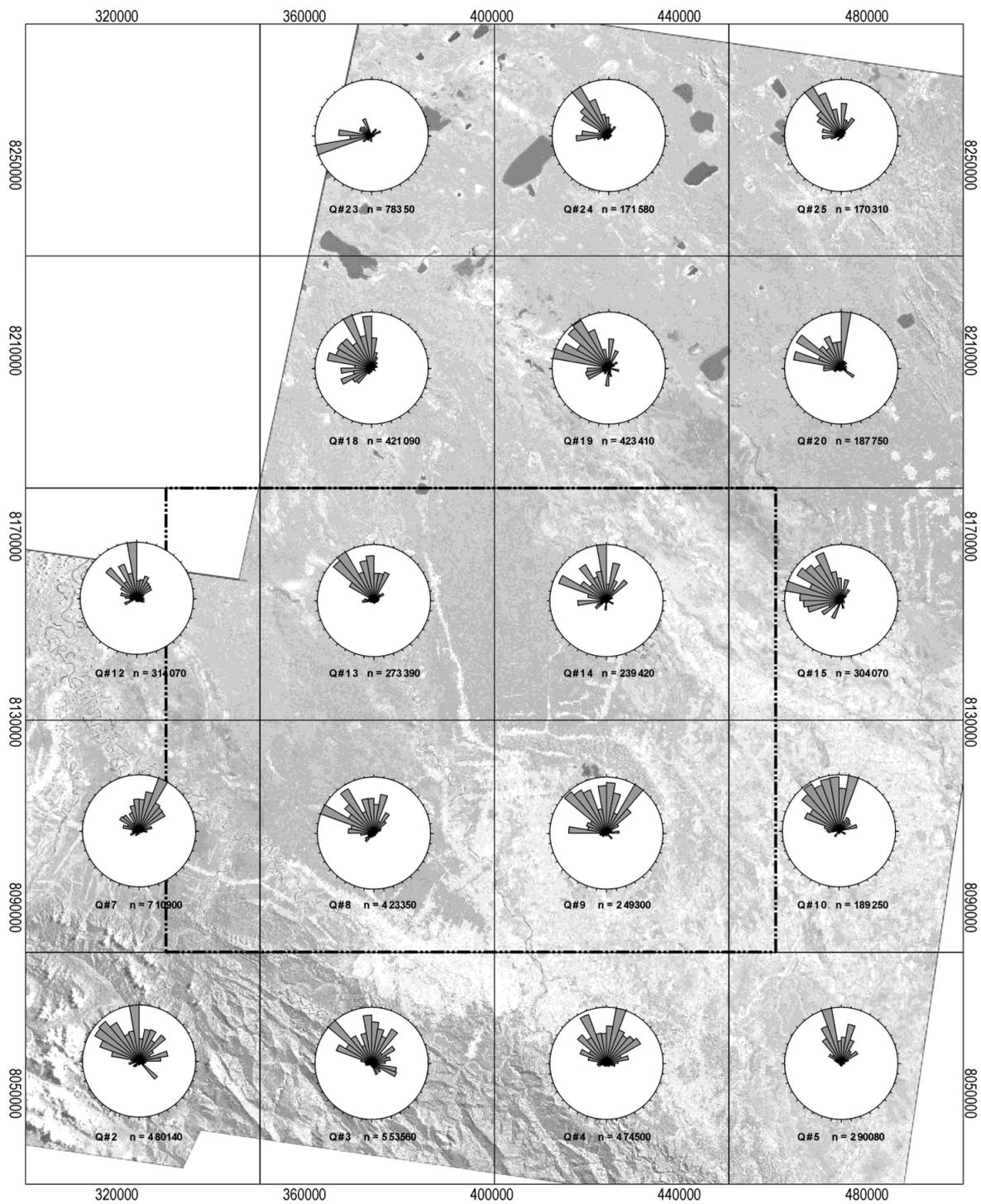


Abb. AD-1 Analyse des Drainagesystems (ohne Seen) in einem 50*50 km Gitter. In den Richtungsrosen sind Flusselemente längengewichtet dargestellt. n repräsentiert die Gesamtlänge in m der Flüsse in dem entsprechenden Quadranten. Koordinaten sind UTM Zone 20 S. Gestricheltes Rechteck repräsentiert den Kartenumriss von Abb. 3-1

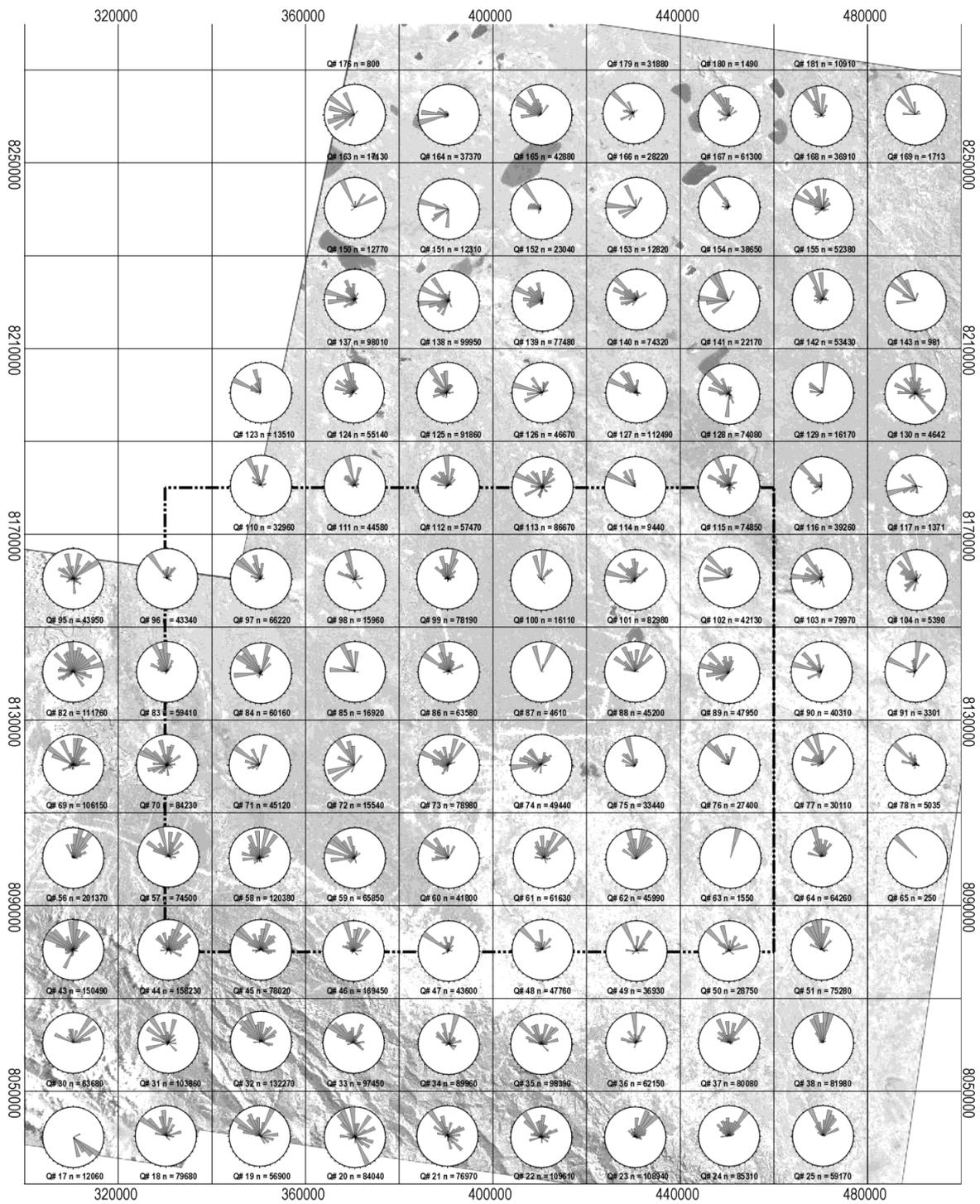


Abb. AD-2 Analyse des Drainagesystems (ohne Seen) in einem 20*20 km Gitter. In den Richtungsrosen sind Flusssegmente längengewichtet dargestellt. n repräsentiert die Gesamtlänge der Flüsse [m] in dem entsprechenden Quadranten. Koordinaten sind UTM Zone 20 S. Gestricheltes Rechteck repräsentiert den Kartenumriss von Abb. 3-1.

