

Institut für Geowissenschaften, Universität Potsdam

**Die neogene Hebungsgeschichte der Patagonischen Anden im
Kontext der Subduktion eines aktiven Spreizungszentrums**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften

(Dr. rer. nat.)

in der Wissenschaftsdisziplin Geowissenschaften

eingereicht an der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Potsdam

von

Frank Warkus

geboren am 26.01.1968 in Jena

Potsdam, im Mai 2002

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	III
Zusammenfassung	IV
Abstract	VI
1 Einleitung	1
2 Geologische und geodynamische Rahmenbedingungen	4
2.1 Spätkänozoische plattentektonische Entwicklung	5
2.2 Geologische Entwicklung des Untersuchungsgebiets	8
2.3. Kurzer Abriss der känozoischen Deformation	15
3 Verwendete Methoden	17
3. 1 Methoden zu den sedimentologischen Untersuchungen	17
3.1.1 Geochemische Analysen	17
3.1.2 Petrographische Untersuchungen	18
3.2 Methoden der magnetostratigraphischen Untersuchungen	18
3.2.1 Magnetostatigraphische Untersuchungen	18
3.2.1 Gesteinsmagnetische Untersuchungen	19
3.3 Methoden der thermochronologischen Untersuchungen	20
3.3.1 Methodische Grundlagen der Spaltspurdaturierung	20
3.3.2 Probennahme und Analytische Methoden	21
3.3.3. Modellierung der Temperaturentwicklung aus den Apatit Spaltspurdaten	22
3.3.4 Bestimmung der Alterskomponenten in detritischen Apatit Proben	23
4 Die Ablagerungen der Vorlandbecken-Sedimente und ihre Beziehung zur orogenen Entwicklung	25
4.1 Geographische Lage, Aufschlussverhältnisse	25
4.2 Sedimentologische Beschreibung der Santa Cruz Formation	29
4. 2.1 Sandsteine	30
4.2.2 Feinklastische Ablagerungen	31
4.2.3 Weitere wichtige Merkmale: Paläoböden und vulkanische Aschen	32
4.2.4 Fossilieninhalt	34
4.2.5. Konglomerate im Laguna Asador Profil	34
4.2.6. Schlammstromablagerungen im Profil Lago Posadas (408-423 m)	35
4.3 Geochemische und petrographische Charakterisika der Santa Cruz Formation	36
4.4 Interpretation des Ablagerungsraumes	39
4.5 Bewertung des Ablagerungsraumes im Lichte der Hinterlandentwicklung	43

5 Magnetostratigraphische Untersuchungen	46
5.1 Ergebnisse	46
5.1.1 Ergebnisse der magnetostratigraphischen Untersuchungen.....	46
5.1.2 Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen	50
5.2 Interpretation und Diskussion	52
6 Thermochronologie an detritischen Apatiten der Santa Cruz Formation.....	57
6.1 Ergebnisse	57
6.1.1. Profil Olguita.....	59
6.1.2 Profil Lago Posadas	60
6.1.3 Profil Laguna Asador.....	60
6.2 Diskussion.....	61
6.3 Interpretation im Bezug auf die Deformationsentwicklung zur Zeit der Ablagerung der Santa Cruz Formation	66
7 Thermochronologie an Höhenprofilen granitoider Gesteine	71
7.1 Ergebnisdarstellung	71
7.1.1 Cerro San Lorenzo (A).....	71
7.1.2 Profil Rio Tranquilo (B).....	72
7.1.3 Profil Cerro Barrancos (C)	72
7.2 Diskussion.....	74
7.2.1 San Lorenzo	74
7.2.2 Rio Tranquilo.....	75
7.2.3 Cerro Barrancos	76
7.3 Interpretation.....	82
7.3.1 "Slab window" - Modell.....	82
7.3.2 Thermische und dynamische Modellierungen am Mendocino Tripelpunkt am Westrand Nordamerikas.....	83
7.3.3 Modellentwicklung für den Bereich des Chile-Tripelpunktes	86
8 Synthese in einem regionalen Modell und Ausblick.....	89
Referenzen	93

Danksagung

Die vorliegende Arbeit ist im Rahmen des von der DFG finanzierten SFB 267 „Deformationsprozesse in den Anden“ entstanden.

Meinem Betreuer Prof. Manfred Strecker möchte ich für seine Anregungen, seine Diskussionsbereitschaft, Unterstützung und die Blickrichtung auf größere Zusammenhänge danken.

Dr. Norbert Nowaczyk vom GFZ-Potsdam danke ich für die intensive Einführung in die Paläomagnetik und seine Betreuung während der Messungen sowie seine Anregungen während der Auswertung.

Ed Sobel, PhD hat mich sehr ausführlich in die Fission Track Methode eingeführt. Ich danke ihm für seine Hilfsbereitschaft und Unterstützung die aufgetretenen FT-Probleme zu lösen. Die gemeinsamen Diskussionen über die Interpretation der Daten waren sehr fruchtbar.

Viele Anregungen und Hinweise von Dr. Hilmar von Eynatten, Uni Jena, sind in das Sedimentologie-Kapitel eingeflossen, wofür ich ihm sehr herzlich danke. Ebenso herzlich danke ich Prof. Gaupp, Uni Jena, der mit mir in einem sehr frühen Stadium der Arbeit sedimentologische Fragestellungen besprochen und viele nützliche und praktische Hinweise gegeben hat.

In Argentinien und Chile habe ich viele freundliche und hilfsbereite Menschen getroffen, die mich bei meiner Geländearbeit sehr unterstützt haben. Besonders möchte ich Federico Fuentes danken, der mit mir bei Wind und Wetter die Magnetik Proben erbohrt hat, auf Berge geklettert ist und die vielen einsamen Abende durch interessante Gespräche und geniales Kochen verschönt hat.

Ich danke Familie Fortuny aus Lago Posadas und Alberto Briones aus Santiago für ihre Hilfe und Gastfreundschaft.

Dr. Ullrich Riller, GFZ-Potsdam danke ich für sein offenes Ohr und seine aufmunternden Worte zu ganz unterschiedlichen Zeitpunkten dieser Arbeit.

Dr. Christa Hofmann, Uni Wien, danke ich für die Pollenanalysen. Christine Fischer danke ich für die hilfreiche Unterstützung bei der Präparation. Antje Müller danke ich für die tatkräftige Laborunterstützung. Ines Münch danke ich für die Lösung so mancher schwieriger rechentechnischer Probleme. Den Mitarbeitern aus der Präparation des Projektbereichs 3.3 am GFZ-Potsdam danke ich für ihre Geduld und Mitarbeit bei der Erstellung der Apatit-Körnerpräparate ebenso Dieter Dettmar aus Bochum.

Dr. Helga Kemnitz, GFZ-Potsdam, danke ich für die Einführung in die Sediment-Klast Analyse.

Mit Prof. Christian Oelsner konnte ich unzählige geophysikalische Fragen diskutieren und danke ihm für seine wertvollen Hinweise, Hilfestellungen und Unterstützungen.

Falk Triller danke ich für seine Schnell-Einweisung ins Matlab und die zeitnahe Lösung diverser zeitraubender Probleme.

Ganz besonders danke ich Friederike für ihre großartige und großzügige Unterstützung. Sie hat den größeren Teil der Familienorganisation übernommen und es mir so ermöglicht, Familie und Promotion in diesem Zeitraum unter einen Hut zu bringen. Karin und Christian und vielen ungenannten Freunden danke ich für das menschliche Netzwerk, das unsere Familie und unsere Arbeiten in dieser Zeit mitgetragen hat.

Zusammenfassung

Das Phänomen der Subduktion eines aktiven Spreizungszentrums an der Südspitze Südamerikas ist seit langem bekannt. Eine Vielzahl von geologischen Beobachtungen wurden mit diesem Phänomen in Verbindung gebracht, trotzdem ist der genaue Mechanismus der Beeinflussung des aktiven Kontinentalrandes weitgehend unbekannt.

Die Zusammenhänge zwischen den Subduktionsprozessen und der Entwicklung der patagonischen Anden zwischen 47°S und 48°S stehen im Mittelpunkt der Untersuchungen. Um eine detaillierte zeitliche Auflösung der zugrunde liegenden Prozesse untersuchen zu können, wurde die Entwicklung der Vorlandsedimentation, die thermische Entwicklung und die Heraushebung der Oberkruste des andinen Orogens untersucht und diese in Bezug zur Subduktion des Chile-Rückens gesetzt.

Im Bereich von 47°30'S wurden die synorogenen Vorlandsedimente der Santa Cruz Formation sedimentologisch untersucht. Diese fluviatilen Sedimente wurden in einem reliefarmen Vorlandgebiet durch häufige Rinnenverlagerung und dem Aufbau von Rinnenumlagerungsgürteln in Kombination mit assoziierten großräumigen Überflutungsablagerungen akkumuliert. Sie stehen in einem engen Zusammenhang mit der orogenen Entwicklung im andinen Liefergebiet. Dies spiegelt sich in dem nach oben größer werdenden Zyklus der Santa Cruz Formation wider. Die magnetostratigraphischen Untersuchungen einer 270 m mächtigen Sequenz aus der Basis der Santa Cruz Formation, die mit 329 Einzelproben aus 96 Probenpunkten beprobt wurde, ergab 7 Umkehrungen der geomagnetischen Feldrichtung. Mit Hilfe der geomagnetischen Polaritätszeitskala (CANDE AND KENT, 1995) konnte der untersuchte Abschnitt der Santa Cruz Formation zwischen 16.2 und 18.5 Ma datiert werden. Als Träger der Sedimentations-Remanenz konnten überwiegend Pseudoeinbereichs-Magentitpartikel und untergeordnet Hämatitpartikel identifiziert werden.

An drei Profilen der Santa Cruz Formation wurden aus Sandsteinlagen unterschiedlicher stratigraphischer Position detritische Apatite mit Hilfe der thermochronologischen Spaltspurmethode untersucht. Die thermisch nicht rückgesetzten, detritischen Apatite spiegeln das Auftreten unterschiedlicher Altersdomänen im Liefergebiet der Sedimente wider. In der Kombination mit den geochemischen Gesamtgesteinsuntersuchungen der Sedimente und den petrographischen Untersuchungen der Sandsteine, die ein überwiegend andesitisch-vulkanisch geprägtes Liefergebiet widerspiegeln, kann nachgewiesen werden, dass die Erosion im Liefergebiet um 16.5 Ma in tiefere, deformierte Krustensegmente einschneidet. Dies bedeutet, dass aufgrund der Denudation im andinen Orogen erste Sockelgesteinseinheiten in den Bereich der Abtragung gelangen und dass dieser Eintrag um 12 bis 10 Ma ein Volumen einnimmt, das zu signifikanten Änderungen der Gesamtgesteinsgeochemie der Vorlandsedimente führt.

Die thermochronologische Untersuchung von Apatiten aus rezenten topographischen Höhenprofilen aus der Kernzone der patagonischen Anden im Bereich von 47°30'S zeigen den Beginn einer beschleunigten Heraushebung des Orogens um 7.5 Ma. Aus diesen Untersuchungen kann eine Denudationsrate im Zeitraum der letzten 7 bis 8 Ma von 600 bis 650 m/Ma abgeschätzt werden. Die Modellierung der Apatit-Spaltspurenergebnisse zeigt eine signifikante Temperaturerhöhung im Zeitraum zwischen 12 und 8 Ma um 20 bis 30°C für diesen Krustenbereich, die mit der Subduktion des aktiven Chile-Rückens in diesem Bereich der Anden in Verbindung gebracht wird.

Aus den gewonnenen Daten kann ein Modell für die Entwicklung der patagonischen Anden seit dem frühen Miozän abgeleitet werden. In diesem Modell wird die orogene Entwicklung in den patagonischen Anden auf eine erhöhte Konvergenzrate zwischen der Nazca Platte und der Südamerikanischen Platte zurückgeführt, die für die Heraushebung und Denudation der Anden sowie für die damit verbundene Entwicklung im Vorlandbereich verantwortlich ist. Diese orogene Entwicklung wird in einer späten Phase durch die nordwärts wandernde Subduktion des aktiven Spreizungszentrums des Chile Rückens überprägt und beeinflusst. Das auf der Integration von geologischen, chronologischen sowie thermochronologischen Daten beruhende Modell kann zahlreiche geologische und geophysikalische Beobachtungen in diesem Bereich der südlichen Anden konsistent erklären.

Abstract

The phenomenon of active ridge subduction to the continental margin of southern South America has been well known for a long time. A diversity of geological observations are related to this phenomenon, however, the exact mechanism of the influence of ridge subduction to the active continental margin is unknown.

The aim of the present investigations is to determine connections between the subduction processes and the development of the Patagonian Andes between 47°S and 48°S. In order to reach that objective, the development of the foreland basin settings, the uplift of the upper crust of the Andean Orogeny, and the relation with the subduction of the Chile Ridge were investigated to obtain a detailed temporal resolution of the basic geological processes.

Within the area of 47°30'S the style and sedimentological pattern of the synorogenic foreland deposits of the Santa Cruz Formation were investigated. These fluvial sediments were accumulated in a foreland basin of small scale topography by frequent progradational avulsions, which were accompanied by deposition of avulsion-belt sediments associated with thick overbank deposits.

The upward-coarsening is best explained by progradation of fan deposits during an eastwards advancement of the deformation in the western Andes at that time.

Magnetostratigraphic investigations of a total of 329 drill cores, which were collected at 96 sites, show seven major reversals in a thick stratigraphic section of 270 m from the base of the Santa Cruz Formation. A comparison with the geomagnetic polarity timescale of Cande and Kent (1995) gives a sedimentation age between 16.2 and 18.5 Ma for the investigated section of the Santa Cruz Formation. The investigation of rock-magnetism predominantly indicates magnetite and subordinated haematite as the dominant carrier of remanence. All results from hysteresis data determination cluster in the coarse pseudo-single (PSD) to multi-domain (MD) grain size range of the Day Diagram (DAY ET AL. 1977)

Fission track analysis was applied to detrital apatite of sandstone samples at different stratigraphic positions within three sections of the Santa Cruz Formation. The fission track ages of the not reset detrital apatite are assumed to be related to the age of the sediment provenance area. In combination with sandstone petrographic investigations, which indicate a dominant andesitic volcanic source for the sediment and geochemical whole rock investigations can be shown, that the erosion cuts into the basement of the source area at 16.5 Ma. This means, that due to the denudation in the Andean Orogen first deformed basement units arrive into the sedimentation cycle. In the range of 12 to 10 Ma this sediment input attained such a volume, that the whole-rock geochemistry of the sediments was changed .

The thermochronological investigations of apatites from vertical profiles covering the largest elevation range of the central zone of the Patagonian Andes within the range of 47°30'S show the beginning of an accelerated cooling and related uplift phase of the orogen at approximately 7.5 Ma. The calculated denudation rate in the period of the last 7 to 8 Ma ranges from 600 to 650 m/Ma. The modelling of apatite fission-track data shows a significant reheating in the range of 20 to 30°C between 12 and 8 Ma for the upper crust. This is interpreted as an influence of the active Chile rise mid-oceanic spreading center on the overriding plate.

The modelling of the apatite fission-track results shows a significant rise in temperature between 12 and 8 Ma around 20 to 30°C for this crust area, which is associated with the subduction of the active Chile back in this area of the Andes.

A model has been derived from the obtained data to explain the evolution of the Patagonian Andes since the early Miocene. In this model, orogeny is attributed to the increasing convergence rate between the Nazca plate and South America and its response due to uplift and denudation of the Patagonian Andes and the development of the adjacent foreland basin. In a late phase, orogeny is influenced and overprinted by the northward migration of the Chile ridge subduction. The model consistently explains many of the geological and geophysical observations.

1 Einleitung

Die Anden entwickelten sich als orogenes System an einem konvergenten Plattenrand, bei dem die ozeanische Lithosphäre der Nazca Platte unter den südamerikanischen Kontinent subduziert wird (DEWEY AND BIRD, 1970). Anders als in einem Kontinent-Kontinent-Kollisionssystem, bei dem die geringe Dichte der kontinentalen Kruste eine kontinuierliche Subduktion verhindert und so grundlegend die Gebirgsbildung beeinflusst, sind die verursachenden Prozesse, die zur nicht-kollisionalen, andinen Orogenese führen, weit weniger eindeutig und zum Teil auch noch wenig verstanden. Obwohl die Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter den westlichen Kontinentalrand von Südamerika seit dem Jura andauert, beginnt die eigentliche Gebirgsbildung und die topographische Heraushebung weiter Teile der Anden erst im Miozän (e. g. JORDAN ET AL., 1997; RAMOS, 1989). Für die orogene Entwicklung der Anden, insbesondere aber die strukturelle Segmentierung und magmatische Differenzierung des Orogens, wurden vor allem Änderungen in der Subduktionsrate (e. g. PARDO-CASAS AND MOLNAR, 1987), unterschiedliche Abtauchwinkel der Nazca Platte (e. g. JORDAN ET AL., 1983) sowie die Subduktion topographischer oder thermisch anomaler Lithosphäre (e. g. PILGER, 1984; RAMOS, 1989) angegeben.

Die Fragen, die mit der zeitlichen Korrelation von Subduktionsprozessen und der Entwicklung des Orogens am aktiven Kontinentalrand zusammenhängen, sollen in dieser Arbeit für den südandinen Bereich zwischen 47°S und 48°S in den patagonischen Anden und den assoziierten Vorlandbereichen unter besonderer Berücksichtigung der Subduktion thermisch anomaler ozeanischer Kruste untersucht werden. Wie in anderen Regionen, die durch die Subduktion thermisch anomaler und/oder topographisch erhöhter ozeanischer Lithosphäre charakterisiert sind (z. B. der Nazca Rücken vor Peru; GUTSCHER ET AL., 2000), wird auch in dieser Region von einer direkten Beziehung zwischen dem Beginn bedeutender Hebungs- und Deformationsprozesse in der Oberplatte und der Subduktion dieser anomalen Bereiche ausgegangen (e. g. RAMOS, 1989). Die Untersuchungen sind integraler Bestandteil der Fragestellungen des SFB 267 "Deformationsprozesse in den Anden" dessen Ziel es ist, die wesentlichen Prozesse, Einflussfaktoren und Besonderheiten der andinen Entwicklung zu erforschen.

Bei etwa 46°S ist eine prominente Anomalie der Plattenkonstellation am Andenrand entwickelt. Der zwischen der Nazca und der Antarktischen Platte liegende Spreizungsrücken (Chile Rücken) wird mit den beiden ozeanischen Platten unter Südamerika subduziert. Rezent befindet sich dieser Tripelpunkt zwischen den drei Platten bei 46.12°S und 75.5°W. Die Subduktion des Chile Rückens unter die Südspitze von Südamerika ist durch eine seit 15 Ma andauernde langsame, nordwärts gerichtete Verlagerung des Tripelpunktes entlang der Chile – Peru – Tiefseerinne gekennzeichnet. Es ist das einzige rezente Beispiel eines Vorganges, der in der geologischen Vergangenheit häufiger stattgefunden hat und dessen Einfluss auf die geologische Entwicklung der beteiligten Platten in vielerlei Hinsicht diskutiert wird. Beispiele hierfür sind z. B. die Subduktion des ostpazifischen Rückens (Farallon-Pazifik-Rücken) unter Nordamerika im mittleren Tertiär (e. g. ATWATER, 1970; DICKINSON AND SNYDER, 1979) oder die Kollision des Kula-Pazifik-Rückens mit Japan in der oberen Kreide (UYEDA AND MIYASHIRO, 1974).

Die Modellvorstellungen zur Interaktion von Anomalien der subduzierenden Platte mit dem hangenden Bereich, die in den letzten 25 Jahren entwickelt und diskutiert wurden, sind eng mit der Untersuchung der thermischen Entwicklung und deren Folgen in der Oberplatte verknüpft (e. g.

THORKELSON, 1996). Hier setzen die Untersuchungen dieser Arbeit an. (1) Die thermische Entwicklung und die Gesteinshebung der oberen Krustenbereiche der patagonischen Anden sollen untersucht, zeitlich eingeordnet und im Lichte der Rückensubduktion bewertet werden. Um die Entwicklung im andinen Orogen über einen möglichst langen Zeitraum verfolgen zu können, werden auch (2) die assoziierten synorogenen Vorlandsedimente untersucht, um die Rahmenbedingungen der Krustenentwicklung zur Zeit der Ablagerung der Sedimente zu erforschen. Die Untersuchung der thermischen Entwicklung der Oberkruste ermöglicht es, im Zusammenhang mit einer genauen zeitlichen Einordnung der Vorgänge, (3) den Einfluss der Rückensubduktion auf die orogenen Prozesse in diesem Bereich der Anden abschätzen zu können.

Für die regionale Entwicklung der Südanden ist die Gesteinshebung und die damit verbundene topographische Heraushebung des Orogens von großer Bedeutung. Im Bereich der Südanden existieren große Unterschiede in der geologischen Entwicklung sowie in der Ausbildung der Topographie. Zum Beispiel gibt es nördlich des Tripelpunktes zwischen $\sim 43^{\circ}\text{S}$ und 46°S keinen Vorlandüberschiebungsgürtel, in den Bereichen südlich der rezenten Rückensubduktion erstreckt sich dagegen zwischen 47°S und 48°S ein schmaler Vorlandüberschiebungsgürtel an der Ostabdachung der Anden (RAMOS, 1989). Weitere Besonderheiten hinsichtlich der Deformation südlich und nördlich des Tripelpunktes ist das Vorkommen von jungen Extensionsstrukturen (e. g. DIRAISON ET AL., 2000), die senkrecht zum Orogen ausgebildet sind und die alle vorher gebildeten Strukturen überprägen. Diese Strukturen schaffen den Akkomodationsraum für die mehrfachen Vorlandvereisungen, die wiederum diese Formen überprägt haben. Neben den strukturellen Besonderheiten nördlich und südlich des Tripelpunktes gibt es auch bedeutende Unterschiede hinsichtlich der Breite und Höhe des Orogens. Typischerweise sind die patagonischen Anden nördlich von $\sim 46^{\circ}\text{S}$ 100 – 150 km breit mit den höchsten Erhebungen zwischen 2200 und 2300m, während die höchsten Erhebungen südlich des Chile Rückens mit den Massiven San Valentin (4070 m), San Lorenzo (3770 m), Fitz Roy (3375 m) und Bertrand (3200 m) Höhen zwischen drei- und viertausend Metern erreichen. Die Breite des Orogens nimmt in den südlichen Bereichen auf 200 – 300 km zu. Diese Differenzierung im Orogen stellt damit ideale Voraussetzungen dar, um den möglichen Einfluss veränderter Subduktionsgeometrien zu evaluieren.

Für die Beantwortung der oben aufgeworfenen Fragen zur Entwicklung des andinen Subduktionsorogens wurde ein Bereich zwischen $47^{\circ}30' \text{S}$ und 48°S ausgewählt, in dem die thermo-chronologische Entwicklung in der patagonischen Kordillere und die assoziierten Vorlandsedimente östlich der heutigen Gebirgskette untersucht wurden. Die Arbeit ist wie folgt gegliedert: im folgenden Kapitel werden die geologischen und geodynamischen Rahmenbedingungen für diesen Bereich der Anden dargestellt. Im dritten Kapitel werden kurz die methodischen Grundlagen der Untersuchungen umrissen. Das vierte Kapitel befasst sich mit der Ablagerung der Vorlandsedimente östlich der Anden. Die hierin detailliert untersuchte Santa Cruz Formation wird anhand von Geländebeobachtungen an drei besonders gut aufgeschlossenen Profilen dieser Formation beschrieben. Die Erhebung von geochemischen und petrographischen Daten aus der Santa Cruz Formation dient dabei der Charakterisierung der Liefergebiete dieser Sedimente. Aufbauend auf diesen Untersuchungen wird ein Faziesmodell für diese Sedimente und die vorherrschenden Sedimentationsbedingungen abgeleitet. Aufgrund der bisher bekannten geringen zeitlichen Auflösung des Ablagerungszeitraumes wurden an einem Profil der Santa Cruz Formation magnetostatigraphische und gesteinsmagnetische Untersuchungen

durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen und die hochauflösende Magnetostratigraphie dieses Bereichs der Santa Cruz Formation werden in Kapitel 5 vorgestellt. Im Zuge der sedimentologischen Untersuchungen und der zeitlichen Einordnung der Ablagerungen wurden auch detritische Apatite aus den Sandsteinen der Santa Cruz Formation mit Hilfe der Spaltspurdatierungsmethode untersucht, um Aussagen über Gesteinshebung und Denudation im Orogen treffen zu können. Diese Untersuchungen liefern Abschätzungen über die beginnende Entwicklung einer Gesteinshebung und der damit verbundenen Schaffung von Topographie im Orogen zur Zeit der Ablagerung der Vorland-sedimente. Um Aussagen über die thermische Entwicklung der oberen Kruste im Orogen zu erhalten und die Hebungsgeschichte weiter zu quantifizieren, wurden an prominenten topographischen Erhebungen in der patagonischen Kordillere Höhenprofile beprobt und mit Hilfe der Apatit-Spaltspurmethode thermochronologisch untersucht. Aufgrund dieser Untersuchungen können neue Aussagen über die Denudationsentwicklung in diesem Krustenbereich getroffen werden. Die Ergebnisse und Interpretationen der thermochronologischen Untersuchungen sind in den Kapiteln 6 und 7 dargestellt. Abschließend erfolgt im Kapitel 8 die Diskussion der Ergebnisse im Kontext ihrer regionalen und globalen geodynamischen Bedeutung.

2 Geologische und geodynamische Rahmenbedingungen

Die geologische Situation an der Südspitze Südamerikas ist maßgeblich durch die plattentektonische Konstellation in diesem Bereich gekennzeichnet. Die destruktive Plattengrenze am Westrand der **Südamerikanischen Platte** ist seit dem Mesozoikum durch die Subduktion überwiegend ozeanischen Materials unter die kontinentale Kruste geprägt (e. g. PANKHURST ET AL., 1999). An diesem aktiven Kontinentalrand bildeten sich die **Anden**, die sich mit über 7000 km vom nördlichen bis zum südlichen Ende Südamerikas erstreckt. Rezent ist der größte Teil dieses aktiven Kontinentalrandes durch die Subduktion der ozeanischen **Nazca Platte** geprägt. Im SE Bereich des Pazifik ist die Nazca Platte durch eine konstruktive Plattengrenze, den **Chile Rücken**, von der **Antarktischen Platte** getrennt. Die Subduktion der ozeanischen Nazca und Antarktischen Platte unter den südlichen Bereich der Südamerikanischen Platte führt zu einem Tripelpunkt bei 46.12°S und 75.5°W (Chile Triple Junction; im folgenden CTJ), an dem alle drei Platten aneinandergrenzen (siehe Abb. 2.1). Hier wird rezent der aktive mittelozeanischen Chile Rücken subduziert. Im Bereich des Tripelpunktes ist die Südspitze des Südamerikanischen Kontinents durch den im Westen anstehenden Gebirgszug der patagonischen Kordillere und die im Osten angrenzenden flachen Bereiche des Vorlandes gekennzeichnet.

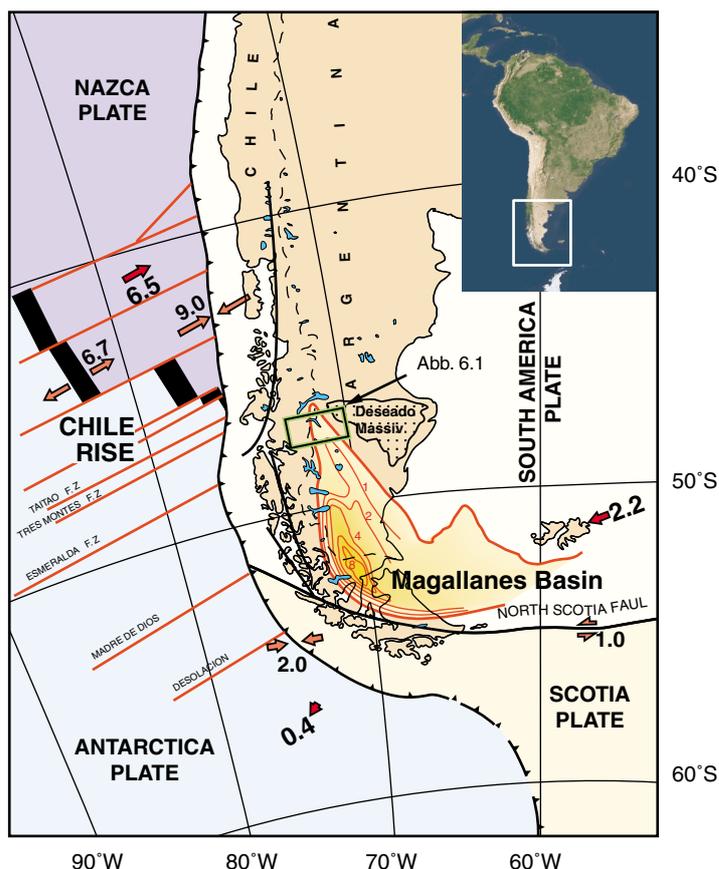


Abb. 2.1: Die plattentektonische Situation an der Südspitze des südamerikanischen Kontinents. Dargestellt ist die rezente Subduktion des Chile Rückens, der als konstruktive Plattengrenze die ozeanische Nazca Platte von der Antarktischen Platte trennt. Beide Platten werden mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten unter die Südamerikanische Platte subduziert. Im aktiven Kontinentalrand von Südamerika haben sich große Störungssysteme etabliert (schwarze Linien). Das Magellan Becken an der Südspitze des Kontinents hat Sedimentmächtigkeiten bis 8 km akkumuliert (Isolinien mit akkumulierten Mächtigkeiten in km). Die Lage des Arbeitsgebietes im Bezug auf das Magellan Becken zeigt der grüne Kasten (siehe Abb. 6.1). Zusammenfassende Zeichnung nach KAY ET AL. (1993); RAMOS & KAY (1992); RAMOS (1989) und GORRING ET AL. (1997)

Der mögliche Einfluss, dieser Rückensubduktion auf die orogenen Prozesse in den südliche Anden und die damit verknüpfte Entwicklung im Vorlandbereich ist ein wichtiger Aspekt dieser Arbeit.

Die **patagonische Kordillere** lässt sich in drei tektonische Subprovinzen einteilen. Im Osten grenzt ein Vorland-Überschiebungsgürtel die topographisch höheren Anden von den Vorlandbereichen ab (RAMOS, 1989). Der zentrale Bereich wird von den granitischen und granodioritischen Gesteinen des Patagonischen Batholiths aufgebaut (PANKHURST ET AL., 1999). Daran schließt sich

westlich der Küstengürtel an, der als stark deformierter Akkretionskeil interpretiert wird (DAVIDSON ET AL., 1987), und überwiegend aus oberpaläozoischen Turbiditen besteht.

Das Vorland ist durch mächtige Sedimentablagerungen gekennzeichnet. Dieser Ablagerungsraum wird als **Magellan Becken** bezeichnet (BIDDLE ET AL., 1986) und erstreckt sich über die gesamte Südspitze des Südamerikanischen Kontinents. Die nördlichen Ausläufer dieses Beckens reichen bis in das Arbeitsgebiet und werden östlich vom Deseado Massiv begrenzt.

Das **Deseado Massiv** ist ein großer Krustenblock oberproterozoischer bis unterkambrischer, schwach metamorpher Gesteine mit einer geringmächtigen Bedeckung von oberpaläozoischen bis untermesozoischen Ablagerungen. Gegenüber dem Magellan Becken war dieser Krustenblock Hochgebiet und war offenbar während des gesamten Phanerozoikums stabil.

2.1 Spätkänozoische plattentektonische Entwicklung

Die Subduktion der Nazca Platte unter Südamerika ist durch die seismische Aktivität einer Benioff Zone gut nachgewiesen (CHAHILL AND ISACKS, 1992). Sie wird annähernd orthogonal mit einer Geschwindigkeit zwischen 70 mm a^{-1} (TREBBENS, 1993) und 90 mm a^{-1} (CANDE AND LESLIE, 1986) unter die Südamerikanische Platte subduziert. Der Subduktionswinkel an der CTJ beträgt 25° (DANIEL ET AL., 2001). Südlich der CTJ kann allerdings aufgrund fehlender Seismizität keine Benioff Zone definiert werden. Es wird eine sehr flache Subduktion der Antarktischen Platte angenommen (MURDIE ET AL., 1993), die orthogonal mit einer Geschwindigkeit von 20 mm a^{-1} unter die Südamerikanische Platte subduziert wird (CANDE AND LESLIE, 1986).

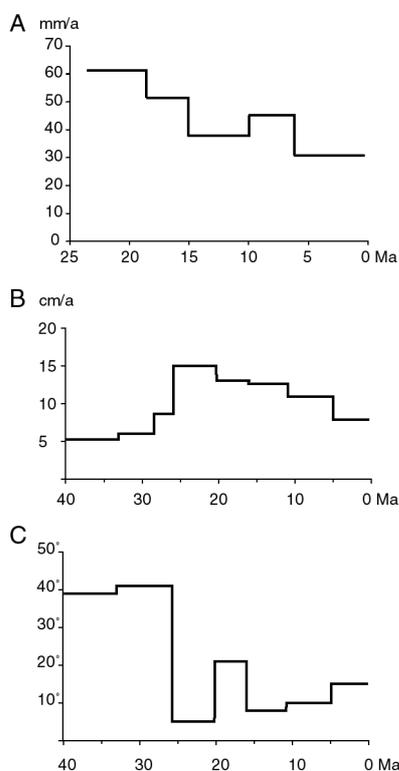


Abb. 2.2: A – Gemittelte Halb-Spreizungsraten des Chile Rückens für die letzten 25 Ma. Die generelle Abnahme der Spreizungsrate könnte in einem ursächlichen Zusammenhang mit der Subduktion des Rückens stehen (TEBBENS ET AL., 1997; Fig 12a)

B – Mittlere Konvergenzrate bei 30°S , von 40 Ma bis heute. Deutlich wird der starke Anstieg der Konvergenzrate zwischen 28.3 und 25.8 Ma und die spättertiäre Abnahme der Konvergenz.

C – Zeigt die Konvergenzschräge bei 30°S . Es handelt sich um dextrale Konvergenz. B und C sind den Berechnungen von SOMOZA (1998) entnommen.

Der Chile Rücken ist WNW orientiert und wird mit einer Geschwindigkeit von etwa 50 mm a^{-1} nach $\text{N}79^\circ\text{E}$ subduziert. Dabei liegen die Rückensegmente im spitzen Winkel zur Tiefseerinne ($10 - 15^\circ$) und die Transformstörungen im stumpfen Winkel dazu (BANGS ET AL., 1992). Aufgrund dieser geometrischen Konstellation wandert der Tripelpunkt zwischen den drei Platten während der Subduktion eines Rückensegmentes schnell nordwärts entlang der Chile-Peru-Tiefseerinne, aber sehr langsam südwärts während der Subduktion einer Transformstörung. In der Summe beider Bewegungen kommt es zur nordwärts gerichteten Migration des Tripelpunktes. Die Subduktion des Chile Rückens unter die Südamerikanische Platte erfolgt seit 14 Ma (CANDE ET AL., 1987). Während dieser Zeit verringerte sich die Spreizungsrate des Chile Rückens (Abb. 2.2 A). Die Subduktion eines 700 km langen Rückensegmentes zwischen 14 und 10 Ma (CANDE AND LESLIE, 1986) führte zu einer starken Reduktion der Spreizungsrate von rund 60 auf 40 mm a^{-1} und nahm

während der Subduktion der Transformstörung wieder auf 46 mm a^{-1} zu (TEBBENS ET AL., 1997). Bei der Subduktion eines weiteren Rückensegments um 6 Ma (CANDE AND LESLIE, 1986) kam es zu einer weiteren Reduzierung der Spreizungsrate am Rücken auf 31 mm a^{-1} (TEBBENS ET AL., 1997). Diese Rate blieb auch bei der Subduktion einer weiteren Transformstörung sowie eines Rückensegments bei 3 Ma unverändert (CANDE AND LESLIE, 1986).

Während des Tertiärs gab es am aktiven Kontinentalrand von Südamerika zwei Perioden, in denen die ozeanischen Platten mit einer hohen Konvergenzrate subduziert wurden. Die erste Periode lag zwischen 50 und 42 Ma (PARDO-CASAS AND MOLNAR, 1987), eine weitere folgte zwischen 25 und 10 Ma (SOMOZA, 1998; Abb. 2.2 B). Die starke Zunahme der Konvergenz zwischen der Nazca (Farallon) Platte und Südamerika ist an eine generelle Platten-Reorganisation im pazifischen Raum im oberen Oligozän gekoppelt. Damit ist auch eine Verringerung der Subduktionsschiefe zu einer fast orthogonalen Richtung verbunden (SOMOZA, 1998; Abb. 2.2 C).

Die **Subduktion eines aktiven Spreizungsrückens** führt häufig zu auffälligen und vielfältigen Merkmalen und Prozessen in der Oberplatte. Unter Berücksichtigung der in Südchile studierten Phänomene solcher Subduktionssonderformen können schnelle Hebung und Subsidenz im Forearc-Bereich (BEHRMANN ET AL., 1994), ein erhöhter geothermischer Gradient im Forearc-Bereich (GUILLET ET AL., 1999; LAGABRIELLE ET AL., 2000), rezenter Vulkanismus in extremer Nähe zur Tiefseerinne (FORSYTHE ET AL., 1986), eine ausgeprägte Lücke im Subduktionsbogen-Vulkanismus (RAMOS AND KAY, 1992), Obduktion von Ophiolit-Sequenzen (BOURGOIS ET AL., 1996), sowie lokal auftretende Extension und Subduktionserosion (BEHRMANN ET AL., 1994; BOURGOIS ET AL., 1996) und Subduktion signifikanter Sedimentmengen, die in Beziehung zur Rückensubduktion stehen (BEHRMANN AND KOPF, 2001) resultieren.

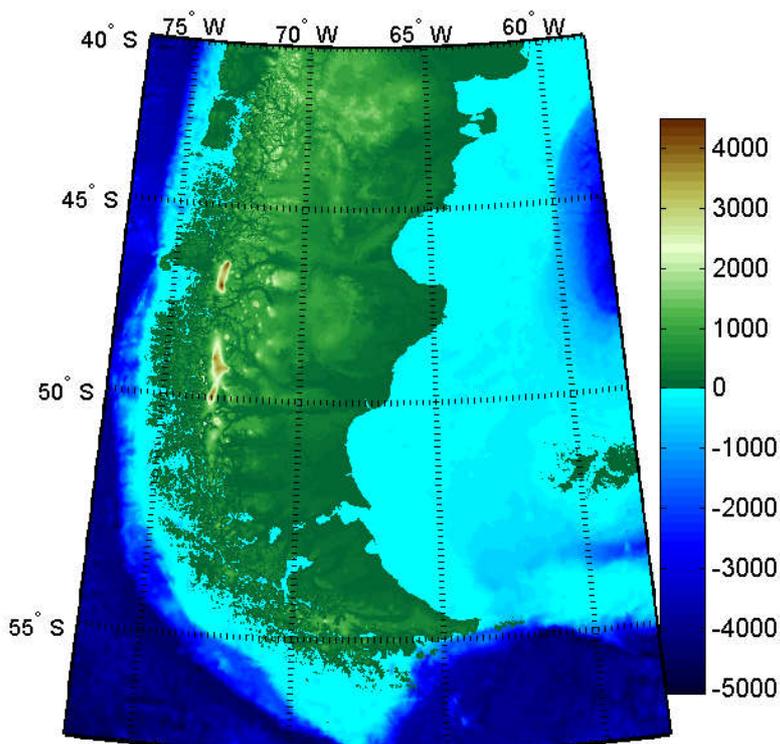


Abb. 2.3: Darstellung der marinen und terrestrischen Topographie für die Südspitze von Südamerika zwischen 40°S und 57°S . Die terrestrische Topographie wurde auf der Grundlage des GTOPO30 Datensatzes (<http://www.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>) sowie der satellitengestützten Bathymetrie - Datensatzes (http://topex.ucsd.edu/marine_topo/mar_topo.html) erstellt. Auffällig ist die südlich von 47°S auftretende stärkere Hebung der patagonischen Anden.

Neben der Vulkanlücke im südandinen Subduktionsbogen sind wichtige Unterschiede in der Struktur, der Morphologie und Entwicklung der Vorlandgebiete nördlich und südlich des Tripelpunktes zu beobachten (RAMOS, 1989). Nördlich der CTJ zeigen die Anden eine durchschnittlich geringere topographische Höhe (~2200 m), weniger Sockelgesteinsaufschlüsse, und nur geringe Sedimentakkumulationen spätterter Molassesedimente im Vorland. Südlich von 46.5° S steigt die durchschnittliche topographische Höhe der Anden auf über 2500 an, mit höchsten Erhebungen zwischen drei und viertausend Metern (siehe Abb.2.3). Die Sockelgesteinseinheiten sind stärker aufgeschlossen und östlich der Anden werden mächtige spätterter Molassesedimente abgelagert.

Um die känozoische Entwicklung der patagonischen Anden besser zu verstehen und mögliche Beziehungen zwischen den plattentektonischen Veränderungen und den tektonischen und oberflächennahen Prozessen der hangenden Platte zu untersuchen, werden in dieser Arbeit unter anderem die synorogenen Sedimentablagerungen im Vorlandbereich der Anden näher untersucht. Diese in der **Santa Cruz Formation** zusammengefassten Sedimente wurden im Magellan Becken abgelagert. Im folgenden soll die geologische Entwicklung dieses Bereiches unter Berücksichtigung des Orogens detailliert dargestellt werden.

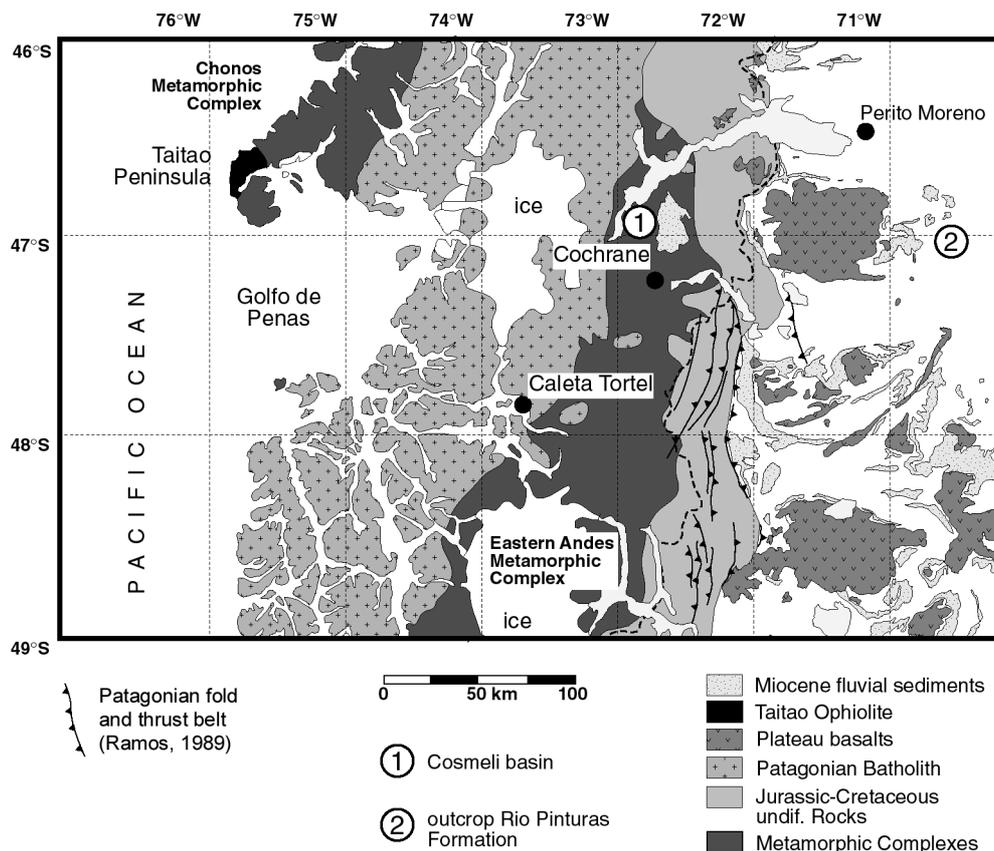


Abb. 2.4: Die geologische Übersichtskarte zeigt die wichtigsten anstehenden Einheiten im Arbeitsgebiet sowie die Strukturen des Vorlandüberschiebungsgürtels (nach Ramos, 1989). Zusätzlich ist die Lage des Cosmelli Beckens (1) und der Aufschlussbereich der Rio Pinturas Formation (2) eingetragen (siehe auch Abb. 2.9).

2.2 Geologische Entwicklung des Untersuchungsgebiets

Die ältesten aufgeschlossenen Gesteine umfassen die **paläozoischen Metasedimente** des 'Eastern Andean Metamorphic Complex' (Abb. 2.4). Die intensiv deformierten, grünschiefer- bis unter amphibolitfaziell überprägten Einheiten setzen sich aus marinen Turbiditen, Kalksteinen und pyroklastischen Gesteinen zusammen, die eine spät-paläozoische Isotopenrücksetzung zeigen (HALPERN, 1973; THOMSON ET AL., 2001). Sie werden als kristalliner Kern eines Orogengürtels interpretiert, der möglicherweise durch die Kollision von Mikroplatten entstanden ist (BELL AND SUAREZ, 2000). Demgegenüber existiert die Auffassung, dass der "Eastern Andean Metamorphic Complex" als Akkretionskomplex entstanden ist (DALZIEL AND GRUNOW, 1992).

Lokalität	Pampa Cosmelli Rio Furioso 1	Ligorio Marquez Pico Sur 2	Lago Posadas Gebiet 3	Laguna Grande - 4	El Fonda - 1 5
Stratigraphie					
Pliozän		Basalte	Post-Plateau- Sequenz		
Miozän	Galera Fm. (k)		Strobel Basalt Haupt-Plateau- Sequenz		
Oligozän	Guadal Fm. (m)		Santa Cruz Fm. (k)	untere & obere Magallanes Fm. (m)	
Eozän	San José (k)	Basalte	Centinela Fm. (m)	Senoniano Pampa Larga Fm. (m)	
Paleozän	Ligorio Marquez (k)		Posadas Basalt (k)		
obere Kreide			Rio Tarde, Kachaiké & Cardiel Fm (k)	obere Inoceramus & Arcillas Fm. (m)	
untere Kreide		Flamencos Tuffs (k) Cerro Colorado Fm (m)	Rio Belgrano, Rio Mayer & Springhill Fm. (m)	Magras Verdes & mittlere Inoceramus Fm (m)	
oberes Jura	Ibáñez Fm. (k)		Quemado Fm. (k)	untere Inoceramus & Springhill Fm. (k)	Tobifera Fm. (k)

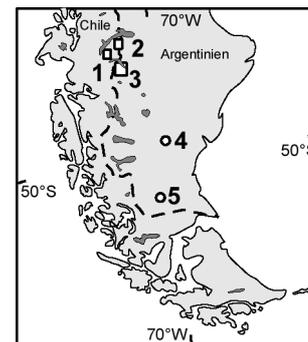


Abb. 2.5: Schematische Zusammenstellung der Stratigraphie der mesozoischen und tertiären Einheiten im Arbeitsgebiet. Die einzelnen Lokalisationen sind in der Detailkarte dargestellt und aus folgenden Arbeiten entnommen: 1 - FLINT ET AL. (1994); SUAREZ ET AL. (2000A); 2 - SUAREZ ET AL. (2000A); SUAREZ ET AL. (2000B); 3 - CASADIO ET AL. (2000); GORRING ET AL. (1997); RAMOS (1989); 4 und 5 entsprechen Explorationsbohrungen aus BIDDLE ET AL. (1986)

Die **mesozoische Entwicklung** der Region ist maßgeblich mit der Sedimentation im Bereich des Magellan Beckens verbunden. Die Entwicklung dieses Sedimentationsraumes lässt sich in zwei Stadien einteilen. Das erste Stadium ist eng mit dem Auseinanderbrechen von Gondwana und der Öffnung des Südatlantik verbunden (BIDDLE ET AL., 1986). Die Extension in der Trias und im Jura führt zur Bildung eines kleinen Randbeckens hinter einem im Westen des Ablagerungsraumes gelegenen magmatischen Bogens. An dieses Riftbeckenstadium schließt sich von der späten Kreide bis ins Tertiär ein Vorlandbeckenstadium an. Die Entwicklung dieses Vorlandbeckens ist maßgeblich durch die tektonische Entwicklung im westlich gelegenen andinen Subduktionsorogen bestimmt (BIDDLE ET AL., 1986; RAMOS, 1989). Die Extension beim Auseinanderbrechen Gondwanas führt zur Bildung zahl-

reicher Halbgräben im Ablagerungsraum des Magellan Beckens, in denen die ältesten Ablagerungen vorkommen. Diese vulkanoklastischen Sedimente werden hauptsächlich von rhyolithischen Ignimbriten und untergeordneten bimodalen Assoziationen von mafischen und intermediären Vulkaniten abgeleitet (PANKHURST ET AL., 1998). Diese ältesten Riftsedimente werden als Ibáñez Gruppe; weiter südlich als El Quemado und Tobífera Formation bezeichnet (Abb. 2.5, BIDDLE ET AL., 1986; SUAREZ AND DE LA CRUZ, 1997). In den östlichen Bereichen Patagoniens (Deseado Massiv) weisen diese Vulkanite eine Altersspanne vom frühen bis ins mittlere Jura auf, während die assoziierten Vulkanite in der Patagonischen Kordillere ein Altersspektrum vom mittleren Jura bis in die frühe Kreide zeigen (PANKHURST ET AL., 1998; PANKHURST ET AL., 2000 und Ref. darin). Der Vulkanismus wird mit dem Auseinanderbrechen Gondwanas und der Bildung einer "silicic large igneous province" in Verbindung gebracht (PANKHURST ET AL., 1998; PANKHURST ET AL., 2000).

Zeitgleich kommt es in den westlich des Magellan Beckens gelegenen Bereichen der heutigen patagonischen Kordillere zur Intrusion zahlreicher granodioritischer bis tonalitischer Plutone. Sie formen einen kontinuierlichen Gürtel zwischen 40° und 56° südlicher Breite, der als **Patagonischer Batholith** bezeichnet wird. Er erstreckt sich über eine Länge von 1700 km und erreicht eine Breite von bis zu 200 km. Die Plutone mit einer metalumischen und kalkalkalinen Zusammensetzung werden als Differentiationsprodukte einer magmatischen Unterfütterung (mafic crustal underplating) der kontinentalen Unterkruste mit geringer oder keiner krustalen Kontamination interpretiert (PANKHURST ET AL., 1999). Die Datierung der einzelnen Intrusivkörper ergab unterschiedliche Altersgruppen (Abb. 2.6). Ein Großteil der magmatischen Aktivität fand zwischen dem oberen Jura und der mittleren Kreide statt, parallel zu vulkanischen Aktivitäten in diesem Bereich. Allerdings kommen auch neogene Intrusionen vor, die ebenfalls zu dieser Provinz gerechnet werden und auf die weiter unten eingegangen wird.

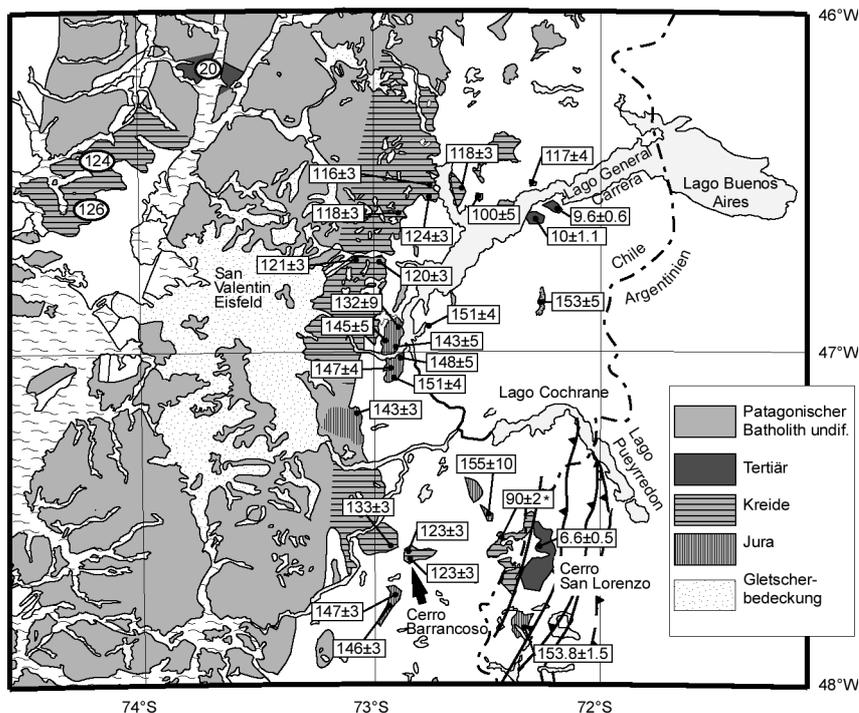


Abb. 2.6: Geologische Übersichtskarte des Patagonischen Batholiths zwischen 46 und 48°S. Dargestellt ist die Verteilung der datierten Plutone. Die Zahlenangabe erfolgt in Millionen Jahren. Die Daten in ovaler Umrahmung sind von Pankhurst et al. (1999) datiert über Rb-Sr Gesamtgesteins-Methode. Daten mit recht-eckiger Umrahmung von Suarez and De La Cruz (2001) datiert über K-Ar Methode an Biotiten. Die mit * gekennzeichnete Datierung stammt von Welkner (1999) und beruht auf der K-Ar Gesamtgesteinsdatierungen.

An zwei kretazischen Granodioritintrusionen des Batholitkomplexes wurden Höhenprofile für Spaltspur-Thermochronologie beprobt, um die neogene Denudationsentwicklung der Kordillere zu untersuchen (siehe Kap. 6).

Vom späten **Jura bis zur oberen Kreide** stellen sich im Magellan Becken marine Sedimentationsbedingungen ein. Die Ingression erfolgt vom Pazifik, wobei die Wasserzirkulation mit dem offenen ozeanischen Bereich durch die Bildung des magmatischen Bogens am Westrand dieses flachen Randmeeres stark eingeschränkt war (BIDDLE ET AL., 1986). Eine mächtige Abfolge von Schwarzschiefern (Río Mayer und Inoceramus Formation; Abb. 2.5) wird im Sublitoral mit einem nord-östlichen Liefergebiet abgelagert (BIDDLE ET AL., 1986). Sie bilden die Muttergesteine für die Ölproduktion im Magellan Becken. Ihre Mächtigkeit reicht im Norden von 250 m bis zu 1200 m im Süden des Beckens (RAMOS, 1989). Daneben werden flachmarine, hauptsächlich tidale Sandsteine abgelagert. Die marine Regression im Magellan Becken beginnt während des Barremiums im Norden des Beckens (47° 30' S) und erreicht im frühen Albium die südlichen Bereiche (49° S; RAMOS, 1989). Im Zentrum des Beckens reichen die marinen Einheiten bis ins Maastricht und werden von Liefergebieten im Norden, Nordosten und Osten abgeleitet. Die Ablagerung dieser Einheiten wird wiederholt von Phasen begrenzt in denen auch Erosion stattfand (BIDDLE ET AL., 1986).

Im westlichen Bereich des Arbeitsgebietes bei 47°30'S sind über den marinen kretazischen Sedimenten Vulkanite mit einem Alter von 118 – 100 Ma (K-Ar Gesamtgesteinsalter), lokal bis ca. 128 Ma abgelagert (Divisadero Gruppe und Flamencos Tuffe; Abb. 2.5; SUAREZ AND DE LA CRUZ, 2001; SUAREZ ET AL., 2000B). Weiter östlich folgt eine Serie von progradierenden Sandsteinen, die von flachmarinen, deltatischen Ablagerungen zu fluviatilen Ablagerungen wechseln (RAMOS, 1989; Río Belgrano, Río Tarde und Kachaika Form.; Abb. 2.5). Die Entwicklung von einer thermisch gesteuerten Subsidenz zu einer durch orogene Auflast gesteuerten Subsidenz im Vorlandbeckenstadium vollzieht sich von der mittleren Kreide bis ins frühe Tertiär (BIDDLE ET AL., 1986).

Die **känozoische Entwicklung** ist durch das **Vorlandbeckenstadium** des Magellan Beckens gekennzeichnet. Die Sedimentationsbedingungen sind eng mit der tektonischen Entwicklung der Patagonischen Anden am westlichen und südlichen Rand des Beckens verknüpft. Die beginnende känozoische Entwicklung ist im Arbeitsgebiet durch die Ablagerung des *Lago Posadas Basalt* gekennzeichnet. Dieser kalkalkaline Basalt ist in mehreren Lavaströmen zwischen 48 und 45 Ma (K-Ar Gesamtgesteinsalter) konkordant auf die kretazischen Sedimenten ausgeflossen (RAMOS, 1982; RAMOS, 1989). Weiter westlich auf chilenischer Seite sind kleinräumige Vorkommen von oberpaläozänen / untereozänen fluviatilen Sedimenten aufgeschlossen, die auf den mesozoischen Einheiten auflagern (Ligorio Marquez Form.; SUAREZ ET AL., 2000B und San Jose Form.; FLINT ET AL., 1994; Abb. 2.5). Auf diese sedimentären Einheiten sind Basalt-Laven ausgeflossen, die teilweise auch auf den deformierten mesozoischen Einheiten liegen (SUAREZ ET AL., 2000A; SUAREZ ET AL., 2000B). Sie wurden mit K-Ar Gesamtgesteinsaltern zwischen 57 ± 1 Ma und 44 ± 5 Ma sowie 41.6 ± 1.4 Ma datiert (SUAREZ ET AL., 2000B). Diese Altersspanne ist mit den Altern des *Lago Posadas Basalt* vergleichbar und markiert die Basis der beginnenden Molasseablagerungen im Arbeitsgebiet. Als Ursache für die Eruption dieser Basalte wird die Subduktion des Aluk-Farallon Rückens im frühen Eozän unter Südamerika in diesem Bereich angenommen (RAMOS AND KAY, 1992).

Die **paläozänen bis miozänen Sedimente** im Arbeitsgebiet und den südlich anschließenden Bereichen bestehen aus einem sedimentären Keil eines epikontinentalen Bildungsraumes, der eng mit dem Andenorogen und dem passiven Kontinentalrand des Atlantiks verbunden ist. Im Arbeitsgebiet ist die marine **Centinela Formation** direkt auf dem *Lago Posadas Basalt* abgelagert (Abb. 2.5). Die Sedimente dieser Formation bestehen an der Basis aus feinkörnigen Sandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen mit kalzitischen Konkretionen, welche Mollusken, Echinodermen und Dekapoden enthalten. Der obere Teil der *Centinela Formation* setzt sich aus mittel- bis feinkörnigen Sandsteinen, Siltsteinen und feinkörnigen Lagen mit Austernschalen (*Crassostrea? hatcheri Ortman*) zusammen, die teilweise in Lebendstellung sedimentiert sind (CASADIO ET AL., 2000). In einigen Bereichen werden auch konglomeratische Lagen beschrieben (RAMOS, 1989). Für die Sedimente der *Centinela Formation* wird ein flachmariner, subtidaler Bildungsraum angenommen (CASADIO ET AL., 2000). Mit der marinen *Centinela Formation* auf argentinischer Seite ist die geringer mächtige und etwas jünger eingestufte Guadal Formation (FRASSINETTI AND COVACEVICH, 1999) auf chilenischer Seite vergleichbar (Abb. 2.5).

Aufgrund der Datierung einer Aschenlage innerhalb der *Centinela Formation* etwas südlich des Arbeitsgebietes bei 50°30' S kann diesen Sedimenten ein eozänes Alter zugeordnet werden (46 ± 2 Ma; Ar/Ar-Gesamtgesteinsalter; Lokation: 50°30'S, 72°15'W; CASADIO ET AL., 2000). Im Arbeitsgebiet wird der *Centinela Formation* aufgrund biostratigraphischer Einstufungen ein oligozänes Alter zugeordnet (MALUMIÁN AND RAMOS, 1984). Für die weiter westlich gelegene, ebenfalls marine Guadal Formation wird ein oberoligozänes – untermiozänes Alter angegeben (FRASSINETTI AND COVACEVICH, 1999). Nördlich des Arbeitsgebiets, südlich des Lago Buenos Aires/Lago General Carrera, ist die marine El Chacay Formation aufgeschlossen, die ein Äquivalent zur *Centinela Formation* darstellt. Biostratigraphische Untersuchungen an dieser Formation, die ebenfalls zwischen dem eozänen *Lago Posadas Basalt* und den miozänen terrestrischen Sedimenten liegt, weisen den Sedimenten ein ober-eozänes Alter zu (CAMACHO ET AL., 1998). Unklar ist, ob diese unterschiedlichen Alter einen Diachronismus in der Transgression darstellen oder ob sie auf unterschiedliche Interpretationen der Datenlage zurückzuführen sind. Die zeitliche Einordnung der Ablagerungen zeigt, dass die atlantische Ingression im Zentrum des Magellan Beckens bereits seit dem unteren Eozän zur Ablagerung flachmariner Sedimente führte (CASADIO ET AL., 2000) und erst später auch den nördlichen Rand des Beckens erreichte. Ob die marine Phase bis in den Zeitraum des oberen Oligozän und unteren Miozän reichte, kann aufgrund der unzureichenden Datenlage nicht geklärt werden.

Für den Zeitraum des oberen Paleozän bis zum Eozän können aufgrund der Untersuchungen an der marinen *Centinela Formation* (CASADIO ET AL., 2000) südlich des Arbeitsgebietes und fluviatiler Sedimente am Nordrand des Magellan Beckens (Ligorio Marquez Formation; SUAREZ ET AL., 2000B) subtropische bis tropische Klimabedingungen angenommen werden.

Über den marinen Ablagerungen folgen terrestrische Sedimente, die in der **Santa Cruz Formation** zusammengefasst werden. Diese als Molasseablagerungen interpretierten Sedimente sind direkt mit der orogenen Entwicklung in den patagonischen Anden verbunden (RAMOS, 1989). Durch die in dieser Arbeit später vorgestellten Untersuchung dieser Sedimente sollen Informationen gesammelt werden, um Rückschlüsse für die Entwicklung des aktiven Kontinentalrandes für diesen Zeitraum zu gewinnen. An drei unterschiedlichen Lokationen wurden Sedimentprofile aus der Santa Cruz Formation aufgenommen, die im Kapitel 3 im Detail besprochen werden. Auf zwei Lokationen, dem Lago Posadas

Profil und dem Olguita Profil wird im folgenden Bezug genommen. Die Lage der Profile ist aus Abb. 6.1 und 2.8 ersichtlich.

Die Sedimente der Santa Cruz Formation haben eine weite Verbreitung in Argentinien. Die bekanntesten Aufschlüsse dieser fossilreichen Abfolge sind entlang der Ostflanke der Patagonischen Anden und entlang der Atlantikküste in der Provinz Santa Cruz im Süden Argentiniens aufgeschlossen (MARSHALL ET AL., 1986). Die Santa Cruz Formation ist überwiegend fluviatil und setzt sich hauptsächlich aus Silt- und Sandsteinen mit großen Mengen an vulkanischen Aschen und eingeschalteten Konglomeratlinsen zusammen (SIMPSON, 1940). Der sedimentäre Detritus wird hauptsächlich aus den magmatisch aktiven Anden im Westen des Ablagerungsgebietes abgeleitet (SIMPSON, 1940). Die Santa Cruz Formation ist reich an Fossilien. So wurden Reste von Wirbeltieren der Familien *Dasypodidae*, *Glyptodontidae*, *Myodontidae*, *Megatheriidae*, *Dasyproctidae*, *Protheroheriidae*, *Interatheriidae*, und *Astrapotheriidae* gefunden (GIACOSA ET AL., 1997, DE BARRIO, 1984). Von besonderem Interesse sind die Funde von fossilen Primaten (*Platyrrhinos*; FLEAGLE, 1990; FLEAGLE ET AL., 1987). Die in der Santa Cruz gefundene Säugetierfauna wird der *Santacruciense* Alterstufe der südamerikanischen Land-Säugetiere zugeordnet (e. g. MARSHALL ET AL., 1977; MARSHALL AND SALINAS, 1990).

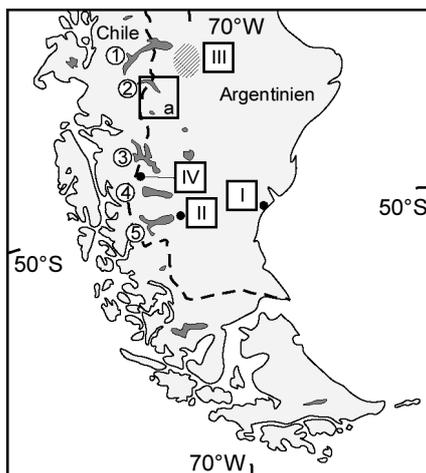


Abb. 2.7: Übersichtskarte zur Lage von Aufschlusspunkten der Santa Cruz Formation sowie Lage des Aufschlussgebietes der Rio Pinturas Formation.

1 - Lago Buenos Aires / Lago General Carrera, 2 - Lago Pueyrredón / Lago Posadas, 3 - Lago O'Higgins, 4 - Lago Viedma, 5 Lago Argentino
 I - Monte León, II - Karaiken, III - Lage des Aufschlussgebietes der Rio Pinturas Formation (*sensu* BOWN AND LARRIESTRA, 1990), IV - Cerro Fizroy
 a - Arbeitsgebiet

Zur Altersstellung der Santa Cruz Formation existieren unterschiedliche Daten. RAMOS (1982) bringt die Ablagerungen der Santa Cruz Formation mit der Intrusion

des Fitz Roy Granits in Verbindung, der ein K-Ar Alter von 18 ± 10 Ma aufweist (aus MARSHALL AND SALINAS, 1990). Diese miozäne Granitintrusion ist nördlich des Lago Viedma (Abb. 2.7) in der Ostabdachung der Anden aufgeschlossen. Die Datierung der basalen Bereiche der Santa Cruz Formation in einem Aufschluss östlich des Lago Argentino (Karaikén, Abb. 2.7) erbrachte ein Alter von $16,7 \pm 0,2$ Ma sowie die Datierung eines Tuffs mittels Zirkon Spaltspurdatierung im gleichen Aufschluss $15,7 \pm 1,8$ Ma (MARSHALL ET AL., 1986). Die erneute Datierung der Lokalität Monte León (Abb. 2.7) in der Nähe der Atlantikküste ergab $17,3 \pm 0,3$ Ma für einen Tuff im unteren Bereich und $17,0 \pm 0,5$ Ma für Tuffe weiter oben im Profil der basalen Santa Cruz Formation (MARSHALL ET AL., 1986). Dies wurde auch durch die Erstellung einer Magnetostratigraphie in diesem Aufschluss bestätigt (Cron 5Cr; $17,6 - 16,5$ Ma, nach CANDE AND KENT, 1995; MARSHALL ET AL., 1986). Die Datierung von Biotitkonzentraten aus zwei Aschenlagen die zwischen der Centinela und der Santa Cruz Formation in der Nähe der Estancia Quién Sabe am Lago Argentino entnommen wurden, ergaben ein Alter von $18,8 \pm 0,4$ und $19,4 \pm 0,4$ Ma für die Basis der Santa Cruz Ablagerungen in diesem Gebiet (W. ZINSMEISTER in MARSHALL AND SALINAS, 1990, Seite 69).

Aufgrund der primatenführenden Faunenvergesellschaftungen wird die Santa Cruz Formation mit den Ablagerungen der Rio Pinturas Formation (BOWN AND LARRIESTRA, 1990) parallelisiert (GIACOSA ET AL., 1997). Diese Formation ist NW des Arbeitsgebietes bei 47°S und 70° 40' W (Abb. 2.7) aufgeschlossen und wurde mit einem Alter aus der Basis der Einheit von $17,76 \pm 0,02$ Ma sowie $13,3 \pm 3,3$ Ma aus dem mittleren Bereich der Ablagerungen an Aschenlagen datiert (BOWN AND LARRIESTRA, 1990; FLEAGLE ET AL., 1995). Paläontologische und geochronologische Untersuchungen aus weiten Teilen des südlichen Südamerika führten zu einer zeitlichen Einstufung des *Santacrusiense* Land-Säugetier-Alters (Santacrusian Land Mammal Age) zwischen 18 und 15 Ma (MARSHALL ET AL., 1986; MARSHALL AND SALINAS, 1990). Da viele der paläontologischen Funde aus der Santa Cruz Formation stammen, wird der Beginn der Sedimentation mit diesem Alter gleichgesetzt.

Der Übergang von mariner zu terrestrischer Sedimentation erfolgt im Arbeitsgebiet graduell ohne einen markanten Hiatus (V. RAMOS, persönliche Mitteilung 2000). Weiter südlich des Arbeitsgebietes erfolgte der Übergang in einem längeren Zeitraum mit wechselnden terrestrischen und marinen Ablagerungsbedingungen (CASADIO ET AL., 2000). Untersuchungen von MARSHALL AND PASCUAL (1978) belegen, dass die Faunenvergesellschaftungen vom Lago Pueyrredón (gleiche Lokalität wie das in dieser Arbeit untersuchte Lago Posadas Profil) jünger sind als die Funde aus den küstennahen Santa Cruz Aufschlüssen (in MARSHALL AND SALINAS, 1990, S 68). Daraus kann geschlossen werden, dass die Sedimentation im Lago Posadas Profil zu einem späteren Zeitpunkt begann als in anderen Typlokalitäten (südlich entlang der Cordillera sowie in den küstennahen Aufschlüssen) der Santa Cruz Formation. Die Mächtigkeiten der Santa Cruz Formation im Untersuchungsgebiet am nordwestlichen Rand des Magellan Beckens schwanken zwischen 600 und 800 m. Generell weisen die Mächtigkeiten am westlichen Rand des Ablagerungsraumes Werte von über 800 m auf und dünnen auf 200 m in den östlich aufgeschlossenen Bereichen aus (RUSSO AND FLORES, 1972).

Die Ablagerung der marinen Centinela Formation und der terrestrischen Santa Cruz Formation wird von (RAMOS, 1989) als Folge der beginnende Hebung in der patagonischen Kordillere interpretiert. Sie stellen somit die synorogenen Vorlandablagerungen zur andinen Entwicklung in diesem Bereich dar.

Eine ausgedehnte Sequenz von **neogenen Plateau Basalten** ist direkt auf die Santa Cruz Formation ausgeflossen (RAMOS AND KAY, 1992). Diese Basalte bilden die typischen Mesetas oder Mesas (Tafelberge) dieser Gegend. Aufgrund ihrer räumlichen, zeitlichen und isotopengeochemischen Charakteristik lassen sich die Plateau Basalte in eine Haupt-Plateau-Sequenz und eine Post-Plateau-Sequenz unterteilen (GORRING ET AL., 1997). Die Haupt-Plateau-Sequenz zeigt eine tholeitische Zusammensetzung mit einer deutlichen Ozean-Insel-Basalt (OIB) Signatur. Die Ar/Ar-Datierungen dieser Sequenz ergaben eine Zeitspanne zwischen 14 und 5 Ma (GORRING ET AL., 1997; Abb. 2.8). Die Alter zeigen einen deutlichen Trend zu jüngeren Altern nach Osten und Nordosten. Die westlichsten Bereiche zeigen ein Alterscluster um 11 Ma (GORRING ET AL., 1997). Die Post-Plateau-Sequenz weist eine alkalische Zusammensetzung mit MORB-Charakteristik und einer Altersspanne zwischen 6 und 2 Ma auf (GORRING ET AL., 1997; Abb. 2.8). Im Arbeitsgebiet liegt die Meseta Belgrano zentral zwischen den Lokationen, der bearbeiteten Sedimentprofile (siehe Abb. 2.8). Die Datierung einer Basaltprobe aus dem östlichen Bereich der Meseta ergab ein Alter von 10.1 ± 0.3 Ma (GORRING ET AL., 1997; Ar/Ar-Gesamtgesteinsalter; Abb. 2.8). Südöstlich der Meseta Belgrano sind am Cerro Pampa Andesite und

Dazitite mit einer adakitischen Signatur und einem Alter von 12.1 ± 0.7 Ma aufgeschlossen (RAMOS ET AL., 1991; K-Ar-Gesamtgestein).

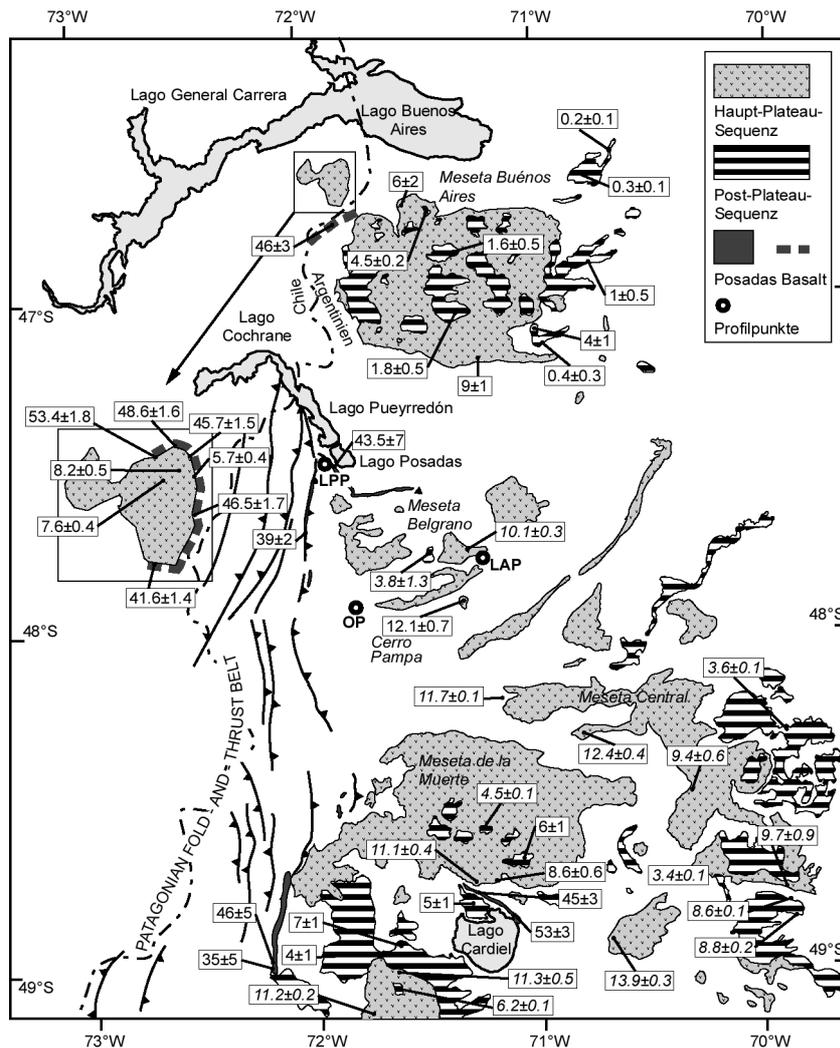


Abb. 2.8: Lage und Verteilung der südpatagonischen Plateaubasalte und eine Zusammenstellung aller Altersdatierungen der eozänen sowie miozänen bis pleistozänen Basaltvorkommen im Arbeitsgebiet. Die Einteilung in Haupt- und Post-Plateau-Basalte erfolgte nach GORRING ET AL. (1997). Die Altersangaben sind in Millionen Jahren und wurden den Arbeiten von GORRING ET AL. (1997); RAMOS AND KAY (1992) und SUAREZ ET AL. (2000) sowie Referenzen daraus entnommen. Kursiv geschriebene Altersangaben sind Ar/Ar-Gesamtgesteinsdatierungen, alle anderen Daten sind K-Ar-Gesamtgesteinsdatierungen. Eingezeichnet ist die Lage der aufgenommenen Sedimentprofile OP – Olguita Profil, LPP – Lago Posadas Profil und LAP – Laguna Asador Profil.

Wie schon im Mesozoikum kommt es im Miozän zur Bildung von Intrusionen am östlichen Rand des **Batholith-Komplexes** (PANKHURST ET AL., 1999; SUAREZ AND DE LA CRUZ, 2001). Diese jungen Intrusiva zeigen eine sehr unterschiedliche mineralchemische Zusammensetzung von Gabbro über Granit zu Monzogranit (SUAREZ AND DE LA CRUZ, 2001). Generell wird für diese Körper eine Intrusion in hohe Krustenstockwerke angenommen, die an einigen Vorkommen auch nachgewiesen werden konnte (SUAREZ AND DE LA CRUZ, 2001; THOMSON ET AL., 2001 PUTLITZ ET AL., IN PREP.). Zu dieser jungen Suite gehört der San Lorenzo Granit, der den zweithöchsten Berg in Patagonien bildet. Dieser Granitkomplex hat eine Ausdehnung von rund 75 km^2 . Die Intrusion dieses Biotit-Syenogranits bis Monzo-Granodiorits erfolgte direkt in die Paläozoischen Metasedimente und angrenzende Plutonite (WELKNER, 1999). K-Ar Datierungen an Biotiten ergaben ein Alter von 6.6 ± 0.5 Ma (WELKNER, 1999; SUAREZ AND DE LA CRUZ, 2001; Abb. 2.6), Datierungen auf argentinischer Seite ergaben Alter von 8 ± 1 Ma (RAMOS AND PALMA, 1981) für diese Intrusion.

Die Intrusion des San Lorenzo wurde ebenfalls für die Apatit-Spaltspuruntersuchungen mit einem Höhenprofil beprobt (siehe Kap. 6).

Die Alkali-Basalte und die Ablagerungen des Magellan Beckens wurden durch **neogene und pleistozäne Vergletscherungen** tiefgreifend erodiert und zum Teil weitläufig durch glaziale Ablagerungen abgedeckt. Die ältesten bekannten glazialen Ablagerungen im Arbeitsgebiet sind in der Meseta Buenos Aires bei 46°50'S und 71°50'W zwischen Basaltablagerungen erhalten. Die K/Ar-Datierung der unter- und überlagernden Basalte ergab einen obermiozänen bis pliozänen Zeitraum zwischen 4.6 und 7 Ma (MERCER AND SUTTER, 1982). Untersuchungen von SCHELLMANN (1998) weiter südlich im Flusstal des Rio Santa Cruz (~ 50°S) ergaben ebenfalls Hinweise auf eine Vorlandvergletscherung an der Wende Mio-/Pliozän, die ebenso weit ins östliche Vorland reichte wie die ausgedehntesten altpleistozänen Vorlandgletscher. In der Zeit nach 2.5 Ma bis zum Ausgang der letzten Kaltzeit kam es zu mindestens sechs ausgedehnten Vorlandvergletscherungen in diesem Gebiet (MÖRNER AND SYLWAN, 1989; SCHELLMANN, 1998). Untersuchungen von Fluss- sowie Küstenterrassen belegen für diesen Zeitraum eine geringe quartäre Heraushebung des Gebietes vom südpatagonischen Andenstrand bis zur Atlantikküste und somit eine hohe tektonische Stabilität dieses Gebietes (SCHELLMANN, 1998). Die Untersuchungen von SCHELLMANN (1998) belegen, dass eine epirogene Heraushebung des östlichen südpatagonischen Vorlandes, von dem wahrscheinlich auch weite Bereiche der patagonischen Atlantikküste erfasst wurden, vor dem Oberpliozän stattfand, also nach der Ablagerung der Santa Cruz Formation. Während dieser Phase der Landhebung erfolgte die Hauptphase der fluviatilen Tiefenerosion (SCHELLMANN, 1998).

Im Arbeitsgebiet gibt es **rezent** zwischen 46.5° S und 49° S keine **vulkanische Aktivität** im Vulkanbogen des aktiven Kontinentalrandes (RAMOS AND KAY, 1992). Diese Region trennt die nördlich gelegene Südliche Vulkanzone (Southern Volcanic Zone; SVZ) von der südlich davon gelegenen Australen Vulkanzone (Austral Volcanic Zone; AVZ). Die AVZ Vulkanite zeigen eine ungewöhnliche isotopengeochemische Zusammensetzung mit einer adakitischen Charakteristik, die auf Schmelzprozesse in der flach subduzierten Antarktischen Platte schließen lassen und sich deutlich von den SVZ-Vulkaniten unterscheiden (SIGMARSSON ET AL., 1998).

2.3. Kurzer Abriss der känozoischen Deformation

Die **Deformationsentwicklung** im südlichen Teil von Südamerika lässt sich maßgeblich in den Strukturen des **patagonischen Vorlandüberschiebungsgürtels** nachvollziehen. Er erreicht im Streichen eine Längsausdehnung von über 1000 km und reicht von 55° südlicher Breite bis 46° südlicher Breite (SUAREZ ET AL., 2000A; siehe auch Abb. 2.9). Dieser Gürtel erstreckt sich entlang der östlichen Abdachung der patagonischen Anden. Seine komplexe Struktur wurde wahrscheinlich im Zeitraum von der oberen Kreide und dem Tertiär in mehreren Perioden gebildet. Die Datierung der einzelnen Perioden ist lückenhaft und relativ unsicher (SUAREZ ET AL., 2000A).

Der Beginn der Entwicklung eines Vorlandüberschiebungsgürtels in der oberen Kreide und dem beginnenden Tertiär stimmt mit der grundlegenden Umwandlung des Magellan Beckens von einem Riftbeckenstadium zu einem Vorlandbecken überein (BIDDLE ET AL., 1986; SUAREZ ET AL., 2000A). Gekennzeichnet ist diese Veränderung durch das Auftreten von gröberen Klastika mit einem westlich gelegenen Liefergebiet und keilförmigen Sedimentmächtigkeiten, die nach Osten abnehmen. Die sich entwickelnden typischen Vorlandbeckensedimente werden mit einer Einengungsphase in den südlichen Bereichen der patagonischen Anden in Verbindung gebracht (SUAREZ ET AL., 2000A).

Im Arbeitsgebiet ist eine erste Einengungsphase durch die Ablagerung der oberpaleozänen bis untereozänen Ligorio Márques Formation auf deformierte unterkretazische Einheiten gekennzeichnet (Abb. 2.5; SUAREZ ET AL., 2000B). Eine oberoligozänen bis miozäne Einengungsphase wird durch syntektonische Sedimentation in der oberen Guadal Formation (SUAREZ ET AL., 2000A; und Ref. darin) sowie syntektonische Sedimentation und Deformation im Cosmelli Becken belegt (Galera Formation, Abb. 2.4 und 2.5; FLINT ET AL., 1994; SUAREZ ET AL., 2000A). Die Galera Formation wird aufgrund lithologischer Korrelationen mit den Ablagerungen der Santa Cruz Formation stratigraphisch dieser gleich gesetzt. Weiter östlich kommt es nach der Ablagerung der Santa Cruz Formation zur Deformation dieser Einheiten in einem wahrscheinlichen Zeitraum zwischen 9 und 8 Ma (RAMOS, 1989). Diese Deformationsphase wird auch als "Quechua"-Phase bezeichnet (CHARRIER AND MALUMIÁN, 1975). Die Richtung der stärksten Einengung ist ENE und subhorizontal ausgerichtet (DIRAISON ET AL., 2000). Seit dieser Deformationsphase gibt es keine gesicherten Hinweise auf jüngere Einengungsprozesse im Vorland.

Im jüngeren Tertiär entwickeln sich Systeme von Riftbecken im zentralen Bereich des Magellan Beckens (Diraison et al., 1997). Die Riftachsen verlaufen NE-SW und sind verantwortlich für die Abtrennung von Feuerland vom südamerikanischen Festland (Abb. 2.9). Die Entwicklung der Riftstrukturen vollzieht sich mindestens seit dem Neogen (DIRAISON ET AL., 2000). Während des Quartärs wurden die Strukturen mit glazialen Ablagerungen verfüllt.

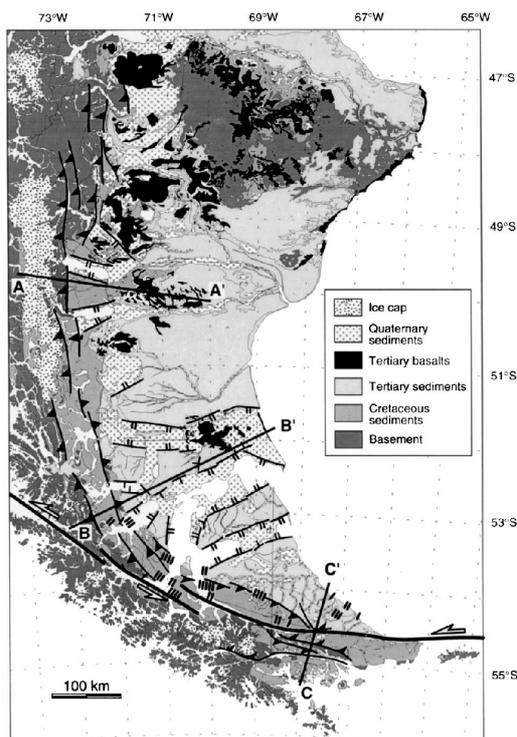


Abb. 2.9: Strukturgeologische Karte der südlichen patagonischen Anden und des Magellanbeckens nach Diraison et al. (2000) (fig. 4, pp 98). Die eingezeichneten Strukturen sind: Überschiebungen (mit ▼ gekennzeichnet), Transformstörungen (mit Halbpfeilen gekennzeichneter Bewegungssinn) und Abschiebungen (mit π und τ gekennzeichnet). Auffällig sind die senkrecht zum Streichen der Anden orientierten jungen Abschiebungs- und Grabensysteme.

3 Verwendete Methoden

3.1 Methoden zu den sedimentologischen Untersuchungen

Die lithologische Gesteinsansprache sowie die Vermessung der Profile wurde im Dezimeterbereich an vertikalen Profilabschnitten vorgenommen. Häufig musste bei den Profilabschnitten zuvor eine wenige Zentimeter bis zu einigen Dezimetern mächtige Lockersedimentschicht entfernt werden, um an frische Gesteinsaufschlüsse zu gelangen (Abb. *Anh.* S.10 B). Vermessen wurden die Profile mit Hilfe eines Dip-Meters im Abstand von 1,5 m. Die Feingliederung im Dezimeterbereich erfolgte über Peilung an einer Meßplatte mit Dezimetereinteilung oder mit Hilfe eines Bandmaßes. Versätze von einzelnen Profilabschnitten betragen weniger als 300 m und wurden an deutlichen Markerhorizonten wie z. B. Aschenhorizonte oder markanten Sandsteinlagen vorgenommen. Die Sedimentstrukturen wurden weitläufig im Streichen der Einheiten aufgenommen. Durch Klüftung der Sandsteinbänke und Ausbrüche konnten die Strukturen im Dezimeter- bis Meterbereich auch im dreidimensionalen Anschnitt beobachtet werden.