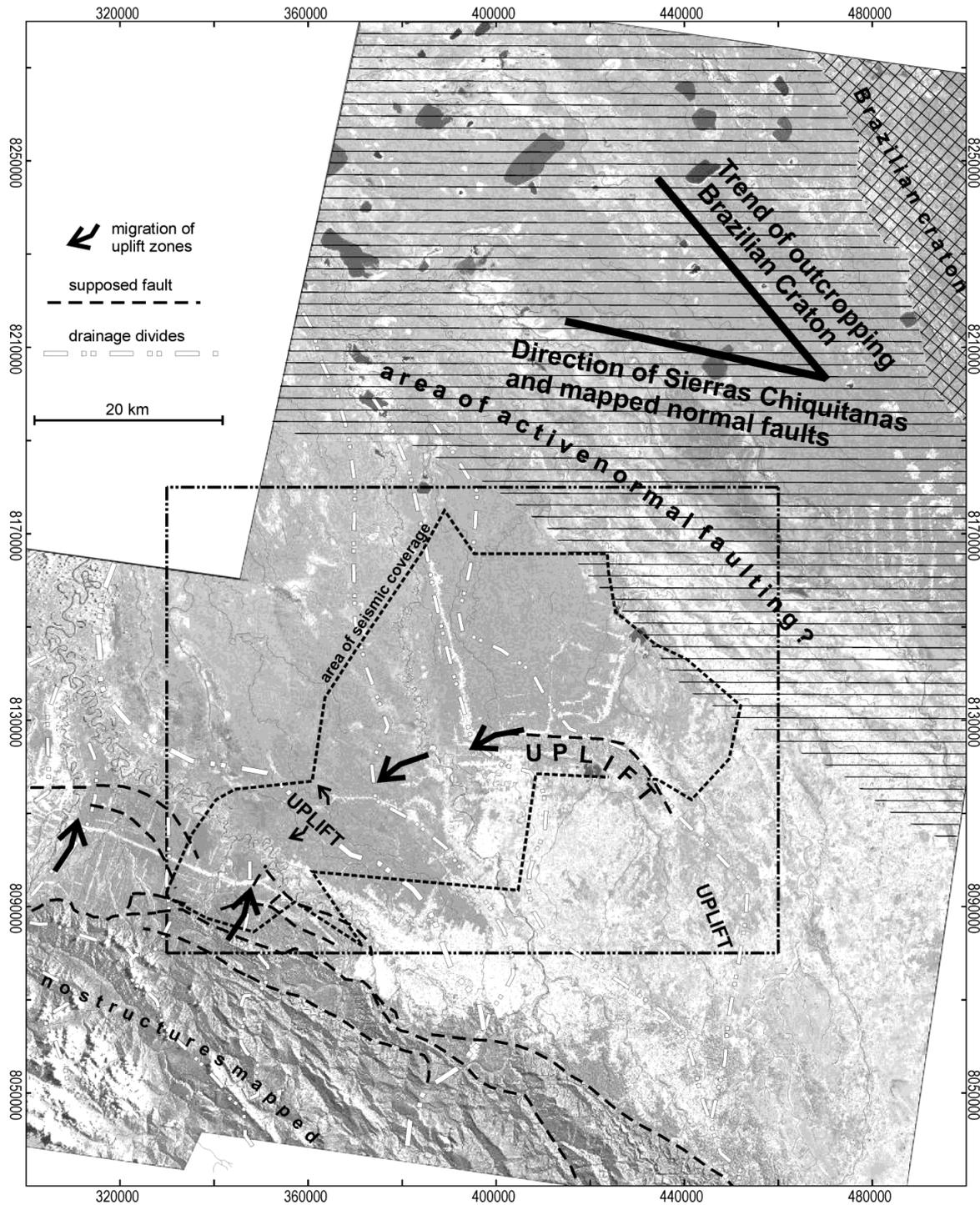


Abb. AD-3 Morphotektonische Interpretation des Andenvorlandes zwischen $15^{\circ}30'S$ bis $17^{\circ}45'S$. Die Interpretation basiert auf der statistischen Auswertung des Drainagesystems und visueller Interpretation der Satellitenbilder. Koordinaten sind UTM Zone 20 S. Gestricheltes Rechteck repräsentiert den Kartenumriss von Abb. 3-1.

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 2-1 Topographie und Struktur der Zentralen Anden: A) Digitales Höhenmodell (USGS GTOPO30) als Reliefdarstellung. SB: Santa Cruz Bend, CB: Chapare Bend, Symmetrieachse nach Gephart (1994), s.l.: Meeresspiegel; B) Strukturelle und morphotektonische Gliederung im Bereich der Zentralen Anden. 1: Küstenkordillere, Längstal und Präkordillere, 2: Westkordillere, 3: Altiplano und Puna, 4: Ostkordillere, 5: Subandine Ketten, 6: Chaco Becken, 7: Brasilianischer/Guaporé Kraton (kompiliert nach verschiedenen Autoren). 12
- Abb. 2-2 Lithosphärenprofil durch die Zentralen Anden bei 21°S basierend auf der integrierten Interpretation geophysikalischer und geologischer Ergebnisse (nach Patzwahl et al., 1999; bearbeitet durch ANCORP-SFB267-Research-Group, 2000; Lage des Schnittes in Abb. 2-1). 13
- Abb. 2-3 A) Perspektivischer Blick auf die strukturellen Stufen im östlichen backarc der Zentralen Anden (aus Kley, 1999). B) Die Strukturstufen stellen das Ergebnis sich überlagernder Grundgebirgs-Hauptaufschiebungen dar (aus Kley, 1999). 14
- Abb. 2-4 a) Retrodeforimierte, bilanzierte Karte der Zentralen Anden und b) heutiger, deformierter Zustand mit entsprechenden Verschiebungsvektoren der betrachteten Blöcke (nach Kley, 1999). 17
- Abb. 2-5 A) Kinematik: Bewegungsvektoren, die mit dem Global Positioning System in Bezug auf die stabile Südamerikanische Platte bestimmt wurden (Norabuena et al., 1998), sowie der NUVEL-1A Vektor (DeMets et al., 1994). B) Spannung: Richtung der maximalen horizontalen Hauptspannung im Bereich der Zentralen Anden; Spannungsregime NF = Abschiebungen, SS = Seitenverschiebungen, TF = Überschiebungen, U = unbestimmt (Daten und Legende modifiziert nach Mueller et al., 1997); C) Seismizität: Epizentren von Erdbeben bis 50 km Tiefe aus dem USGS/NEIC (PDE) Erdbebenkatalog (USGS, 2001); D) Klima: Jährliche Niederschläge (Willmott and Weber, 1998) als Hinweis auf klimatologische Einflüsse auf Deformationsprozesse. 18
- Abb. 2-6 a) Strukturelle Gliederung des Grundgebirges östlich der Zentralen Anden (modifiziert nach Litherland et al., 1989). b) Strukturelle und paläogeographische Elemente im Vorlandbecken der Zentralen Anden (modifiziert nach Welsink et al., 1995). 20
- Abb. 2-7 Schematische Abbildung zur Illustration des Zusammenhangs zwischen effektiver elastischer Plattendicke (T_e) und dem Deformationsmodus im östlichen backarc der Zentralen Anden (nach Watts et al., 1995). 22
- Abb. 2-8 Von Welsink et al. (1995) vorgeschlagenes Modell zur Erklärung der Faltengeometrien im Bereich der Boomerang Hills Region durch passives Falten der abgescherten Sedimente über Stufen im Abscherhorizont. a) Ausgangssituation, b) mit dem Programm „Thrust Belt“ vorwärtsmodellerte Faltung (modifiziert nach Welsink et al., 1995), c) die graue Fläche repräsentiert die im Vorwärtsmodell (a, b) theoretisch erzeugte, aber nicht berücksichtigte horizontale Exzessfläche, die auf eine nicht vorhandene fixierte Referenzlinie zurückzuführen ist. Die theoretisch erzeugte vertikale Exzessfläche ist nicht dargestellt. 23
- Abb. 2-9 Stratigraphisches Profil kompiliert und angepasst nach Angaben von ANDINA S.A., Suárez-Soruco (1996, 2000) und eigenen Beobachtungen. Die Mächtigkeitsangaben stammen aus Bohrprotokollen von Andina S.A.. Die Mächtigkeitsangabe der Oberen Chaco Gruppe/Formation enthält die Mächtigkeit der Tariquia Formation, welche in Bohrprotokollen nicht differenziert wird. Carb. = Karbon; Cret. = Kreide; Olig. = Oligozän; U. = Obere(s); M. = Mittlere(s); L. = Untere(s). 24
- Abb. 2-10 Reflexionsseismisches Profil (oben, zeitmigriert und tiefenkonvertiert) und Interpretation (unten) zur Veranschaulichung der Abbildungseigenschaften der kartierten Gruppen und Formationen (Teilbereich von Linie 3482-26, Lage siehe Abb. 3-1). Die Bohrung URU-X1 ist ca. 3 km projiziert und auf ca. 240 m NN höhenkorrigiert. 1: Obere Chaco Gruppe und Tariquia Formation, 2: Yecua und Petaca Formationen, 3: Yantata und Ichoa Formationen, 4: Devon, undifferenziert, 5: Silur, undifferenziert; Carb. = Karbon, undifferenziert. 27