Das Einmessen der Schrägschichtungs-Sets erfolgte mit dem Freiburger Gefügekompaß. Es wurde das Falllinear einer Set-Fläche eingemessen. Die Darstellung erfolgt in Form von Richtungsrosen, bei denen der Azimut des Falllinears in Klassen von 10° oder 20° eingeteilt wurde.

Die Beschreibung der Sedimente folgt im wesentlichen der Terminologie von A. D. MIALL (1978, 1985, 1996), sowie FÜCHTBAUER ET AL. (1988). In Tab. 4.1 sind die auftretenden Lithofaziestypen beschrieben.

3.1.1 Geochemische Analysen

Zur geochemischen Charakterisierung der Sedimentproben wurden Haupt- und Spurenelement-Analysen am GFZ Potsdam durchgeführt. Die Bestimmung der Hauptelemente sowie der Spurenelemente Ba, Cr, Co, Ga, Rb, Sr, V, Zn und Zr erfolgte im Routineverfahren mit der Röntgenfluoreszenzanalyse. Als Meßpräparate wurden Schmelztabletten mit 6 g Lithiumtetraborat (*SPEKTROMELT A10, FA. MERCK*) und 1 g Probe hergestellt. Die Messungen erfolgten an einem Röntgenfluoreszenzspektrometer der *FA. SIEMENS* vom *TYP SRS 303 AS* (Analytiker: R. Naumann). Die Daten sind in Tab. *Anh.* S.1a-3b dargestellt.

Zur graphischen Darstellung der geochemischen Zusammensetzung des gesamten Probensatzes wurde die Biplot Darstellung gewählt (AITCHISON, 2001). Sie beruht auf der Methode der Faktoranalyse (principal component analysis) und ermöglicht gleichzeitig die Spalten und Zeilen einer Matrix durch die Mittelwerte einer Rangkorrelation darzustellen (GABRIEL, 1971). Zur detaillierten Interpretation von Biplot-Darstellungen sei auf AITCHISON (1997) sowie PAWLOWSKY-GLAHN ET AL. (2001) verwiesen.

Die Perturbation der ternären Darstellung beruht auf einer Reskalierung des ternären Diagramms, so dass vereinfacht dargestellt der geometrische Mittelpunkt des Datensatzes ins Zentrum des ternären Diagramms gerückt wird. Die genaue Beschreibung der mathematischen Grundlagen und der Interpretation erfolgt u.a. in VON EYNATTEN ET AL. (IM DRUCK).

Die Berechnung der Biplot-Darstellung sowie der pertubierten ternären Diagrammdarstellung erfolgte mit dem Programm *MATLAB 5.3* nach leicht modifizierten Routinen von V. PAWLOWSKY-GLAHN und H. VON EYNATTEN (freundlicherweise von H. von Eynatten zur Verfügung gestellt, 2001).

3.1.2 Petrographische Untersuchungen

Die petrographische Auswertung der Sandsteinproben der Santa Cruz Formation erfolgte mit Hilfe der Punkt-Zählmethode. Es wurden typischerweise 250 - 300 detritische Klasten pro Probe im Dünnschliff ausgezählt. Der Abstand der Zählpunkte wurde nach der durchschnittlichen Korngröße ausgewählt und beträgt das 1.5- bis 2-fache des durchschnittlichen Korndurchmessers des Sandsteins. Zementbildungen und (Pseudo)Matrix-Mineralen wurden nicht ausgezählt (DICKINSON, 1970). Monomineralische Komponenten > 63 µm innerhalb von Lithoklasten wurden nicht als eigenständige Minerale gezählt, sondern der Lithoklastentyp, in dem sie vorkommen wurde gezählt (e. g. DECKER AND HELMOLD, 1985). Es wurden folgende Klasten unterschieden: vulkanische Klasten, chloritisierte vulkanische Klasten, nicht-vulkanische Gesteinsklasten, Feldspat, Chlorit, opake Minerale und Akzessorien, Zeolithklasten und Quarzsubkornklasten. Die Daten sind in Tab. Anh. S.4 dargestellt.

3.2 Methoden der magnetostratigraphischen Untersuchungen

3.2.1 Magnetostatigraphische Untersuchungen

Für die magnetostratigraphischen Untersuchungen im Olguita Profil wurden insgesamt 329 Kerne aus 96 Probenpunkten beprobt. Aus jedem Probenpunkt wurden drei bis fünf orientierte Kerne von 3-5 cm Länge und einem Durchmesser von rund 2.5 cm aus feinklastischen Sedimentlagen erbohrt, die im Labor auf eine Länge von 22 mm geschnitten wurden. Der Probenpunktabstand in den unteren 30 m des insgesamt 273 m mächtigen Profils beträgt rund 2 m und im restlichen Profil 5 m.

Es wurden zwei Parallelprofile beprobt, um die Konsistenz der Ergebnisse innerhalb des Aufschlusses zu prüfen. Die beiden Profile liegen in einem Abstand von rund 300 m zueinander. Das zweite Profil überlappt den Profilmereich von 160 m bis 203 m des ersten Profils. In diesem Abschnitt wurden die in der ersten Geländekampagne erbohrten und analysierten Probenpunkte des ersten Profils verdichtet.

Die magnetostatigraphischen Untersuchungen des Probenmaterials erfolgte am GFZ Potsdam, im Projektbereich 3.3 "Sedimente und Beckenbildung". Detailliert sind die methodischen Grundlagen unter anderem in SOFFEL (1991) und BUTLER (1992) (und Referenzen darin) beschrieben worden.

Die Messungen der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) der Proben erfolgte mit einem DC-SQUID 2G ENTERPRISES 755 SRM Kryomagnetometer.

In einer Pilotstudie wurden zunächst 32 Kerne aus unterschiedlichen Probenpunkten mittels Wechselfeldentmagnetisierung in 10 Schritten von 5 mT bis 100 mT (5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 65, 80 und 100 mT) entmagnetisiert und gemessen. Alle anderen Proben wurden in 13 Temperaturschritten (80°, 160°, 240°, 300°, 350°, 400°, 450°, 500°, 540°, 580°, 620°, 650° und 680°) thermisch entmagnetisiert. Während der thermischen Entmagnetisierung wurde nach jedem Temperaturschritt die Suszeptibilität mit einem BARINGTON MS2B gemessen. Diese Messungen ermöglichen eine Kontrolle möglicher chemischer und mineralogischer Veränderungen während der Aufheizung. Die Richtung der charakteristischen remanenten Magnetisierung (ChRM) jedes Kerns wurde mittels der "principle component analysis" bestimmt (KIRSCHVINK, 1980). Für jede ChRM Bestimmung wurde auch der MAD-Wert (*maximum angular deviation*) bestimmt (KIRSCHVINK, 1980). Die Auswertung der Messergebnisse erfolgte mit Hilfe von am GFZ Potsdam entwickelter Software. Dabei wurde die Bestimmung der ChRM unter Berücksichtigung der Ergebnisse der magnetischen Suszeptibilitätsmessungen vorgenommen.

3.2.1 Gesteinsmagnetische Untersuchungen

An ausgewählten Proben wurden zur Identifizierung der Remanenzträger gesteinsmagnetische Untersuchungen durchgeführt. Im Rahmen von Aquisitionsexperimenten der Isothermalen Remanenten Magnetisierung (IRM) wurde diesen Proben mit einem *2G ENTERPRISES 660* Pulsmagnetisierer (Maximalfeld 2.7 T) schrittweise eine remanente Magnetisierung bei Raumtemperatur aufgeprägt. Die Messung der IRM erfolgte mit einem *MOLYNEUX MINISPIN FLUXGATE* Magnetometer. Die Proben wurden in 18 Schritten einem Magnetfeld bis zur Maximalintensität von 2.7 T entlang der positiven Z-Achse ausgesetzt, um vollständige IRM Erwerbsskurven zu erhalten. Anschließend wurden die Proben einem Gegenfeld von -0.3 T ausgesetzt, um durch die Berechnung des "S-ratios" (BLOEMENDAL ET AL., 1992) hoch- und niederkoerzitive Phasen zu trennen. Die Berechnung erfolgte nach der Formel: $S = 0.5 (1 - \text{SIRM}/\text{IRM}_{300\text{mT}})$, wobei SIRM die Sättigungsmagnetisierung bei 2.7 T und $\text{IRM}_{300\text{mT}}$ die isothermale remanente Magnetisierung bei einem Gegenfeld von 300 mT ist.

Hysteresemessungen zur Bestimmung der Sättigungsmagnetisierung (M_S), der remanenten Magnetisierung (M_{SR}), der Koerzitivkraft (B_C) und der Remanenzkoerzitivkraft (B_{CR}) wurden an ausgewählten Proben bestimmt. Die Hysteresekurven der Proben wurden mit einem *PRINCETON MEASUREMENT ALTERNATING GRADIENT FORCE MAGNETOMETER (MICROMAG)* gemessen. In der Regel betrug die maximale Feldstärke ± 0.5 T für die Messungen. Die Gegenfeldmessungen zur Bestimmung der Remanenzkoerzitivkraft erfolgte mit einer Sättigungsfeldstärke von ebenfalls 0.5 T mit Messintervallen von 3.5 mT. Bei einigen Proben zeigte sich eine Wespentailenform der Kurve (siehe Kap. 5.1.2; Abb. 5.5) ohne, dass die Hystereseschleifen bei der verwendeten Maximalfeldstärke eine Sättigung erreichten. Bei diesen Proben wurde eine zusätzliche Hysteresemessung und Gegenfeldmessung bei einem Maximalfeld von 1.5 T durchgeführt.

Zur weiteren Identifizierung der magnetischen Trägerminerale wurden temperaturabhängige Messungen der magnetischen Suszeptibilität durchgeführt. Aus dem Probensatz wurden 28 repräsentative Proben ausgewählt. Für die Messung des Tieftemperaturverhaltens wurden rund 300 mg Probenmaterial mit Hilfe von flüssigem Stickstoff auf -196°C abgekühlt. Während der anschließenden systematischen Erwärmung auf 0°C wurde die Suszeptibilität in kurzen Zeitintervallen gemessen. Die Messungen wurden mit der *KAPPABRIDGE KLY-3S* in Kombination mit der CSL-Einheit durchgeführt. Zur Bestimmung des Hintergrundsignals des Kryostaten, Reagenzglases und Temperaturfühlers wurde zunächst eine Tieftemperaturmessung ohne Probe durchgeführt.

Zur Bestimmung der Hochtemperaturabhängigkeit der Suszeptibilität wurden etwa 300 mg der Probe in einer Argon-Schutzgasatmosphäre langsam auf 650°C erhitzt und anschließend wieder auf 40°C abgekühlt. Sowohl während der Aufheizung als auch während der Abkühlung wurde die Suszeptibilität in kurzen Zeitintervallen gemessen. Die Messungen erfolgten mit der *KAPPABRIDGE KLY-3S* in Kombination mit der CS-3 Einheit. Wie bei den Tieftemperaturmessungen wurden zunächst Messungen des leeren Gerätes (Thermostat, Reagenzglas und Temperaturfühler) durchgeführt.

Die Auswertung der temperaturabhängigen Suszeptibilitätsmessungen erfolgte mit dem Programm *CUREVAL*, Version 5 (AGICO, Brno). Hierbei erfolgte zunächst die Glättung der jeweiligen Leermessung (tief- und hochtemperaturabhängig), die dann von den Messergebnissen der einzelnen Proben abgezogen wurden. Bei den Tieftemperaturmessungen wurde weiterhin der ferromagnetische vom paramagnetischen Anteil separiert, indem eine $1/T$ – Hyperbel an die Messdaten angepasst und abgezogen wurde.

3.3 Methoden der thermochronologischen Untersuchungen

3.3.1 Methodische Grundlagen der Spaltspurdatierung

Die auf der natürlichen Kernspaltung des Isotops ^{238}U beruhende Datierungsmethode, zeichnet sich dadurch aus, dass der Rückstoß der beiden Kernfragmente strahlengestörte Kanäle mit einer charakteristischen Länge im Kristallgitter des Wirtskristalls hinterlässt (sogenannte Spaltspuren), die durch chemisches Anätzen sichtbar gemacht und einzeln nachgewiesen werden können. Die Methode kann für die Datierung von Einzelmineralkörnern mit geeigneter U-Konzentration angewendet werden (z. B. Apatit, Zirkon und Titanit). In dieser Arbeit wurde die Methode zur Datierung detritischer Apatite aus Sandsteinen und zur Datierung von Apatiten aus Intrusivgesteinen angewendet, dabei werden die Alter und die Spaltspurlängenverteilung einer Probe bestimmt. Detailliert sind die methodischen Grundlagen unter anderem in (e. g. WAGNER AND VAN DEN HAUTE, 1992; DUMITRU, 2000; GALLAGHER ET AL., 1998) beschrieben worden.

Das Alter wird aus der Dichte der gemessenen spontanen Spaltspuren im Kristall abgeleitet. Es ist von der U-Konzentration, dem Zeitraum der Spaltspurakkumulation und der Länge der Spaltspuren abhängig. Spaltspuren sind in Abhängigkeit von den Umgebungsbedingungen (vor allem der Temperatur) nur begrenzt stabil. Bei erhöhten Temperaturen führt eine fortschreitende Verkürzung der Längen zu einer teilweisen oder vollständigen Rücksetzung des Alters. Die Spaltspurlängenverteilung einer Probe enthält somit wichtige Informationen über die thermale Entwicklung der Probe und das daraus resultierende Alter. In älteren, häufig zitierten experimentellen Untersuchungen über die Spaltspurrücksetzung in Apatiten einer speziellen Zusammensetzung wird ein Temperaturfenster zwischen $\sim 60 - 110^\circ\text{C}$ angegeben, in denen die Spaltspuren in geologischen Zeiträumen von $10^6 - 10^8$ Jahre einer Verkürzung unterliegen (e.g. LASLETT ET AL., 1987). Neuere Arbeiten zeigen, dass die Temperaturgrenze, über der es zur vollständigen Ausheilung von Spaltspuren in einem Apatitkristall kommt, auch von der kristallchemischen Zusammensetzung und von der thermischen Entwicklung (z.B. Abkühlrate über geol. Zeiträume), die der Kristall durchläuft, abhängen (CARLSON ET AL., 1999; DONELICK ET AL., 1999; KETCHAM ET AL., 1999). In einem geologischen Umfeld wird dieser Bereich als partielle Ausheilungszone (PAZ, partial annealing zone) bezeichnet, der durch die Isotherme von 60°C und dem Temperaturbereich einer totalen Spaltspurrücksetzung begrenzt wird (Abb. 3.1). Temperaturen, die über diesem Bereich liegen, führen zu einer totalen Rücksetzung der Spaltspurlängen und somit zur Rücksetzung des Alters eines Kristalls. In Temperaturbereichen, die unterhalb der 60° Isotherme liegen, sind die Spaltspurlängen stabil (oder nur minimale Längenreduzierung). Die Spaltspurlängenverteilung und das Alter eines Kristalls oder einer Probe ist ein Maß für die Verweildauer in der PAZ und in darunterliegenden Temperaturbereichen.

Die Apatit-Spaltspurmethode eröffnet so die Möglichkeit, die thermische Entwicklung der oberen 3-5 km der Kruste zu untersuchen. Prozesse, die diese Entwicklung beeinflussen wie z. B. Versenkung, tektonische Entwicklung (besonders bruchhafte Deformation), erosive Denudation sowie Gesteinshebung, können somit detektiert werden. In Abb. 3.1 ist der Zusammenhang zwischen Gesteinshebung, erosiver Denudation und Oberflächenhebung schematisch dargestellt. Diese Methode eignet sich somit hervorragend, um die Entwicklung der patagonischen Cordillera im Bezug auf ihre Heraushebung und die damit einhergehende Exhumierung zu untersuchen.

Neben den direkten Rückschlüssen auf Prozesse in den obersten Krustenbereichen können aus detritischen Apatitkristallen auch Informationen über Liefergebiete, deren thermale Entwicklung und Alterszusammensetzung gewonnen werden (e. g. CARTER, 1999; GEORGE AND HEGARTY, 1995;

LONERGAN AND JOHNSON, 1998). Grundvoraussetzung dafür ist, dass die detritischen Apatite in den abgelagerten Sedimenten nicht durch die Temperaturentwicklung im Ablagerungsraum (Subsidenz) selbst wieder teilweise oder komplett rückgesetzt worden sind. Somit eröffnet die Datierung der detritischen Apatite aus den synorogenen Ablagerungen im Vorlandbecken die Möglichkeit, einen direkten Bezug zu den geologischen Rahmenbedingungen herzustellen, die zur Zeit der Ablagerung in der patagonischen Cordillere herrschten. Es können möglicherweise Informationen über die thermischen Struktur der Oberkruste und die Alterszusammensetzung der Liefergebiete der Sedimente gewonnen werden. Diese Informationen ergeben einen Überblick über die Entwicklung der patagonischen Anden in diesem Bereich in einem Zeitraum von der Ablagerung der Sedimente bis zur rezenten Situation. Weiterhin erlaubt eine systematische Analyse der Spaltspuralter Aussagen über die Beeinflussung von Hebungs- und Denudationsprozessen in Abhängigkeit von plattentektonischen sowie klimatischen Randbedingungen der Orogenese.

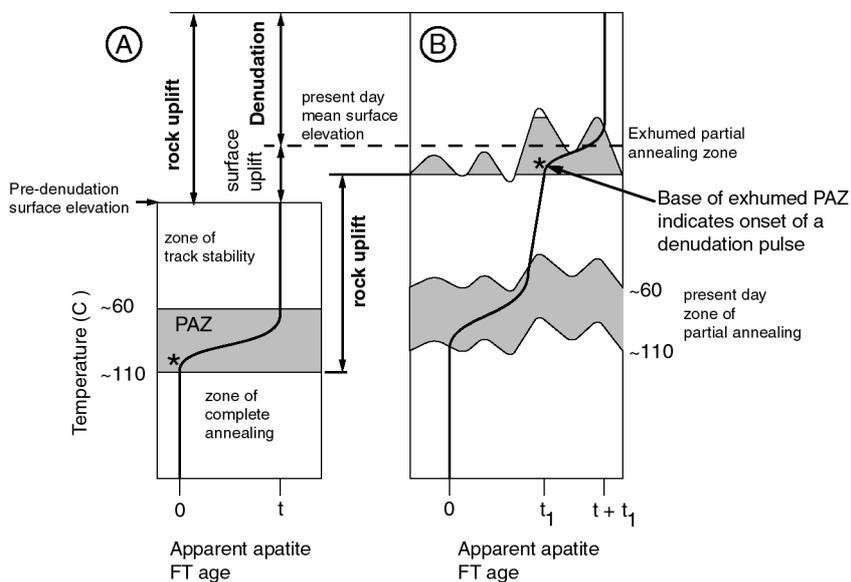


Abb. 3.1: Dargestellt ist die Beziehung zwischen Gesteinshebung, Denudation und Oberflächenhebung sowie der Bildung einer partiellen Ausheilungszone (PAZ). (A) ist ein Apatit-Spaltspuralter-Profil über eine PAZ hinweg, in der es in Abhängigkeit von der Temperatur zur teilweisen Rücksetzung der Spaltspuren und des Alters kommt. Zum Zeitpunkt t_1 kommt es durch eine erhöhte Gesteinshebung und Denudation zu einer Phase schneller Abkühlung und Heraushebung der fossilen PAZ (B). Der * kennzeichnet den Beginn der beschleunigten Heraushebung (nach FITZGERALD ET AL., 1995; Fig. 2)

3.3.2 Probennahme und Analytische Methoden

Für die thermochronologischen Untersuchungen dieser Arbeit wurden sowohl Höhenprofile an Bergmassiven in der patagonischen Cordillera als auch Sandsteinschichten aus Profilen der Santa Cruz Formation zur Untersuchung der detritischen Apatite beprobt.

An drei Höhenprofilen innerhalb der patagonischen Cordillera wurden jeweils 5 bis 8 Einzelproben von ~10 kg genommen. 16 Proben stammen aus granitischen oder granodioritischen Gesteinen und zwei Proben aus den Metasedimenten des "Eastern Andes Metamorphic Complex" (Abb. 2.4). Die Profile der Santa Cruz Formation wurden in konstanten Mächtigkeitsabständen von rund 25 und 50 m beprobt. Das Gewicht der zumeist mittelkörnigen Sandsteinproben lag zwischen 15 und 20 kg.

Die Apatitkristalle wurden nach Standardmethoden separiert, eingebettet, geschliffen und poliert. Das Ätzen der Präparate erfolgte bei 21°C in 5.5 mol% HNO₃ für einen Zeitraum von 20 s. Die Analyse der Proben wurde mittels der Extern-detektortechnik (external detector method; HURFORD, 1990; HURFORD AND GREEN, 1982; WAGNER AND VAN DEN HAUTE, 1992) durchgeführt. Die Bestrahlung der Proben mit thermischen Neutronen wurde im Graphit Reflektor des Risø Reaktors des National Research Center, Roskilde, Dänemark sowie im TRIGA Reaktor (OSTR) der Oregon State University,

Corvallis, USA durchgeführt. Zur Kontrolle des Neutronenflusses wurden Uranstandardgläser CN 5 (CORNING GLASSES) verwendet. Als externer Detektor wurden Hellglimmer mit keiner oder geringfügiger U-Konzentration verwendet. Das Ätzen der Hellglimmer erfolgte bei 21°C in 40%iger HF für einen Zeitraum von 45 min.

Die spontane und induzierte Spaltspurdichte wurde unter einem *LEICA DMR* Mikroskop bei 1250-facher Vergrößerung mit einem Zählgitter von 97.493 μm^2 gezählt. Die Apatit-Spaltspurlängen wurden mittels Spiegelarm, *KINETEK* Computer-gesteuerten Objektschlitten und Digitalisier-Tablett von *CALCOMP* gemessen. Das System läuft unter der *FT STAGE* Software von T. Dumitru (DUMITRU, 1993). Die Kalibrierung erfolgte gegen ein Objektmikrometer von *LEITZ* (2 mm Intervall, 0.01 mm Strichweite).

Für alle Proben, die den χ^2 -Test passiert haben (bei einer Wahrscheinlichkeit von >5%), wird angenommen, dass die Einzelkornalter einer einzigen Alterspopulation angehören (GREEN, 1981). Für diese Alterspopulation wird das Alter als 'pooled age' errechnet (e.g. GALLAGHER ET AL., 1998; S. 526). Die Altersberechnung wurde nach der von der International Union of Geological Sciences (IUGS) empfohlenen ξ -Methode (Zeta-Calibration) von HURFORD AND GREEN (1983) mit dem Programm *TRACKKEY* (DUNKL, IN PRESS.) durchgeführt. Der ξ -Wert für Apatite wurde unter Verwendung des CN5-Standard-Monitors durch Zählung von 12 Altersstandards (Durango, Fish Canyon und Mount Dromedary, (HURFORD, 1990) ermittelt (Tab *Anh.* FT.1; Abb. *Anh.* FT.1). Die Daten werden im IUGS Standard Format (HURFORD, 1990) in den Tabellen *Anh.* FT.2 und *Anh.* FT.5 präsentiert. Eine detaillierte Dokumentation der Daten ist im Anhang der Arbeit zu finden.

Üblicherweise werden für Spaltspuralter etwa 20 Körner einer Probe ausgezählt sowie idealerweise rund 100 Spaltspurlängen für die Spaltspurlängenverteilung gemessen. Für die Liefergebietsanalyse, die an detritischen Apatiten durchgeführt wird, ist diese Datenmenge nicht ausreichend. Um die Daten statistisch auswerten zu können, werden 50 bis 100 Einzelkorndatierungen benötigt. Die Wahrscheinlichkeit, eine Alterskomponente in einer Population von 100 Analysen nicht zu entdecken, liegt bei rund 3% (DODSON ET AL., 1988).

Die Fehler der Altersberechnung, der Spaltspurlängenmessung sowie der Ätzfigurenmessungen werden im 1σ Bereich der statistischen Analysen angegeben. Die graphische Darstellung der Altersdaten erfolgt in der Radial-Plot-Darstellung mit einer 2σ Standardabweichung nach GALBRAITH (1990), die für die Auswertung von Spaltspurdaten allgemein üblich ist.

Für die Bestimmung Ätzfigur-Längen (*Dpar*) wurden pro analysiertem Kristall vier Ätzfiguren-Längen parallel zur kristallographischen C-Achse unter Aufsicht-Bedingungen gemessen und daraus das arithmetische Mittel gebildet. In allen Proben des Profils Lago Posadas, Cerro Barrancos sowie den Proben OL-11, LA01, LA02, SL02 und PP490 wurden die *Dpar* Werte bestimmt (siehe Tab. *Anh.* FT.2 und 5). Die Messungen wurden an allen Apatiten, die zur Altersbestimmung gezählt wurden, durchgeführt.

3.3.3. Modellierung der Temperaturentwicklung aus den Apatit Spaltspurdaten

Um den Bereich der möglichen Temperatur-Zeit-Entwicklungen der Proben zu modellieren, wurde das Computerprogramm *AFTSOLVE* von Ketcham und Donelick (2001) (KETCHAM ET AL., 2000) angewendet. Dies ist notwendig, da die Spaltspurlängenverteilung der Proben des Höhenprofils am Cerro Barrancos (CB – 130 bis CB – 1960) eine Längenverteilung zeigen, die nicht einer einfachen Temperaturentwicklung der Proben entspricht. Das Programm ermöglicht auf der Grundlage der

Einzelkorn-Zählstatistik, der Spaltspurlängenmessung, sowie kinetischer Parameter der analysierten Körner einer Probe eine Vorwärtsmodellierung sowie inverse Modellierung der Temperaturentwicklung der Proben. Die Datenmodellierung wurde auf Grundlage des Apatit-Ausheilungs-Modells von KETCHAM ET AL. (1999) (apatite annealing model) mit dem kinetischen Parameter D_{par} durchgeführt (BURTNER ET AL., 1994; CARLSON ET AL., 1999; DONELICK, 1993; KETCHAM ET AL., 1999; KETCHAM ET AL., 2000). Als Eingabeparameter wurden pro analysiertem Kristall die Anzahl der spontanen und induzierten Spaltspuren, das errechnete Alter und der 1σ Fehlerbereich, D_{par} , sowie die einzelnen Messwerte der Spaltspurlängen einer Probe verwendet.

Für die Modellierung der Daten wurde der Modellraum durch jeweils ein Temperatur-Zeit-Paar für den Anfangs- und Endpunkt definiert. Durch die Festlegung von weiteren Temperaturintervallen zu je einem definiertem Zeitpunkt wird der Modellraum in einzelne Temperatur-Zeit-Abschnitte unterteilt. In diesen Abschnitten verläuft der berechnete Temperatur-Zeit-Pfad vom Anfangspunkt durch die vorgegebenen Temperaturintervalle in den Endpunkt (siehe Abb. 7.2 A und Abb. Anh. FT.15 II). Jeder einzelne Temperatur-Zeit-Abschnitt wurde nochmals mit 4 Knotenpunkten auf dem Temperatur-Zeit-Pfad untergliedert und als monotoner Erwärmungs- oder Abkühlungspfad definiert.

Die Modellierung wurde zuerst mit den oben erwähnten Eingabeparametern als Vorwärtsmodellierung durchgeführt. Aus den Ergebnissen wurden die Anzahl der zu modellierenden Temperatur-Zeit-Abschnitte abgeleitet. Für diese Temperatur-Zeit-Abschnitte wurden aus der Vorwärtsmodellierung auch die Temperaturintervalle definiert, durch die der Temperatur-Zeit-Pfad verlaufen soll. Mit diesen Festlegungen wurde mit Hilfe der inversen Modellierung der optimale Temperatur-Zeit-Pfad für jede Modellkonstellation berechnet. Die Berechnung erfolgte mit dem CRS-Algorithmus (Constrained Random Search) mit 10,000 Iterationen pro Modelllauf.

Als Ergebnis werden das modellierte Alter, die Mittelwerte der Spaltspurlängenverteilung sowie die berechnete Standardabweichung angegeben. Als statistische Vergleichsparameter werden die Ergebnisse des GOF-Wert (goodness-of-fit) sowie die Ergebnisse des K-S-Tests (Kolmogorov-Smirnov Test) für den berechneten 'best-fit' Temperatur-Zeit-Pfad ausgegeben (Details siehe KETCHAM ET AL., 2000). Liegen beide Tests über einem Wert von 0.05 wird von einem akzeptablen Temperatur-Zeit-Pfad ausgegangen. Bei Werten über 0.5 sind die modellierten Daten und die Ausgangsdaten in guter Übereinstimmung (good fit).

Graphisch erfolgt die Ausgabe als Flächen im Modellraum, innerhalb derer jeder Temperatur-Zeit-Pfad als akzeptabel oder gut eingestuft wird. Der Vergleich der gemessenen Spaltspurenverteilung zur modellierten Spaltspurenverteilung wird als Summenkurve über die Histogrammdarstellung der Daten gelegt. Die Ergebnisse der Modellierung sind im Anhang Abb. Anh. FT.12 - 16 dargestellt.

3.3.4 Bestimmung der Alterskomponenten in detritischen Apatit Proben

Bei Sandsteinproben, die bei der Auswertung der Gesamtprobe den χ^2 -Test nicht passierten, oder nur eine geringe Wahrscheinlichkeit (<15%) ergaben, wurden weitergehende statistische Methoden angewendet, um die Alterskomponenten zu bestimmen. Die Bestimmung von mehreren Alterskomponenten unbekannter Zusammensetzung in einer Probe wurde mit *BINOMFIT* von M. Brandon (BRANDON, 1992; BRANDON, 1996) sowie *MAC MIX* von M. Sambridge und W. Compston (SAMBIDGE AND COMPSTON, 1994) durchgeführt.

BINOMFIT arbeitet auf der Grundlage der 'binomial-fitting'-Routine von GALBRAITH AND GREEN (1990), die eine Bestimmung von zwei oder mehr Alterskomponenten aus einer begrenzten Mischung von Altersdaten erlaubt. Mac Mix bestimmt die Alterskomponenten durch Analyse der höchsten Wahrscheinlichkeit (maximum likelihood) in einer Altersmischung (mathematische Grundlagen in SAMBRIDGE AND COMPSTON, 1994). Dabei werden synthetische Daten auf Grundlage der gemessenen Daten erstellt und ausgewertet.

Die Ergebnisse beider Methoden wurden untereinander verglichen und sind im Anhang dargestellt und kurz erläutert. Der Vergleich der Methoden ergab, dass aufgrund der Zählstatistik in Apatiten mit einer geringen Anzahl von induzierten Spaltspuren der Auswertalgorithmus des Programms *MAC MIX* am Limit der Methode arbeitet (siehe Anhang III.1.2 und Abb. *Anh. FT.2*). Aus diesem Grund wurde die Auswertung der detritischen Apatit-Proben mit dem Programm *BINOMFIT* durchgeführt.

4 Die Ablagerungen der Vorlandbecken-Sedimente und ihre Beziehung zur orogenen Entwicklung

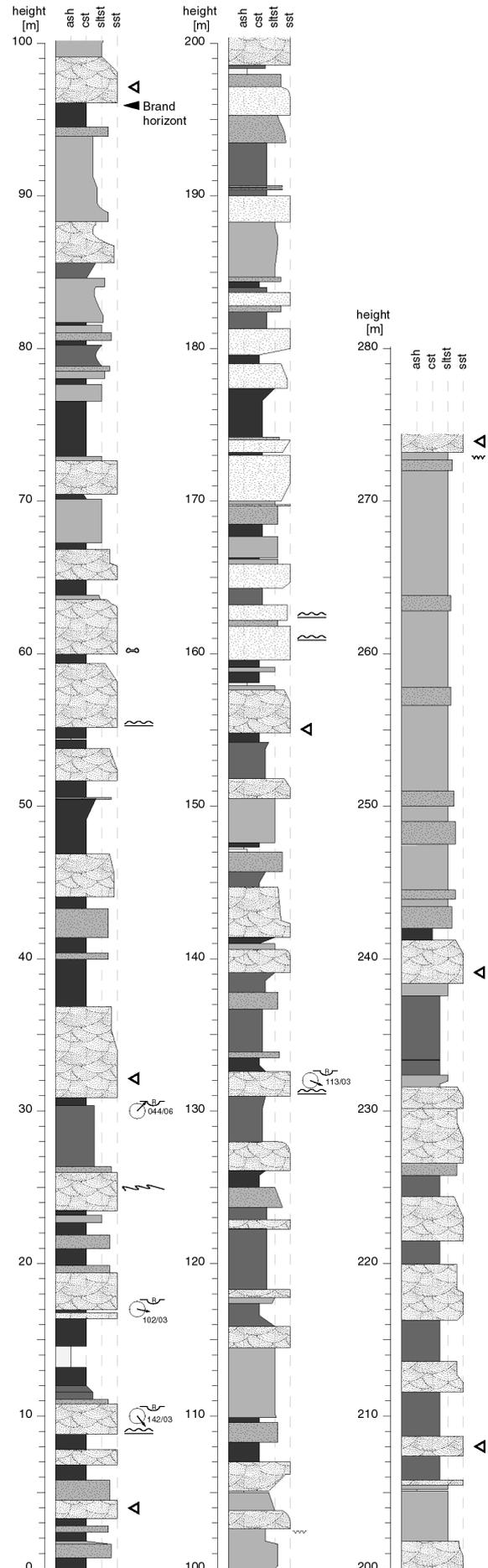
Die sedimentologische Untersuchung der Santa Cruz Formation dient der Erfassung von Faziesmerkmalen und ihren Veränderungen innerhalb des Ablagerungszeitraums. Es werden die Ablagerungsbedingungen und die Liefergebietscharakteristik dieser Sedimente dargestellt. Die Veränderung dieser Parameter innerhalb der stratigraphischen Abfolge wird im Zusammenhang mit den Änderungen im Liefergebiet diskutiert, um daraus Rückschlüsse auf die Entwicklung im Orogen zu ziehen. Im ersten Teil dieses Kapitels werden die Sedimentprofile aus der Santa Cruz Formation, die an drei Lokationen aufgenommen wurden, beschrieben. Anschließend werden geochemische und petrographische Untersuchungsergebnisse dargestellt. Am Ende des Kapitels erfolgt die Diskussion der Ergebnisse und die Entwicklung eines Faziesmodells.

4.1 Geographische Lage, Aufschlussverhältnisse

Für die Untersuchung der Santa Cruz Formation wurden drei Sedimentprofile an unterschiedlichen Lokalisationen aufgenommen: das Profil Olguita bei 47°58,22' S, 71°49,59' W, nördlich davon das Profil Lago Posadas bei 47°34,69' S und 71°51,05' W und rund 50 km östlich das Profil Laguna Asador bei 47°46,26' S und 71°12,54' W (siehe Abb. 6.1).

Das **Olguita Profil** ist der südlichste Aufschluss im Arbeitsgebiet und liegt in der nördlichen Flanke des Rio Belgrano Tals rund 10 km östlich des Nationalparks Perito Moreno (siehe Abb. 6.1. und *Anh. S.1*).

Abb. 4.1: Schematisches Profil der Sedimentaufnahme im Olguita Profil (Lage siehe Abb. 6.1). Symbole und Signaturen wie in Abb. 4.3. Die in den Sandsteinlagen eingemessenen Schrägschichtungskörper sind in Abb. Anh. S. 25 A dargestellt.



Die Erosion kleinerer Schichtquellen hat einen trichterförmigen halbrunden Einschnitt in die Talflanke geschaffen, dessen pflanzlicher Bewuchs durch die starke Winderosion verhindert wurde. Es sind kontinuierlich 280 m vertikale Profilhöhe durch die Santa Cruz Formation aufgeschlossen (siehe Abb. 4.1). Durch Höhenkorrelation zu einem im Norden *in situ* anstehenden Relikt der überlagernden neogenen Plateaubasalte der Meseta Belgrano in 6,5 km Entfernung kann die vertikale Lage des Profilausschnittes innerhalb der Santa Cruz Formation bestimmt werden (siehe Abb. 2.8 und 4.1). Die gesamte Mächtigkeit der Santa Cruz Formation an diesem Aufschlusspunkt lässt sich nicht ermitteln, da der Übergang von der marinen Centinela Formation zur terrestrischen Santa Cruz Formation nicht aufgeschlossen ist.

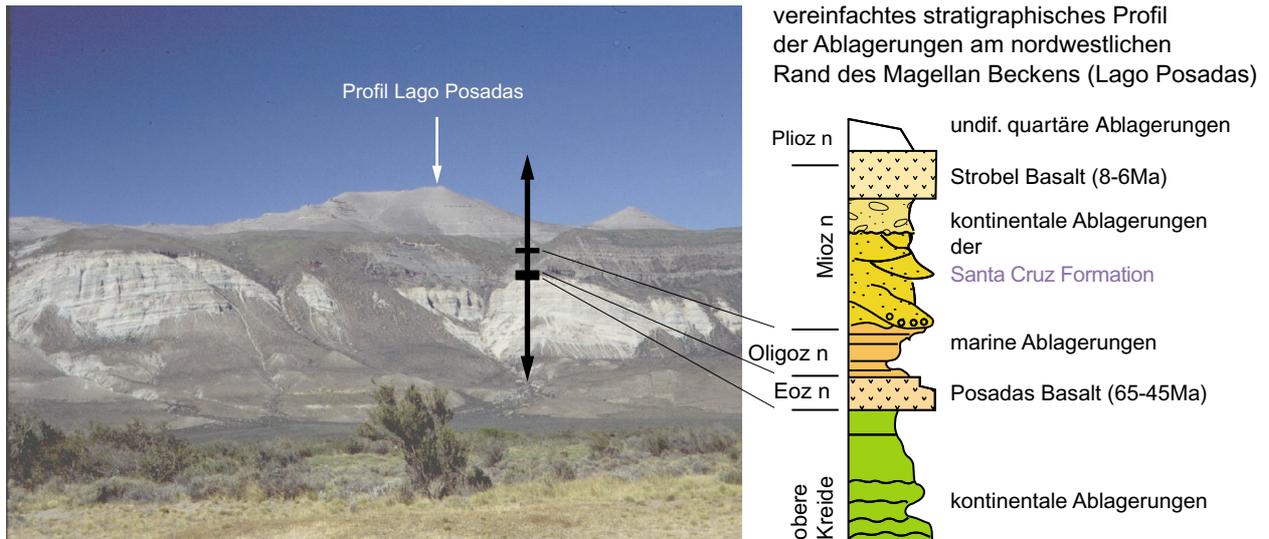
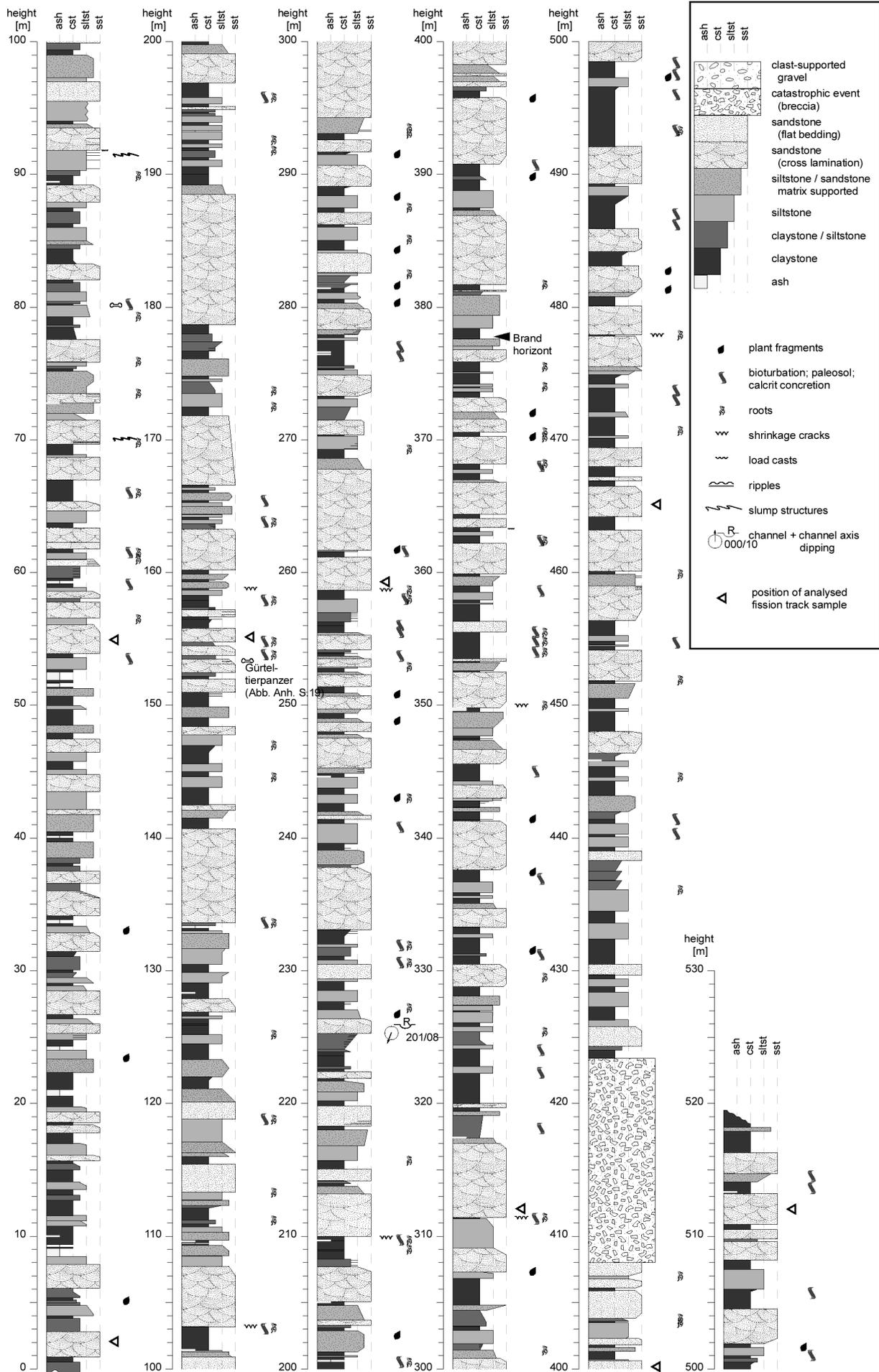


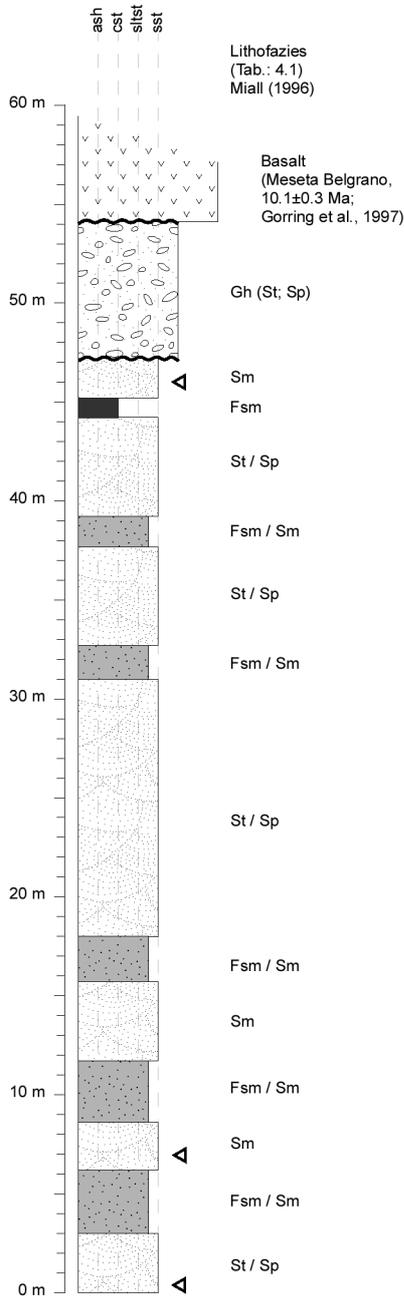
Abb. 4.2: Das schematische Profil zeigt die stratigraphischen Sequenzen im nördlichen Teil des Magellan-Beckens (nach RAMOS, 1989). Das Foto zeigt die aufgeschlossene Sequenz an der westlichen Talflanke am Lago Posadas (Blickrichtung Westen). Im oberen Teil des Bildes ist der Aufschluss des Profils Lago Posadas zu sehen.

Das **Lago Posadas Profil** befindet sich auf der westlichen Flanke eines glazial eingeschnittenen Tals, in dem sich heute die Seen Lago Posadas und Lago Pueyrredón / Lago General Carrera erstrecken (siehe Abb. 6.1). Der Aufschluss der Santa Cruz Formation bildet den oberen Rand der steilen Talflanke im Übergang zu einer älteren horizontal liegenden Erosionsfläche. Diese Fläche ist fast vollständig mit großen basaltischen Geröllen bedeckt, die von den 10 km westlich aufgeschlossenen neogenen Plateaubasalten stammen. In diese Erosionsfläche sind kleinere Täler eingeschnitten, die als Hängetäler zum glazial tief eingeschnittenen Vorfluter entwickelt sind. Diese Morphologie führte zur Bildung pyramidenförmiger Hügel, in denen die Santa Cruz Formation aufgeschlossen ist. Die Erosionsbasis der kleineren Hängetäler reicht bis in das stratigraphische Niveau der Centinela Formation und den Lago Posadas Basalt (siehe Abb. 4.2). Das Profil legt rund 600 m der Santa Cruz Formation offen (siehe Abb. 4.3). Die unteren hundert Meter sind nicht kontinuierlich aufgeschlossen. In diesem Bereich liegt der sichtbare, fazielle Übergang zwischen der marinen Centinela Formation zur terrestrischen Santa Cruz Formation.

Abb. 4.3: Schematisches Profil der Sedimentaufnahme im Lago Posadas Profil (Lage siehe Abb. 6.1). Die in den Sandsteinlagen eingemessenen Schrägschichtungskörper sind in Abb. Anh. S. 26 dargestellt. ➔



Die Mächtigkeit des fehlenden Profilabschnitts zwischen der glazial gebildeten Erosionsfläche bis zu den überlagernden Plateaubasalten lässt sich nicht bestimmen. Eine Abschätzung des fehlenden Profilabschnittes durch Peilung und Kartenkorrelation zu den im Westen anstehenden Plateaubasalten ist nicht möglich, da das dazwischenliegende Tal eine deutlich tektonische Störung und Verstellung aufweist, die durch die Deformation im Vorlandüberschiebungsgürtel hervorgerufen wird (siehe auch Abb. *Anh.* S.2, Störung im Profil).



Das **Laguna Asador Profil** befindet sich am westlichen Abbruchhang eines abflusslosen Endsees (Laguna) und legt die oberen 50 m der Santa Cruz Formation offen (siehe Abb. 4.4 und 6.1). Der direkte Kontakt der Sedimente und des überlagernden Plateaubasalts ist aufgeschlossen. Die Gesamthöhe des Aufschlusses erstreckt sich über 80 m, wobei die unteren 48 m als zusammenhängende Scholle über 30 m auf einer listrischen Störungsbahn gravitativ abgerutscht sind. Das Interngefüge der Einheit wurde dabei nicht beschädigt. In diesem Profil ist die laterale Architektur der Sedimente nur über wenige Meter bis zehner Meter zu verfolgen, was die Interpretation dieser Ablagerungen erschwert.

Die Sandsteinlagen im Olguita und Lago Posadas Profil sind durch Kompaktion sowie geringfügige kalzitische Zementation verfestigt und treten als verwitterungsresistente Härtlinge im Profil deutlich hervor. Im Laguna Asador Profil weisen die Sandsteine aufgrund der relativ geringen Auflast nur eine geringe Verfestigung auf und treten im Profil nicht hervor.

Abb. 4.4: Schematisches Profil der Sedimentaufnahme im Laguna Asador Profil (Lage siehe Abb. 6.1). Zusätzlich eingetragen sind die beobachteten Lithofaziestypen nach Miall (1996). Legende siehe Abb. 4.3.

4.2 Sedimentologische Beschreibung der Santa Cruz Formation

Im folgenden werden die für die Santa Cruz Formation typischen Merkmale aus der Geländebeobachtung aufgeführt. Die Angaben zur Lithofazies und zur Grenzflächenhierarchie beziehen sich auf Tab. 4.1 und 4.2.

Tab. 4.1: Dominante Lithofaziestypen (modifiziert nach MIALL, 1996 und FÜCHTBAUER 1988;S. 869)

Abkürzung	Lithologien	Sedimentstrukturen	Interpretation
Gmm	matrixgestützt, massive Konglomerate	geringfügige Gradierung	plastischer Schuttstrom (debris flow)
Gci	klastgestützte Konglomerate	Inverse Gradierung	geröllreicher Schuttstrom (debris flow)
Gh	klastgestützte Konglomerate, undeutliche Ablagerungsarchitektur	planare Ablagerung, Imbrikation, trogförmige Schrägschichtung	Längsbänke (longitudinal bedforms), Rinnenfüllungen
St	mittel bis sehr grober Sand z. T. Kies	einzelne oder Bündel erosiver trogförmiger Schrägschichtung	(3D-) Dünen,
Sp	mittel bis sehr grober Sand	planare Schichtungssets	(2D-) Dünen
Sr	sehr feiner bis grober Sand	alle Typen von Rippelmarken	Rippeln (unteres Strömungsregime)
Sh	sehr feiner bis mittel Sand z. T. mit Kies	Horizontalschichtung	planar bed flow (unteres und oberes Strömungsregime)
Ss	sehr feiner bis grober Sand z. T. Kies	größere, flache, trogförmige Schrägschichtungskörper	Füllungen kleiner Rinnen und Kolke
Sm	Feiner bis grober Sand	Massiv oder schwach laminiert	gravitatives Sedimentfließen
Fl	sehr feiner Sand mit Silt und Tonlagen	feine Lamination, sehr kleine Rippeln	Überflutungs-Ablagerungen, beginnendes Niedrigwasser
Fsm	Silt, Ton	massiv	Überflutungsdepressionen (back swamp), stehendes Wasser, alte Flussarme
Fm	Ton, Silt	massiv, Trockenrisse	Überflutungs-Ablagerungen, Überflutungsflächen
Fr	Ton, Silt	massiv, Wurzelkanäle, Bioturbation, z. T. inkohlte Pflanzenreste	Wurzelhorizonte, beginnende Bodenbildung
P	Paläobodenkarbonate, Kalzit,	Konkretionen, Filamente	Bodenbildung

Tab. 4.2: Grenzflächenhirarchie modifiziert nach Miall 1985 und 1996

1. Ordnung: Mikroformen, interne Grenzflächen von Schrägschichtungssets, Laminierungen, Rippeln
2. Ordnung: Mesoformen, z. B. kleine Dünen, Sand- oder Kiesbänke, kleinere Rinnen usw.
3. Ordnung: Makroformen, Internstrukturen; z. B. Wechsel zwischen Mesoformablagerungen innerhalb von Makroformen einer größeren Makroform 4. Ordnung
4. Ordnung: Makroformen innerhalb einer Flussarchitektur; z. B. Rinnen, größere Dünen, Sand- und Kiesbänke, Überflutungsablagerungen (crevasse-splay deposits), point bar usw.
5. Ordnung: Flussrinnen, Flusstäler
6. Ordnung: Flussgürtel, die zusammen z. B. einzelne Deltafächerzungen ergeben

Die Sedimente der Santa Cruz Formation zeigen eine alternierende Abfolge von Sand-, Silt- und Tonsteinen. Die olivgrauen Sandsteine sind mittel- bis grobkörnig. Daneben treten fein- bis mittelkörnige, tonige Sand- bis Siltsteine und dunkel- bis rotbraune oder grüngraue Tonsteine, sowie isolierte Konglomerat- und Schuttstromablagerungen auf.

4. 2.1 Sandsteine

Die **Sandsteinlagen** weisen Mächtigkeiten zwischen wenigen Dezimetern bis zu einigen Metern, in Einzelfällen bis zu 10 m auf. In Abhängigkeit von den Aufschlussverhältnissen sind die Lagen über mehrere hundert Meter zu verfolgen und weisen nur geringe Schwankungen in der Mächtigkeit auf. Im Streichen auskeilende Sandsteinschichten sind selten aufgeschlossen. Die Färbung der Sandsteine schwankt im trockenen Zustand zwischen gelb- bis oliv-grau und im feuchten Zustand zwischen grau-grün bis dunkeloliv.

Das Korngrößenspektrum der Sandsteine reicht von grob- bis feinkörnig mit einem unterschiedlichen Sortierungsgrad in den Lagen. Mächtigere Sandsteinschichten zeigen an der Basis häufig konglomeratische Lagen mit tonigen Intraklasten. Im Profil **Lago Posadas** wurden an wenigen Stellen gut gerundete Gesteinsklaster bis 10 cm Durchmesser aus intermediärem subvulkanischem Ausgangsmaterial in den Basiskonglomeraten gefunden. Im Übergangsbereich zu feinkörnigeren Ablagerungen im Hangenden der Schichten ist häufig auch ein abnehmender Sortierungsgrad zu beobachten, im Extremfall bis zu einem matrixgestützten (hoher Silt- und Tonanteil) Kornverband. Ganz vereinzelt treten auch Sandsteinlagen mit hohem Silt- und/oder Tonanteil auf. Die Mächtigkeit dieser Lagen reicht zwischen 0,5 bis maximal 1 m. Sie sind massig und ohne Internstruktur ausgebildet.

Die Grenzflächen von feinklastischen Ablagerungen zu überlagernden Sandsteinbänken sind planar, ohne erkennbare oder nur gering entwickelte basale Erosion (gradational surface) (Abb. *Anh.* S.3). Stellenweise wurden taschenförmige Ausbuchtungen der Sandlage in die darunter lagernde Tonschicht beobachtet, die als Belastungsmarken (load casts) gedeutet werden (Abb. *Anh.* S.5). Häufig sind Trockenrissverfüllungen in Ton oder Siltlagen an der Basis der Sandsteinbänke erhalten (Abb. *Anh.* S.4).

An ganz wenigen Stellen konnten ausgeprägte Sandsteinrinnen gefunden werden, die durch stärkere Erosion bis zu 4 m in die unterlagernden Sedimentschichten eingeschnitten waren. Diese Rinnen weisen an der Basis Basiskonglomerate mit Intraklasten bis zu mehreren Dezimetern (zumeist Tonstein oder Siltsteinfragmente) auf, die teilweise intern deformiert sind (Abb. *Anh.* S.6).

Die Internstruktur der Sandsteinbänke zeigt ein reichhaltiges Inventar an Schrägschichtung (Lithofazies: St, Sp, Ss und Sr). Häufig sind die Schrägschichtungssets trogförmig ausgebildet, teilweise treten basale Gerölllagen (Klastgröße innerhalb der Sets 5-10 mm) auf. Die planaren Schichtungssets (2D-Dünen; Sp) treten hinter den trogförmig ausgebildeten Sets (3D-Dünen; St) zurück. Die Schrägschüttungskörper fallen im allgemeinen mit flachen Werten $< 20^\circ$ ein. Im Hangenden der Sandsteinbänke tendieren die Schrägschüttungskörper zu einem flacheren Einfallen von $< 10^\circ$. Die trogförmigen Schrägschichtungssets zeigen einen typischen *onlap* an der unteren Rinnenseite und einen *toplap* auf der oberen Seite, welches durch das erosive Abschneiden des nächsten Schrägschichtungssets hervorgerufen wird (Abb. *Anh.* S.7 und *Anh.* S.5). Im oberen Bereich der Sandsteinbänke ist teilweise ein gradueller Übergang der Schrägschichtungssets zu feinklastischeren Sedimenten zu beobachten. Innerhalb der Schrägschichtung ist häufig eine Kornvergrößerung in Richtung des Einfallens vorhanden. Seltener sind Einschaltungen mit horizontaler Schichtung (Sh) ausgebildet (Abb. *Anh.* S.8 A). In einigen dieser Bereiche wurde die Lamination *in situ* deformiert (Abb. *Anh.* S.8 B). Dabei wurden offenbar die unkonsolidierten basalen Sedimentlagen durch die Scherspannung der darüber transportierten Sedimentfracht gefaltet. Dies deutet auf eine schnelle Sedimentation und hohe Anteile an sandiger Bodenfracht im Flusssystem.

Rippelmarken (Sr) sind in den Sandsteinlagen nur untergeordnet entwickelt. Zumeist treten die Rippelmarken an der Oberkante dünner horizontal geschichteter Sandsteinbänke auf (Abb. *Anh.* S.9), die mit feinklastischen Sedimenten wechsellagern. Geringmächtige Bänke mit Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern oder Dezimetern, die zumeist mit Silt oder Tonsteinlagen wechsellagern, zeigen eine durchgehende horizontale Schichtung mit mehr oder weniger ausgeprägter Laminierung (Sh). Neben den Sandsteinbänken mit deutlicher Internstruktur weisen einige Bänke nur eine massige Struktur mit einer teilweise sehr schwach entwickelten Lamination auf (Sm).

Generell zeigen die Sandsteinlagen eine Kornverkleinerung zum Hangenden der Schicht (fining upward) mit teilweise graduelltem Übergang zu Silt- oder Tonlagen. In einigen Fällen, zumeist bei der Wechsellagerung von geringmächtigen Sandsteinen und feinklastischen Schichten konnten aber auch Kornvergrößerungen im Hangenden der Schicht beobachtet werden (inverse grading).

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Architekturen der Sandsteinkörper in den Profilen Olguita und Lago Posadas sind die Sandsteinlagen im **Laguna Asador Profil** durch das Auftreten von gröberem, klastischem Material und lateral schnell wechselnder Internstruktur gekennzeichnet.

Die Sandsteine weisen eine graubraune bis hellgraue Farbe auf. Die Mächtigkeit der Bänke schwankt zwischen 2 bis 13 m. Aufgrund der Aufschlussverhältnisse kann über Mächtigkeitsschwankungen im Streichen keine Aussage getroffen werden. Das Korngrößenspektrum reicht von Grob- bis Feinsand, ist im Durchschnitt aber gröber als die Sandsteinbänke in den Profilen Olguita und Lago Posadas. Das Korngrößenspektrum innerhalb der Bänke schwankt sehr stark und zeigt keinen generellen Trend über die gesamte Bank. Die Basisflächen zu feinkörnigeren Ablagerungen sind im Meter- bis Zehnermeterbereich planar entwickelt, zeigen aber ausgeprägtere Unebenheiten im Dezimeterbereich (Abb. *Anh.* S.16). Es sind Erosionsflächen, die allerdings keine tiefgreifende Erosion des Untergrundes bewirkten.

Die Internstruktur der Sandsteinbänke ist überwiegend durch die Strukturen der Lithofazies St, Ss und untergeordnet Sp geprägt (Abb. *Anh.* S.19 und *Anh.* S.16). Daneben treten massige Bänke der Fazies Sm auf (Abb. *Anh.* S.17). Rippelmarken oder laminierte Horizontalschichtungen wurden nicht beobachtet (Fazies Sr, Sh). Teilweise treten in den Makroformen (zumeist Rinnen) Basiskonglomerate mit Intraklasten auf. Die Intraklasten bestehen überwiegend aus aufgearbeiteten Bruchstücke karbonatischer Böden (Caliche). Es wurden keine tonigen Intraklasten in diesem Profil beobachtet.

4.2.2 Feinklastische Ablagerungen

Die **feinklastischen Ablagerungen** im **Olguita** und **Lago Posadas Profil**, die den gröbereren Sandsteinbänken zwischengelagert sind, bestehen aus Feinsandstein, Silt- und Tonstein. Sie weisen eine Vielfalt an Sedimentstrukturen auf und können unterschiedlichen Lithofaziestypen (Fl, Fsm, Fm, Fr; Tab. 4.1) zugeordnet werden.

Zusammenhängende Abfolgen feinklastischer Ablagerungen erreichen eine maximale Mächtigkeit von 9 m und sind im Durchschnitt 1 – 3 m mächtig. Die Mächtigkeit der einzeln ausgehaltenen Schichten liegt im Dezimeter- bis Meterbereich, laterale Mächtigkeitsschwankungen sind nahezu kaum ausgebildet. Wie die Sandsteinlagen lassen sich die feinklastischen Abfolgen über mehrere hundert Meter ohne signifikante Mächtigkeitsschwankungen verfolgen. Die Färbung reicht von oliv-grau über grünlich-braun bis zu rotbraun, selten treten auch ocker- oder grünlich gefärbte, zumeist

schmale Bänder auf, die häufig mit Wurzelhorizonten oder anderen Formen der Bioturbation assoziiert sind.

Die Korngrößenübergänge zwischen einzelnen Bereichen sind von gröberen zu feinerem Material fließend (fining upward), aber häufig mit Farbänderungen verbunden. Es treten nur selten scharfe Grenzflächen auf. Der Übergang von feinerem Material zu gröberen Schichten kann sowohl graduell über eine feine Bänderung (coarsening upward) als auch abrupt erfolgen. Beim Übergang von Silt- oder Tonlagen zu mächtigeren Sandsteinbänken sind neben scharfen, planaren Grenzen (Abb. *Anh.* S.3) auch kleinere Erosionsflächen zu beobachten.

Feine Laminationen im Millimeter- oder Zentimeterbereich (FI) sind innerhalb der Schichtung die häufigsten Strukturen. Oft sind sie durch farbliche Wechsel (Abb. *Anh.* S.10) oder durch leichte Änderung der Korngröße gekennzeichnet. Die Siltsteine sind durch einen hohen Gehalt einer Tonmineralmatrix charakterisiert. Selten kommen reine Siltsteine mit homogener Korngröße vor. Teilweise zeigen die Lagen ein massiges Gefüge mit einem Korngrößenspektrum vom Sand- bis in den Tonbereich, wobei nur ein geringer Anteil an Sandkörnern enthalten ist. Größere Sandkörner lassen sich unter der Lupe als idiomorphe Amphibol- oder Feldspatkristalle identifizieren.

Reine, massive Tonlagen sind selten entwickelt und durch das Auftreten von Schrumpfungsharnischen innerhalb der Schicht gekennzeichnet.

Am Kontakt zu Sandsteinbänken sind sandverfüllte Trockenrissbildungen zu beobachten (Abb. *Anh.* S.4), die bis zu 10 cm in die Schicht hineinragen. Stellenweise gibt es an den Grenzschichten zu Sandsteinlagen Hinweise auf kleinere Rutschungen oder Verbiegungen der Sedimentstrukturen in den feinklastischen Schichten (soft sediment deformation), hierzu gehören dezimetergroße sack- und pilzförmige Ausbuchtungen der Grenzflächen (Abb. *Anh.* S.5).

Die feinklastischen Ablagerungen im **Laguna Asador Profil** sind durch rotbraune, ein bis drei Meter mächtige Bänke gekennzeichnet, die den Sandsteinlagen zwischengeschaltet sind. Sie sind zumeist massig entwickelt (Lithofazies Fsm) mit unregelmäßig eingeschalteten Zentimeter mächtigen Feinsandsteinlagen (Sm). Diese Einschaltungen geben den Lagen ein laminiertes Aussehen (Abb. *Anh.* S.16). Sie weisen eine tonige bis siltige Matrix auf, in der häufig fein bis mittelkörnige Sandkörner vorkommen. Der Sortierungsgrad ist generell schlecht. Wurzelhorizonte, Bodenbildungen, Trockenrisse, Fossilien oder Caliche-Bildungen wurden im Gegensatz zum Olguita und Lago Posadas Profil nicht beobachtet.

4.2.3 Weitere wichtige Merkmale: Paläoböden und vulkanische Aschen

Am Top der feinklastischen Lagen (Fr) sind häufig mehr oder weniger stark entwickelte Wurzelhorizonte als Bestandteil von **Paläoböden** zu beobachten (Abb. *Anh.* S.11). Die ehemaligen Wurzelröhren sind zumeist mit grobkörnigerem Material verfüllt oder zeichnen sich durch Verfärbungen, Fe-Verwitterungsneubildungen (Goethit, Limonit) oder feine Fe-Mineralkrusten aus. In den seltensten Fällen sind inkohlte Reste organischer Substanz noch *in situ* in einzelnen Wurzelkanälen zu beobachten. In der gesamten Wurzelhorizont-Lage ist ein verstärktes Auftreten von diffus verteilten organischen Resten zu beobachten, die diese Ablagerungen daher als eindeutige A-Horizonte von Paläoböden ausweisen. Bodenbildungen mit mächtigen, ausgeprägten Horizonten konnten allerdings nur vereinzelt beobachtet werden. Sie sind durch eine deutliche Farbsprenkelung oder Marmorierung der Ton- oder Siltlagen mit rotbräunlichen, grünlichen, orangen oder ockerfarbenen Farbwechseln

gekennzeichnet. Tonmineralreiche Lagen weisen häufig Spiegelharnische auf, die auf einen hohen Montmorillonitgehalt schließen lassen. Häufig ist eine beginnende Bodenbildung ohne besonders entwickelte Bodenhorizonte zu beobachten. Diese Lagen weisen außerdem Strukturen einer mehr oder weniger ausgeprägten Bioturbation auf. In den Paläoböden sind Kalzitkonkretionen bis zu wenigen Millimeter Durchmesser zu finden.

Im Olguita und Lago Posadas Profil sind jeweils ein **Brandhorizont** aufgeschlossen (Abb. *Anh.* S.12), die sich allerdings nicht miteinander korrelieren lassen. Die Mächtigkeit der Horizonte schwankt zwischen 10 und 20 cm. Der obere Bereich wird durch eine scharfe Oberkante zu der überlagernden Schicht begrenzt. Darunter ist ein nach unten diffus endender schwarz bis schwarzbrauner Bereich angeschlossen, der reich an inkohlem Material ist. Dieser Bereich geht im Liegenden in eine rote, teilweise auch ockerfarbene marmorierte Zone über, die zu den unveränderten rotbraunen Sedimentlagen überleitet. Die Korngröße im Bereich des Brandhorizonts liegt im Silt- bis Feinsandbereich mit größeren inkohnten Einschlüssen. Der Horizont ist mit reliktschen Wurzelkanälen durchzogen und lässt sich im Streichen über mehrere hundert Meter verfolgen.

In den Profilen von Olguita und Lago Posadas finden sich auch eingeschaltete **Aschenlagen** (Abb. *Anh.* S.13). Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Millimetern und bis zu mehreren Dezimetern. Die Farbe variiert zwischen dunklen Olivtönen bis zu graugrünen, weißen teilweise auch ocker oder pinkfarbenen Lagen. Die Bänder sind im Extremfall Bentonite und als reine Tonmineral- oder aber Kristalltufflagen mit einem überwiegenden Kristallklastanteil entwickelt. Der Anteil einer tonigen Matrix ist sehr hoch, in der oft Schrumpfungsharnische beobachtet wurden. Aufgrund des hohen Tonmineralanteils sind diese Schichten Wasserstauer und am Austritt von Schichtquellen im Profil erkennbar. In wenigen Lagen wurden sphäroideale Tonmineraleinschlüsse mit eingeschlossenen Kristallen von Feldspat und Amphibol gefunden, die als verwitterte Bimse gedeutet werden. Mit der Lupe lassen sich in fast allen Aschenlagen idiomorphe helle Feldspatkristalle und Amphibol- oder Pyroxenkristalle bis zu Millimetergröße erkennen. In einigen Fällen wurden gerundete Gesteinsfragmente gefunden, die auf Umlagerung der Aschen oder auf externen Detrituseintrag schließen lassen. Es wurden nur Lagen mit einem minimalen Eintrag solcher Klasten als Aschen angesprochen, so dass die Lagen als *in situ* abgelagert oder als nur geringfügig umgelagert angesehen werden können. Teilweise sind in den Aschen auch Wurzelkanäle erhalten.

In den Sandsteinlagen der Profile Olguita und Lago Posadas sind häufig kugelige **Konkretionen** im Zentimeter- bis Dezimeterbereich enthalten, die deutlich herauswittern. Das Innere der Konkretionen unterscheidet sich vom umgebenden Sandsteingefüge durch die starke kalzitisches Zementierung. Es wurden keine besonderen Kristallisationskeime im Zentrum der Konkretionen gefunden (z. B. Fossilienreste etc.). Diese Konkretionen werden als postsedimentäre Bildungen interpretiert. Das Verwitterungsverhalten der Sandsteine ist stark von der Kalzitzementierung der einzelnen Sandsteinschichten abhängig. Diese subrezente Kalzitzementierung entsteht durch die Verdunstung von Feuchtigkeit und Ausfällung von gelöstem Karbonat an der Oberfläche der Schichten im Aufschluss (Telogenese; SCHMIDT AND McDONALD, 1979). Die Intensität der Zementierung und somit die Verwitterungsresistenz schwankt im Streichen der Schichten und ist stellenweise von der Exposition zur Windrichtung abhängig.

4.2.4 Fossilieninhalt

Die Santa Cruz Formation wurde aufgrund ihrer weiten Verbreitung im südlichen Argentinien und ihres großen **Fossilgehalts** besonders an Landsäugetieren namensgebend für die südamerikanische Landsäugetieraltersstufe *Santacruciense* (siehe Kap.2.2). In den Profilen von Olguita und Lago Posadas wurden viele Knochenfragmente von Fossilien gefunden. Zumeist handelt es sich um herausgewitterte Bruchstücke, die im Lockersedimentdetritus, der die anstehenden Schichten überlagert, auftreten. Im Profil Olguita ist bei 60 m, an der Basis einer Sandsteinbank ein kleinerer, eingedrückter Gürteltierpanzer mit Extremitätenresten aufgeschlossen. Ebenso wurde bei 153 m im Lago Posadas Profil ein fossiles Gürteltier entdeckt (Abb. *Anh.* S.14). In diesem Profil ist auffällig, dass im unteren Drittel der Abfolge wesentlich mehr Fossilreste im Detritus auftreten als im oberen Bereich, wo Fossilienreste weder im Detritus noch *in situ* gefunden wurden.

An wenigen Stellen sind die Fossilien *in situ* im Gesteinsverband aufgeschlossen. Die im Profil Olguita bei 273,2 m gefunden Süßwasser-Mollusken (*Bivalveia*?) sind in Lebendstellung in einem Siltsteinband sedimentiert, das von einer stark umgelagerten Asche überlagert wird (Abb. *Anh.* S.15).

In den feinklastischen Lagen der Sedimente sind teilweise inkohlte Pflanzenreste bis zu einigen Millimeter Größe enthalten. Sie sind unregelmäßig in den Lagen verteilt und finden sich zumeist in den obersten Zentimetern der Lagen. In einigen Sandsteinlagen sind sie auch als Klasten enthalten.

An der Universität Wien wurden Proben der Santa Cruz Sedimente auf Pollengehalt und Pollenzusammensetzung hin untersucht (Christa Hofmann, freund. münd. Mitteilung 2000). Die Proben enthielten wenig organische Reste, die zumeist als semi-opakes (oxidiertes / inkohlt) und amorphes Material auftraten. Das spricht für oxidierende Bedingungen und daher ein schlechtes Erhaltungspotential für Pflanzenmaterial. Nach den vorläufigen Untersuchungsergebnissen erbrachte die Analyse Hinweise auf das Vorhandensein von *Chenopodiaceae* (Gänsefußgewächs), *Amaranthaceae*, *Poaceae* (Gras), *Cyperaceae* (Sauergras), *Podocarpus* (Anden-Tanne), *Plantago* (Breitwegerich-Gewächs), *Urticaceae* (Brennnessel-Gewächs), *Triporater* (unbekannter Typ, vermutlich Krautpflanze). Außerdem wurden Algenzysten und *Botryococcus* Kolonien (Braunalgen) gefunden, die auf temporäre Flachwasserkörper schließen lassen.

4.2.5. Konglomerate im Laguna Asador Profil

Über den Sandsteinlagen im Profil Laguna Asador ist eine 7 m mächtige Konglomeratlage abgelagert (Abb. 4.4). Die Basis ist planar ausgebildet und zeigt keine erkennbare Erosion zu der unterlagernden Sandsteinbank (Abb. *Anh.* S.17). Die Bank baut sich aus vielen trogförmigen Konglomeratlagen auf (Gh), denen auch kleinere, flache Sandkörper zwischengelagert sind (Abb. *Anh.* S.20). Teilweise ist eine Längsachsenimbrikation der Gerölle entwickelt. Sie bestehen überwiegend aus sauren und intermediären Subvulkaniten. Am Top der Konglomeratlage ist eine mehrere Dezimeter mächtige, massige Sandsteinlage mit einzelnen millimeter- bis zentimetergroßen Klasten aufgeschlossen (Abb. *Anh.* S.18). Die Matrix ist siltig bis tonig und enthält grobe Sandkörner bis Zentimeter große Gerölle ohne erkennbare Sortierung.

Die Laven der neogenen Plateaubasalte (Meseta Belgrano, siehe Abb. 2.8) sind über dieser Lage ausgeflossen. Der Kontaktbereich ist durch eine Zentimeter bis Dezimeter mächtige, ockerfarbige Frittingszone gekennzeichnet (Abb. *Anh.* S.18), wobei die Basis der aufgeschlossenen Basaltlage sehr blasenreich ist.

4.2.6. Schlammstromablagerungen im Profil Lago Posadas (408-423 m)

Im Profil Lago Posadas ist zwischen 408 bis 423.4 m eine Schicht mit Klasten aus Sandstein, Ton- und Siltstein sowie Vulkaniten mit andesitischer, dazitischer und rhyolitischer Zusammensetzung mit mehreren Dezimetern Durchmesser aufgeschlossen. Die Klasten sind kantig bis kantengerundet (Vulkanite) sowie gerundet im Falle sedimentärer Zusammensetzung und sind unregelmäßig in einer sandigen Matrix eingebettet (Abb. *Anh.* S.21). Allerdings existieren auch Blöcke im Meterbereich.

Die oligräue bis rotbraune Matrix zeigt keine Korngrößen-sortierung und enthält von der Sand- bis zur Tonfraktion alle Korngrößen in unterschiedlichen Proportionen, die auch innerhalb der Schicht wechseln.

Die untersten Dezimeter der Lage sind matrixdominiert und enthalten einige zentimetergroße Klasten. Die durchschnittliche Klastgröße nimmt zur Mitte der Schicht zu. Hier treten bis zu mehrere Meter große Gesteinsblöcke auf, die aus den liegenden Schichten der Santa Cruz Formation selbst stammen. Diese Blöcke zeigen noch den Lagenbau aus Sand-, Silt- und Tonsteinen mit Internstrukturen wie z. B. Trockenrissverfüllungen. An einigen Blöcken konnte eine Verbiegung der sedimentären Internstruktur beobachtet werden, was auf eine unvollständige Verfestigung der Blöcke nach der Ablagerung hinweist.

Im oberen Drittel der Lage nimmt die Klastgröße auf Dezimeter- bis Zentimetergröße ab. Hier wurden neben den Subvulkaniten und den Intraklasten der Santa Cruz Formation auch solche Austernschalen gefunden, die für den oberen Bereich der Centinela Formation (siehe Kap. 2.2) typisch sind (Abb. *Anh.* S.23). Der oberste Bereich der Lage ist nur noch matrixdominiert, mit zunehmender Korngrößen-sortierung der Matrix bei einer insgesamt abnehmenden Korngröße auf den Siltbereich. Im oberen Drittel dieser Lage sind helle, graue, ovale tonmineralreiche Einschlüsse auffällig, die intern idiomorphe Feldspat- und Amphibol- oder Pyroxenkristalle in Millimetergröße enthalten. Die Größe der Einschlüsse erreicht in feinkörnigen Matrixbereichen bis zu einigen Zentimetern (Abb. *Anh.* S.24). Diese Einschlüsse werden als retransportierte Bimslapilli interpretiert. Ebenfalls wurden einige inkohlte Pflanzenreste in der Matrix gefunden. Der Charakter dieser Lage deutet auf eine Schlammstromablagerung hin.

Die Schicht lässt sich im Aufschluss bis in den Kilometerbereich hinein im Streichen verfolgen, ohne dass gravierende Mächtigkeitsänderungen auftreten. Die Basis der Lage wird im gesamten aufgeschlossenen Bereich von einer Sandsteinlage gebildet, die einen graduellen Übergang in die Matrix der Lage zeigt, ohne dass eine ausgeprägte Erosionsdiskordanz entwickelt ist.

Die Schlammstromablagerung wird als kurzzeitiges katastrophales Ablagerungsereignis interpretiert. Es könnte sich um eine Lahar-Ablagerung handeln, die durch eine Vulkaneruption im Zusammenhang mit Oberflächenwasser entstanden sein könnte. Das Vorhandensein von zentimetergroßen Bimsen im obersten Teil der Schicht lässt auf eine intermediäre Magmeneruption schließen. Dafür sprechen auch die zumeist frischen, teilweise metergroßen dazitischen Klasten (Abb. *Anh.* S.22), die einen großen Teil der vulkanischen Bestandteile ausmachen. Die Mächtigkeit der Ablagerungen sowie das Auftreten von zehnermetergroßen Intraklasten aus der Santa Cruz Formation und Teilen der marinen Centinela Formation, sowie die weite Ausdehnung der Ablagerungen lassen auf ein sehr bedeutendes einmaliges Ereignis schließen. Möglich wäre die Eruption einer wassergefüllten Kaldera im vulkanischen Liefergebiet, bei der diese Gesteinsmassen mobilisiert wurden.

4.3 Geochemische und petrographische Charakteristika der Santa Cruz Formation

Die **geochemischen** Untersuchungen der Santa Cruz Formation zeigen ein homogene Gesamtgesteinschemie der untersuchten Proben (Tab. *Anh.* S.1a-3b). Sowohl die Hauptelement- als auch die Spurenelementzusammensetzung zeigt kaum eine Varianz im Probenatz.

Zur Beschreibung der Sedimente wurde aufgrund der weiter unten beschriebenen petrographischen Untersuchungen die Klassifikation von Vulkaniten nach (LE MAITRE ET AL., 1989) herangezogen (Abb. 4.5). Die Daten zeigen mehrheitlich eine subalkaline, andesitische Zusammensetzung mit einem schwachen Trend von Basalten über andesitische Basalte bis hin zu Daziten. Wobei einige Proben aus umgelagerten Aschenlagen tendenziell in das Feld von andesitischen Basalten fallen und die Proben aus dem Laguna Asador Profil eine Tendenz zu einer dazitischen Zusammensetzung aufweisen. Auffallend ist, dass sich die untersuchten Lithologien (Sand-, Siltstein und vulk. Aschen) nicht wesentlich geochemisch unterscheiden und dass keine Entwicklungstrends in Abhängigkeit der stratigraphischen Position der Ablagerungen erkennbar sind. Eine Ausnahme stellen die untersuchten Gesteine des Laguna Asador Profils dar, die einen höheren SiO_2 -Gehalt aufweisen und deren dazitische Zusammensetzung von den anderen untersuchten Proben abweicht.

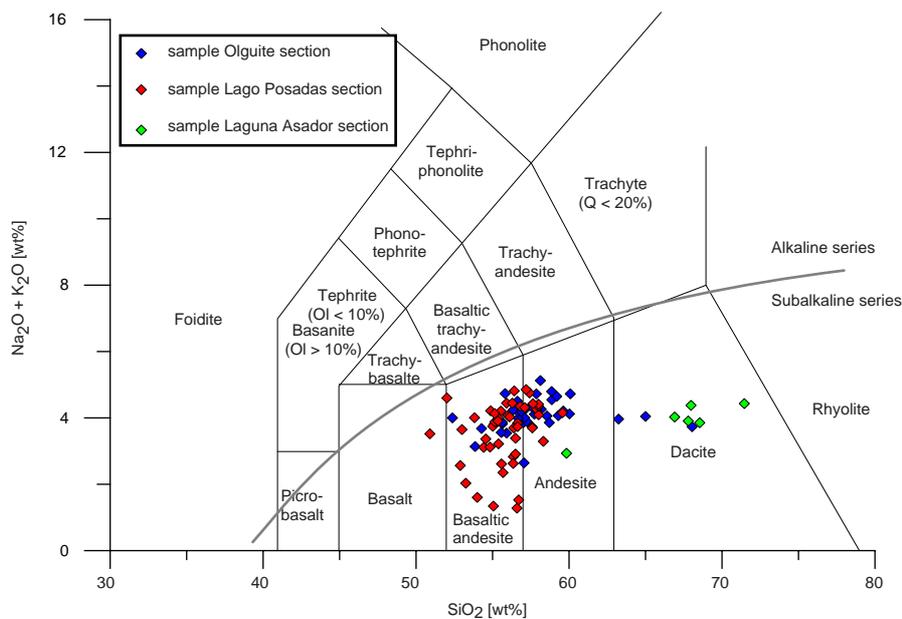


Abb. 4.5: Klassifikation der untersuchten Geochemie-Gesamtgesteinsproben nach LE MAITRE ET AL. (1989). Die Proben zeigen eine subalkaline und überwiegend andesitische Zusammensetzung.

Um die Variationen in dem untersuchten Datensatz beurteilen zu können, wurde die Methode der Biplot-Darstellung gewählt (Kap. 3.1.1). Die Darstellung der Hauptelemente zeigt (Abb. *Anh.* S.27), dass CO_2 die höchste relative Variation in der Hauptelementchemie zeigt und am stärksten den ersten Ladungsvektor der Matrixanalyse beeinflusst. Diese Variation geht auf den unterschiedlichen Kalzitgehalt in den Proben zurück und beruht auf der unterschiedlich stark ausgeprägten telogenetischen Kalzitmineralisationen in den Proben. Neben CO_2 wird die Variation im Probenatz vor allem von CaO , Na_2O und K_2O bestimmt. Diese Variation wird vor allem auf unterschiedliche Feldspatzusammensetzungen und -gehalte in den untersuchten Proben zurückgeführt. Generell ist zu beobachten, dass die Sandsteine aus dem Olguita und Lago Posadas Profil nahe am Zentrum, dem geometrischen Mittel des gesamten Probenatzes, liegen und die Siltsteine eine höhere Variation

aufweisen. Auffallend ist, dass einige Aschen aus dem Olguita Profil sich deutlich von den anderen Proben unterscheiden und dass die analysierten Sand- und Siltsteinproben aus dem Laguna Asador Profil eine signifikant höhere Variation als die Sand- und Siltsteine in den anderen beiden Profilen aufweisen.

Die Biplot-Darstellung der Spurenelementanalyse zeigt (Abb. Anh. S.28), dass die Variation des Datensatzes vor allem von Sr, Ba, Rb und V geprägt ist. Sr beeinflusst am stärksten den ersten Ladungsvektor. Die Sandsteine der Profile von Olguita und Lago Posadas zeigen eine größere Variation als in der Hauptelementchemie. Auch in dieser Darstellung ist die Lage der Proben des Laguna Asador Profils signifikant unterscheidbar von den Daten der anderen Profile.

Aufgrund des Einflusses von CaO, Na₂O und K₂O auf die Variation im Probenatz wurde das (Na₂O+CaO) – Al₂O₃ - K₂O ternäre Diagramm von (NESBITT AND YOUNG, 1984) für die Darstellung des Verwitterungstrends von Gabbro und Granit auf den Probenatz angewendet (Abb. 4.6). In der originalen Darstellung ist ein linearer Trend zwischen (Na₂O+CaO) und Al₂O₃ zu erkennen, der in der gleichen Richtung verläuft wie der Verwitterungstrend einer mittleren Gabbrozusammensetzung (NESBITT AND YOUNG, 1984; NESBITT AND YOUNG, 1989). Um eine höhere Auflösung des Datensatzes zu erhalten, wurde die pertubierte Darstellung des ternären Diagramms verwendet. Diese Darstellung zeigt das neben diesem Verwitterungstrend, der vor allem durch die Aschen- und Siltsteinproben definiert wird, eine Variation im K₂O-Gehalt der Sandstein und Siltsteinproben vorliegt. Auch hier zeigt sich, dass die Proben aus dem Laguna Asador Profil sich deutlich von den anderen beiden Profilen unterscheiden.

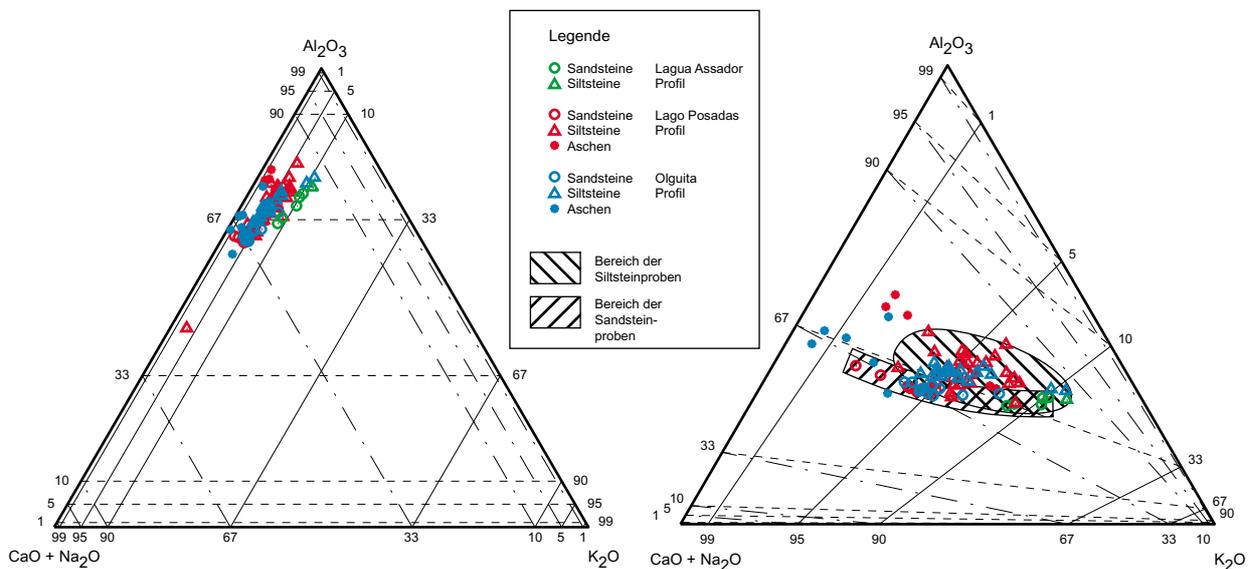


Abb. 4.6: Die Darstellung der (Na₂O+CaO) – Al₂O₃ - K₂O - Komponenten im ternären Diagramm nach NESBITT AND YOUNG (1984) für die untersuchten Proben. Der Trend entlang der Achse (Na₂O+CaO) – Al₂O₃ entspricht dem Verwitterungstrend eines durchschnittlichen Gabbros (A). In (B) sind die gleichen Daten wie im Diagramm (A) in pertubierter Form dargestellt (siehe Text). Das geometrische Mittel des Probenatzes liegt bei 26% (Na₂O+CaO), 69.1% Al₂O₃ und 4.9% K₂O. Diese Zusammensetzung bildet den Mittelpunkt der pertubierten ternären Diagrammdarstellung in (B).

Die geochemische Analyse der Sedimente der Profile von Olguita und Lago Posadas zeigen eine dominant andesitische Zusammensetzung, die unabhängig von der beprobten Lithologie und der stratigraphischen Position ist. Die untersuchten Sedimentproben aus dem Laguna Asador Profil lassen sich aufgrund des höheren SiO₂-Gehaltes, eines höheren K₂O-Gehaltes gegenüber Na₂O, CaO und Al₂O₃, sowie einer höheren Varianz in der Faktorenanalyse unterscheiden. Diese Unterschiede

werden auf eine veränderte Liefergebietszusammensetzung während der Ablagerung des Laguna Asador Profils zurückgeführt. Die etwas höhere Varianz der geochemischen Zusammensetzung der Siltstein- und Aschenproben gegenüber den Sandsteinproben wird auf den höheren und stärker variierenden Grad der Alteration oder Verwitterung der feiner-klastischen Sedimente gegenüber den gröber-klastischen Sedimenten zurückgeführt.

Petrographisch zeigen die untersuchten Sandsteine viele Gemeinsamkeiten, so dass sie zusammen behandelt werden können. Alle Proben setzen sich aus vulkanischen Gesteinsklasten und Feldspat sowie untergeordnet Zeolith-Klasten, opaken Mineralen, Amphibol, Epidot und Chlorit zusammen. In höheren Profilabschnitten (Olguita ab FT 8, Lago Posadas Profil ab LP 10, Laguna Asador in beiden Proben) treten zudem Subkorn-Quarz-Klasten auf. Die Ergebnisse der quantitativen Auszählung der Klastzusammensetzung sind in Abb. 4.7 und in Tab. *Anh.* S.4 dargestellt. Eine Beschreibung der einzelnen Schliffe erfolgt im Anhang unter A.I.2.

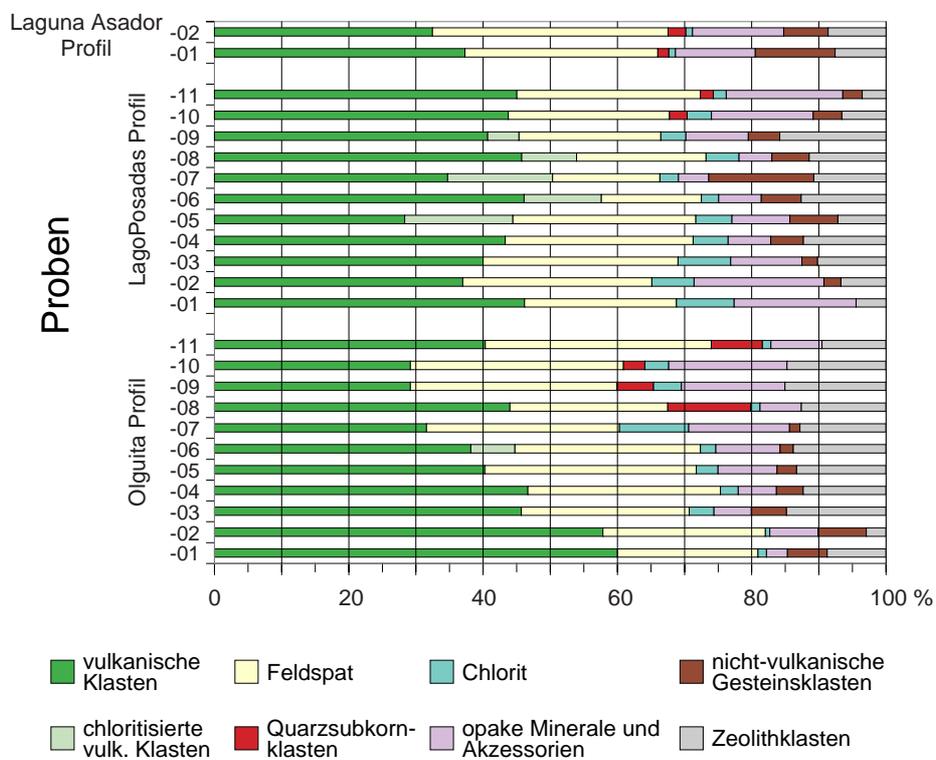


Abb. 4.7: Darstellung der quantitativen Auswertung der ausgezählten Sandsteinklasten für alle Profile. Im oberen Teil der Profile Olguita und Lago Posadas sowie in den beiden Proben des Laguna Asador Profils treten Quarz-Subkornklasten auf, die auf einen Sedimenteintrag aus erodierten Sockelgesteinseinheiten hindeuten (siehe Text).

Die Proben weisen ein breites Korngrößenspektrum zwischen 250 und 1200 µm auf. Die unterschiedliche Korngröße der Klasten führt zu unterschiedlich großen Porenräumen. So besitzen feinkörnige Proben (z. B. LP1) einen überwiegenden Klast-Klast-Verband im Gegensatz zu Proben mit einem weiten Korngrößenspektrum (z. B. LP 9), die deutliche Porenräume besitzen. Die Porenräume sind größtenteils mit Zeolithen und/oder Tonmineralen verfüllt.

Die vulkanischen Gesteinsklasten kommen in sehr unterschiedlichem Erhaltungszustand vor. So existieren Klasten, bei denen die ursprüngliche Glasmatrix komplett in Tonminerale umgewandelt wurde und auch keine Mineraleinsprenglinge mehr identifiziert werden können (z. B. FT 9 bis FT 11).

Diese Klaster zeigen sehr hohe Rundungsgrade. Daneben existieren vulkanische Gesteinsklaster mit einer bräunlichen, alterierten Glasmatrix mit Plagioklas-Einsprenglingen. Außerdem kommen in den Proben vulkanische Gesteinsklaster mit einer nicht alterierten Glasmatrix mit Plagioklas-Einsprenglingen vor. Die frischen vulkanischen Gesteinsklaster sind überwiegend nicht bzw. nur kantengerundet. Um die vulkanischen Gesteinsklaster konnten häufig Mineralsäume beobachtet werden, die sich aus Kalzit und/oder Tonmineralen zusammensetzen.

Ebenso wie bei den vulkanischen Gesteinsklaster existieren in den Proben Feldspäte in unterschiedlichen Erhaltungszuständen. Der überwiegende Teil der Feldspäte ist durch eine beginnende Sericitisierung gekennzeichnet. Teilweise konnte an den Feldspäten eine beginnende Zeolithbildung beobachtet werden. In einigen Proben sind Plagioklase in einem ausgezeichneten Erhaltungszustand mikroskopiert worden. Diese frischen Mineral-Klaster sind nicht bzw. kantengerundet. Kalifeldspat wurde bis auf einen Mikroklin nicht beobachtet.

Untergeordnet treten in den Sandsteinproben Zeolithklaster, grünlich-bräunliche bis farblose Chlorite, grüne Amphibole (Hornblende), Titanit und Epidot auf. Eine Reihe von Gesteinsklaster konnte keinem vulkanischen Liefergebiet zugeordnet werden. Sie werden überwiegend aus Chlorit, Epidot und Feldspat gebildet. Eine genaue Zuordnung dieser Klaster zu einem speziellen Liefergebiet sind nicht möglich. Möglicherweise handelt es sich um mehrfach aufgearbeitete und resedimentierte Klaster eines sedimentären Liefergebiets.

In höheren Profilbereichen treten Quarz-Klaster mit deutlicher Subkornbildung auf. In einigen Fällen treten Quarz-Hellglimmer-Klaster auf. Zur Subkornbildung kommt es während der Deformation und Metamorphose (PASSCHIER AND TROUW, 1996), so dass diese Klaster aus den metamorphen Sockelgesteinseinheiten stammen müssen.

Die petrographischen Untersuchungen zeigen, dass der überwiegende Teil der klastischen Gesteinsfragmente in den Proben aus einem andesitischen, vulkanischen Liefergebiet abgeleitet werden können. Der Erhaltungszustand der vulkanischen Klaster und der Feldspäte ist innerhalb der einzelnen Proben sehr unterschiedlich, was auf Vulkanite mit einer unterschiedlichen Altersstruktur im Liefergebiet deutet. Mit jünger werdender stratigraphischer Position der Sandsteine nimmt der Grad der Alteration dieser vulkanischen Klaster zu, dies ist besonders in den Proben des Olguita Profils zu beobachten. In den Proben des Lago Posadas Profils treten besonders in den stratigraphisch jüngeren Ablagerungen verstärkt unalterierte, kantige vulkanische Gesteinsklaster auf, die durch eine zeitgleiche vulkanische Aktivität mit der Ablagerung der Sedimente interpretiert werden können.

Mit dem Auftreten von Subkornquarzklasten und Quarz-Hellglimmer-Klasten ist eine veränderte Liefergebietszusammensetzung verbunden, die auf die beginnende Erosion von deformierten, metamorphen Sockelgesteinseinheiten zurückzuführen ist. Der Anteil dieser Sedimentquelle an der Gesamtzusammensetzung der Sedimente ist jedoch sehr gering, da sich in der geochemischen Signatur der Sedimente nichts ändert.

4.4 Interpretation des Ablagerungsraumes

Die Ausbildung der Sandsteinbänke in der Santa Cruz Formation zeigt Rinnen, die ein Breite zu Tiefe Verhältnis von > 15 aufweisen. Wird die Gesamtmächtigkeit der Sandsteinbänke als Rinnensystem betrachtet, so ergeben sich Breiten / Tiefen Verhältnisse von weit über 100. Diese großen Verhältnisse sind ein Hinweis auf mobile Rinnengürtel (mobile channel belt) oder

Schichtsandsteine (sheet sandstones) (MIALL, 1996, S. 94). Nach der Rinnen-Klassifikation von FRIEND (1983) werden diese als mobile Rinnengürtel (mobile channel belt) bezeichnet, die unter Bedingungen eines mäandrierenden oder verflochtenen Flusssystemes entstehen können. Die vorgefundenen Korngrößen und Sedimentstrukturen deuten auf eine Entstehung in einem Flusssystem mit überwiegender sandiger Bodenfracht hin (SCHUMM, 1963; GALLOWAY, 1981). Nach SCHUMM (1963, 1985) handelt es sich um sogenannte "*mixed load channels*" mit einem typischen Breiten-Tiefen-Verhältnis von 10-40 und einer vermutlichen Sinuosität < 2 , was auf einen moderaten Gefällegradienten hinweist.

Der Aufbau und die Anordnung der Schrägschichtungs-Sets lässt auf einen lateralen sowie talwärts gerichteten Akkretionsprozeß schließen, so dass die Ablagerung in den Rinnen über migrierende Sanddünen und Sandbänke erfolgte sein könnte. Eine genaue Unterscheidung zwischen beiden Akkretionsprozessen und deren Ausbildungsarchitekturen in den Makroformen der Rinnenfüllungen war nicht realisierbar, da im Gelände Beobachtungen in drei Dimensionen nur beschränkt möglich waren. Es konnten deshalb nur wenige Fließrichtungsindikatoren gefunden und bestimmt werden. Aufgrund der fehlenden Fließrichtungsindikatoren konnte keine Relativbeziehung zwischen den beobachteten Schrägschichtungssets und den Meso- und Makroformen der Ablagerungsarchitektur bestimmt werden. Auf eine vorherrschende laterale Akkretion wird aus dem überwiegenden Auftreten von trogförmigen Schrägschichtungen mit *onlap* zur Rinnenunterseite und *offlap* sowie Übergang zu feinerklastischen Ablagerungen an der Oberseite geschlossen. Die Aufschlussverhältnisse zeigen eine deutliche Ähnlichkeit zu den von ALLEN (1983) beschriebenen "*sand shoals*" mit symmetrischen Komplexen lateraler Akkretionseinheiten. Die sedimentären Strukturen und laterale Kontinuität der Ablagerungen deuten auf eine Wasserführung der Flusssysteme, welche die gesamte Kapazität der Rinnensysteme ausnutzt (bank-full discharge).

Die horizontal geschichteten Einschaltungen innerhalb von Sandsteinbänken werden als Ablagerungen im oberen Strömungsregime interpretiert (FÜCHTBAUER ET AL., 1988; S. 780 ff und Ref. darin). Da diese Wechsel innerhalb einzelner Sandsteinbänke zu beobachten sind, kann auf einen dynamischen Wechsel der Fließgeschwindigkeiten geschlossen werden.

Diese Beobachtungen in den Sandsteinbänken zeigen große Ähnlichkeiten mit dem von MIALL (1985, 1996) beschriebenen Faziesmodell eines gering gewundenen Flusssystemes mit alternierenden Sandbänken (low-sinuosity river, with alternate bars, MIALL, 1996; S 233). Die Internstrukturen der Sandsteine zeigen dabei sowohl Merkmale eines mäandrierenden als auch eines verflochtenen Flusssystemes, wobei die Merkmale eines mäandrierenden Flusssystemes überwiegen. Das Fehlen von ausgeprägten Ufersandbank- oder Rinnensandbank-Komplexen mit lateraler oder in Fließrichtung gerichteter Akkretion in der Rinnenfazies spricht jedoch gegen das Fazies-Modell eines reinen mäandrierenden Flusssystemes. Die beobachteten Strukturen deuten eher auf eine schnelle Verlagerung von Rinnen innerhalb des Ablagerungssystems.

Die große laterale Ausdehnung einzelner Rinnenablagerungen, die keine deutliche Rinnenbegrenzung erkennen lassen (Grenzfläche 5. Ordnung; MIALL, 1996, Tab. 4.2), deuten auf eine wiederholte laterale Wanderung von kleineren Rinnen oder evt. auf das laterale Überschneiden verschiedener Rinnen zu Rinnensystemen, welche sich eher auf einer größeren Fläche mit geringem Relief entwickelten als in einem lateral begrenzten Flusstal. Dafür sprechen auch die planaren oder nach oben schwach konkav ausgebildeten Erosionflächen an der Basis der Sandsteinbänke. HORTON AND DECELLES (2001) deuten ähnliche Sedimentstrukturen in fluviatilen Ablagerungen aus dem

Andenvorland in Nordwest-Argentinien als individuelle Überflutungsereignisse, die durch initiale Dünen- oder Sandbankmigration sowie spätere Ablagerungen unter abnehmenden Fließgeschwindigkeiten entstanden.

Die sandigen Ablagerungen im Laguna Asador Profil sind durch eine deutliche Ausbildung von Rinnenstrukturen innerhalb der Sandsteinlagen gekennzeichnet. Die kleineren Breiten- / Tiefenverhältnisse (< 15) sowie die generell grobkörnigeren Sedimente deuten auf eine Zunahme der Transportenergie innerhalb des Flusssystemes im Vergleich zu den Ablagerungen der Profile Lago Posadas und Olguita. Die Sedimentstrukturen deuten hier ebenfalls auf ein gering gewundenes Flusssystem mit alternierenden Sandbänken hin (low-sinuosity river with alternate bars, MIAL, 1996; S 233). Die deutlich zurückgehende Mächtigkeit der feinklastischen Ablagerungen, das Fehlen von Aschenlagen und die Internstruktur der Sandsteinbänke sind Indikatoren, die auf eine Zunahme der Merkmale verflochtener Flusssysteme gegenüber mäandrierenden Flusssystemen innerhalb des Ablagerungsraumes hindeuten.

Die oberste Einheit des Laguna Asador Profils zeigt eine typische Ablagerung der konglomeratischen Bank- und Rinnen-Ablagerung (Element GB; gravel bars and bedforms nach MIAL, 1996, S 139). Die Lithofazies (überwiegend Gh) setzt sich aus einer konglomeratischen, klastgestützten, undeutlichen Ablagerungsarchitektur mit teilweise trogförmigen Schrägschichtungskörpern, stellenweise erhaltener Längsachsenimbrikation und zwischengeschalteten kleinen, untergeordneten Sandsteinlinsen zusammen. Die Längsachsenimbrikation und die entwickelte trogförmige Schrägschichtung sind deutliche Hinweise auf eine fluviatile Ablagerung. Die Architektur deutet auf eine Vielzahl von konglomeratischen Rinnenfüllungen, die in einem instabilen Rinnennetzwerk mit flachen Rinnen abgelagert wurden. Teilweise wurden verlassene Rinnenarme bei zurückgehender Transportenergie durch Sandkörper aufgefüllt. Diese Ablagerungen werden als verflochtenes, flaches Kiesbett-Flusssystem interpretiert (shallow, gravel-bed braided river; MIAL, 1996, S 208; Modell 2 MIAL, 1985). Sie sind typisch für proximale Konglomerat transportierende Flüsse und vernetzte Deltas (braid deltas). Die eingeschaltete massige Lage am Top der Konglomerate wird als distaler, sandiger Schuttstrom (debris flow) interpretiert, der den Ablagerungen des verflochtenen Flusssystemes zwischengeschaltet ist.

Das Auftreten mächtiger feinkörniger Ablagerungen in den Profilen Olguita und Lago Posadas (z. B. 56% der gesamten Profilmächtigkeit, Lago Posadas) lassen auf ausgedehnte Überflutungsflächen schließen, die saisonal oder periodisch mit Sediment versorgt wurden. Die Ablagerungen der Überflutungssedimente zeichnet sich durch vertikale Variation der Korngröße, primäre Sedimentstrukturen und eine unterschiedliche Anzahl von Sedimentationsunterbrechungen aus, welche durch Grabgänge, Wurzelhorizonte und Trockenrissverfüllungen gekennzeichnet sind.

Die laminierten Silt- und Tonsteine werden als Ablagerung aus stehenden Wasserkörpern gedeutet, die sich in lokal sumpfigen Überschwemmungsebenen bildeten. Diese Wasserkörper entstanden in topographischen Tieflagen der Überflutungsflächen ähnlich den Ablagerungsbedingungen, die WILLIS AND BEHRENSMEYER (1994) für Überflutungssedimentablagerungen der Chinji Formation im Vorland des Himalaya (Siwalik Group, Pakistan) beschreiben. Wie dort, wird jede dieser Zentimeter- bis Dezimeter-mächtigen Lagen als individuelles Überflutungsereignis gewertet. Das relativ häufige Auftreten von Aschenlagen in den Profilen ist eng mit den Überflutungsablagerungen

verbunden, da sie aufgrund der hohen Transportenergie in der Rinnenfazies ein geringes Erhaltungspotential hatten.

Bodenbildungen mit Wurzelhorizonten zeigen die Ansiedlung von Pflanzen in den Überflutungsebenen und je nach Ausprägung der pedogenen Strukturen eine unterschiedlich lange Sedimentationsunterbrechung und Bodenbildungsphase an.

Innerhalb dieser Überflutungsflächen könnten auch kleinere Seen oder Gewässer mit begrenzter Schwebfracht und Dauer bestanden haben. Darauf deutet das Auftreten von Süßwasser-Mollusken (*Bivalveia*) innerhalb der feinkörnigen Ablagerungssequenzen. Viele der gefundenen Fossilien waren in Lebendstellung eingebettet und durch gröbere Sand oder umgelagerte Aschenablagerungen abgedeckt, was auf einen schnellen, katastrophalen Wechsel der Sedimentationsbedingungen deutet.

In diese feinkörnigen Ablagerungen sind immer wieder Dezimeter- bis Meter-mächtige, fein- bis mittelkörnige Sandsteinlagen ohne oder mit horizontal ausgebildeter Internstruktur eingeschaltet, die als Dambruchsedimente (*crevasse splay deposits*) oder als frühe Bildungen bei Flussrinnenverlagerungen interpretiert werden. Das häufige Fehlen von internen Sedimentstrukturen deutet auf eine Aufarbeitung durch Flora oder im Sediment ansässige Fauna hin. Größere und gröbere Lagen könnten als flache, lateral eingedämmte Ströme über begrenzte Gebiete der Überflutungsflächen sedimentiert worden sein. Teilweise sind Abfolgen von Überflutungssedimenten mit nach oben gröber werdenden Zyklen (*coarsening upward*) zu beobachten. In manchen Überflutungsabfolgen ist eine Mächtigkeitzunahme der Sandsteineinschaltungen nach oben zu verzeichnen, was für den Aufbau von Dambruchkomplexen (e.g. MOROZOVA AND SMITH, 2000) und/oder für eine zunehmende Nähe einer aktiven Flussrinne spricht (e.g. HORTON AND DECELLES, 2001).

Über den Abfolgen einer Überflutungssequenz werden fast immer Sandsteine abgelagert, die in Rinnen mit interner Schrägschichtung sedimentiert wurden. Die Basis dieser Sandsteinlagen zeigt ein begrenztes Relief oder ist vollkommen planar ausgebildet. Diese Besonderheit deutet auf Rinnenverlagerung in die tiefsten Reliefbereiche der Überflutungsflächen (DECCELLES ET AL., 1998; HORTON AND DECCELLES, 2001).

Insgesamt zeigen die Überflutungssedimente eine progressive großräumige Hierarchie von Ablagerungsereignissen über einen langen Zeitraum (e.g. WILLIS AND BEHRENSMEYER, 1994). Die größtenteils gut erhaltenen primären Sedimentstrukturen, die nur geringfügig von post-sedimentären Prozessen wie z. B. beginnende Bodenbildung überprägt sind, deuten auf kurze Zeiträume einer Sedimentationsunterbrechung. Die laterale Form und Ausdehnung der Sequenzen lässt sich aufgrund der beschränkten Aufschlussverhältnisse nur schwer nachvollziehen. Ähnlich wie die Beschreibung von WILLIS AND BEHRENSMEYER (1994) aus der Chinji Formation (Sivalik Group, Pakistan) wird eine keilförmige oder lobate Form der einzelnen Sequenzen angenommen, deren laterale Ausdehnungen im Kilometerbereich liegen können. Der Prozess einer häufigen Umverlagerung der Flussrinnen und die einhergehende sedimentäre Auffüllung von Depressionen auf der Überflutungsfläche wird als Ursache für die Ablagerung ausgedehnter Überflutungssedimente angenommen (WILLIS AND BEHRENSMEYER, 1994).

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass in Anlehnung an die Beobachtungen von DECCELLES AND CAVAZZA (1999) in kreidezeitlichen Ablagerungen der Cordillera im Westen der USA sowie rezenten Ablagerungen in den Vorlandbereichen des Himalaya (DECCELLES AND CAVAZZA, 1999) die Sedimente der Santa Cruz Formation als fluviale Ablagerungen in einem großen Fächersystem

interpretiert werden können, die durch ein lateral mobiles Flusssystem transportiert wurden, welches sich von einem Austrittspunkt eines großen montanen Drainagesystems in der Vorlandebene entwickelte. Auf der flachen Topographie des Vorlandbeckens, welche durch die marinen Ablagerungen der Centinela Formation dokumentiert ist, konnten sich die Flüsse der im Westen angrenzenden Cordillera frei ausbreiten und Schwemmfächer bilden. Der Aufbau erfolgte über schnelle, sich oft wiederholende Rinnenverlagerung, die eine starke laterale Ausdehnung des Fächers bewirkte. Dieser Prozess der lateralen Verlagerung überwog die langsame Migration der Flussrinnen durch Akkretion der Sedimente an Ufersandbänken, wie sie für mäandrierende Flusssysteme typisch ist. Durch periodische Überflutungsereignisse werden die topographischen Tieflagen in der Fächer-morphologie durch feinklastische Überflutungssedimente großflächig aufgefüllt. Dadurch wird auch eine Reliefbildung zwischen Flussrinne und angrenzenden Überflutungsflächen minimiert. Die Ablagerung der Sandsteine erfolgte in den Flussrinnen mit überwiegend sandiger Fracht und bei Dambruchereignissen (crevasse splay deposits). Die Sedimentationszyklen in den Überflutungsflächen werden durch Hiaten mit Pflanzenbewuchs und Bodenbildung unterbrochen. Die Korngrößen der Sedimente sprechen für eine distale Fächerlage (distributary zone, nach KELLY AND OLSEN, 1993)

Das Fehlen großer Rinnenablagerungen (master channels) wird auf die begrenzten Aufschlussverhältnisse zurückgeführt und ist ein Hinweis auf die große laterale Ausdehnung von Überflutungsflächen, mit eingeschalteten Dambruchsedimenten und Rinnenverlagerungs-Sedimenten (avulsion-belt deposits). Die Sandsteinbänke mit interner Schrägschichtung werden als untergeordnete, kleinere Rinnen auf dem Fächer gedeutet, die innerhalb und nach Dambruch-Ablagerungen und Rinnenverlagerungsereignissen entstanden und lateral migrieren oder als Rinnengürtel ineinander übergehen. Ein Teil dieser Sandsteinbänke wurde möglicherweise auch direkt bei Dambruchereignissen als Schichtflutablagerungen mit interner Schrägschichtung sedimentiert.

Im unteren Bereich der Santa Cruz Formation kann von einer deltaisichen Ablagerung ausgegangen werden, die sich über der marinen Centinela Formation ohne nennenswerte Diskordanz abgelagert. Sie ist im untersten Bereich durch wiederkehrende marine Ingressionen gekennzeichnet, wie sie im Arbeitsgebiet (Profil Lago Posadas) und südlich des Lago Argentino (CASADIO ET AL., 2000) beschrieben worden sind.

4.5 Bewertung des Ablagerungsraumes im Lichte der Hinterlandentwicklung

Die Profile der Santa Cruz Formation zeigen große Ähnlichkeiten mit den Beschreibungen von "Megafan"-Ablagerungen im Vorland der Ostkordillere von Nordwest-Argentinien (HORTON AND DECELLES, 2001) sowie im Himalaya-Vorland von Süd-Nepal und Nordindien (DECALLES AND CAVAZZA, 1999). Besonders das Auftreten von großvolumigen und weitläufigen Überflutungsablagerungen mit einem schnellen internen Wechsel von laminierten Silt- und Tonsteinlagen, die abrupt von einer neu etablierten Sandstein-Rinnenfazies oder Dambruchsedimenten überlagert werden und durch pedogene Bildungen unterbrochen werden, sind kennzeichnend dafür. Die rezenten Ablagerungssysteme zeigen keine tief eingeschnittenen, langlebigen, stabilen Rinnen, sondern eher schnelle Rinnenverlagerungen und hochmobile Flusssysteme im Ablagerungsraum (HORTON AND DECALLES, 2001). Die rezenten Beobachtungen des geringen topographischen Reliefs im Sedimentationsbereich (5-20 m; DECALLES AND CAVAZZA, 1999) und des flachen Gefälles ($0,05 - 0,18^\circ$) des Ablagerungsraumes im Vorland der nordwestargentinischen Anden lassen sich auf die Sedimentations-

bedingungen zur Zeit der Ablagerung der Santa Cruz Formation übertragen. Die offenbar spärliche Vegetationsbedeckung während der Ablagerungen der Santa Cruz Formation (pers. Mitt. Ch. Hofman, 2000) sind neben dem geringen topographischen Relief und dem flachen Gefälle Faktoren, die eine häufige Umverlagerung von Rinnen begünstigen.

Das Auftreten von schlecht sortierten Silt- und Feinsandlithologien, kontinuierliche Mächtigkeiten in lateraler und transversaler Erstreckung mit subhorizontaler oberer und unterer Schichtbegrenzung und der nichterosive Kontakt zu unterlagernden Schichten spricht für eine Bildung in Rinnenumlagerungsgürteln (avulsion-belt deposits) wie sie z.B. an rezenten Beispielen des Saskatchewan River in Kanada von MOROZOVA AND SMITH (2000) beschrieben wurden. Dieses System unterscheidet sich von mäandrierenden oder anastomosierenden Flüssen durch das Fehlen von ausgeprägten Ufer- oder Rinnensandbankkomplexen, Epsilon - Schrägschichtung und permanent bewachsenen Inseln.

Die Ablagerung in einem Schwemmfächer im engeren Sinne (alluvial fan, BLAIR AND MCPHERSON, 1994) oder innerhalb eines Schwemmfächers, der von einem Fluss aufgebaut wird, (stream-dominated alluvial fan; DECELLES AND CAVAZZA, 1999 und Ref. darin) können aufgrund des Fehlens von gravitativen Sedimentablagerungen (sediment gravity flow) sowie groben Klastika ausgeschlossen werden. Die Interpretation des Ablagerungsraumes als Fächer oder Fächersystem wird hier im weitesten Sinne verwendet, da die Aufschlussverhältnisse keine Rückschlüsse auf die ursprüngliche Ausdehnung und Form der Ablagerung zulassen. Aus diesem Grund werden die Ablagerungen auch nicht direkt als "Megafan"-Ablagerungen im Sinne von DECELLES AND CAVAZZA, (1999) sowie HORTON AND DECELLES (2001) interpretiert.

Das Ablagerungssystem der Santa Cruz Formation kann am besten beschrieben werden durch eine oder mehrere Hauptrinnen (mit großem Wasser- und Sedimentdurchsatz), die sich bei Austritt aus dem Gebirge in eine Anzahl kleinerer Rinnen aufteilen. Aufgrund der vermutlich geringen Reliefunterschiede und des flachen Gefälles im Vorlandbereich der Anden können durch häufig stattfindende Rinnenverlagerungen und dem Aufbau von Rinnenumlagerungsgürteln in Kombination mit Überflutungsablagerungen die Sedimente in großräumigen Ablagerungsräumen akkumuliert worden sein. Der direkte Austrittspunkt eines großräumigen Einzugsgebietes aus der Cordillera kann aufgrund dieser Untersuchungen nicht bestimmt werden.

Das Fehlen von ausgedehnten konglomeratischen Ablagerungen spricht entweder für eine distale Lage der Profile im Ablagerungsraum oder für eine fehlende Bereitstellung von groben Klastika im Liefergebiet bedingt durch lithologische, klimatische und/oder topographische Gegebenheiten.

Die Ablagerungen der Santa Cruz Formation sind eng mit der tektonischen Entwicklung in der angrenzenden Cordillera verknüpft. Leider sind die Deformationsereignisse in der Cordillera nur unzureichend datiert.

Von (SUAREZ ET AL., 2000A) wurde der Versuch unternommen, die Deformationsentwicklung in den patagonischen Anden südlich von 47°S im Zeitraum von der Kreide bis ins Tertiär zusammenzuführen. Sie entwickeln das Modell einer mehrphasigen Deformationsentwicklung in einzelnen geographisch getrennten Bereichen der patagonischen Anden. Im Folgenden soll nur auf das für diese Arbeit relevante Gebiet zwischen 47°S und 49°S und dessen Entwicklung im Neogen eingegangen werden. Die ältesten gefundenen Hinweise auf eine beginnende Einengungsphase im Bereich des Arbeitsgebietes stammen aus dem chilenischen Cosmelli Becken (siehe Abb. 2.5). Die von FLINT ET AL. (1994) beschriebene marine Guadal Formation im Cosmelli Becken ist vergleichbar mit der marinen Centinela Formation aus West-Argentinien (CASADIO ET AL., 2000; RAMOS, 1989). FLINT ET AL.

(1994) weisen nach, dass die beginnende Einengung im Cosmelli Becken kurz nach oder gleichzeitig mit der Ablagerung der marinen Einheiten erfolgte. Diese Einengungsphase wird von (SUAREZ ET AL., 2000A) in den Zeitraum zwischen 29 und 15 Ma gestellt und mit der Erhöhung der Konvergenzrate zwischen der Nazca Platte und Südamerikanischen Platte (SOMOZA, 1998) in Verbindung gebracht.

Von mehreren Autoren wird in diesem Zusammenhang eine ostwärts propagierende Deformationsfront angenommen (FLINT ET AL., 1994; RAMOS, 1989; SUAREZ ET AL., 2000A; THOMSON ET AL., 2001). Es ist daher wahrscheinlich, dass westlich der untersuchten Profile aus der Santa Cruz Formation eine Einengung und resultierende Hebung in der Cordillera gleichzeitig oder kurz vor der Ablagerung der Santa Cruz Formation erfolgte. Die Deformationsfront wanderte weiter nach Osten und erfasste auch die Ablagerungen der Santa Cruz Formation in den westlichsten Ausläufern vor der Ablagerung der neogenen Plateaubasalte (RAMOS, 1989). Diese fortschreitende Deformationsfront und Hebung im Orogen könnte zu dem nach oben größer werdenden Zyklus der Santa Cruz Formation geführt haben, der im obersten Bereich des Laguna Asador Profils beobachtet wurde, in diesem Fall würden die Konglomerate eine orogennahe Fazies repräsentieren, die im Laufe der Zeit ostwärts in das Becken transgrediert.

Auf die detaillierte Beziehung zu den tektonischen Prozessen, die während der Ablagerung der Santa Cruz Formation im Vorland der patagonischen Anden abliefen wird im Folgenden auf der Grundlage der magnetostratigraphischen Ergebnisse sowie der Apatit-Spaltspurdaterungen an detritischen Apatiten aus der Santa Cruz Formation eingegangen (siehe Kap. 6.3).

5 Magnetostratigraphische Untersuchungen

Die Ablagerungen der Santa Cruz Formation wurden magnetostratigraphisch untersucht, um eine möglichst hohe zeitliche Auflösung der Sedimentationsereignisse zu erhalten. Die Erstellung einer Stratigraphie ermöglicht sowohl die zeitliche Einordnung von Änderungen in der Sedimentfazies und den Ablagerungsbedingungen als auch die Veränderungen im Liefergebiet zeitlich zu erfassen, um somit die damit verbundenen orogenen Prozesse in ihrem Zeitablauf zu bestimmen. Die Magnetostratigraphie nutzt dabei die Umpolungen des Erdmagnetfeldes, die in der geomagnetischen Polaritätszeitskala datiert sind, um die bestimmten Polaritätswechsel in den Sedimenten zeitlich zu fixieren.

Es wurde nur das Olguita Profil beprobt, da die unzureichende Konsolidierung der feinklastischen, siltigen und tonigen Ablagerungen in den untersuchten Aufschlüssen der Santa Cruz Formation eine sinnvolle Probenahme nicht ermöglichte. Aus diesem Grund war eine Beprobung der anderen beiden Profile aus zeitlichen und logistischen Gründen innerhalb dieses Projektes nicht durchführbar.

5.1 Ergebnisse

5.1.1 Ergebnisse der magnetostratigraphischen Untersuchungen

Bei 80% der 32 Proben, die zunächst im Rahmen einer Pilotstudie mit Hilfe von Wechselfeldentmagnetisierung bearbeitet wurden, konnten auswertbare Ergebnisse erzielt werden. In rund 20% der Proben der Pilotstudie konnte keine charakteristische remanente Magnetisierung (ChRM) bestimmt werden. In den meisten dieser Fälle konnte keine vollständige Entmagnetisierung der NRM der Proben im Wechselfeld erreicht werden. Dies wird auf einen signifikanten Anteil von hochkoerzitiven Remanenzträgern zurückgeführt. Aufgrund dieser Untersuchungen wurde zur weitergehenden Bestimmung der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) die Methode der thermischen Entmagnetisierung angewendet. Sie konnte auf die meisten Proben erfolgreich angewendet werden. Für einige Proben, die einen zu hohen Anteil an gröber-klastischem Material (Sandfraktion) enthielten, konnte aufgrund des sehr schnellen Abfalls der Intensität der Magnetisierung keine auswertbaren Messergebnisse erzielt werden (~ 5% aller thermisch entmagnetisierten Kerne).

Die gemessene Intensität der NRM lag zwischen $2.6 \cdot 10^{-3}$ und $9.7 \cdot 10^{-1}$ A/m. Bei allen Proben wurde eine Viskose Remanente Magnetisierung (VRM) gemessen, die durch eine nach oben gerichtete Nord-Komponente charakterisiert ist. Die VRM ist in den Proben unterschiedlich stark ausgeprägt. Proben mit einem höheren Anteil an gröberem Sedimentdetritus zeigen eine stärker ausgeprägte VRM. Die VRM wird auf die Einwirkung der normalen Polaritätsrichtung des Erdmagnetfeldes während des jüngsten Polaritätsintervalls der Brunhes Chron zurückgeführt, da sie im wesentlichen parallel zur heutigen Feldrichtung am Beprobungsort liegt.

Zur Bestimmung der ChRM wurden für die meisten Proben die Abmagnetisierungsschritte zwischen 300°C und 580°C verwendet. Der MAD (maximum angular deviation) der bestimmten Vektoren der ChRM liegt im Bereich von 0.6° bis 18.5°, der überwiegende Teil der analysierten Proben weist einen MAD von 6° auf. Bei rund 10% der Proben konnte nur ein MAD von 10° bis 18.5° erreicht werden. Die Daten sind im Anhang in Tab. *Anh.* M.1 dargestellt.

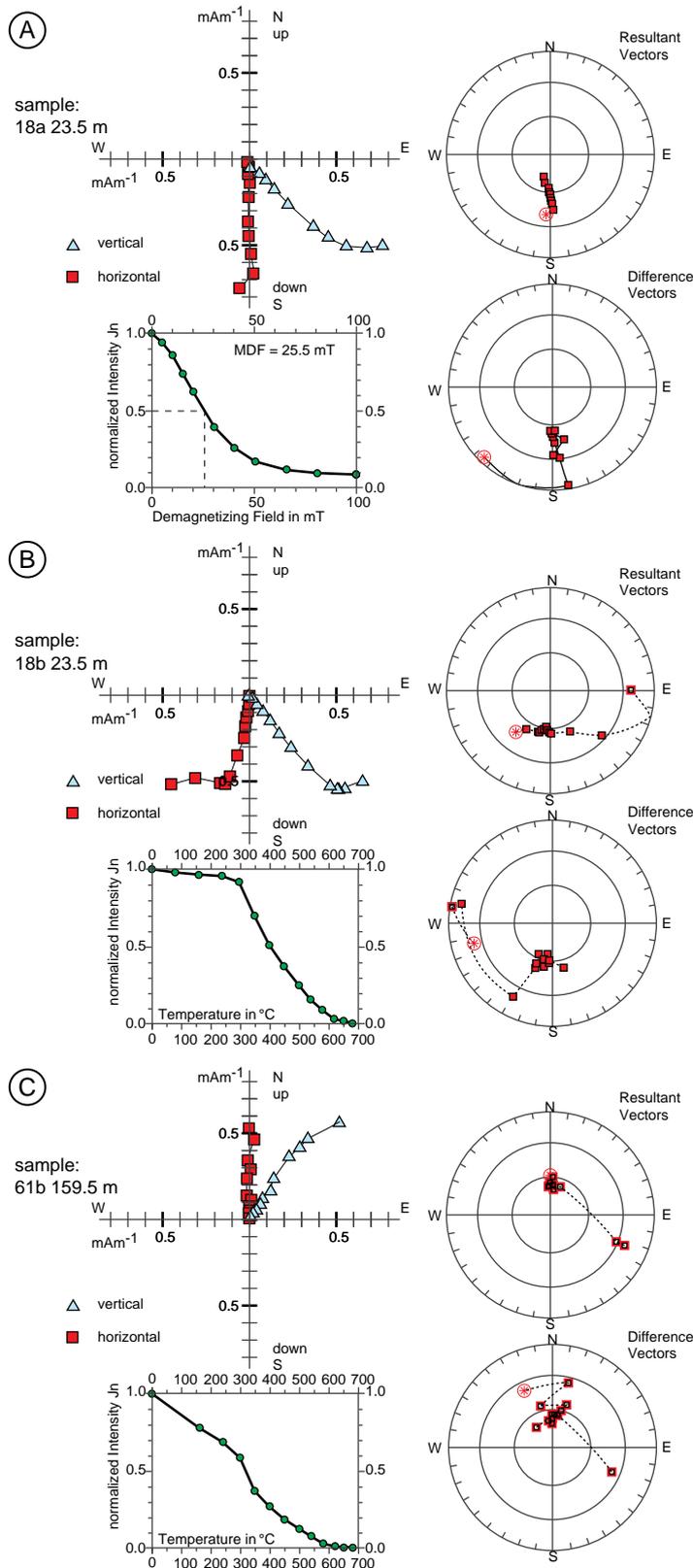


Abb. 5.1: Darstellung der paläomagnetischen Messergebnisse für drei typische Proben, die mit Hilfe der Wechselfeldentmagnetisierung (A) und der thermischen Entmagnetisierung (B) und (C) entmagnetisiert wurden. Die Darstellung erfolgt in Zijderveld-Diagrammen in der flächentreuen stereographischen Projektion und den normalisierten Entmagnetisierungskurven der einzelnen Abmagnetisierungsschritte. In der Zijderveld-Darstellung symbolisieren die Quadrate (Dreiecke) die horizontale (vertikale) Vektorebene.

Typische Beispiele paläomagnetischer Messungen sind in Abb. 5.1 dargestellt. Die Darstellung erfolgt in der orthogonalen Projektion der einzelnen Abmagnetisierungsschritte (Zijderveld-Diagramm) sowie in der flächentreuen stereographischen Projektion der resultierenden Vektoren der Abmagnetisierungsschritte und der Differenzvektoren zwischen den einzelnen Abmagnetisierungsschritten. Zusätzlich ist die normalisierte Intensität der Magnetisierung der Proben gegen die verwendete Feldstärke des Wechselfeldes bei der Wechselfeldentmagnetisierung (Abb. 5.1 A) oder gegen die Temperatur der einzelnen Entmagnetisierungsschritte bei der Methode der thermischen Entmagnetisierung (Abb. 5.1 B und C) dargestellt.

Die Analyse der einzelnen Abmagnetisierungsschritte erlaubt Aussagen über die Stabilität der NRM und die Größe des möglichen Anteils einer VRM. Die VRM weist gegenüber der ChRM eine deutlich geringere Stabilität

auf und lässt sich bei niedrigen Temperaturen oder Wechselfeldern in den Proben zerstören. Dies zeigt sich besonders deutlich in Abb. 5.1 B. Die ersten 4 Abmagnetisierungsschritte zeigen eine deutliche flache, leicht nach oben gerichtete, westliche Komponente, die sowohl in der Zijderveld-darstellung als auch in der stereographischen Projektion der Differenzvektoren deutlich abgebildet wird. In Abb. 5.1 A und C tritt die VRM Komponente nicht ganz so deutlich hervor und ist nach dem ersten oder zweiten Abmagnetisierungsschritt bereits zerstört.

Abb. 5.1 A und B zeigen zwei Kerne einer Probenlokation bei 23.5 m im Profil. Die Proben zeigen eine inverse Richtung der ChRM, die im Zijderveld-Diagramm deutlich durch die Lage der horizontalen Vektorkomponente auf der Südachse und eine nach unten gerichtete Inklinationsrichtung gekennzeichnet ist. Nach der Zerstörung der VRM bleibt diese Richtung stabil über alle weiteren Abmagnetisierungsschritte bei abnehmender Intensität der Magnetisierung erhalten. Die stereographische Darstellung der resultierenden Vektoren in Abb. 5.1 B und C zeigt, dass nach Überschreiten der Curie-Temperatur für Magnetit bei rund 580°C nur noch irrelevante Vektoren mit einer wahllosen statistischen Richtungsverteilung und eine Intensität um Null gemessen werden.

Die Abb. 5.1 C zeigt die Messung einer Probe mit einer normalen Richtung der ChRM. Im Zijderveld-Diagramm ist die typische nach N gerichtete Horizontalkomponente und die nach oben gerichtete Vertikalkomponente (Inklination) der resultierenden Vektoren der einzelnen Abmagnetisierungsschritte dargestellt. Auch hier zeigt sich sowohl in der Darstellung der normalisierten Intensität als auch im Zijderveld-Diagramm die Abnahme der Intensität der Magnetisierung bei steigenden Temperaturen.

Die Auswertung des gesamten Probensatzes ergab 7 Umkehrungen der geomagnetischen Feldrichtung innerhalb des rund 270 m mächtigen Profils. In Abb. 5.2 sind alle Ergebnisse der ChRM-Auswertung, die Inklination (A), Deklination (B) und der 'reversal angle' ρ (C) gegen die Profilhöhe aufgetragen. Der Parameter 'reversal angle' ρ ist der Winkel zwischen der ChRM Richtung und der heutigen, normalen Dipolfeldrichtung. Aufgrund von Nichtdipolanteilen im Erdmagnetfeld kommt es zur Veränderung der idealen Dipolkonfiguration des Erdmagnetfeldes. Diese Schwankungen werden als Säkularvariationen bezeichnet. Die Säkularvariationen führen zu Abweichungen des 'reversal angle' ρ aus der Ideallage bei 0° für normale und 180° für inverse Richtungen. In einer normalen Feldrichtung des Erdmagnetfeldes weisen die Abweichungen von ρ , aufgrund der Säkularvariation, Werte von 20° bis 30° auf. Bei einer inversen Feldrichtung liegen die Werte zwischen 150° – 160° und 180°. In den analysierten Proben aus dem Olguita Profil weisen einzelne Probenlokationen stärkere Abweichungen von ρ auf (z. B. bei 125 m und bei 180 m). Diese Lokationen könnten ein Hinweis auf kurze Exkursionen des Erdmagnetfeldes sein. Eine verlässliche Zuordnung solcher kurzen Exkursionen zu einer dieser Probenlokationen lässt sich aufgrund der geringen Probendichte in diesen Punkten nicht treffen. Hier könnten nur durch kleinräumige detaillierte Nachbeprobungen gesicherte Aussagen getroffen werden.

Die Darstellung der ermittelten Polaritätsabfolge ist in Abb. 5.2 D dargestellt. Der unterste Umkehrpunkt ist mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, da die inverse Polarität des Abschnitts nur durch zwei Kerne in einem Probenpunkt belegt ist. Dieser möglichen Feldumkehrung folgen im Profil, in der stratigraphischen Abfolge vom älteren zum jüngeren, drei normale und zwei inverse Intervalle. Im jüngeren Teil des Profils tritt ein kurzes inverses Intervall auf.

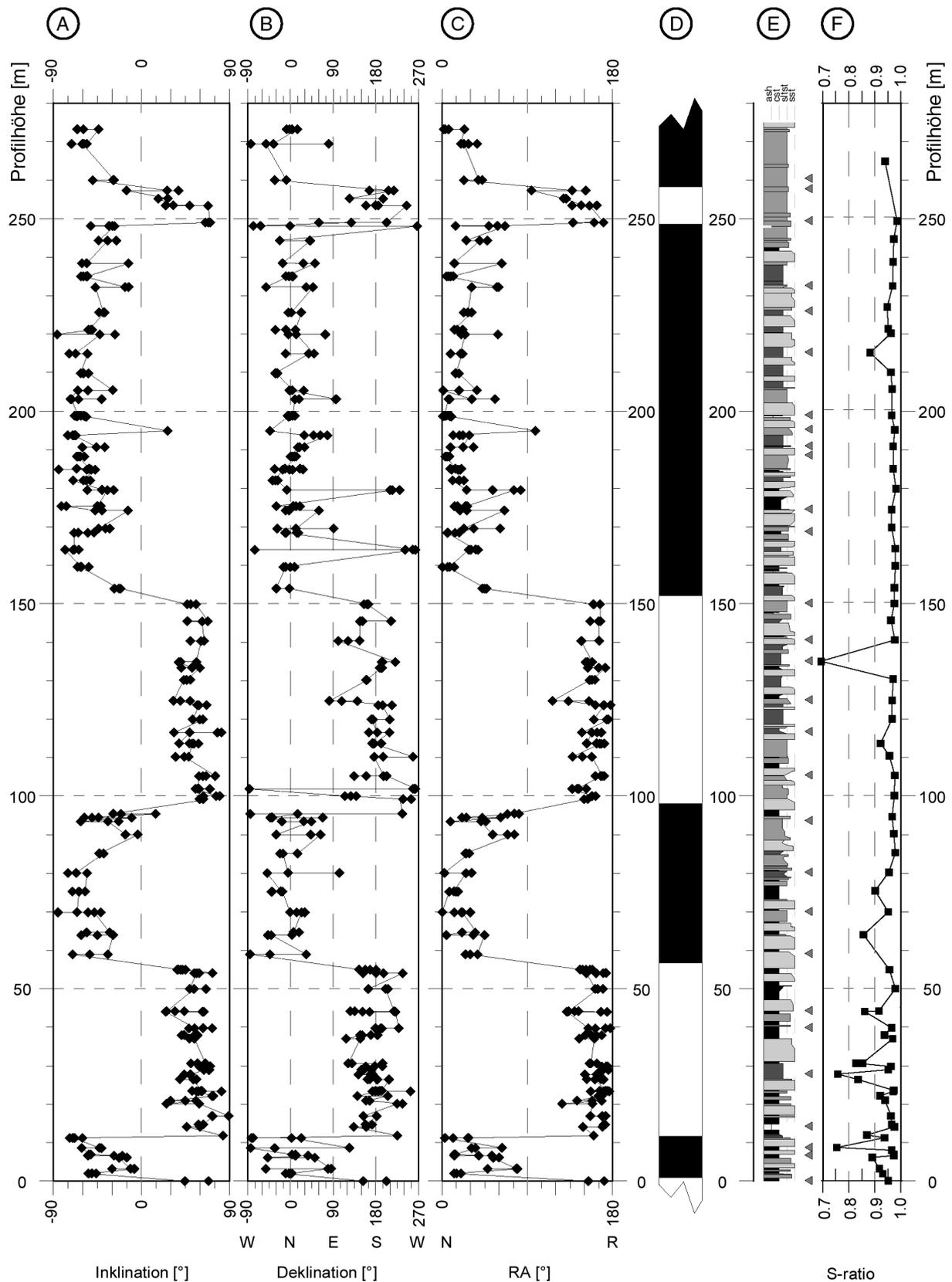


Abb. 5.2: Die Ergebnisse der magnetostratigraphischen Untersuchungen des Olguita Profils. Dargestellt ist die Inklination (A), Deklination (B) und der Reversal angle (C) der charakteristischen remanenten Magnetisierung gegen die Profilhöhe. In (D) ist die daraus abgeleitete Polaritätsabfolge sowie das Sedimentprofil (Erläuterungen siehe Abb. 4.1) und die Position der Proben (Dreiecke), an denen gesteinsmagnetische Untersuchungen durchgeführt wurden (E) und das S-ratio (F) (Erläuterungen siehe Text) dargestellt.

5.1.2 Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen

Die gesteinsmagnetischen Untersuchungen wurden durchgeführt, um Aussagen über die mineralogische Zusammensetzung der Trägerpartikel der magnetischen Remanenz treffen zu können. Außerdem dienen die Ergebnisse zur Beurteilung der Art der remanenten Magnetisierung der Proben.

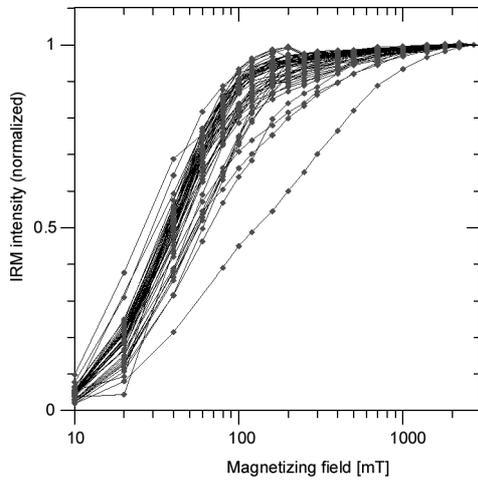


Abb. 5.3: Die IRM-Erwerbskurven in einer logarithmischen Darstellung der Feldstärke. Die Kurven sind auf ihre Sättigungsmagnetisierung bei 2700 mT normiert. Proben mit einem größeren Hämatit-Gehalt weisen einen geringeren Anstieg der Magnetisierung auf als reine Magnetitproben.

Die IRM-Erwerbskurven der 69 untersuchten Proben sind in Abb. 5.3 dargestellt. Die IRM-Intensität wurde jeweils auf die Sättigungsmagnetisierung bei 2700 mT normiert. Zur besseren Darstellung der Daten wurde außerdem eine logarithmische Darstellung der Magnetfeldintensität gewählt. Die meisten Proben erreichen die Sättigungsmagnetisierung zwischen 100 und 300 mT. Nur bei wenigen Proben wird die Sättigungsmagnetisierung bei 1000 mT erreicht. Diese Analysen zeigen, dass in den meisten Proben Magnetit, Titanomagnetit, Titanomagnhetit, Maghemit oder Magnetkies der Träger der remanenten Magnetisierung ist, da diese Minerale in Abhängigkeit der Korngröße zwischen 100 und 300 mT in die Sättigung übergehen (SOFFEL, 1991). Demgegenüber erreicht Hämatit die IRM Sättigung erst zwischen 300 und 600 mT (SOFFEL, 1991). Das zeigt, dass in einem Teil der Proben Hämatit als Träger der remanenten Magnetisierung auftritt.

Nach dem Erreichen der Sättigungsmagnetisierung wurden die Proben einem Gegenfeld von 300 mT ausgesetzt, um das "S-ratio" zu bestimmen. Die Messwerte liegen durchschnittlich bei 0.94 ± 0.06 . Sie sind in Abb. 5.2 F dargestellt. Im unteren Bereich des Profils ist eine deutlich größere Variation des S-ratios, als im oberen Teil des Profils zu beobachten. Die Tendenz der Variabilität zu niedrigeren Werten im unteren Bereich des Profils ist ein Hinweis auf das vermehrte Vorhandensein von Hämatit neben Magnetit in den Proben.

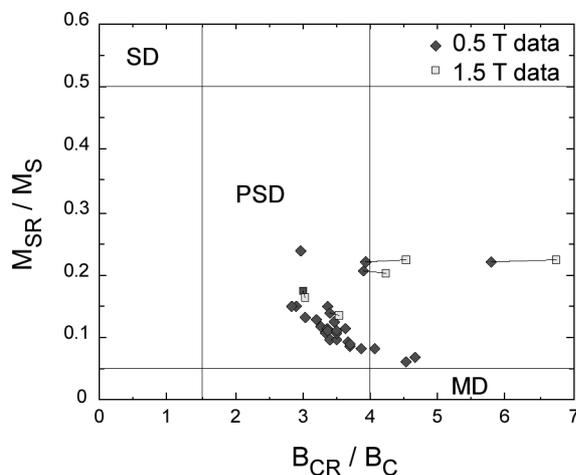


Abb. 5.4: Bestimmung der Domänenstruktur des Magnetits in den untersuchten Proben, abgeleitet aus den Hysteresemessungen und Gegenfeldmessungen der Proben (SD-Einbereichsteilchen, PSD-Pseudoeinbereichsteilchen, MD-Mehrbereichsteilchen; nach DAY ET AL. 1977; Erläuterungen siehe Text).

Bei 28 ausgewählten Proben, die über das gesamte Profil verteilt liegen (siehe Abb. 5.2 E), wurden Hysteresemessungen und Gegenfeldmessungen durchgeführt. Diese Untersuchungen wurden zur Bestimmung des Domänenstatus in den Proben durchgeführt. Die Auswertung erfolgte

nach der von DAY ET AL. (1977) vorgeschlagenen Methode und ist in Abb. 5.4 dargestellt. Die gemessenen Proben zeigen M_{SR}/M_S - Verhältnisse von 0.5 bis 2.5 und B_{CR}/B_C - Verhältnisse zwischen ~ 3 und 6. Die meisten Daten fallen in den Bereich der Pseudoeinbereichsteilchen (im folgenden PSD-Teilchen; '*pseudo single domain*'). Einige Proben zeigen B_{CR}/B_C - Verhältnisse zwischen ~ 4 und 6 und liegen oberhalb des Mehrbereichsteilchen-Feldes (im folgenden MD; '*multi domain*') im Day-Diagramm (Abb. 5.4). Bei der Messung der Hystereseparameter mit größerer Maximalfeldstärke (1.5 T) zeigen diese Daten stärkere Verschiebungen der B_{CR}/B_C - Verhältnisse zu höheren Werten. Die gemessenen Hysteresekurven dieser Daten zeigen ebenso eine charakteristische "Wespentailenform" (siehe Abb. 5.5 B). Die Wespentailenform kann durch die Mischung zweier Mineralphasen mit unterschiedlicher Koerzitivkraft erzeugt werden (ROBERTS ET AL., 1995; TAUXE ET AL., 1996).

Die IRM-Erwerbskurven sowie die Hysteresemessungen belegen in einigen Proben die Anwesenheit solcher höher koerzitiven Mineralphasen neben Magnetit als dominanten Remanenzträger in den Proben. Bei dieser Mineralphase handelt es sich mit hoher Wahrscheinlichkeit um Hämatit, was durch die IRM Messung einiger Proben belegt ist.

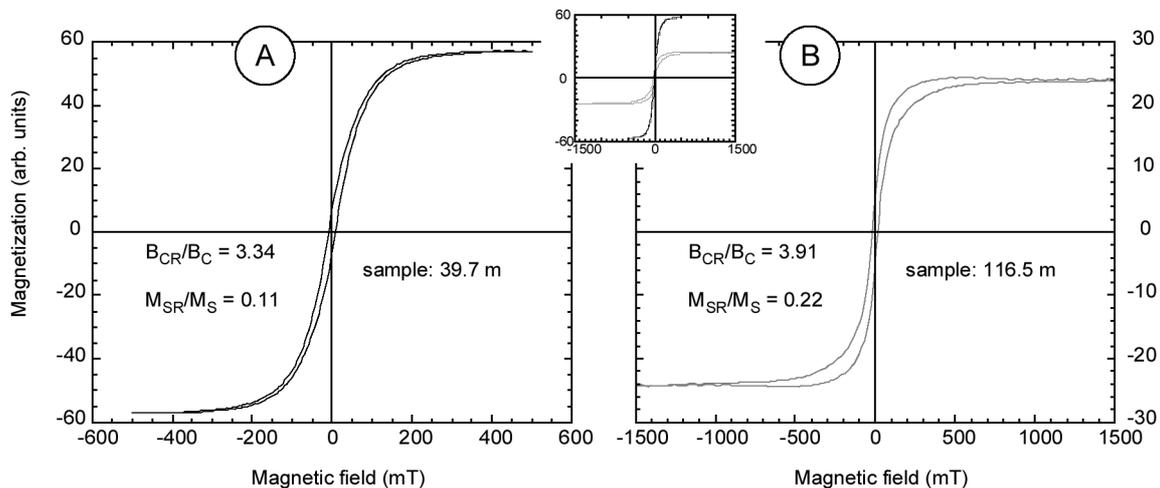


Abb. 5.5: Hysteresekurven und die abgeleiteten Parameter (siehe auch Abb. 5.4) für zwei Gesamtgesteins-Sedimentproben aus unterschiedlichen Probenpunkten. (A) zeigt eine typische hochkoerzitive Magnetitprobe und (B) eine charakteristische "Wespentailenform", die typisch ist für die Anwesenheit von Hämatit als zusätzliche Remanenzphase.

An den Proben, an denen die Hystereseparameter bestimmt wurden, wurden auch Tieftemperatur-Suszeptibilitätsmessungen durchgeführt. Alle untersuchten Proben zeigen die Verwey-Phasenumwandlung zwischen -150°C bis -155°C (SOFFEL, 1991). Hierbei kommt es im Magnetit zu einer Phasenumwandlung von monoklin ($< 155^{\circ}\text{C}$) zu kubisch ($> 145^{\circ}\text{C}$) im Kristallgitter, bei der es im Temperaturbereich von -145°C bis -155°C zu einem Maximum der Suszeptibilität kommt (DUNLOP AND ÖZDEMIR, 1997). Bei dieser Phasenumwandlung ändert sich die Richtung der leichtesten Magnetisierbarkeit im Magnetitkristallgitter. Die "leichte" Richtung wechselt von der Flächendiagonale des Kristallgitters unterhalb der Verwey-Phasenumwandlung auf die Würfeldiagonale oberhalb dieser Phasenumwandlung (SOFFEL, 1991). Bei Temperaturen unterhalb von -155°C fällt die Suszeptibilität stark ab (MOSKOWITZ ET AL., 1998). Zwei typische Messkurven sind in Abb. 5.6 dargestellt. Die Zusammenfassung aller Messkurven ist in Abb. Anh. M.1 im Anhang gezeigt. Aus dem Auftreten dieser Phasenumwandlung kann abgeleitet werden, dass Magnetit die dominante magnetische Mineralphase in

den Proben darstellt und Hauptträger der Remanenz ist (e.g. SOFFEL, 1991). Die Morin-Phasenumwandlung, die bei etwa -10°C auftritt und einen Hinweis auf Hämatit darstellt, wurde in keiner der Proben eindeutig nachgewiesen. Möglicherweise überlagert aber die Magnetitphase die durch die IRM-Messungen nachgewiesene Hämatitphase derart, dass diese nicht bestimmt werden konnte.

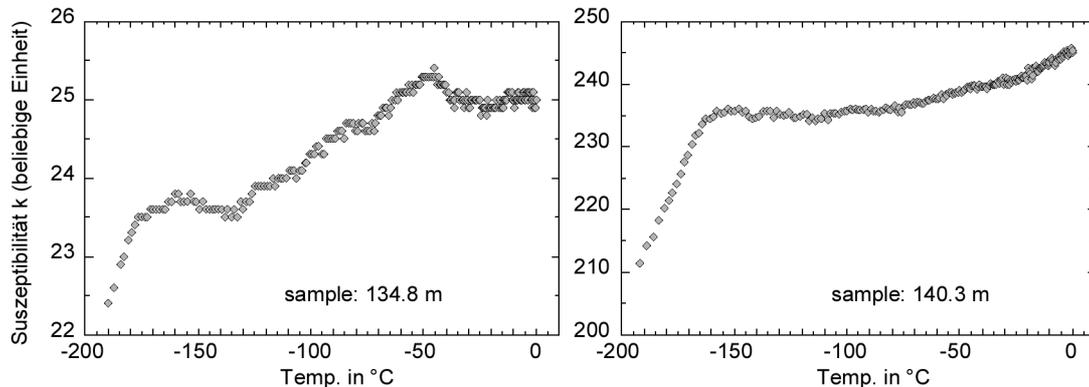


Abb. 5.6: Darstellung der Ergebnisse der Tieftemperatur-Suszeptibilitätsmessungen für zwei Proben. Die Proben zeigen die Verwey-Phasenumwandlung im Temperaturbereich von -145°C bis -155°C .

An 15 Proben dieser Serie wurden ebenfalls Hochtemperatur-Suszeptibilitätsmessungen durchgeführt. Die Daten sind in Abb. *Anh. M.2* im Anhang zusammengefasst dargestellt. Die untersuchten Proben zeigen mehrheitlich eine Curie-Temperatur von etwa 580°C . Dies ist ebenfalls ein deutlicher Hinweis auf Magnetit als dominante magnetische Mineralphase in den Proben. Die meisten Proben zeigen einen deutlichen Hopkinson-Peak in der Aufheizkurve. Die Temperaturwerte dieses Maximums in der Suszeptibilität sind zu niedrigeren Temperaturen als bei reinem Magnetit verschoben. Der Temperaturbereich in dem der Hopkinson-Peak entwickelt ist, variiert zwischen 320°C und 500°C . Die Ableitungen der Suszeptibilität nach der Temperatur, die in Abb. *Anh. M.3* im Anhang dargestellt sind, weisen häufig zwei Minima auf. Das erste Minimum liegt bei der Aufheizkurve zwischen 500°C und 550°C und ein zweites Minimum bei 580°C . Diese Ergebnisse zeigen deutlich, dass neben Magnetit ($T_C \sim 580^{\circ}\text{C}$) eine zweite ferrimagnetische Mineralphase in den Proben enthalten ist. Vermutlich handelt es sich um Titanomagnetit mit einem geringen Ti-Gehalt. In einigen Proben kann eine Curie-Temperatur oberhalb von 580°C beobachtet werden (z. B. Abb. *Anh. M.2* und *M.3 14.1 m*), was ein Hinweis auf Maghemit ist, der in diesen Proben als Mineralphase auftreten kann.

Die Abkühlkurven weisen zumeist eine kleine Verschiebung der Minima in der Ableitung $d\kappa/dT$ auf, was gerätetechnisch bedingt ist. Die Untersuchungen zeigen, dass Magnetit und untergeordnet Titanomagnetit die dominanten Träger der Remanenz in diesen Proben darstellen.

5.2 Interpretation und Diskussion

Um die Konsistenz der Daten zu überprüfen, wurde ein Profilabschnitt durch ein räumlich getrenntes Profil erneut beprobt. Dies war notwendig, da aufgrund der Schwierigkeiten bei der Probenahme nicht aus jedem Probenpunkt eine statistisch hinreichend signifikante Anzahl von Kernen erbohrt werden konnte. Dieses Parallelprofil erbrachte eine Verdichtung des Profilabschnittes zwischen 168 m und 203 m im Gesamtprofil (Abb. 5.7). Die Auswertung zeigt, dass die räumlich getrennten Profilabschnitte die gleichen Ergebnisse liefern. Der Überlappungsbereich liegt in einem normalen

Polaritätsintervall. Durch die Untersuchung dieses Parallelprofils konnte die Konsistenz des Datensatzes gezeigt werden.

Die magnetostratigraphischen Ergebnisse zeigen eine gewisse Variation innerhalb der Polaritätsabschnitte sowie an den Übergängen von Polaritätsintervallen. Diese Variation könnte ein Hinweis auf eine 'nicht-Dipolkonfiguration' des Erdmagnetfeldes sein, die bei der Richtungsänderung des Magnetfeldes angenommen werden. Stärkere Abweichungen von der Dipolrichtung normaler oder inverser Polarität innerhalb eines Intervalls können im Prinzip unvollständige Erdmagnetfeldumpolungen darstellen. Möglicherweise sind sie aber auch auf materialspezifische Eigenschaften der erbohrten und gemessenen Sedimentkerne zurückzuführen. Aufgrund von weniger geeignetem Material oder Ablagerungsbedingungen, z.B. durch eine schlechte Einregelung der Remanenzträgerminerale, kann es zu einer Abweichung der gemessenen Dipolrichtung von der tatsächlich vorhandenen Dipolrichtung während der Ablagerung der Sedimente gekommen sein.

Die Messung der Suszeptibilität bei tiefen Temperaturen ergab bei den gemessenen 28 Gesamtgesteinsproben eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Verwey-Phasenumwandlung zwischen -150 und -155°C in der Suszeptibilität. Zusammen mit den Ergebnissen der Suszeptibilitätsmessungen bei hohen Temperaturen ist dies ein deutlicher Hinweis, dass Magnetit der dominante Träger der Remanenz ist. Dieses Ergebnis wurde durch isothermale Remanenzermesskurven bestätigt, bei denen die Remanenz der Proben zwischen 100 und 300 mT die Sättigung erreichten. Bei einigen Proben war die Sättigung erst bei über 1000 mT erreicht. Durch die Bestimmung von Hystereseparametern konnte in einigen Proben neben Magnetit auch Hämatit als Träger der Remanenz ermittelt werden. Die Überprüfung der ChRM dieser Proben im Temperaturbereich über der Curie-Temperatur von Magnetit ergab keinen Hinweis auf andere Richtungen der ChRM. Es kann daher gefolgert werden, dass Magnetit und Titanomagnetit die dominanten Träger einer Sedimentationsremanenz darstellen, die nicht durch diagenetische Neubildungen von einer Post-sedimentationsremanenz überprägt worden sind. Die gemessenen Hysteresedaten ergeben nach der Einordnung von DAY ET AL. (1977), dass alle Proben in den Bereich der Pseudo Einbereichsteilchen fallen, was die Annahme einer gemessenen Sedimentationsremanenz stützt.

Der generell hohe Anteil an Magnetit in den Sedimenten ist auf den starken Anteil von Detritus aus einem andesitischen, vulkanisch geprägten Liefergebiet zurückzuführen. Diese Ergebnisse stehen auch im Einklang mit den petrographischen und geochemischen Untersuchungen der Sedimente.

Die gesteinsmagnetischen Untersuchungen haben gezeigt, dass die ChRM der untersuchten Proben eine Sedimentationsremanenz darstellen, die nicht wesentlich durch sekundäre Überprägungen verändert wurde. Somit können die im Olguita Profil gefundenen Polaritätswechsel mit der geomagnetischen Polaritätszeitskala von (CANDE AND KENT, 1992; CANDE AND KENT, 1995) korreliert werden, um eine Alterseinstufung der stratigraphischen Ergebnisse zu erhalten. Aufgrund der geringen Anzahl von Polaritätswechseln kann keine eindeutige statistische Korrelation erfolgen. Um einen Anhaltspunkt für die Korrelation mit der geomagnetischen Polaritätszeitskala zu erhalten, wurden daher Datierungen der Santa Cruz Formation aus der Literatur herangezogen (Aschenproben aus diesem Profil befinden sich derzeit in der Datierung mit Hilfe der Ar/Ar Methode).

Die Untersuchungen von MARSHALL ET AL. (1986) und MARSHALL AND SALINAS (1990) haben gezeigt, dass der Übergang von der marinen Centinela Formation in die terrestrische Santa Cruz Formation zwischen 19 und 18 Ma stattgefunden hat. Mit diesem zeitlichen Rahmen ist es möglich, die Basis der gemessenen magnetischen Polaritätsskala in den Übergang von der *Chron C5Er* zu *C5En* bei 18.781 Ma einzuhängen. Daraus ergeben sich die Altersdaten für die folgenden Polaritätswechsel. Die so ermittelten Alterspunkte sind in Tab. 5.1 und Abb. 5.7 dargestellt.

Tab. 5.1: Altersdaten für die Polaritätswechsel die durch Abgleich mit der geomagnetischen Polaritätszeitskala von CANDE AND KENT (1995) ermittelt wurden.

Position der Umkehrung im Profil [m]	Alter in Ma
258.7 ± 1.3	16.293
248.6 ± 0.4	16.327
151.9 ± 2.0	16.726
97.3 ± 1.9	17.277
56.9 ± 2.0	17.615
11.5 ± 0.3	18.281
1.0 ± 0.5	18.781

Die Sub-Chron *C5Cn.2r* ist im gemessenen Profil nicht dokumentiert. Es ist möglich, dass aufgrund des Abstandes der Probenlokationen diese Magnetfeldumkehrung im Profil nicht beprobt wurde. Wahrscheinlicher scheint aber, dass dieses inverse Polaritätsintervall in den Sedimenten nicht ausgeprägt ist, da es sich bei den Ablagerungen um terrestrische Sedimente handelt und damit die Bedingungen einer kontinuierlichen Sedimentation nicht gegeben sind. Das Fehlen kann etwa auf einen Hiatus in der Sedimentation zurückgeführt werden oder dieses Intervall ist nicht oder nur in einer sehr geringen Mächtigkeit entwickelt und ist somit nicht beprobt worden. Dies könnte durch eine episodische Sedimentation im Vorlandbecken verursacht worden sein, wie sie für die Ablagerungsbedingungen der terrestrischen Santa Cruz Formation als sehr wahrscheinlich angesehen werden.

Die Darstellung der Profilmächtigkeit gegen die Zeit, wie sie in Abb. 5.7 dargestellt ist, zeigt ein konsistentes Bild, bei der mit zunehmender stratigraphischer Höhe im Profil die Sedimentmächtigkeit pro Zeit zunimmt. Dies bedeutet relativ konstante Sedimentationsbedingungen ohne starke Schwankungen der Sedimentationsrate über den untersuchten Zeitabschnitt. Dieses Ergebnis ist in guter Übereinstimmung mit den sedimentologischen Untersuchungen (Kap. 4), die ebenfalls keine Hinweise auf drastische Änderungen in den Sedimentationsbedingungen und Sedimentationsraten zeigen.

Alternative Korrelationen der bestimmten Polaritätsabfolge mit der geomagnetischen Polaritätszeitskala führen zu starken Schwankungen in den sich ergebenden Sedimentationsraten. So führt z.B. die Zuordnung des inversen Profilabschnitts zwischen 248.2 und 258.7 zur Sub-Chron *C5Cn.2r* zu einem Anstieg der berechneten Sedimentationsrate im darunter liegenden Profilabschnitt um eine Zehnerpotenz. Dies wird von den sedimentologischen Beobachtungen in diesem Profilabschnitt nicht gestützt. Aus diesem Grunde sind andere Korrelationsmöglichkeiten zwischen der gemessenen Polaritätsabfolge und der geomagnetischen Polaritätszeitskala als nicht wahrscheinlich einzustufen.

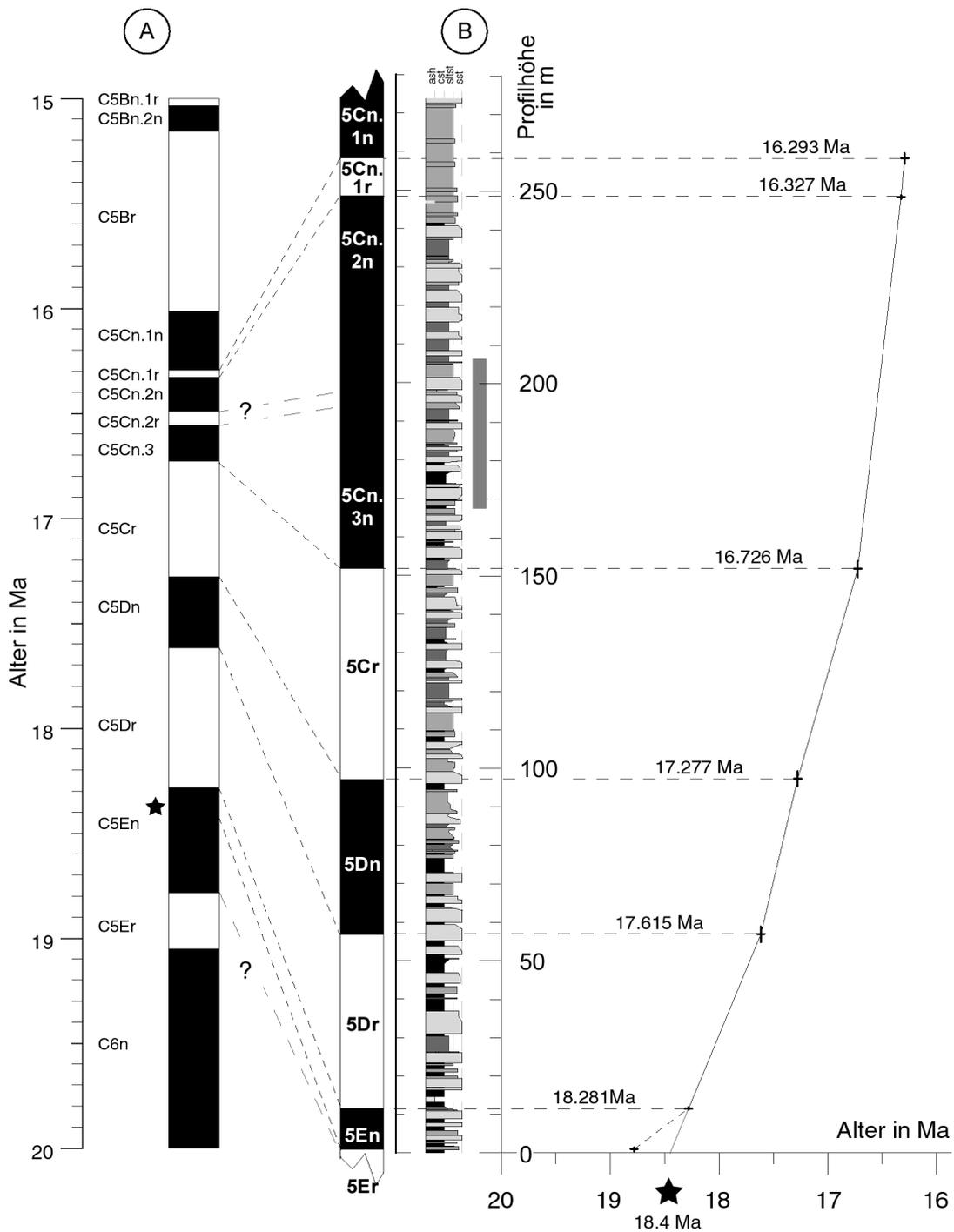


Abb. 5.7: Korrelation der Polaritätswechsel (B) mit der Polaritätszeitskala von CANDE AND KENT (1995) (A). Daraus ergibt sich die Alters-Tiefen-Beziehung für den untersuchten Profilabschnitt (B). Der graue Balken neben dem schematisierten Sedimentprofil (siehe auch Abb. 4.1) zeigt den Profilabschnitt, bei dem in einem Parallelprofil die Probenpunkte verdichtet wurden.

Aus der Korrelation der gemessenen Daten mit der geomagnetischen Polaritätszeitskala in Abb. 5.7 B ergibt sich eine Alters-Tiefen-Beziehung für das untersuchte Profil. Die Steigung der Transferfunktion stellt die gemittelten Sedimentationsraten über die jeweiligen Zeitabschnitte dar.

Der unterste Umkehrpunkt im Profil ist mit größeren Unsicherheiten behaftet, da dieses Polaritätsintervall nur mit einer Probenlokation belegt ist. Die daraus abgeleitete Sedimentationsrate von rund 20 m/Ma im Profilabschnitt zwischen 1 und 11 m ist ebenfalls deutlich geringer als die berechneten Sedimentationsraten in den anderen Profilabschnitten. Aus den sedimentologischen Untersuchungen kann kein Hinweis auf eine verringerte Sedimentationsrate an der Basis des Profils Olguita abgeleitet werden. Aus den genannten Gründen wird der unterste Umkehrpunkt in der Polaritätsskala nicht dem Wechsel zwischen Chron C5Er und C5En zugeordnet, sondern die gesamte Basis in den Zeitabschnitt der Chron C5En gestellt. Aus der linearen Extrapolation der gemittelten Transferfunktion zwischen 11.5 und 151.9 m im Profil ergibt sich ein Anfangspunkt der aufgenommenen Sedimentation von 18.5 bis 18.4 Ma.

Für das gesamte Profil Olguita kann aus den magnetostratigraphischen Untersuchungen eine gemittelte Sedimentationsrate von rund 130 m/Ma abgeleitet werden. Sie ist in der Größenordnung vergleichbar mit den Ergebnissen der Untersuchungen von HORTON AND DECELLES (2001), die im Vorland der Ostkordillere von Nordwest-Argentinien die synsedimentären Ablagerungen der 2300 m mächtigen Camargo Formation untersuchten, die zwischen 40 und 19 Ma abgelagert wurde.

Die magnetostratigraphische Datierung dieser Abfolge innerhalb der Santa Cruz Formation ermöglicht eine genaue zeitliche Fixierung der Veränderungen der Sedimentationsbedingungen, z. B. der petrographischen Zusammensetzung der Sandsteine, im Ablagerungsverlauf. Dadurch wird es möglich, die den Veränderungen zugrundeliegenden Prozesse im andinen Liefergebiet zu datieren. Auf diesen Aspekt wird im Kapitel 6. 3 genauer eingegangen.

6 Thermochronologie an detritischen Apatiten der Santa Cruz Formation.

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Untersuchungen an detritischen Apatiten aus Sandsteinen der Santa Cruz Formation dargestellt, um Hinweise auf die thermische Struktur und die Zusammensetzung des Liefergebietes für die synorogenen Vorlandbeckensedimente zu bekommen.

Aus den in Kapitel 4 beschriebenen Profilen der Santa Cruz Formation wurden in kontinuierlichen Abständen Sandsteinlagen beprobt. Die geographische Lage der Profile ist in Abb. 6.1 dargestellt. Die Position der Proben innerhalb der Profile ist in Abb. 4.1, 4.3 und 4.4 (Dreiecke) markiert. Aufgrund der sedimentologischen und magnetostratigraphischen Untersuchungen sowie den verfügbaren Literaturdaten ist eine relative Einordnung der Alter der Profile möglich. Die Sedimentation im Profil Olguita beginnt mit den ältesten hier untersuchten Einheiten. Sie wurden auf 18.4 Ma datiert (siehe Kapitel 5). Paläontologische Untersuchungen vor allem an den Aufschlüssen am Lago Posadas (Lago Pueyrredon; MARSHALL AND PASCUAL, 1978; siehe Kapitel 2) belegen, dass diese Sedimente an der Basis jünger sind als die weiter südlich abgelagerten Einheiten der Santa Cruz Formation. Hieraus kann gefolgert werden, dass die Sedimentation im Lago Posadas Profil zu einem späteren Zeitpunkt als im Profil Olguita einsetzt. Das Laguna Asador Profil stellt den obersten und jüngsten Teil der Santa Cruz Formation dar, da es im Kontakt zu den überlagernden Plateaubasalten liegt, die auf 10.1 ± 0.3 Ma datiert wurden (GORRING ET AL., 1997; siehe Abb. 2.8). Die Profillokationen liegen 40 bis 60 km voneinander entfernt (Abb. 6.1)

6.1 Ergebnisse

Die ermittelten Alter der detritischen Apatite schwanken zwischen $12,8 \pm 0,7$ Ma und $42,3 \pm 1,9$ Ma, wobei nur 8 von 18 untersuchten Proben den χ^2 -Test mit einer Wahrscheinlichkeit von mehr als 5% passieren und somit als eine einzelne Alterspopulation interpretiert werden können. Generell zeigen die Einzelkornalter in den meisten Probe eine große Streuung (Abb. *Anh.* FT.5-7).

Die analysierten Apatitkristalle zeigen überwiegend einen idiomorphen, langprismatischen Kristallhabitus mit ausgeprägten prismatischen Kristallspitzen und zum Teil deutlichen Resorptionsbuchten. Diese Kristalle weisen oft sehr charakteristische Kristalldefekte auf, wie sie in Abb. *Anh.* FT.3 dargestellt sind. Aufgrund der beschriebenen Eigenschaften werden diese Apatite einem vulkanischen Bildungsbereich zugeordnet (freund. münd. Mitteilung E. Sobel, 2000). Eine Zuordnung der Kristalle aufgrund ihrer optischen Eigenschaften zu einer bestimmten Altersgruppe ist nicht möglich.

Der Rundungsgrad der Körner innerhalb einer Probe ist unterschiedlich und reicht von kantengerundet bis zur vollständigen Rundung der Kristalle. Werden die Proben innerhalb eines Profils miteinander verglichen, lässt sich kein systematischer Trend in der Ausprägung des Rundungsgrades ableiten. Der Anteil von stärker gerundeten Apatitkristallen ist in den Proben des Laguna Asador Profils signifikant höher gegenüber den Proben der beiden anderen Profile.

Die Länge der gemessenen Ätzfigur-Längen (D_{par}) weist große Unterschiede zwischen den Kristallen einer Probe auf (siehe Abb. *Anh. FT.4*). Die Messwerte reichen durchschnittlich von 1,2 bis 4,1 μm , in der Probe LA-02 bis 4,6 μm . Eine Korrelation der gemessenen Ätzfiguren-Längen zu den Einzelkornaltern existiert in keiner der untersuchten Proben (siehe Diagramme Anhang Datenblätter FT-Daten). Trotz dieser relativ großen Variabilität in den Längen der D_{par} -Werte der Apatite passieren manche Proben den χ^2 -Test und können als eine Alterspopulation gewertet werden (z. B. LP-06, siehe Tab. *Anh. FT.2*).

In allen Proben zeichnet sich der überwiegende Teil der Kristalle durch eine sehr geringe induzierte Spaltspurdichte aus (teilweise 1×10^{-6} Spaltspuren/ cm^2). Diese Beobachtungen lassen sich durch relativ geringe U-Konzentrationen und junge Alter in den Kristallen erklären. Sie führen zu großen Fehlern bei der Einzelkorn-Altersberechnung und Schwierigkeiten bei der statistischen Auswertung der Proben. Aufgrund dieser geringen U-Konzentrationen sind nur sehr wenige Volumenspuren (confined tracks) in den Kristallen entwickelt, so dass eine statistische Auswertung sowie eine Zuordnung zu einzelnen Alterskomponenten nur bedingt möglich ist. Die Ergebnisse der einzelnen Proben sind in Tab. *Anh. FT.2* zusammengefasst. In den Proben, die den χ^2 Test nicht passiert haben, stellen die analysierten Einzelkristallalter keine singuläre Alterspopulation dar. Hier wurde mit Hilfe des Programms *BINOMFIT* versucht, die Alterskomponenten herauszufiltern. Die Ergebnisse der statistischen Analyse sind in Tab. *Anh. FT.4* dargestellt.

6.1.1. Profil Olguita

Bei der Betrachtung des Gesamtprofils wird deutlich, dass in den oberen, jüngeren Profilabschnitten, die Wahrscheinlichkeit, dass es sich um eine Einzel-Alterspopulation handelt deutlich abnimmt. Die Datenauswertung für die Proben aus der unteren Profilhälfte zeigt singuläre Alterspopulationen (Abb. *Anh. FT.5*), wobei sich jedoch eine zunehmende Streuung der Datenpunkte erkennen lässt. Im oberen Teil des Profils verfehlen die Proben den χ^2 Test. In diesen Proben wurden jeweils zwei, in der obersten Probe (OL-11) drei Alterskomponenten gefunden (Abb. *Anh. FT.5*; Tab. *Anh. FT.2*). Die Probe OL-01 bildet dabei eine Ausnahme. Aufgrund der geringen Gehalte von Apatiten in der Sandsteinprobe konnten nur wenige Kristalle separiert werden. Aus dem daraus gefertigten Körnerpräparat waren nur 41 Einzelkristalle analysierbar. Die großen Streuung der Einzelalter führt zu der geringeren χ^2 -Wahrscheinlichkeit.

Auffällig ist, dass die Gesamalter sowie die jüngsten Alterskomponenten der Probe in einen engen Zeitrahmen zwischen 19 und 25 Ma fallen. Daneben tritt in den Proben OL-10 und -11 eine ältere Alterskomponente um 53 Ma auf, die im Absolutwert und den Fehlern fast vollständig überlappt. Die jeweils ältesten Alterskomponenten der Probe OL-08 und -11 zeigen keinen Zusammenhang.

Der Anteil von Apatiten mit höheren U-Konzentrationen in den einzelnen Proben nimmt im Profil nach oben zu. Dies ermöglichte in der obersten Probe die Messung von 25 Volumenspuren. Die Darstellung der Probe OL-11 in Abb. *Anh. FT.5* zeigt, dass der überwiegende Teil der Einzelkörner mit höheren U-Konzentrationen den beiden älteren Alterskomponenten zugeordnet werden kann. Die gemessenen Volumenspuren zeigen mit einem Mittelwert von 13,52 μm und einer relativ großen Standardabweichung von 2,97 μm eine signifikante thermische Rücksetzung der Spaltspuren.