- Abb. 3-1 Karte des Arbeitsgebietes im Vorland der Anden nordwestlich von Santa Cruz, Bolivien. Die Positionen der von ANDINA S.A. zur Verfügung gestellten Datensätze sind dargestellt. 30
- Abb. 3-2 Geschwindigkeitsmodell für Tiefenkonvertierung. a) Position der seismischen Profile für die Intervallgeschwindigkeiten vorliegen (dicke Linien) und der vier verwendeten synthetischen Bohrlochseismogramme (Punkte). b) Perspektivische Ansicht des Geschwindigkeitsmodells mit ausgewählten Schnitten. Die Unterteilung in Deck- und Grundgebirge ist besonders gut im Norden des Modells anhand eines deutlichen Geschwindigkeitssprunges erkennbar. c) Beispielschnitt in N-S Richtung. Sowohl b) als auch c) sind zur Veranschaulichung mit einer diskontinuierlichen Grautonskala dargestellt (500 m/s Intervalle); die Werte im Modell sind tatsächlich kontinuierlich. 33
- Abb. 3-3 Beispiel eines tiefenkonvertierten seismischen Profils (Teilbereich von Linie 3492-30, Lage in Abb. 3-1). Die Qualität der Konversion kann mit der stratigraphischen Information der Bohrung PTJ-X1 kontrolliert werden (a: Tertiär, Obere Chaco Gruppe inkl. Tariquia Formation (Fm.); b: Tertiär, Yecua Fm.; c: Tertiär, Petaca Fm.; d: Kreide, Yantata Fm.; e: Kreide, Ichoa Fm.; f: Devon, nicht differenziert). 34
- Tab. 3-1 Größenabschätzung von vertikaler und horizontaler Auflösung für reflexionsseismische Profile im Arbeitsgebiet. Die tuning thickness entspricht etwa der vertikalen Auflösung. Die Fresnel Zone gibt die horizontale Auflösung für unmigrierte Sektionen. Migrierte Sektionen haben in der Regel deutlich bessere Auflösungen. Es wurden die Dauer von durchschnittlichen, hochfrequenten Reflexionen in verschiedenen Profilen gemessen. Die Geschwindigkeiten entstammen den Tabellen der Geschwindigkeitsanalyse und dem interpolierten Geschwindigkeitsmodell (Abschnitt 3.2.1). 35
- Abb. 4-1 Zusammengesetztes seismisches Profil (oben, zeitmigriert und tiefenkonvertiert) und Interpretation (unten), welches die Struktur von der Spitze der Subandinen Zone bis ins Andenvorland zeigt (siehe Abb. 4-2, bzw. 4-9 für Position). Das Profil basiert auf Teilen der Linien 3532-30, 3514-30 und 3512-31p (siehe Abb. 3-1). 38
- Abb. 4-2 Karte des Arbeitsgebietes mit den im Text besprochenen Profilen und Strukturdomänen (graue Störungen im Hintergrund aus Karte 4-5 dienen der Orientierung). 39
- Abb. 4-3 Trends markanter Reflektoren im präkambrischen Grundgebirge in der Boomerang Hills Region. Die Trends der Reflektoren in der Karte basieren auf der Interpretation deutlicher Reflektoren im kristallinen Grundgebirge. Die grauen Störungen im Hintergrund aus Karte 4-5 dienen der Orientierung. 40
- Abb. 4-4 Stark überhöhtes seismisches Profil (Linie 708p3-35, links) und Interpretation (rechts) der Struktur des Vorlandbeckens und seines Grundgebirges nordwestlich Santa Cruz (siehe Abb. 4-2 für Position). VE ca. 7.5 bei 1.7 s TWT. VE ca. 4.5 bei 3 s TWT. 40
- Abb. 4-5 Strukturkarte der Tertiärbasis mit Fläche der Tertiärbasis, basierend auf den Interpretationen reflexionsseismischer Profile. Die Karte zeigt den Übergang vom Falten- und Überschiebungsgürtel der Subandinen Zone zum Andenvorland nordwestlich von Santa Cruz, Bolivien. Der südliche Teil der Karte zeigt Strukturen der konvergenten andinen Deformation mit der jungen, sich entwickelnden Boomerang Hills Überschiebungseinheit. Die im Text verwendeten Strukturdomänen sind in dem Karteneinsatz verzeichnet. 41
- Abb. 4-6 Reflexionsseismisches Profil (links, Ausschnitt des Profils in Abb. 4-1) und Interpretation (rechts) zur Verdeutlichung der syntektonischen Sedimentation in Zusammenhang mit tertiären Grundgebirgsbewegungen im Vorland der Zentralen Anden bei 17° S zwischen 64-64.5°W. Überhöhung ca. 1.7 bei 2 s TWT. 42
- Abb. 4-7 Reflexionsseismisches Profil (links, Ausschnitt aus Abb. 4-4) und Interpretation (rechts) zur Verdeutlichung der syntektonischen Sedimentation an tertiären Abschiebungen im Vorland der Zentralen Anden zwischen 16.5° und 17° S. Überhöhung ca. 1.8 bei 1.7 s TWT. 43

- Abb. 4-8 Interpretation der morphotektonischen Analyse für das südöstliche Beni-Becken. Im Andenvorland zwischen Boomerang Hills und Brasilianischem Kraton deutet die Ausrichtung von Flussegmenten und Seen auf rezent aktive Abschiebungen hin. Koordinaten sind UTM Zone 20 S. Schwarze, punktgestrichelte Linie repräsentiert nördlichen Kartenumriss von Abb. 3-1. 44
- Abb. 4-9 Morphotektonische Interpretation eines zusammengesetzten Satellitenbildes (Landsat TM, siehe Abschnitte 3.1.4, 3.2.3). Die Positionen von Profilen aus Abschnitt 4.3 sind markiert als a: Abb. 4-1, b: Abb. 4-11, c: Abb. 4-13, d: Abb. 4-14, e: Abb. 4-15 und f: Abb. 4-10. 45
- Abb. 4-10 Seismische Sektion durch die Boomerang Hills (oben, zeitmigriert und tiefenkonvertiert, Teilbereich der Linie 709-31p) und Interpretation (unten). Das Profil zeigt eine Überschiebung mit assoziiertem Sattel, welcher an der Oberfläche morphologisch die Boomerang Hills bildet. 47
- Abb. 4-11 Reflexionsseismisches Profil (links, zeitmigriert und tiefenkonvertiert, Teilbereich der Linie 1052-22) und Interpretation (rechts), die das Transferstörungssystem am westlichen Ende der Boomerang Hills Überschiebungseinheit zeigt (Profil zweifach überhöht, Lage in Abb. 4-2, 4-9). 48
- Abb. 4-12 Strukturkarte der Tertiärbasis (siehe Abb. 4-5) über der Oberflächenkarte des Grundgebirges. Die Karte verdeutlicht die Zusammenhänge zwischen Grundgebirgsmorphologie und der andinen Deformation im Bereich der jungen, sich entwickelnden Überschiebungseinheit. Die im Text besprochenen Strukturdomänen sind im Karteneinsatz verzeichnet. 49
- Abb. 4-13 Reflexionsseismisches Profil (links, zeitmigriert und tiefenkonvertiert, Teilbereich der Linie 3522-30) und Interpretation (rechts), welches eine Reihe vermuteter Störungsspuren eines Blattverschiebungssystems im Westen der Boomerang Hills Überschiebungseinheit zeigt, das mit dem regionalen Abscherhorizont in Verbindung steht (Profil zweifach überhöht, Lage in Abb. 4-2, 4-9). 50
- Abb. 4-14 Reflexionsseismisches Profil (oben, zeitmigriert und tiefenkonvertiert, Teilbereich der Linie 6300-31) und Interpretation (rechts, Lage in Abb. 4-2, 4-9). Das Profil zeigt die Faltung über einer Zweigstörung vom Abscherhorizont sowie mehrerer vermutete Störungsspuren eines Blattverschiebungssystems an der nordwestlichen Begrenzung der Boomerang Hills Überschiebungseinheit. 51
- Abb. 4-15 Reflexionsseismisches Profil (links, zeitmigriert und tiefenkonvertiert) und Interpretation (rechts), die ein Blattverschiebungssystem an der lateralen Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit zeigt (Profil zweifach überhöht, Lage in Abb. 4-2, 4-9). 52
- Abb. 4-16 (vorherige Seiten) Eine W-E Abfolge reflexionsseismischer Profile aus dem 3-D Datensatz (linke Seite) und entsprechende Interpretationen (rechte Seite; Lage des 3-D Datensatzes in Abb. 3-1 und der Profile in Abb. 4-17, 4-18). Die Profile zeigen die räumliche Struktur eines konvergenten Blattverschiebungssystems im Deckgebirge an der lateralen Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit. Die Überhöhung im Deckgebirge beträgt bei 2 s TWT etwa 1.8. 56
- Abb. 4-17 Zeitscheibe bei 2.7 s TWT aus dem 3-D reflexionsseismischen Datensatz (entspricht etwa 3.9-4.6 km Tiefe; oben ohne, unten mit Teilinterpretation und der Lage der Profile aus Abb. 4-16). Die Interpretation beschränkt sich hier auf den westlichen, im Text behandelten Bereich des Datensatzes. Es zeigen sich Zusammenhänge der kartierten Störungen aus Abb. 4-16 und der im Reflexionsmuster angedeuteten Grundgebirgsmorphologie. 56
- Abb. 4-18 Interpolierte Strukturkarte und Grundgebirgsoberfläche aus der Interpretation des 3-D seismischen Datensatzes; die bezeichneten Profillinien beziehen sich auf Abb. 4-16. 57
- Abb. 5-1 Geometrische Analyse des Falten-Störungssystems an der frontalen Spitze der Boomerang Hills Überschiebungseinheit (aus Abb. 4-10) zur Bestimmung der Abscherhorizonttiefe und des Versatzes. Der Schnittpunkt der Regressionsgraden mit der Abszisse ergibt die Tiefe zum Abscherhorizont (-215 m unter dem Referenzhorizont). Die Steigung entspricht dem Versatz auf dem Abscherhorizont (1390 m; Methode nach Epard und Groshong, 1993) 61

- Abb. 5-2 Linienlängenbilanzierung der ersten 28 km des Profils aus Abb. 4-1. Oben, deformiertes Profil, unten restauriertes Profil. Die Abwicklung zeigt einen kleinen Fehler, der auf nicht ebene Deformation oder auf nicht aufgelöste Strukturen zurückzuführen ist. 63
- Abb. 5-3 a) gOcad Ansicht der klassifizierten Störungen, hier vereinfacht in zwei Klassen. b) Beispiel von konstruierten Störungsflächen seismischen Profilen, vgl. Abb.4-15. c) Aus Interpretationen von reflexionsseismischen Profilen konstruiertes Strukturmodell aus Horizonten und Störungen. Oberer Horizont: Tertiärbasis, konturierte Fläche darunter: Grundgebirgsoberfläche, Konturen sind in m unter NN. 64
- Abb. 5-4 Strukturkarte der Tertiärbasis (siehe Abb. 4-5) über einer Grundgebirgsmorphologiedarstellung (dünne graue Linien). Für diese Darstellung wurden die Konturen der Graustufendarstellung von Abb. 4-12 mit Hilfe eines Matrixfilters hervorgehoben. Es zeigt sich das Zusammenfallen der Deformationsfront der sich entwickelnden Überschiebungseinheit mit markanten Stufen in der Grundgebirgsmorphologie. 66
- Abb. 5-5 Blockbild mit vereinfachten Strukturen zur Verdeutlichung der Verformungsaufteilung an der Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit. 67
- Abb. 5-6 Konzept der Restaurierung verfalteter Flächen. a) Entfaltbare und nicht entfaltbare Flächen; b) Schemaskizze des „finiten“ Element-Ansatzes des UNFOLD Programms (Gratier und Guillier, 1993; Gratier et al., 1991). Die Dreiecke sind entsprechend der Reihenfolge, in der sie aneinandergesetzt werden, nummeriert; c) Das Entfalten eines Horizontes aus verschiedenen Störungsblöcken oder Homogenbereichen erlaubt die Konstruktion des finiten Partikelverschiebungsfeldes. 68
- Abb. 5-7 a) Prinzip der Konstruktion des finiten Partikelverschiebungsfeldes (*particle displacement field* = PDF) aus den Stützpunkten einer deformierten Fläche und der mit UNFOLD entfalteten Fläche. b) Anwendung des Prinzips auf eine wellenförmige Fläche. Zur besseren Veranschaulichung sind nur einige der Vektoren zwischen verfalteter und entfalteter Fläche dargestellt. 69
- Abb. 5-8 A: Eingangsdaten für die Konstruktion der Basisfläche des Tertiärs in gOcad (schräge Ansicht). B: Kartenansicht der interpolierten und tiefenkonvertierten Tertiärbasis mit dem Bereich der Überschiebungseinheit, der zur Flächenrestauration genutzt wird. C: Schräge Ansicht der Tertiärbasis, VE = 2. 70
- Abb. 5-9 Faltungsbezogene Partikelpfade in der jungen, sich entwickelnden Boomerang Hills Überschiebungseinheit. Das Verschiebungsfeld basiert auf der Retrodeformation der verfalteten Tertiärbasis mit der UNFOLD Methode (Gratier et al. 1991) und einem darauf aufbauenden erweiterten Ansatz. Die Zahlen 1-4 kennzeichnen Punkte, die im Text besprochen werden. 71
- Abb. 5-10 Schematisches Partikelverschiebungsfeld der Boomerang Hills Überschiebungseinheit auf Basis der Restauration der faltungsbezogenen Partikelpfade und der geologischen Interpretation. Die unterschiedliche Lokalisierung der Deformation führt zu einer linkslateralen Scherung in der Überschiebungseinheit. Die Zahlen 1-5 kennzeichnen Punkte, die im Text besprochen werden. 73
- Abb. 5-11 Schematisches Profil durch einen submarinen Deckenkeil zur Veranschaulichung der geometrischen Größen zur Berechnung von kritischen Keilmodellen. Die Parameter sind im Text erläutert. Rechts: In Grau dargestellt ist der Bereich der effektiven Spannung, verursacht durch einen Porenfluiddruckgradienten, der über dem hydrostatischen Gradienten liegt (modifiziert nach Dahlen und Suppe, 1988). 74
- Tab. 5-1 Eingangsparameter für die Berechnung des basalen Einfallswinkel β_{crit} für Modellkeile. Die Werte der einzelnen Parameter sind so gewählt, dass sie wahrscheinliche Eigenschaften des Deckgebirges in der Boomerang Hills Region widerspiegeln und basieren auf eigenen Berechnungen sowie Beispielen und empirisch ermittelten Kenngrößen für andere Falten- und Überschiebungsgürtel (z.B. Roeder, 1992; Adam 1996) und Abschätzungen aus der Boomerang Hills Region. 76