6.1.2 Profil Lago Posadas

Die Auswertung der Datierung aus dem Profil Lago Posadas führt zu einer Untergliederung des Profils in drei Bereiche. Aufgrund der Probencharakteristik und der stratigraphischen Position im Profil wird ein unterer, mittlerer und oberer Bereich unterschieden. Im unteren und oberen Bereich zeigen die Einzelkornalter eine große Streuung innerhalb der Proben. Diese Proben passieren nicht den χ^2 Test und werden als Mischung mehrerer Alterspopulationen gewertet. Im mittleren Bereich des Profils präsentieren die Proben singuläre Alterspopulationen. Die Anzahl von Apatiten mit einer höheren U-Konzentration ist im unteren und oberen Bereich gegenüber dem mittleren Bereich erhöht. Im Vergleich zwischen dem unteren und dem oberen Bereich ist eine tendenzielle Zunahme der U-Konzentrationen in den Apatiten festzustellen. Auffällig, im Vergleich zu den Proben des Olguita Profils ist, dass die Zunahme der U-Konzentration eher in den Proben mit jüngeren Alterspopulationen zu verzeichnen ist.

Die statistische Analyse der Mischungen der Alterspopulationen in den Einzelproben ergab jeweils zwei bis drei unterscheidbare Alterskomponenten in den Proben, die in Abb. *Anh.* FT.6 dargestellt sind. Bemerkenswert ist, dass mit zunehmend jüngeren Sedimentschichten auch die jeweils jüngste Alterspopulation jünger wird. Daneben treten wiederum Alterspopulationen zwischen 21 und 24 Ma, um 57 Ma und um 76 Ma auf, die auch im Profil Olguita zu finden sind. Ein Altersbereich zwischen 29 und 35 Ma ist in der untersten und obersten Probe aus diesem Profil datiert.

Aufgrund der geringen U-Konzentrationen konnten in den Proben nur wenige Volumenspuren gemessen werden. Die gemessenen Spaltspurlängen in den oberen Proben des Profils zeigen relativ lange Spaltspuren, die keine oder nur geringe Beträge an thermischer Ausheilung aufzeigen. Die Proben LP-09 und LP-10 zeigen Mittelwerte von 14.2 μm und 14.9 μm mit geringen Standardabweichungen. Im Gegensatz dazu zeigt die Probe LP-01 eine starke Streuung der Längen und tendenziell einen größeren Anteil an stärker rückgesetzten Spaltspurlängen. Aufgrund der geringen Anzahl ist die Bewertung der Spaltspurlängen innerhalb der Proben und über das gesamte Profil von geringer statistischer Signifikanz.

6.1.3 Profil Laguna Asador

Das Profil Laguna Asador, welches eine Gesamtmächtigkeit von 54 m, aufweist wurde mit drei Sandsteinproben beprobt. Zwei Proben stammen aus der Basis des Profils und eine Probe wurde aus der obersten aufgeschlossenen Sandsteinlage entnommen. Die Ergebnisse sind in Abb. *Anh.* FT.7 dargestellt.

Alle beprobten Sandsteine verfehlen den χ^2 Test und stellen somit eine Mischung verschiedener Alterspopulationen in einer Probe dar. Die statistische Analyse ergab in der ältesten Sandsteinprobe 3 und in den beiden jüngeren Proben je zwei Alterskomponenten. Die untersuchten Sandsteine weisen gegenüber den untersuchten Proben aus den beiden anderen Profilen einen relativ hohen Anteil an detritischen Apatiten mit erhöhten U-Konzentrationen auf. Die erhöhten U-Konzentrationen sind nicht auf eine ältere oder jüngere Alterskomponente beschränkt.

Die Proben LA-01 und LA-02 zeigen junge Alterskomponenten um 12 und 10 Ma, die mit den jüngsten Alterskomponenten aus dem Profil Lago Posadas vergleichbar sind. In der Probe LA-P1 tritt ein Alterscluster um 20 Ma auf, das auch in den beiden anderen Profilen zu finden ist. Der Altersbereich zwischen 36 und 39 Ma überschneidet sich mit zwei Alterskomponenten aus den

Proben des Profils Lago Posadas. Die beiden ältesten Alterskomponenten von 67 und 88 Ma zeigen im Fehlerbereich eine geringe Überlappung mit den ältesten Alterskomponenten der beiden anderen Profile.

In den Proben LA-01 und LA-02 konnte eine signifikante Anzahl von Volumenspuren in den datierten Apatitkristallen gemessen werden. Die Probe LA-01 zeigt einen Mittelwert von $13.8 \pm 1.6 \mu\text{m}$. In der Probe LA-02 liegt der Mittelwert bei $14.0 \mu\text{m} \pm 1.5 \mu\text{m}$. Die Verteilung der Spaltspurlängen zeigt, dass ein Teil der detritischen Apatite einer signifikanten Verkürzung der Spaltspurlängen unterlag.

Die Korrelation der Spaltspuralter und der in den Kristallen enthaltenen Volumenspuren ergab in der Probe LA-02 einen Zusammenhang zwischen den gemessenen Längen und den Alterskomponenten in der Gesamtprobe (siehe Abb. *Anh.* FT.8). Die Analyse der 32 Kristalle, in denen die Volumenspuren gemessen wurden, ergab eine deutliche Trennung zweier Alterskomponenten. Ihre Auswertung ergab, dass die Einzelkornalter in den beiden Gruppen als jeweils eine Alterspopulation gewertet werden können. Sie stimmen mit den statistisch bestimmten Alterskomponenten in der Gesamtprobe im Fehler überein. Die Einzelkornalter in der älteren Population streuen stark, was eine geringe χ^2 -Wahrscheinlichkeit zur Folge hat.

In den fünf Kristallen, die zur jüngeren Alterspopulation gehören, konnten 7 Spaltspurlängen mit einer Durchschnittslänge von $15,2 \mu\text{m}$ und einer Standardabweichung von $0.8 \mu\text{m}$ gemessen werden. In den 27 Apatitkristallen der älteren Population wurden insgesamt 79 Spaltspurlängen gemessen, die einen Mittelwert von $13,9 \mu\text{m}$ und einer Standardabweichung von $1,5 \mu\text{m}$ aufweisen. Die Analyse der Altersstrukturen in den beiden Gruppen ist in Tab. *Anh.* FT.3 und Abb. *Anh.* FT.8 dargestellt.

Die Korrelation zwischen Spaltspurlängenverteilung und dem Alter der Apatite zeigt, dass die Kristalle der älteren Population einen signifikanten Betrag an thermischer Verkürzung durchlaufen haben. Demgegenüber deuten die langen Spaltspurlängen in der jüngeren Altersgruppe auf initiale Spaltspurlänge, die beim schnellen Durchlaufen der PAZ oder durch schnelle Abkühlung (z. B. bei Vulkaniten) erhalten bleiben. Die Anzahl von 7 Spaltspurlängen in 5 Apatitkristallen ist statistisch nicht signifikant, ist jedoch ein qualitativer Hinweis auf die thermische Entwicklung der Apatitkristalle und deren Liefergesteine. In der Probe LA-01 ist die Streuung der Einzelkornalter so stark, dass diese den χ^2 -Test nicht passierten. Es konnte keine Korrelation zu den gefundenen Alterskomponenten in der Gesamtprobe hergestellt werden. Auch hier zeigt die Spaltspurlängenverteilung einen signifikanten Rücksetzungsbetrag.

6.2 Diskussion

Die Analyse der detritischen Apatite aus der Santa Cruz Formation wirft die Frage nach der Interpretation der statistisch ermittelten Alterskomponenten in Proben mit gemischten Alterspopulationen auf. Wie können diese Alter in Beziehung zur Spaltspurdaterungsmethode interpretiert werden?

Im allgemeinen variieren die Alter der untersuchten Kristalle innerhalb einer Probe bei der Spaltspurenanalyse. Mit Hilfe statistischer Standardverfahren (χ^2 -Test) wird überprüft, ob die Annahme zutrifft, dass alle Kristalle aus einer Quelle mit ein und derselben thermischen Entwicklung stammen. Passiert eine Probe diesen Test nicht, wird davon ausgegangen, dass die Einzelkornalter eine Mischung aus mehreren Alterspopulationen darstellt. Zwei anerkannte geologische Interpretationen existieren für diesen Fall. Zum einen können die Kristalle aus unterschiedlichen Quellen stammen und zum anderen kann eine unterschiedliche Kristallzusammensetzung zu unterschiedlichem Aus-

heilungsverhalten beim Durchlaufen verschiedener Temperaturbereiche führen (GALBRAITH AND LASLETT, 1993). Im Fall der hier untersuchten detritischen Apatite aus Sandsteinen kann von unterschiedlichen Quellen als Ursache von Altersmischungen ausgegangen werden.

Die oft beobachtete große Streuung der Einzelkornalter innerhalb der untersuchten Proben ist ein Hinweis darauf, dass es sich um eine Mischung von Alterskomponenten in der jeweiligen Probe handelt. Ebenso deuten die großen Schwankungen in den Messwerten der Ätzfigurlängen (*Dpar*) auf eine unterschiedliche kristallchemische Zusammensetzung der Apatite. Untersuchungen von BURTNER ET AL. (1994) und DONELICK (1993) haben gezeigt, dass eine Korrelation zwischen den *Dpar*-Längen und der kristallchemischen Zusammensetzung der Apatite besteht. Jedoch stellen die *Dpar*-Werte kein quantitatives Maß für die kristallchemische Zusammensetzung z.B. auf Cl- oder F-Gehalte dar (e. g. KETCHAM ET AL., 1999). Die große Schwankung in den gemessenen *Dpar*-Werten in den Proben wird auf Unterschiede in der kristallchemischen Zusammensetzung der detritischen Apatite in den Liefergesteinen zurückgeführt. Sie belegen die Existenz unterschiedlicher Liefergebietszusammensetzungen für die detritischen Apatite innerhalb der einzelnen Sandsteinproben. Eine so große Schwankung der Apatit-Zusammensetzung innerhalb einer homogenen Liefergebietesquelle ist daher unwahrscheinlich.

Aufgrund der sedimentologischen Untersuchungen kann davon ausgegangen werden, dass die Santa Cruz Formation nach ihrer Ablagerung keine thermische Überprägung von mehr als 60°C erfahren hat. Somit zeigen die ermittelten Einzelkornalter der detritischen Apatite die ererbte thermische Entwicklung im Liefergebiet der Sedimente an. Für die Altersstruktur in den Sedimentquellen gibt es unterschiedliche geologische Interpretationsmöglichkeiten. Die Einheiten können eine relativ einfache thermische Entwicklung durchlaufen haben, indem sie aus dem Temperaturbereich einer totalen Altersrücksetzung stetig in Bereiche uneingeschränkter Spaltspurakkumulation aufstiegen, ehe sie in den exogenen Sedimentkreislauf eingingen. Das andere Extrem wäre eine komplizierte thermische Entwicklung, die eine unvollständige Rücksetzung zur Folge gehabt hätte. Zwischen beiden Möglichkeiten kann man nur durch detaillierte Untersuchungen der Spaltspurlängenverteilung in diesen Proben unterscheiden und daraufhin die Alter interpretieren. Sind diese Daten für die einzelnen Alterskomponenten nicht oder nur unvollständig erhalten, so müssen andere geologische Informationen zur Interpretation der Alter herangezogen werden.

Für die Interpretation der Alter und Alterskomponenten aus den datierten Sandsteinproben der Santa Cruz Formation ist eine direkte Ableitung der thermochronologischen Entwicklung in den Liefergebieten der Sedimente nur sehr bedingt möglich, da die Anzahl der gefundenen Spaltspurlängen gering ist und nur in einer Probe (LA-02) eine relative Zuordnung zu den Alterskomponenten möglich war. Zur Interpretation der gefundenen Alterskomponenten in den Proben werden die in den anderen Kapiteln dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse der sedimentologischen, petrographischen, geochemischen und magnetostratigraphischen Untersuchungen an den Sedimenten der Santa Cruz Formation herangezogen.

Die geochemischen und petrographischen Untersuchungen der Sedimente haben gezeigt, dass der Hauptanteil der Sedimentklasten aus Vulkaniten mit überwiegend intermediärer Zusammensetzung (z. B. Andesite) generiert wurden. Die Kristallmorphologie der untersuchten Apatite stützt diese Aussage. Detritische Apatite aus einer vulkanischen Quelle besitzen normalerweise eine einfache thermische Entwicklung, in der die Einzelkornalter das Eruptionsalter des Vulkanits wider-

spiegeln. Dies trifft häufig zu, wenn einzelne Ereignisse klar zu trennen und zu datieren sind (z. B. primären Tufflagen in Sedimenten). In Gebieten mit unterschiedlichen Eruptionseignissen, die durch Erosions- und Sedimentationsprozesse in unterschiedlichen Proportionen in einer Sandsteinprobe vereint werden, ist es schwierig, die daraus abgeleiteten Spaltspuralter an detritischen Kristallen einem einzelnen Eruptionseignis zuzuordnen. Auch können in einer stratigraphischen Abfolge, in der im Liefergebiet mehrere Eruptionseignisse abgelagert wurden durch thermische Beeinflussung von jüngeren Eruptionsablagerungen ältere Ablagerungen in ihrem Spaltspuralter rückgesetzt werden. Durch Erosion und Ablagerung in den Sedimenten können die daraus datierten detritischen Apatite eine sehr komplexe Einzelkornaltersstruktur aufweisen.

Dies bedeutet für die Interpretation der hier vorliegenden Daten, dass Alterskomponenten aus Gesamtproben nicht als einzelne vulkanische Eruptionseignisse interpretiert werden, sondern als Altersdomänen, die eine aktive vulkanische Phase im Liefergebiet datieren, in der eine Anzahl von singulären Eruptionseignissen enthalten sind. Aus der logarithmischen Struktur der Formel zur Altersberechnung von Spaltspuren folgt, dass jünger zurückliegende Altersdomänen einen kürzeren Zeitraum umfassen als ältere, weiter zurückliegende Altersdomänen. Eine Ausnahme von dieser Interpretation stellen Eruptionseignisse dar, die zeitgleich mit der Sedimentation ablaufen. Diese Alterskomponente datiert sowohl die Eruption als auch das Ablagerungsalter der jeweiligen Probe.

Neben einem dominant vulkanischen Liefergebiet ist auch der Erosionseintrag von gehobenen Krustensegmenten aus den sich entwickelnden patagonischen Anden zu erwarten. Detritische Apatite aus diesem Liefergebiet datieren in Abhängigkeit von den kinetischen Eigenschaften der Apatite und der Denudationsrate die Unterschreitung der Rücksetzungstemperatur in dem gehobenen Krustensegment. Diese Alter werden daher nach dem traditionellen Konzept der Schließungstemperatur in konventionellen Isotopendatierungssystemen interpretiert (DODSON, 1973).

Eine weitere Quelle für die untersuchten Sedimente stellen ältere exhumierte sedimentäre Ablagerungsbereiche dar, die durch Resedimentation in die Santa Cruz Formation gelangten. In Abhängigkeit der Größe und thermischen Entwicklung innerhalb dieser älteren Sedimentationszyklen kann es zur signifikanten Rücksetzung der Spaltspuralter kommen (e.g. SOBEL AND DUMITRU, 1997). Die Interpretation dieser Daten erfolgt in gleicher Weise wie die Erosion von gehobenen Krustensegmenten, da diese Ablagerungsräume nur in großregionalen Strukturen entstehen, versenkt, gehoben und erneut erodiert werden können. Daneben besteht die Möglichkeit der Ablagerung in kleinen Sedimentbecken, bei denen es zu keiner Rücksetzung der Spaltspuralter kommt. In Abhängigkeit von der Verweildauer der Apatite im Sedimentationszyklus können hier weit zurückliegende Alterskomponenten erhalten bleiben. Die Interpretation dieser 'ererbten' Alterskomponente ist, schwierig, da sie in keinem direkten Zusammenhang mit der Krustenentwicklung des Liefergebietes steht.

Die Alter der detritischen Apatite aus der Santa Cruz Formation zeigen, dass in allen drei Profilen eine Reihe vergleichbarer Altersdomänen auftreten (Abb. 6.2), die im folgenden einzeln diskutiert werden sollen.

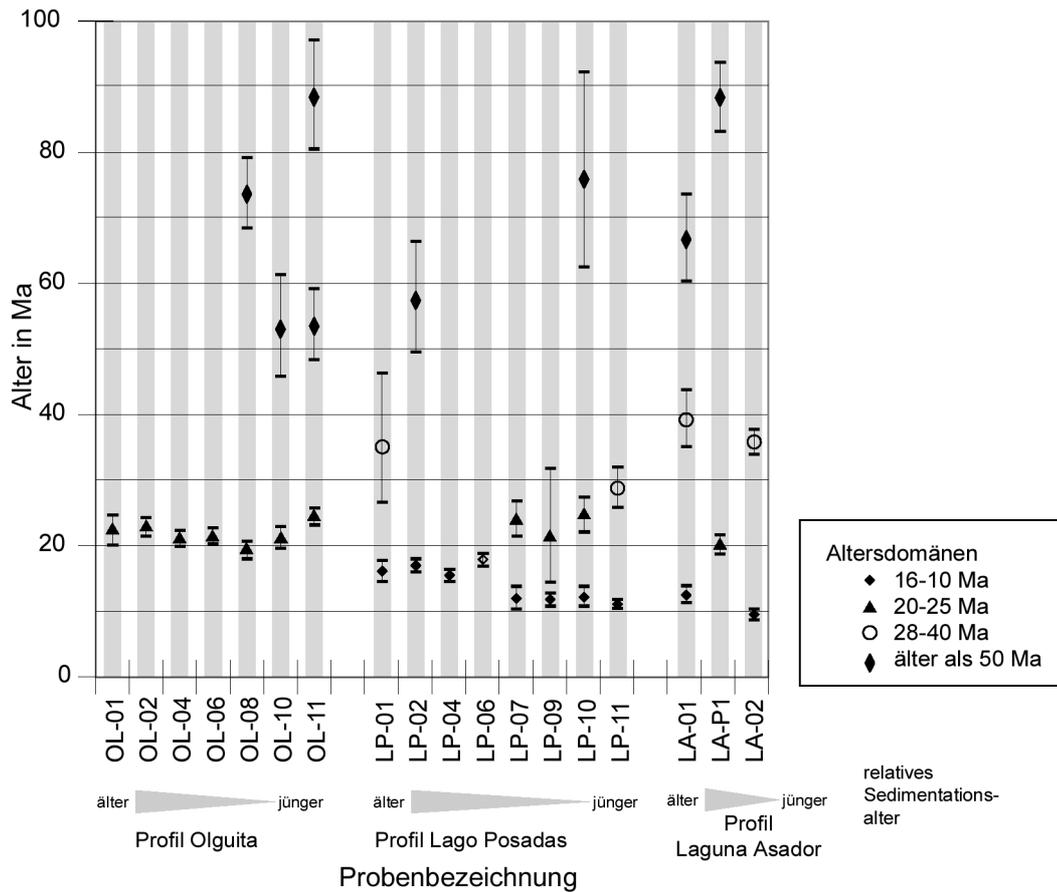


Abb. 6.2: Zusammenfassende Darstellung der Spaltspuranalyse-Ergebnisse der detritischen Apatite aus der Santa Cruz Formation. Die Signatur der Altersdomänen folgt nach ihrer chronologischen Zuordnung (siehe Text).

Als jüngste Altersdomäne wird in den Profilen Lago Posadas und Laguna Asador ein Zeitraum von 16 bis 10 Ma datiert. Innerhalb dieser Domäne wird mit jüngerem Ablagerungsalter auch die jüngste Alterskomponente in den einzelnen Proben jünger.

Eine Korrelation zwischen stratigraphischer Position im Profil und den jüngsten Alterskomponenten in den Proben des Lago Posadas Profils ergibt eine lineare Regressionsgerade mit einem Korrelationskoeffizienten von 0.9, dies wird als Sedimentationssignal mit einer Sedimentationsrate von 79 mm/ka interpretiert (Abb. 6.3). Diese Sedimentationsrate entspricht in der Größenordnung der gemittelten Sedimentationsrate von 105 mm/ka im Profil Olguita, die mit Hilfe der Magnetostratigraphie errechnet wurde. Die Korrelation der jüngsten Alterskomponenten des Profils Lago Posadas wurde ohne Probe LP-06 ($17.9 \pm 1 \text{ Ma}$) gerechnet. Die Einzelkornalter dieser Probe zeigen aufgrund der geringen induzierten Spaltspurdichte einen großen Fehler, was zu Schwierigkeiten bei der statistischen Auswertung der Probe führt. Eine kleine Gruppe von 4 Kristallen lässt sich aufgrund der höheren induzierten Spaltspurdichte und der daraus abgeleiteten höheren U-Konzentration deutlich von den anderen Kristallen unterscheiden. Die Altersanalyse dieser 4 Einzelkörner ergibt ein Alter von $14.7 \pm 1.6 \text{ Ma}$ (χ^2 -Wahrsch.: 95%), welches sehr gut in den Trend der jüngsten Altersdomäne des Profils Lago Posadas passt. Die Analyse der verbleibenden 99 Kristalle ergibt ein Alter von $19.0 \pm 1.2 \text{ Ma}$ (χ^2 -Wahrsch.: 99%), das einer älteren Altersdomäne (siehe unten) zugerechnet werden kann. Es liegt die Vermutung nahe, dass aufgrund der Zählstatistik in dieser Probe mit einem überwiegenden Anteil an Apatiten mit geringer U-Konzentration eine statistische Trennung von darin enthaltenen

Alterskomponenten nicht möglich war. Weiterhin besteht die Möglichkeit, dass die angewendete statistische Prozedur nicht zwischen nahe beieinander liegenden Alterskomponenten unterscheiden kann. Aufgrund der beschriebenen Beobachtungen wurde das Alter bei der Korrelation der jüngsten Alterscluster im Profil weggelassen.

Aufgrund der qualitativen Korrelation von erhöhten U-Konzentrationen in den detritischen Apatiten der jüngsten Alterscluster im Lago Posadas Profil und der Messung von Spaltspurlängen ist es sehr wahrscheinlich, dass diese Apatite keine thermische Rücksetzung erfahren haben. Dies bestätigt auch der Zusammenhang zwischen der jüngsten Alterskomponente und der darin enthaltenen Spaltspurenverteilung in der Probe LA-02 (siehe Kapitel 6.1.3). Bei dieser Probe wird der Zeitraum der Sedimentation durch die jüngste Alterskomponente in den detritischen Apatiten (9.5 ± 0.9 Ma) und der Datierung der überlagernden Plateaubasalte (8.6 ± 0.6 Ma) eingegrenzt. Dieser kurze Zeitraum deutet auf eine zeitgleiche Eruption von Vulkaniten, aus denen die detritischen Apatite abgeleitet werden, und Ablagerung der Sedimente hin. Petrographische Untersuchungen an den Sandsteinen der Profile Lago Posadas und Laguna Asador zeigen einen hohen Anteil unalterierter vulkanischer Klaster, die ebenso wie das häufige Auftreten von Aschenlagen in diesen Profilen auf eine vulkanische Aktivität während der Ablagerungen der Sedimente hindeuten. Alle Beobachtungen sprechen dafür, diese Altersdomäne als Anzeiger vulkanischer Ereignisse zu interpretieren, die zeitgleich (oder mit einem minimalen Hiatus) zur Ablagerung der Sedimente stattfanden.

Eine weitere Altersdomäne umfasst den Zeitraum von 20 bis 25 Ma. Sie tritt in allen Proben des Olguita Profils auf und ist in drei Proben in der oberen Hälfte des Lago Posadas Profils, sowie in einer Probe des Laguna Assador Profils zu finden. Aufgrund der petrographischen Untersuchungen ist diese Altersdomäne mit dem Vorkommen alterierter vulkanischer Klaster verbunden, die das Olguita Profil maßgeblich bestimmen. Im Profil Lago Posadas treten diese Klaster ab dem mittleren Bereich in den Sandsteinen neben den jungen unalterierten Klaster auf.

Diese Altersdomäne wird als Zeitraum einer verstärkten vulkanischen Aktivität am aktiven Kontinentalrand interpretiert. Sie steht mit der Reorganisation der Plattenkonfiguration im oberen Oligozän im Zusammenhang, die zu einer orthogonalen Subduktionsrichtung, einer Zunahme der Konvergenz zwischen der Nazca-Platte und Südamerika (SOMOZA, 1994) und verstärkter vulkanischer Aktivität geführt hat (RAPELA ET AL., 1988). Die Korrelation der Proben OL-01 bis OL-06 sowie der jüngsten Alterskomponente der Probe OL-08 ergeben ebenfalls eine lineare Regressionsgerade mit einem Korrelationskoeffizienten von 0.8. Die Umrechnung in eine Sedimentationsrate ergibt einen Wert von 58 mm/ka , der halb so groß ist wie die aus der Magnetostratigraphie abgeleitete mittlere Sedimentationsrate von 130 mm/ka für dieses Profil (siehe Kap. 5). Der zeitliche Hiatus zwischen Ablagerungszeitpunkt der Sedimente und der Eruption der Vulkanite in dieser Altersdomäne in den unteren $\frac{2}{3}$ des Profils Olguita beträgt rund 5 Ma und verringert sich zu stratigraphisch jüngeren Ablagerungen auf 3,5 Ma

In wenigen Proben treten Alterskomponenten zwischen 28 und 40 Ma auf (LP-01, LP-11, LA-01 und LA-02). In der Probe LA-02 ist diese Alterskomponente mit einer Spaltspurlängenverteilung verknüpft, die eine teilweise thermische Rücksetzung der Alterskomponente anzeigt. Die Einzelkornalter in dieser Alterskomponente der Probe streuen stark (siehe Abb. *Anh.* FT.7 und Kap. 6.1.3), was

zu einer geringen χ^2 -Wahrscheinlichkeit bei der Altersberechnung für diese Komponente zum Ausdruck kommt. Die Interpretation als eine Phase vulkanischer Aktivität scheint aufgrund der Spaltspurlängenverteilung unwahrscheinlich. Die Beteiligung von detritischen Apatiten aus gehobenen Krustensegmenten scheint dagegen plausibel, da die petrographischen Untersuchungen Hinweise auf erodierte, deformierte Sockelgesteine erbrachten (z.B. detritische Quarze mit Subkornbildung). Als eine weitere Quelle für diese detritischen Apatite können auch ältere, von der Erosion angeschnittene Sedimentbecken angenommen werden. Da aus dem geologischen Kontext heraus keine eindeutige Interpretation dieser Altersdomäne möglich ist, wird sie als Artefakt angesehen. In allen Proben, in denen diese Alterskomponente bestimmt wurde ist eine große Streuung der Einzelkornalter innerhalb der Alterskomponente zu beobachten. Diese Streuung deutet auf weitere Alterskomponenten innerhalb des Datensatzes, die methodisch nicht unterscheidbar sind, wie es für den Fall der Probe LP-06 (siehe oben) diskutiert wurde.

In den oberen Bereichen der drei Profile treten deutlich ältere Alterskomponenten auf, die mit dem verstärkten Auftreten von detritischen Quarzkörnern mit einer Subkornbildung (undulöse Auslöschung) und Klasten mit einer Quarz-Hellglimmer Paragenese korrelieren. Das Auftreten dieser Klasten ist ein Hinweis für die Erosion von deformierten und metamorph überprägten Sockelgesteinsbereichen im Liefergebiet der Sedimente. Aus diesem Grund werden die gefundenen Alterskomponenten mit gehobenen und erodierten Krustensegmenten im Anden-Orogen in Verbindung gebracht. Eine genaue Rekonstruktion der thermischen Entwicklung dieser Krustensegmente ist aufgrund der fehlenden Spaltspurlängenverteilung nicht möglich. Der Zeitpunkt des Auftretens dieser alten Altersdomänen als auch die petrographischen Beobachtungen lassen den Schluss zu, dass das Ablagerungsalter dieser Sedimentschichten das Einschneiden der Erosion in tiefere Krustensegmente im Liefergebiet datiert. Im Profil Olguita sind diese Ablagerungsschichten mit Hilfe der Magnetostatigraphie mit ~16.5 Ma datiert. Dieser Zeitpunkt dokumentiert somit eine signifikante Denudation und Heraushebung des Anden-Orogens in diesem Abschnitt und könnte ein Hinweis auf den Beginn einer topographischen Heraushebung der patagonischen Anden sein.

6.3 Interpretation im Bezug auf die Deformationsentwicklung zur Zeit der Ablagerung der Santa Cruz Formation

Aus den Ergebnissen der sedimentologischen, geochemischen, petrographischen und Spaltspuranalysen der detritischen Apatite aus der Santa Cruz Formation kann eine qualitative stratigraphische Zusammensetzung des Liefergebietes rekonstruiert werden, wie sie schematisch in Abb. 6.4 dargestellt ist. Als jüngste Einheit im Liefergebiet treten andesitische Vulkanite mit einer Altersspanne von 25 - 20 Ma auf, die auf vulkanische Bildungen aus dem magmatischen Bogen des aktiven Kontinentalrandes zurückgeführt werden. Diese Altersdomäne tritt in allen drei untersuchten Profilen auf, woraus geschlossen wird, dass es sich um eine signifikant mächtige Abfolge im Liefergebiet handelt. Der leichte Trend von älteren Spaltspuraltern mit jünger werdenden Sedimentationsaltern der Sandsteine deutet auf ein fortschreitendes Einschneiden der Erosion in ältere vulkanische Ablagerungen, wie es bei der Denudation einer stratigraphischen Ablagerungsfolge zu erwarten ist. Das verstärkte Auftreten von Subkornquarzen in den Sandsteinen sowie deutlich älterer Altersdomänen in den detritischen

Apatiten kennzeichnet die fortschreitende Hebung im Liefergebiet und ein Einschneiden der Erosion in tiefere Krustenbereiche des andinen Orogens zur Zeit der Ablagerung der Santa Cruz Formation.

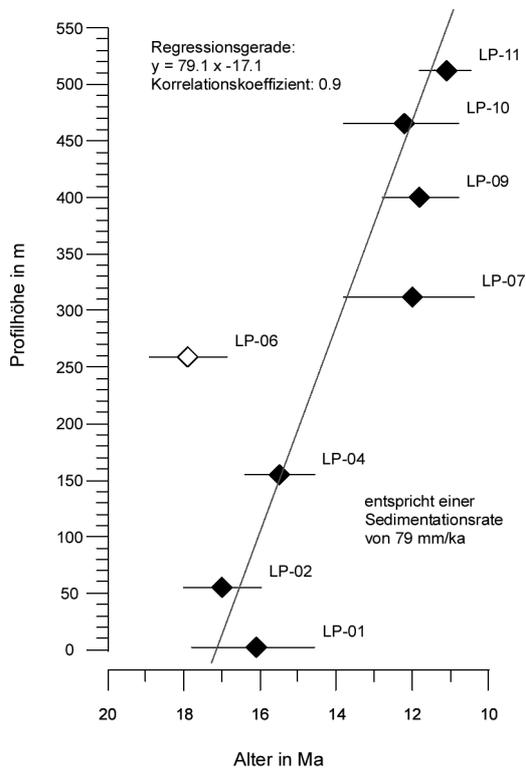


Abb. 6.3: Korrelation der Altersdaten mit der stratigraphischen Position der Proben innerhalb der jüngsten Altersdomäne des Lago Posadas Profils. Aus der berechneten Regressionsgerade lässt sich eine Sedimentationsrate von rund 79 mm/ka ableiten.

Diesem stark vereinfachten Modell steht entgegen, dass es sich bei der Änderung der Liefergebietszusammensetzung, wie sie in den untersuchten Profilen aus der Santa Cruz Formation gefunden wurden, um lokal begrenzte Phänomene im Liefergebiet handeln kann. Die Kombination der sedimentologischen, geochemischen, petrographischen sowie chronologischen Untersuchungen aller Profile zeigt, dass die Ablagerungen in voneinander unabhängigen Ablagerungssystemen (im weitesten Sinne Fächersystemen, Zyklen 5. Ordnung nach MIALL, 1996; S. 82 Tab. 4.2) innerhalb des Vorlandbeckens sedimentiert wurden. Daraus kann gefolgert werden, dass die Einzugsgebiete der Ablagerungssysteme in ihrer geographischen Lage unterschiedlich gewesen sein

müssen. Die beobachteten Phänomene, wie das Auftreten von gleichen Altersdomänen in allen untersuchten Profilen, zeigen, dass trotz unterschiedlicher Einzugsysteme das Signal aus dem Liefergebiet das gleiche ist. Insofern kann eine ausschließlich lokal begrenzte Liefergebietsanomalie für die untersuchten Santa Cruz Profile ausgeschlossen werden.

Aufgrund der fehlenden Zuordnung einer Spaltspurlängenverteilung zu den einzelnen identifizierten Altersdomänen kann keine quantitative Abschätzung des Denudationsverlaufes in den patagonischen Anden über den Zeitraum der Ablagerung der Santa Cruz Formation getroffen werden. Allerdings lässt sich aus der deutlichen Änderung der Gesamtgesteinsgeochemie der Sedimente im Laguna Asador Profil ein qualitativer Verlauf der Denudation abschätzen. Die geochemischen Untersuchungen der Sandsteine des Profils Olguita und Lago Posadas ergaben eine andesitische Zusammensetzung der Gesamtgesteinschemie, die keine signifikante Änderung über den Ablagerungszeitraum in beiden Profilen anzeigt. Diese Stabilität der geochemischen Zusammensetzung besteht, obwohl über chronologische und petrographische Untersuchungen eine Änderung des Liefergebietes identifiziert werden konnte. Das bedeutet, dass die Liefergebietsänderungen keinen signifikanten Anteil zur Änderung der geochemischen Zusammensetzung der Sedimente liefern und nur einen geringen prozentualen Anteil am gesamten Sediment ausmachen. Im Gegensatz dazu zeigen die geochemischen Untersuchungen im Laguna Asador Profil eine deutliche Änderung. Dies wird besonders an der erhöhten SiO_2 Konzentration in den Sedimenten des Laguna Asador Profils gegenüber den beiden anderen untersuchten Profilen deutlich. Daraus kann abgeleitet werden, dass zu diesem Zeitpunkt die "nicht andesitisch" zusammengesetzten Liefergebietsbereiche einen Volumenanteil im Sediment erreicht haben, der zu

dieser signifikanten Änderung in der Gesamtgesteinsgeochemie führt. Diese "nicht andesitisch" zusammengesetzten Liefergebietsbereiche werden mit den petrographisch identifizierten deformierten Sockelgesteinseinheiten und den älteren Altersdomänen der detritischen Apatite korreliert. Eine genauere qualitative Zuordnung zu bekannten Gesteinseinheiten aus dem andinen Orogen oder den Ablagerungen des Magellan Beckens kann nicht getroffen werden. Aus den vorangegangenen Überlegungen kann abgeleitet werden, dass zum Zeitpunkt der jüngsten Ablagerungen in der Santa Cruz Formation ein signifikant großer Anteil an älteren Krustenbereichen im Orogen durch Hebung, Denudation und Erosion freigelegt war (siehe Abb. 6.4, 11-9 Ma).

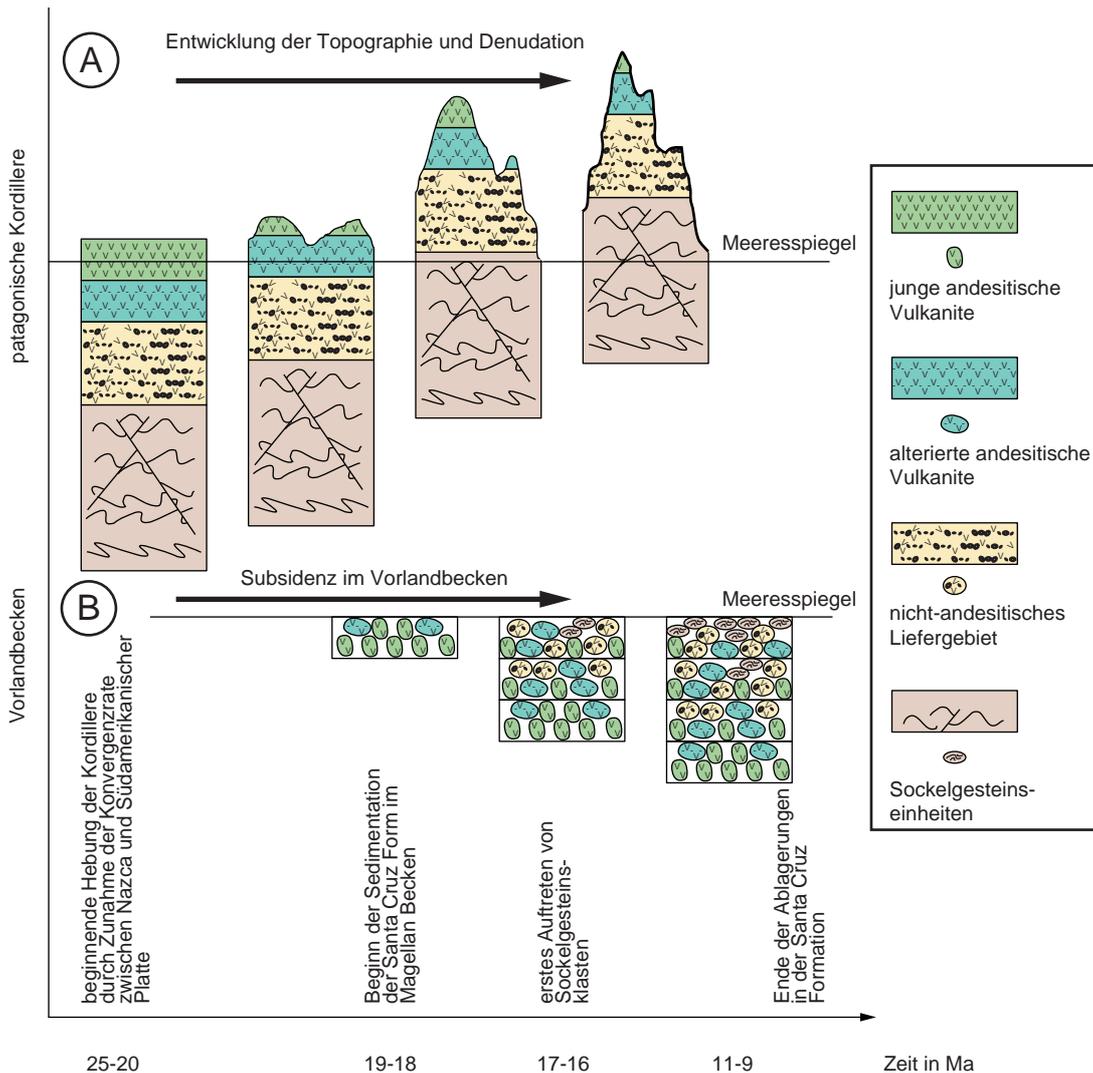


Abb. 6.4: Schematisches Modell der Liefergebietsentwicklung (A) und der Sedimentationsentwicklung im Vorland-beckenbereich (B) für den Zeitabschnitt zwischen 25 und 9 Ma (Erläuterungen siehe Text).

Als Ursache für den zunehmenden Anteil von älteren Krustenbereichen, die durch die Erosion abgetragen und in der Santa Cruz Formation abgelagert wurden, wird eine Gesteinshebung im Orogen angenommen. Diese Gesteinshebung und die daraus abgeleitete Denudation kann verschiedene Ursachen in der orogenen Entwicklung in diesem Bereich haben. Diese Hebung kann durch thermische Veränderungen oder durch kompressive Deformationsprozesse verursacht worden sein.

Über die thermische Entwicklung in diesem Bereich im unteren und mittleren Miozän kann nur spekuliert werden. Als ein Anzeichen für eine krustale Wärmeanomalie kann die Intrusion junger unter- bis mittelmiozäner Plutone am westlichen Rand des Batholithkomplexes gewertet werden (THOMSON ET AL., 2001). Es erscheint unwahrscheinlich, dass diese Intrusionen eine großräumige Wärmeanomalie darstellen, in deren Folge es zu einem isostatischen Ausgleich und einer damit verbundenen Hebung in diesem Bereich kommt. Die thermochronologischen Untersuchungen von THOMSON ET AL. (2001) ergeben ebenfalls keinen Hinweis auf eine solche Entwicklung. Die Intrusion dieser Plutone wird im Zusammenhang mit einer verstärkten Subduktion von Sediment im Vorfeld der Rückensubduktion interpretiert, wie sie rezent von BEHRMANN AND KOPF (2001) nachgewiesen wurde. Diese verstärkte Sedimentsubduktion führt zu einem erhöhten Fluideintrag im Asthenosphärenkeil, in dessen Folge es zu Schmelzbildung in der Oberplatte und zur Platznahme von Magmatiten kommt. In diesem Bereich der patagonischen Anden wurden keine miozänen Extensionsstrukturen gefunden, die einen Hinweis auf eine Krustenwärmeanomalie liefern würden. Aus den genannten Gründen wird eine thermische Anomalie als Ursache einer verstärkten Krustenhebung und Denudation als nicht wahrscheinlich angesehen.

Demgegenüber ist die Gesteinshebung infolge einer kompressiven Krustendeformation eher wahrscheinlich. SUAREZ ET AL. (2000A) identifizieren aufgrund der geologischen Geländeaufnahmen, speziell im Bereich des chilenischen Cosmelli Beckens (Abb. 2.5 und 2.7), eine Einengungsphase im Orogen, deren Entwicklung im Zeitraum zwischen 29 und 15 Ma (SUAREZ ET AL., 2000A; S. 350) stattfand. Die Entwicklung des Vorlandüberschiebungsgürtels in diesem Bereich ist jünger und wird von RAMOS (1989) mit älter als 9 Ma angegeben. Diese relative räumliche und zeitliche Einordnung der Entwicklung der Deformation legt eine ostwärts gerichtete Wanderung der Deformationsfront nahe (SUAREZ ET AL., 2000A; THOMSON ET AL., 2001), die sich auch durch die sedimentologischen Befunde andeutete.

Mit Hilfe der Magnetostratigraphie der Santa Cruz Formation kann das erste Auftreten von Sockelgesteinsklasten und älteren Altersdomänen in den detritischen Apatiten dieser Ablagerungen auf ~ 16.5 Ma datiert werden. Dieses Alter markiert das Minimalalter der Gesteinshebung und Denudation in den patagonischen Anden. Es zeigt, dass die mit der Gesteinshebung assoziierte Deformationsphase in diesem Segment der Anden älter ist als die beginnende Subduktion des aktiven Spreizungsrückens unter Südamerika vor ~ 14 Ma (CANDE AND LESLIE, 1986). Die Hypothese, dass das zunehmend jünger werdende Alter der subduzierten Nazca-Platte eine Ursache für die Wanderung der Deformation in diesem Bereich ist (RAMOS, 1989), kann ausgeschlossen werden, da die zu diesem Zeitpunkt zwischen 47°S und 49°S subduzierte ozeanische Kruste mindestens ein Alter von 50 Ma aufweist und somit im thermischen Gleichgewicht stand.

Die in dieser Arbeit gewonnenen Daten stützen daher das Modell von SUAREZ ET AL. (2000A), dass die kompressive Deformationsphase in diesem Bereich der Anden in erster Linie unabhängig von der Subduktion des Chilerückens unter Südamerika verläuft. Die beginnende Deformation in den patagonischen Anden wird mit der zunehmenden Konvergenzrate zwischen 28 und 26 Ma von 8.6 auf 14.9 cm/a (bei 30°S; SOMOZA, 1998; siehe Abb. 2.2) in Zusammenhang gebracht (RAMOS, 1989; SUAREZ ET AL., 2000A).

Die Gesteinshebung und Denudation in diesem Bereich der Anden führt zur Abtragung einer zuvor gebildeten andesitischen Vulkanitsequenz unbekannter Mächtigkeit im Zeitraum zwischen 18 und 12 -

11 Ma. In einzelnen gehobenen Krustenblöcken werden ab 17 - 16 Ma Sockelgesteinsbereiche erodiert und in der Santa Cruz Formation abgelagert. Der Anteil dieser älteren Krustenbereiche nimmt mit jünger werdendem Alter der abgelagerten Sedimentschichten zu (Abb. 6.4). Zwischen 12 und 10 Ma führt das zu einer Veränderung der Gesamtgesteinsgeochemie der Sedimentablagerungen und somit der Liefergebietszusammensetzung der Sedimente.

Das nahezu völlige Ausbleiben der Sedimentation im Zeitraum jünger als 10 Ma kann mit der vollständigen Herausbildung einer orographischen Barriere aufgrund der topographischen Hebung in den patagonischen Anden in Verbindung gebracht werden, die zu einem effektiven Abblocken der Westwinde am Andenrand führt. Diese klimatischen Veränderungen führen zu einer äußerst reduzierten Sedimentation, da weniger Wasser für Erosion und Sedimenttransport im östlichen Vorlandbereich zur Verfügung steht. Die orographische Barriere wird auch durch paläontologische Untersuchungen von PATTERSON AND PASCUAL (1972) belegt, die einen Wechsel vom Savannen-Waldland zu den Bedingungen der patagonischen Steppe im südamerikanischen Säugetierzeitalter des *Friasianense* (oberes Miozän) feststellten.

Diese Befunde belegen, dass die topographische Heraushebung der patagonischen Anden über den gesamten Zeitraum der Ablagerung der Santa Cruz Formation verläuft und um 10 Ma oder etwas jünger die höchsten Erhebungen in den patagonischen Anden Werte zwischen 2000 und 2500 m erreichten und zur Ausbildung einer orographischen Barriere führten.

Die Untersuchungen der detritischen Apatite aus den Sandsteinen der Santa Cruz Formation zeigen wichtige Charakteristika des andinen Liefergebiets dieser Sedimente. Sie liefern die Informationen, zu welchem Zeitpunkt die Erosion in die gehobenen Sockelgesteinseinheiten einschneidet und wie die Altersstruktur zur Ablagerung der Sedimente im Liefergebiet aussieht. Unter Einbeziehung der sedimentologischen, geochemischen und petrographischen Ergebnisse, sowie der Magnetostratigraphie der Ablagerungen kann ein qualitativer stratigraphischer Aufbau des andinen Orogens zur Zeit der Sedimentation, dessen Veränderung über die Ablagerungszeit der Santa Cruz Formation und eine Abschätzung der topographischen Entwicklung im Orogen für diesen Zeitraum erstellt werden.

7 Thermochronologie an Höhenprofilen granitoider Gesteine

Für die Untersuchung der thermochronologischen Entwicklung der patagonischen Cordillere wurden an drei Lokalitäten Höhenprofile an Bergmassiven beprobt (siehe Abb. 6.1). Die höchste topographische Erhebung, der Cerro San Lorenzo, wurde direkt an der NW Flanke des Bergmassivs beprobt. Ein weiteres Profil (Rio Tranquilo) liegt in WNW Richtung in 10 km Entfernung des Massivs und reicht an der Basis bis in die deformierten Sockelgesteine des 'Eastern Andean Metamorphic Complex'. Am Cerro Barrancos wurde ein drittes Profil beprobt. Dieses Profil liegt rund 40 km westlich vom Cerro San Lorenzo. Die beprobten Bergmassive werden von granitoiden Gesteinen des patagonischen Batholith-Komplexes gebildet. Sie sind im regionalgeologischen Umfeld in die Einheiten des 'Eastern Andean Metamorphic Complex' intrudiert (Abb. 2.4) und weisen kretazische sowie obermiozäne Intrusionsalter auf (Abb. 2.6) Im Folgenden werden die Probenlokationen, die Charakteristik der Apatite und die Ergebnisse der Apatit-Spaltspurdaterungen für jedes Höhenprofil dargestellt. Die Daten sind in Tab. *Anh.* FT.5 zusammenfassend dargestellt. Im zweiten Abschnitt des Kapitels erfolgt eine Diskussion der gemessenen Spaltspurdaten. In der darauf folgenden Interpretation wird ein Modell über die Prozesse der Rückensubduktion und der Einflüsse dieser Subduktionsanomalie auf die Oberplatte vorgestellt.

7.1 Ergebnisdarstellung

7.1.1 Cerro San Lorenzo (A)

Der Cerro San Lorenzo mit einer Höhe von 3770 m wurde an seiner NW-Flanke mit 4 Proben von 960 m bis 2400 m ü. NN beprobt. Alle Proben stammen aus der granodioritischen Intrusion des San Lorenzo Granodiorits (WELKNER, 1999), der mit Hilfe von K-Ar und Ar-Ar an Biotit auf 6.6 – 5.2 Ma datiert wurde (WELKNER, 2000). Aus den Proben konnten nur geringe Mengen an Apatit gewonnen werden. Im Gegensatz dazu sind die aufbereiteten Proben reich an Fluorit und einschlusreichen Zirkonen. Aufgrund der geringen Menge an Apatit in der beprobten Lithologie konnte nur in einer Probe eine genügende Anzahl an auswertbaren Apatitkristallen datiert werden. Die Probe SL-02 wurde in einer Höhe von 2020 m ü. NN genommen. Die Apatite sind farblos und besitzen hypidiomorphe Kristallformen. Häufig wurden einschlusreiche Kristalle mit Gitterstörungen und Bruchflächen in den Kristallen beobachtet. In der gesamten Probe konnte nur in einem Apatitkristall eine Volumenspur mit einer Länge von 16.1 μm gemessen werden.

Die Auswertung von 42 datierten Einzelkristallen ergibt ein Alter von $4,7 \pm 0,5$ Ma. Ein Kristall mit Null spontanen Spaltspuren ist in die Auswertung mit eingeflossen. Generell zeigt die Probe aufgrund des jungen Alters eine relativ geringe Dichte der spontanen Spaltspuren. Die errechnete U-Konzentration liegt bei ~ 14 ppm. Die Apatite dieser Probe sind durch kurze Ätzfigurlängen (D_{par}), mit einem Durchschnittswert von 1.35 ± 0.16 μm gekennzeichnet. Aufgrund der möglichen Korrelation zwischen D_{par} und kristallchemischer Zusammensetzung sowie dem Auftreten von Fluorit in der Gesteinslithologie kann auf einen erhöhten F-Gehalt in den Apatiten geschlossen werden. Die Daten sind in Tab. *Anh.* FT.5 sowie in Abb. *Anh.* FT.9 dargestellt.

7.1.2 Profil Rio Tranquilo (B)

Das Höhenprofil Rio Tranquilo besteht aus zwei Einzelprofilen. Der topographisch höhere Teil des Profils wurde zwischen der Laguna del Tranquilo und dem Cerro Las Mellizas mit 5 Proben zwischen 1040 und 2110 m ü. NN beprobt (Probenbezeichnung RT). Alle Proben entstammen der Tranquilo Quarz-Monzonit-Intrusion, die mit Hilfe von K-Ar Datierungen an Biotit auf 90 – 84 Ma datiert wurde (WELKNER, 2000).

Im topographisch tieferen Bereich wurden drei Proben an der Westflanke dieses N-S orientierten Bergrückens zwischen 490 und 1190 m ü. NN genommen (Probenbezeichnung PP). Von diesen drei Proben konnten nur aus einer Probe (PP-490), die aus dem 'Eastern Andean Metamorphic Complex' stammt, genügend Apatite für die Datierung separiert werden. Die beiden anderen Proben stammen aus einem Granodiorit und enthielten eine unzureichende Menge Apatit. Ähnlich wie bei den Proben vom Profil San Lorenzo wurden große Mengen an Fluorit und einschlussreiche Zirkone in diesen Proben gefunden.

Die Apatitkristalle aus der Probe PP-490 sind gerundet oder kantengerundet, Fluideinschlüsse und Gitterstörungen treten in unterschiedlicher Häufigkeit auf. In einigen Kristallen ist eine Zonierung der U-Konzentration zu beobachten. Die Auswertung von 36 Apatitkristallen ergab ein Alter von 4.8 ± 0.6 Ma. Generell zeigte die Probe eine geringe induzierte Spaltspurdichte und eine relativ große Streuung der Einzelalter. Die *Dpar* Messungen ergaben einen Mittelwert von 1.48 ± 0.35 μm . Die Einzelmessungen schwanken zwischen 1.73 und 0.97 μm .

Aus dem oberen Teil des Profils wurden drei Proben ausgewertet (RT1040, RT1530 und RT2110). Die Apatite aus diesen Proben sind farblos und zeigen eine hypidiomorphe Kristallform mit häufig entwickelten Gitterstörungen und einigen Fluideinschlüssen. In einigen Kristallen ist eine leichte Zonierung in der U-Konzentration zu beobachten. Die aus diesen Proben bestimmten Spaltspuralter liegen zwischen 4.9 und 5.3 Ma und überlappen im Fehlerbereich der Einzelproben. Die Proben RT1040 und RT1530 sind durch geringe induzierte Spaltspurdichten gekennzeichnet. In die Auswertung gingen jeweils 1 (RT1040) und 10 (RT1530) Kristalle mit Null induzierten Spaltspuren ein. In diesen Proben wurde keine Messung der *Dpar* vorgenommen. Die Proben sind in Abb. *Anh.* FT.10 und Tab. *Anh.* FT.5 dargestellt.

7.1.3 Profil Cerro Barrancos (C)

Am Cerro Barrancos wurden 5 Proben in den Höhen 130 m, 550 m, 930 m, 1410 m und 1960 m ü. NN genommen. Das Massiv des Cerro Barrancos besteht aus einer Granodiorit-Intrusion, die in den 'Eastern Andean Metamorphic Complex' intrudierte (siehe Kap. 2). K-Ar Datierungen an Biotiten datieren die Intrusion auf 123 ± 3 Ma (SUAREZ AND DE LA CRUZ, 2001). Die Proben CB130 bis CB1410 wurden an der westlichen Bergflanke genommen. Aus logistischen Gründen musste die Probe CB1960 an einer nach Osten gerichteten, freistehenden Rippe unterhalb des 2229 m hohen Gipfels genommen werden.

Die untersuchten Apatite sind farblos und klar und weisen eine hypidiomorphe Kristallform auf. In allen Kristallen treten Gitterstörungen auf. Auch hier wurde an einigen Kristallen eine leichte U-Zonierung beobachtet. Die Spaltspuralter der Proben liegen zwischen 6.3 ± 0.6 Ma und 17.1 ± 1.2 Ma. Mit zunehmender Höhe im Profil werden die Spaltspuralter systematisch älter. Die Daten sind in Abb. *Anh.* FT.11 und Tab. *Anh.* FT.5 dargestellt.

Zur Bestimmung der Spaltspurlängenverteilung der Proben wurden rund 100 Volumenspuren je Probe vermessen. Die Ergebnisse zeigen das Auftreten einer signifikanten Menge von verkürzten Spaltspurlängen und eine große Streuung der Längen innerhalb der Proben (siehe Abb. *Anh. FT.11*, Tab. *Anh. FT.5*). Die Mittelwerte der Spaltspurlängenverteilung nimmt mit zunehmender Höhe der Probe von 12.1 μm auf 10.3 μm bei einer relativ gleichbleibend hohen Standardabweichung von rund 3 μm ab.

In allen Kristallen, die zur Altersbestimmung ausgezählt wurden, ist auch die mittlere Ätzfigur-Länge (D_{par}) bestimmt worden. Zusätzlich wurde in der Probe CB1960 in allen Kristallen, in denen Volumenspuren gemessen wurden, D_{par} bestimmt. Die Ergebnisse zeigen, dass die Werte von D_{par} in den Kristallen der Altersbestimmung ($2.35 \pm 0.20 \mu\text{m}$, 28 Kristalle) und in den Kristallen der Spaltspurlängenmessung ($2.48 \pm 0.23 \mu\text{m}$, 84 Kristalle) im Fehlerbereich übereinstimmen. In den Proben CB-130, -550, -930 und -1410 wurde zusätzlich an 25% der Kristalle, in denen Volumenspuren gemessen wurden, D_{par} bestimmt. Die D_{par} Messwerte wurden über alle Messwerte einer Probe gemittelt (Tab. *Anh. FT.5*). Die Mittelwerte liegen zwischen 2.20 und 2.35 μm mit Standardabweichungen um 0.20 μm . Die Standardabweichung entspricht der analytischen Messgenauigkeit der Methode. Die Messungen der D_{par} belegen, dass keine nennenswerten Schwankungen der kristallchemischen Zusammensetzung innerhalb der untersuchten Proben vorliegen.

Aufgrund der komplexen Spaltspurlängenverteilung in den Proben ist es notwendig, die gemessenen Spaltspurdaten zu modellieren, um Angaben über die Temperatur-Zeit Entwicklung des beprobten Bereiches zu erhalten. Diese Modellierung erfolgte mit dem Programm *AFTSOLVE* (siehe Kap. 3.3). Für die Modellierung mit *AFTSOLVE* wurden folgende Rahmenbedingungen gesetzt. Der Anfangspunkt für die Modellierung wurde entsprechend dem bekannten Intrusionsalter (SUAREZ AND DE LA CRUZ, 2001, $123 \pm 3 \text{ Ma}$) bei 123 Ma und einer Modelltemperatur von 300°C festgelegt. Der Endpunkt wurde mit einem Temperaturintervall von 5-15°C bei 0 Ma fixiert. Der Modellraum ist durch zwei weitere Temperaturintervalle in drei Temperatur-Zeit Abschnitte unterteilt worden. Das erste Temperaturintervall reicht von 20-170°C und wurde je Modelllauf zwischen 16 Ma und 11 Ma in 0.5 Ma Schritten verschoben. Das zweite Temperaturintervall ist zwischen 90°C und 180°C definiert und liegt in einem Zeitfenster von 8 Ma bis 6 Ma. Innerhalb dieses Zeitbereichs wurde das Temperaturintervall um 0.1 Ma je Modelllauf verschoben. Einige Ergebnisse der Modellierungsschritte sind im Anhang unter Abb. *Anh. FT.12-15* dargestellt.

Alle Proben zeigen einen ähnlichen Temperatur-Zeit-Verlauf. Nach der Intrusion folgt eine Abkühlung, die durch eine erneute Aufheizung unterbrochen wird. Nach dieser kurzen Aufheizung erfolgt die Abkühlung auf die rezent vorgefundenen Temperaturen. Für die Modellierung des gesamten Höhenprofils am Cerro Barrancos wurde die Probe CB-1960 aus dem Probensatz herausgenommen. Die Gründe dafür werden im Kapitel 7.2 näher erläutert.

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Modellierung der Proben CB-130, -550, -930 und -1410 vorgestellt.

Der Temperatur-Zeit Bereich für das erste Abkühlungsmaximum zwischen 16 und 11 Ma ist für die einzelnen Proben recht unterschiedlich. In den Proben CB-130 und CB-550 wurden relativ ähnliche Bereiche modelliert (siehe Abb. 7.2 und *Anh. FT.12* und 13). Für den gesamten Zeitraum von 16 bis 11Ma ergeben sich in einem Temperaturintervall von 20 bis 117°C (CB-130) bzw. 37°C bis 120-125°C (CB-550) konsistente Modelle. Für die Probe CB-930 ist der Temperaturbereich des ersten Abkühl-

maximums auf den Temperaturbereich zwischen 100-116°C im Zeitraum von 16 bis 11 Ma eingegrenzt. Für die Probe CB-1410 besteht sowohl eine Eingrenzung des Temperaturbereichs auf 96-121°C als auch eine zeitliche Begrenzung von 12-11.5 Ma.

Nach dem ersten Abkühlmaximum erfolgt eine erneute Aufheizung. Der Temperaturanstieg beträgt 20 bis 30°C. In den Proben CB-130 und -550 sind die modellierten Temperatur-Zeit Bereiche fast identisch und reichen über den Temperaturbereich von 137-155°C. Die zeitliche Spanne reicht von 8 bis 6 Ma. Die erneute Aufheizungsphase ist bei der Probe CB-930 auf ein Zeitfenster von 7.2 bis 8.0 Ma und auf einen Temperaturbereich von 127°C (7.2 Ma) und 124-136°C (8.0 Ma) begrenzt. Die Probe CB-1410 weist ebenfalls einen kleinen Bereich auf, der auf die Temperatur-Zeit-Werte von 122-128°C (6.6 Ma) und 127-131°C (7.8 Ma) begrenzt ist. Nach der erneuten Aufheizung innerhalb der PAZ zeigen die Proben eine relativ lineare Abkühlung auf die rezenten Temperaturwerte zwischen 5-15°C.

7.2 Diskussion

7.2.1 San Lorenzo

Die Datierung der Apatite aus der Probe SL-02 haben ein Alter von 4.7 ± 0.5 Ma ergeben. Das Alter selbst datiert das Unterschreiten der Schließungstemperatur im Sinne von DODSON (1973). Um für diese Apatitzusammensetzung eine Schließungstemperatur abschätzen zu können, wurde die gemessene Ätzfigur-Länge von 1.35 ± 0.16 herangezogen. Aus den Arbeiten von CARLSON ET AL. (1999), DONELICK ET AL. (1999) und KETCHAM ET AL. (1999) ergibt sich für eine ähnliche Apatitzusammensetzung (Apatit PQ, *Dpar*: 1.59 μm) eine Schließungstemperatur zwischen 82°C und 113°C. Dieser Temperaturbereich ergibt sich aus unterschiedlichen Berechnungsmodellen (KETCHAM ET AL., 1999; pp. 1249, Table. 5 a and b).

Um das Apatit-Spaltspuralter interpretieren zu können, ist eine Abschätzung der Abkühlungsentwicklung der San Lorenzo Intrusion von großer Bedeutung. Um eine Abschätzung vornehmen zu können, wurden die geologischen Rahmenbedingungen vereinfacht. Als Grundlage wurde die von INGERSOLL AND ZOBEL (1913) publizierte Formel zur Auskühlung einer Kugel verwendet (in MILITZER ET AL., 1985, S. 236). Aus der Geländekartierung wurde der Durchmesser der Intrusion mit 20 km abgeschätzt (WELKNER, 1999). Die Berechnung der Abkühlkurve erfolgte unter Berücksichtigung der Schmelzwärme (MUNDRY, 1968) und gleichen Temperaturleitfähigkeiten von Intrusion und Nebengestein in der Größenordnung $10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$. Diese Modellvorstellungen verfolgen einen konservativen Ansatz, bei dem eine mögliche schnellere Abkühlung durch Fluidkonvektion oder starke Temperaturkontraste zwischen Intrusion und Nebengestein nicht beachtet wurden. Die Ergebnisse sind in Abb. 7.1 dargestellt. Um die berechnete Abkühlkurve in Beziehung zur Intrusion des San Lorenzo Granits zu setzen, wurde die Datierung des Granits mit Hilfe der K-Ar Methode an Biotit herangezogen. Das dabei ermittelte Alter von 6.6 ± 0.5 Ma (WELKNER, 1999) datiert die Schließung des Isotopensystems im Biotit bei $373 \pm 21^\circ\text{C}$ (e. g. BERGER AND YORK, 1981). An diesem Temperaturpunkt wurde die berechnete Abkühlkurve für die Granitintrusion eingehängt. Abbildung 7.1 zeigt deutlich, dass die berechneten Daten mit den gemessenen Daten in sehr guter Übereinstimmung sind. Als Vergleich wurden die Abkühlkurven für Intrusionen mit 15 und 25 km Durchmesser eingetragen, die nicht mit dem gemessenen Spaltspuralter korrelieren. Daraus lässt sich ableiten, dass die Temperaturent-

wicklung zwischen 370°C und 100°C ausschließlich durch die Abkühlung der Intrusion bestimmt wird. Die gemittelte Abkühlrate für diesen Temperaturbereich beträgt 140°C/Ma. Für den Temperaturbereich unter 100°C wird deutlich, dass die Abkühlung nur noch einen minimalen Anteil an der Temperaturentwicklung der Probe besitzt. Dieser Bereich ist nur durch die Bewegung der Gesteinssäule durch die Isothermen der Kruste, also durch Gesteinshebung und Schaffung von Topographie, zu erklären. Unter der Annahme, dass der rezent bestimmte geothermische Gradient von 30 °C/km (HAMZA AND MUÑOZ, 1996; MUÑOZ, 1999) über den Zeitraum der letzten 5 Ma konstant war, kann eine Gesteinshebung von rund 3 km für diesen Bereich angenommen werden. Auf Grundlage der oben beschriebenen Argumente wird das Alter der Probe SL02 aus der San Lorenzo Intrusion als eine Kombination aus der Granitabkühlung und einer Gesteinshebung interpretiert.

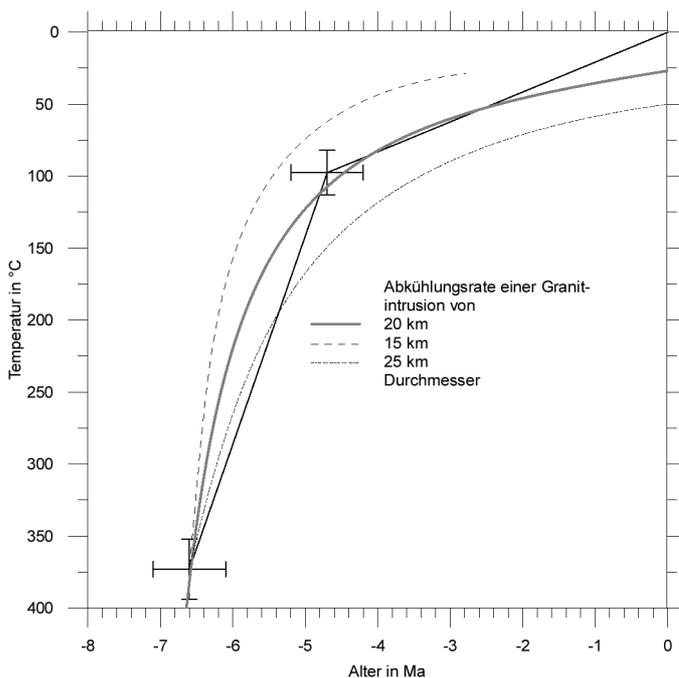


Abb. 7.1: Darstellung der Temperatur-Zeit-Entwicklung der Probe SL-02 vom Cerro San Lorenzo. Im Punkt a) ist die K-Ar Datierung (6.6 ± 0.5 Ma) von WELKNER (1999) und im Punkt b) das Apatit Spaltspuralter von 4.7 ± 0.5 Ma dargestellt. Die Kurven sind die im Text beschriebenen Abkühlkurven für eine angenommene kugelförmige Granitintrusion von 15, 20 und 25 km Durchmesser (detaillierte Diskussion siehe Text).

7.2.2 Rio Tranquilo

Die Proben, die von diesem Profil datiert wurden, überspannen einen Höhenunterschied von rund 1600 m. Die gemessenen Alter liegen bei rund 5 Ma und überschneiden sich im Fehlerbereich mit der Probe SL-02 vom San Lorenzo Granit. Aus der fehlenden Variation der Alter über die gesamte Höhe wird gefolgert, dass die beprobten Gesteine von der Intrusion des San Lorenzo Granits aufgeheizt und rückgesetzt worden sind. Die Distanz zwischen den Probenlokalationen zur nächstliegenden kartierten Grenze der San Lorenzo-Intrusion beträgt 3 bis 8 km.

Im unteren Teil des Profils wurden zwei Granodiorit-Aufschlüsse beprobt, die bei der Aufbereitung die gleichen Merkmale (Fluorit-Gehalt, einchlussreiche Zirkone) wie die bearbeiteten Proben aus der San Lorenzo Intrusion aufwiesen. Das legt die Vermutung nahe, dass die Intrusion größer als bisher angenommen ist, da kleinere Vorkommen des San Lorenzo Granits innerhalb des Tranquilo-Quartz-Monzonits aufgeschlossen sind. Diese Aufschlüsse liegen zwischen dem oberen und dem unteren Teil des Profils Rio Tranquilo und erklären zusätzlich, warum die Proben trotz der relativ großen Distanz zur bisher bekannten Intrusion einheitlich rückgesetzt worden sind.

Die relativ großen Schwankungen in den *Dpar* Messungen innerhalb der Probe PP-490 lassen auf eine unterschiedliche kristallchemische Zusammensetzung der Apatite in dieser Probe schließen, die sie aus den Quellen des ehemaligen feinklastischen Sedimentprotholithen ererbt haben. Auf diese unterschiedliche Apatit-Zusammensetzung lässt sich auch die relativ große Schwankung der Einzelkornalter zurückführen, die trotz einheitlicher Rücksetzung durch die San Lorenzo Intrusion in dieser Probe auftritt.

Von THOMSON ET AL. (2001) wurde nur wenige hundert Meter NW der Probenlokation PP-490 eine weitere Probe aus dem 'Eastern Andean Metamorphic Complex' untersucht. Die Datierung der Zirkone mittels Spaltspurthermochronologie ergab ein Alter von 253 ± 15 Ma. Die Schließungstemperatur für Zirkon wird bei $280 \pm 30^\circ\text{C}$ angegeben (THOMSON ET AL., 2001). Daraus lässt sich folgern, dass die Temperaturen, die durch die Intrusion des San Lorenzo Granits im Nebengestein erzeugt wurden, zwischen 115°C und rund 280°C lagen.

7.2.3 Cerro Barrancos

Die Proben des Cerro Barrancos Profils zeigen einen einheitlichen Trend, bei dem mit zunehmender topographischer Höhe der Probenahmepunkte das Spaltspuralter der Probe zunimmt. Daraus wird geschlossen, dass diese Proben die thermische Entwicklung des oberen Krustenbereiches in diesem Gebiet widerspiegeln. Aus der Messung der Spaltspurlängen in diesen Proben ergibt sich, dass diese Proben einen signifikanten Betrag an thermischer Ausheilung aufweisen. Aus der komplizierten Spaltspurverteilung in den Proben kann eine einfache thermische Entwicklung für diesen Krustenblock ausgeschlossen werden. Um die Temperatur-Zeit Entwicklung dieser Proben zu modellieren wurde das Programm *AFTSOLV* angewendet (siehe Kap. 3).

Aufgrund der *Dpar* Messungen der Proben aus diesem Profil kann eine unterschiedliche kristallchemische Zusammensetzung der Apatite innerhalb dieses Profils weitgehend ausgeschlossen werden. Die Mittelwerte liegen zwischen $2.20 \mu\text{m}$ und $2.35 \mu\text{m}$ mit einer Standardabweichung von $0.20 \mu\text{m}$ (siehe Tab. *Anh. FT.5*), die dem analytischen Messfehler der Methode entspricht.

Die Modellierung der Temperatur-Zeit-Entwicklung der Proben erbrachte für alle Proben in sich konsistente Modelle. Für den gesamten Probensatz konnte kein Modell gefunden werden, dessen Bedingungen für alle Proben die Modellierung eines konsistenten Temperatur-Zeitpfades ermöglichte. Der Grund dafür ist die im Probensatz ungewöhnliche Spaltspurlängenverteilung und das Alter der Probe CB-1960 (siehe Abb. *Anh. FT.11*). Aus der Modellierung der Probe CB-1960 konnte eine Hebungsrate abgeleitet werden, die doppelt so hoch ist wie die Hebungsrate, die sich aus der Berechnung der anderen Proben ergibt (siehe Abb. *Anh. FT.16*).

In der Probe CB-1960 liegt die durchschnittliche Spaltspurlänge um mehr als $1.5 \mu\text{m}$ unter den mittleren Spaltspurlängen der anderen Proben. Sie ist durch eine große Anzahl an verkürzten Spaltspuren gekennzeichnet und enthält im Vergleich zu den anderen Proben nur eine geringe Anzahl an langen, unverkürzten Spaltspurlängen. Demgegenüber zeigt sie ein wesentlich älteres Gesamtalter als der Trend aus den topographisch tieferen Proben es erwarten lässt (siehe Abb. *Anh. FT.11*).

Eine unterschiedliche kristallchemische Zusammensetzung der Apatite kann aufgrund der *Dpar* Messungen weitestgehend ausgeschlossen werden. Aus den zur Verfügung stehenden geologischen Daten und den Geländebeobachtungen lässt sich keine Diskontinuität zwischen den Lokationen der

topographisch tiefer gelegenen Probenahmepunkten und der Probenlokation der Probe CB-1960 ableiten.

Ein möglicher Erklärungsansatz für diese im Probensatz auffällige Charakteristik der Probe könnte die Rücksetzung der Spaltspurlängen durch Blitzschlag sein (freund. münd. Mitteilung E. Sobel, 2001). Der Probenahmepunkt liegt in einer Gesteinsrippe, die als steiler Rand eines Kars über einem Gletscher liegt. Diese Rippe befindet sich gegenüber dem Gipfel in einer exponierten Lage, so dass Blitzeinschläge als wahrscheinlich angenommen werden können. Es existieren keine gesicherten Untersuchungen über das Verhalten von Apatiten bei einem Blitzschlag, aus diesem Grund kann hier nur von der Vermutung ausgegangen werden, dass die bei einem Blitzschlag freiwerdende Energie zu einer Rücksetzung der Spaltspurlängen führt. Mit dieser Hypothese kann nicht das größere Alter der Probe erklärt werden. Für die Modellierung des Probensatzes im gesamten Höhenprofil des Cerro Barrancos wurde diese Probe aus dem gesamten Probensatz herausgenommen.

Die Ergebnisse der Temperatur-Zeit Modellierung für die Proben CB-130, -550, -930 und -1410 sind im Anhang in Abb. Anh. FT.12-15 dargestellt. In Abb. 7.2 wurden die Temperatur-Zeit Kästen, in denen die Modellierung eine gute Übereinstimmung mit den Ausgangsdaten erbrachte, dargestellt. Zusätzlich wurde für jede Probe ein generalisierter Temperatur-Zeit-Pfad eingetragen. Diese Pfade beschreiben die Temperatur-Zeit-Entwicklung im gesamten Profil.

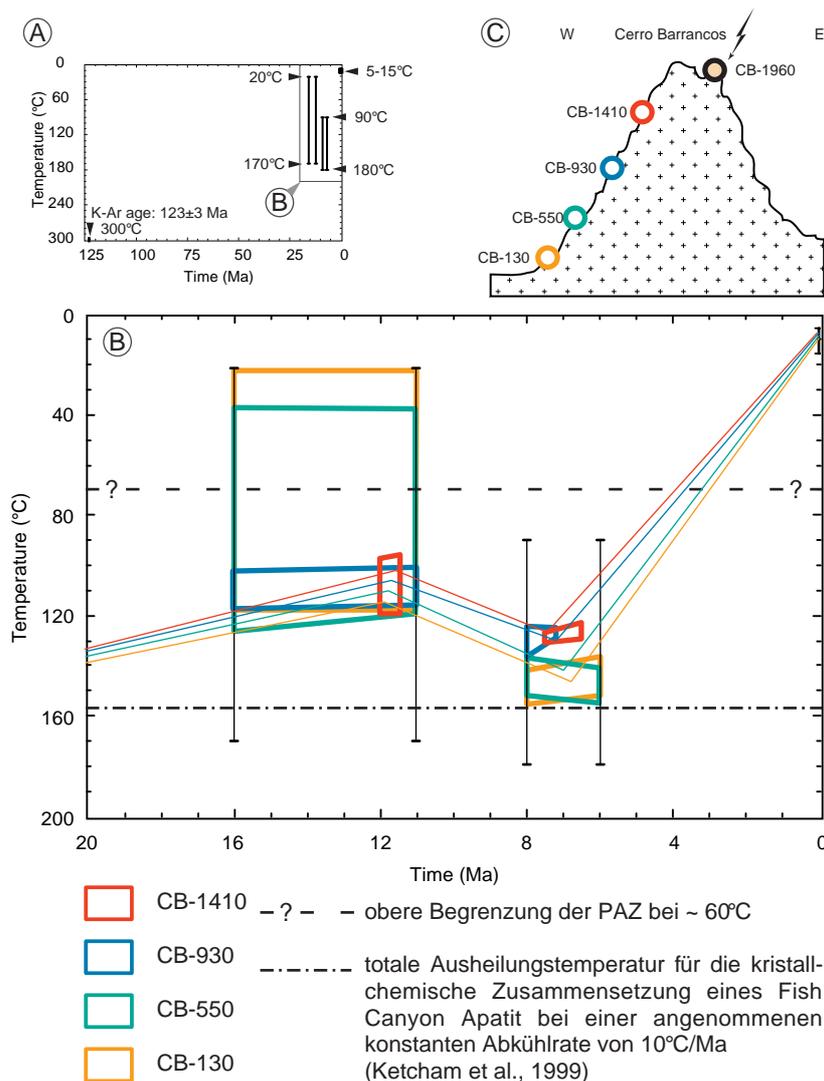


Abb. 7.2: Darstellung der Ergebnisse der Vorwärtsmodellierung der Proben CB-130, CB-550, CB-930 und CB-1410. In (A) ist der für die Vorwärtsmodellierung verwendete Gesamtmodellraum dargestellt. In (B) wurden die Temperatur-Zeit-Kästen in denen konsistente Ergebnisse mit einer 'good fit'-Statistik erzielt wurden zusammen mit den generalisierten Temperatur-Zeit-Pfaden in einem Teilbereich des gesamten Modellbereiches dargestellt. Die schematische Darstellung der Position der Proben am Cerro Barrancos Massiv ist in (C) dargestellt.

Um die kristallchemische Zusammensetzung und die kinetischen Rahmenbedingungen für die modellierten Apatite aus dem Cerro Barrancos Profil abschätzen zu können, wurde aus den Arbeiten von CARLSON ET AL. (1999); DONELICK ET AL. (1999); KETCHAM ET AL. (1999) die Apatitzusammensetzung des Fish Canyon Apatits herangezogen, der D_{par} – Werte um 2.43 μm aufweist. Andere, in diesen Arbeiten untersuchte Apatite weisen ähnliche D_{par} – Werte auf, zeigen aber große Unterschiede in den berechneten kinetischen Parametern (z. B. der totalen Ausheilungstemperatur), die nicht mit den modellierten Temperaturen der Proben des Cerro Barrancos Profils in Einklang gebracht werden können. Die Modellierung der Proben mit dem *AFTSOLVE* Programm, ist unabhängig von diesem Vergleich mit einer spezifischen Apatitzusammensetzung.

Der modellierte Temperaturverlauf zeigt für alle Proben des Profils, von der Intrusion ausgehend, eine Abkühlung auf Temperaturbereiche oberhalb der totalen Ausheilungstemperatur. Danach kommt es zu einer erneuten Aufheizung um rund 20-30°C. Nach Erreichen dieses erneuten Temperaturmaximums folgt eine Abkühlung auf die rezent vorgefundene Temperatur. Die Abkühlung und nachfolgende Wiederaufheizung erfolgt innerhalb der angenommenen PAZ für diese Apatite.

Alle Proben zeigen im ältesten Temperatur-Zeit-Abschnitt eine relativ gleichmäßige Abkühlung. Da dieser Temperatur-Zeit-Abschnitt überwiegend in Temperaturbereichen oberhalb der totalen Ausheilungstemperatur liegt, ist sein Verlauf nur bedingt eingegrenzt.

Generell zeigen die Proben CB-130 und –550 eine geringere thermale und temporale Eingrenzung der modellierten Ereignisse als die beiden anderen Proben. Das wird auf die starke thermale Überprägung nahe der totalen Rücksetzungstemperatur zurückgeführt. Als Vergleichswert wird die totale Rücksetzungstemperatur für den Fish Canyon Apatit von 152°C (KETCHAM ET AL., 1999; pp. 1249, Table 5b, bei einer konstanten Abkühlrate von 10°C/Ma) herangezogen. Insbesondere werden die Informationen aus vorhergehenden Ereignissen stärker überprägt und ausgelöscht, was an der geringen Eingrenzung der Proben CB-130 und –550 für das erste Abkühlmaximum deutlich wird.

Die Überschneidung der Temperatur-Zeit Bereiche, in denen eine gute Modellierung der Ausgangsdaten möglich ist, ergibt ein Gesamtmodell für alle Proben aus dem Cerro Barrancos Profil. Aufgrund der geringeren thermalen Überprägung der Proben CB-930 und –1410 ist die zeitliche Entwicklung stark von diesen Modellierungen abhängig. Für das erste Abkühlmaximum wird ein Zeitpunkt von 11.5 bis 12.0 Ma angenommen. Die modellierten Temperaturen für diesen Krustenabschnitt erreichen Werte zwischen 100 und 125°C.

Das Temperaturmaximum bei der erneuten Wiederaufheizung wird in einem Zeitraum von rund 7.8 bis 7.2 Ma erreicht. Die Modellierungen zeigen ausgehend von 100-125°C eine Temperaturerhöhung um rund 20 bis 30°C auf einen Temperaturbereich von 120-155°C. Die darauffolgende Abkühlung verläuft kontinuierlich. Für diesen Zeitraum der letzten ~ 7.5 Ma lässt sich eine durchschnittliche Abkühlrate von 16 – 20 °C/Ma errechnen.

Sowohl die gemessenen Daten als auch die modellierten Daten sind in einer guten Übereinstimmung mit den Daten von THOMSON ET AL. (2001), die in einem größeren regionalen Bereich Spaltspuralter bestimmt haben. In einer der untersuchten Proben von THOMSON ET AL. (2001) wurde eine ähnliche Spaltspurlängenverteilung gefunden wie sie im Profil Cerro Barrancos vorliegen (THC 17). Diese Probe zeigt allerdings ein wesentlich älteres Apatit-Spaltspuralter von 32 ± 4 Ma. Eine der von THOMSON ET AL. (2001) untersuchten Probenlokationen liegt in unmittelbarer Nähe des Cerro

Barrancos Profils (lateraler Abstand < 3km; Probe THC 14) und entstammt vermutlich aus der gleichen granodioritischen Intrusion (freund. münd. Mitteilung S. Thomson, 2001). Diese Probe zeigt eine einfache Spaltspurlängenverteilung mit keiner oder nur einer sehr geringen thermischen Rücksetzung. Das Alter der Probe überlappt im Fehler mit der Probe CB 130. Die Spaltspurlängenverteilung dieser Probe lässt sich durch eine totale Rücksetzung des Spaltspuralters bei einer Aufheizung über die totale Ausheilungstemperatur erklären. Dafür spricht auch das Spaltspuralter dieser Probe, dass mit 7.6 ± 1.1 Ma im gleichen Zeitraum liegt, wie es die Modellierung der Cerro Barrancos Proben für die erneute Aufheizung zwischen 7.2 und 7.8 Ma ergeben hat. Das bedeutet, dass die Proben im untersuchten Cerro Barrancos Profil einer exhumierten PAZ für Apatit entstammen. Nach dem Modell von FITZGERALD ET AL. (1995) kann daraus abgeleitet werden, dass aus dem gemessenen Datensatz des Cerro Barrancos Profils, der Modellierung des Zeitfensters zwischen 7.2 und 7.8 Ma, sowie der Längenverteilung und dem Alter der Probe THC 14 von THOMSON ET AL. (2001) der Zeitpunkt für eine beschleunigte Abkühlung dieses Krustenblocks datiert wurde. Diese beschleunigte Abkühlung ist mit einer erhöhten Hebungsrate gleichzusetzen unter der Voraussetzung eines unveränderten geothermischen Gradienten in diesem Bereich.

Aus der Probe THC 14 wurde ebenfalls das Spaltspuralter der Zirkone mit 100.0 ± 4.4 Ma ermittelt (THOMSON ET AL., 2001). Dieses Alter datiert eine Schließungstemperatur von $280 \pm 30^\circ\text{C}$ (THOMSON ET AL., 2001). Aus der Kombination der Daten kann ein Temperatur-Zeit-Pfad für die Abkühlung dieses Granodiorits erstellt werden (Abb. *Anh.* FT.17).

Um einen Betrag für die Denudation in diesem Bereich zu errechnen, müssen einige Annahmen getroffen werden. Der rezent gemessene geothermische Gradient für den untersuchten Bereich beträgt $30 \pm 10^\circ\text{C}/\text{km}$ (HAMZA AND MUÑOZ, 1996; MUÑOZ, 1999). Unter der Annahme, dass der geothermische Gradient für den Zeitraum der letzten 8 Ma konstant war, lässt sich eine Gesteinshebung zwischen 4 und 5 km errechnen. Bei einer Erhöhung des geothermischen Gradienten, verursacht durch die regionale Aufheizung, die durch die Datenmodellierung nachgewiesen wurde, verringert sich der Betrag der gesamten Gesteinshebung (bei $40^\circ\text{C}/\text{km}$ ergeben sich Hebungsbeträge von $\sim 3 - 4$ km).

Die Denudation ergibt sich aus der Subtraktion der topographischen Oberflächenhebung von der Gesteinshebung (e. g. FITZGERALD ET AL., 1995; page 20.177 Fig. 2; und Abb. 3.1). Um Aussagen über diesen Betrag machen zu können, wurde die mittlere topographische Höhe in diesem Bereich bestimmt. Als Grundlage für diese Bestimmung wurde der Datensatz GTOPO30 verwendet (<http://www.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>). Es wurde ein Bereich zwischen $47^\circ 10'\text{S}$ bis $48^\circ 20'\text{S}$ und $70^\circ 55'\text{W}$ bis $74^\circ 50'\text{W}$ für diese Analyse ausgewertet und ein gemittelttes Höhenprofil in E-W Richtung erstellt (Abb. 7.3 B). Aus der Abbildung wird deutlich, dass die rezente mittlere Höhe in diesem Bereich der patagonischen Kordillere zwischen 800 und 1000 m ü. NN liegt. Die mittlere topographische Höhe in diesem Bereich vor dem Beginn der verstärkten Heraushebung um ~ 7.5 Ma kann nur sehr grob geschätzt werden. Da die Kordillere das Liefergebiet für die Sedimente im Vorlandbecken darstellt, kann davon ausgegangen werden, dass es morphologisch über dem Sedimentationsniveau lag. Das Sedimentationsniveau ist nur durch den Übergang von mariner zur terrestrischen Sedimentation zwischen der Centinela und der Santa Cruz Formation auf Meeresniveau definiert (im Zeitrahmen zwischen 18 und 19 Ma). Aufgrund der Untersuchungen der detritischen Apatite in der Santa Cruz Formation kann davon ausgegangen werden, dass die Kordillere so weit topographisch

herausgehoben war, dass die Erosion die Sockelgesteinseinheiten anschneiden konnte. Es wird daher angenommen, dass die mittlere topographische Oberflächenhöhe zwischen 500 und 1000m ü. NN lag. Das bedeutet, dass die Kordillere am Ende der Ablagerungen in der Santa Cruz Formation um 10 Ma eine etwas geringere oder die gleiche Höhe erreicht hatte, wie sie rezent vorgefunden wird. Dies wird durch paläontologische Untersuchungen von PATTERSON AND PASCUAL (1972) gestützt, die einen spätmiozänen Wechsel von einem Savannen-Waldland zu Halbwüsten-Sträuchern im Bereich der heutigen patagonischen Steppe feststellten.

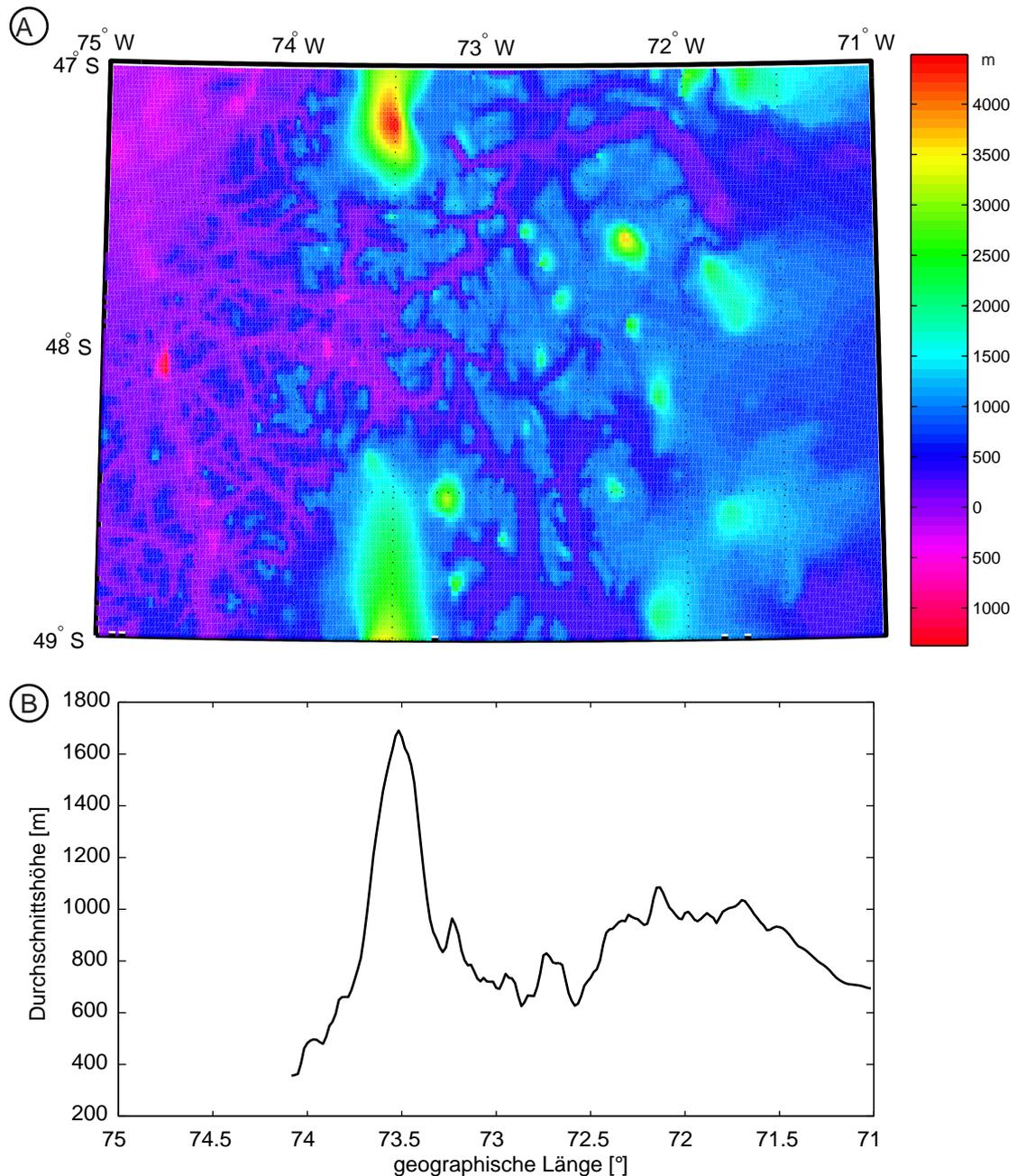


Abb. 7.3: Das digitale Höhenmodell des Arbeitsgebietes (A) erstellt auf der Grundlage des GTOPO30 Datensatzes. Daraus wurde ein gemittelttes Höhenprofil über den gesamten Datenausschnitt gerechnet und in (B) dargestellt.

Aus dem Modell von FITZGERALD ET AL. (1995) kann abgeleitet werden, dass der Beginn der schnellen Heraushebung einer PAZ den Temperaturbereich der totalen Ausheilungstemperatur datiert. Das bedeutet für das Profil des Cerro Barrancos, dass die beschleunigte Heraushebung bei rund 7.5 Ma und einem Temperaturbereich um 150 °C beginnt. Daraus ergibt sich bei Annahme des geothermischen Gradienten von 30°C eine Gesteinshebung von rund 5 km. Von dieser Hebung wird aufgrund der angenommenen Verschiebung der mittleren topographischen Höhe in diesem Zeitraum ein Wert zwischen 0 bis 500 m abgezogen. Daraus ergibt sich eine abgeschätzte Denudationsrate im Zeitraum der letzten 7 bis 8 Ma von zwischen 600 und 650 m/Ma. Dieser Wert liegt etwas über dem von THOMSON ET AL. (2001) bestimmten Wert von 500 m/Ma, stimmt aber in der Größenordnung mit ihm überein. Berechnet man die Denudationsrate für die Probe SL02 aus der San Lorenzo Intrusion unter der Annahme der gleichen Voraussetzungen, erhält man Denudationsraten von ~ 600 - 700 m/Ma, die wiederum in sehr guter Übereinstimmung mit den Analysen des Cerro Barrancos Profils stehen.

Die Modellierung der Spaltspurdaten aus dem Cerro Barrancos Profil zeigt eine signifikante Temperaturerhöhung im Zeitraum zwischen 12 und 8 Ma. Die Ursachen dieser Temperaturerhöhung können unterschiedlicher Natur sein und sollen nachfolgend diskutiert werden.

Die Temperaturerhöhung könnte durch die Intrusion eines Magmenkörpers verursacht worden sein. Das Auftreten eines miozänen Plutonismus ist für diesen Bereich der Anden mehrfach nachgewiesen (e. g. PANKHURST ET AL., 1999; THOMSON ET AL., 2001; WELKNER, 1999). In unmittelbarer Nähe zur Cerro Barrancos Intrusion sind keine känozoischen Intrusionen bekannt. Das Auftreten einer nicht aufgeschlossenen Intrusion scheint nicht sehr wahrscheinlich. Die räumliche, thermische und zeitliche Konstellation der Profildaten, die eine exhumierte PAZ darstellen, ist nur schwer durch eine kleinräumige regionale Aufheizung aufgrund einer Intrusion zu erklären. Aus diesem Grund wird eine Intrusion als Ursache der modellierten Temperaturerhöhung als nicht sehr wahrscheinlich angesehen und ausgeschlossen.

Eine weitere Möglichkeit zur Erklärung der Temperaturerhöhung ist die relative Bewegung des Krustenblocks zu den Geothermen. Dies würde eine Versenkung des Gesteinsblocks in Bereiche höherer Temperatur bedeuten. Als Ursache dieser Bewegung wären tektonische Veränderungen anzunehmen. Aus den zur Verfügung stehenden geologischen Informationen für diesen Bereich der Anden kann kein Anhaltspunkt für eine solche tektonische Bewegung gefunden werden. Es sind weder Anzeichen einer ausgedehnten Extension noch einer Einengung in diesem Bereich vorhanden. Diese hier beschriebenen Ursachen für die Temperaturerhöhung im Cerro Barrancos Profil werden ausgeschlossen.

Als eine wahrscheinliche Ursache für die modellierte Temperaturerhöhung in den Proben des Cerro Barrancos Profils wird ein thermisches Ereignis angenommen, das die gesamte Kruste der Anden in diesem Bereich erfasst.

7.3 Interpretation

Die Untersuchungen dieser Arbeit haben gezeigt, dass die Deformation in den patagonischen Anden im Zeitabschnitt des oberen Oligozäns und unteren Miozäns sich unabhängig von der Rückensubduktion entwickelte (Kap. 6.3). Es stellt sich jedoch die interessante Frage, wie die Entwicklung in den patagonischen Anden weiterhin von der Rückensubduktion beeinflusst wird. Im Folgenden sollen die Modelle diskutiert werden, die sich mit der Subduktion eines aktiven Spreizungszentrums auseinandersetzen, um die Art der Veränderungen und die Größenordnungen dieser Veränderungen auf die Oberplatte abschätzen zu können.

7.3.1 "Slab window" - Modell

Modellvorstellungen über den Verlauf und die Auswirkungen einer Rückensubduktion auf die thermische, magmatische und tektonische Entwicklung in der hangenden Platte werden seit über 25 Jahren diskutiert (e. g. THORKELSON, 1996; UYEDA AND MIYASHIRO, 1974). Diese Überlegungen führten zu der Idee, dass die Spreizung zwischen den beiden ozeanischen Platten anhält, jedoch keine neue Lithosphäre gebildet wird. Dadurch entwickelt sich eine progressiv größer werdende Lücke zwischen beiden Platten – ein "slab window" (e. g. DICKINSON AND SNYDER, 1979; THORKELSON, 1996). In Abb. 7.4 ist das Modell als Blockbild für den Bereich des Chile-Tipelpunktes (im Folgenden CTJ) dargestellt (nach MURDIE AND RUSSO, 1999). Der "slab window"-Bereich zwischen beiden subduzierten Platten wird durch asthenosphärisches Mantelmaterial aufgefüllt. Die Bildung eines solchen "slab window" hat tiefgreifende Auswirkungen auf die thermische, chemische und physikalische Entwicklung in diesem Bereich der Subduktionszone (THORKELSON, 1996).

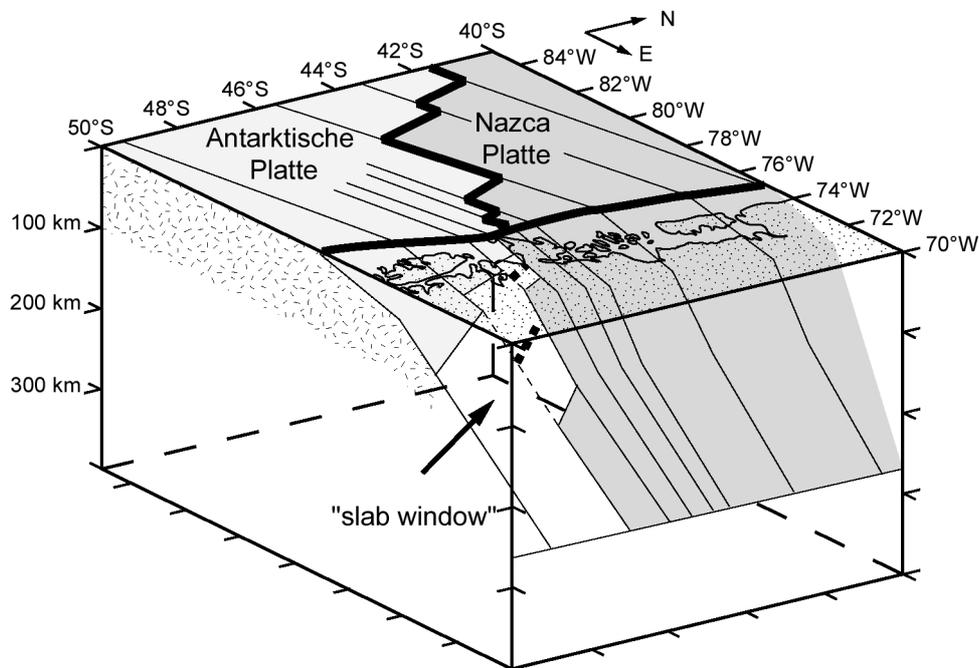


Abb. 7.4: Schematische Darstellung des "slab window" Modells für die Subduktion im Bereich des Chile-Tipelpunktes. Blickrichtung ist von Südost nach Nordwest (nach Murdie and Russo, 1999; Fig. 3).

Geophysikalische Untersuchungen konnten Anhaltspunkte für die Existenz eines "slab window" im Bereich der Subduktion des Chile-Rückens nachweisen (MURDIE AND RUSSO, 1999; MURDIE ET AL., 2000). Bei Anisotropieuntersuchungen des oberen Mantels mittels seismischer Scherwellen wurden von MURDIE AND RUSSO (1999) zwei Vorzugsrichtungen festgestellt, die zum einen Rinnen-parallel und zum anderen NW – SE streichend verlaufen. Sie interpretieren die NW – SE Richtung als Mantel-anisotropie, die durch das "slab window" erzeugt wurde.

Die Messungen einer negativen Schwerefeld-Anomalie östlich des rezenten Tripelpunktes werden von MURDIE ET AL. (2000) ebenfalls mit einem "slab window" in Verbindung gebracht. Thermische und dynamische Modellierungen von DANIEL ET AL. (2001) ergaben Hinweise auf eine kurzzeitige Entwicklung eines "slab window" nach der Rückenkollision im Bereich der CTJ. Die Modellierungen weisen allerdings eine stark reduzierte Spreizungsrate zwischen den subduzierten Platten nach der Subduktion auf.

Bisher sind keine detaillierten seismischen Untersuchungen für dieses Gebiet veröffentlicht, so dass keine Daten, z. B. über die Lage der Moho oder den genauen Abtauchwinkel der subduzierten Platten, vorliegen. Um Aussagen über die Auswirkungen der Subduktion eines aktiven Spreizungszentrums zu erhalten, kann nur der Literaturvergleich mit ähnlich gelagerten Situationen in anderen Gebieten herangezogen werden, wie sie nachfolgend dargestellt werden.

7.3.2 Thermische und dynamische Modellierungen am Mendocino Tripelpunkt am Westrand Nordamerikas

Eine vergleichbare Situation besteht rezent am Mendocino-Tripelpunkt (Mendocino triple junction, im Folgenden MTJ bezeichnet). Am nördlichen Ende des San Andreas Störungssystems am Cape Mendocino gelegen, treffen drei Lithosphärenplatten (Juan de Fuca-, Pazifische- und Nordamerikanische Platte) aufeinander und bilden die MTJ (JACHENS AND GRISCOM, 1983; Abb. 7.5). Während der letzten rund 29 Ma wandert dieser Tripelpunkt seit seiner Entstehung entlang des westlichen aktiven Kontinentalrandes nach Norden (ATWATER, 1970). Im Gegensatz zur CTJ bildet die MTJ eine Verbindung zwischen einer Subduktionszone im Norden sowie zwei Transformstörungen, der Mendocino *transform fault* im Westen und der San Andreas *transform fault* im Süden. Für diesen Bereich wurde auch das Modellkonzept eines "slab window" entwickelt (DICKINSON AND SNYDER, 1979) und in einer Reihe von Untersuchungen getestet (e. g. VAN WIJK ET AL., 2001).

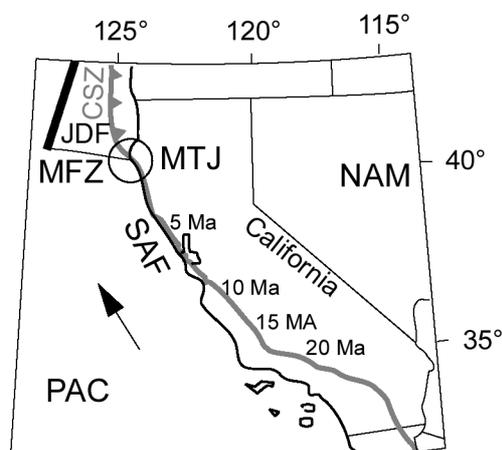


Abb. 7.5: Karte der geotektonischen Plattenkonstellation zwischen der Nordamerikanischen (NAM), der Pazifischen (PAC) und der Juan de Fuca Platte an der Westküste Nordamerikas. Die Cascadia Subduktionszone (CSZ) trifft am Mendocino Tripelpunkt auf die Mendocino-Transformstörung (MFZ) und die San Andreas Transformstörung (SAF). Die Zahlenwerte markieren den Zeitpunkt der Position der MTJ auf ihrer Wanderung nach Norden in den letzten 20 Ma. Der Pfeil markiert die Relativbewegung zwischen der Pazifischen und der Nordamerikanischen Platte (nach HOLE ET AL. 1998).

Auch wenn die geotektonische Konstellation der beiden Tripelpunkte unterschiedlich ist, so lassen sich aus dem Vergleich beider Situationen Rückschlüsse auf die CTJ ableiten. Einer der wichtigsten Aspekte bei der Subduktion eines aktiven Rückens ist die davon ausgehende thermische Entwicklung in der Oberplatte. Die Arbeiten von LACHENBRUCH AND SASS (1980) weisen für die San Andras Störung eine Wärmeflussanomalie auf und zeigen, dass der Wärmefluss 200 km südlich des rezenten südlichen Endes der Juan de Fuca Platte um das Doppelte ansteigt. Ihre Berechnungen zeigen, dass die Wärmeanomalie, die in 20 km Tiefe angesetzt wird, 4 Ma benötigt um an die Oberfläche zu kommen und den rezent gemessenen erhöhten Wärmefluss zu erzeugen. Die Modellierungen von GOES ET AL. (1997) (siehe auch <http://www.geodyn.psu.edu/research/americas/mendocino.html>) zeigen eindrucksvoll, wie die thermische Anomalie mit dem Tripelpunkt wandert und welche räumliche Ausdehnung sie erreichen.

Die thermodynamische Modellierung von FURLONG AND GOVERS (1999) zeigt, dass die migrierende MTJ zuerst zu einer kurzfristigen Krustenverdickung und einer nachfolgenden äquivalenten Krustenausdünnung im Bereich von einigen hundert Kilometern führt. Die Ergebnisse der Modellierung von FURLONG AND GOVERS (1999) sind in Abb. 7.6 A-D dargestellt. Die modellierten Prozesse verlaufen in einem Zeitrahmen von 5 Ma oder weniger und führen zu einer Reihe von Phänomenen in der Oberplatte.

Die Wanderung des Tripelpunktes ist in der Oberplatte mit einer Zone von Krustenverdickung, einer Übergangszone und einer Zone der Krustenausdünnung verbunden. Die Zone der Krustenverdickung entwickelt sich nördlich des MTJ über dem südlichen Bereich der subduzierten Juan de Fuca Platte. Die Übergangszone und die Krustenausdünnung sind südlich der MTJ entwickelt. Die Daten stehen in guter Übereinstimmung mit den beobachteten Strukturen und Deformationen in diesem Bereich (e. g. BEAUDOIN ET AL., 1996; siehe Abb. 7.6 E). Die im Bereich des Cape Mendocino auftretende negative Schwereanomalie kann durch das Zusammenspiel von Krustenverdickung und eine Verbiegung der viskosen Kruste im Zuge der Wanderung der Juan de Fuca Platte erklärt werden. Die Krustenverdickung führt zu einer Krustenhebung und nach der Wanderung des Tripelpunktes folgt eine Absenkung in diesem Bereich. Das Zusammenspiel von krustenverdickungsbedingter Hebung und der nachfolgenden kurzlebigen Krustendurchbiegung nach unten bei der Wanderung MTJ spiegelt das komplizierte Muster der Hebung in der Coast Ranges in diesem Bereich wieder (FURLONG AND GOVERS, 1999).

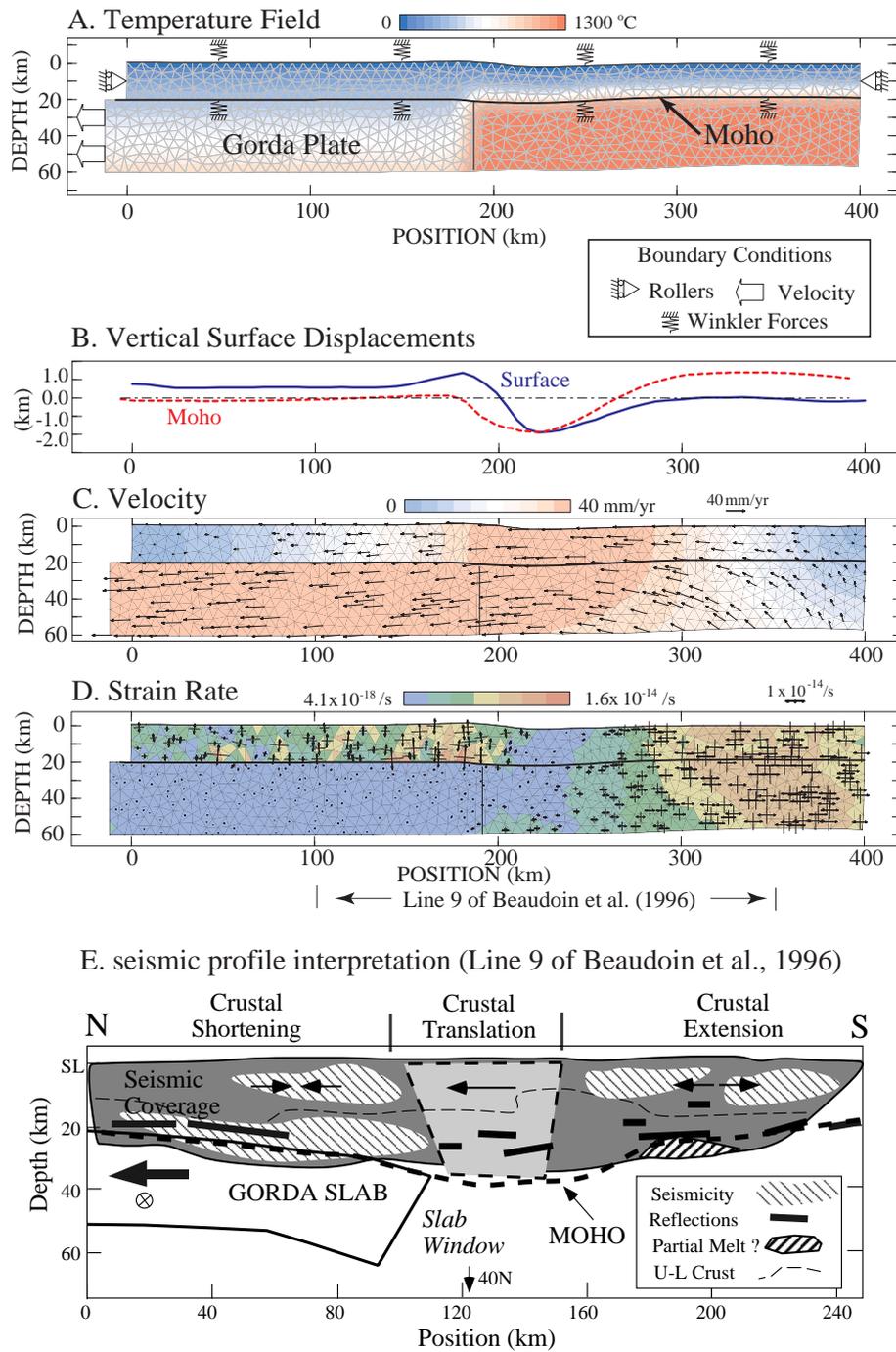


Abb. 7.6: Konfiguration und Ergebnisse der thermo-mechanischen Finiten-Elementmodellierung von FURLONG AND GROVERS (1999). (A): thermale Struktur, Grenzbedingungen und Finite-Element-Netz des Modells. Die Pfeile links markieren eine vorgegebene Geschwindigkeit von 40 mm/a. Die Modellvorgaben ermöglichen eine vertikale aber keine horizontale Verschiebung der Oberplatte. (B): vertikale Verschiebung der Oberfläche und der Moho relativ zu den Ausgangsbedingungen des Modells. (C): resultierendes Geschwindigkeitsmodell. (D) Spannungszustands-Modell. Die Farbcodierung zeigt die Scherspannungsverteilung in den Krustenbereichen. Die Vektoren zeigen den Betrag und die Orientierung der Hauptachsen des Spannungsellipsoids. (E) Interpretation des seismischen Profils auf einer NNW-SSE gerichteten Linie über den Mendocino-Tripelpunkt (line 9) von BEAUDOIN ET AL., (1996). Der grau unterlegte Bereich zeigt den Krustenabschnitt, der durch die Daten des Weitwinkel- und Refraktionsexperiments abgedeckt wurde. Die Position der Moho ist durch die dicke gestrichelte Linie markiert. Die Interpretation der Untergliederung in Bereiche einer Krustenverkürzung, Übergangzone und Krustenausdehnung ist aus den thermo-mechanischen Modellierungen von FURLONG AND GROVERS (1999) abgeleitet.

7.3.3 Modellentwicklung für den Bereich des Chile-Tripelpunktes

Die an der CTJ erstellten Datensätze zeigen einige Gemeinsamkeiten zu der beschriebenen Situation der MTJ. Der rezent gemessene Wärmefluss im Bereich der CTJ erreicht ebenfalls Werte um 100 mW/m^2 (HAMZA AND MUÑOZ, 1996; MURDIE ET AL., 1999). Gravimetrische Messungen ergaben für den Bereich östlich des rezenten Tripelpunktes eine signifikante negative Bouguer Anomalie (MURDIE ET AL., 2000). Die untersuchten Höhenprofile liegen im Einflussbereich der Esmerada Transformzone, die als ozeanische Transformstörung zwischen den Rückensegmenten entwickelt ist, die südlich vor 10 Ma und nördlich davon vor 6 Ma mit der Tiefseerinne kollidierten (CANDE AND LESLIE, 1986; Abb. 7.7). Im Folgenden soll versucht werden, die Ergebnisse der thermodynamischen Modellierungen der MTJ auf die Situation an der CTJ anzuwenden, um die Gemeinsamkeiten und Unterschiede herauszuarbeiten, dabei wird angenommen, dass in diesem Bereich ähnliche Prozesse in der geologischen Vergangenheit abliefen, wie sie rezent an der MTJ beobachtet und modelliert wurden.

Die rezenten Messungen des Wärmeflusses und die thermischen Modellierungen an der MTJ konnten eine Wärmeflussanomalie in der Oberplatte bedingt durch die Entstehung eines "slab window" nachweisen. Aus den Modellierungen der Apatit-Spaltspurdaten des Cerro Barrancos Profils geht eine Temperaturerhöhung im Zeitraum zwischen $\sim 12 \text{ Ma}$ und 7.5 Ma um 20 bis 30°C hervor. Diese kurzzeitige Erwärmung der oberen Kruste in diesem Bereich wird auf die Wärmeflussanomalie im Zuge der Rückensubduktion zurückgeführt. Die zeitliche und räumliche Koinzidenz der untersuchten Profile mit der Subduktion der Esmeralda Transformstörungszone legt nahe, dass die Prozesse ähnlich abgelaufen sind, wie es die Modellierung von FURLONG AND GOVERS (1999) zeigt. Über die Größenordnung der Anomalie, deren räumliche Verteilung und die Laufzeit von der Ankunft der Anomalie an der Basis der Kruste bis zu dem untersuchten Krustenbereich, der in $3\text{-}4 \text{ km}$ Tiefe lag, kann aufgrund fehlender Zusatzinformationen keine Aussage getroffen werden. Die auf die Temperaturerhöhung folgende schnellere Abkühlung dieses Krustenbereiches wird mit einer Gesteinshebung und einer Denudation in Verbindung gebracht. Die abgeschätzten Hebungsraten liegen bei $500 - 700 \text{ m/Ma}$ und beruhen auf einem angenommenen geothermischen Gradienten von 30°C/km (Kap. 7.2.3). Dieser abgeschätzte geothermische Gradient beruht auf den rezenten Beobachtungen eines Wärmeflusses von 100 mW/m^2 (MURDIE ET AL., 1999) und einer Wärmeleitfähigkeit der kontinentalen Kruste von 3.35 W/m/K , wie er auch für die thermischen Modellierungen von GOES ET AL. (1997) verwendet wurde. Der Gesamtbetrag der Hebung von $4\text{-}5 \text{ km}$, der aus den Spaltspurdaten abgeleitet wird, übersteigt den modellierten Hebungsbetrag von rund 1 km aus dem Modell von FURLONG AND GOVERS (1999) weit. Diese Diskrepanz könnte auf die Überlagerung von Krusteneinengungsprozessen, die zur Gesteinshebung und Denudation führen und die seit dem frühen Miozän in diesem Bereich der patagonischen Anden aktiv sind (Kap. 6.3) und der Gesteinshebung, die durch die Rückensubduktion ausgelöst wurde, zurückgeführt werden. Eine Abschätzung der Größenordnung des Beitrages beider Prozesse zur Gesteinshebung kann nicht vorgenommen werden.

Die Unterschiede im Hebungsbetrag könnten auch auf die unterschiedlichen geometrischen und dynamischen Rahmenbedingungen der Tripelpunktbewegung und der Geometrien der Lithosphärenplatten in der CTJ gegenüber der MTJ zurückgeführt werden. An der MTJ erfolgt eine kontinuierliche Bewegung einer Transformstörung nach Norden. Die nördlich gelegene Juan de Fuca Platte (Gorda Platte) wird nach E unter den nordamerikanischen Kontinent subduziert und gleichzeitig nach N unter dem Kontinent verschoben. Diese geometrische Konstellation ist durch den spitzen

Winkel, den die Konvergenzrichtung mit der Streichrichtung der Subduktionszone am aktiven Kontinentalrand Nordamerikas bildet, begründet. Das Modell von FURLONG AND GOVERS (1999) zeigt für diese Konstellation einen Hebungs- und einen Subsidenzbereich, die durch eine Übergangszone getrennt und mit der Wanderung des Tripelpunktes nach Norden verschoben werden. Vereinfacht kann das Modell als eine Welle, die kontinuierlich mit der Verlagerung des Tripelpunktes durch die Oberplatte verläuft, dargestellt werden. Die Situation in Chile ist dagegen durch einzelne Episoden gekennzeichnet, die sich je nach Tripelpunkt-Konfiguration unterschiedlich nach N verlagern. Im Falle der Subduktion einer Transformstörung an der CTJ bleibt die Anomalie wahrscheinlich stationär oder wandert langsam nach S. Bei der Subduktion eines Rückensegmentes wandert der Tripelpunkt relativ schnell nach N. Bei der Subduktion eines Rückensegmentes ist die genaue geodynamische Situation unklar, da es weder über die geometrischen noch über die thermischen und dynamischen Bedingungen gesicherte Daten gibt. Diese Unterschiede werden als Grund für die verschiedenen Hebungsbeträge angesehen, welche die Modellierung von FURLONG AND GOVERS (1999) gegenüber den Ergebnissen der Spaltspurmodellierung des Cerro Barrancos Profils ergeben.

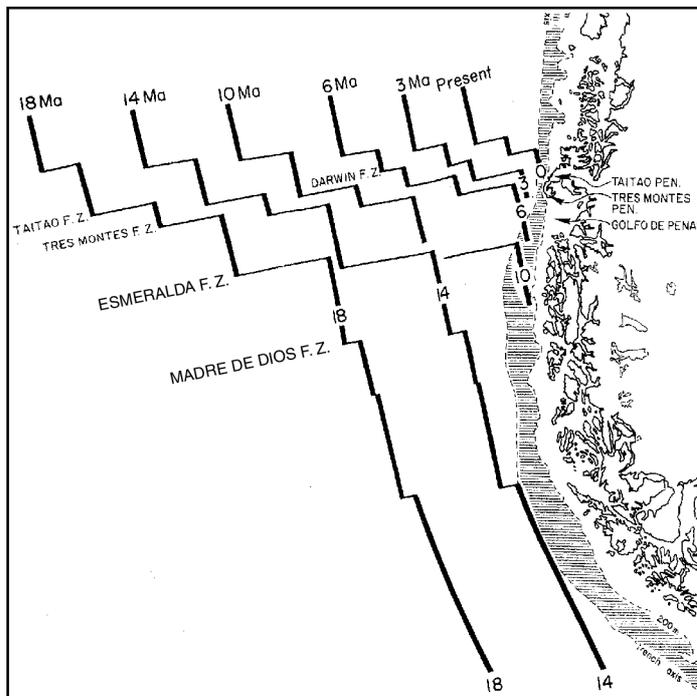


Abb. 7.7: Rekonstruktion der Position der Rückenachse im Bezug zu Südamerika für den Zeitraum der letzten 18 Ma nach Cande and Leslie (1986) (Fig. 5; p. 478).

Für die Subduktion einer Transformstörung im Bereich der CTJ wird angenommen, dass die Vorgänge ähnlich wie in dem von FURLONG AND GOVERS (1999) entwickelten Modell ablaufen. Anhaltspunkt für diese Hypothese sind magmatische Anomalien, die mit der geographischen Lage und dem Zeitpunkt der Subduktion von Transformstörungen übereinstimmen. Sowohl

die Oberflächenspur der Esmeralda Transformstörung als auch südlich davon gelegene Madre de Dios Transformstörung (Abb. 7.7) verlaufen in der Nähe von miozänen Granitintrusionen. Diese Granitintrusionen weisen Alter auf, die mit dem Zeitpunkt der Subduktion der jeweiligen Transformstörung übereinstimmen. Die Granitintrusion des San Lorenzo Granits (Esmeralda Transf.) ist mit 6.6 Ma datiert (WELKNER, 1999), und die Intrusion des Torres del Paine Granits (Madre de Dios Transformstörung) wurde auf 13 bis 12 Ma datiert (HALPERN, 1973). Beide Intrusionen zeigen eine flache Intrusionstiefe, die für den Torres del Paine auf 3-4 km abgeschätzt wurde (PUTLITZ ET AL., IN PREP.). Aufgrund der thermochronologischen Untersuchungen des San Lorenzo Granits sowie der Datierungen und Geländebeschreibungen von WELKNER (1999) wird für den San Lorenzo Granit eine ähnliche Intrusionstiefe angenommen. Beide Granitintrusionen liegen am östlichen Rand des

Patagonischen Batholith Komplexes in einer ähnlichen Entfernung zur Tiefseerinne. Die Entstehung beider Granite ist sehr wahrscheinlich mit der thermischen Anomalie verbunden, die durch die Rückensubduktion ausgelöst wurde. Sie könnten einer basalen partiellen Schmelzzone entstammen, wie sie in der Coast Range an der MTJ durch seismische Untersuchungen von BEAUDOIN ET AL. (1996) nachgewiesen und auch in der Modellinterpretation von FURLONG AND GOVERS (1999) diskutiert wurde (siehe Abb. 7.6 E).

Die theoretischen Überlegungen zu den unterschiedlichen Rahmenbedingungen zwischen der CTJ und der MTJ sowie die geologischen Beobachtungen im Bereich der patagonischen Anden legen nahe, dass die nordwärts gerichtete Bewegung der CTJ weniger kontinuierlich die Oberplatte beeinflusst, als es in der MTJ der Fall ist. Aus diesem Grunde ist zu erwarten, dass eine regionale Untersuchung der Hebungs- und Denudationsentwicklung der Anden keine homogene Wanderung von Hebungsereignissen widerspiegelt, sondern diese Ereignisse räumlich und lokal sehr unterschiedlich entwickelt sein können, da sie von einer krustalen Deformation des aktiven Kontinentalrandes und von einer überlagerten Beeinflussung der Rückensubduktion geprägt sind.

Durch die Ergebnisse der Apatit-Spaltspurdattierungen des Cerro Barrancos Profils konnte nachgewiesen werden, dass die Subduktion des aktiven Chile-Rückens eine Wärmeanomalie in der Oberplatte hervorruft, die auf die Öffnung eines "*slab window*" in der Plattenkonstellation des Tripelpunktes zurückzuführen ist. Die Bereiche, die durch die Subduktion einer Transformstörung beeinflusst sind, zeigen Besonderheiten, die vor allem durch das Auftreten von relativ gleichalten Granitintrusionen in flache Krustenbereiche gekennzeichnet sind.

8 Synthese in einem regionalen Modell und Ausblick

Die neogene Entwicklung der patagonischen Anden ist durch eine Reihe von sehr unterschiedlichen Phänomenen gekennzeichnet. Das andine Orogen südlich von 46°30'S zeigt in diesem Zeitraum Einengungsstrukturen, die sowohl lokal in ihrer Ausdehnung als auch in ihrem zeitlichen Verlauf variieren (e. g. SUAREZ ET AL., 2000A). Diese ausgedehnten Einengungsstrukturen werden südlich von 49°S von jüngeren Extensionsbereichen geschnitten, die senkrecht zum Streichen der Einengungsstrukturen entwickelt sind (e. g. DIRAISON ET AL., 2000). Im Vergleich zu den Bereichen nördlich von 46°30'S ist vor allem die topographische und morphologische Ausbildung des Gebirges sehr unterschiedlich. So zeigen die Anden südlich von 46°30'S eine markant höhere Topographie, bei der die höchsten Bergmassive Höhen zwischen 3000 und 4000 m erreichen und die Breite des Gebirges mit 200 - 300 km doppelt so breit ist wie in den Bereichen nördlich von 46°30'S, wo die höchsten topographischen Erhebungen nur 2200 bis 2300 m erreichen (RAMOS, 1989). Die ältesten aufgeschlossenen Einheiten zwischen 42°S und 46°30'S reichen nur bis ins obere Jura zurück, südlich von 46°30'S erstrecken sich ausgedehnte paläozoischen Sockelgesteinsaufschlüsse (e. g. RAMOS, 1989). Die tertiären Vorlandablagerungen, die im Magellan Becken weiträumige Bereiche mit signifikanten Mächtigkeiten abdecken, sind nördlich von 46°30'S nur durch vereinzelte lokal begrenzte Sedimentbecken gekennzeichnet (RAMOS, 1989). Eine Vielzahl der beobachteten Phänomene wurden mit der Subduktion des aktiven Chile-Rückens unter Südamerika korreliert (e. g. RAMOS, 1989). Allerdings wurde gerade die Deformationsentwicklung im Bezug auf die Subduktion thermisch und morphologisch anormaler Kruste aufgrund von räumlichen und zeitlichen Diskrepanzen in den einzelnen Entwicklungsstadien des aktiven Kontinentalrandes unterschiedlich bewertet (e. g. SUAREZ ET AL., 2000A). Gerade die Ausbildung eines schmalen Vorlandüberschiebungsgürtels zwischen 47°S und 49°S, der weder nördlich noch südlich dieses Bereiches eine Entsprechung hat und dessen zeitliche Entwicklung in den Zeitraum zwischen 8 und 9 Ma gestellt wird, wird unterschiedlich diskutiert (RAMOS, 1989; SUAREZ ET AL., 2000A). Die Frage, wie die Subduktion eines aktiven Spreizungszentrums die Deformationsentwicklung im Bereich der südpatagonischen Anden beeinflusst und welche Phänomene mit diesen ungewöhnlichen Subduktionsbedingungen verknüpft sind, konnte bisher nicht schlüssig beantwortet werden.

Durch diese Arbeit sind neue Erkenntnisse zur tektonischen Entwicklung vorgelegt worden, die zur Formulierung eines neuen Modells zur räumlich-zeitlichen Entwicklung der Deformationsereignisse im Orogen und ihrer Beziehung zu Subduktionsprozessen verwendet werden können. Im Folgenden wird daher ein Modell vorgestellt, das den Einfluss der Rückensubduktion auf die regionalen Phänomene in der orogenen Entwicklung der patagonischen Anden im Zeitraum der letzten 30 Ma zeigt.

Die Deformation der patagonischen Anden zwischen 46°S und 55°S zeigt eine komplexe Struktur, die sich in unterschiedlichen zeitlichen Perioden von der späten Kreide bis ins Känozoikum über diesen Bereich entwickelte (SUAREZ ET AL., 2000A). Der Bereich südlich von 53°30' wird in diese Betrachtungen nicht einbezogen, da die Entwicklung in diesem Bereich stark durch die Neubildung der Scotia Platte geprägt wurde und eine andere Dynamik aufweist als die Bereiche nördlich davon (DIRAISON ET AL., 2000). Im Bereich zwischen 53°30'S und 46°30'S ist die zeitliche Auflösung der Deformationsereignisse aufgrund fehlender chronologischer Fixpunkte nur lückenhaft. Die Ergebnisse der Apatit-Spaltspuruntersuchungen an detritischen Apatiten der Santa Cruz Formation zeigen allerdings, dass die beginnende Heraushebung und Denudation des Orogens in einem engen

Zusammenhang mit der Plattenreorganisation im süd pazifischen Raum (TEBBENS AND CANDE, 1997; TEBBENS ET AL., 1997) und der erhöhten Konvergenzrate zwischen der Nazca Platte und der Südamerikanischen Platte zwischen 25 und 20 Ma steht (SOMOZA, 1998). In der Folge dieser erhöhten Konvergenzraten kommt es zur Deformation in den patagonischen Anden, die sich über den gesamten Bereich erstreckt (SUAREZ ET AL., 2000A) und zur Ablagerung der synorogenen Vorland-sedimente führt. Die Deformationsfront entwickelt sich im westlichen Bereich der Kordillere und wandert nachfolgend im Zeitraum zwischen rund 20 und 10 Ma von W nach E in den Bereich des Vorlandbeckens (e. g. SUAREZ ET AL., 2000A; THOMSON ET AL., 2001). Dort kommt es im nördlichen Bereich zwischen 49°S und 47°S im Zeitraum von vermutlich 11 bis 9 Ma zur Bildung eines Vorlandüberschiebungsgürtels. Aus den hier vorgelegten Untersuchungsergebnissen der Santa Cruz Formation kann abgeleitet werden, dass die Topographie der südpatagonischen Anden um 10 Ma eine durchschnittliche Höhe von 2000-2500 m erreicht haben könnte und sich eine orographische Barriere bilden konnte (siehe Kap. 6.3).

Im Zeitraum zwischen 14 Ma und 3 Ma kommt es zur Subduktion des Chile Rückens unter die Südamerikanische Platte (CANDE AND LESLIE, 1986). Die Rückensubduktion beginnt im S und wandert über diesen Zeitraum nach N zu ihrer heutigen Position. Die thermochronologischen Untersuchungen von Höhenprofilen an Bergmassiven der heutigen Kordillere bei 47°30'S zeigen deutlich, dass diese Rückensubduktion mit einer Wärmeanomalie in der Kruste verbunden ist, die im obersten Krustensbereiches von 3 - 4 km Tiefe noch zu einer Aufheizung um 20 bis 30°C vor ~ 7.5 Ma führte. Aus dem Vergleich mit anderen ähnlich gelagerten Subduktionsphänomenen im Bereich des Mendocino-Tripelpunktes kann geschlossen werden, dass die thermische Anomalie in der Oberplatte mit dem Tripelpunkt nach Norden wandert und den Bereich der heutigen Kordillere am stärksten beeinflusst hat (e. g. FURLONG AND GOVERS, 1999; GOES ET AL., 1997; siehe Kap. 7.3). Die Wärmeanomalie, die sich als Folge der Rückensubduktion entwickelt, führt zu einer Veränderung der Spannungsübertragung in der Kruste der Oberplatte und zu einem verstärkten Hebungsimpuls im Bereich der Kordillere, die am stärksten von der Wärmeanomalie beeinflusst ist. Der regionale Paläospannungszustand im Miozän war aufgrund der Subduktionsgeometrie in erster Näherung mit dem größten Hauptspannungstensor Ost-West ausgerichtet und erzeugte eine nach Osten progradierende Deformationsfront. Die aufgrund der Rückensubduktion auftretende Wärmeanomalie führte zu einer Verringerung oder zur vollständigen Verhinderung der Spannungsübertragung nach Osten in die Vorlandbereiche der patagonischen Anden. Statt dessen bedingen die rheologischen Veränderungen in der Oberplatte, die sich in Folge der thermischen Veränderungen herausbilden, eine direkte Deformation des erwärmten Bereiches und führen zu einer Heraushebung dieses Bereiches. Dies zeigen auch die thermochronologischen Untersuchungen aus der Kordillere.

Die Wanderung des Tripelpunktes entlang des aktiven Kontinentalrandes von Südamerika führt lokal zu einer Überschneidung der Prozesse. Dabei wird die krustale Einengung, die auf die erhöhte Konvergenzrate zwischen der Nazca und der Südamerikanischen Platte zurückgeht, von der Wärmeanomalie, die sich in der Folge der Subduktion thermisch anomaler Kruste entwickelt und der damit zusammenhängenden Veränderung der Spannungsübertragung in der Kruste überlagert. Als Reaktion auf diesen veränderten Spannungszustand in der Kruste wird angenommen, dass die Wanderung der Deformationsfront von W nach E stark eingeschränkt und ein Vorgeifen der Deformationsfront in den Vorlandbereich verhindert wird. Dieses Überschneiden der Prozesse führt dazu, dass im südlichen

Segment zwischen 53°30'S und 49°S die Deformation mit der Intrusion des Torres del Paine Granits um 13-12 Ma ausläuft und im nördlichen Segment zwischen 47°30'S und 49°S die Deformation in den Vorlandbereich übergreift und es im Zeitraum bis 9 Ma zur Bildung eines schmalen Vorland-überschiebungsgürtels kommt. Durch die Abnahme der Konvergenzrate zwischen der Nazca und der Südamerikanischen Platte, die sich im Zeitraum der letzten 25 Ma fast halbiert hat (SOMOZA, 1998; siehe Abb. 2.2), kommt es zum Erliegen der Deformation im nördlichen Segment (49°S – 46°30'S) vor der Ankunft des Tripelpunkts in diesem Bereich. Hier verursacht die in der Oberplatte erzeugte Wärmeanomalie nur einen erneuten Hebungsimpuls, der durch die Apatit-Spaltspurdaterungen an Höhenprofilen in der Kordillere nachgewiesen wurde. Die verstärkte Herausbildung einer hohen Topographie in den südpatagonischen Anden südlich der rezenten Position des Tripelpunktes wird auf die isostatische Hebung der durch die Wärmeanomalie beeinflussten Bereiche zurückgeführt. Dass diese Heraushebung auch rezent aktiv ist, zeigen die sehr jungen Apatit-Spaltspuralter von 1 bis 3 Ma, die von THOMSON AND HERVÉ (1998) im Bereich der Liquiñe-Ofqui-Störungszone an diskreten Störungszonen etwas nördlich der rezenten Position des Tripelpunktes gemessen wurden. Zusammen mit dem Auftreten einer negativen Schwereanomalie östlich des Chile Tripelpunktes weisen diese jungen Hebungen große Ähnlichkeiten mit den thermisch induzierten Prozessen und Phänomenen auf, die von FURLONG AND GOVERS (1999) für den Bereich des Mendocino Tripelpunktes (MTJ) am Westrand Nordamerikas modelliert wurden. Dort kommt es in der Folge der Wanderung der MTJ südlich des Tripelpunktes zur Bildung von Extensionsstrukturen, die durch seismische Untersuchungen von BEAUDOIN ET AL. (1996) nachgewiesen wurden. An der Südspitze Südamerikas wurden südlich von 49°S eine Reihe von Extensionsstrukturen beschrieben (COUTAND ET AL., 1999; DIRAISON ET AL., 1997; DIRAISON ET AL., 2000), die senkrecht zum Streichen der älteren Einengungsstrukturen im östlichen Vorlandbereich der patagonischen Anden entwickelt sind (Abb. 2.9). Diese Strukturen deuten an, dass sich in der Folge der Rückensubduktion Extensionsbereiche in der Kruste entwickeln können, die hier hypothetisch als Folge der Rückensubduktion in diesem Bereich der patagonischen Anden interpretiert werden.

Die auffälligen strukturellen Unterschiede der andinen Bereiche südlich und nördlich von 46°30'S sind nur zum Teil auf die Prozesse der Rückensubduktion zurückzuführen. Die krustale Deformation nördlich von 47°S wird sehr stark durch das Liquiñe-Ofqui-Störungssystem (im folgenden: LOFZ) beeinflusst. Die LOFZ ist eine dextrale Störungszone, die sich vom Bereich des Golfo de Peñas bei 47°S über 1000 km weit nach Norden erstreckt und bildet eine der markantesten Krustenstrukturen im südlichen Bereich des andinen Orogens, deren Aktivität bis ins Mesozoikum zurückreicht (CEMBRANO ET AL., 1996). Diese Autoren weisen für den Zeitraum des Mio- Pliozäns eine dextrale transpressive Deformation nach. Diese entspricht der Deformationsphase südlich von 46°30'S, die auf die erhöhte Konvergenzrate zwischen der Nazca und der Südamerikanischen Platte zurückgeht. Aufgrund der unterschiedlichen Deformationsstile, die auf die Existenz der LOFZ zurückgehen, sind auch die Phänomene in diesem Bereich der Anden anders geartet als in den untersuchten südlichen Bereichen.

Das hier vorgestellte Modell fasst die verfügbaren Datensätze zusammen und erklärt die Phänomene im südlichen Bereich der Anden. Qualitativ konnte der Einfluss der Subduktion eines aktiven Spreizungszentrums nachgewiesen werden und die Interaktion mit den geodynamischen

Rahmenbedingungen aufgezeigt werden. Um die Evidenz dieser Hypothese nachweisen zu können, sind vor allem geophysikalische Datensätze nötig, welche die Struktur der Kruste und die geometrischen Rahmenbedingungen der Subduktion eines aktiven Spreizungszentrums offen legen. Detaillierte thermochronologische Untersuchungen der patagonischen Kordillere können helfen, den zeitlichen Rahmen und die lokale Entwicklung von Hebung und Denudation, aber auch die Veränderung des Spannungszustandes der Kruste zu evaluieren.

Referenzen

- Aitchison, J., 1997. The one hour course in compositional data analysis, or compositional data analysis is easy. In: V. Pawlowsky-Glahn (Editor), IAMG'97. The Third Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology, Barcelona, pp. 3-35.
- Aitchison, J., 2001. Simplicial inference. In: M. Viana and D. Richards (Editors), Algebraic Methods in Statistics. Contemporary Mathematics Series. American Mathematical Society, New York, pp. (in press).
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33: 237-293.
- Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, 81: 3513-3536.
- Bangs, N., Cande, S.C., Lewis, S.D. and Miller, J., 1992. Structural framework of the Chile margin at the Chile ridge collision zone. In: J.H. Behrmann, S.D. Lewis and R.J. Musgrave (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, pp. 11-21.
- Beaudoin, B.C. et al., 1996. Transition from slab to slabless: Results from the 1993 Mendocino triple junction seismic experiment. *Geology*, 24(3): 195-199.
- Behrmann, J.H. and Kopf, A., 2001. Balance of tectonically accreted and subducted sediment at the Chile Triple Junction. *International Journal of Earth Sciences*, 90(4): 753-768.
- Behrmann, J.H., Lewis, S.D. and Cande, S.C., 1994. Tectonics and geology of spreading ridges subduction at the Chile Triple Junction: a synthesis of results from Leg 141 of the Ocean Drilling Program. *Geol. Rundsch.*, 83: 832-852.
- Bell, C.M. and Suarez, M., 2000. The Rio Lacteo Formation of Southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(1-2): 133-145.
- Berger, G.W. and York, D., 1981. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 45: 795-811.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G. and Wright, R.C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), Foreland basins, pp. 41-61.
- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1994. Alluvial Fans and Their Natural Distinction From Rivers Based On Morphology, Hydraulic Processes, Sedimentary Processes, and Facies Assemblages. *Journal of Sedimentary Research Section a-Sedimentary Petrology and Processes*, 64(3): 450-489.
- Bloemendal, J., King, J.W., Hall, F.R. and Doh, S.-J., 1992. Rock magnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments, Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. *Journal of Geophysical Research*, 97: 4361-4375.
- Bourgeois, J., Martin, H., Lagabrilie, Y., Le Moigne, J. and Frutos Jara, J., 1996. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taito peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology*, 24(8): 723-726.
- Bown, T.M. and Larriestra, C.N., 1990. Sedimentary paleoenvironments of fossil platyrrhine localities, Miocene Pinturas Formation, Santa Cruz Province, Argentina. *Journal Human Evolution*, 19: 87-119.
- Brandon, M.T., 1992. Decomposition of fission-track grain-age distributions. *American Journal of Science*, 292(8): 535-564.
- Brandon, M.T., 1996. Probability density plot for fission-track grain-age samples. *Radiation Measurements*, 26: 663-676.
- Burtner, R.L., Nigrini, A. and Donelick, R.A., 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt. *AAPG Bulletin*, 78(10): 1613-1636.
- Butler, R.F., 1992. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Blackwell Sciences Inc., 238 pp.

- Camacho, H., Chiesa, J. and Parma, S., 1998. Relaciones estratigráficas entre formaciones terciarias en el occidente de la Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 273-281.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97(B 10): 13.917-13.951.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1995. Revised calibration of geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100(B 4): 6093-6095.
- Cande, S.C. and Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91: 471-496.
- Cande, S.C., Leslie, S.D., Parra, J.C. and Horbar, M., 1987. Interaction between the Chile Ridge and the Chile Trench: Geophysical and geothermal evidence. *Journal of Geophysical Research*, 92: 495-520.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A. and Ketchum, R.A., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *American Mineralogist*, 84(9): 1213-1223.
- Carter, A., 1999. Present status and future avenues of source region discrimination and characterization using fission track analysis. *Sedimentary Geology*, 124: 31-45.
- Casadio, S., Feldmann, R.M. and Foland, K.A., 2000. Ar-40/Ar-39 age and oxygen isotope temperature of the Centinela Formation, southwestern Argentina: An Eocene age for crustacean-rich "Patagonian" beds. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(1-2): 123-132.
- Cembrano, J., Hervé, F. and Lavenu, A., 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259: 55-66.
- Chahill, T. and Isacks, B.L., 1992. Seismicity and the shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 97: 17503-17529.
- Charrier, R. and Malumián, N., 1975. Orogénesis y epirogénesis en la región austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(2): 193-207.
- Coutand, I. et al., 1999. Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49 degrees 30 ' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1): 1-15.
- Dalziel, I.W.D. and Grunow, A.M., 1992. Late Gondwanide tectonic rotation within Gondwanaland. *Tectonics*, 11: 603-606.
- Daniel, A.J., Kuszniir, N.J. and Styles, P., 2001. Thermal and dynamic modeling of deep subduction of a spreading center: Implications for the fate of the subducted Chile Rise, southern Chile. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B3): 4293-4304.
- Davidson, J. et al., 1987. Late Paleozoic accretionary complexes on the Gondwana margin of southern Chile: evidence from the Chonos Archipelago. In: G.D. McKenzie (Editor), *Gondwana Six: structure, tectonics and geophysics*. American Geophysical Union Monograph 40, pp. 221-228.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13: 260-267.
- de Barrio, R.E., 1984. Descripción geológica de la Hoja 53c, Laguna Olín, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional.
- DeCelles, P.G. and Cavazza, W., 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America Bulletin*, 111(9): 1315-1334.
- DeCelles, P.G. et al., 1998. Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal. *GSA Bulletin*, 110(1): 2-21.
- Decker, J. and Helmold, K.P., 1985. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method - discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 618-620.
- Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75: 2625-2647.
- Dickinson, W.R. and Snyder, W.S., 1979. Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform. *Journal of Geology*, 87: 609-627.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.

- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D. and Rossello, D., 1997. Magellan Strait: Part of a Neogene rift system. *Geology*, 25(8): 703-706.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. and Le Corre, C., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316(1-2): 91-119.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cool geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40: 259-274.
- Dodson, M.H., Compston, W., Williams, I.S. and Wilson, J.F., 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal of the Geological Society London*, 145: 977-983.
- Donelick, I.A., 1993. Method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite, United States Patent. 5,267,274, USA.
- Donelick, R.A., Ketcham, R.A. and Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist*, 84(9): 1224-1234.
- Dumitru, T.A., 1993. A new computer-automated microscope stage system for fission-track analysis. *Nuclear Tracks Radiation Measurements*, 21: 575-580.
- Dumitru, T.A., 2000. Fission-track geochronology. In: J.S. Noller, J.M. Sowers and W.R. Lettis (Editors), *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. American Geophysical Union Reference Shelf, pp. 131-156.
- Dunkl, I., in press. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computer and Geosciences*, 28(2).
- Dunlop, D.J. and Özdemir, Ö., 1997. *Rock Magnetism - Fundamentals and frontiers*. Cambridge Studies in Magnetism. Cambridge University Press, Cambridge, 573 pp.
- Fitzgerald, P.G., Sorkhabi, R.B., Redfield, T.F. and Stump, E., 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range; a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research*, 100(B10): 20.175-20.191.
- Fleagle, J., 1990. New fossil platyrrhines from the Pinturas Formation, southern Argentina. *Journal Human Evolution*, 19: 61-85.
- Fleagle, J., Bown, T.M. and Swisher, C., 1995. Age of the Pinturas Formation and Santa Cruz Formations. *Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía*. Actas: 129-135.
- Fleagle, J., Powers, D.W., Conroy, G.C. and Watters, J.P., 1987. New fossil platyrrhines from Santa Cruz Province, Argentina. *Folia primatologica*, 48: 65-77.
- George, A.D. and Hegarty, K.A., 1995. Fission track analysis of detrital apatites from sites 859, 860, and 862, Chile triple junction. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 141: 181-190.
- Flint, S.S., Prior, D.J., Agar, S.M. and Turner, P., 1994. Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin and its relationship to the Chile triple junction. *Journal of Geologic Society of London*, 151: 251-268.
- Forsythe, R.D. et al., 1986. Pliocene near-trench magmatism in southern Chile: A possible manifestation of ridge collision. *Geology*, 14: 23-27.
- Frassinetti, D. and Covacevich, V., 1999. Fauna de invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal en Pampa Castillo, sur del Lago General Carrera, Aisén, Chile. *Boletín no. 51*, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Friend, P.F., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: J.D. Collinson and J. Lewin (Editors), *Modern and ancient fluvial systems*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.6, pp. 345-354.
- Füchtbauer, H. et al., 1988. *Sedimente und Sedimentgesteine*. Sediment-Petrologie, II. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 1141 pp.
- Furlong, K.P. and Govers, R., 1999. Ephemeral crustal thickening at a triple junction: The Mendocino crustal conveyor. *Geology*, 27(2): 127-130.
- Gabriel, K.R., 1971. The biplot graphic display of matrices with application to principal component analysis. *Biometrika*, 58(3): 453-467.
- Galbraith, R.F. and Green, P.F., 1990. Estimating the Component Ages in a Finite Mixture. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3): 197-206.

- Galbraith, R.F. and Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks Radiation Measurements*, 21: 459-470.
- Galbraith, R.F., 1990. The radial plot: graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks Radiat. Meas.*, 17(3): 207-214.
- Gallagher, K., Brown, R. and Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26: 519-572.
- Galloway, W.E., 1981. Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal plain fluvial systems. In: F.G. Ethridge and R.M. Flores (Editors), *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 31, pp. 127-155.
- George, A.D. and Hegarty, K.A., 1995. Fission track analysis of detrital apatites from sites 859, 860, and 862, Chile triple junction. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 141: 181-190.
- Giacosa, R.E., Franchi, M. and Genini, A., 1997. Hojas geológicas 4772-III Lago Belgrano y 4772-IV Lago Posadas Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) y Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM).
- Goes, S., Govers, R., Schwartz, S. and Furlong, K., 1997. Three-dimensional thermal modeling for the Mendocino Triple Junction area. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2): 45-57.
- Gorring, M.L. et al., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16(1): 1-17.
- Green, P.F., 1981. A new look at statistics in fission track dating. *Nuclear Tracks*, 5: 77-86.
- Guivel, C. et al., 1999. New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP141 on the Taitao Ridge). *TECTONOPHYSICS*, 311(1-4): 83-111.
- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H. and Engdahl, E.R., 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5): 814-833.
- Halpern, M., 1973. Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 2407-2422.
- Hamza, V.M. and Muñoz, M., 1996. Heat flow map of South America. *Geothermics*, 25: 599-646.
- Hole, J.A., Beaudoin, B.C. and Henstock, T.J., 1998. Wide-angle seismic constraints on the evolution of the deep San Andreas plate boundary by Mendocino triple junction migration. *Tectonics*, 17: 802-818.
- Horton, B.K. and DeCelles, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, 13(1): 43-63.
- Hurford, A.J. and Green, P.F., 1982. A users' guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 343-354.
- Hurford, A.J. and Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 41: 285-317.
- Hurford, A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I. U. G. S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 80: 171-178.
- Ingersoll, L.R. and Zobel, O.J., 1913. *An introduction to the mathematical theory of heat conduction*. Ginn & Co, Boston.
- Jachens, R.C. and Griscom, A., 1983. Three-dimensional geometry of the Gorda plate beneath northern California. *Journal of Geophysical Research*, 88(B11): 9375-9392.
- Jordan, T.E. et al., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341-361.
- Jordan, T.E., Reynolds, J.H. and Erikson, J.P., 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16-33°S. In: W.F. Ruddiman (Editor), *Tectonic uplift and climate change*. Plenum, New York, pp. 41-61.
- Kay, M.S., Ramos, V.A. and Marquez, M., 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *The Journal of Geology*, 101(6): 703-714.

- Kelly, S.B. and Olsen, H.O., 1993. Terminal fans - a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, 85: 339-374.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. and Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics; III, Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, Vol. 84, no. 9: p. 1235-1255.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. and Donelick, M.B., 2000. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*, 2(1): 1-32.
- Kirschvink, J.K., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 62: 699-718.
- Lachenbruch, A.H. and Sass, J.H., 1980. Heat flow and energetics of the San Andreas transform fault, northern California. *Journal of Geophysical Research*, 85: 6185-6222.
- Lagabriele, Y. et al., 2000. Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics*, 326(3-4): 255-268.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. and Gleadow, A.J.W., 1987. Thermal annealing of FTs in apatite, 2. A quantitative analysis. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 65: 1-13.
- Le Maitre, R.W. et al., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Lonergan, L. and Johnson, C., 1998. Reconstructing orogenic exhumation history using synorogenic detrital zircons and apatites: an example from the Betic Cordillera, SE Spain. *Basin Research*, 10: 353-364.
- Malumián, N. and Ramos, V.A., 1984. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 228-237.
- Marshall, L.G. and Pascual, R., 1978. Una escala temporal radioométrica preliminar de las edades mamífero del Cenozoico medio y tardío sudamericano. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, 5: 11-28.
- Marshall, L.G. and Salinas, P., 1990. Stratigraphy of the Rio Frias Formation (Miocene), along the Alto Rio Cisnes, Aisen, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 17(1): 57-87.
- Marshall, L.G. et al., 1986. Geochronology of the Santacrucian (middle Tertiary) Land Mammal age, Patagonia, Argentina. *Journal of Geology*, 94(4): 449-457.
- Marshall, L.G., Pascual, R., Curtis, G.H. and Drake, R.E., 1977. South American Geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia. *Science*, 195(25): 1325-1328.
- Mercer, H.J. and Sutter, J., 1982. Late Miocene - earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: Implications for global ice-sheet history. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 38: 185-206.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: A.D. Miall (Editor), *Fluvial sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, pp. 597-604.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Reviews*, 22: 261-308.
- Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer, Berlin, 582 pp.
- Militzer, H., Oelsner, C. and Weber, F., 1985. Geothermik. In: H. Militzer and F. Weber (Editors), *Angewandte Geophysik, Band 2, Geoelektrik, Geothermik, Radiometrie, Aero-geophysik*. Akademie-Verlag, Berlin, pp. 215-278.
- Mörner, N.A. and Sylwan, C., 1989. Magnetostratigraphy of the Patagonian moraine sequence at Lago Buenos Aires. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(4): 385-389.
- Morozova, G.S. and Smith, N.D., 2000. Holocene avulsion styles and sedimentation patterns of the Saskatchewan River, Cumberland Marshes, Canada. *Sedimentary Geology*, 130(1-2): 81-105.
- Moskowitz, B.M., Jackson, M. and Kissel, C., 1998. Low-temperature magnetic behaviour of titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, 157: 141-149.
- Mundry, E., 1968. Über die Abkühlung magmatischer Körper. *Geol. Jb.*, Hannover, 85: 755-766.

- Muñoz, M., 1999. Tectonophysics of the Andes region: Relationships with heat flow and the thermal structure, Fourth ISAG, Göttingen, Germany, abstracts. ORSTOM, Paris, pp. 532-534.
- Murdie, R.E. et al., 1993. Seismic responses to the ridge-transform subduction: Chile triple junction. *Geology*, 21: 1095-1098.
- Murdie, R.E., Pugh, D.T. and Styles, P., 1999. A lightweight, portable, digital probe for measuring the thermal gradient in shallow water sediments, with examples from Patagonia. *GeoMarin Letters*, 18: 315-320.
- Murdie, R.E. and Russo, R.M., 1999. Seismic anisotropy in the legion of the Chile margin triple junction. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(3): 261-270.
- Murdie, R.E., Styles, P., Prior, D.J. and Daniel, A.J., 2000. A new gravity map of southern Chile and its preliminary interpretation. *Revista Geologica De Chile*, 27(1): 49-63.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.H., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 48: 1523-1534.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*, 97(129-147).
- Pankhurst, R.J. et al., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81(1): 113-136.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. and Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5): 605-625.
- Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Herve, F. and Larrondo, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156: 673-694.
- Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion for the Nazca (Farallon) and South America plates since the late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233-248.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, Heidelberg, 289 pp.
- Patterson, B. and Pascual, R., 1972. The fossil mammal fauna of South America. In: A. Keast, F.C. Erk and B. Glass (Editors), *Evolution, mammals and southern continents*. The University of New York Press, Albany, pp. 247-309.
- Pawłowsky-Glahn, V., von Eynatten, H. and Thió-Henestrosa, S., 2001. Lecture notes on compositional data analysis, *Sediment 2001*, Jena.
- Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society London*, 141: 793-802.
- Putlitz, B., Baumgartner, L.P., Oberhänsli, R. and Altenberger, U., in prep. Contact metamorphism of calcareous marls -Torres del Paine Intrusion, Patagonia (Chile). *Journal of South American Earth Sciences*.
- Ramos, V.A. and Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205: 261-282.
- Ramos, V.A. and Palma, M., 1981. El batolito granítico del Monte San Lorenzo-cordillera Patagónica (Provincia de Santa Cruz). *Octavo Congreso Geológico Argentino*, 3: 257-280.
- Ramos, V.A., 1982. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina Revista*, 37: 23-49.
- Ramos, V.A., 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73(7): 887-903.
- Ramos, V.A., Kay, M.S. and Márquez, M., 1991. La dacita Cerro Pampa (Mioceno-Provincia de Santa Cruz, Argentina): Evidencias de la colisión de una dorsal oceánica. *Sixth Congreso Geológico Chileno*, 1: 747-751.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C. and Aragón, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 75-88.

- Roberts, A.P., Cui, Y.-L. and Verosub, K.L., 1995. Wasp-wasted hysteresis loops: mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research*, 100: 17909-17924.
- Russo, A. and Flores, M.A., 1972. Patagonia austral extra Andina. In: A.F. Leanza (Editor), *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., Córdoba, pp. 707-725.
- Sambridge, M.S. and Compston, W., 1994. Mixture Modeling of Multicomponent Data Sets With Application to Ion-Probe Zircon Ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3-4): 373-390.
- Schellmann, G., 1998. Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien): andine Vorlandvergletscherung, Talentwicklung und marine Terrassen. *Essener geographische Arbeiten*, Bd. 29, Essen, 216 pp.
- Schmidt, V. and McDonald, D.A., 1979. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. In: P.A. Scholle and P.R. Schluger (Editors), *Aspects of Diagenesis*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., pp. 209-225.
- Schumm, S.A., 1963. A tentative classification of alluvial river channels. *US Geological Survey Circ.* 477.
- Schumm, S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13: 5-27.
- Sigmarrsson, O., Martin, H. and Knowles, J., 1998. Melting of a subducting oceanic crust from U-Th sideequilibria in austral Andean lavas. *Nature*, 394(6): 566-569.
- Simpson, G.G., 1940. Review of the mammal-bearing Tertiary of South America. *Proc. Am. Philos. Soc.*, 83: 649-709.
- Sobel, E.R. and Dumitru, T.A., 1997. Exhumation of the margins of the western Tarim basin during the Himalayan orogeny. *Journal of Geophysical Research*, 102(B3): 5043-5063.
- Soffel, H.C., 1991. *Paläomagnetismus und Archäomagnetismus*. Springer-Verlag, Berlin, 276 pp.
- Somoza, R., 1994. South American reference pole for the mid-Cretaceous: Further constraints in the interpretation of Andean paleomagnetic data. *Geology*, 22: 933-936.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 21-215.
- Suarez, M. and de la Cruz, R., 1997. *Chronología magmática de Aysén Sur, Chile (45°-48°30'LS)*. VIII Congreso geológico Chileno, II: 1543-1547.
- Suarez, M. and De La Cruz, R., 2001. Jurassic to miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45 degrees-48 degrees S). *Geological Magazine*, 138(1): 53-66.
- Suarez, M., de la Cruz, R. and Bell, C.M., 2000a. Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt. *Geological Magazine*, 137(4): 345-353.
- Suarez, M., de la Cruz, R. and Troncoso, A., 2000b. Tropical/subtropical Upper Paleocene-Lower Eocene fluvial deposits in eastern central Patagonia, Chile (46 degrees 45 ' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 13(6): 527-536.
- Tauxe, L., Mullender, T.A.T. and Pick, T., 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research*, 101: 571-583.
- Tebbens, S.F. and Cande, S.C., 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to present. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B6): 12061-12084.
- Tebbens, S.F. et al., 1997. The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B6): 12035-12059.
- Thomson, S.N. and Hervé, F., 1998. Preliminary fission track results from the southern Andes in the region of the Chile Triple Junction and Liquiñe-Ofqui Fault Zone (42° to 48°S), southern Chile. *Terra Nostra*, 98/5: 162.
- Thomson, S.N., Hervé, F. and Stöckhert, B., 2001. Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20(5): 693-711.
- Thorkelson, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 255: 47-93.

- Trebbens, S.F., 1993. Tectonic evolution of the southeast Pacific from Oligocene to present. Ph.D. thesis, Columbia Univ., New York.
- Uyeda, S. and Miyashiro, A., 1974. Plate tectonics and the Japanese Islands: A synthesis. Geological Society of America Bulletin, 85: 1159-1170.
- van Wijk, J.W., Govers, R. and Furlong, K.P., 2001. Three-dimensional thermal modeling of the California upper mantle: a slab window vs. stalled slab. Earth and Planetary Science Letters, 186(2): 175-186.
- von Eynatten, H., Pawlowsky-Glahn, V. and Egozcue, J.J., in press. Understanding perturbation on the Simplex: a simple method to better visualise and interpret compositional data in ternary diagrams. Mathematical Geology (accepted 3/2001).
- Wagner, G. and Van den haute, P., 1992. Fission-Track dating. Enke, Stuttgart, 285 pp.
- Welkner, D., 1999. Geología del área del Cerro San Lorenzo: cordillera Patagónica Oriental, XI Región de Aysén, Chile (47°25' a 47°50'S). Diploma Thesis, Universidad de Chile, Santiago de Chile, 150 pp.
- Welkner, D., 2000. Geochronology and geochemistry of the Cerro San Lorenzo granitoids, Patagonian Cordillera, Chile (47°30'S), 31st International Geological Congress. <http://www.32igc.org/31Abstracts/g18/G1803019.pdf>, Rio de Janeiro, Brazil, pp. Abstract Number G1803019.
- Willis, B.J. and Behrensmeier, A.K., 1994. Architecture of Miocene Overbank Deposits in Northern Pakistan. Journal of Sedimentary Research Section B-Stratigraphy and Global Studies, 64(1): 60-67.

ANHANG

zur Dissertation:

**Die neogene Hebungsgeschichte der Patagonischen Anden im Kontext der Subduktion
eines aktiven Spreizungszentrums**

eingereicht von

Frank Warkus

Inhaltsverzeichnis Anhang

I Anhang S - Sedimentologische Untersuchungen.....	2
I.1 Geländebeobachtungen.....	2
I.2 Geochemische Analysedaten	12
I.3 Petrologischen Untersuchungen.....	22
I.3.1 Petrographische Kurzbeschreibung der untersuchten Dünnschliffe	22
I.3.2 Petrographische Zählstatistik	37
II Anhang M - Magnetostratigraphische Untersuchungen	38
II.1 Magnetostratigraphische Ergebnisse.....	39
II.2 Gesteinsmagnetische Untersuchungen.....	44
III Anhang FT - Apatit Spaltspuruntersuchungen	48
III.1 Methodische Grundlagen.....	49
III.1.1 Ergebnisse der ξ -Wert-Bestimmung für die Apatit-Spaltspuranalyse	49
III.1.2 Die Bestimmung von mehreren Alterskomponenten unbekannter Zusammensetzung in einer Probe.....	50
III.2 Analyse detritischer Apatite.....	51
III.3 Thermochronologie an Höhenprofilen.....	59
III.3.1 Analysedaten.....	59
III.3.2 Radialplottedarstellungen.....	61
III.3.3 Ergebnisse der AFTSolve Modellierungen.....	64
III.4 Datenanhang zur Auswertung der detritischen Apatit-Spaltspurdaten	70

I Anhang S - Sedimentologische Untersuchungen

I.1 Geländebeobachtungen



Abb. Anh. S. 1: Aufschlussverhältnisse im Profil Olguita. Das Bild zeigt den Blick nach Norden in den etwa 300 m mächtigen aufgeschlossenen Bereich der Santa Cruz Formation. Deutlich erkennbar sind einige der über das gesamte Profil verlaufenden Sandsteinbänke, die kaum Mächtigkeitsschwankungen aufzeigen. Der im Bild dargestellte Bereich des Aufschlusses erreicht im Streichen der Einheit eine Länge von 1,5 km.



Abb. Anh. S. 3: Herausgewitterte Sandsteinbank im Profil Lago Posadas. Der basale Kontakt der Sandsteinbank ist planar ausgebildet ohne erkennbare Erosionsdiskordanz. In den darunterliegenden Silt- bis Feinsandsteinen ist die Horizontalschichtung zu erkennen.



Abb. Anh. S. 2: Der Blick auf den Aufschluss des Profils Lago Posadas von Südosten. In der Mitte des Bildes ist eine Abschiebung zu erkennen, die den westlichen Teil (links) um etwa 20 m Höhe versetzt. Die Störung ist älter als die am Top des Profils liegende glaziale Terrassenbildung.

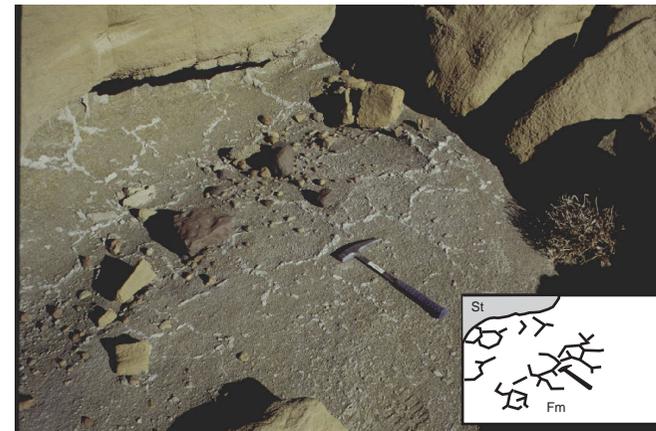
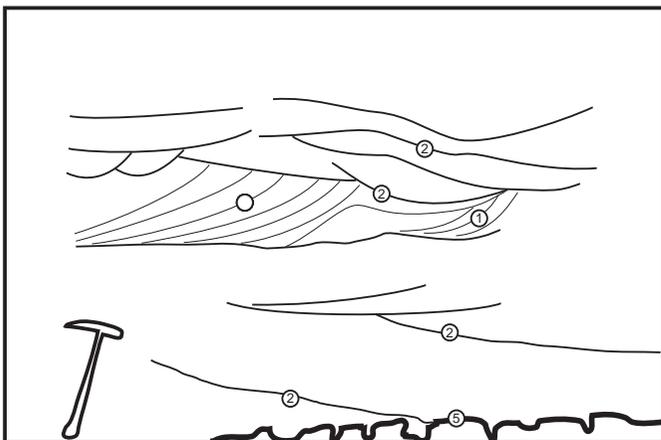


Abb. Anh. S. 4: Aufsicht auf eine Silt- / Tonsteinlage unter einer links im Bild zu sehenden Sandsteinbank. In der Lage sind die polygonalen Formen der sandverfüllten Trockenrisse noch deutlich zu erkennen (Profil Olguita)



Hierarchie der Grenzordnung
nach Miall 1996, Tab 4.2

- 1. Ordnung ○
- 2. Ordnung (○)
- 3. Ordnung (○)
- 4. Ordnung (○)
- 5. Ordnung (○)

Abb. Anh. S. 5: Typisches Erscheinungsbild einer Sandsteinbank mit internen Schrägschichtungskörpern (zumeist Trogschichtung). An der Basis sind taschenförmige Ausbuchtungen des Sandsteins in die Siltsteinlage zu erkennen, die als "load cast" gedeutet werden (Pfeil).

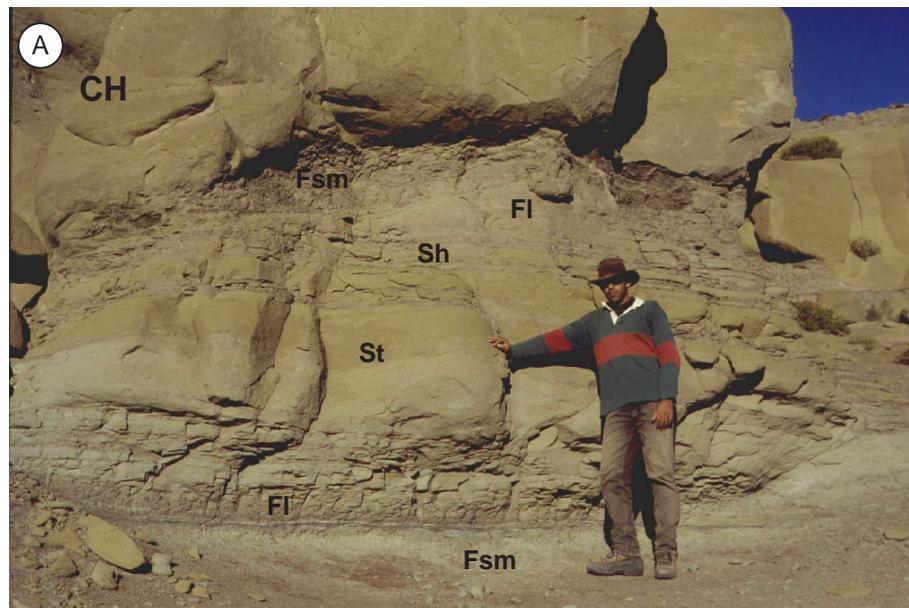
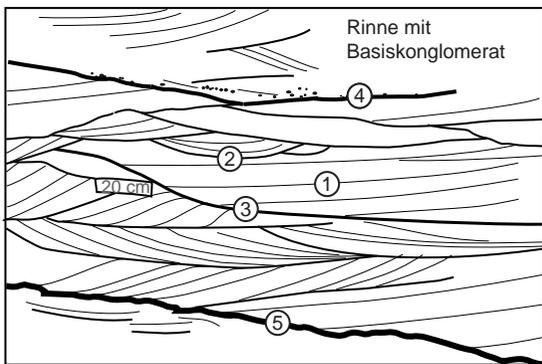
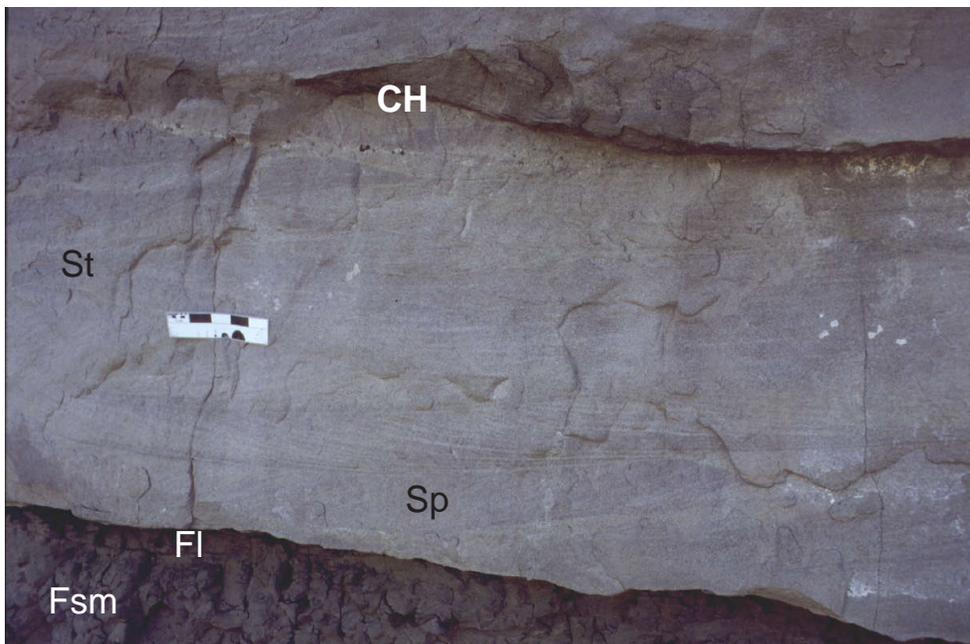


Abb. Anh. S. 6: Dargestellt sind erhaltene Flussrinnen, die tiefer in die unterlagernden Sedimente eingeschnitten sind. A - Sandsteinrinne mit relativ steil einfallenden Rinnenflanken im Olguita Profil. B - Sandsteinrinne mit flach entwickelter Flanke und einem Breiten / Tiefen - Verhältnis von über 15 (Lago Posadas Profil). C - Innerhalb der Rinne (B) sind weitere Rinnen erhalten (Grenzfläche 4) mit deutlich entwickelten basalen Intraklasten.



Hierarchie der Grenzordnung
nach Miall 1996, Tab 4.2

1. Ordnung	①	—
2. Ordnung	②	—
3. Ordnung	③	—
4. Ordnung	④	—
5. Ordnung	⑤	—

Abb. Anh. S. 7: Interne Struktur einer Sandsteinbank im Profil Lago Posadas, welche die typische Ausprägung der Schrägschichtungskörper verdeutlicht. Dargestellt sind die Grenzflächenhierarchien nach Tab. 4.2 sowie die zugeordneten Lithofazies nach Tab. 4.1. Das Element CH bezeichnet das Auftreten einer untergeordneten Rinne innerhalb der Ablagerungen.



Abb. Anh. S. 8: Laminare Schichtung innerhalb der Sandsteinbänke (Sh) im Profil Olguita. A - zeigt eine mehrere Dezimeter mächtige Lage. B - zeigt an der Basis die Deformation der Internstruktur, die während oder kurz nach der Ablagerung der Lage erfolgte.



Abb. Anh. S. 9: Rippelbildungen an der Oberfläche von Feinsandsteinen, die von einer Tonlage überdeckt werden innerhalb einer laminierten Abfolge einer Überflutungs-sediment-Sequenz.



Abb. Anh. S. 11: Typisches Erscheinungsbild eines Wurzelhorizontes in feinklastischen Ablagerungen. Die Wurzelkanäle zeichnen sich durch koronare Verfärbungen und Eisenhydroxydbildungen aus. Die laminare Internstruktur der Tonlage ist noch reliktsch erhalten geblieben.



Abb. Anh. S. 10: Typischer laminierter Bereich einer Silt- / Tonlage. A - Die Lamination ist sowohl durch farbliche Wechsel gekennzeichnet als auch durch Korngrößenänderungen der einzelnen Bereiche. Leichte Verbiegungen oder Störungen der Strukturen haben sich post-sedimentär während einer Sedimentationspause entwickelt. Die darüber abgelagerte Sandsteinbank zeigt keinerlei Erosionstrukturen in den feinklastischen Bereichen. B - Auch im Dezimeter- bis Meterbereich zeigen die feinklastischen Sedimente Farb- und Korngrößenwechsel. Das Bild zeigt den freigelegten Bereich, der für die Profilaufnahme benutzt wurde.



Abb. Anh. S. 12: Aufgeschlossener Brandhorizont bei 93 m im Profil Olguita. Die farbliche Zonierung der Lage ist deutlich zu erkennen.

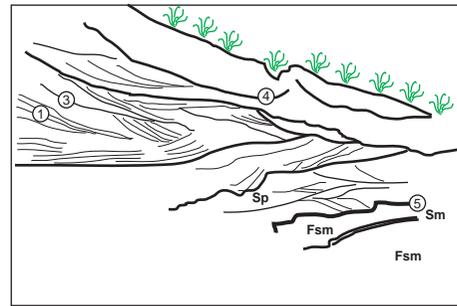


Abb. Anh. S. 13: Eine mehrere Zentimeter mächtige Aschenlage, die am Top feinklastischer Sedimente abgelagert wurde. Im Hangenden der Schicht ist eine Sandsteinlage mit interner Schrägschichtung und teilweise erosiver Basis entwickelt.



Abb. Anh. S. 14: Relativ gut erhaltene Reste eines fossilen Gürteltieres, die *in situ* bei 153 m im Lago Posadas Profil aufgeschlossen sind.

Abb. Anh. S. 15: Fossile Süßwasser-Mollusken (*Bivalveia?*), die bei 273 m im Olguita Profil gefunden wurden. Der Erhaltungsgrad ist schlecht, da die umgebenden Sedimente kaum verfestigt sind.



Hierarchie der Grenzordnung
nach Miall 1996, Tab 4.2

- 1. Ordnung ① ———
- 2. Ordnung ② ———
- 3. Ordnung ③ ———
- 4. Ordnung ④ ———
- 5. Ordnung ⑤ ———

Abb. Anh. S. 16: Typische Sandsteinbank im Profil Laguna Asador. Der Kontakt zur unterlagernden Silt- / Feinsandsteinbank ist aufgeschlossen. Der Pfeil markiert die Caliche - Intraklasten an der Basis einer Rinne.

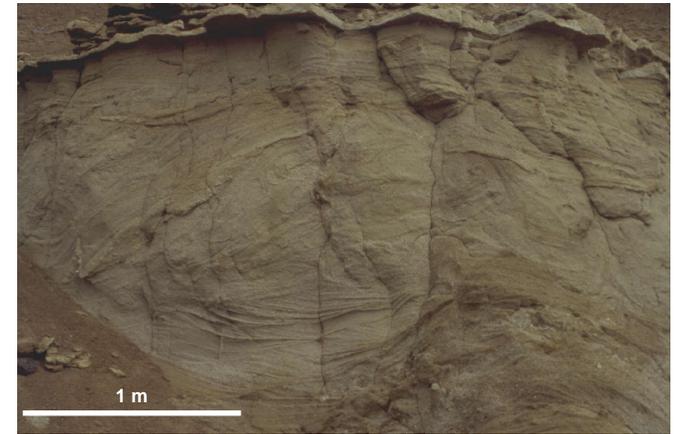


Abb. Anh. S. 19: Detailaufnahme der Internstruktur einer Sandsteinbank aus dem Profil Laguna Asador. Die Schrägschichtungskörper sind an der Basis und am Top der Lage deutlich ausgeprägt. Sie sind im Vergleich zu den Ablagerungen im Lago Posadas Profil relativ ungleichmäßig ausgeprägt (siehe Abb. Anh. S. 11) und deuten auf einen schnelleren Wechsel der Ablagerungsbedingungen innerhalb der Rinne.