- Tab. 5-2 Für verschiedene Eingangsparameter berechnete Einfallswinkel der Deckenkeilbasis bcrit, die für die kritische Keilform erforderlich ist. Die unterstrichenen Werte werden als am plausibelsten für die Boomerang Hills Region angesehen. 77
- Abb. 5-12 Einfallen der Sedimentkeilbasis in der westlichen Boomerang Hills Region anhand des zusammengesetzten Profils aus Abb. 4-1. 78
- Abb. 6-1 Zwei alternative Modelle für Extension, die durch Lithosphärenflexur in Vortiefen von Kollisionsorogenen verursacht wird (aus Bradley und Kidd, 1991). 79
- Abb. 6-2 Eine theoretische Möglichkeit zur Generierung von aufschiebenden Relativbewegungen in der Kruste eines Vorlandbeckens. Die durch die Biegung verursachte Dehnung in der oberen Kruste wird aufgrund der Vorgabe eines Schwächehorizontes hauptsächlich durch antithetische Abschiebungen kompensiert. Die rotationale Bewegung der Abschiebungsblöcke führt zu lokalen aufschiebenden Bewegungen. 81
- Abb. 6-3 Zwei theoretische Entwicklungssequenzen des Vorlandbeckens, welche zu räumlichen Problemen auf der konvexen Innenseite der Vorlandbeckenschwelle führen können. a) Die ungleichmäßige Belastung der subduzierten Lithosphäre aufgrund einer lateral variierenden Orogenentwicklung führt zu einer zunehmenden Biegung der Vorlandbeckenschwelle von Zeitpunkt T1 zu T2. b) alternatives Modell zu a. Lateral variierende Lithosphärensteifigkeiten führen zu schnellerer Propagation der Vorlandbeckenschwelle in Bereichen hoher Festigkeiten und damit zu einer Krümmung des Schwelle um eine vertikale Achse (T_e = effektive Lithosphärensteifigkeit). 81
- Abb. 6-4 Vereinfachte Skizze zur Erläuterung der Verformungsaufteilung am rückwärtigen Ende und an der Deformationsfront der Boomerang Hills Überschiebungseinheit. 84
- Abb. 6-5 Skizze zur Verdeutlichung der räumlichen Probleme des Materialtransfers bei frontaler Akkretion in gebogenen Falten- und Überschiebungsgürteln. A) Initiales Stadium der Bildung neuer Überschiebungseinheiten. Die neuen Überschiebungen brechen parallel zu den bereits akkretierten Körpern (dunkelgrau). B) Theoretisch resultierende Form der neuen Deformationsfront. 84
- Abb. 6-6 Strukturelles Muster nahe der Deformationsfront an der Ostseite der Bolivianischen Oroklina (nach eigener Interpretation, ergänzt durch Karten von Suárez-Soruco, 1999; YPFB und Sergeomin, 1996, Sheffels, 1988). 85
- Abb. 6-7 Geologische Karte der östlichen zentralen Anden im Bereich des Andenknickes (Basierend auf einer vereinfachten Version der geologischen Karte von Bolivien nach YPFB und Sergeomin, 1996). Die Zahlen 1-5 kennzeichnen Punkte, die im Text besprochen werden. 88
- Abb. 6-8 Bilanziertes Profil mit Abwicklung in 2 Inkrementen zur Veranschaulichung, wie strukturell nicht erhaltene Verkürzungsbeträge mittels einer Dreieckszone (erstes Inkrement) im Falten- und Überschiebungsgürtel südlich des Santa Cruz Bogens erklärt werden könnten (aus Kley, 1999). Lage des Profils in Abb. 6-7. 89
- Abb. 6-9 Schematische Sequenz, die den Übergang von frontaler zu (zyklischer?) basaler Akkretion in einem Überschiebungскеil darstellt. Das veränderte Akkretionsverhalten wird durch den Übergang von einer geringen zu einer hoch reibenden Keilbasis verursacht. 90
- Abb. 6-10 Transpressionsexperimente mit Analogmaterialien (Schreurs und Colleta, 1998). a) Parallele Profile und Kartenskizze eines Versuches mit geringem Verhältnis von Verkürzungs- zu Scherungsrate. R1 : dextrale synthetische Störung, R1': antithetische Störung, X: „scissor fault“. b) Parallele Profile und Kartenskizze eines Versuches mit etwa doppelt so hohem Verhältnis von Verkürzungs- zu Scherungsrate wie in a. Q: gering einfallende Aufschiebung (alle Abbildungen modifiziert nach Schreurs und Colleta, 1998). 94

- Abb. 6-11 Ergebnis eines Versuches mit Analogmaterialien zur Untersuchung der Entwicklung eines Transferbereiches in Überschiebungskeilen mit teilweise angewinkelter Rückwand in Bezug auf die Einengungsrichtung (Calassou et al. 1993). a) Aufsichtsskizze des Experimentes mit Geometrie der Rückwand. b) Schräge Ansicht des finalen Versuchsstadiums. c) Skizze des Überlappungsbereiches von Überschiebungen. d) Profil durch den orthogonal akkretierten Keil, Profillage in b. e) Profil durch den schräg akkretierten Keil, Profillage in b (alle Abbildungen modifiziert nach Calassou et al. 1993). 97
- Abb. 6-12 Pleistozäne und heutige Strukturkarte eines Abschnitts der rezenten Deformationsfront in West Taiwan zur Erläuterung der Entstehung einer Transferzone über einer schrägen Rampe (modifiziert nach Mouthereau et al., 1999). 99
- Abb. 6-13 Drei Profile über die Deformationsfront in West Taiwan. Signatur (von oben nach unten): grau = Pleistozän, weiss = Pliozän, dunkelgrau = Miozän, gepunktet: prämiozäne Sedimente. Die Einsatzskizze zeigt die Lage der Profile (Abbildung aus Mouthereau et al., 1999). 100
- Abb. 6-14 A) Strukturskizze der Karpaten B, C) Zwei Profile unterschiedlicher Orientierung aus den Externiden der südlichen Ostkarpaten (Lage der Profile in A, alle Abbildungen modifiziert nach Matenco und Bertotti, 2000). 101
- Abb. AD-1 Analyse des Drainagesystems (ohne Seen) in einem 50*50 km Gitter. In den Richtungsrosen sind Flusselemente längengewichtet dargestellt. n repräsentiert die Gesamtlänge in m der Flüsse in dem entsprechenden Quadranten. Koordinaten sind UTM Zone 20 S. Gestricheltes Rechteck repräsentiert den Kartenumriss von Abb. 3-1 110
- Abb. AD-2 Analyse des Drainagesystems (ohne Seen) in einem 20*20 km Gitter. In den Richtungsrosen sind Flusselemente längengewichtet dargestellt. n repräsentiert die Gesamtlänge der Flüsse [m] in dem entsprechenden Quadranten. Koordinaten sind UTM Zone 20 S. Gestricheltes Rechteck repräsentiert den Kartenumriss von Abb. 3-1. 111
- Abb. AD-3 Morphotektonische Interpretation des Andenvorlandes zwischen 15°30'S bis 17°45'S. Die Interpretation basiert auf der statistischen Auswertung des Drainagesystems und visueller Interpretation der Satellitenbilder. Koordinaten sind UTM Zone 20 S. Gestricheltes Rechteck repräsentiert den Kartenumriss von Abb. 3-1. 112

Literaturverzeichnis

- ADAM, J., 1996. Kinematik und Dynamik des neogenen Falten- und Deckengürtels in Sizilien. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, A 185. Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin, Berlin, 171 pp.
- ALLMENDINGER, R.W., JORDAN, T.E., KAY, S.M., ISACKS, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25: 139-174.
- ALMEIDA DE, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES DE, B.B., 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim IG - Instituto de Geociencias da Universidade de Sao Paulo*, 7: 45-80.
- ANCORP-SFB267-RESEARCH-GROUP, 2000. Seismic imaging of subduction related processes, Workshop of the collaborative Research Center (SFB) 267, July 2000, Potsdam.
- ANDERSON, E.M., 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 pp.
- ANGERMANN, D., KLOTZ, J., REIGBER, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3): 329-334.
- ARMSTRONG, P.A., BARTLEY, J.M., 1993. Displacement and deformation associated with a lateral thrust termination, southern Golden Gate Range, southern Nevada, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 15(6): 721-735.
- BABY, P., HERAIL, G., SALINAS, R., SEMPERE, T., 1992. Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross section balancing: Example from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone. *Tectonics*, 11(3): 523-536.
- BABY, P., GUILLIER, B., OLLER, J., MONTEMURRO, G., 1993. Modele cinematique de la Zone Subandine du Coude de Santa Cruz (entre 16°S et 19°S, Bolivie) deduit de la construction de cartes equilibrees. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris, Serie II*, 317(11): 1477-1483.
- BABY, P., SPECHT, M., OLLER, J., MONTEMURRO, G., COLLETA, B., LETOUZEY, J., 1994. The Boomerang-Chapare transfer zone (recent oil discovery trend in Bolivia): Structural interpretation and experimental approach. In: F. Roure, V.S. Shein and I. Skvortsov (Editors), *Geodynamic evolution of sedimentary basins: International Symposium, Moscow 1994*, pp. 203-218.
- BABY, P., MORETTI, I., GUILLIER, B., LIMACHI, R., MENDEZ, E., OLLER, J., SPECHT, M., 1995. Petroleum system of the Northern and Central Bolivian Sub-Andean Zone. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco and H.J. Welsink (Editors), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 445-458.
- BABY, P., ROCHAT, P., MASCLE, G., HÉRAIL, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10): 883-886.
- BADLEY, M.E., 1985. *Practical seismic interpretation*. Reidel, Dordrecht, 266 pp.
- BECK, S.L., ZANDT, G., MYERS, S.C., WALLACE, T.C., SILVER, P.G., DRAKE, L., 1996. Crustal-thickness variations in the Central Andes. *Geology*, 24(5): 407-410.
- BEN-AVRAHAM, Z., NUR, A., JONES, D., COX, A., 1981. Continental accretion: From oceanic plateaus to allochthonous terranes. *Science*, 213: 47-54.
- BEVIS, M., KENDRICK, E.C., SMALLEY, R., JR., HERRING, T., GODOY, J., GALBAN, F., 1999. Crustal motion north and south of the Arica deflection; comparing recent geodetic results from the Central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems - G 3*, 1: paper no. 1999GC000011, 12 pages.
- BOYER, S.E., ELLIOTT, D., 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66(9): 1196-1230.

- BOYER, S.E., 1986. Styles of folding within thrust sheets: Examples from the Appalachian and Rocky Mountains of the U.S.A. and Canada. *Journal of Structural Geology*, 8(3/4): 325-339.
- BOYER, S.E., 1995. Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts. *American Journal of Science*, 295: 1220-1254.
- BRADLEY, D.C., KIDD, W.S.F., 1991. Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. *Geological Society of America Bulletin*, 103(11): 1416-1438.
- BRASSE, H., LEZAETA, P., RATH, V., SCHWALENBERG, K., SOYER, W., HAAK, V., 2001. The Bolivian Altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research*, submitted.
- BYERLEE, J., 1978. Friction of rocks. In: J.D. Byerlee and M. Wyss (Editors), *Rock friction and earthquake prediction. Pure and Applied Geophysics*. Birkhaeuser Verlag, Basel, Switzerland, pp. 615-626.
- CALASSOU, S., LARROQUE, C., MALAVIEILLE, J., 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges: An experimental study. *Tectonophysics*, 221: 325-344.
- CAREY, S.W., 1958. The tectonic approach to continental drift, In: *Continental drift; a symposium*. Univ., Geol. Dept., Hobart, Tasmania, pp. 177-355.
- CHALARON, E., MUGNIER, J.L., MASCLE, G., 1995. Control on thrust tectonics in the Himalayan foothills: a view from a numerical model. *Tectonophysics*, 248(1-2): 139-163.
- CHAMBERLIN, R.T., 1910. The Appalachian folds of central Pennsylvania. *Journal of Geology*, 18: 228-251.
- CHAPPLE, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin*, 89(8): 1189-1198.
- COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C., RAMOS, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Chile and Argentina. *Earth-Science Reviews*, 18: 303-332.
- COUDERT, L., FRAPPA, M., VIGUIER, C., ARIAS, R., 1995. Tectonic subsidence and crustal flexure in the Neogene Chaco basin of Bolivia. *Tectonophysics*, 243: 277-292.
- COWARD, M.P., POTTS, G.J., 1983. Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Journal of Structural Geology*, 5(3/4): 383-399.
- COX, R.T., 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 571-581.
- DAHLEN, F.A., 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution. *Journal of Geophysical Research*, 89(B12): 10125-10133.
- DAHLEN, F.A., SUPPE, J., DAVIS, D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory. *Journal of Geophysical Research*, 89(B12): 10087-10101.
- DAHLEN, F.A., SUPPE, J., 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts, *Special Paper 218*. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 161-170.
- DAHLSTROM, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4): 743-757.
- DAVIS, D., SUPPE, J., DAHLEN, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88(B2): 1153-1172.
- DEFFONTAINES, B., CHOROWICZ, J., 1991. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, 194: 237-263.
- DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F., STEIN, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101(2): 425-478.

- DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F., STEIN, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20): 2191-2194.
- DOUGLAS, D.H., PEUKER, T.K., 1973. Algorithms for the reduction of the number of points required to represent a digitized line or its caricature. *The Canadian Cartographer*, 10(2): 112-122.
- EGENHOFF, S., 2000. Sedimentologie und Beckenentwicklung im Ordovizium in Südbolivien. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A 207. Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin, Berlin, 173 pp.
- EISBACHER, G.H., 1996. Einführung in die Tektonik. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 374 pp.
- EPARD, J.-L., GROSHONG, J.H., 1993. Excess Area and Depth to Detachment. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77(8): 1291-1302.
- EVANS, M.A., 1989. The structural geometry and the evolution of foreland thrust systems, northern Virginia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 101: 339-354.
- FERMOR, P., 1999. Aspects of the three-dimensional structure of the Alberta Foothills and Front Ranges. *Geological Society of America Bulletin*, 111(3): 317-346.
- FRANCA, A.B., MILANI, E.J., SCHNEIDER, R.L., LOPEZ, P.M., SUÁREZ-SORUCO, R., SANTA, A.H., WIENS, F., FERREIRO, O., ROSSELLO, E.A., BIANUCCI, H.H., FLORES, R.F.A., VISTALLI, M.C., FERNANDEZ, S.F., FUENZALIDA, R.P., MUNOZ, N., 1995. Phanerozoic correlation in southern South America. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco and H.J. Welsink (Editors), *Petroleum basins of South America*, AAPG Memoir 62. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 129-161.
- GEPHART, 1994. Topography and subduction geometry in the central Andes: Clues to the mechanics of a noncollisional orogen. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6): 12276-12288.
- GOETZE, H.J., LAHMEYER, B., SCHMIDT, S., 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 and P.J. Wigger (Editors), *Tectonics of the southern Central Andes; structure and evolution of an active continental margin*. Springer Verlag, Berlin, pp. 7-21.
- GOHRBANDT, K.H.A., 1992. Paleozoic paleogeographic and depositional developments on the central proto-Pacific margin of Gondwana; their importance to hydrocarbon accumulation. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(4): 267-287.
- GRATIER, J.P., GUILLIER, B., DELORME, A., ODONNE, F., 1991. Restoration and balance of a folded and faulted surface by best-fitting of finite elements; principle and applications. *Journal of Structural Geology*, 13(1): 111-115.
- GRATIER, J.P., 1993. UNFOLD User Manual. Unpublished, Universite Joseph Fourier, Grenoble, pp. 29.
- GRATIER, J.-P., GUILLIER, B., 1993. Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restoration (UNFOLD program). *Journal of Structural Geology*, 15(3-5): 391-402.
- GREGORY-WODZICKI, K.M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7): 1091-1105.
- GUBBELS, T.L., ISACKS, B.L., FARRAR, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian Central Andes. *Geology*, 21: 695-698.
- GUTSCHER, M.-A., KUKOWSKI, N., MALAVIEILLE, J., LALLEMAND, S., 1996. Cyclical behavior of thrust wedges: Insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology*, 24(2): 135-138.

- GUTSCHER, M.-A., KUKOWSKI, N., MALAVIEILLE, J., LALLEMAND, S., 1998a. Episodic imbricate thrusting and underthrusting; Analog experiments and mechanical analysis applied to the Alaskan accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research*, 103(B5): 10161-10176.
- GUTSCHER, M.-A., KUKOWSKI, N., MALAVIEILLE, J., LALLEMAND, S., 1998b. Material transfer in accretionary wedges from analysis of a systematic series of analog experiments. *Journal of Structural Geology*, 20(4): 407-416.
- HARDING, T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(4): 582-600.
- HINDLE, D., BESSON, O., BURKHARD, M., 2000. A model of displacement and strain for arc-shaped mountain belts applied to the Jura Arc. *Journal of Structural Geology*, 22(9): 1285-1296.
- HINSCH, R., KRAWCZYK, C., GAEDICKE, C., GIRAUDO, R., DEMURO, D., 2001. Basement control on oblique thrust sheet evolution: Seismic imaging of the active deformation front of the Central Andes in Bolivia. *Tectonophysics*, in press.
- HORTON, B.K., DECELLES, P.G., 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25(10): 895-898.
- HORTON, B.K., 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the Central Andes. *Tectonics*, 18(6): 1292-1304.
- HOWARD, A.D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51(11): 2246-2259.
- HUBBERT, M.K., RUBEY, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, [Part 1] Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70(2): 115-166.
- ISACKS, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4): 3211-3231.
- JAMES, D.E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 3325-3346.
- JAMISON, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9(2): 207-219.
- JONES, J.P., 1985. The southern border of the Guaporé shield in Western Brazil and Bolivia: An interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, 28: 111-135.
- JORDAN, T.E., ALONSO, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes mountains, 20°-28° South latitude. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71(1): 49-64.
- JORDAN, T.E., REYNOLDS III, J.H., ERIKSON, J.P., 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes. In: W.F. Ruddiman (Editor), *Tectonic uplift and climate change*. Plenum Press, New York, NY, United States, pp. 41-61.
- KLEY, J., 1993. Der Übergang vom Subandin zur Ostkordillere in Südbolivien (21°15'-22°S): Geologische Struktur und Kinematik. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A 156. Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin, Berlin, 88 pp.
- KLEY, J., 1996. Transitions from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics*, 15(4): 763-775.
- KLEY, J., MONALDI, C.R., 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology*, 26(8): 723-726.
- KLEY, J., 1999. Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian Orocline. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2): 221-235.