Abb. Anh. S. 17: Der aufgeschlossene Kontakt zwischen der Konglomeratbank und den unterlagernden Sandsteinen. Die massige Sandsteinlage zeigt eine geringfügige Lamination am Top (Lithofazies: Sm).

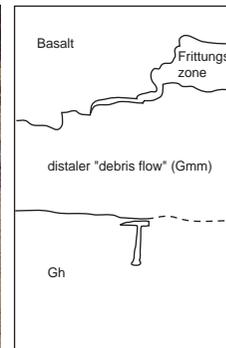


Abb. Anh. S. 18: Das Foto zeigt die "debris flow"-Ablagerung auf der Konglomeratlage. In der oberen rechten Ecke ist die Frittzungszone im Kontakt zu den Basalten zu sehen.



Abb. Anh. S. 20: Die Detailaufnahme der Konglomeratbank zeigt andeutungsweise die Schrägschichtung der Konglomeratkörper und die dazwischen liegenden Sandlagen, die als Verfüllung von Totwasserrinnen interpretiert werden.



Abb. Anh. S. 21: In der Matrix der Schlammstromablagerungen sind Sandsteinklasten aus der Santa Cruz Formation eingebettet.



Abb. Anh. S. 23: Eine Austernschale, die in der Matrix der Schlammstromablagerung aufgeschlossen ist. Sie stammt wahrscheinlich aus der marinen Centinela Formation und ist ein Hinweis auf die Aufarbeitung dieser Formation in diesem Schlammstrom.



Abb. Anh. S. 22: Ein großer, deformierter Klast aus der Santa Cruz Formation, der aus einer Lage Siltstein und Resten einer Sandsteinlage besteht (oberhalb des Hammers). Links daneben befindet sich ein eckiger, dazitischer Klast.



Abb. Anh. S. 24: Ein tonmineralreicher Einschluss in der Matrix des Schlammstroms (oberes Drittel der Schicht). Im Einschluss befinden sich idiomorphe Feldspat- und Amphibol- oder Pyroxenkristalle in Millimetergröße. Diese Art von Einschlüssen werden als retransportierte Bimslapilli interpretiert.

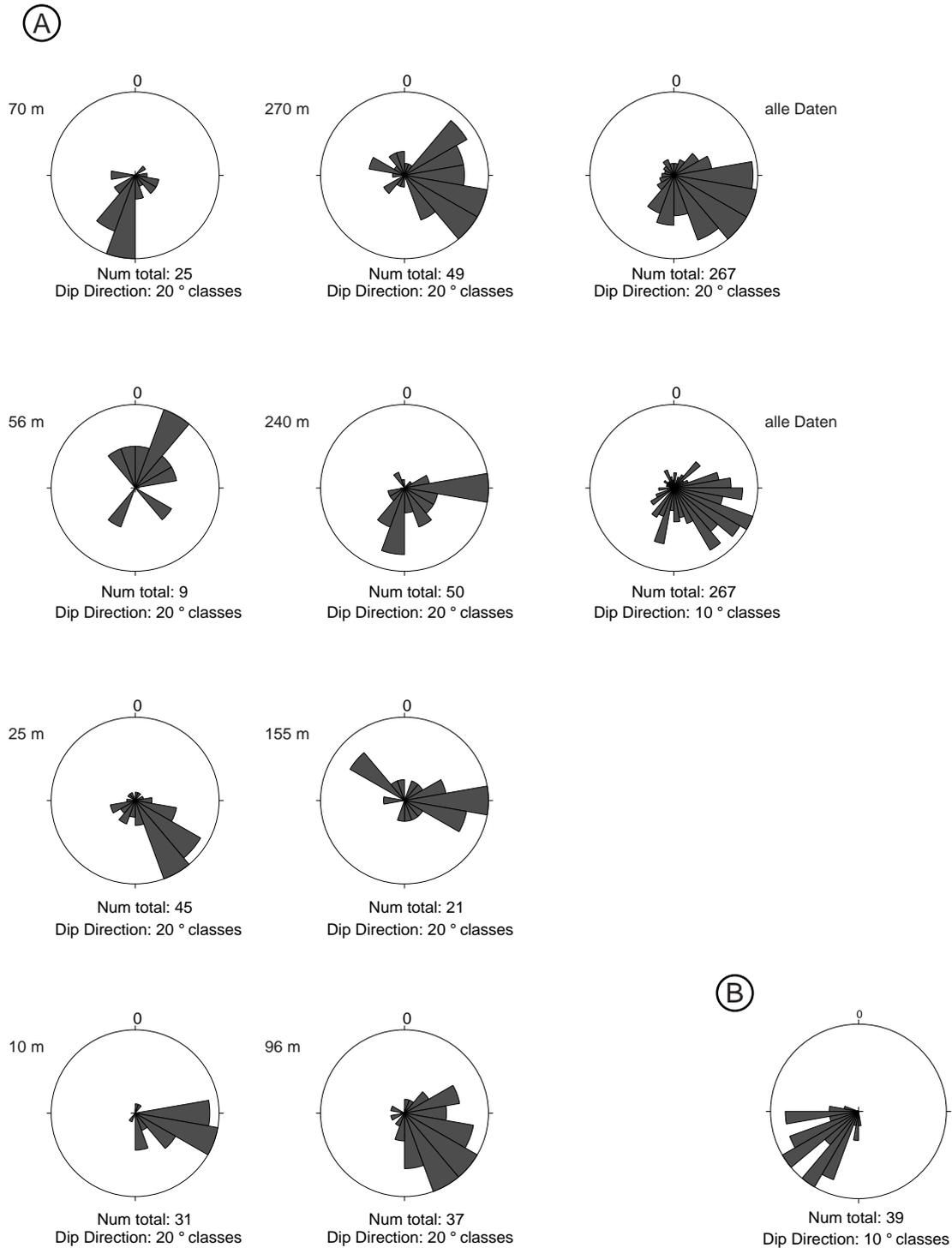


Abb. Anh. S. 25: A - Die Darstellung der eingemessenen Schrägschichtungskörper aus dem Olguita Profil. Die Zahlen links neben den Diagrammen beziehen sich auf die Profilhöhe im Lago Posadas Profil (siehe auch Abb. 4. OL).

B - Darstellung der Einfallsrichtung der Gerölle in Dachziegellagerung im Laguna Asador Profil. Das mittlere Linear von 235/30 zeigt einen Regelungsgrad von 75%. Daraus lässt sich eine mittlere Paleoschüttungsrichtung aus SW ableiten.

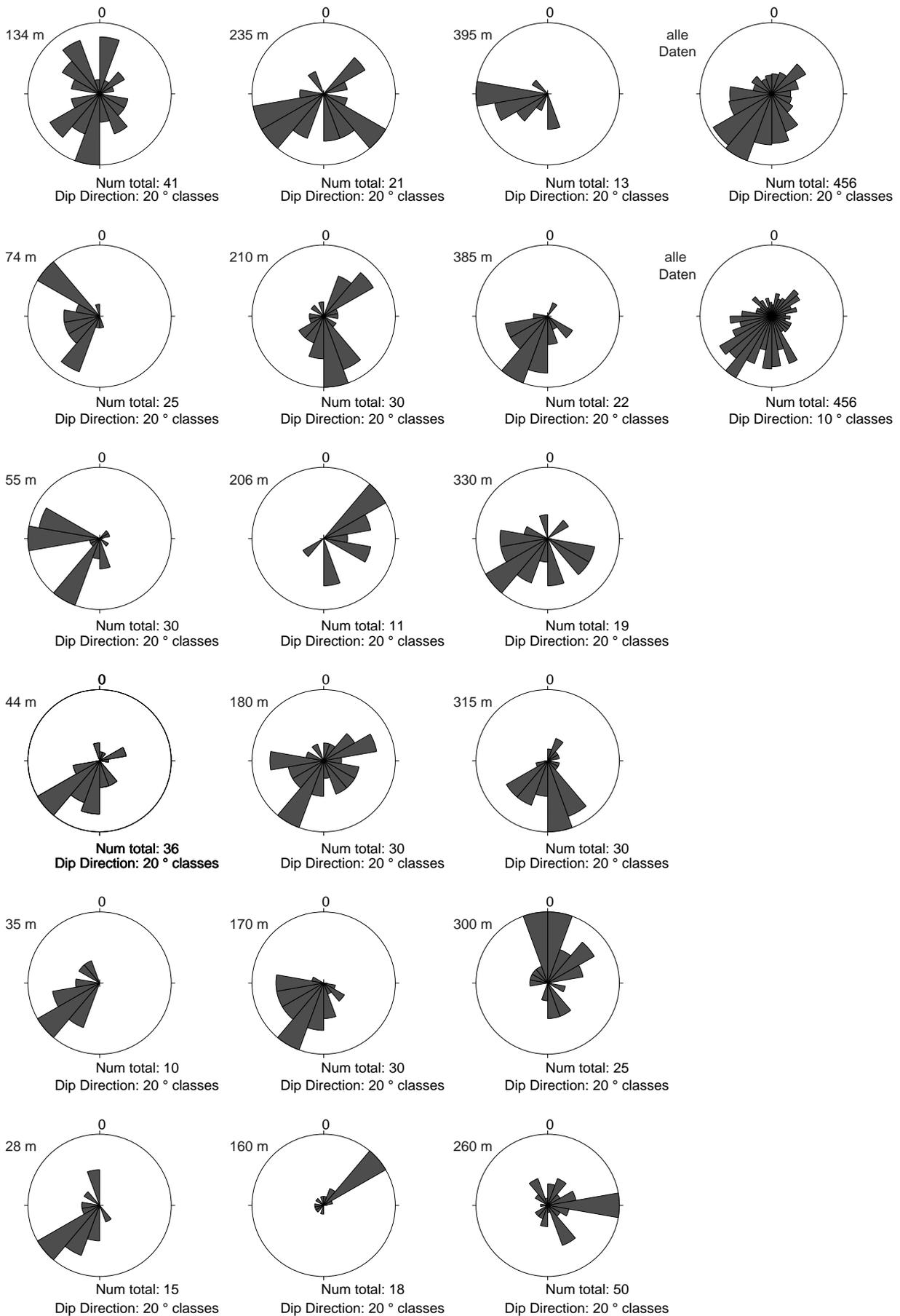


Abb. Anh. S. 26: Die eingemessenen Schrägschichtungskörper im Lago Posadas Profil sind in Richtungsrosendiagrammen dargestellt. Die Zahlen links neben den Diagrammen beziehen sich auf die Profilhöhe im Lago Posadas Profil (siehe auch Abb. 4. LP).

I.2 Geochemische Analysedaten*Tab. Anh. S.1a: Hauptelement-Analysedaten der Gesamtgesteinsgeochemie alle untersuchter Sedimentproben aus dem Lago Posadas Profil*

Proben- bezeich. #	Lithologie [§]	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	H ₂ O %	CO ₂ %	Summe %
LP_000.7	cst	52.02	0.97	19.06	9.98	0.17	4.06	2.51	2.48	2.12	0.23	5.66	0.22	99.49
LP_002.0	sst1	57.42	1.16	16.72	7.03	0.16	1.79	4.88	4.22	0.53	0.18	5.46	0.17	99.73
LP_033.9	cst	56.42	1.05	17.88	7.70	0.14	2.59	3.81	2.42	2.39	0.14	4.80	0.16	99.49
LP_034.0	sltst	55.54	1.13	17.47	8.37	0.15	2.70	4.11	3.02	1.19	0.18	5.34	0.31	99.51
LP_055.0	sst2	57.20	1.08	16.28	7.56	0.17	2.28	4.63	4.11	0.75	0.20	5.38	0.17	99.80
LP_066.9	cst	55.01	1.16	17.18	9.26	0.18	2.65	3.82	2.44	1.30	0.16	6.35	0.16	99.70
LP_072.5	sltst/sst	56.64	0.94	17.84	7.06	0.12	2.92	4.49	2.23	1.61	0.22	5.67	0.21	99.96
LP_098.0	sltst	55.15	0.97	18.00	7.72	0.13	2.66	5.91	2.55	1.34	0.35	4.98	0.18	99.94
LP_099.0	cst	55.38	0.98	18.74	7.28	0.10	2.36	5.45	2.42	1.58	0.26	5.42	0.16	100.13
LP_101.5	cst	53.00	0.93	17.84	10.36	0.19	3.95	2.83	1.78	1.86	0.13	7.07	0.15	100.10
LP_104.0	sst3	57.86	1.00	17.24	7.11	0.14	2.21	4.82	2.97	1.29	0.17	4.75	0.15	99.72
LP_109.5	ash/sltst	56.00	0.91	18.81	7.03	0.11	2.59	4.18	2.08	1.99	0.15	6.20	0.16	100.20
LP_109.7	ash/sltst	56.60	1.07	19.58	4.60	0.11	3.44	4.27	0.86	0.42	0.12	8.97	0.12	100.17
LP_129.2	sltst/ash	55.69	0.93	18.99	6.68	0.14	2.88	4.08	1.53	0.82	0.15	8.02	0.15	100.05
LP_133.2	ash	56.71	0.45	18.94	4.75	0.11	3.30	4.50	0.94	0.58	0.09	9.49	0.16	100.04
LP_155.3	sst4	56.81	0.90	16.15	7.30	0.14	2.46	5.17	3.13	1.22	0.15	6.10	0.20	99.73
LP_158.5	sltst/ash	56.36	0.84	19.37	5.88	0.10	2.78	3.98	1.54	1.29	0.11	7.38	0.27	99.90
LP_189.3	cst	58.31	0.84	19.02	4.89	0.08	2.52	3.68	1.83	1.46	0.16	6.56	0.41	99.77
LP_190.1	cst	56.51	1.05	18.03	6.62	0.13	2.83	3.43	1.47	1.44	0.16	7.93	0.14	99.74
LP_205.3	sst5	58.02	0.96	15.01	7.38	0.20	2.69	4.88	3.12	0.97	0.17	6.34	0.15	99.89
LP_209.7	ash	54.01	1.18	19.15	6.91	0.11	3.08	4.58	1.18	0.42	0.27	8.65	0.20	99.76
LP_216.3	sltst	56.51	1.04	17.83	7.67	0.14	2.45	4.39	2.17	1.22	0.15	6.30	0.15	100.01
LP_217.8	sltst/sst	53.83	0.99	17.74	7.69	0.14	2.64	6.29	2.32	1.68	0.38	5.58	0.78	100.06
LP_221.2	sltst/ash	56.35	0.67	18.33	5.59	0.12	3.38	4.62	1.62	1.00	0.11	7.81	0.17	99.78
LP_236.5	sltst	55.35	0.96	18.08	7.48	0.11	2.52	5.09	2.34	1.57	0.21	5.49	0.39	99.58
LP_259.0	sst6	59.56	0.95	14.97	6.86	0.15	2.12	4.87	3.15	1.00	0.17	6.18	0.10	100.08
LP_276.3	cst	55.39	0.94	18.12	8.15	0.11	2.40	3.95	1.90	1.31	0.13	7.45	0.10	99.94
LP_303.2	cst	53.26	0.87	18.00	6.76	0.08	1.34	7.31	1.15	0.89	0.34	9.69	0.14	99.82
LP_303.5	sltst/cst	55.59	1.11	17.56	8.28	0.16	2.81	3.52	1.50	1.12	0.16	7.85	0.12	99.78

Fortsetzung Tab. Anh.S 1a

Proben- bezeich. #	Lithologie [§]	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	H ₂ O %	CO ₂ %	Summe %
LP_312,0	sst7	58.00	0.92	15.19	7.29	0.15	2.84	4.96	3.24	1.11	0.18	5.73	0.12	99.74
LP_329.5	cst	54.43	1.03	18.20	7.91	0.12	3.01	3.87	1.77	1.34	0.16	7.77	0.17	99.76
LP_354.8	cst	54.56	0.96	19.11	7.04	0.10	3.23	3.41	1.54	1.83	0.09	7.78	0.29	99.94
LP_361,0	sst8	58.00	0.81	16.19	6.15	0.12	2.31	5.03	3.23	1.18	0.16	6.47	0.15	99.81
LP_377.7	cst	52.90	0.91	18.67	8.22	0.09	3.47	3.33	1.10	1.47	0.12	9.17	0.64	100.08
LP_390.7	cst	40.67	0.68	13.62	6.06	0.73	2.80	15.96	0.95	1.01	0.33	6.60	10.61	100.03
LP_395.8	sltst/sst	55.92	1.01	18.18	6.77	0.12	2.47	5.88	3.04	1.40	0.18	4.63	0.47	100.07
LP_400,0	sst9	57.64	0.91	16.29	6.87	0.14	2.83	5.42	3.12	1.31	0.15	5.16	0.14	99.97
LP_423.3	sst/sltst	54.88	0.97	18.22	7.03	0.12	2.71	6.13	2.75	1.47	0.20	5.14	0.24	99.85
LP_440.5	sltst	55.14	0.96	17.68	7.15	0.10	2.57	5.76	2.53	1.60	0.21	5.53	0.82	100.06
LP_441.2	cst	50.91	0.88	17.80	10.28	0.15	4.24	3.54	1.61	1.91	0.19	7.92	0.70	100.11
LP_465,0	sst10	56.30	0.95	17.03	7.16	0.14	2.83	5.81	3.30	1.15	0.28	4.77	0.13	99.84
LP_470.2	sltst	56.39	1.06	18.80	6.34	0.11	2.39	4.32	2.14	1.56	0.15	6.68	0.19	100.12
LP_470.4	cst	54.83	1.18	17.77	8.15	0.16	2.69	3.82	1.89	1.23	0.19	7.64	0.16	99.70
LP_512,0	sst11	57.10	0.99	16.79	7.12	0.14	2.66	5.76	2.97	1.34	0.18	4.78	0.23	100.06
LP_514.1	cst	56.64	1.09	16.99	7.75	0.14	2.86	4.30	2.40	1.33	0.20	6.08	0.34	100.13
LP_516.7	cst	55.06	0.91	17.33	8.61	0.40	2.87	3.24	0.04	1.30	0.15	9.71	0.12	99.73
LP8_061.6	ash	57.60	0.97	18.38	6.66	0.10	2.43	3.83	2.17	1.53	0.10	6.28	0.12	100.16
LP8_062.8	ash	56.12	0.98	18.15	7.28	0.13	2.58	3.92	2.21	1.82	0.17	6.46	0.20	100.02

Bemerkungen: Die Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse. Die Analysen wurden am GeoForschungszentrum Potsdam durchgeführt, Analytiker: R. Naumann

[#] Die Probenbezeichnung bezieht sich sowohl auf die Lokalität (LP-Lago Posadas Profil; AP-Laguna Asador Profil; OL-Olguita Profil) als auch auf die Probennahmehöhe im jeweiligen Profil (Angaben in m; siehe auch Abb. 4.1, 4.3 und 4.4 sowie 6.1)

[§] bezeichnet sowohl die auftretende Lithologie (sst-Sandstein, sltst-Siltstein, cst-Tonstein, ash-Aschenlage) als auch eine grobe Einordnung der Korngröße der untersuchten Proben. Die Nummern hinter sst beziehen sich auf die Probennummern der für die Spaltspuranalyse aufbereiteten Proben (siehe auch Tab. Anh. FT.2).

Tab. Anh. S.1b: Spurenelement-Analysedaten der Gesamtgesteinsgeochemie alle untersuchter Sedimentproben aus dem Lago Posadas Profil

Proben- bezeichnung #	Lithologie §	Ba	Cr	Nb	Ni	Rb	Sr	V	Y	Zn	Zr
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
LP_000.7	cst	331.09	27.65	10.59	23.77	57.92	207.57	143.76	33.81	108.60	167.20
LP_002.0	sst1	109.32	28.22	<10	11.27	11.80	177.30	182.92	24.10	83.91	171.25
LP_033.9	cst	295.95	20.37	<10	13.23	61.37	280.34	148.73	29.05	97.74	186.05
LP_034.0	sltst	338.50	32.99	9.61	25.61	27.99	339.71	149.83	28.90	83.48	144.59
LP_055.0	sst2	164.08	22.97	<10	9.96	17.07	128.24	157.48	28.84	81.71	137.29
LP_066.9	cst	462.29	19.28	<10	12.81	38.11	492.62	143.35	33.51	92.49	155.41
LP_072.5	sltst/sst	225.47	22.62	<10	11.60	46.25	253.90	122.18	32.46	90.43	160.23
LP_098.0	sltst	252.95	18.86	<10	11.09	34.89	433.32	161.55	26.38	81.01	125.80
LP_099.0	cst	216.66	18.01	<10	<10	43.58	339.23	157.72	41.76	84.86	129.76
LP_101.5	cst	239.01	20.31	<10	18.22	57.36	133.73	165.77	28.85	83.84	157.29
LP_104.0	sst3	293.41	24.73	<10	11.91	32.84	322.53	150.97	23.99	71.93	140.84
LP_109.5	ash/sltst	229.94	21.78	<10	16.22	59.35	224.20	213.85	22.82	90.43	148.68
LP_109.7	ash/sltst	78.65	<10	<10	<10	<10	81.75	390.41	31.59	89.15	239.08
LP_129.2	sltst/ash	166.50	20.03	<10	11.13	20.51	144.20	258.79	21.55	80.45	121.98
LP_133.2	ash	91.15	<10	<10	<10	16.69	81.40	150.26	27.06	75.61	139.76
LP_155.3	sst4	414.93	15.50	<10	10.76	28.17	466.47	180.53	27.70	69.28	126.73
LP_158.5	sltst/ash	125.17	14.41	<10	<10	44.20	158.50	217.16	23.64	111.89	155.82
LP_189.3	cst	226.51	16.19	<10	<10	43.84	239.99	478.14	25.03	82.03	135.39
LP_190.1	cst	241.13	25.71	<10	16.46	43.32	138.90	143.07	29.52	92.61	145.37
LP_205.3	sst5	508.54	21.86	<10	12.41	21.03	532.47	162.57	20.21	75.65	114.76
LP_209.7	ash	99.73	10.45	<10	<10	<10	131.94	310.92	37.82	49.26	127.18
LP_216.3	sltst	236.29	27.10	<10	15.26	32.72	232.29	173.69	25.86	79.40	142.93
LP_217.8	sltst/sst	294.02	28.83	<10	13.84	44.71	364.59	163.10	29.60	83.97	130.32
LP_221.2	sltst/ash	177.70	18.73	<10	10.30	28.76	228.57	146.77	21.79	72.64	137.30
LP_236.5	sltst	211.40	21.50	<10	13.02	47.69	308.27	157.95	27.00	86.67	138.29
LP_259.0	sst6	444.83	22.69	9.81	11.12	24.35	503.35	228.43	22.72	83.08	121.55
LP_276.3	cst	205.47	17.91	<10	15.68	44.25	172.51	138.05	28.89	79.70	143.18
LP_303.2	cst	94.84	18.37	<10	16.98	35.86	51.83	141.28	39.49	72.68	145.56
LP_303.5	sltst/cst	210.55	27.67	<10	16.49	35.89	149.78	173.91	27.53	82.24	143.33
LP_312.0	sst7	432.35	19.13	<10	10.33	26.31	532.22	166.55	24.60	77.88	118.11
LP_329.5	cst	275.96	21.06	10.00	16.81	43.66	196.89	117.75	30.82	108.86	154.68

Fortsetzung Tab. Anh. S.1b

Proben- bezeichnung #	Lithologie §	Ba ppm	Cr ppm	Nb ppm	Ni ppm	Rb ppm	Sr ppm	V ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm
LP_354.8	cst	220.86	26.50	<10	20.02	60.40	127.03	218.70	28.68	105.64	163.51
LP_361.0	sst8	458.59	17.32	<10	11.31	30.15	589.24	128.05	23.39	67.81	120.88
LP_377.7	cst	192.14	27.31	10.22	21.04	47.33	89.14	196.18	31.97	95.46	163.88
LP_390.7	cst	98.27	9.69	<10	15.24	30.44	84.97	99.13	36.57	65.11	116.81
LP_395.8	sltst/sst	309.91	25.61	11.55	13.29	42.90	500.21	225.20	25.13	90.79	134.53
LP_400.0	sst9	405.22	29.24	<10	15.20	33.36	517.15	147.97	19.85	71.92	121.96
LP_423.3	sst/sltst	325.67	21.84	<10	12.26	43.87	475.13	173.10	23.86	84.37	131.62
LP_440.5	sltst	288.94	31.34	<10	14.70	42.09	337.41	169.46	24.36	77.03	144.17
LP_441.2	cst	246.80	25.91	<10	18.13	61.73	107.67	161.16	26.06	87.80	153.80
LP_465.0	sst10	400.29	87.19	<10	35.75	27.28	653.65	162.71	21.09	77.16	125.36
LP_470.2	sltst	216.79	29.66	<10	12.84	51.95	239.77	195.89	26.27	87.21	149.83
LP_470.4	cst	248.98	29.73	<10	18.08	36.27	185.06	146.73	32.66	95.65	153.35
LP_512.0	sst11	399.34	30.98	<10	15.97	33.40	577.89	156.36	20.73	76.41	142.44
LP_514.1	cst	268.28	29.22	<10	15.97	37.95	249.24	168.97	21.79	82.87	145.05
LP_516.7	cst	91.09	25.32	<10	16.48	57.65	29.36	179.37	29.83	85.86	156.61
LP8_061.6	ash	203.51	20.00	<10	10.39	43.12	221.32	131.23	27.80	92.09	148.61
LP8_062.8	ash	202.58	15.28	9.55	<10	49.65	215.14	180.25	26.38	86.84	142.57

Bemerkungen: siehe Tab. Anh. S.1a

Tab. Anh. S.2a: Hauptelement-Analysedaten der Gesamtgesteinsgeochemie alle untersuchter Sedimentproben aus dem Olguita Profil

Proben- bezeichnung [#]	Lithologie [§]	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	H ₂ O %	CO ₂ %	Summe %
OL_000.0	sltst/cst	57.01	1.01	18.72	6.43	0.79	0.11	2.20	4.32	2.72	1.13	0.19	5.68	0.19	100.50
OL_003.9	sst	60.09	0.80	16.46	5.06	1.24	0.12	2.45	5.23	3.35	1.38	0.19	2.87	0.41	99.66
OL_012.0	sltst/cst	55.64	1.03	17.20	8.57	0.82	0.12	2.61	3.49	2.52	1.30	0.16	6.20	0.63	100.30
OL_013.6	ash	58.56	0.99	19.18	4.80	0.71	0.09	2.17	4.43	2.63	1.42	0.13	4.61	0.23	99.95
OL_014.6	ash	59.30	1.02	19.16	4.52	0.72	0.11	2.04	4.53	2.85	1.22	0.15	4.19	0.13	99.94
OL_030.0	sltst/cst	55.57	1.00	17.08	8.22	0.89	0.16	2.94	3.77	2.38	1.17	0.26	6.73	0.23	100.40
OL_032.1	sst	58.87	0.97	15.94	6.10	1.30	0.14	3.14	5.06	3.37	1.17	0.18	2.92	0.13	99.31
OL_054.3	ash	55.92	1.05	22.39	3.67	0.72	0.07	1.48	7.07	3.32	0.22	0.20	3.28	0.12	99.51
OL_055.0	sltst/cst	57.59	0.93	17.00	7.05	1.21	0.11	3.16	2.87	2.18	1.55	0.18	6.31	0.14	100.29
OL_064.0	sltst/cst	59.63	1.01	17.13	5.38	0.85	0.09	2.10	3.73	2.82	1.39	0.13	5.60	0.68	100.53
OL_065.1	sst	56.63	1.42	16.68	7.12	1.85	0.17	2.46	5.35	3.28	1.22	0.19	2.74	0.17	99.28
OL_085.0	sltst/cst	57.24	0.99	17.48	6.32	1.14	0.12	2.40	4.18	2.74	1.16	0.15	5.61	0.93	100.45
OL_096.8	sst	59.19	0.88	17.64	5.64	0.86	0.11	2.20	5.02	3.23	1.42	0.15	3.27	0.15	99.76
OL_100.0	sltst/cst	57.74	1.00	18.27	5.07	1.05	0.10	2.70	5.18	2.98	1.13	0.37	4.27	0.35	100.21
OL_101.6	ash	52.38	1.86	16.35	7.30	3.08	0.17	2.89	7.13	3.01	0.99	0.22	3.47	0.30	99.14
OL_105.0	ash	53.86	0.96	19.67	3.71	2.33	0.18	3.95	7.33	2.40	0.73	0.34	4.18	0.12	99.74
OL_105.0	sltst/cst	58.18	0.99	17.96	5.35	1.27	0.13	2.39	4.78	3.03	1.23	0.18	4.69	0.13	100.30
OL_114.0	sltst/cst	57.09	1.07	17.62	6.55	0.90	0.13	2.45	3.94	2.73	1.28	0.16	6.01	0.32	100.24
OL_126.4	sst	57.86	0.83	17.87	4.86	1.40	0.13	2.46	5.56	3.42	1.31	0.16	3.36	0.15	99.36
OL_130.0	sltst/cst	56.68	1.05	17.78	6.64	1.00	0.15	2.51	4.17	2.72	1.26	0.18	6.04	0.24	100.43
OL_155.4	sst	58.87	0.88	16.93	4.59	1.60	0.12	2.56	5.34	3.46	1.33	0.21	3.48	0.15	99.52
OL_160.0	sltst/cst	56.65	1.15	17.50	7.32	0.99	0.13	2.35	4.28	2.92	1.27	0.21	5.31	0.46	100.54
OL_164.0	sltst/cst	56.88	1.06	17.55	6.77	0.92	0.12	2.45	3.91	2.78	1.41	0.16	6.22	0.23	100.46
OL_180.0	sltst/cst	55.63	1.09	17.52	6.82	1.11	0.14	3.34	3.90	2.66	1.21	0.46	6.26	0.27	100.40
OL_183.1	sst	58.12	0.86	17.84	4.68	1.52	0.10	2.23	4.61	3.80	1.33	0.15	4.02	0.19	99.45
OL_185.0	sltst/cst	56.35	0.99	18.30	5.88	0.94	0.11	2.61	4.20	2.64	1.60	0.21	6.21	0.31	100.33
OL_198.0	ash	55.83	1.08	21.49	3.16	1.34	0.07	2.13	6.95	4.54	0.19	0.18	2.47	0.11	99.53
OL_199.0	sltst/cst	57.91	1.06	17.62	6.31	0.71	0.13	2.28	4.55	2.96	1.24	0.18	5.41	0.11	100.48
OL_205.1	ash	54.28	0.87	24.18	2.30	0.69	0.05	1.56	7.69	3.23	0.45	0.15	3.47	0.21	99.12
OL_205.2	ash	57.06	1.41	20.39	4.00	0.44	0.06	2.51	4.42	2.12	0.52	0.07	6.07	0.77	99.85
OL_207.5	sst	68.05	0.68	13.86	3.89	1.30	0.09	1.57	2.62	2.17	1.56	0.17	3.29	0.38	99.64

Fortsetzung Tab. Anh. S.2a

Proben- bezeichnung [#]	Lithologie [§]	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	H ₂ O %	CO ₂ %	Summe %
OL_215.0	sltst/cst	63.24	0.77	15.48	4.79	0.92	0.10	2.25	1.26	1.92	2.04	0.38	6.47	0.77	100.40
OL_222.5	sst	57.14	0.97	17.44	7.68	n.n.	0.14	2.72	5.82	3.21	1.05	0.15	3.51	0.14	99.97
OL_234.0	sltst/cst	58.71	0.75	18.64	5.03	0.34	0.09	2.21	3.71	2.30	1.56	0.14	6.46	0.29	100.23
OL_239.2	sst	57.51	0.99	17.59	5.70	1.29	0.13	2.30	5.59	3.24	1.12	0.16	4.05	0.13	99.79
OL_255.0	sltst/cst	60.03	0.83	18.13	5.20	0.47	0.08	1.73	1.60	1.57	2.55	0.10	7.34	0.78	100.41
OL_265.0	sltst/cst	55.10	0.99	21.54	3.95	0.41	0.08	2.74	4.16	2.05	1.76	0.18	7.18	0.40	100.54
OL_273.9	sst	65.00	0.64	14.51	5.27	0.36	0.10	2.25	3.80	2.63	1.41	0.13	3.63	0.22	99.97

Bemerkungen: siehe Tab. Anh. S.1a

Tab. Anh. S.2b: Spurenelement-Analysedaten der Gesamtgesteinsgeochemie alle untersuchter Sedimentproben aus dem Olguita Profil

Proben- bezeichnung [#]	Lithologie [§]	Ba ppm	Cr ppm	Nb ppm	Ni ppm	Rb ppm	Sr ppm	V ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm
OL_003.9	sst	693.27	11.12	n.b.	<10	35.33	492.99	131.50	26.37	71.61	145.39
OL_000.0	sltst/cst	255.64	28.23	<10	8.83	33.21	316.88	26.72	169.18	86.46	138.91
OL_012.0	sltst/cst	245.82	20.24	<10	12.93	42.82	223.43	32.16	147.23	80.82	137.29
OL_013.6	ash	302.99	21.61	n.b.	10.64	44.10	350.61	118.87	24.29	81.65	160.20
OL_014.6	ash	265.89	24.94	n.b.	11.54	36.54	329.31	202.47	23.72	90.29	159.27
OL_030.0	sltst/cst	248.51	26.45	<10	18.06	35.49	230.27	37.29	110.24	83.99	133.42
OL_032.1	sst	350.02	19.86	n.b.	14.36	32.92	551.50	159.32	26.31	77.54	143.83
OL_054.3	ash	180.51	<10	n.b.	<10	<10	804.07	323.12	<10	59.62	107.25
OL_055.0	sltst/cst	335.65	21.29	<10	14.30	55.20	193.66	26.22	134.23	78.35	136.16
OL_064.0	sltst/cst	306.91	22.25	12.91	8.31	44.75	301.88	20.68	124.64	64.92	160.82
OL_065.1	sst	534.11	35.98	n.b.	12.85	33.52	420.00	264.43	27.26	95.10	172.91
OL_085.0	sltst/cst	267.87	27.54	<10	9.57	37.80	330.08	23.38	141.12	77.33	164.79
OL_096.8	sst	365.82	22.95	n.b.	14.02	41.27	516.14	128.93	23.25	77.81	138.57
OL_100.0	sltst/cst	271.73	31.34	<10	16.60	28.61	366.54	49.25	146.17	73.91	8519.26
OL_101.6	ash	509.78	52.37	n.b.	<10	25.10	942.32	361.66	20.15	98.11	158.23
OL_105.0	ash	186.42	<10	n.b.	<10	16.12	556.59	161.60	28.76	93.50	173.48

Fortsetzung Tab. Anh. S.2b

Proben- bezeichnung [#]	Lithologie [§]	Ba ppm	Cr ppm	Nb ppm	Ni ppm	Rb ppm	Sr ppm	V ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm
OL_105.0	sltst/cst	263.11	28.48	<10	9.17	36.55	346.64	25.46	170.06	83.55	158.53
OL_114.0	sltst/cst	276.88	27.31	11.60	6.70	34.43	283.15	22.07	154.12	68.91	147.24
OL_126.4	sst	445.09	19.56	n.b.	12.00	37.27	724.00	120.66	25.24	70.07	142.90
OL_130.0	sltst/cst	267.21	25.96	10.98	12.69	38.39	303.61	27.42	164.29	78.95	159.14
OL_155.4	sst	552.18	14.89	n.b.	12.36	33.45	774.35	131.54	23.92	72.64	134.04
OL_160.0	sltst/cst	292.27	27.12	12.28	8.71	36.16	333.66	26.95	158.61	80.05	153.31
OL_164.0	sltst/cst	291.07	28.08	10.95	2.85	47.43	270.22	26.31	149.35	82.18	152.24
OL_180.0	sltst/cst	234.72	19.40	<10	12.77	33.80	216.77	56.34	177.97	87.10	7681.55
OL_183.1	sst	399.18	21.89	n.b.	11.60	37.37	427.52	125.41	21.51	74.69	157.87
OL_185.0	sltst/cst	283.98	37.36	<10	13.42	41.62	292.79	24.85	158.71	86.02	150.94
OL_198.0	ash	111.47	<10	n.b.	<10	<10	1239.07	138.64	<10	67.10	117.50
OL_199.0	sltst/cst	326.79	24.20	10.83	12.15	39.05	329.73	25.20	131.53	83.01	151.44
OL_205.1	ash	209.23	<10	n.b.	<10	<10	882.48	177.80	13.30	49.11	132.44
OL_205.2	ash	161.85	16.90	n.b.	<10	18.79	280.30	186.37	20.39	59.99	165.47
OL_207.5	sst	391.87	75.70	n.b.	26.62	56.06	191.50	134.81	23.88	80.02	141.20
OL_215.0	sltst/cst	326.65	42.75	<10	33.29	81.42	98.55	67.73	120.29	102.51	10115.06
OL_222.5	sst	545.99	23.37	n.b.	15.51	31.85	583.60	149.05	23.48	78.93	140.42
OL_234.0	sltst/cst	317.70	21.73	12.47	15.89	52.90	262.90	24.16	110.96	85.19	153.66
OL_239.2	sst	837.81	25.92	n.b.	12.03	32.35	804.28	164.28	19.95	79.62	143.72
OL_255.0	sltst/cst	435.49	49.45	10.55	21.04	109.82	116.98	23.44	158.37	107.75	173.35
OL_265.0	sltst/cst	377.05	58.61	<10	16.37	69.96	259.16	26.98	231.68	80.38	122.29
OL_273.9	sst	853.75	65.13	n.b.	20.29	45.69	610.63	119.86	19.97	93.50	127.54

Bemerkungen: siehe Tab. Anh. S.1a

Tab. Anh. S.3a: Hauptelement-Analysedaten der Gesamtgesteinsgeochemie alle untersuchter Sedimentproben aus dem Laguna Asador Profil

Proben- bezeich. #	Lithologie [§]	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	H ₂ O %	CO ₂ %	Summe %
AP_000,0	sst-01	67.98	0.57	13.97	4.55	0.08	1.04	2.76	2.54	1.84	0.12	3.41	0.70	99.57
AP_044,5	sst	68.54	0.67	14.17	4.89	0.06	1.33	1.68	1.89	1.96	0.13	4.58	0.10	100.01
AP_047,0	sst	71.46	0.46	12.86	3.97	0.16	0.85	1.79	2.72	1.71	0.11	2.95	0.19	99.25
AP_072,0	sst-02	67.79	0.71	14.43	5.21	0.13	1.33	1.51	1.88	2.03	0.13	4.46	0.05	99.64
AP_079,0	sst	66.90	0.77	13.77	5.69	0.10	1.44	1.86	2.00	2.03	0.37	4.63	0.17	99.72
AP_062.0	cst	59.85	0.64	16.65	5.77	0.05	1.95	2.94	0.37	2.56	0.11	7.37	1.55	99.82

Bemerkungen: siehe Tab. Anh. S.1a

Tab. Anh. S.3b: Spurenelement-Analysedaten der Gesamtgesteinsgeochemie alle untersuchter Sedimentproben aus dem Laguna Asador Profil

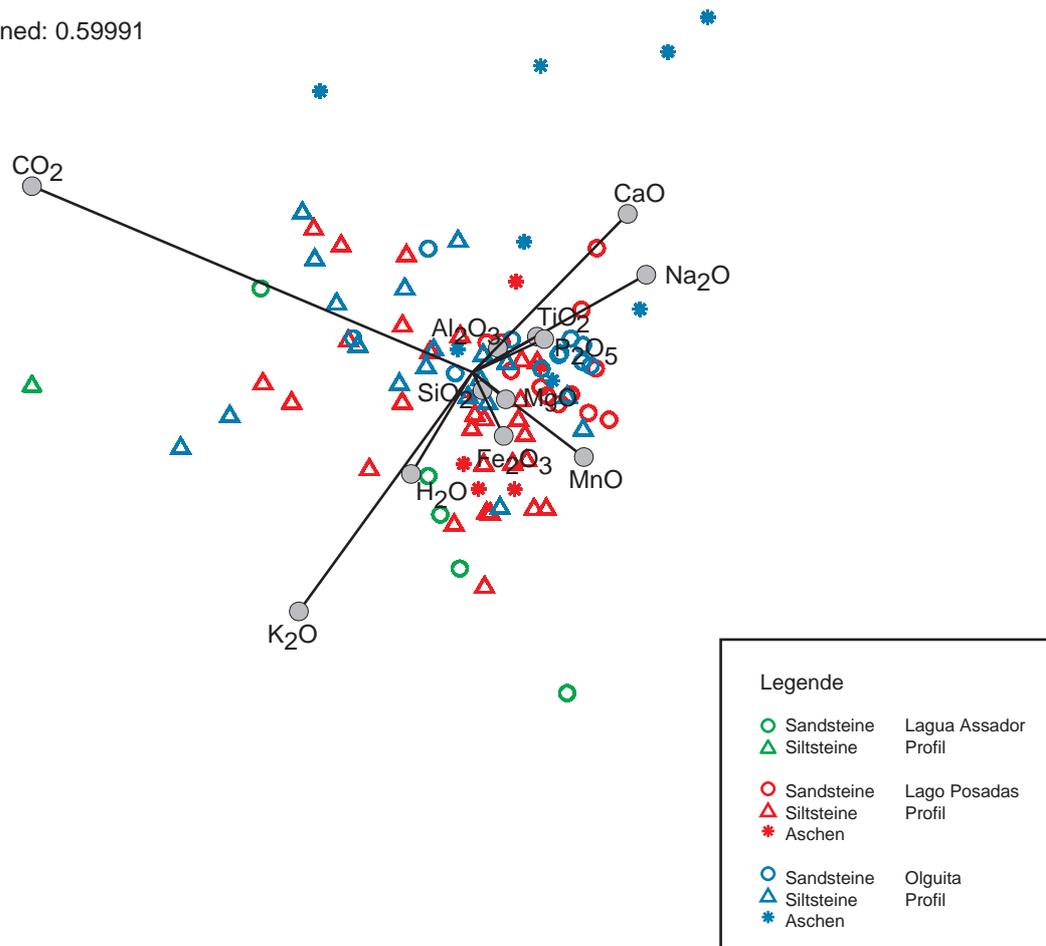
Proben- bezeichnung #	Lithologie [§]	Ba ppm	Cr ppm	Nb ppm	Ni ppm	Rb ppm	Sr ppm	V ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr
AP_000,0	sst-01	495.10	12.57	<10	<10	61.63	340.43	76.41	22.36	64.77	131.22
AP_044,5	sst	573.74	21.40	9.78	<10	68.28	224.72	101.79	24.71	67.38	163.77
AP_047,0	sst	635.51	13.95	<10	<10	58.04	309.86	73.04	24.92	56.45	114.13
AP_072,0	sst-02	567.72	23.11	10.51	11.39	77.61	236.21	102.25	26.11	71.96	235.49
AP_079,0	sst	494.10	26.53	10.00	26.73	94.07	222.89	116.08	58.75	85.21	191.15
AP_062.0	cst	389.88	28.18	9.75	14.83	114.27	142.23	104.56	34.66	88.45	143.46

Bemerkungen: siehe Tab. Anh. S.1a

A

Biplot components: 1 and 2

Proportion explained: 0.59991



B

Biplot components: 1 and 3

Proportion explained: 0.55651

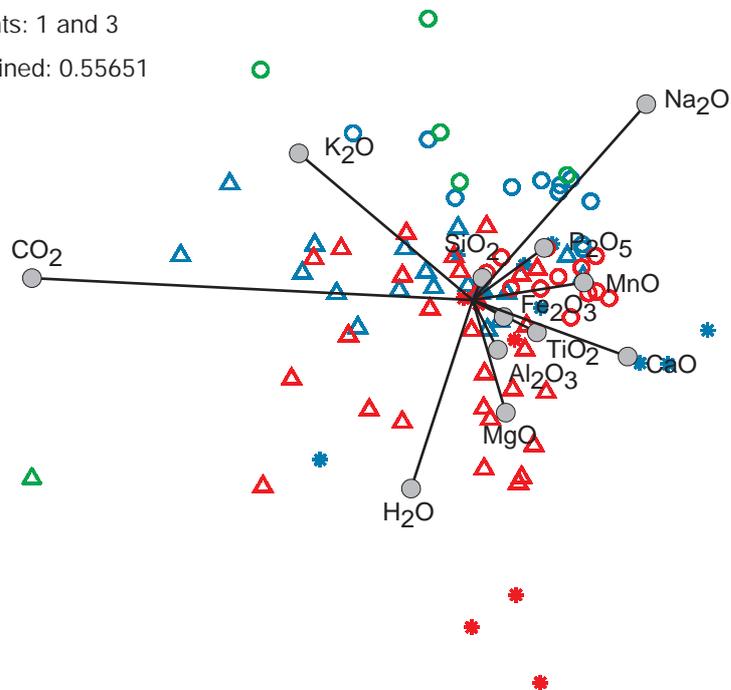
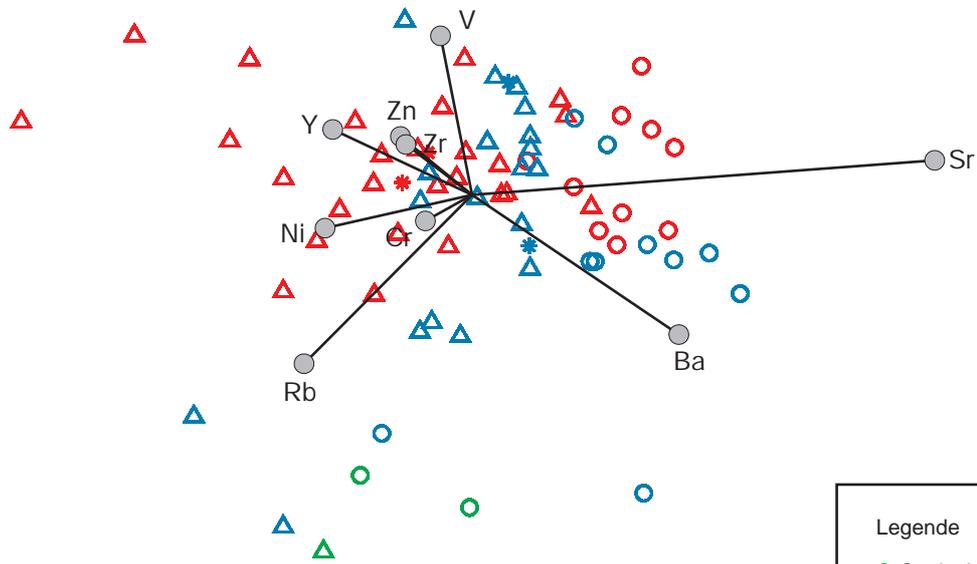


Abb. Anh. S. 27 : Biplot-Darstellung der Hauptelement-Gesamtgesteinsgeochemie aller untersuchter Proben. Es wurde für die Darstellung die erste und zweite Hauptkomponente (A) und die erste und dritte Komponente (B) verwendet (genauere Erläuterungen siehe Kap. 4.3).

A

Biplot components: 1 and 2

Proportion explained: 0.70436



Legende	
○ Sandsteine	Lago Assador Profil
△ Siltsteine	Lago Assador Profil
○ Sandsteine	Lago Posadas Profil
△ Siltsteine	Lago Posadas Profil
*	Aschen
○ Sandsteine	Olguita Profil
△ Siltsteine	Olguita Profil
*	Aschen

B

Biplot components: 1 and 3

Proportion explained: 0.68053

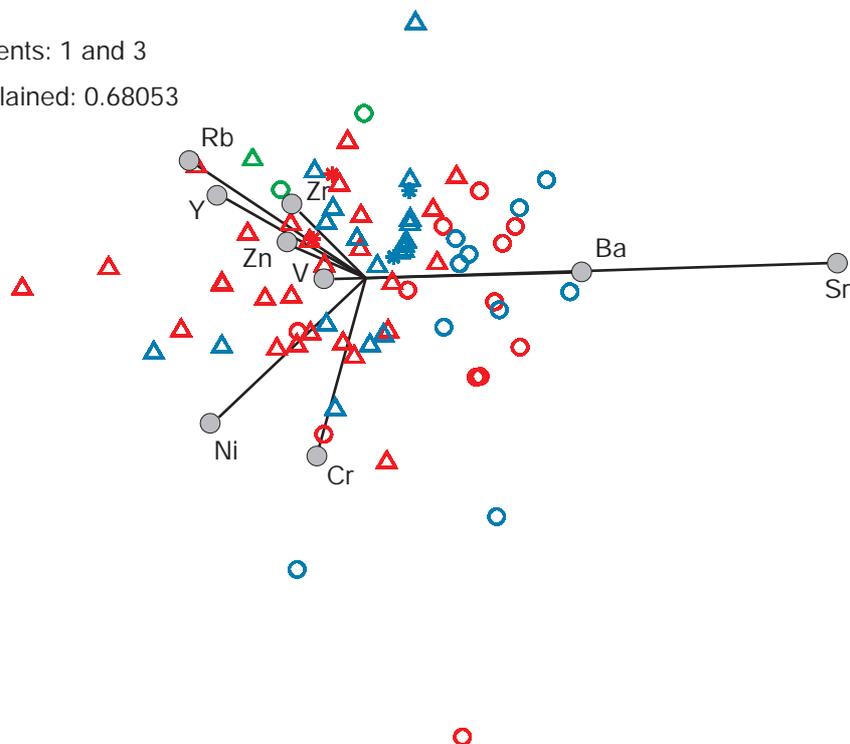


Abb. Anh. S. 28 : Biplot-Darstellung der Hauptelement-Gesamtgesteinsgeochemie aller untersuchter Proben. Es wurde für die Darstellung die erste und zweite Hauptkomponente (A) und die erste und dritte Komponente (B) verwendet (genauere Erläuterungen siehe Kap. 4.3).

I.3 Petrologischen Untersuchungen

I.3.1 Petrographische Kurzbeschreibung der untersuchten Dünnschliffe

Die Namen der Proben entsprechen den Probennummern der Sandsteinproben, die ebenfalls für die Spaltspuruntersuchungen analysiert wurden. Die Position der einzelnen Sandsteine ist aus Tab. Anh. FT.2 zu entnehmen.

OL 01

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 800 - 1800 µm
- überwiegend leicht gerundet; einige Klasten mit hohen Rundungsgraden
- Porenräume vorhanden, die jedoch nur in seltenen Fällen mit Zeolithen verfüllt sind

▪ **Mineralsaum**

- Tonmineralsäume um einige Klasten

▪ **Klastbestand**

Feldspat:

- z. T. serizitisiert
- z. T. beginnende Zeolithbildung
- frische Plagioklase

vulkanische Gesteinsklasten

- komplett zersetzte Matrix, in Tonminerale umgewandelt
- braune und ganz frische schwarze Matrix

Zeolith-Klasten

Akzessorien

- Chlorit, Amphibol
- opake Minerale

Andere Gesteinsklasten

- 1 Quarz-Subkorn-Klast
- Hellglimmer-Klast
- Feldspat-Amphibol-Klast

OL 02

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 800 - 1800 µm
- überwiegend leicht gerundet; einige Klasten mit hohen Rundungsgraden
- Porenräume vorhanden, die häufig mit Zeolithen verfüllt sind

▪ **Mineralsaum**

- Tonmineralsäume um viele Klasten

▪ **Klastbestand**

Feldspat:

- relativ frisch, wenig serizitisiert
- Feldspat-Feldspat Klasten

vulkanische Gesteinsklasten

- in allen Erhaltungszuständen immer mit Einsprenglingen

Zeolith-Klasten

Akzessorien

- Chlorit, Amphibol
- opake Minerale

Andere Gesteinsklasten

- 2 Quarz-Subkorn-Klast
- 1 Hellglimmer-Klast

OL 03

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 500 - 1000 µm
- überwiegend leicht gerundet; einige Klasten mit hohen Rundungsgraden
- Porenräume vorhanden, die teilweise mit Tonmineralen verfüllt sind

▪ **Mineralsaum**

- Tonmineralsäume um viele Klasten

▪ **Klastbestand**

Feldspat:

- z. T. serizitisiert
- z. T. frisch

vulkanische Gesteinsklasten

- stark zersetzte Klasten

Zeolith-Klasten

Akzessorien

- Chlorit, Amphibol
- opake Minerale

Andere Gesteinsklasten

- 2 Quarz-Subkorn-Klasten

OL 04

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 500 - 1000 µm
- überwiegend kantengerundet bis leicht gerundet
- Porenräume vorhanden, die teilweise mit Tonmineralen verfüllt sind

▪ **Mineralsaum**

- untergeordnet Tonmineralsäume

▪ **Klastbestand**

Feldspat:

- sehr gute Erhaltungszustände, wenig serizitisiert

vulkanische Gesteinsklaster

- stark zersetzte Klaster

Zeolith-Klaster

Akzessorien

- Chlorit, Amphibol

Andere Gesteinsklaster

- 2 Quarz-Subkorn-Klaster
- Fsp-Qz-Klast

OL 05

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 500 - 1000 µm
- überwiegend kantengerundet bis leicht gerundet
- Porenräume vorhanden, die teilweise mit Tonmineralen verfüllt sind

▪ **Mineralsaum**

- untergeordnet Tonmineralsäume

▪ **Klastbestand**

Feldspat:

- sehr gute Erhaltungszustände, wenig serizitisiert

vulkanische Gesteinsklaster

- stark zersetzte Klaster

Zeolith-Klaster

Akzessorien

- Chlorit, Amphibol

Andere Gesteinsklaster

- Fsp-Qz-Klast

OL 06**▪ Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 400 - 700 µm
- überwiegend kantengerundet bis sehr gut gerundet
- Porenräume vorhanden, die teilweise mit Tonmineralen verfüllt sind

▪ Mineralsaum

- untergeordnet Tonmineralsäume

▪ Klastbestand*Feldspat:*

- z. T. zersetzt und z. T. sehr gut erhalten
- Feldspat-Feldspat-Klast

vulkanische Gesteinsklasten

- stark zersetzte Klaster
- einzelne Klaster „vergrünt“
- sehr frische vulkanische Klaster

*Zeolith-Klaster**Akzessorien*

- Chlorit, Amphibol
- Opake Minerale

OL 07**▪ Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 200 - 500 µm
- überwiegend kantengerundet bis auf alte vulkanische Klaster, die sehr hohe Rundungsgrade aufweisen
- Porenräume vorhanden, die teilweise mit Tonmineralen verfüllt sind

▪ Mineralsaum

- keine Säume

▪ Klastbestand*Feldspat:*

- z. T. zersetzt und z. T. sehr gut erhalten
- Feldspat-Feldspat-Klast

vulkanische Gesteinsklaster

- stark zersetzte Klaster, Matrix ist in Tonminerale umgewandelt
- keine frischen vulkanischen Klaster

*Zeolith-Klaster**Akzessorien*

- Chlorit, Amphibol
- Opake Minerale

OL 08

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 500 - 1000 µm
- hohe Rundungsgrade der Klasten
- Porenräume vorhanden, die teilweise mit Tonmineralen verfüllt sind

▪ **Mineralsaum**

- es treten Tonmineralsäume auf

▪ **Klastbestand**

Feldspat:

- z. T. zersetzt und z. T. sehr gut erhalten

vulkanische Gesteinsklasten

- stark zersetzte Klasten, Matrix ist in Tonminerale umgewandelt
- frische vulkanischen Klasten

Zeolith-Klasten

Andere Gesteinsklasten

- viele Quarz-Subkorn-Klasten
- Quarz-Hellglimmer-Klasten

Akzessorien

- Chlorit, Amphibol
- Opake Minerale

OL 09

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 900 - 2200 µm
- hohe Rundungsgrade der Klasten
- Porenräume vorhanden, die teilweise mit Tonmineralen verfüllt sind

▪ **Mineralsaum**

- es treten Tonmineralsäume auf

▪ **Klastbestand**

Feldspat:

- stark serizitisiert

vulkanische Gesteinsklasten

- viele unterschiedliche vulkanische Klasten

Zeolith-Klasten

Andere Gesteinsklasten

- viele Quarz-Subkorn-Klasten
- Quarz-Hellglimmer-Klasten
- Chlorit-Hellglimmer

Akzessorien

- Chlorit, Amphibol
- Opake Minerale

OL 10**▪ Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 400 - 1100 µm
- kantengerundet, z. T. stärkere Rundungsgrade
- Porenräume vorhanden, die teilweise mit Tonmineralen verfüllt sind

▪ Mineralsaum

- es treten Tonmineralsäume auf

▪ Klastbestand*Feldspat:*

- z. T. stark serizitisiert
- z. T. gute Erhaltungszustände

vulkanische Gesteinsklasten

- häufig Klasten mit sehr stark zersetzter Matrix

*Zeolith-Klasten**Andere Gesteinsklasten*

- viele Quarz-Subkorn-Klasten
- Quarz-Hellglimmer-Klasten

Akzessorien

- Chlorit, Amphibol
- Opake Minerale

OL 11**▪ Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 400 - 1100 µm
- kantengerundet, z. T. stärkere Rundungsgrade
- Porenräume vorhanden, die teilweise mit Tonmineralen verfüllt sind

▪ Mineralsaum

- es treten Tonmineralsäume auf

▪ Klastbestand

Feldspat:

- z. T. stark serizitiert
- z. T. gute Erhaltungszustände

vulkanische Gesteinsklasten

- häufig Klaster mit sehr stark zersetzter Matrix

*Zeolith-Klaster**Andere Gesteinsklaster*

- viele Quarz-Subkorn-Klaster
- Quarz-Hellglimmer-Klaster

Akzessorien

- Chlorit, Amphibol
- Opake Minerale

LP 1**▪ Kornform; Korngröße; Zwickel**

- sehr feinkörnig, gleichkörnig
- 200 – 350 µm Korndurchmesser
- überwiegender Teil der Klaster kantengerundet; nur einige Ausnahmen, wo Körner stärker gerundet sind
- überwiegend Klast – Klast – Verband
- Verfüllung der Zwischenräume mit Zeolithen

▪ Mineralsaum

- untergeordnet tritt um *vulkanische Gesteinsklaster* Tonmineralsaum auf

▪ Klastbestand*Feldspat:*

- häufig serizitiert
- untergeordnet Plagioklas mit Zwillingslamellierung
- 1 – 2 Körner Mikroklin

vulkanische Gesteinsklaster

- Glasmatrix häufig umgewandelt
- Einsprenglinge überwiegend Plagioklas
- Chlorit
- grünlich bis farblos

*Zeolithklaster**Akzessorien*

- Epidot, Titanit, Pyroxen und Amphibol
- opake Minerale (?Ilmenit)

LP 2

▪ Kornform; Korngröße; Zwickel

- feinkörniger Bereich mit Klasten zwischen 200 – 350 µm Korndurchmesser
- grobkörniger Bereich mit Klasten zwischen 600 - 800 µm Korndurchmesser
- sämtliche Übergänge von kantengerundet bis stark gerundet treten auf; vor allem vulkanischen Gesteinsklasten sind eher stark gerundet im Gegensatz zu Feldspäten, die weitestgehend kantengerundet sind
- feinkörniger Bereich zeigt stärkere Rundungsgrade als grobkörniger Bereich
- im feinkörnigen Bereich existiert überwiegend Klast-Klast-Verband, Zwickel treten nur untergeordnet auf
- grobkörniger Bereich mit weiten Zwickel/Porenzwischenräumen, in denen Zeolithe gewachsen sind

▪ Mineralsaum

- untergeordnet treten Kalzit-Koronen um vulkanische Klasten auf

▪ Klastbestand

Feldspat:

- häufig serizitisiert/sausoritisiert

vulkanische Gesteinsklasten

- Glasmatrix häufig umgewandelt
 - Einsprenglinge überwiegend Plagioklas mit polysynthetischen Zwillingen
- Zeolithklasten

Akzessorien

- Amphibol, Hellglimmer, Epidot, Chlorit
- 1 Gesteinsklast, der sich aus Epidot, Chlorit, opakes Mineral und Feldspat zusammensetzt
- Opak (Ilmenit)- Titanit-Klast

LP 3

▪ Kornform; Korngröße; Zwickel

- relativ feinkörnig 200 – 300 µm mit einigen großen Körnern bis 800 µm
- überwiegend kantengerundete Klasten; nur größeren Klasten (*vulkanische Gesteinsklasten*) weisen stärkere Rundungsgrade auf
- überwiegend Klast-Klast Verband; geringe Zwickel/Porenzwischenräume, in den Zeolithe gewachsen sind

▪ Mineralsaum

- keine Säume vorhanden

▪ Klastbestand

Feldspat:

- auffällig viele Plagioklas-Klasten, bei denen z. T. eine beginnende Zeolithbildung zu beobachten ist

vulkanische Gesteinsklasten

- Glasmatrix häufig umgewandelt und zersetzt mit bräunlicher Farbe
- Klasten teilweise zerbrochen

Chlorit

- grün bis braun

Zeolith-Klasten

Akzessorien

- Amphibol, Titanit, Epidot, Quarz

LP 4

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- breites Korngrößenspektrum zwischen 400 und 1200 µm
- kantengerundet bis gut gerundete Klasten
- Zwickel/Porenzwischenraum vorhanden, der mit Zeolithen und untergeordnet mit Kalzit verfüllt ist

▪ **Mineralsaum**

- Kalzit-Koronen um einige Klasten
- Kalzit-Koronen sind älter als Zwickel-Zeolithe
- -z. T. Tonmineral-Koronen um Klasten

▪ **Klastbestand**

Feldspat:

- z. T. serizitisiert
- Plagioklas-Klasten, bei denen z. T. eine beginnende Zeolithbildung zu beobachten ist

vulkanische Gesteinsklasten

- Glasmatrix häufig umgewandelt und zersetzt
- einige sehr frische Klasten, bei denen die Glasmatrix noch keine Umwandlungen/Zersetzungen aufweist, diese Klasten sind immer kantengerundet

Zeolith-Klasten

Chlorit

Akzessorien

- Amphibol, opake Klasten, Titanit
- 1 Basement-Klast mit Quarz-Subkörnern und Hellglimmer

LP 5

Tendenziell mit LP 4 begonnener grüner Farbeindruck des Schliffs (Chlorit, Amphibol) nimmt zu

▪ Kornform; Korngröße; Zwickel

- Korngrößen zwischen 400 – 1200 µm
- Hauptsächlich kantengerundet; nur untergeordnet Klasten mit stärkeren Rundungsgraden
- Porenraum vorhanden und mit Zeolithen verfüllt

▪ Mineralsaum

- untergeordnet tritt um Klasten Kalzit-Korona auf
- einige wenige Basement-Klasten besitzen Amphibol/Chlorit Korona

▪ Klastbestand*Feldspat:*

- z. T. serizitisiert
- Plagioklas-Klasten

vulkanische Gesteinsklasten

- Glasmatrix häufig zersetzt und in Chlorit umgewandelt
- einige sehr frische Klasten, bei denen die Glasmatrix noch keine Umwandlungen/Zersetzungen aufweist

*Zeolith-Klasten**Akzessorien*

- Amphibol, Chlorit
- Einige Chlorit-Amphibol-Epidot-Klasten

LP 6**▪ Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 600 - 1800 µm
- Hauptsächlich kantengerundet; größere Klasten mit stärkeren Rundungsgraden
- Überwiegend Klast-Klast Verband, teilweise in vorhandenen Porenräumen Zeolithe gewachsen

▪ Mineralsaum

- untergeordnet tritt um Klasten Kalzit-Korona auf
- einige Klasten zeigen rötliche, Hämatit-Korona

▪ Klastbestand*Feldspat:*

- z. T. serizitisiert
- Plagioklas-Klasten

vulkanische Gesteinsklasten

- Unterschiedliche Erhaltungszustände von sehr stark zersetzt bis relativ frisch
- Teilweise Chloritisierte Matrix

Akzessorien

- Amphibol, Chlorit

- Opake Minerale

Andere Gesteinsklaster

Quarz-Hellglimmer Klast

Amphibol-Epidot-Opak-Feldspat Klast

LP 7

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 800 - 1400 µm
- Weites Spektrum an Rundungsgraden von kantengerundet bis rund
- Überwiegend Klast-Klast Verband, teilweise in vorhandenen Porenräumen mit Tonmineralen und untergeordnet Zeolithen verfüllt

▪ **Mineralsaum**

- untergeordnet tritt um Klaster Kalzit-Korona auf

▪ **Klastbestand**

Feldspat:

- z. T. serizitisiert
- Plagioklas-Klaster

vulkanische Gesteinsklaster

- Unterschiedliche Erhaltungszustände von sehr stark zersetzt bis relativ frisch
- mit und ohne Einsprenglinge

Akzessorien

- Amphibol, Chlorit
- Opake Minerale
- Sehr geringer Anteil an Monomineral-Klaster

Andere Gesteinsklaster

- Quarz-Subkorn Klast
- Hellglimmer-Zeolith-Feldspat-Opak Klast
- Chlorit-Amphibol-Opak-Klast
- Hellglimmer-Tonmineral-Klast
- Quarz-Plagioklas-Epidot-Klast

LP 8

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 500-1000 µm
- Weites Spektrum an Rundungsgraden von kantengerundet bis rund
- Überwiegend Klast-Klast Verband, teilweise in vorhandenen Porenräumen mit Tonmineralen verfüllt

▪ Mineralsaum

- untergeordnet treten Tonmineral-Säume auf, die in Zwickelfüllung übergehen.

▪ Klastbestand*Feldspat:*

- extrem stark zersetzte Feldspäte
- wenig Plagioklase mit Zwillingslamellierungen

vulkanische Gesteinsklaster

- hauptsächlich sehr stark zersetzte Matrix, in Tonminerale umgewandelt bis auf einige wenige, sehr frische vulkanische Klaster

Akzessorien

- Amphibol, Chlorit, Epidot
- Opake Minerale

Andere Gesteinsklaster

- Epidot-Amphibol-Feldspat

LP 9**▪ Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 400-1200 µm
- Weites Spektrum an Rundungsgraden von kantengerundet bis rund
- Porenräume mit Zeolithen und Tonmineralen verfüllt

▪ Mineralsaum

- Treten nicht auf

▪ Klastbestand*Feldspat:*

- z. T. stark serizitisiert
- Daneben treten ganz frische Plagioklase mit sehr geringem Lamellenabstand auf

vulkanische Gesteinsklaster

- hauptsächlich sehr stark zersetzte Matrix, in Tonminerale umgewandelt bis auf einige wenige, sehr frische vulkanische Klaster

*Zeolith-Klaster**Akzessorien*

- Amphibol, Chlorit, Epidot
- Opake Minerale

Andere Gesteinsklaster

- Chlorit-Zeolith-Klaster
- Hellglimmer-Klast
- Tonmineral-Klaster

LP 10

▪ Kornform; Korngröße; Zwickel

- Korngrößen zwischen 400-900 µm
- Weites Spektrum an Rundungsgraden von kantengerundet bis rund
- Porenräume mit Zeolithen und Tonmineralen verfüllt

▪ Mineralsaum

- Einige Kalzit-Säume

▪ Klastbestand

Feldspat:

- z. T. stark serizitisiert, beginnende Umwandlung in Zeolith
- ganz frische Plagioklase mit dünnem Lamellenabstand und dünnen Lamellen
- frische Plagioklase mit weitem Lamellenabstand
- Plagioklase mit weitem Abstand und weiten Lamellen mit beginnender Serizitisierung

vulkanische Gesteinsklaster

- alle Erhaltungszustände von komplett umgewandelter Matrix in Tonminerale bis zu ganz frischer Matrix
- die meisten Klaster mit Plagioklas-Einsprenglingen

Zeolith-Klaster

Akzessorien

- Amphibol, Chlorit, Epidot
- Opake Minerale

Andere Gesteinsklaster

- Quarz-Subkörner
- Quarz-Hellglimmer
- Freier Quarz

LP 11

▪ Kornform; Korngröße; Zwickel

- Korngrößen zwischen 200 - 400 µm; nur einige Klaster mit Korngrößen mit 800 - 1000 µm (vulkanische Klaster)
- überwiegend kantengerundet, Ausnahmen stellen einige stark umgewandelte Klaster dar
- überwiegend Klast-Klast Verband; sehr geringe Porenräume, in wenigen Porenräumen Tonminerale noch seltener treten Zeolithe auf

▪ Mineralsaum

- einige Kalzit-Säume

▪ Klastbestand

Feldspat:

- z. T. stark serizitisiert, beginnende Umwandlung in Zeolith
- ganz frische Plagioklase mit dünnem Lamellenabstand und dünnen Lamellen

- frische Plagioklase mit weitem Lamellenabstand
- Plagioklase mit weitem Abstand und weiten Lamellen mit beginnender Serizitisierung

vulkanische Gesteinsklasten

- alle Erhaltungszustände von komplett umgewandelter Matrix in Tonminerale bis zu ganz frischer Matrix
- die meisten Klaster mit Plagioklas-Einsprenglingen

Zeolith-Klaster

Akzessorien

- Chlorit, Epidot, auffällig große Schwerminerale
- Opake Minerale

Andere Gesteinsklaster

- Quarz-Subkörner
- Quarz-Hellglimmer

LA 01

▪ **Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 600 und 1800 µm
- überwiegend kantengerundet,
- Streupräparat

▪ **Mineralsaum**

- Tonmineralsäume um einige Klaster

▪ **Klastbestand**

Feldspat:

- z. T. serizitisiert
- frische Plagioklase
- Feldspäte, die von Karbonat durchzogen werden

vulkanische Gesteinsklaster

- stark zersetzte Matrix
- treten nur untergeordnet auf

Zeolith-Klaster

Akzessorien

- Chlorit, Epidot
- Karbonat-Klaster

Andere Gesteinsklaster

- Quarz-Subkörner
- Hellglimmer-Klast

LA 02**▪ Kornform; Korngröße; Zwickel**

- Korngrößen zwischen 400 - 800 µm
- es treten alle Rundungsgrade von kantengerundet bis stark gerundet auf

▪ Mineralsaum

- Tonmineralsäume um einige Klasten

▪ Klastbestand*Feldspat:*

- z. T. serizitisiert
- frische Plagioklase

vulkanische Gesteinsklasten

- in fast allen Klasten Matrix in Tonminerale zersetzt
- es treten keine frischen vulkanischen Klasten auf

*Zeolith-Klasten**Akzessorien*

- Chlorit,
- opake Minerale

Andere Gesteinsklasten

- Quarz-Subkörner
- Hellglimmer-Klast

I.3.2 Petrographische Zählstatistik

Tab. Anh. S.4: Ergebnisse der Punktzählmethode der petrographischen Sandsteinuntersuchungen

Probenbez.	Profilhöhe in m	vulkanische Gesteins- klasten	vergrünte vulk. Gesteins- klasten	Feldspat	Quarz	Chlorit	Opak + Akzess.	andere Gesteins- klasten	Zeolit Klasten	Summe	Schrittweite in mm
OL01	4	192	-	67	-	4	10	19	28	320	0.6
OL02	32	177	-	74	-	2	22	22	9	306	0.6
OL03	65	148	-	81	-	12	18	17	48	324	0.6
OL04	97	140	-	86	-	8	17	12	37	300	0.6
OL05	126	124	-	97	-	10	27	9	41	308	0.6
OL06	155	116	20	84	-	7	29	6	42	304	0.6
OL07	183	101	-	92	-	33	48	5	41	320	0.2
OL08	208	157	-	84	44	5	22	-	45	357	0.4
OL09	223	91	-	96	17	13	48	-	47	312	0.4
OL10	239	91	-	99	10	11	55	-	46	312	0.6
OL11	274	127	-	106	24	4	24	-	30	315	0.4
LP01	2	145	-	71	-	27	57	-	14	314	0.2
LP02	55	93	-	72	-	20	51	11	21	268	0.3
LP03	104	102	-	74	-	20	27	6	26	255	0.3
LP04	155.3	116	-	75	-	14	17	13	33	268	0.6
LP05	205.3	79	45	76	-	15	24	20	20	279	0.6
LP06	259	124	31	40	-	7	17	16	34	269	0.6
LP07	312	100	45	46	-	8	13	45	31	288	0.6
LP08	361	140	25	59	-	15	15	17	35	306	0.4
LP09	400	131	15	68	-	12	30	15	51	322	0.6
LP10	465	133	-	73	8	11	46	13	20	304	0.6
LP11	512	140	-	85	6	6	54	9	11	311	0.6
LA01	0	113	-	87	5	3	36	36	23	303	0.6
LA02	46	98	-	106	8	3	41	20	26	302	0.6

II Anhang M - Magnetostratigraphische Untersuchungen

II.1 Magnetostratigraphische Ergebnisse

Tab. Anh. M.1: Mess- und Auswertungsergebnisse der magnetostratigraphischen Untersuchungen des Olguita Profils.

Laufende Nummer	Probenzeichnung	Höhe im Profil	I [°] Inklination	D [°] Deklination	RA [°] revers angle	J [A/m] Magnetisierung	MAD-Wert [#]	Analyse-methode*
1	1a	0.0	68.8	202.4	170.9	54.62	3.4	2
2	1b	0.0	44.5	153.3	154.3	48.14	8.4	2
3	2a	2.0	-54.0	-9.9	12.7	46.12	3.5	2
4	2b	2.0	-46.2	-2.3	19.6	33.11	8.7	2
5	2c	2.0	-50.7	2.6	15.1	21.13	4.6	1
6	3a	3.2	-7.2	79.5	79.1	49.85	2.6	2
7	3c	3.2	-29.9	-52.1	47.7	28.39	3.1	1
8	3d	3.2	-11.0	85.6	78.2	32.76	3.6	1
9	4a	6.1	-22.7	51.4	54.0	5.69	8.2	2
10	4c	6.1	-14.9	-47.9	59.9	4.77	7.5	2
11	5a	6.6	-19.4	37.4	52.4	36.40	6.4	2
12	5b	6.6	-54.6	11.7	12.6	49.45	8.4	2
13	5c	6.6	-27.9	10.5	38.4	23.81	5.9	1
14	6a	6.9	-53.9	10.3	12.8	84.14	3.2	2
15	6b	6.9	-51.9	3.2	13.9	86.85	3.0	2
16	8a	8.6	-61.0	-83.8	35.0	8.06	5.6	2
17	8b	8.6	-41.0	-33.2	31.0	5.66	9.3	2
18	8c	8.6	-43.1	124.6	63.1	154.93	1.5	1
19	9a	11.2	-68.4	2.4	2.8	21.58	8.9	2
20	9b	11.2	-70.1	-78.8	27.8	42.64	4.6	2
21	9c	11.2	-60.3	22.6	11.5	39.06	3.4	1
22	9d	11.2	-73.3	-82.1	27.2	52.30	2.3	1
23	10c	11.9	83.4	225.3	159.9	18.32	2.1	2
24	12a	14.1	46.3	133.7	148.8	97.19	3.3	1
25	12c	14.1	59.9	160.0	169.2	36.32	1.2	2
26	11a	14.7	58.6	172.6	172.1	220.49	4.0	2
27	11b	14.7	63.4	158.5	170.5	214.52	1.5	2
28	13a	16.9	73.1	181.9	172.6	66.05	1.7	2
29	13b	16.9	72.1	153.9	168.8	40.36	4.9	2
30	13c	16.9	89.3	154.3	156.4	74.33	1.9	1
31	14b	20.1	25.6	236.8	126.7	17.22	13.5	2
32	15a	20.9	55.8	167.4	168.4	13.75	3.2	2
33	15b	20.9	45.2	167.2	158.3	35.16	3.4	1
34	15c	20.9	30.1	159.8	142.3	48.69	6.5	2
35	16a	22.1	73.5	205.8	168.3	27.28	5.1	2
36	16b	22.1	72.4	141.1	165.0	10.68	6.1	2
37	17a	23.3	56.6	184.9	170.5	184.78	2.4	1
38	17b	23.3	81.9	253.6	156.8	228.02	0.6	1
39	17c	23.3	58.3	173.6	172.0	177.03	1.8	2
40	17d	23.3	62.0	179.1	176.3	212.09	1.8	2
41	18a	23.5	51.9	180.0	166.2	186.29	1.4	1

Bemerkungen: Auswertemethodik siehe Kap. 3.2.1. Messung und Auswertung der Daten erfolgte am GFZ Potsdam im Projektbereich 3.3

[#] MAD-Wert entspricht dem maximum angular deviation nach KIRSCHVINK (1980).