- KLEY, J., MONALDI, C.R., SALFITY, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics*, 301: 75-94.
- KONO, M., HEKI, K., HAMANO, Y., 1985. Paleomagnetic study of the Central Andes; counterclockwise rotation of the Peruvian Block. In: D.B. Stone (Editor), *Megaplates and microplates; proceedings, international symposium*. Journal of Geodynamics. Pergamon Press, Oxford, pp. 193-209.
- LAGESON, D.R., 1984. Structural geology of Stewart Peak Culmination, Idaho-Wyoming thrust belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68(4): 401-416.
- LAUBSCHER, H.P., 1976. Fold development in the Jura. *Tectonophysics*, 37: 337-326.
- LISLE, R.J., 1992. Constant bed-length folding: Three-dimensional geometric implications. *Journal of Structural Geology*, 14: 245-252.
- LITHERLAND, M., ANNELLS, R.N., DARBYSHIRE, D.P.F., FLETCHER, C.J.N., HAWKINS, M.P., KLINCK, B.A., MITCHELL, W.I., O'CONNOR, E.A., PITFIELD, P.E.J., POWER, G., WEBB, B.C., 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, 43: 157-174.
- LOHRMANN, J., KUKOWSKI, N., ADAM, J., ONCKEN, O., 2001. The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology*, submitted.
- MACEDO, S.O., SURMONT, J., KISSEL, C., MITOUARD, P., LAJ, C., 1992. Late Cenozoic rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes. *Tectonophysics*, 205(1-3): 65-77.
- MACFADDEN, B.J., ANAYA, F., PEREZ, H., NAESER, C.W., ZEITLER, P.K., CAMPBELL, K.E., JR., 1990. Late Cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia; evidence for possible oroclinal bending. *Journal of Geology*, 98(4): 541-555.
- MACFADDEN, B.J., ANAYA, F., SWISHER, C.C., III, 1995. Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the Central Andes of Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 100(B5): 8153-8167.
- MÄKEL, G., WALTERS, J., 1993. Finite-element analyses of thrust tectonics: Computer simulation of detachment phase and development of thrust faults. *Tectonophysics*, 226: 167-185.
- MALLET, J.L., 1992. Discrete smooth interpolation in geometric modeling. *Computer Aided Design*, 24(4): 178-191.
- MATENCO, L., BERTOTTI, G., 2000. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics*, 316: 255-268.
- MEISSNER, R., 1986. The continental crust - A geophysical approach. *International Geophysics Series*, 34. Academic Press, London, 426 pp.
- MITRA, G., 1997. Evolution of salients in a fold-and-thrust belt: The effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper. In: S. Sengupta (Editor), *Evolution of geologic structures in micro- to macro-scales*. Chapman & Hall, London, pp. 59-90.
- MITRA, S., 1988. Three-dimensional geometry and kinematic evolution of the Pine Mountain thrust system, Southern Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, 100(1): 72-95.
- MITRA, S., NAMSON, J.S., 1989. Equal-area balancing. *American Journal of Science*, 289(5): 563-599.
- MOUTHEREAU, F., LACOMBE, O., DEFFONTAINES, B., ANGELIER, J., CHU, H.T., LEE, C.T., 1999. Quaternary transfer faulting and belt front deformation at Pakuashan (western Taiwan). *Tectonics*, 18(2): 215-230.
- MUELLER, B., WEHRLE, V., FUCHS, K., 1997. The 1997 release of the World Stress Map. Available on-line at <http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/Rel97/wsm97.html>.
- MULUGETA, G., 1988. Modelling the geometry of Coloumb thrust wedges. *Journal of Structural Geology*, 10(8): 847-859.

- NAFE, J.E., DRAKE, C.L., 1957. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, 12(3): 523-552.
- NAFE, J.E., DRAKE, C.L., 1963. Physical properties of marine sediments, *The Sea*, vol. 3. Interscience, pp. 794-815.
- NAYLOR, M.A., MANDL, G., SIJPESTEIJN, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8(7): 737-752.
- NORABUENA, E., LEFFLER, G., LISA, MAO, A., DIXON, T., STEIN, S., SACKS, I., SELWYN, OCOLA, L., ELLIS, M., 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, 279: 358-362.
- NORABUENA, E.O., DIXON, T.H., STEIN, S., HARRISON, C.G.A., 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26(22): 3405-3408.
- PACHECO, J.F., SYKES, L.R., SCHOLZ, C.H., 1993. Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *Journal of Geophysical Research*, 98(B8): 14133-14159.
- PADULA, E.L., 1959. Valoración de las discordancias en las Sierras Subandinas. *Yacimientos Petroliferos Fiscales Bolivianos, Boletín Técnico*, 1(5): 7-28.
- PATZWAHL, R., MECHIE, J., SCHULZE, A., GIESE, P., 1999. Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5°S and 25°S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *Journal of Geophysical Research*, 104(B 4): 7293-7317.
- PIFFNER, O.A., 1981. Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic Nappes (E. Switzerland). In: K.R. McClay and N.J. Price (Editors), *Thrust and nappe tectonics. Special Publication 9. Geological Society of London*, London, pp. 319-327.
- PHILIPPE, Y., DEVILLE, E., MASCLE, A., 1998. Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: Example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France). In: A. Mascle, C. Puigdefabregas, H.P. Luterbacher and M. Fernandez (Editors), *Cenozoic foreland basins of Western Europe. Special Publication 134. Geological Society of London*, London, pp. 239-262.
- PINTER, N., 1996. Drainage basins and drainage basins asymmetry. In: N. Pinter (Editor), *Exercis in active tectonics. Prentice Hall*, Upper Saddle River, NJ.
- PLAFKER, G., 1964. Oriented lakes and lineaments of northeastern Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 75(6): 503-522.
- PLAFKER, G., 1976. Tectonic implications of oriented lakes and lineaments in northeastern Bolivia, *Proc. 1st international conference on new basement tectonics. Utah Geological Association Publication 5*, Salt Lake City, pp. 519-527.
- POPE, D.C., WILLETT, S.D., 1998. Thermal-mechanical model for crustal thickening in the central Andes driven by ablative subduction. *Geology*, 26(6): 511-514.
- PORTH, R., 1997. Numerische Modellierungen (FE) der Lithosphärendynamik zur Untersuchung der Mechanik der andinen Plateaumentwicklung. *Scientific Technical Report, 97/07. GeoForschungsZentrum Potsdam, Potsdam*, 128 pp.
- RAMOS, V.A., 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America: A collisional history. *Episodes*, 11(3): 168-174.
- RATSCHBACHER, L., SPERNER, B., MESCHÉDE, M., FRISCH, W., 1994. Computer techniques and applications: A program library for stress and strain analysis. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A: Geologie, Paläontologie, Stratigraphie*, 21. Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, Tübingen.
- RICHARD, P.D., NAYLOR, M.A., KOOPMAN, A., 1995. Experimental models of strike-slip tectonics. *Petroleum Geoscience*, 1: 71-88.

- ROEDER, D., 1988. Andean-Age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz). *Tectonics*, 7(1): 23-39.
- ROEDER, D., 1992. Thrusting and wedge growth, Southern Alps of Lombardia (Italy). *Tectonophysics*, 207: 199-243.
- ROEDER, D., CHAMBERLAIN, R.L., 1995. Structural geology of sub-Andean fold-and-thrust belt in northwestern Bolivia. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco and H.J. Welsink (Editors), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 459-479.
- RUSSO, R.M., SILVER, P.G., 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology*, 24(6): 511-514.
- SANDERSON, D.J., 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets; a review. *Tectonophysics*, 88(3-4): 201-233.
- SCHEUBER, E., REUTTER, K.-J., 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics*, 205: 127-140.
- SCHMITZ, M., 1994. A balanced model of the southern central Andes. *Tectonics*, 13(2): 484-492.
- SCHREURS, G., 1994. Experiments on strike-slip faulting and block rotation. *Geology*, 22: 567-570.
- SCHREURS, G., COLLETTA, B., 1998. Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension. In: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey (Editors), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Special Publication 135. Geological Society London, London, pp. 59-79.
- SCHWARZ, G., KRÜGER, D., 1997. Resistivity cross section through the southern central Andes as inferred from magnetotelluric and geomagnetic deep soundings. *Journal of Geophysical Research*, 102(B 6): 11957-11978.
- SE_20-5, 1979. "Punata". 1:250000. Instituto Geografico Militar (IGM), La Paz, Bolivia.
- SE_20-6, 1974. "Santa Cruz del la Sierra". 1:250000. Instituto Geografico Militar (IGM), La Paz, Bolivia.
- SEMPERE, T., 1990. Cuadros estratigraficos de Bolivia: Propuestas nuevas. *Revista Tecnica de Yacimientos Petroliferos Fiscales Bolivianos*, 11(2-3): 215-227.
- SEMPERE, T., HERAIL, G., OLLER, J., BONHOMME, M.G., 1990. Late Oligocene-Early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18: 946-949.
- SEMPERE, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco and H.J. Welsink (Editors), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 207-230.
- SEMPERE, T., BUTLER, R.F., RICHARDS, D.R., MARSHALL, L.G., SHARP, W., SWISHER III, C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 109(6): 709-727.
- SHEFFELS, B.M., 1988. Orogenesis in the central Bolivian Andes: Structural style and a quantitative assessment of the role of crustal shortening. PhD Thesis, MIT, Cambridge, MA, 105 pp.
- SHEFFELS, B.M., 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, 18: 812-815.
- SHEFFELS, B.M., 1995. Is the bend in the Bolivian Andes an orocline? In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco and H.J. Welsink (Editors), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 511-522.
- SILVER, P.G., RUSSO, R.M., LITHGOW, B.C., 1998. Coupling of South American and African Plate motion and plate deformation. *Science*, 279: 60-63.
- SPRINGER, M., FÖRSTER, A., 1998. Heat-flow density across the Central Andean subduction zone. *Tectonophysics*, 291: 123-139.