* Analysemethode: 1 – Wechselfeldmagnetisierung (11-Meßschritte); 2 – thermische Entmagnetisierung (14-Meßschritte)

Laufende Nummer	Probenzeichnung	Höhe im Profil	I [°] Inklination	D [°] Deklination	RA [°] revers angle	J [A/m] Magnetisierung	MAD-Wert #	Analyse-methode*
42	18b	23.5	61.7	188.9	174.3	189.82	1.5	2
43	18c	23.5	60.9	193.1	172.4	153.99	2.4	2
44	19a	26.4	53.1	208.2	161.2	12.97	5.4	1
45	19b	26.4	56.1	183.4	170.2	5.19	7.2	2
46	19c	26.4	39.3	167.8	152.6	8.56	6.8	1
47	19d	26.4	56.3	163.1	167.6	22.34	6.5	2
48	20a	27.7	49.7	169.1	163.0	9.45	10.0	1
49	20b	27.7	44.2	143.4	150.7	6.36	4.0	2
50	20c	27.7	50.4	174.0	164.3	9.75	10.7	2
51	21d	28.9	63.7	170.4	175.4	36.79	4.8	1
52	21a	28.9	69.5	154.5	169.7	76.21	7.4	1
53	21c	28.9	69.0	149.4	167.9	36.35	7.7	2
54	22a	29.8	59.3	159.2	168.5	89.65	3.0	2
55	22b	29.8	60.3	177.7	174.5	62.95	3.7	1
56	22c	29.8	70.4	194.2	173.0	18.19	3.6	2
57	23a	30.6	50.8	194.7	163.3	9.86	6.3	2
58	23b	30.6	57.4	129.7	155.5	10.45	4.8	2
59	23c	30.6	65.3	122.2	156.9	26.23	6.0	1
60	24a	37.0	54.4	147.3	160.5	53.51	6.0	2
61	24b	37.0	49.3	117.6	144.6	44.98	4.2	2
62	25a	37.9	41.2	152.0	150.8	35.98	6.2	2
63	25b	37.9	54.2	183.9	168.3	48.02	2.8	2
64	25c	37.9	57.5	147.3	162.7	72.63	4.0	1
65	25d	37.9	43.7	169.6	157.2	53.89	2.4	1
66	26a	39.7	48.7	193.1	161.7	119.05	3.0	1
67	26b	39.7	72.6	190.8	172.2	137.39	5.6	2
68	26c	39.7	63.2	179.7	177.5	104.59	3.7	1
69	26d	39.7	54.5	228.7	154.1	50.50	4.4	2
70	27a	44.0	25.0	221.9	131.5	4.14	4.3	2
71	27c	44.0	62.5	152.3	167.6	6.71	8.6	2
72	28a	44.1	44.0	126.2	143.9	6.22	7.0	2
73	28b	44.1	34.6	135.7	139.5	9.16	15.2	1
74	28c	44.1	25.8	218.8	133.3	8.35	14.8	2
75	29a	49.9	53.8	200.8	164.3	31.46	6.9	2
76	29b	49.9	66.1	205.5	169.7	52.78	11.8	2
77	29c	49.9	49.2	164.1	161.5	17.43	7.7	1
78	101a	54.0	56.6	236.9	152.2	53.67	6.3	2
79	101b	54.0	54.2	153.3	162.6	57.28	7.0	2
80	101c	54.0	59.2	196.2	170.1	83.29	7.2	2
81	101d	54.0	72.8	180.8	172.9	79.63	4.2	2
82	30a	54.9	42.0	180.1	156.2	49.64	5.9	2
83	30b	54.9	36.6	157.5	148.0	64.55	3.3	2
84	30c	54.9	40.4	158.2	151.8	38.11	6.3	2
85	30d	54.9	45.2	167.9	158.4	87.89	4.5	2
86	30e	54.9	37.8	144.8	145.5	64.75	7.9	2
87	102a	58.9	-70.4	-85.0	29.5	125.66	14.8	2
88	102b	58.9	-52.8	-42.8	24.7	84.01	9.9	2
89	102c	58.9	-34.2	33.2	37.2	49.40	16.4	2
90	31a	63.9	-28.8	-40.7	44.6	8.46	5.4	2
91	31b	63.9	-45.1	-47.5	32.7	20.96	9.5	2
92	103a	64.6	-56.0	38.7	20.8	31.66	12.8	2
93	103c	64.6	-32.5	17.9	34.9	110.84	3.9	2

Laufende Nummer	Probenzeichnung	Höhe im Profil	I [°] Inkination	D [°] Deklination	RA [°] revers angle	J [A/m] Magnetisierung	MAD-Wert #	Analyse-methode*
94	32b	69.8	-47.9	23.2	21.6	101.05	6.6	2
95	32c	69.8	-54.7	13.3	12.8	55.40	18.5	2
96	32d	69.8	-41.5	30.6	29.6	84.93	2.8	2
97	32e	69.8	-85.3	30.3	20.3	72.01	6.7	2
98	32a	69.9	-65.8	-0.6	0.3	51.10	6.2	2
99	33a	75.2	-63.5	-16.8	7.5	21.66	9.5	2
100	33b	75.2	-64.2	-40.2	16.8	39.78	7.0	2
101	33c	75.2	-70.5	-38.5	14.8	44.45	6.8	2
102	33d	75.2	-57.5	-20.0	12.5	76.72	4.0	2
103	34a	80.0	-55.5	-48.6	25.1	158.41	5.1	2
104	34b	80.0	-75.1	103.2	31.0	51.51	8.5	2
105	34c	80.0	-66.7	-4.9	2.2	137.85	3.5	2
106	35a	85.1	-38.6	-15.7	28.6	192.73	2.8	2
107	35b	85.1	-43.2	-22.1	25.6	106.05	3.0	2
108	35c	85.1	-42.6	14.9	24.5	131.64	3.4	2
109	36a	90.0	-3.8	63.6	76.0	44.49	10.1	2
110	36b	90.0	-3.5	42.9	69.1	61.85	12.2	2
111	36c	90.0	-16.4	-30.1	53.2	101.01	6.0	2
112	105a	93.4	-34.3	44.5	40.9	23.72	12.7	2
113	105b	93.4	-23.2	28.2	46.2	18.07	8.6	2
114	105c	93.4	-62.1	-18.4	8.8	41.73	5.2	2
115	37a	94.4	-10.0	-38.2	61.6	31.98	10.7	2
116	37b	94.4	-43.8	68.3	42.2	50.63	6.1	2
117	37c	94.4	-50.4	-40.2	25.5	41.65	4.4	2
118	37d	94.4	-58.4	-42.7	20.8	93.80	2.5	2
119	104a	95.4	14.6	15.1	81.1	8.08	16.2	2
120	104c	95.4	-28.8	236.1	76.2	6.05	11.4	2
121	106c	99.2	63.4	254.7	149.7	63.85	6.8	2
122	106d	99.2	59.5	237.9	153.7	77.96	10.0	2
123	73a	100.0	63.6	127.7	158.2	46.70	8.7	2
124	73b	100.0	80.2	138.6	161.9	82.46	7.0	2
125	73c	100.0	76.6	115.3	158.0	65.14	3.1	2
126	107a	101.9	55.4	-86.2	137.3	199.23	1.5	2
127	107b	101.9	59.2	261.9	144.4	108.48	2.3	2
128	107c	101.9	70.2	258.8	152.2	79.57	3.1	2
129	107d	101.9	57.6	263.7	142.6	158.24	5.8	2
130	72a	105.2	58.9	203.2	167.4	62.54	7.3	2
131	72b	105.2	62.9	160.1	171.0	58.57	5.3	2
132	72c	105.2	66.1	134.5	161.8	46.79	5.4	2
133	72d	105.2	75.6	196.4	168.9	42.98	11.6	2
134	71a	110.2	43.8	176.5	158.0	35.18	7.6	2
135	71b	110.2	35.0	195.8	147.9	77.80	18.5	2
136	71c	110.2	48.5	258.8	137.4	94.20	5.1	2
137	70a	113.6	52.0	175.4	166.1	30.50	3.6	2
138	70b	113.6	53.6	176.7	167.8	72.86	8.5	2
139	70c	113.6	58.4	191.8	170.9	51.89	8.0	2
140	70d	113.7	49.2	172.7	163.0	28.98	5.3	2
141	70f	113.7	38.4	176.4	152.6	26.60	8.3	2
142	108a	116.5	49.5	209.1	157.9	6.57	3.5	2
143	108b	116.5	77.7	183.5	167.9	11.38	4.2	2
144	108c	116.5	81.9	165.3	163.4	6.97	7.6	2
145	108d	116.5	33.2	183.1	147.4	9.72	7.8	2
146	69a	119.9	63.0	171.0	175.3	80.37	3.6	2

Laufende Nummer	Probenzeichnung	Höhe im Profil	I [°] Inklination	D [°] Deklination	RA [°] revers angle	J [A/m] Magnetisierung	MAD-Wert #	Analyse-methode*
147	69b	119.9	59.8	174.3	173.5	75.39	4.2	2
148	69c	119.9	52.5	209.6	160.2	151.16	6.4	2
149	109a	123.6	58.9	194.7	170.4	116.86	4.4	2
150	109b	123.6	66.8	185.2	177.6	101.84	3.3	2
151	109c	123.6	57.1	185.1	171.0	110.49	3.6	2
152	109d	123.6	57.2	214.4	161.8	197.74	2.0	2
153	68a	124.7	39.8	108.6	133.1	95.92	15.1	2
154	68c	124.7	50.0	141.5	154.8	44.09	14.5	2
155	68b	124.8	32.6	82.4	116.4	27.29	10.3	2
156	67a	130.2	43.4	161.8	155.5	61.73	2.8	2
157	67b	130.2	50.2	159.5	161.2	75.45	3.4	2
158	67c	130.2	46.2	160.5	157.9	155.65	2.5	2
159	110a	133.3	59.8	191.7	172.0	94.83	3.8	2
160	110b	133.3	40.9	193.6	153.9	74.86	5.2	2
161	110c	133.3	51.6	188.7	165.2	94.53	4.9	2
162	66a	134.8	38.3	194.5	151.3	4.33	8.5	2
163	66b	134.8	40.1	192.4	153.4	7.35	4.1	2
164	66c	134.8	56.3	221.6	158.3	34.55	11.6	2
165	65a	140.3	61.0	100.9	146.6	155.49	15.8	2
166	65b	140.3	50.2	121.7	147.0	102.58	8.2	2
167	65c	140.3	64.1	146.0	165.7	106.16	4.1	2
168	64a	145.4	62.1	146.7	165.1	15.65	5.0	2
169	64b	145.4	47.1	151.6	156.0	86.00	4.2	2
170	64c	145.4	67.9	212.8	167.1	34.67	6.6	2
171	63a	149.8	55.8	161.5	166.6	266.61	1.4	2
172	63b	149.8	50.4	155.1	160.0	271.51	2.4	2
173	63c	149.8	47.0	164.3	159.4	378.55	2.4	2
174	62a	153.9	-21.2	-2.5	44.5	80.67	3.6	2
175	62b	153.9	-27.7	-29.5	42.2	101.59	4.2	2
176	62c	153.9	-23.0	-30.0	46.8	128.83	5.6	2
177	61a	159.5	-62.4	-10.3	5.6	262.32	1.7	2
178	61b	159.5	-65.4	-0.3	0.3	644.67	2.2	2
179	61c	159.5	-53.9	8.7	12.6	508.14	2.9	2
180	61d	159.5	-61.3	-14.9	7.9	462.90	3.9	2
181	60a	164.0	-77.8	263.9	28.1	320.16	2.0	2
182	60b	164.0	-69.8	242.3	37.9	390.62	1.2	2
183	60c	164.0	-64.0	-75.3	30.1	171.06	4.0	2
184	60d	164.0	-68.2	258.2	35.4	397.13	1.1	2
185	111a	168.4	-69.0	-11.1	5.4	75.77	6.8	2
186	111b	168.4	-54.8	16.8	13.7	188.91	2.4	2
187	111c	168.4	-64.5	13.7	5.9	122.97	4.0	2
188	111d	168.4	-48.7	-9.0	17.7	65.77	5.4	2
189	59a	169.5	-36.9	-28.0	33.1	63.20	7.2	2
190	59b	169.5	-32.4	91.5	61.3	41.23	2.9	2
191	59c	169.5	-43.9	11.6	22.7	75.92	6.4	2
192	58a	174.2	-13.6	60.2	65.6	68.05	5.9	2
193	58b	174.2	-40.3	-10.0	26.1	95.47	5.3	2
194	58c	174.2	-47.2	-3.2	18.6	75.05	8.4	2
195	112a	175.3	-76.9	20.4	12.8	26.22	15.5	2
196	112b	175.3	-81.9	11.7	16.4	66.20	8.3	2
197	112c	175.3	-41.4	6.2	24.6	4.25	8.6	2
198	112d	175.3	-44.8	-29.8	26.5	61.31	7.1	2
199	57a	179.5	-34.8	215.7	75.8	73.26	7.7	2

Laufende Nummer	Probenzeichnung	Höhe im Profil	I [°] Inkination	D [°] Deklination	RA [°] revers angle	J [A/m] Magnetisierung	MAD-Wert #	Analyse-methode*
200	114a	179.5	-34.8	215.7	75.8	73.26	7.7	2
201	57b	179.5	-55.2	230.5	53.2	53.37	5.6	2
202	114b	179.5	-55.2	230.5	53.2	53.37	5.6	2
203	57c	179.5	-28.4	210.8	83.0	58.76	11.1	2
204	114c	179.5	-28.4	210.8	83.0	58.76	11.1	2
205	57d	179.5	-40.3	-7.8	25.8	194.56	2.8	2
206	113a	182.0	-69.9	-27.1	10.9	165.82	3.6	2
207	113b	182.0	-59.1	-37.1	18.1	278.36	2.2	2
208	113c	182.0	-52.3	-37.8	23.1	186.55	2.4	2
209	113d	182.0	-56.1	-31.1	17.7	179.84	3.9	2
210	56a	184.8	-51.5	-16.6	16.5	183.88	5.9	2
211	56b	184.8	-47.3	4.3	18.6	198.29	5.4	2
212	56c	184.8	-55.9	-2.2	9.9	40.75	3.9	2
213	56d	184.8	-84.8	27.2	19.7	126.63	8.9	2
214	115a	185.0	-53.8	-33.4	20.2	58.95	13.7	2
215	115b	185.0	-66.1	20.4	8.3	59.76	8.2	2
216	115c	185.0	-53.0	-11.4	13.9	140.86	6.4	2
217	116a	188.2	-64.5	12.1	5.2	828.20	1.9	2
218	116b	188.2	-62.7	4.2	3.6	906.57	1.7	2
219	116c	188.2	-65.9	8.3	3.4	964.86	1.3	2
220	116d	188.2	-58.3	0.6	7.4	893.08	2.0	2
221	55a	190.6	-60.5	15.6	8.7	132.29	4.9	2
222	55b	190.6	-37.7	29.6	32.9	167.49	2.9	2
223	55c	190.6	-46.1	18.9	22.1	87.55	4.6	2
224	117a	193.7	-68.5	78.2	28.5	296.58	3.6	2
225	117b	193.7	-70.0	48.8	18.3	176.49	3.1	2
226	117c	193.7	-75.2	63.1	21.7	323.30	2.1	2
227	117d	193.7	-67.0	29.1	11.6	317.22	2.9	2
228	54a	194.9	26.9	-43.0	98.3	38.61	9.1	2
229	53a	198.6	-56.3	-4.4	9.7	206.25	3.3	2
230	53b	198.6	-57.6	-4.7	8.4	263.25	2.1	2
231	53c	198.6	-66.2	-1.5	0.8	180.29	4.3	2
232	118a	198.8	-58.3	9.8	8.8	316.00	2.7	2
233	118b	198.8	-58.7	3.8	7.2	310.61	3.6	2
234	118c	198.8	-68.4	4.9	3.3	230.31	2.4	2
235	118d	198.8	-61.9	-5.6	4.6	320.39	3.6	2
236	118e	198.8	-64.6	4.6	2.2	104.73	2.5	2
237	119a	203.1	-71.4	9.4	6.6	18.41	6.2	2
238	119b	203.1	-64.4	18.4	7.9	14.38	5.8	2
239	119c	203.1	-40.7	95.5	55.7	11.13	6.4	2
240	119d	203.1	-72.6	96.9	31.2	11.01	7.6	2
241	52a	205.4	-65.0	-1.8	1.0	40.33	9.2	2
242	52b	205.4	-54.6	28.4	17.7	37.72	6.5	2
243	52c	205.4	-29.3	3.8	36.6	13.90	4.4	2
244	51a	209.8	-54.2	-27.6	17.7	23.47	6.0	2
245	51b	209.8	-59.2	-27.6	14.2	26.41	2.3	2
246	51c	209.8	-62.1	-32.0	14.4	34.67	3.7	2
247	50a	214.9	-55.0	38.4	21.4	2.95	4.2	2
248	50b	214.9	-73.8	-10.1	8.8	37.48	5.5	2
249	50c	214.9	-67.4	49.8	19.3	29.80	3.5	2
250	49a	219.9	-42.4	12.4	24.3	15.67	15.3	2
251	49b	219.9	-27.0	73.8	58.9	12.93	6.6	2
252	49c	219.9	-85.9	-4.5	20.1	16.59	7.2	2

Laufende Nummer	Probenzeichnung	Höhe im Profil	I [°] Inkination	D [°] Deklination	RA [°] revers angle	J [A/m] Magnetisierung	MAD-Wert #	Analyse-methode*
253	48a	221.1	-50.5	-9.3	16.0	21.96	4.8	2
254	48b	221.1	-51.6	-31.8	21.4	21.19	9.7	2
255	48c	221.2	-54.0	10.9	12.9	24.85	4.1	2
256	120a	225.6	-37.7	22.7	31.0	4.34	6.6	2
257	120b	225.6	-43.2	-4.7	22.7	4.35	6.6	2
258	120c	225.6	-38.8	1.5	27.0	2.65	9.5	2
259	46a	232.2	-47.1	47.4	31.1	35.31	3.4	2
260	46b	232.2	-13.0	33.5	57.4	50.46	8.4	2
261	46c	232.2	-16.9	-51.4	59.4	85.87	3.9	2
262	121a	235.0	-59.4	-3.4	6.6	35.59	4.0	2
263	121b	235.0	-61.9	5.6	4.6	39.40	3.7	2
264	121c	235.0	-56.6	2.9	9.2	30.25	2.0	2
265	121d	235.0	-55.2	-9.9	11.6	33.85	3.8	2
266	45a	238.4	-13.3	52.0	62.9	74.76	7.1	2
267	45b	238.4	-60.9	27.3	13.1	100.44	4.5	2
268	45c	238.4	-55.9	-16.3	12.6	101.69	3.8	2
269	44a	244.3	-34.7	41.7	39.6	125.08	2.4	2
270	44b	244.3	-25.6	40.8	47.6	83.19	3.7	2
271	44c	244.3	-43.8	-22.4	25.2	89.63	4.6	2
272	124a	248.1	-27.4	267.8	66.1	36.22	6.2	2
273	124b	248.1	-51.7	-1.0	14.1	26.70	4.1	2
274	124c	248.1	-33.0	-63.3	49.3	48.18	3.3	2
275	124d	248.1	-29.8	-78.5	58.4	27.70	3.1	2
276	43a	249.0	68.3	128.4	160.3	100.59	5.6	2
277	43b	249.0	65.4	60.0	138.0	101.96	10.5	2
278	43c	249.0	70.4	203.3	170.2	226.89	12.6	2
279	122a	253.4	68.1	245.2	155.5	5.64	4.5	2
280	122c	253.4	25.1	159.1	137.2	3.45	4.2	2
281	122d	253.4	49.2	185.1	163.2	12.15	4.3	2
282	122e	253.4	32.4	179.7	146.7	8.92	3.6	2
283	42b	255.2	17.4	195.7	130.6	3.28	7.6	2
284	42c	255.2	27.0	124.3	128.3	2.99	7.8	2
285	123a	257.3	-15.2	217.8	94.3	12.75	13.7	2
286	123c	257.3	38.1	166.5	151.3	17.07	13.7	2
287	123d	257.3	26.5	207.3	137.2	7.65	16.3	2
288	41a	260.0	-50.0	-33.1	23.1	17.47	7.1	2
289	41b	260.0	-28.8	-33.1	42.2	15.88	6.6	2
290	41c	260.0	-27.9	-8.4	38.2	14.23	12.0	2
291	39a	269.4	-60.6	-51.7	23.1	81.59	2.9	2
292	39b	269.4	-58.7	-84.1	36.8	79.85	3.4	2
293	39c	269.4	-71.6	81.0	27.7	87.21	8.4	2
294	39d	269.4	-55.8	-35.7	19.7	109.82	3.4	2
295	38a	273.2	-43.7	14.5	23.4	83.88	5.8	2
296	38b	273.2	-66.0	-8.2	3.4	31.42	5.1	2
297	38c	273.2	-65.3	3.9	1.7	42.95	4.3	2
298	38d	273.2	-59.2	-2.1	6.6	29.06	8.6	2

II.2 Gesteinsmagnetische Untersuchungen

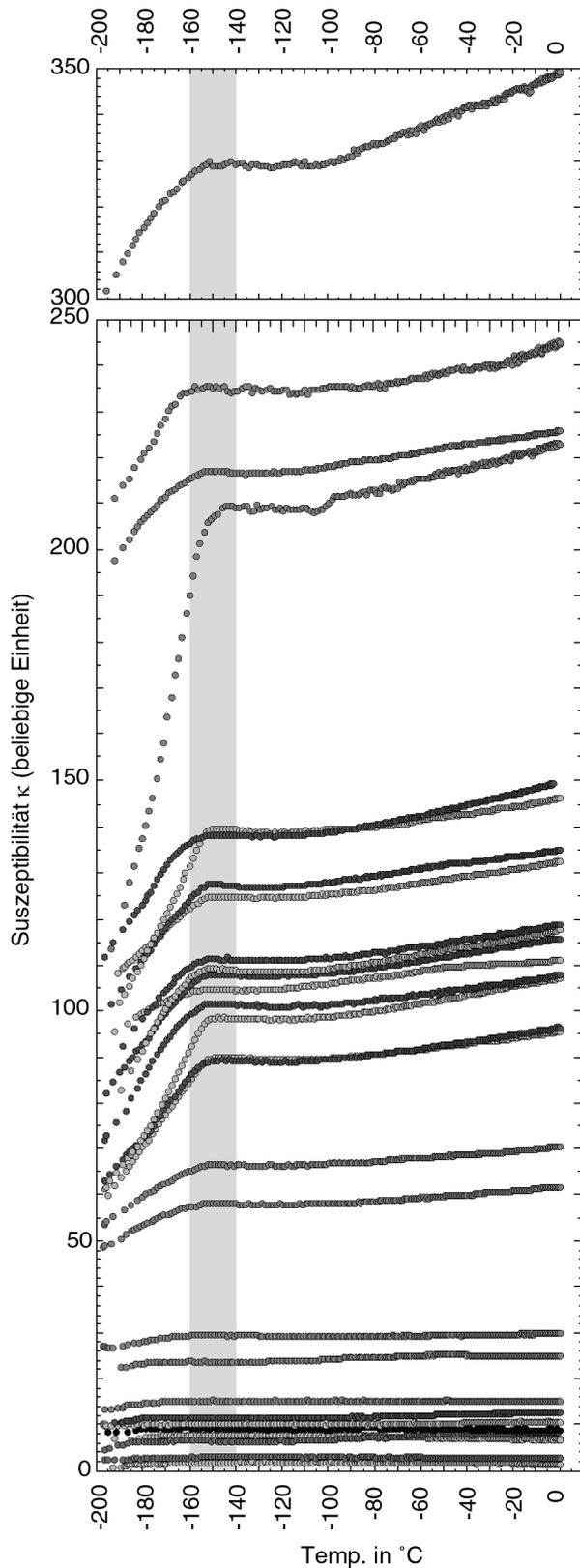


Abb. Anh. M.1: Zusammenstellung aller Tieftemperatur-Suszeptibilitätsmessungen für die untersuchten 28 Proben aus dem Olguita Profil. Der Temperaturbereich in dem die Verwey-Phasenumwandlung stattfindet wurde grau unterlegt (nähere Erläuterungen siehe Kap. 5.1.2)

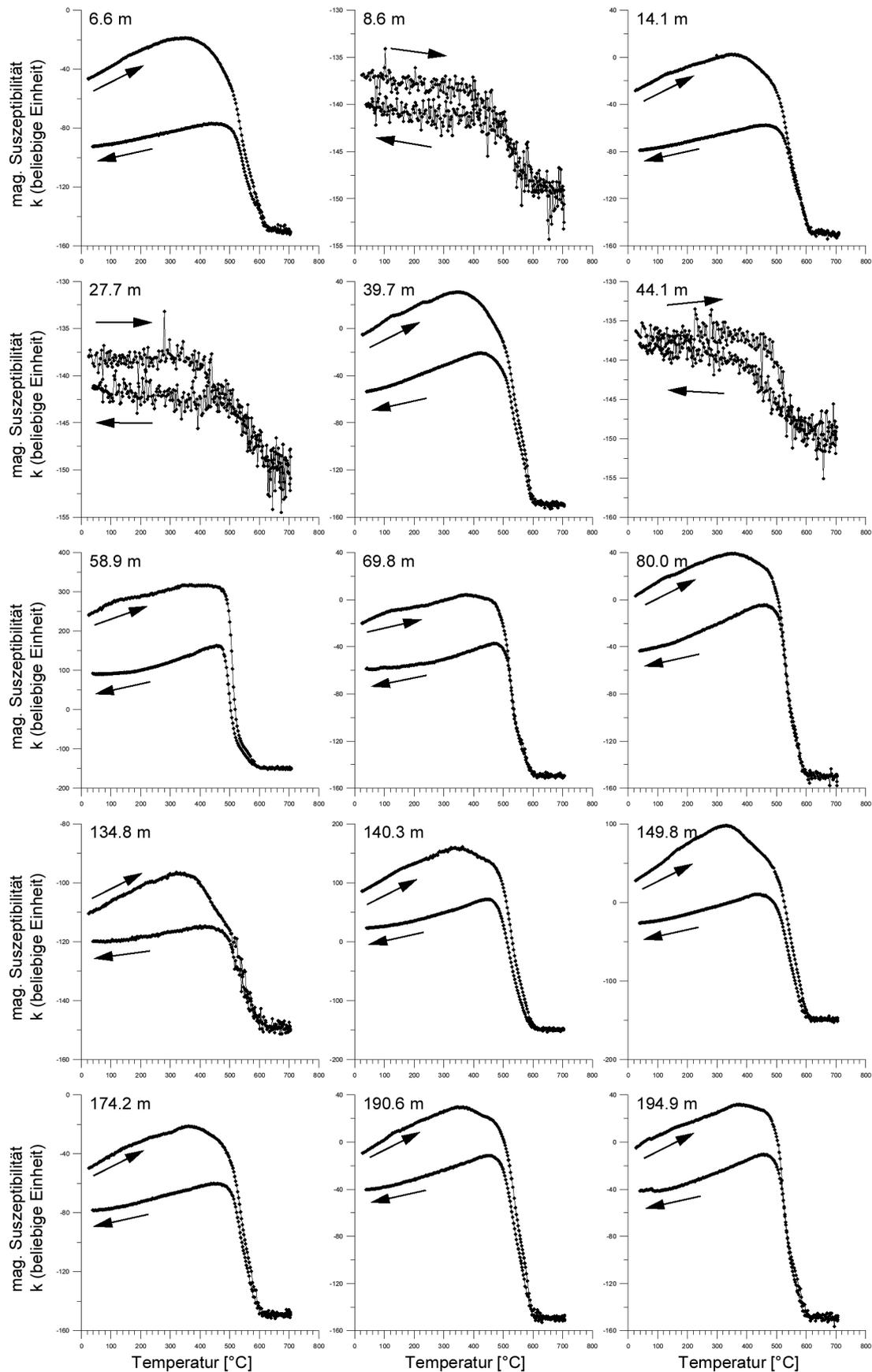


Abb. *Anh.* M.2: Darstellung aller Hochtemperatur-Suszeptibilitätsmesskurven aus dem Olguita Profil. Die Pfeile kennzeichnen jeweils die Aufheizungs- und Abkühlungskurve. Die Zahlen in der oberen linken Ecke des jeweiligen Diagramms bezeichnen die Höhe des Beprobungspunktes im Profil (siehe Abb. 5.2 E).

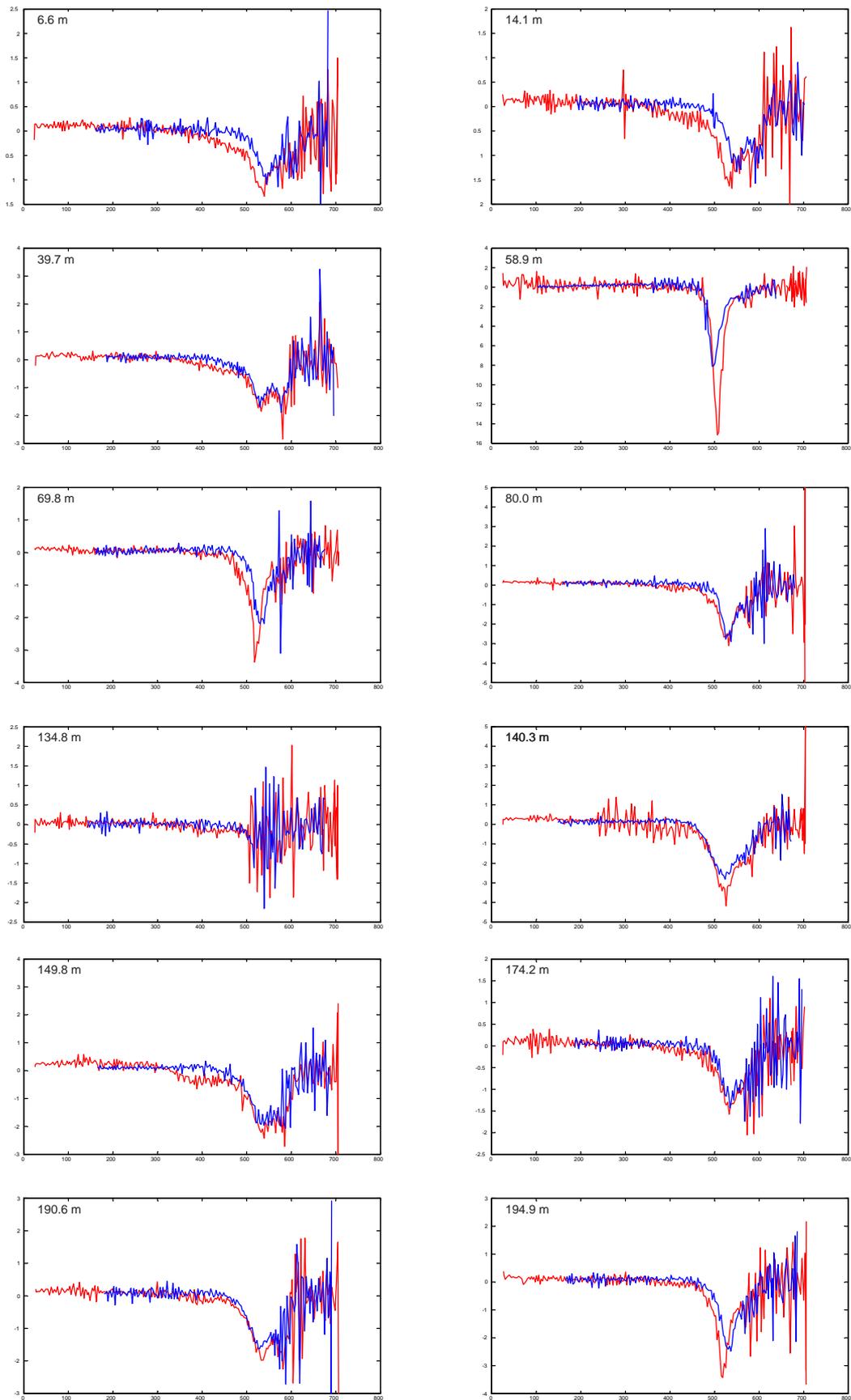


Abb. Anh. M.3: Darstellung der Ableitung der Hochtemperatur-Suszeptibilität nach der Temperatur ($d\kappa/dT$) für die untersuchten Proben (nähere Erläuterungen siehe Kap. 5.1.2)

III Anhang FT - Apatit Spaltspuruntersuchungen

III.1 Methodische Grundlagen

III.1.1 Ergebnisse der ξ -Wert-Bestimmung für die Apatit-Spaltspuranalyse

Tab. Anh. FT. 1: Standardauszählung für ξ -Wert Berechnung

#	Altersstandard	No	Rho-S		Rho-I		Rho-D		Dichte	Zeta Wert ²	$\pm 1 \sigma^3$
		Xls* ($\times 10^5$) [†]	NS [§] ($\times 10^5$) [#]	NI ** ($\times 10^5$) ^{§§}	ND ^{##}	Verhältnis ¹					
1	Durango	30	1.62	378	9.39	2189	10.692	4798	0.1727	340.97	20.36
2	Fish Canyon	30	1.89	366	14.43	2796	11.56	4798	0.1309	369.55	22.23
3	Mount Dromedary	22	8.87	910	19.89	2040	11.548	4798	0.4461	386.16	16.54
4	Durango	29	1.53	393	9.71	2490	11.522	4799	0.1578	346.18	20.21
5	Fish Canyon	30	1.67	330	13.58	2690	11.522	4799	0.1227	395.65	24.81
6	Durango	28	1.29	262	9.95	2018	12.902	6556	0.1298	375.91	25.82
7	Durango	30	1.34	288	10.05	2165	12.902	6556	0.1330	366.81	24.17
8	Fish Canyon	28	1.87	306	14.20	2322	11.156	4799	0.1318	380.38	24.73
9	Durango	25	1.51	291	10.42	2012	11.522	4799	0.1446	377.77	25.05
10	Fish Canyon	30	1.96	297	14.97	2268	11.56	4799	0.1310	369.41	24.33
11	Mount Dromedary	29	8.72	1072	18.94	2328	11.548	4799	0.4605	374.07	15.00
12	Durango	30	1.42	337	10.54	2489	12.902	6556	0.1354	360.39	22.14

Bemerkungen: Die Altersstandards folgen); Tab. 3.3, S. 92, und Ref. darin.

Weitere Erläuterungen folgen der Tabellenbeschreibung Tab Anh. FT.2

¹ Dichteverhältnis: errechnet sich aus dem Verhältnis von Ns/Ni

² Zeta-Wert: der auf der Grundlage der bekannten Alter des jeweiligen Standards bestimmte Zeta Wert. Auf Grundlage des gewichteten arithmetischen Mittels wurde ein gesamt Zeta-Wert von **370.1** bestimmt

³ $\pm 1 \sigma$: ist die 1 Sigma-Standardabweichung für die jeweilige Messung. Auf Grundlage des gewichteten arithmetischen Mittels wurde für den gesamt Zeta Wert eine Standardabweichung von ± 6.1 errechnet.

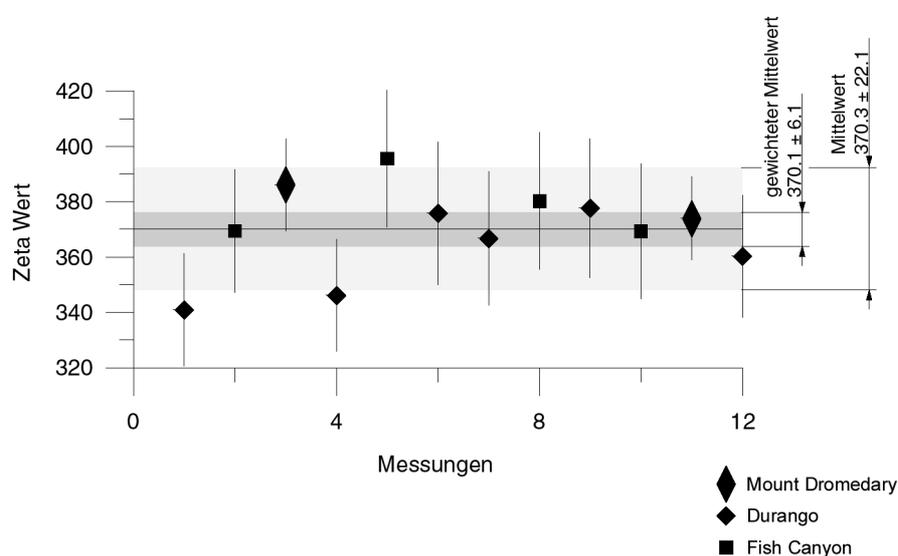


Abb. Anh. FT.1: Dargestellt sind die Zeta-Werte aus Tabelle Anh. FT.1. Die Werte sind in chronologischer Reihenfolge abgebildet. Sie umfassen einen Zeitraum von anderthalb Jahren. Die hell-graue Unterlegung ist der Mittelwert der Messungen sowie des Fehlers. In Dunkelgrau ist der gewichtete Mittelwert der Messungen sowie der Fehler eingetragen.

III.1.2 Die Bestimmung von mehreren Alterskomponenten unbekannter Zusammensetzung in einer Probe

Für die Auswertung der Alterskomponenten in den detritischen Apatit-Proben der Santa Cruz Formation, die nicht den χ^2 -Test nicht passierten, wurden zwei Auswerteprogramme verwendet (MacMix und *BINOMFIT*, siehe Kap. 3.3.4). Die Ergebnisse der Auswertung der hier verwendeten Proben mit den Programmen *BINOMFIT* von M. Brandon (BRANDON, 1992; BRANDON, 1996) sowie *MAC MIX* von M. Sambridge und W. Compston (SAMBRIDGE AND COMPSTON, 1994) wurden miteinander verglichen und auf ihre Konsistenz hinsichtlich ihrer Ergebnisse an Apatitproben mit geringer induzierter Spaltspurdichte untersucht. Es ergaben sich signifikante Unterschiede, die im folgenden dargestellt und diskutiert werden.

Die Ergebnisse der gefunden Alterskomponenten stimmen in einigen Proben im Fehlerbereich der Bestimmung überein, andere Proben zeigten keine oder nur teilweise Übereinstimmung in den Ergebnissen. Generell waren die Absolutwerte der bestimmten Alterskomponenten in den Berechnungen mit *MAC MIX* jünger als die Berechnungen mit *BINOMFIT*. Die Fehlerbereiche zu den bestimmten Alterskomponenten stimmten in den Größenordnungen in beiden Methoden überein.

MAC MIX eröffnet die Möglichkeit, die Datenanalyse auch graphisch in der Radial-Plot-Darstellung zu zeigen. Es werden dabei die synthetischen Daten dargestellt, auf deren Grundlage die statistische Prozedur der Komponentenbestimmung erfolgte. Dieser synthetische Datensatz wird wiederum aus den tatsächlich gemessenen Daten erstellt. Das Programm *BINOMFIT* bietet keine Möglichkeit der graphischen Darstellung. Hier wurden die Ergebnisse in der Radial-Plot-Darstellung durch Unterlegung des 2σ Bereiches dargestellt (Abb. Anh. FT.2.B).

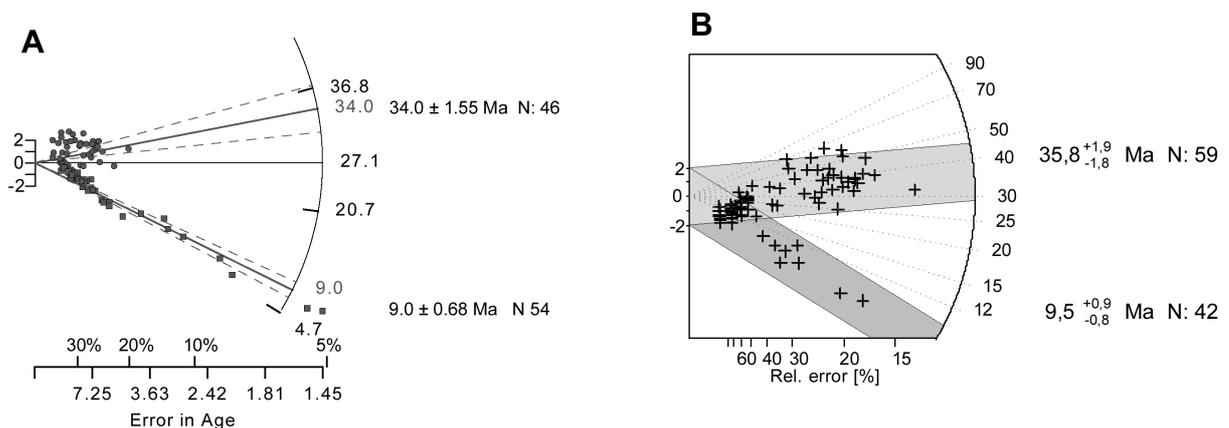


Abb. Anh. FT.2: Gegenüberstellung der Radialplottdarstellung die von *MAC MIX* generiert wurde (A) mit dem gemessenen Ausgangsdatsatz der Probe LA-02, für die die berechneten *BINOMFIT*-Alterscluster in grau hinterlegt wurden (B). Bei Verwendung des gleichen Ausgangsdatsatzes (LA-02) zeigt der synthetisch von *MAC MIX* erstellte Datensatz erhebliche Abweichungen zum Ausgangsdatsatz sowohl in der Anzahl von Einzelkristallen je Alterscluster als auch im relativen Fehler der Einzelkörner. Die von *BINOMFIT* generierten Alterscluster (graue Unterlegung des 2σ -Fehlerbereiches in B) zeigen eine gute Übereinstimmung mit dem Ausgangsdatsatz.

Die graphische Gegenüberstellung der Ergebnisse zeigt einige bemerkenswerte Unterschiede (Abb. Anh. FT.2). Die Ergebnisse aus der *BINOMFIT*-Berechnung zeigt auch optisch eine gute Übereinstimmung des Datensatzes mit den Ergebnissen der Alterskomponentenberechnung (Abb.

Anh. FT.2 und FT.5-7). Die durch *MAC MIX* generierten Darstellungen zeigt im Gegensatz dazu deutliche Unterschiede zu den gemessenen Datensätzen. In vielen Fällen ist eine Überbetonung der jüngsten Alterskomponente festzustellen, die auch mit einer erheblichen Verschiebung des relativen Fehlers zu geringeren Einzelkornfehlern verbunden ist. Dies zeigt der Vergleich mit den zugrundeliegenden tatsächlich gemessenen Daten (Abb. Anh. FT.2).

Der Vergleich zwischen den benutzten Programmen *BINOMFIT* und *MAC MIX* legt die Vermutung nahe, dass die Unstimmigkeiten der Ergebnisse auf die unterschiedlichen benutzten mathematischen Methoden zur Lösung des Problems zurückzuführen sind. Die hier verwendeten Datensätze zeigen eine geringe induzierte Spaltspurdichte in den Apatiten, aus der ein großer Fehler bei den Einzelkornaltern resultiert. Diese ungünstige Zählstatistik erschwert die Analyse des Datensatzes. Es ist nicht auszuschließen, dass der Auswertalgorithmus von *MAX MIX* in diesem Fall an die Grenzen der Methode stößt. Deshalb wurde die Auswertung der detritischen Apatit-Proben mit dem Programm *BINOMFIT* durchgeführt.

III.2 Analyse detritischer Apatite

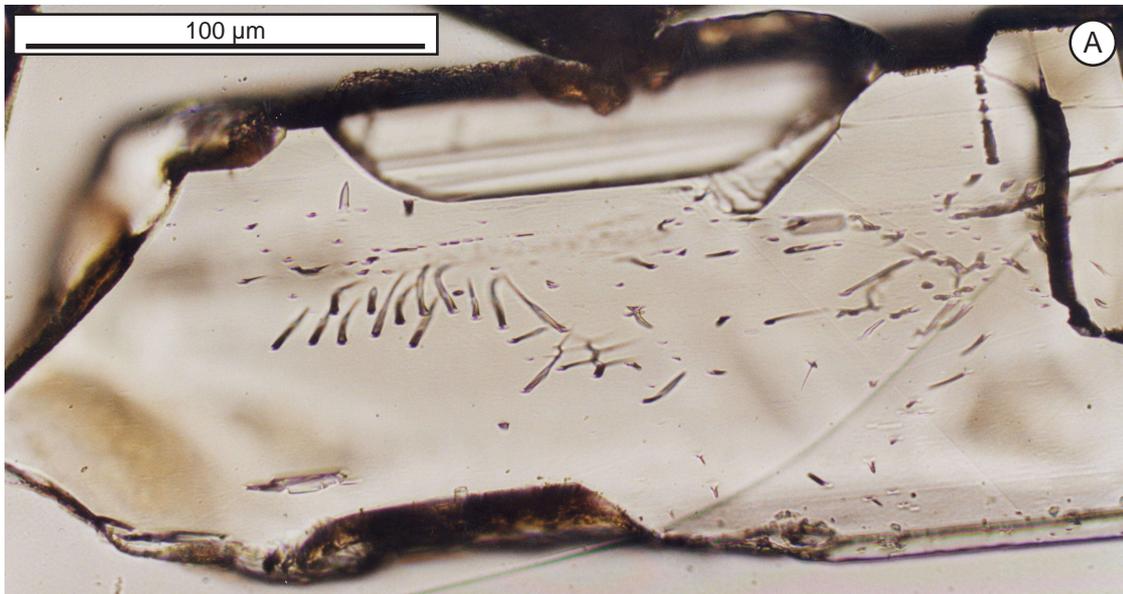


Abb. Anh. FT.3: Der dargestellte Apatitkristall zeigt einen idiomorphen Kristallhabitus mit prismatischer Kristallspitze und deutlich ausgeprägten Resorbtiionsbuchten. Die Ausbildung der Kristalldefekte im Zentrum von (A) und in (B) sind typisch für vulkanisch gebildete Apatite.

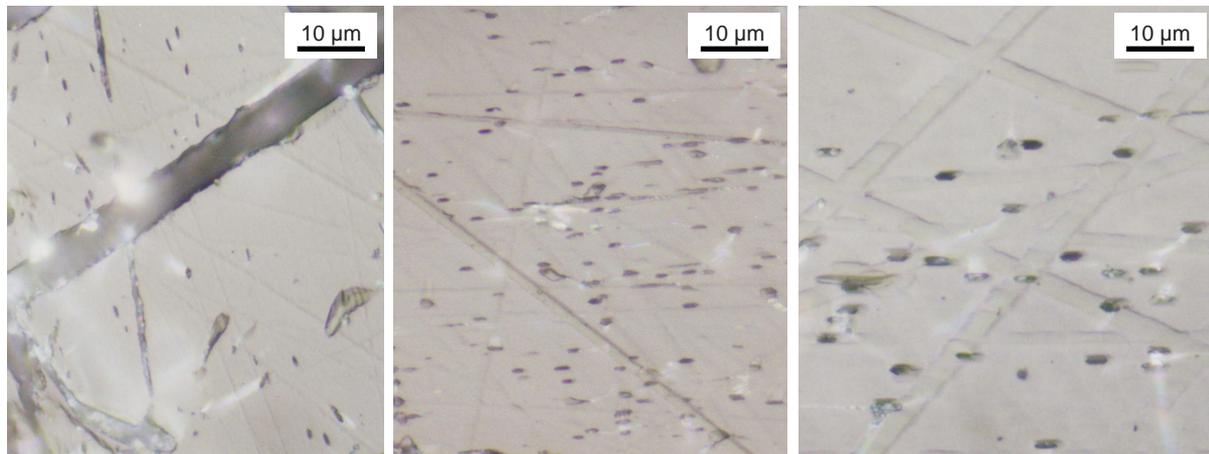
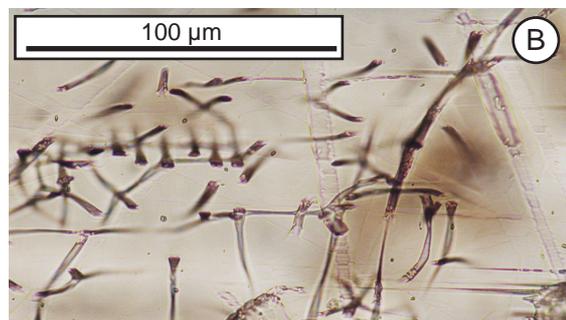


Abb. Anh. FT.4: Ausschnitte aus drei Apatitkristallen der Probe LP-11, welche die unterschiedliche Größe der Ätzfigurlängen innerhalb einer Probe verdeutlicht. Die Apatitkristalle wurden unter Durchlicht bei gleicher Vergrößerung fotografiert.

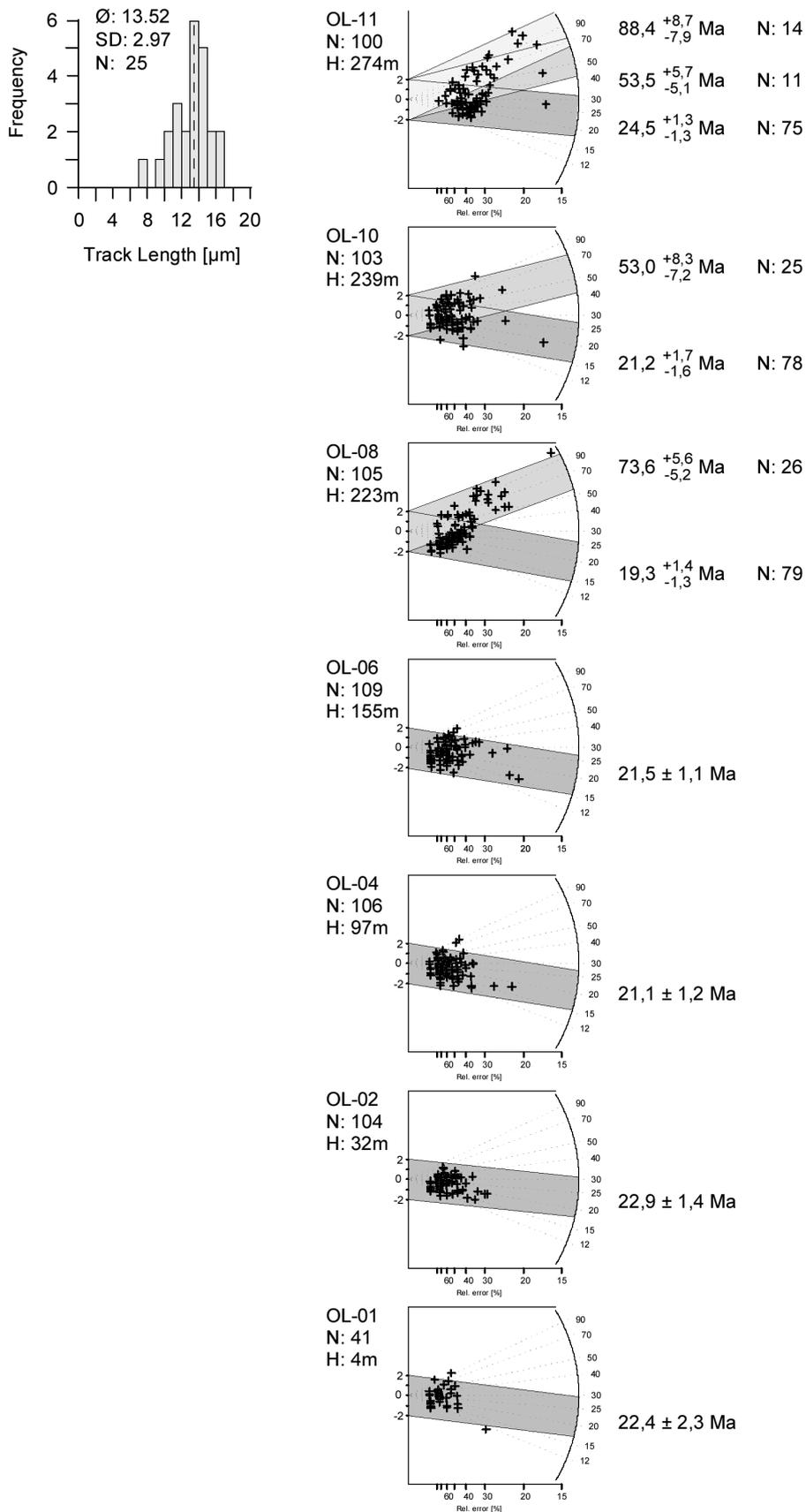


Abb. *Anh.* FT.5: Radialplottdarstellung der Ergebnisse der Spaltspuranalysen an detritischen Apatiten aus dem Olguita Profil. Die grau unterlegten Streifen sind die 2σ -Fehlerbereiche der Analysen. Die Diskussion der Daten erfolgt in Kap. 6.1.1 und 6.2.

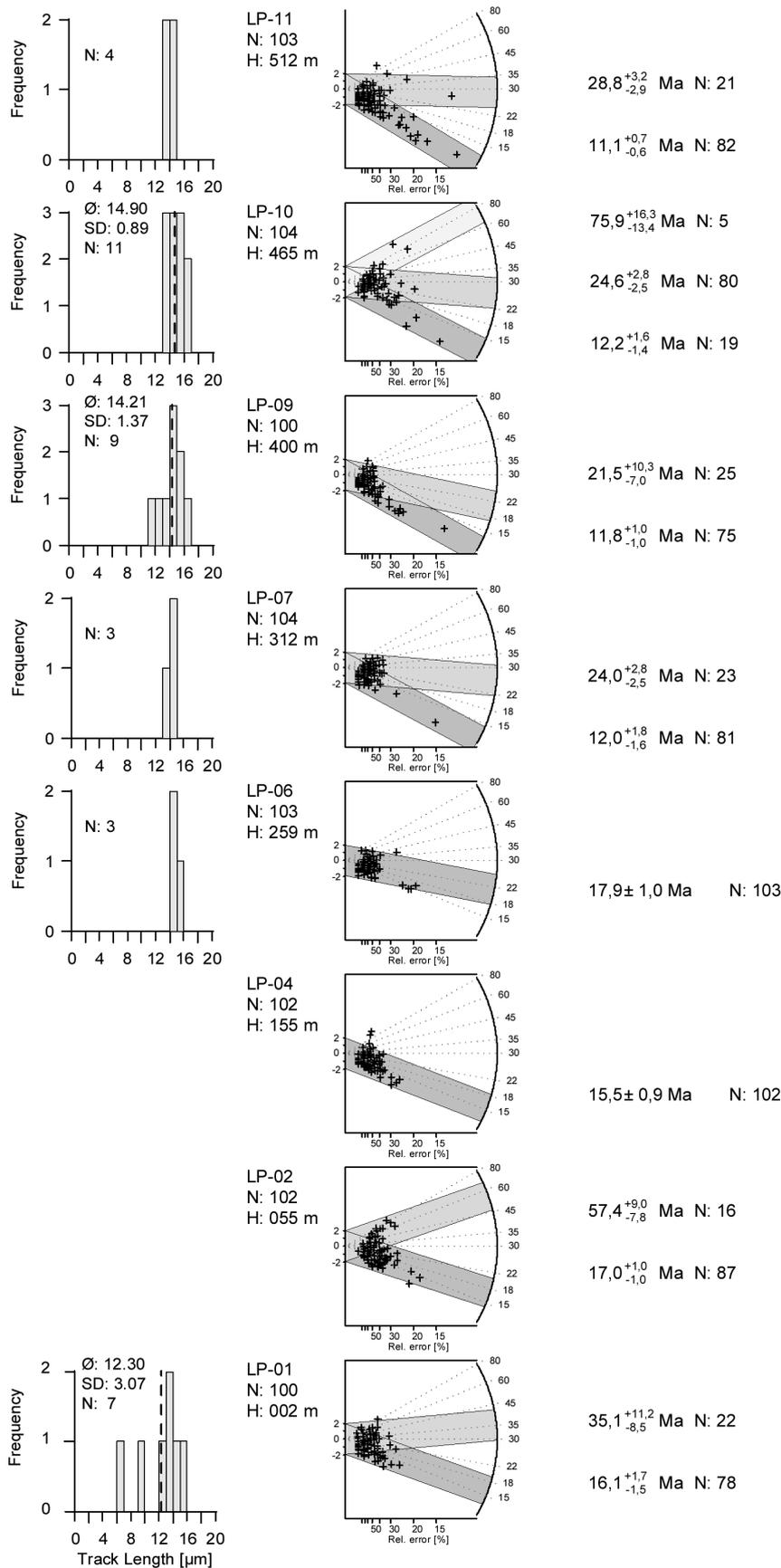


Abb. Anh. FT.6: Radialplottdarstellung der Ergebnisse der Spaltspuranalysen an detritischen Apatiten und Spaltspurlängenhistogramme aus dem Lago Posadas Profil. Die grau unterlegten Streifen sind die 2 σ -Fehlerbereiche der Analysen. Die Diskussion der Daten erfolgt in Kap. 6.1.2 und 6.2.

Tab. Anh. FT.2: Analysewerte der untersuchten Proben für die Auswertung der detritischen Apatit-Spaltspuruntersuchungen

Proben Bez.	Strat. Pos. [m]. ⁺	No Xls	Rho-S (x10 ⁵) [†]	NS [§]	Rho-I (x10 ⁵) [#]	NI ^{**}	χ^2 (%) ^{††}	Rho-D (x10 ⁵) ^{§§}	ND ^{##}	Alter $\pm 1 \sigma$ (Ma)	Längen ^{***} [μ m]	An- zahl	SD ^{†††}	Dpar [◊] [μ m]	SD ^{◊◊}
LP01	2	100	0.760	390	8.848	4538	0	11.570	4850	27.0 \pm 2.1	12.30	7	3.07	2.41	0.52
LP02	55	102	0.683	665	7.506	7303	0	11.588	4850	26.5 \pm 1.8	-	-	-	2.26	0.50
LP04	155.3	102	0.387	381	5.358	5271	27	11.625	4850	15.5 \pm 0.9	-	-	-	2.45	0.56
LP06	259	103	0.439	431	5.297	5200	96	11.661	4850	17.9 \pm 1.0	14-16	3	-	2.66	0.61
LP07	312	104	0.412	395	4.826	4625	11	11.680	4850	18.4 \pm 1.0	13-15	3	-	2.41	0.51
LP09	400	100	0.432	415	7.289	7000	11	11.716	4850	12.8 \pm 0.7	14.21	9	1.37	2.41	0.52
LP10	465	104	0.669	646	7.239	6989	0	11.735	4850	28.6 \pm 1.7	14.90	11	0.89	2.29	0.32
LP11	512	103	0.824	724	13.577	11934	0	11.753	4850	18.2 \pm 1.4	13-15	4	-	2.54	0.60
OL01	4	41	0.275	105	2.947	1124	37	12.986	6556	22.4 \pm 2.3	-	-	-	-	-
OL02	32	104	0.340	340	3.264	3259	100	11.880	4799	22.9 \pm 1.4	-	-	-	-	-
OL04	97	106	0.373	376	3.881	3911	77	11.854	4799	21.1 \pm 1.2	-	-	-	-	-
OL06	155	109	0.451	477	4.577	4841	54	11.828	4799	21.5 \pm 1.1	-	-	-	-	-
OL08	208	105	0.674	684	4.524	4591	0	11.803	4799	34.6 \pm 2.8	-	-	-	-	-
OL10	239	103	0.565	487	4.727	4074	0	11.777	4799	34.2 \pm 2.3	-	-	-	-	-
OL11	274	100	1.188	1151	8.229	7975	0	12.981	6556	38.4 \pm 2.6	13.52	25	2.97	2.97	0.51
LA01	0	113	1.357	1470	7.668	8304	0	11.771	4850	36.8 \pm 2.3	13.79	90	1.56	2.74	0.44
LA_P1	7	103	0.842	798	4.770	4523	0	12.991	4799	34.8 \pm 3.1	-	-	-	-	-
LA02	46	101	1.148	1115	10.284	9985	0	11.808	4850	24.2 \pm 1.5	14.01	86	1.45	3.17	0.62

Anmerkung: Für alle Proben, die den χ^2 Test passiert haben, sind die Alter (pooled age) mit einem Sigma Standardabweichung angegeben. Proben, die den χ^2 Test nicht passiert haben, sind als 'mean age' berechnet und sind kursiv und durchgestrichen gesetzt. Die Altersberechnung erfolgte nach der Zeta-Kalibrations-Methode (HURFORD AND GREEN, 1983) mit einem Zeta-Wert von 370.06 ± 6.1 im Spaltspurlabor der Univ. Potsdam. Zur Bestimmung des Zeta-Wertes wurden 12 Altersstandards gezählt. Als Standards wurden Durango, Fish Canyon Tuff and Mount Dromedary Apatitpräparate verwendet.

⁺Strat. Pos. Ist die Lage in den jeweiligen Profilen gemessen in Metern über dem tiefsten Punkt im Profil.

^{*}No Xls ist die Anzahl der datierten Einzelkristalle.

[†]Rho-S die gemessene Dichte der spontanen Spaltspuren (Spaltspuren/cm²).

[§]NS ist die Anzahl der gezählten spontanen Spaltspuren.

[#]Rho-ist die gemessene Dichte der induzierten Spaltspuren im externen Detektor (Spaltspuren/cm²).

^{**}NI ist die Zahl der gezählten induzierten Spaltspuren

^{††} χ^2 (%) ist die Chi-Quadrat Wahrscheinlichkeit (GALBRAITH, 1981; GREEN, 1981). Werte größer 5% passieren den Test und repräsentieren eine einzige Alterspopulation.

^{§§}Rho-D ist die induzierte Spaltspurdichte im externen Detektor, des bestrahlten CN5 Dosimeter-Standardglas (Spaltspuren/cm²).

^{##}ND ist die Anzahl von Spaltspuren, die für die Bestimmung von Rho-D gezählt wurden.

^{***} Mittelwerte der Apatit Spaltspurlängenmessungen. Bei weniger als 5 Längen pro Probe erfolgt die Angabe nur für den Bereich der gemessenen Längen (kursiv), ohne Angabe einer Standardabweichung

^{†††}Standardabweichung der Spaltspurlängenmessungen.

[◊]Dpar ist die mittlere Spaltspur-Ätzfigur-Länge (in μ m) parallel zur C-Achse des Kristalls gemessen (e.g. CARLSON ET AL., 1999).

^{◊◊}SD ist die Standardabweichung der Dpar Messungen.

Tab. Anh. FT.3: Spaltspuranalysen LA-01 und LA-02; Analyse der Einzelkörner, in denen Volumenspuren gemessen wurden

Proben Bez.	Alters- cluster °	No Xls *	Rho-S (x10 ⁵) [†]	NS [§]	Rho-I (x10 ⁵) [#]	NI **	χ^2 (%) ^{††}	Rho-D (x10 ⁵) ^{§§}	ND ^{##}	Alter ± 1 σ (Ma)	Längen*** [μ m]	An- zahl	SD ^{†††}
LA01-1	ges.	31	3.146	898	14.654	4183	0	11.771	4850	46.6 ± 2.0	13.79	90	1.56
LA02-1	jung	5	1.928	94	50.855	2479	83	11.808	4850	8.3 ± 0.9	15.19	7	0.75
LA02-2	alt	27	2.694	672	15.131	3775	10	11.808	4850	38.8 ± 1.8	13.90	79	1.45

Anmerkungen siehe Tab. Anh. FT.2

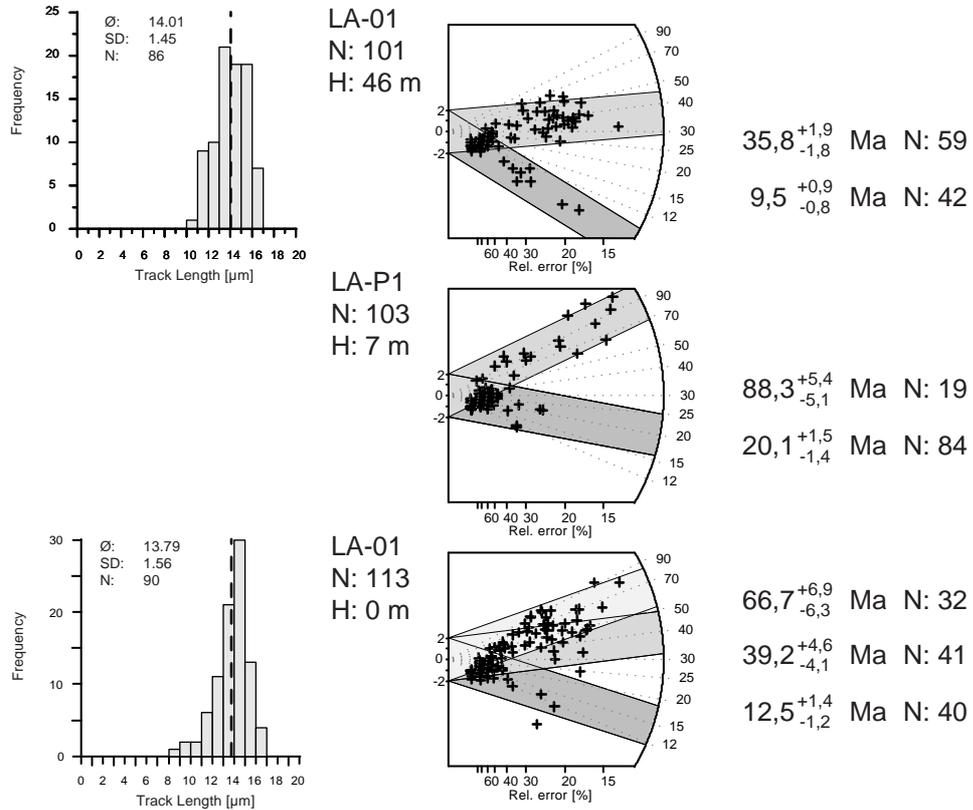


Abb. Anh. FT.7: Radialplottdarstellung der Ergebnisse der Spaltspuranalysen an detritischen Apatiten und Spaltspurlängenhistogramme aus dem Laguna Asador Profil. Die grau unterlegten Streifen sind die 2s-Fehlerbereiche der Analysen. Die Diskussion der Daten erfolgt in Kap. 6.1.3 und 6.2.

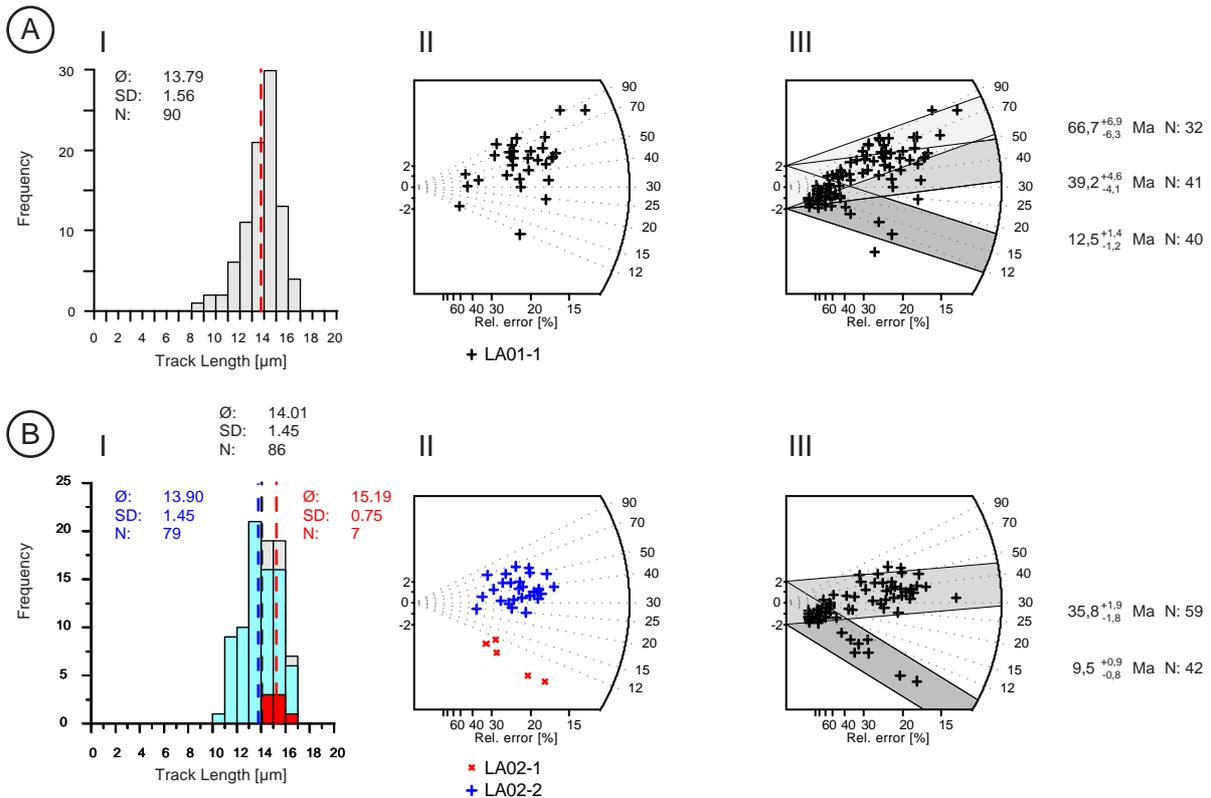


Abb. Anh. FT.8: Histogrammdarstellung der gemessenen Volumerspurlängen (Spaltspurlängen) in der Probe LA-01 (A.I). Die Radialplottdarstellung der 31 Apatitkristalle, in denen die Volumenspuren gemessen wurden (A.II). Diese Einzelkristalle entstammen unterschiedlichen Alterskomponenten der Gesamtprobe (siehe auch Tab. FT.3). Die Radialplottdarstellung der Gesamtprobe zeigt die ermittelten Alterskomponenten (A.III). In der Probe LA-02 konnten die gemessenen Einzelkörner und die darin enthaltenen Volumenspurlängen zu den Alterskomponenten der Gesamtprobe zugeordnet werden. Die Histogrammdarstellung (B.I) zeigt das Histogramm der Gesamtprobe (grau) und die Zuordnung der Volumenspurlängen zu den Alterskomponenten der Gesamtprobe (rot und blau). Die Radialplottdarstellung der 32 Einzelkristalle, in denen Volumenspuren gemessen wurden und deren Zuordnung zu einer Alterskomponente (B.II; siehe auch Tab. FT.2). In (B.III) erfolgt die Darstellung der Gesamtprobe LA-02.

Tab. Anh. FT.4 Altersclusteranalyse der detritischen Apatite (Programm: BINOMFIT)

Proben #	Anzahl Körner "	Altersspanne Körner §		Komponentenzahl §	Alterskomponente % [Ma]	- SE % ¹		Peak Breite †	Fraktionen ^Δ	SE ^{ΔΔ}	Fraktionen ^{ΔΔΔ} Körner	χ^2 *	Freiheitsgrade ♣
		min § ¹	max § ²			min	max						
OL08	105	5.9	128.0	1	19.3	-1.3	1.4	0.61	74.8	4.8	79	0.98	102
				2	73.6	-5.2	5.6	0.36	25.2	4.8	26		
OL10	103	6.5	119.0	1	21.2	-1.6	1.7	0.59	75.4	8.5	78	0.90	100
				2	53.0	-7.2	8.3	0.54	24.6	8.5	25		
OL11	100	14.9	136.7	1	24.5	-1.3	1.3	0.42	75.1	5.2	75	0.92	95
				2	53.5	-5.1	5.7	0.27	10.8	6.0	11		
				3	88.4	-7.9	8.7	0.31	14.1	5.3	14		
LP01	100	7.1	117.8	1	16.1	-1.5	1.7	0.62	78.3	15.6	78	0.95	97
				2	35.1	-8.5	11.2	0.62	21.7	15.6	22		
LP02	102	9.3	91.2	1	17.0	-1.0	1.0	0.48	84.8	5.2	87	0.82	99
				2	57.4	-7.8	9.0	0.47	15.2	5.2	16		
LP07	104	4.8	71.6	1	12.0	-1.6	1.8	0.53	22.6	13.8	24	0.78	101
				2	24.0	-2.5	2.8	0.66	77.4	13.8	81		
LP09	100	7.3	92.2	1	11.8	-1.0	1.0	0.56	74.8	23.4	75	0.89	97
				2	21.5	-7.0	10.3	0.71	25.2	23.4	25		
LP10	104	8.9	118.2	1	12.2	-1.4	1.6	0.38	18.5	11.9	19	0.89	99
				2	24.6	-2.5	2.8	0.55	76.9	11.7	80		
				3	75.9	-13.4	16.3	0.37	4.7	3.3	5		
LP11	103	5.3	111.1	1	11.1	-0.6	0.7	0.47	79.8	7.3	82	0.98	100
				2	28.8	-2.9	3.2	0.42	20.2	7.3	21		
LA01	113	6.3	96.8	1	12.5	-1.2	1.4	0.61	35.0	6.7	40	0.88	108
				2	39.2	-4.1	4.6	0.34	37.1	11.0	42		
				3	66.7	-6.3	6.9	0.28	27.9	10.6	32		
LA-P1	103	11.4	145.7	1	20.2	-1.4	1.5	0.69	81.6	4.2	84	0.96	100
				2	88.3	-5.1	5.4	0.26	18.4	4.2	19		
LA02	101	6.6	70.7	1	9.5	-0.8	0.9	0.56	41.1	7.0	42	0.81	98
				2	35.8	-1.8	1.9	0.32	58.9	7.0	60		

Anmerkungen: Die Bestimmung der Alterskomponenten aus einer Altersmischung wurde für die Proben durchgeführt, die bei der Gesamtanalyse den χ^2 -Test nicht passierten oder nur geringe χ^2 -Wahrscheinlichkeiten ergaben (siehe Tab. X.1). Die Berechnung erfolgte mit dem Programm BINOMFIT (BRADON, 1992).

Proben: Probenbezeichnung der analysierten Gesamtprobe

" Anzahl der analysierten Einzelkristalle in der Gesamtprobe

§ Altersspanne der analysierten Einzelkristalle in der Gesamtprobe

§¹ kleinstes auftretendes Alter in der Gesamtprobe

§² größtes auftretendes Alter in der Gesamtprobe

§ Anzahl der gefundenen Alterskomponenten in der Gesamtprobe und relative Alterseinordnung (1-jüngste bis 3-älteste Komponente)

% Absolutwert der gefundenen Alterskomponente in Ma

%¹ Standardabweichung im 1 σ – Bereich zu Minimalwerten in Ma

%² Standardabweichung im 1 σ – Bereich zu Maximalwerten in Ma

† Halbwertsbreite der Einzel-Gausskurve

Δ prozentualer Anteil der Einzel-Gausskurve an der Summen-Gausskurve der Gesamtprobe

$\Delta\Delta$ Standardabweichung der Alterskomponente im 95%-Konfidenzintervall in %

$\Delta\Delta\Delta$ Anzahl der Körner, die zur Alterskomponente von der Gesamtanzahl analysierten Körner der Probe beitragen

* χ^2 : Qualitätsparameter (goodness-of-fit parameter)

♣ Freiheitsgrade des Berechnungsmodells

III.3 Thermochronologie an Höhenprofilen

III.3.1 Analysedaten

Tab. Anh. FT.5: Analysewerte der untersuchten Proben für die Auswertung der Apatit-Spaltspuruntersuchungen an Höhenprofilen

Proben	Höhe	Geogr.	Lage*	No	Rho-S	NS [§]	Rho-I	NI **	χ^2	Rho-D	ND ^{##}	Alter $\pm 1 \sigma$	Längen***	An-	SD	Dpar ^o	SD ^{oo}
Bez.	ü.N. N.[m] +			Xls *	(x10 ⁵) +		(x10 ⁵) #		(%) ^{††}	(x10 ⁵) §§		(Ma)	[μ m]	zahl		[μ m]	
SL-02	2020	47°32.67'S	72°20.95'W	42	0.260	85	12.070	3942	84	11.905	4799	4.7 \pm 0.5	16-17	1	-	1.35	0.16
CB-130	130	47°34.22'S	72°51.92'W	29	0.550	117	18.724	3985	99	11.670	4226	6.3 \pm 0.6	12.10 \pm 0.33	101	3.24	2.33	0.16
CB-550	550	47°33.85'S	72°50.84'W	26	0.534	129	15.890	3842	100	11.744	4226	7.3 \pm 0.7	12.88 \pm 0.29	106	2.85	2.33	0.17
CB-930	930	47°33.82'S	72°50.04'W	26	1.073	118	21.224	2334	99	11.819	4226	11.0 \pm 1.1	12.74 \pm 0.30	104	2.95	2.20	0.20
CB-1410	1410	47°33.80'S	72°49.29'W	27	1.699	290	32.986	5631	92	11.893	4226	11.3 \pm 0.7	11.94 \pm 0.29	111	2.85	2.34	0.15
CB-1960	1960	47°33.56'S	72°46.22'W	28	1.397	240	18.040	3099	99	11.967	4226	17.1 \pm 1.2	10.30 \pm 0.24	106	2.35	2.35	0.20
PP-490	490	47°28.88'S	72°28.80'W	36	0.612	68	29.503	3279	67	12.411	4226	4.8 \pm 0.6	-	-	-	1.48	0.35
RT-1040	1040	47°30.84'S	72°23.36'W	45	0.280	89	12.814	4070	50	12.041	4226	4.9 \pm 0.5	-	-	-	-	-
RT-1530	1530	47°30.99'S	72°24.74'W	30	0.309	80	13.652	3539	100	12.189	4226	5.1 \pm 0.6	-	-	-	-	-
RT-2110	2110	47°31.12'S	72°25.67'W	23	1.106	210	47.192	8958	98	12.337	4226	5.3 \pm 0.4	-	-	-	-	-

Anmerkungen siehe Tab. Anh. FT.2.

+ topographische Höhe des Probenahmepunktes, mit Thommen Höhenmesser gemessen (± 20 Höhenmeter)

* GPS-Messungen der Probenahmepunkte

III.3.2 Radialplottedarstellungen

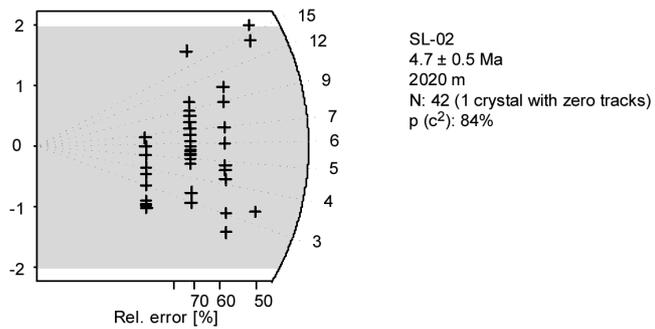


Abb. Anh. FT.9: Radialplottedarstellung der Ergebnisse der Spaltspuranalysen an Apatiten der Probe SL-02 vom Cerro San Lorenzo. Die Daten sind Tab. Anh 5 dargestellt. Der grau unterlegte Streifen stellt den 2σ -Fehlerbereich der Analyse dar. Die Diskussion der Daten erfolgt in Kap. 7.1.1 und 7.2.1.

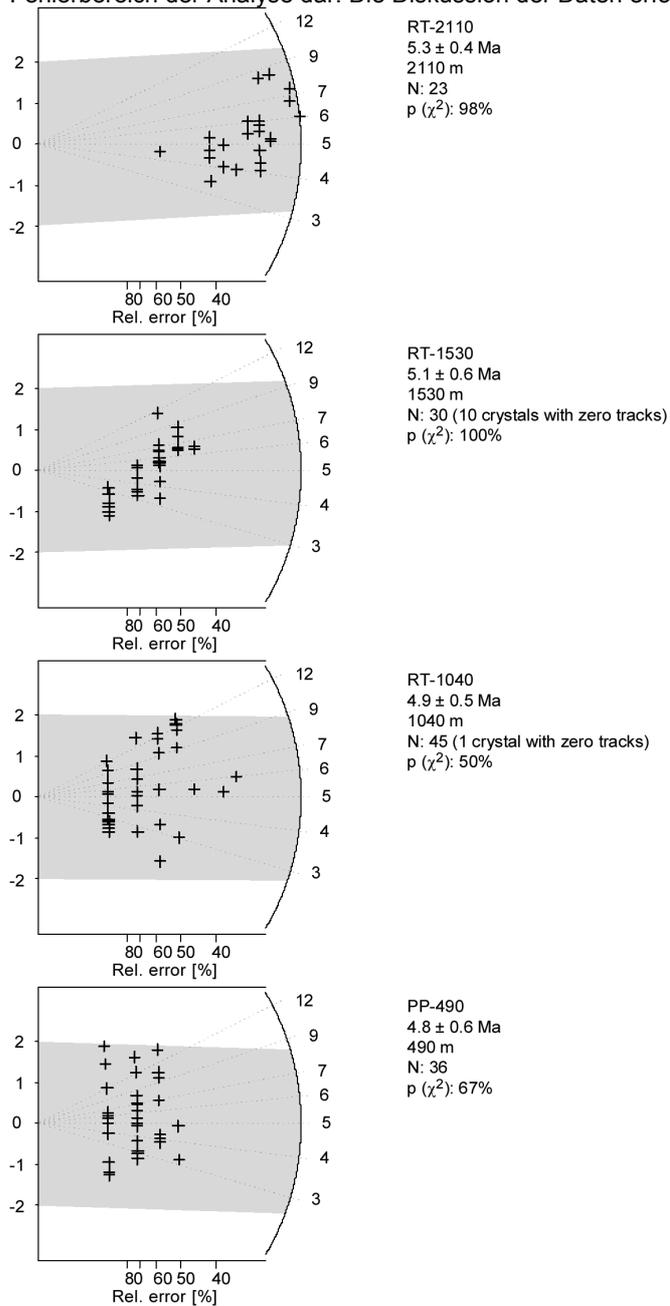


Abb. Anh. FT.10: Radialplottedarstellung der Ergebnisse der Apatit-Spaltspuranalysen des Profils Rio Tranquilo. Die Daten sind Tab. Anh 5 dargestellt. Der grau unterlegte Streifen stellt den 2σ -Fehlerbereich der Analyse dar. Die Diskussion der Daten erfolgt in Kap. 7.1.2 und 7.2.2.

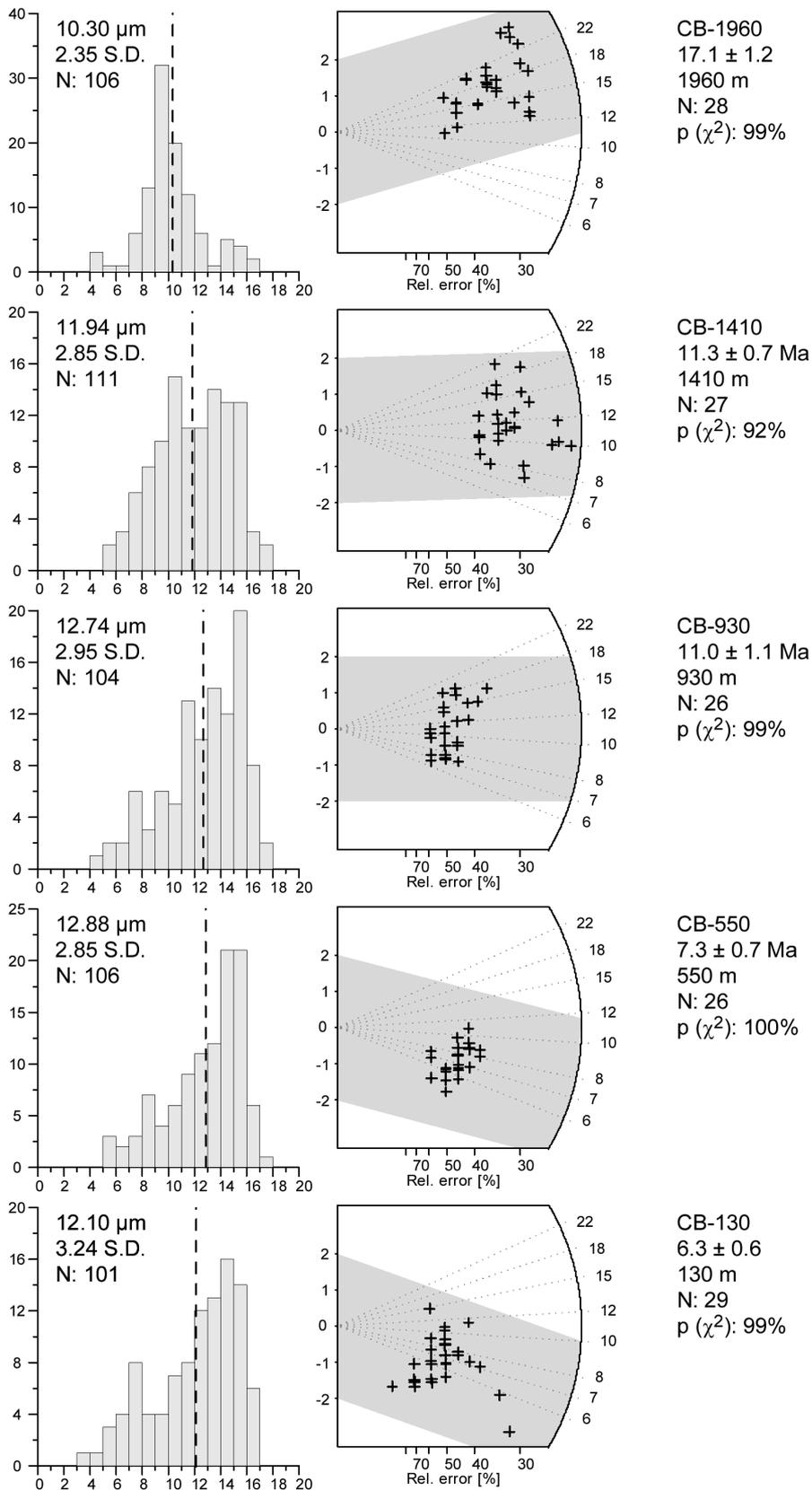


Abb. Anh. FT.11: Radialplottdarstellung der Ergebnisse und Histogrammdarstellung der gemessenen Volumenspurlängen (Spaltspurlängen) der Apatit-Spaltspuranalysen des Profils Cerro Barrancos. Die Daten sind Tab. Anh 5 dargestellt. Der grau unterlegte Streifen stellt den 2σ -Fehlerbereich der Analyse dar. Die Diskussion der Daten erfolgt in Kap. 7.1.3 und 7.2.3. Die Zahlen links oben in den Histogrammen stellen die mittlere Spaltspurlänge, die Standardabweichung (S.D.) und die Anzahl der gemessenen Spaltspuren (N) einer Probe dar.

III.3.3 Ergebnisse der AFTSolve Modellierungen

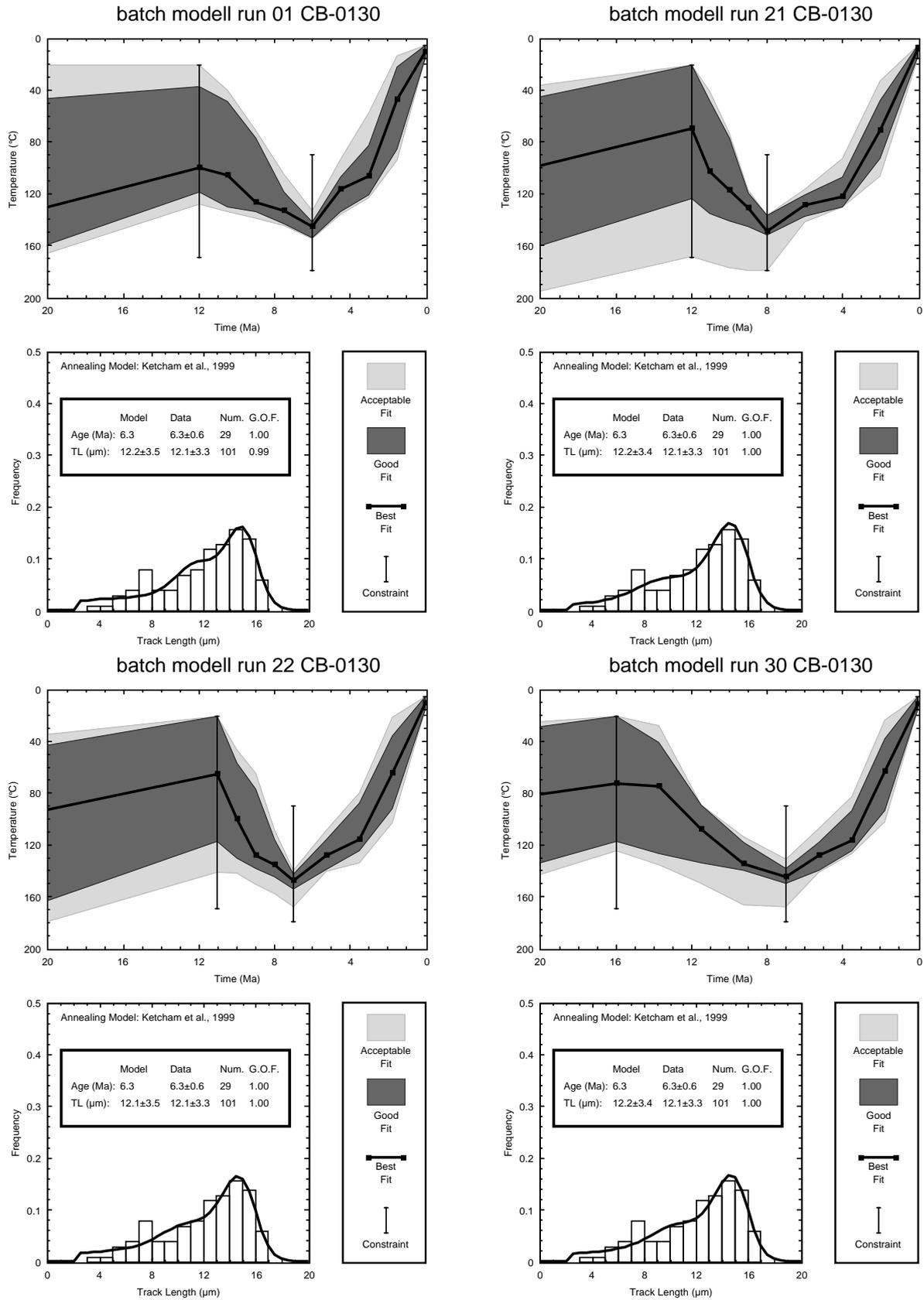


Abb. Anh. FT.12: Graphische Darstellung der Ergebnisse der Vorwärtsmodellierung der Apatit-Spaltspurdaten der Probe CB-130. Dargestellt sind jeweils die Modelldurchläufe, die innerhalb der Abb. 7.2 (B) die Begrenzung der Box ergeben, in denen konsistente Ergebnisse mit einer 'good fit' Statistik erzielt wurden.

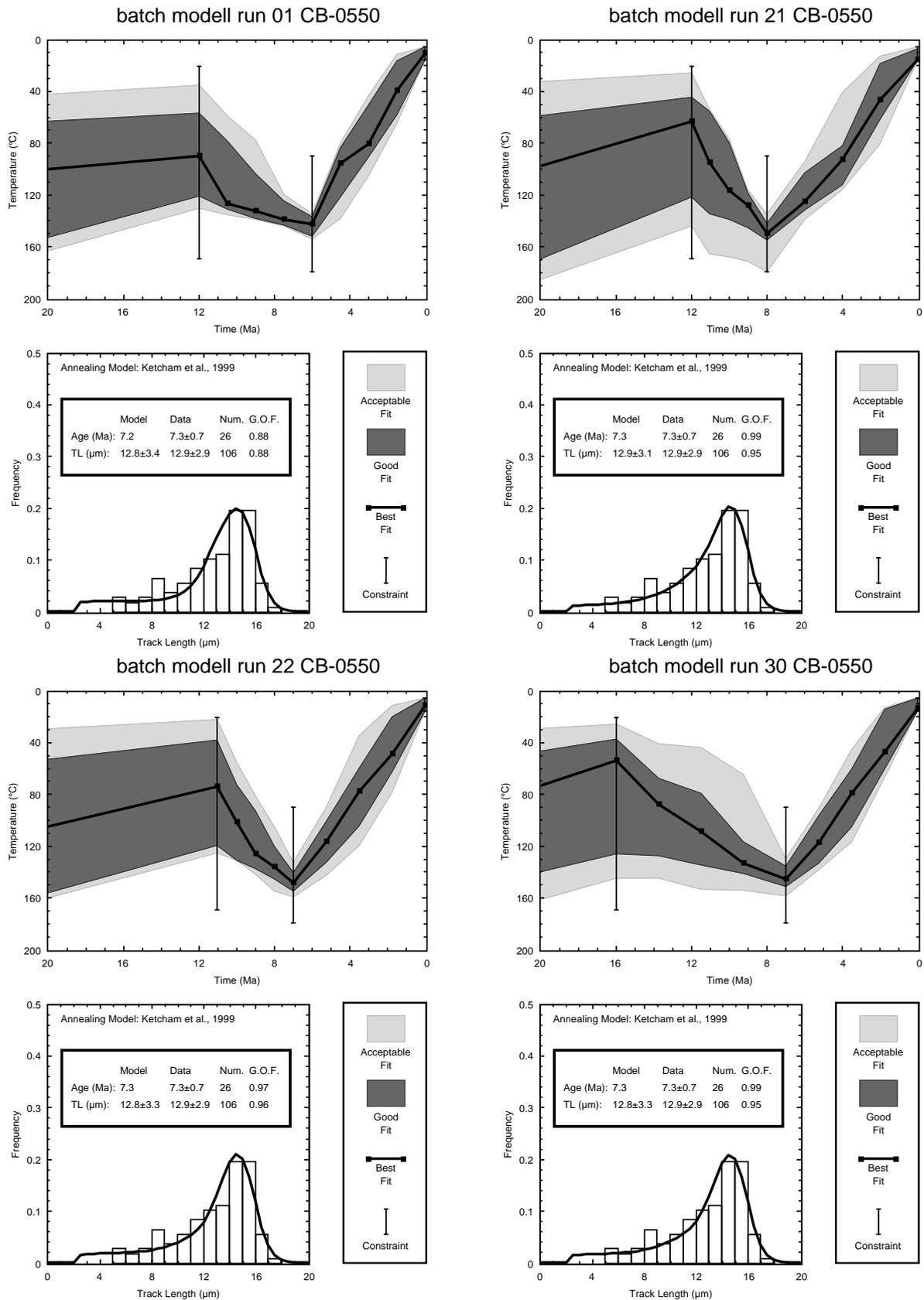


Abb. Anh. FT.13: Graphische Darstellung der Ergebnisse der Vorwärtsmodellierung der Apatit-Spaltspurdaten der Probe CB-550. Dargestellt sind jeweils die Modelldurchläufe, die innerhalb der Abb. 7.2 (B) die Begrenzung der Box ergeben, in denen konsistente Ergebnisse mit einer 'good fit' Statistik erzielt wurden.

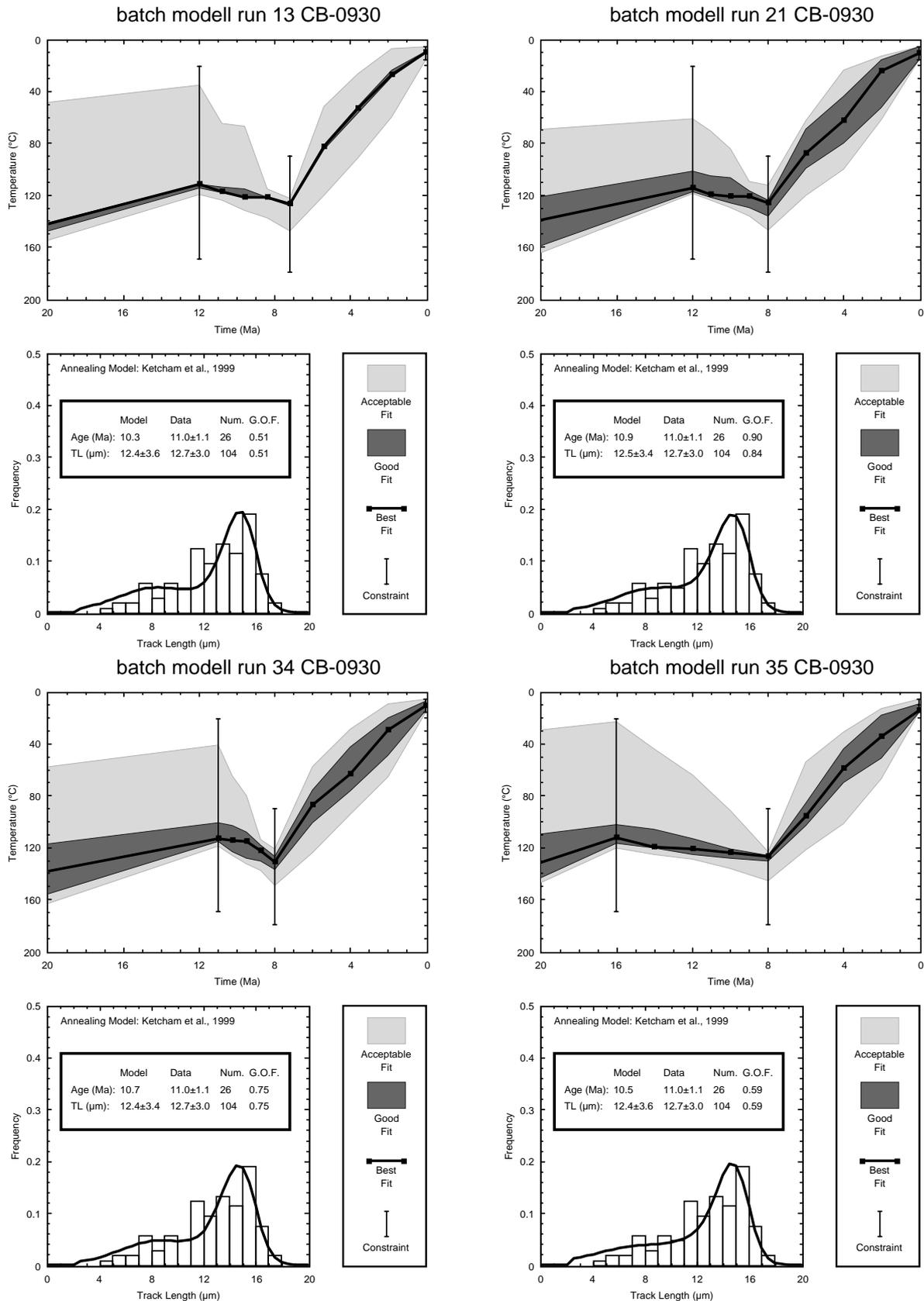


Abb. Anh. FT.14: Graphische Darstellung der Ergebnisse der Vorwärtsmodellierung der Apatit-Spaltspurdaten der Probe CB-930. Dargestellt sind jeweils die Modelldurchläufe, die innerhalb der Abb. 7.2 (B) die Begrenzung der Box ergeben, in denen konsistente Ergebnisse mit einer 'good fit' Statistik erzielt wurden.