- STORTI, F., SALVINI, F., MCCLAY, K., 1997. Fault-related folding in sandbox analogue models of thrust wedges. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4): 583-602.
- STRAHLER, A.N., 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 63: 923-938.
- SUÁREZ-SORUCO, R., 1996. Lexico estratigrafico de Bolivia. *Revista Tecnica de Yacimientos Petroliferos Fiscales Bolivianos*, 17(1-2).
- SUÁREZ-SORUCO, R., 1999. Pers. comm.: unpublished structural map of the Andean foothills NW of Santa Cruz, Bolivia.
- SUÁREZ-SORUCO, R., 2000. Compendio de Geologia de Bolivia (A). *Revista Tecnica de Yacimientos Petroliferos Fiscales Bolivianos*, 18(1-2): 1-144.
- SUPPE, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283: 684-721.
- SUPPE, J., MEDWEDEFF, D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3): 409-454.
- TANKARD, A.J., ULIANA, M.A., WELSINK, H.J., RAMOS, V.A., TURIC, M., FRANCA, A.B., MILANI, E.J., DE BRITO NEVES, B.B., EYLES, N., SKARMETA, J., SANTA ANA, H., WIENS, F., CIRBIAN, M., LOPEZ PAULSEN, O., GERMS, G.J.B., DE WIT, M.J., MACHACHA, T., MILLER, R.M., 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco and H.J. Welsink (Editors), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 5-52.
- TCP_P-26B, 1993. Bolivia, Paraguay.1:500000. Defense Mapping Agency Aerospace Center, United State Government, St. Louis, Missouri.
- TEIXELL, A., DURNEY, D.W., ARBOLEYA, M.-L., 2000. Stress and fluid control on decollement within competent limestone. *Journal of Structural Geology*, 22: 349-371.
- THORBJORNSEN, K.L., DUNNE, W.M., 1997. Origin of a thrust-related fold: Geometric vs kinematic tests. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4): 303-319.
- TINKER, M.A., WALLACE, T.C., BECK, S.L., MYERS, S., PAPANIKOLAS, A., 1996. Geometry and state of stress of the Nazca Plate beneath Bolivia and its implication for the evolution of the Bolivian Orocline. *Geology*, 24(5): 387-390.
- TOTH, J., KUSZNIR, N.J., FLINT, S.S., 1996. A flexural isostatic model of lithosphere shortening and foreland basin formation: Application to the Eastern Cordillera and Subandean belt of NW Argentina. *Tectonics*, 15(1): 213-223.
- TURCOTTE, D.L., SCHUBERT, G., 1982. *Geodynamics: Applications of continuum physics to geological problems*. John Willey and Sons, New York, 450 pp.
- USGS, 2001. Earthquake database: USGS/NEIC (PDE) 1973 - Present, US Geological Survey / National Earthquake Information Center; database available online: <http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html>.
- USSAMI, N., MOLINA, E.C., 1999. Flexural modeling of the Neoproterozoic Araguaia Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1): 87-98.
- WATTS, A.B., LAMB, S.H., FAIRHEAD, J.D., DEWEY, J.F., 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(1-2): 9-21.
- WELSINK, H.J., FRANCO M., A., OVIEDO G., C., 1995. Andean and pre-Andean deformation, Boomerang Hills area, Bolivia. In: A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco and H.J. Welsink (Editors), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 481-499.

- WHITMAN, D., ISACKS, B.L., KAY, S.M., 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau; seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*, 259(1-3): 29-40.
- WIGGER, P.J., SCHMITZ, M., ARANEDA, M., ASCH, G., BALDZUHN, S., GIESE, P., HEINSOHN, W.D., MARTINEZ, E., RICARDI, E., ROEWER, P., VIRAMONTE, J., 1994. Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: K.J. Reutter, E. Scheuber and P.J. Wigger (Editors), *Tectonics of the southern Central Andes; structure and evolution of an active continental margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 23-48.
- WILLIAMS, G., CHAPMAN, T., 1983. Strains developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate; a dislocation model. *Journal of Structural Geology*, 5(6): 563-571.
- WILLIS, B., 1893. *Mechanics of Appalachian structure*, U.S. Geological Survey Annual Report, pp. 217-281.
- WILLMOTT, C.J., WEBBER, S.R., 1998. South American precipitation: Gridded monthly and annual climatologies (version 1.02), Center for Climatic Research, Dept. of Geography, Univ. of Delaware, available online: http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/download.html.
- WILTSCHKO, D., EASTMAN, D., 1983. Role of basement warps and faults in localizing thrust fault ramps. In: J.R.D. Hatcher, H. Williams and I. Zietz (Editors), *Contribution to the tectonics and geophysics of mountain chains*. Memoir 158. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 117-190.
- WOODWARD, N.B., 1988. Primary and secondary basement controls on thrust sheet geometries. In: C.J. Schmidt and W.J. Perry, Jr. (Editors), *Interaction of the Rocky Mountain Foreland and the Cordilleran thrust belt*. Memoir 171. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 353-366.
- WOODWARD, N.B., BOYER, S.E., SUPPE, J., 1989. Balanced geological cross sections: An essential technique in geological research and exploration, *Short Course in Geology*. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 132.
- WOODWARD, N.B., 1997. Low-Amplitude evolution of break-thrust folding. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4): 293-301.
- YPFB, SERGEOMIN, 1996. *Mapa Geológico de Bolivia y Cuadro Cronoestratigráfico de Bolivia.1:1000000*. Yacimientos Petroliferos Fiscales Bolivianos, Servicio Nacional de Geología y Minería, Bolivia.
- YUAN, X., SOBOLEV, S.V., KIND, R., ONCKEN, O., ANDES-SEISMOLOGY-GROUP, 2000. New constraints on subduction and collision processes in the Central Andes from P-to-S converted seismic phases. *Nature*, 408: 958-961.
- ZANDT, G., VELASCO, A.A., BECK, S.L., 1994. Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. *Geology*, 22: 1003-1006.

Ralph Hinsch

PERSÖNLICHE DATEN

- Geboren am 20. Dezember 1969 in Hamburg
- Staatsangehörigkeit: deutsch

AUSBILDUNG

Juni 1989	Abitur, Johannes-Brahms-Schule Pinneberg, bei Hamburg
1989 - 1990	Studium der Chemie, Universität Hamburg
1990 - 1997	Studium der Geologie und Paläontologie, Universität Hamburg Schwerpunkte: Strukturgeologie, Geodynamik, Marine Geologie
Februar 1993	Vordiplom in Geologie
Juni 1997	Diplom in Geologie Diplomarbeit an der Universität Hamburg: "Kinematische Entwicklung der variszisch angelegten Forcada Einheit, Kantabrisches Gebirge, Nord-Spanien". Betreuung Prof. Dr. Reuther
1998 –2001	Promotionsstelle am GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ)
2001	Einreichung der Dissertation "Frontale Akkretion und Verformungsaufteilung eines gebogenen Falten- und Überschiebungsgürtels: Räumliche Strukturanalyse im Subandin Boliviens" am Fachbereich für Geowissenschaften der Freien Universität Berlin. Gutachter Prof. Dr. Oncken, Prof. Dr. Heubeck

PRAXIS

1990	6 Wochen studentische Hilfskraft in einem Umweltlabor
1991 - 1994	Studentische Hilfskraft am Institut für Biogeochemie und Meereschemie, Universität Hamburg: Teilnahme an 3 Forschungsfahrten auf Forschungsschiffen.
1994	3 Wochen Praktikum im Bauxitbergbau in Ungarn
1994 - 1996	Studentische Hilfskraft und Tutor für Allgemeine Geologie und Strukturgeologie, Universität Hamburg
1996	Forschungstaucher (nach deutscher BG Richtlinie ZH 1/540)
1997 - 1998	Studentische Hilfskraft und freier Mitarbeiter in der Umweltbehörde Hamburg, Abteilung Wasserwirtschaft
1998	Expeditionsteilnahme nach Niafo'ou, Tonga, geleitet von Prof. Dr. Kempe, Technische Universität Darmstadt