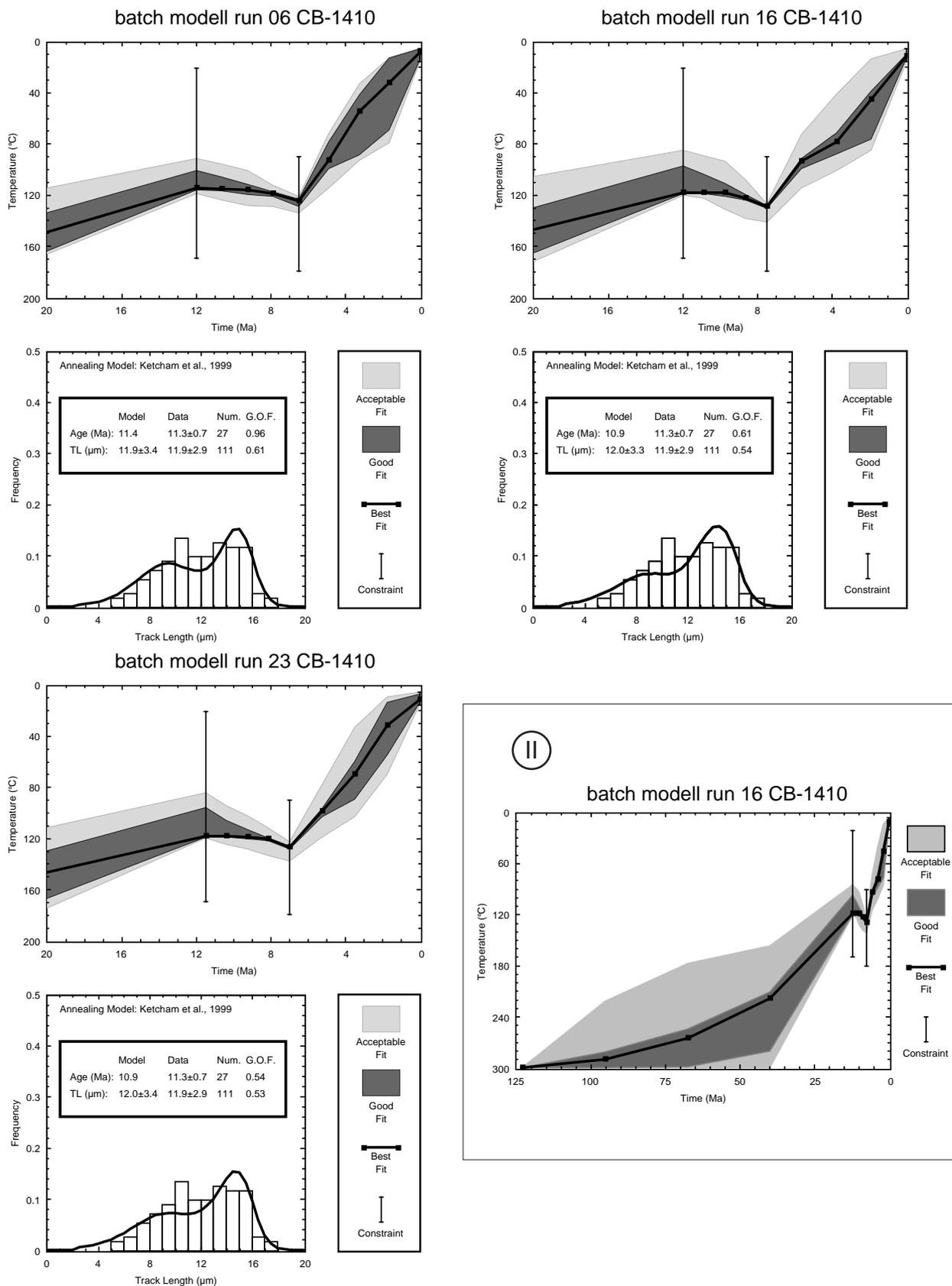


Abb. Anh. FT.15: Graphische Darstellung der Ergebnisse der Vorwärtsmodellierung der Apatit-Spaltspurdaten der Probe CB-1410. Dargestellt sind jeweils die Modelldurchläufe, die innerhalb der Abb. 7.2 (B) die Begrenzung der Box ergeben, in denen konsistente Ergebnisse mit einer 'good fit' Statistik erzielt wurden.

In der farbigen Abbildung II ist der gesamte Modellraum (siehe auch Abb. 7.2 (A)) für den Modelldurchlauf 16 der Probe CB-1410 dargestellt. In allen anderen Abbildungen (ebenso Abb. Anh. FT.12-14) ist ein vergrößerter Bereich des gesamten Modellraumes dargestellt.

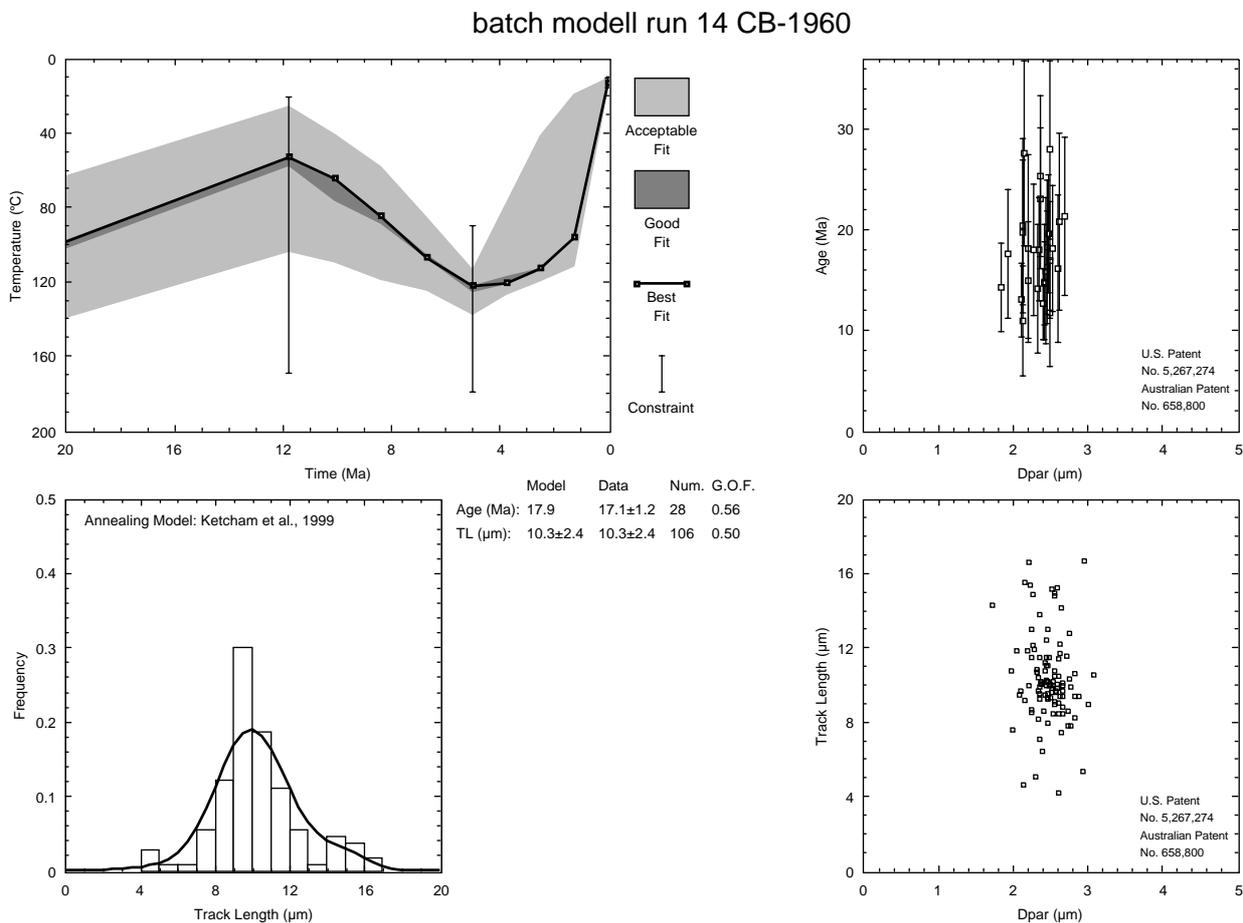


Abb. Anh. FT.16: Graphische Darstellung der Ergebnisse der Vorwärtsmodellierung der Apatit-Spaltspurdaten der Probe CB-1960. Dargestellt ist ein Modelldurchlauf, der für die Probe CB-1960 ein konsistentes Ergebnis mit einer 'good fit' Statistik erzielte. Die Modellierung dieser Probe lässt sich nicht mit den Ergebnissen der anderen Proben in Übereinstimmung bringen, sie wurde aus der Modellierung des Gesamtdatensatzes für das Cerro Barrancos Profil herausgenommen (detaillierte Diskussion siehe Kap. 7.2.3).

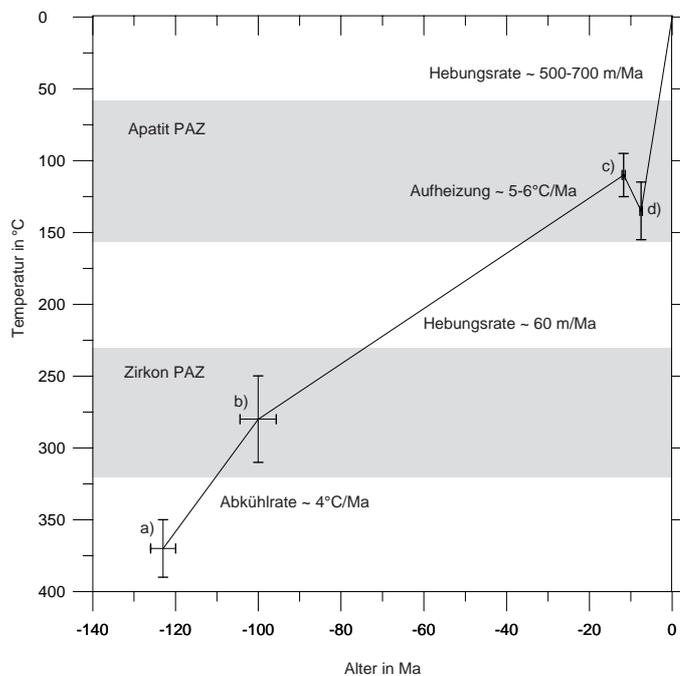


Abb. Anh. FT.17: Die Temperatur-Zeit-Entwicklung des Cerro Barrancos Massivs, abgeleitet aus a) K-Ar Gesamtgesteinsdatierung des Granodiorits (123 ± 3 Ma; SUAREZ AND DE LA CRUZ, 2001), b) Zirkon-Spaltspurdatierung (100 ± 4 Ma, Thomson et al., 2001), c) und d) Modellierung der Apatit-Spaltspurenergebnisse des Cerro Barrancos Profils. In grau sind die partiellen Ausheilzonen für Zirkon und Apatit dargestellt.

III.4 Datenanhang zur Auswertung der detritischen Apatit-Spaltspurdaten

Die folgenden Datenblätter beinhalten die direkte Auswertung der Spaltspurdaten aus dem Programm TRACKKEY 4.1 von ISTVÁN DUNKEL (Univ. Tübingen). Zusätzlich wurden bei den Proben, bei denen die Dpar Werte gemessen wurden, das Diagramm der Einzelkornalter gegen die Dpar – Werte der Einzelkörner dargestellt (detaillierte Beschreibung siehe Kap. 6).

OL01

--- TRACKKEY ver. 4.1 ---

Apatite

Olguita
UP5-05-OL01

Santa Cruz Form
s s t

Cryst.: 41
Area: 3912

Ns: 105
RhoS: 0.275

Ni: 1124
Rhol: 2.947

Pooled: 0.093 22.4 ± 2.3

Mean: 0.133 31.8 ± 3.5

Central: 0.101 24.3 ± 2.8

Weigh.I: 0.091 21.9

Weigh.II: 0.13 32.3

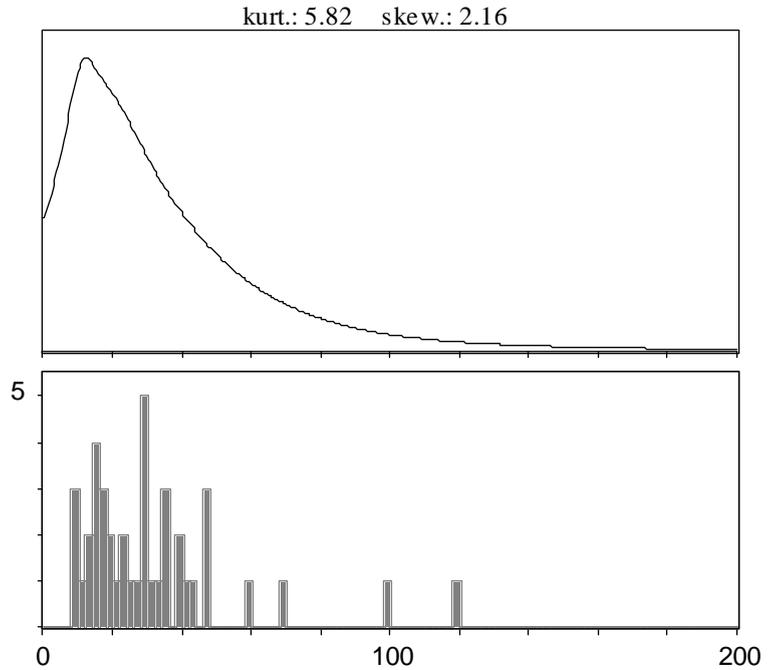
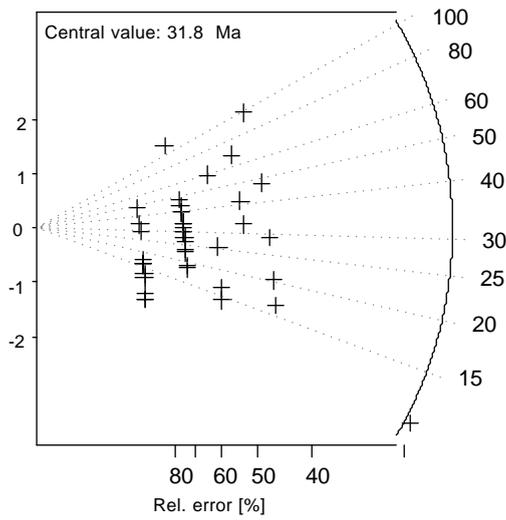
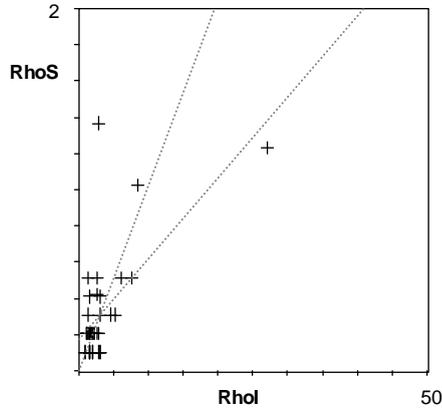
Chi-sq.: 42.35 **P (%):** 37.01

a: 0.173 **b:** 0.045 **r:** 0.65

Irr.: Riso_UP5 **Glass:** CN_5

Nd: 6556 **RhoD:** 12.986

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 2.8 (± 141 %)



Apatite

Olguita
UP7-03-OL02

Santa Cruz Form
s s t

Cryst.: 104
Area: 10243

Ns: 340
RhoS: 0.34

Ni: 3259
Rhol: 3.264

Pooled: 0.104 22.9 ± 1.4

Mean: 27.0 ± 1.2

Central: 0.104 22.9 ± 1.4

Weigh.I: 0.103 22.6

Weigh.II: 0.12

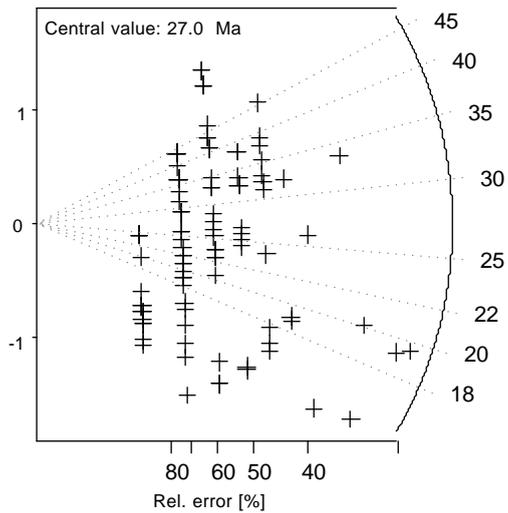
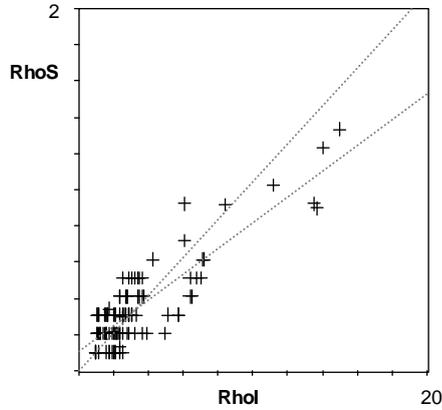
Chi-sq.: 57.35 **P (%):** 99.99

a: 0.11 **b:** 0.071 **r:** 0.86

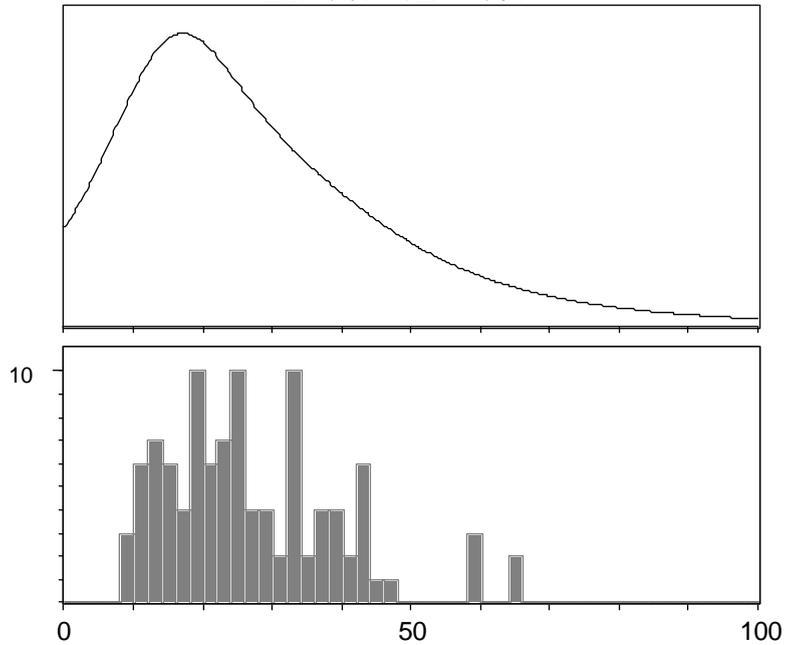
Irr.: Riso_UP7 **Glass:** CN_5

Nd: 4799 **RhoD:** 11.88

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 3.38 ($\pm 86\%$)



kurt.: 0.87 skew.: 0.97



Apatite

Olguita
UP7-05-OL04

Santa Cruz Form
s s t

Cryst.: 106
Area: 10336

Ns: 376
RhoS: 0.373

Ni: 3911
Rhol: 3.881

Pooled:	0.096	21.1 ± 1.2
Mean:	0.125	27.4 ± 1.5
Central:	0.096	21.1 ± 1.2
Weigh.I:	0.093	20.4
Weigh.II:	0.12	27.1

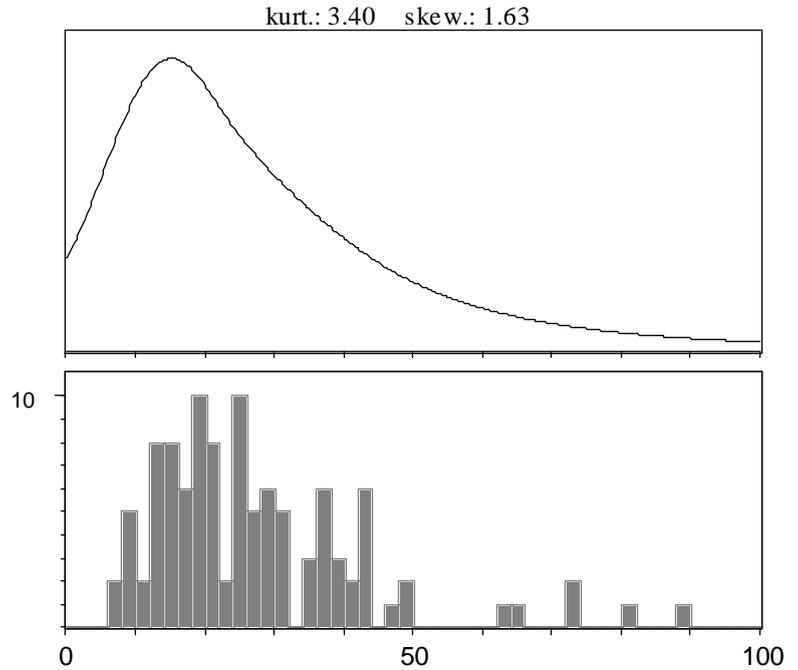
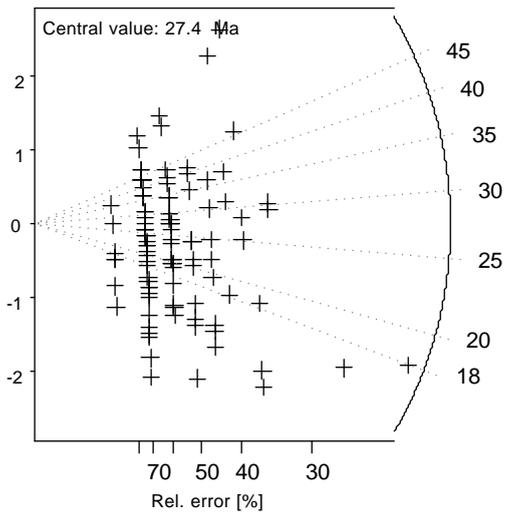
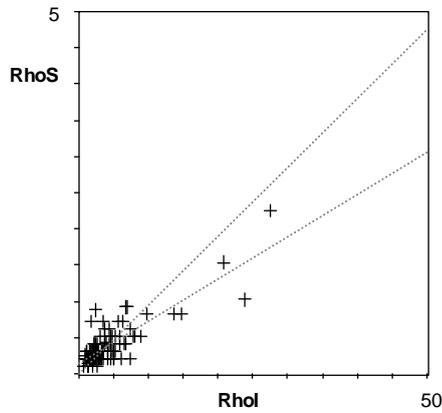
Chi-sq.: 93.91 **P (%):** 77.26

a: 0.146 **b:** 0.058 **r:** 0.84

Irr.: Riso_UP7 **Glass:** CN_5

Nd: 4799 **RhoD:** 11.854

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 4.07 (± 108 %)



Apatite

Olguita
UP7-07-OL06

Santa Cruz Form
s s t

Cryst.: 109
Area: 10849

Ns: 477
RhoS: 0.451

Ni: 4841
Rhol: 4.577

Pooled:	0.099	21.5 ± 1.1
Mean:	0.117	25.5 ± 1.4
Central:	0.099	21.7 ± 1.2
Weigh.I:	0.1	21.9
Weigh.II:	0.12	26.6

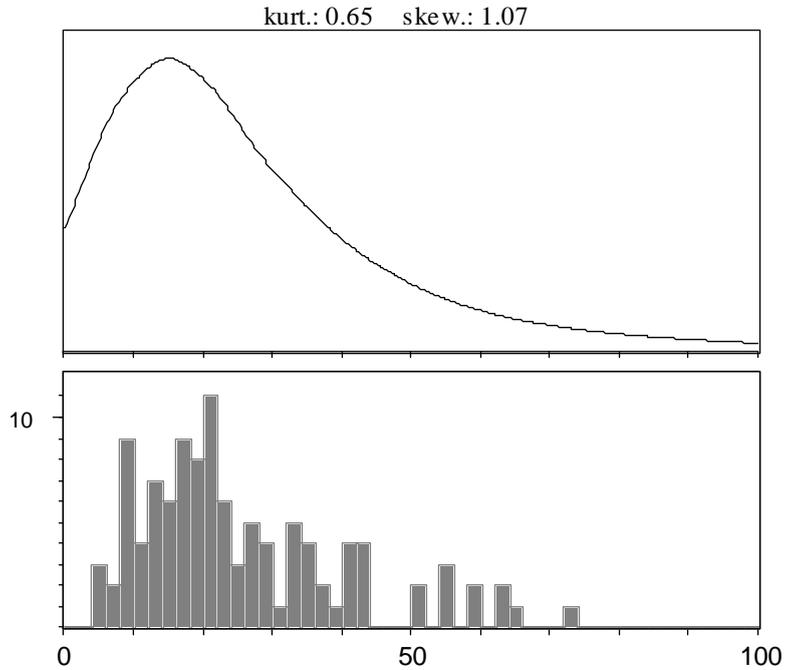
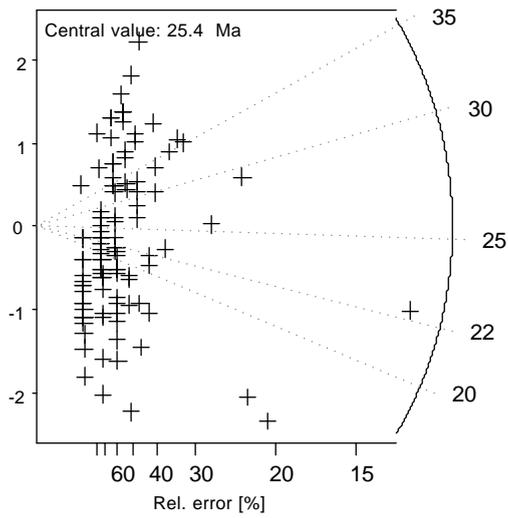
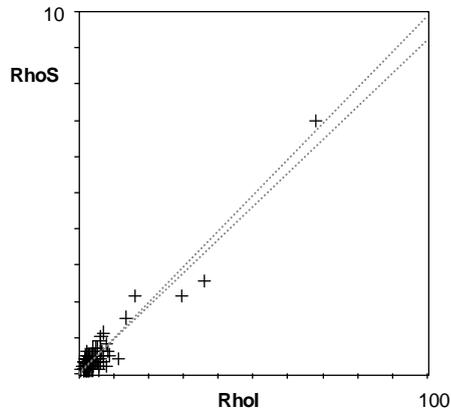
Chi-sq.: 106.0 **P (%):** 53.64

a: 0.031 **b:** 0.092 **r:** 0.95

Irr.: Riso_UP7 **Glass:** CN_5

Nd: 4799 **RhoD:** 11.828

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 4.7 (± 169 %)



Apatite

Olguita
UP7-09-OL08

Santa Cruz Form
s s t

Cryst.: Area:
105 10410

Ns: RhoS:
684 0.674

Ni: Rhol:
4591 4.524

Pooled: 0.149 32.5 ± 1.5

Mean: 34.6 ± 2.8

Central: 0.143 31.1 ± 2.5

Weigh.I: 0.193 42.0

Weigh.II: 0.19

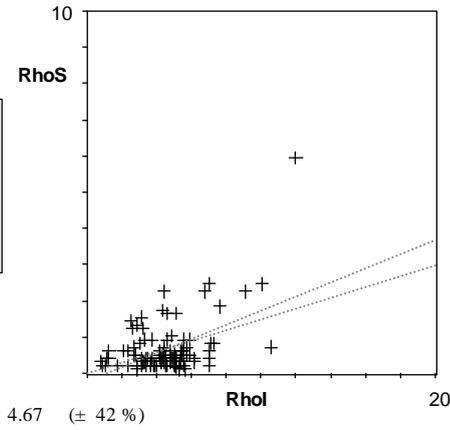
Chi-sq.: 372.92 **P (%):** 0.0

a: -0.216 **b:** 0.196 **r:** 0.5

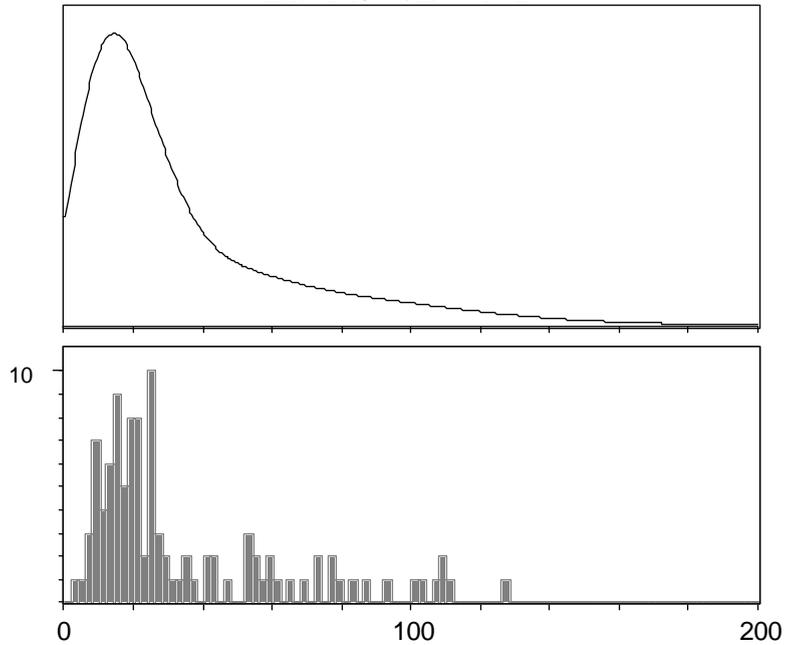
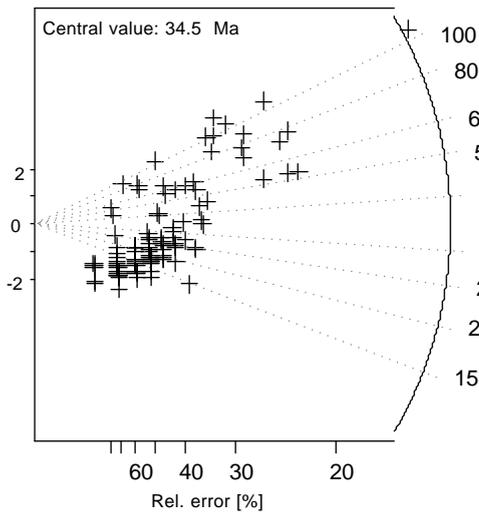
Irr.: Riso_UP7Glass: CN_5

Nd: 4799 **RhoD:** 11.803

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:**



kurt.: 1.13 skew.: 1.42



Apatite

Olguita
UP7-11-OL10

Santa Cruz Form
s s t

Cryst.: Area:
103 8840

Ns: RhoS:
487 0.565

Ni: Rhol:
4074 4.727

Pooled: 0.12 26.0 ± 1.4

Mean: 0.157 34.2 ± 2.3

Central: 0.13 28.2 ± 1.9

Weigh.I: 0.125 27.1

Weigh.II: 0.16 35.3

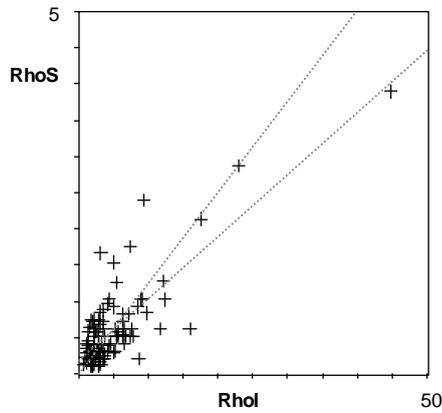
Chi-sq.: 172.01 **P (%):** 0.0

a: 0.189 **b:** 0.086 **r:** 0.8

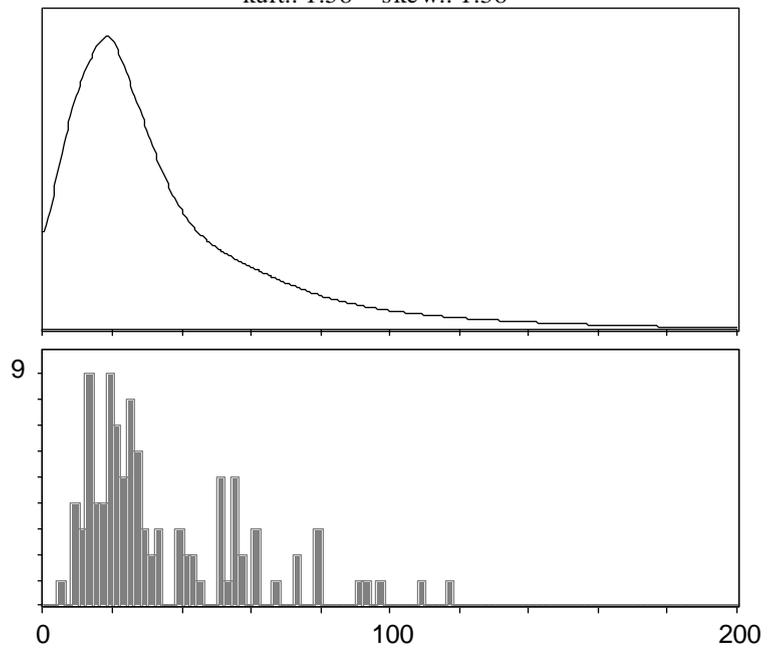
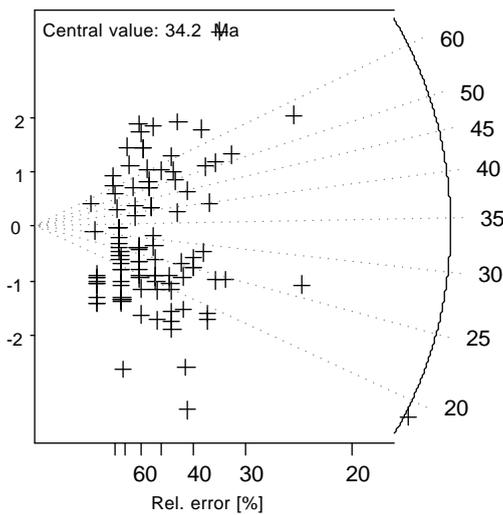
Irr.: Riso_UP7 **Glass:** CN_5

Nd: 4799 **RhoD:** 11.777

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 4.91 (± 114 %)



kurt.: 1.58 skew.: 1.38



Apatite

Olguita
UP5-06-OL11

Santa Cruz Form
sst

Cryst.: 100
Area: 9940

Ns: 1151
RhoS: 1.188

Ni: 7975
Rhol: 8.229

Pooled: 0.144 34.6 ± 1.3

Mean: 0.16 38.4 ± 2.6

Central: 0.147 35.1 ± 2.3

Weigh.I: 0.164 39.3

Weigh.II: 0.17 41.7

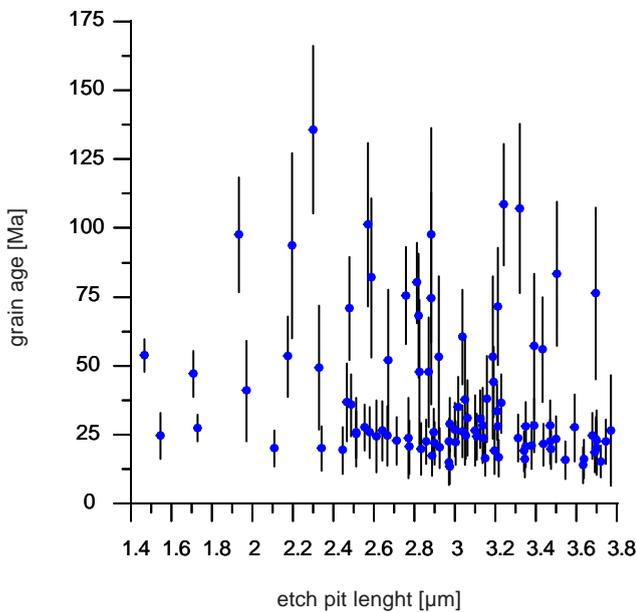
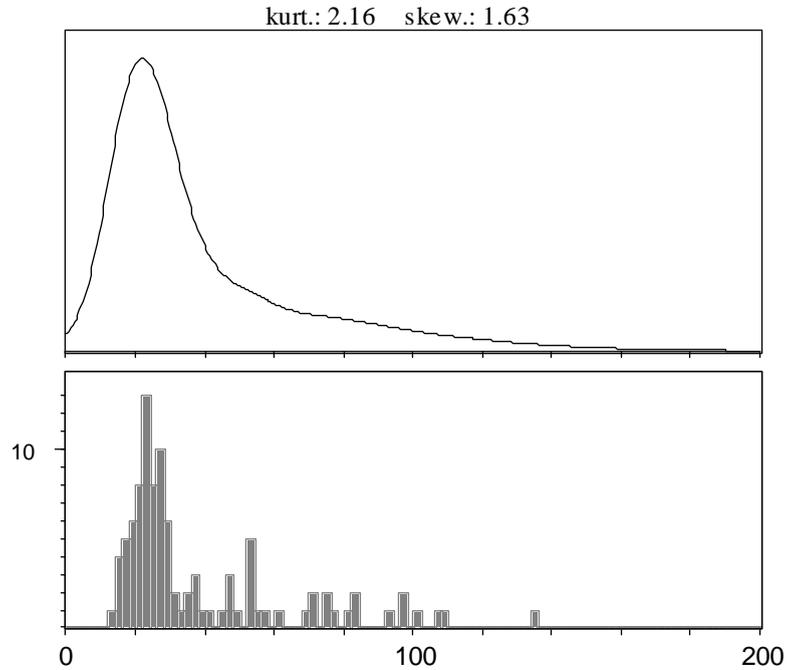
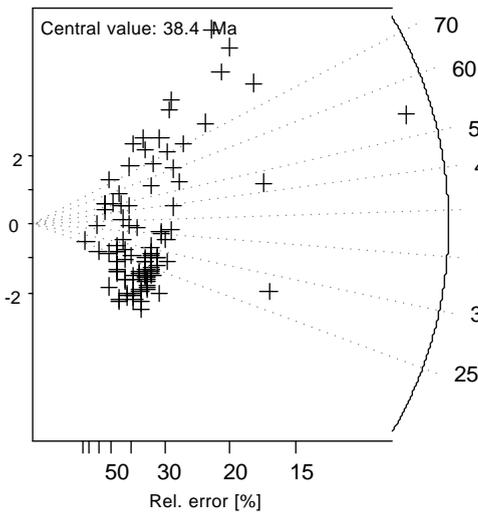
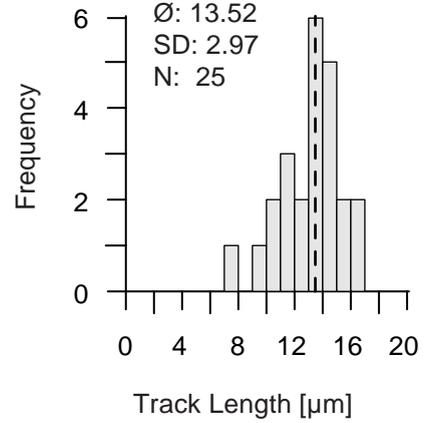
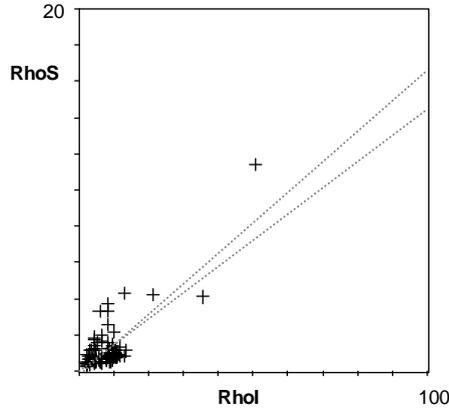
Chi-sq.: 370.01 **P (%):** 0.0

a: -0.194 **b:** 0.168 **r:** 0.78

Irr.: Riso_UP5Glass: CN_5

Nd: 6556 **RhoD:** 12.981

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 7.71 (± 74 %)

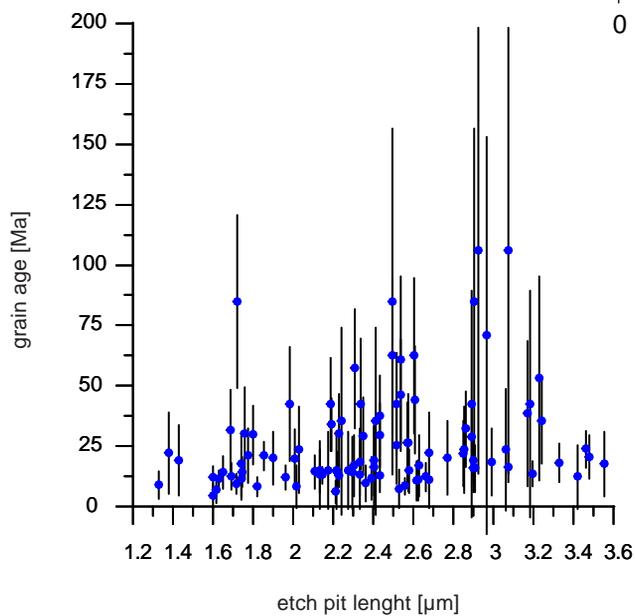
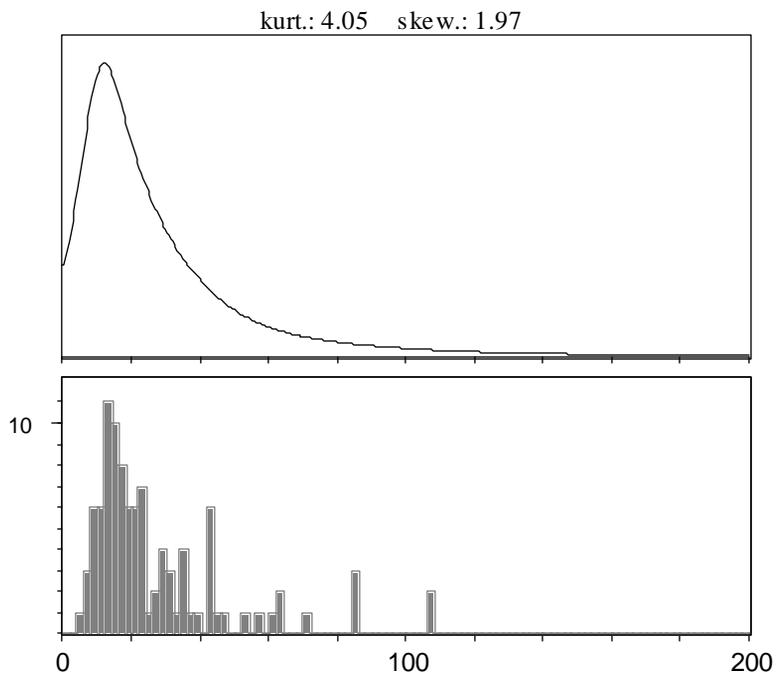
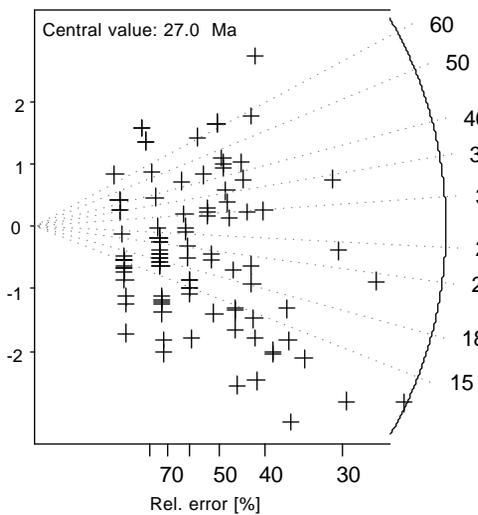
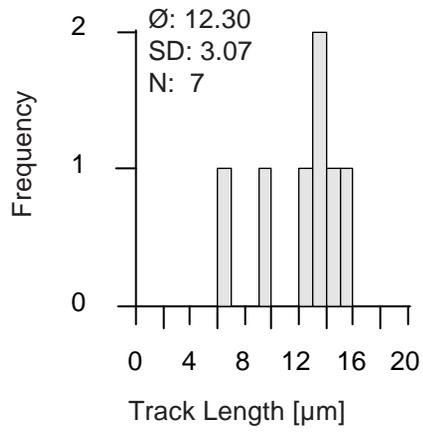
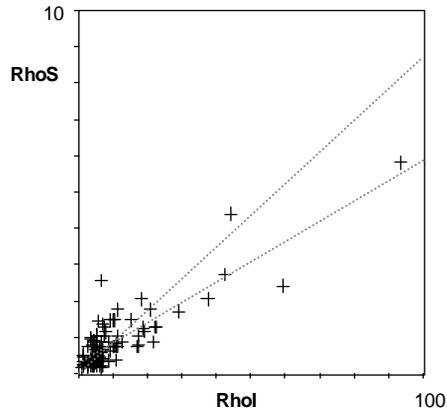


average etch pit length: 2.97 µm
standard deviation: 0.51 µm
number of data: 100

Apatite Lago Posadas Stanta Cruz Form.
UP13-01-LP01 s s t

Cryst.: Area:
 100 5261
Ns: RhoS:
 390 0.76
Ni: RhoI:
 4538 8.848
Pooled: 0.086 18.4 ± 1.0
Mean: 0.126 27.0 ± 2.1
Central: 0.092 19.7 ± 1.3
Weigh.I: 0.084 18.0
Weigh.II: 0.12 26.2

Chi-sq.: 140.76 **P (%):** 0.37
a: 0.304 **b:** 0.056 **r:** 0.86
Irr.: UP13 **Glass:** CN_5
Nd: 4850 **RhoD:** 11.57
Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 10.1 (± 133 %)



average etch pit length: 2.41 µm
 standard deviation: 0.52 µm
 number of data: 100

LP02

--- TRACKKEY ver. 4.1 ---

Apatite

Lago Posadas
UP13-02-LP02

Santa Cruz Form.
s s t

Cryst.: 102
Area: 9980

Ns: 665
RhoS: 0.683

Ni: 7303
Rhol: 7.506

Pooled: 0.091 19.5 ± 0.9

Mean: 0.124 26.5 ± 1.8

Central: 0.104 22.4 ± 1.4

Weigh.I: 0.088 18.9

Weigh.II: 0.12 26.7

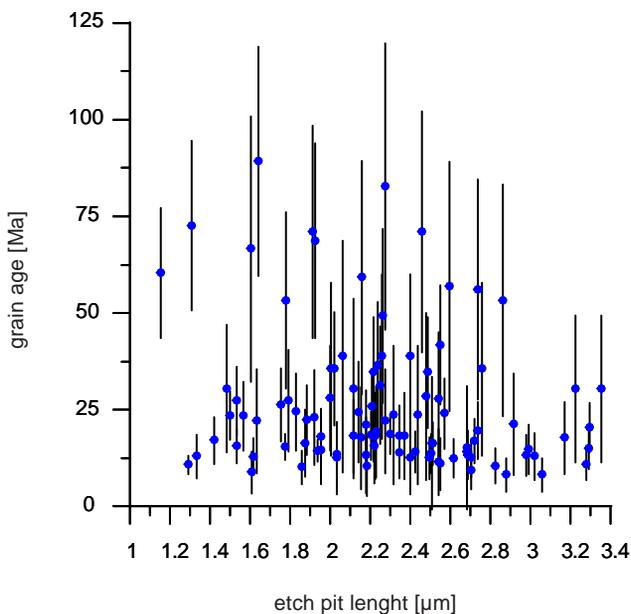
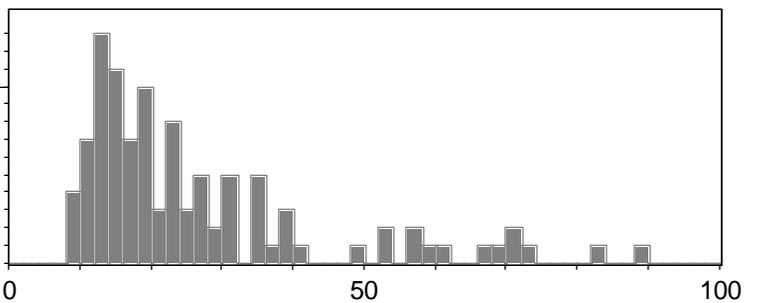
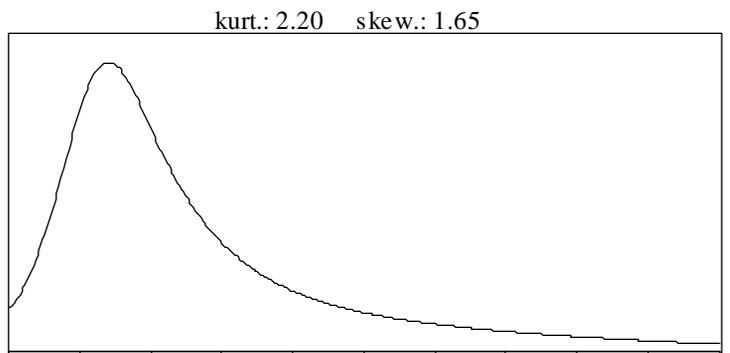
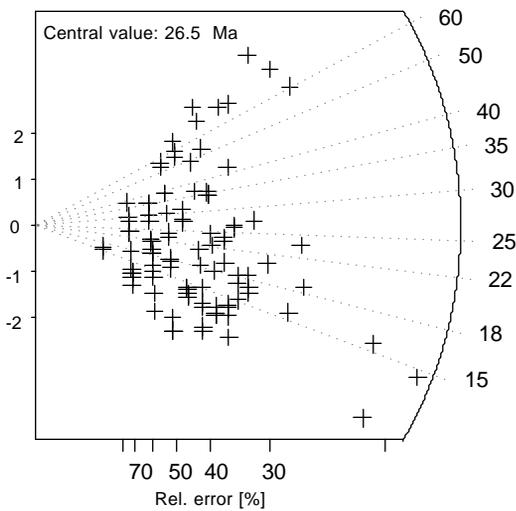
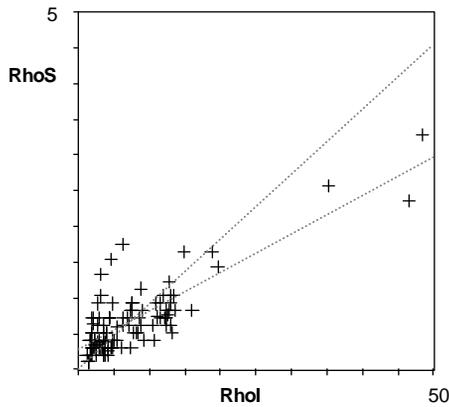
Chi-sq.: 227.16 **P (%):** 0.0

a: 0.278 **b:** 0.054 **r:** 0.82

Irr.: UP13 **Glass:** CN_5

Nd: 4850 **RhoD:** 11.588

Zeta: 370.06 ± 6.11 **U.:** 7.85 (± 103 %)



average etch pit length: 2.26 µm
 standard deviation: 0.50 µm
 number of data: 102

Apatite

Lago Posadas
UP13-04-LP04

Santa Cruz Form.
sst

Cryst.: Area:
102 10090

Ns: RhoS:
381 0.387

Ni: Rhol:
5271 5.358

Pooled: 0.072 15.5 ± 0.9

Mean: 0.096 20.5 ± 1.7

Central: 0.072 15.6 ± 0.9

Weigh.I: 0.07 15.0

Weigh.II: 0.10 20.6

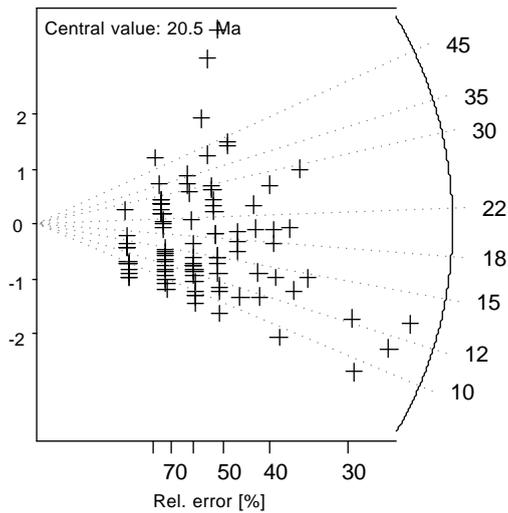
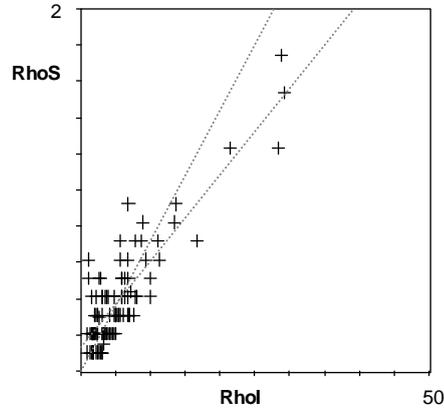
Chi-sq.: 109.1 **P (%):** 27.37

a: 0.131 **b:** 0.048 **r:** 0.88

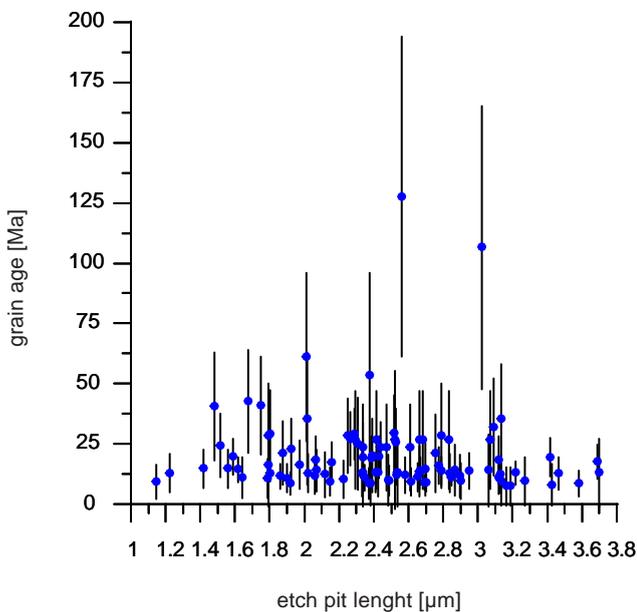
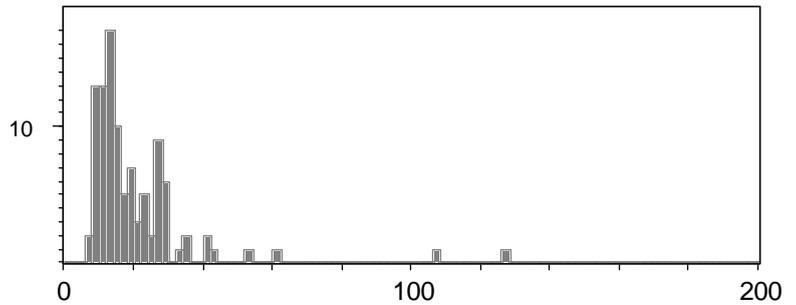
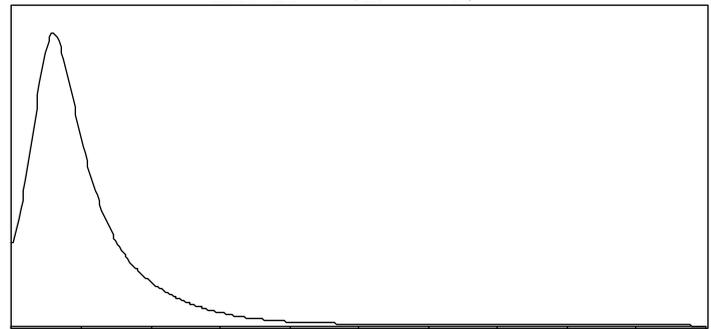
Irr.: UP13 **Glass:** CN_5

Nd: 4850 **RhoD:** 11.625

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 5.6 (± 100 %)



kurt.: 21.44 skew.: 4.10



average etch pit length: 2.45 µm
standard deviation: 0.56 µm
number of data: 102

Apatite

Lago Posadas
UP13-06-LP06

Santa Cruz Form.
s s t

Cryst.: 103
Area: 10070

Ns: 431
RhoS: 0.439

Ni: 5200
Rhol: 5.297

Pooled:	0.083	17.9 ± 1.0
Mean:	0.101	21.8 ± 1.2
Central:	0.083	17.9 ± 1.0
Weigh.I:	0.078	16.9
Weigh.II:	0.10	21.7

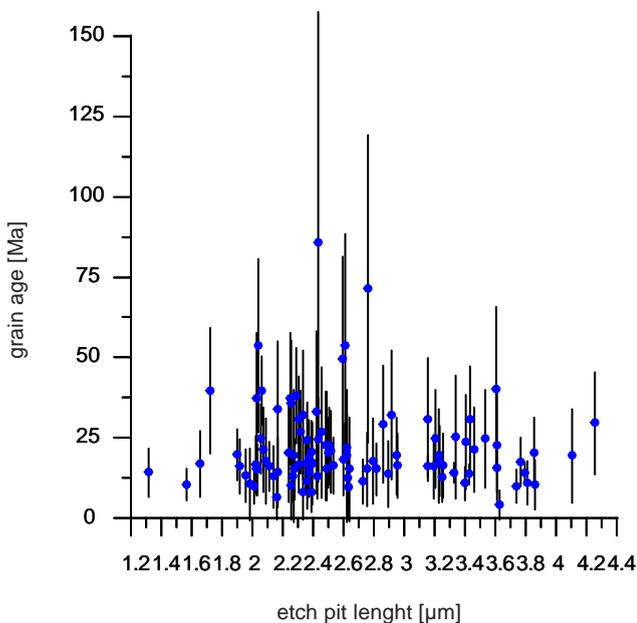
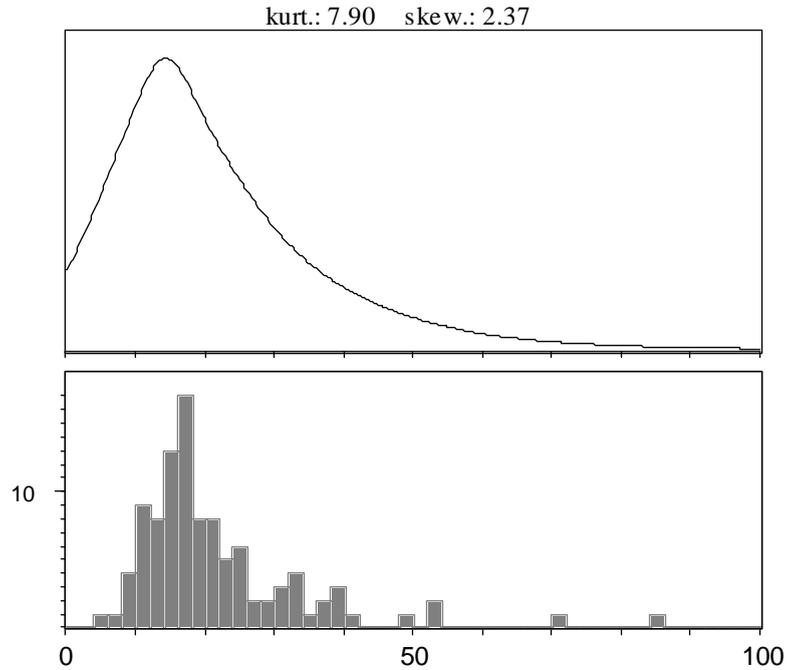
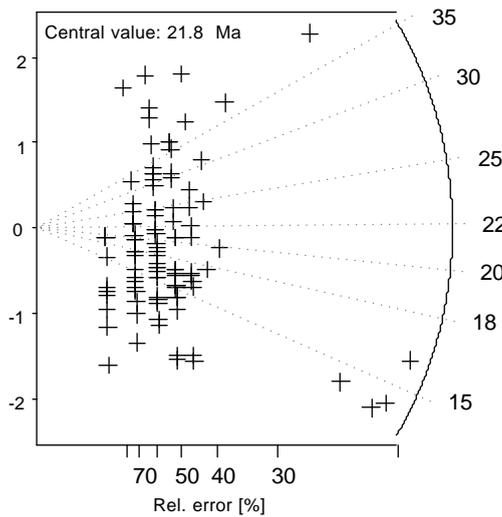
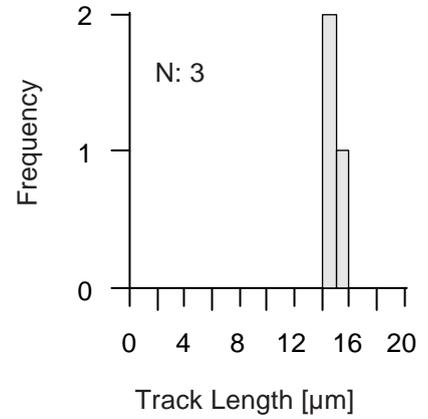
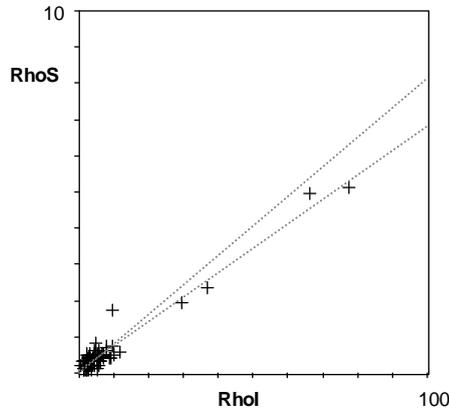
Chi-sq.: 78.56 **P (%):** 95.9

a: 0.083 **b:** 0.067 **r:** 0.97

Irr.: UP13 **Glass:** CN_5

Nd: 4850 **RhoD:** 11.661

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 6.15 (± 177 %)



average etch pit length: 2.66 µm
standard deviation: 0.61 µm
number of data: 103

Apatite

Lago Posadas
UP13-07-LP07

Santa Cruz Form.
sst

Cryst.: 104
Area: 9830

Ns: 395
RhoS: 0.412

Ni: 4625
Rhol: 4.826

Pooled:	0.085	18.4 ± 1.0
Mean:	0.115	24.8 ± 1.2
Central:	0.096	20.7 ± 1.3
Weigh.I:	0.076	16.3
Weigh.II:	0.12	25.2

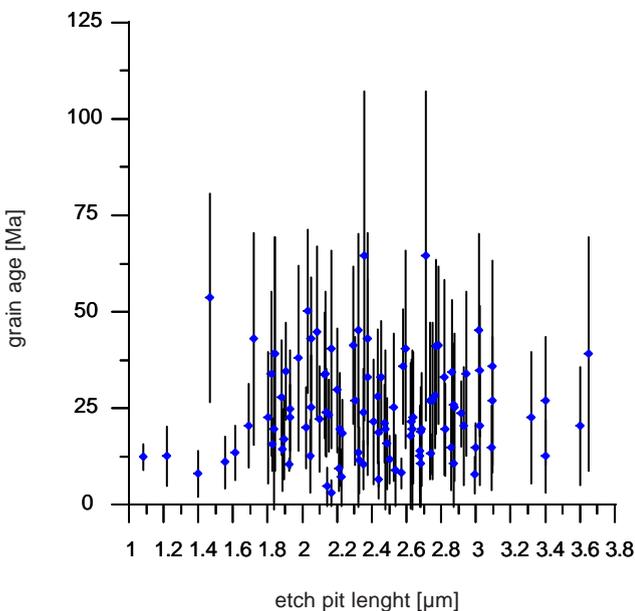
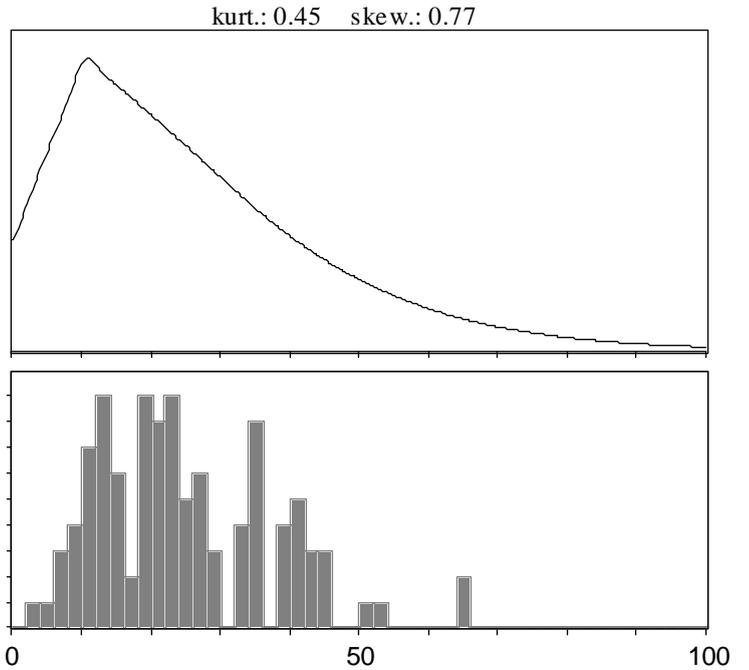
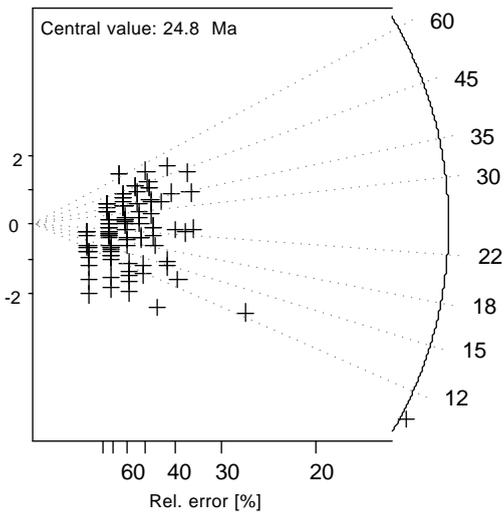
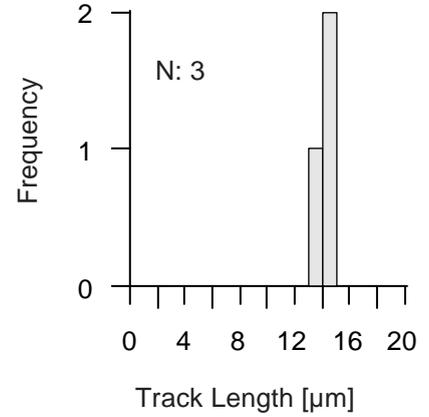
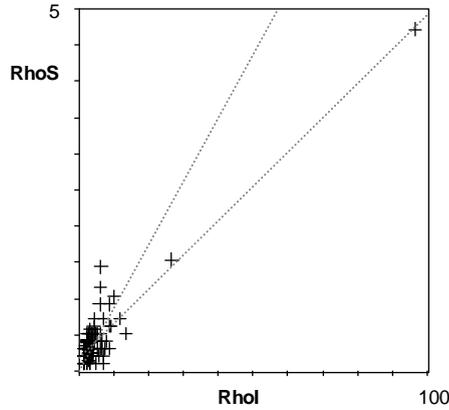
Chi-sq.: 121.09 **P (%):** 10.77

a: 0.192 **b:** 0.047 **r:** 0.92

Irr.: UP13 **Glass:** CN_5

Nd: 4850 **RhoD:** 11.68

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 4.95 (± 204 %)



average etch pit length: 2.41 µm
standard deviation: 0.51 µm
number of data: 104

Apatite

Lago Posadas
UP13-09-LP09

Santa Cruz Form.
sst

Cryst.: 100
Area: 9850

Ns: 415
RhoS: 0.432

Ni: 7000
Rhol: 7.289

Pooled: 0.059 12.8 ± 0.7

Mean: 0.088 18.9 ± 1.3

Central: 0.061 13.2 ± 0.8

Weigh.I: 0.055 11.9

Weigh.II: 0.08 18.3

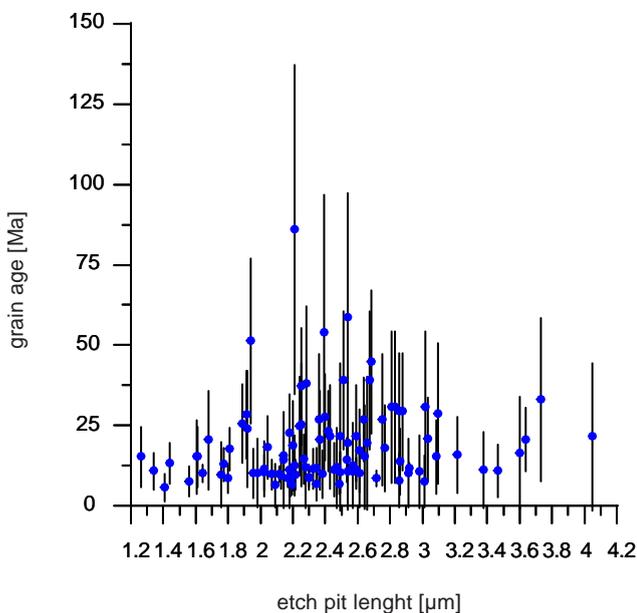
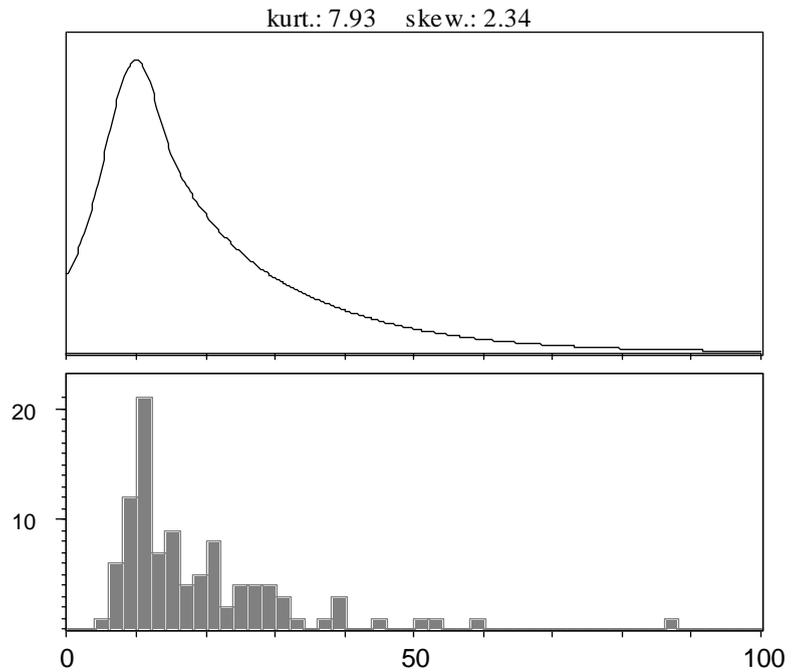
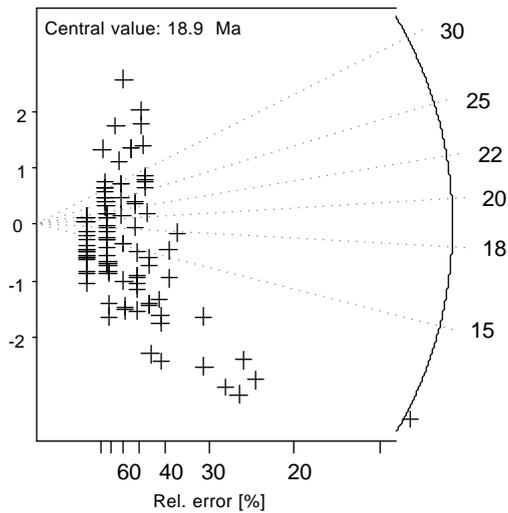
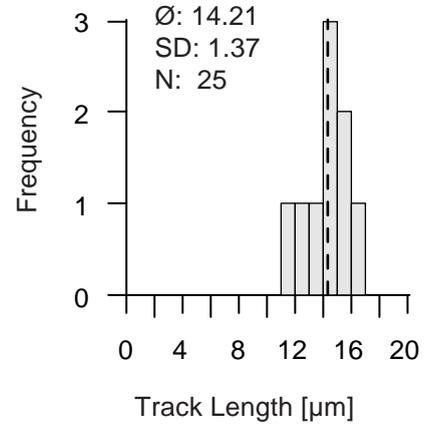
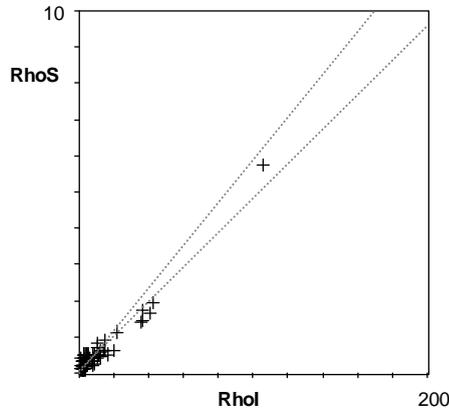
Chi-sq.: 116.83 **P (%):** 10.66

a: 0.084 **b:** 0.048 **r:** 0.97

Irr.: UP13 **Glass:** CN_5

Nd: 4850 **RhoD:** 11.716

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 7.66 (± 177 %)



LP10

--- TRACKKEY ver. 4.1 ---

Apatite

Lago Posadas
UP13-10-LP10

Santa Cruz Form.
sst

Cryst.: 104
Area: 9903

Ns: 646
RhoS: 0.669

Ni: 6989
Rhol: 7.239

Pooled: 0.092 20.0 ± 0.9

Mean: 0.132 28.6 ± 1.7

Central: 0.117 25.3 ± 1.7

Weigh.I: 0.082 17.7

Weigh.II: 0.13 29.1

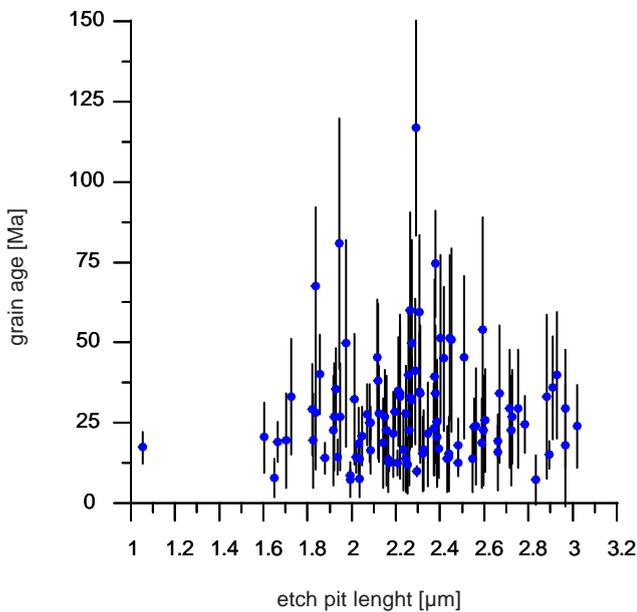
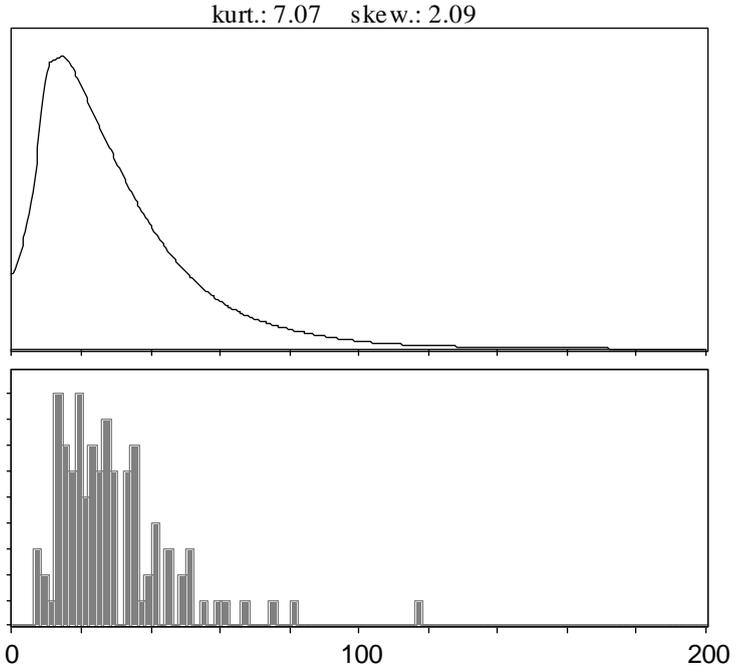
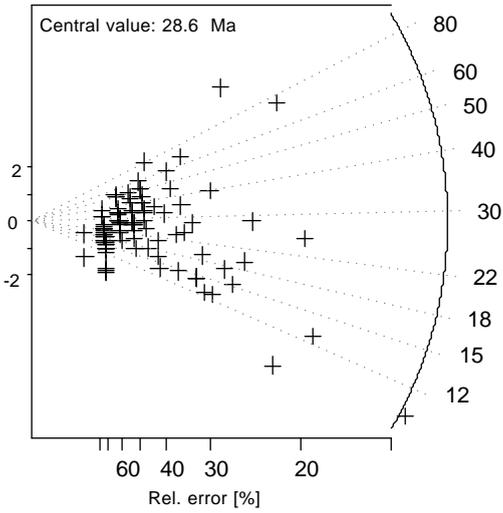
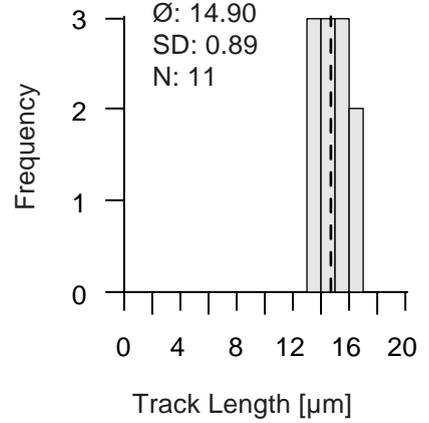
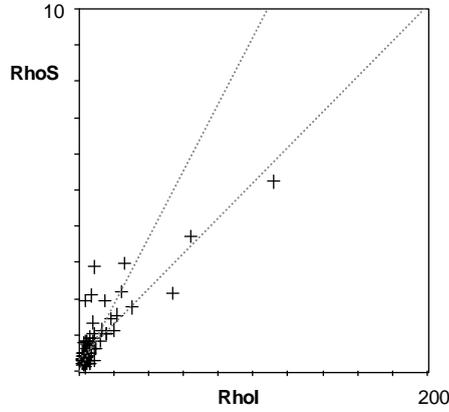
Chi-sq.: 258.29 **P (%):** 0.0

a: 0.321 **b:** 0.049 **r:** 0.86

Irr.: UP13 **Glass:** CN_5

Nd: 4850 **RhoD:** 11.735

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 7.58 (± 190 %)



average etch pit length: 2.26 µm
standard deviation: 0.32 µm
number of data: 104

Apatite

LP 11
UP13-11-LP11

Santa Cruz Form.
sst

Cryst.: Area:
103 9016

Ns: RhoS:
724 0.824

Ni: Rhol:
11934 13.577

Pooled:	0.061	13.2 ± 0.6
Mean:	0.084	18.2 ± 1.4
Central:	0.069	15.0 ± 1.0
Weigh.I:	0.062	13.4
Weigh.II:	0.08	18.1

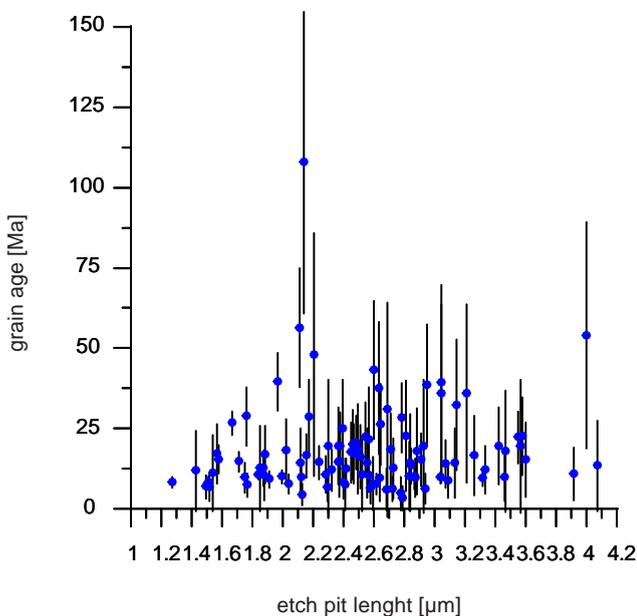
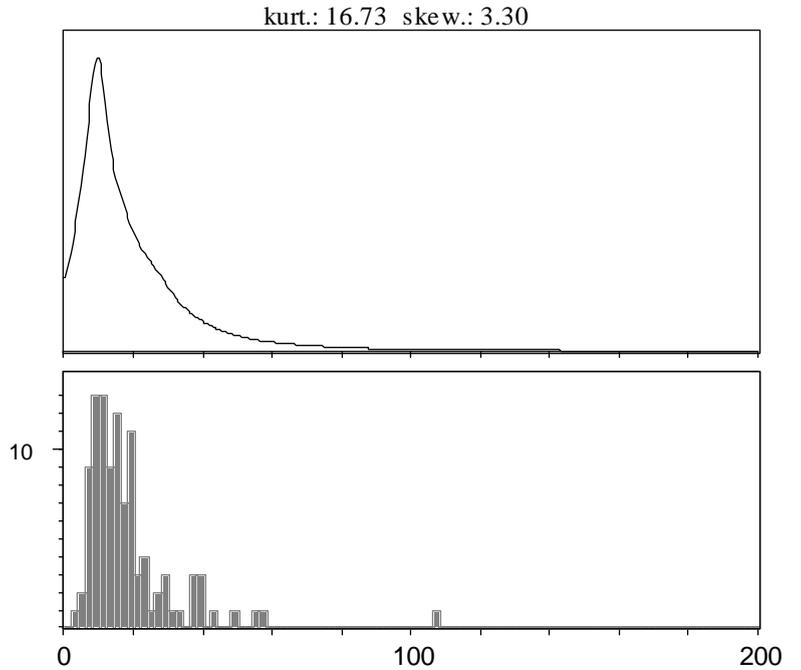
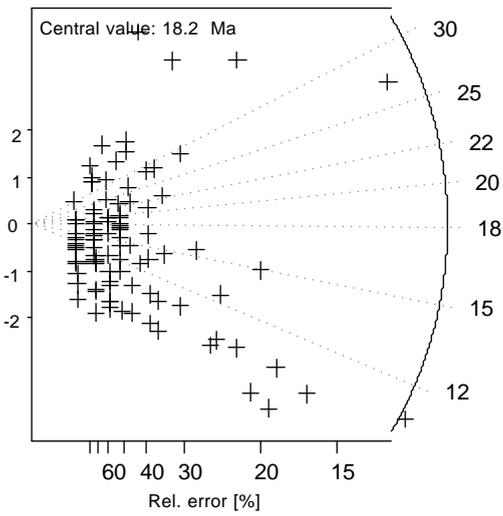
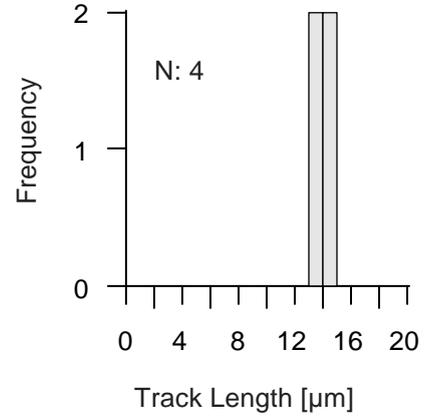
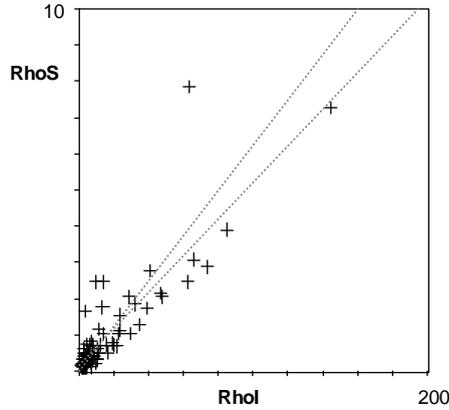
Chi-sq.: 229.74 **P (%)**: 0.0

a: 0.155 **b:** 0.05 **r:** 0.87

Irr.: UP13 **Glass:** CN_5

Nd: 4850 **RhoD:** 11.753

Zeta: 370.06 ± 6.1 **U.:** 13.69 (± 160 %)



average etch pit length: 2.54 µm
standard deviation: 0.60 µm
number of data: 103

Apatite

Laguna Asador
UP13-12-LA01-A

Santa Cruz Form.
s s t

Cryst.: 113
Area: 11108

Ns: 1470
RhoS: 1.357

Ni: 8304
Rhol: 7.668

Pooled: 0.177 38.4 ± 1.4

Mean: 0.17 36.8 ± 2.3

Central: 0.17 36.8 ± 2.4

Weigh.I: 0.202 43.9

Weigh.II: 0.21 45.9

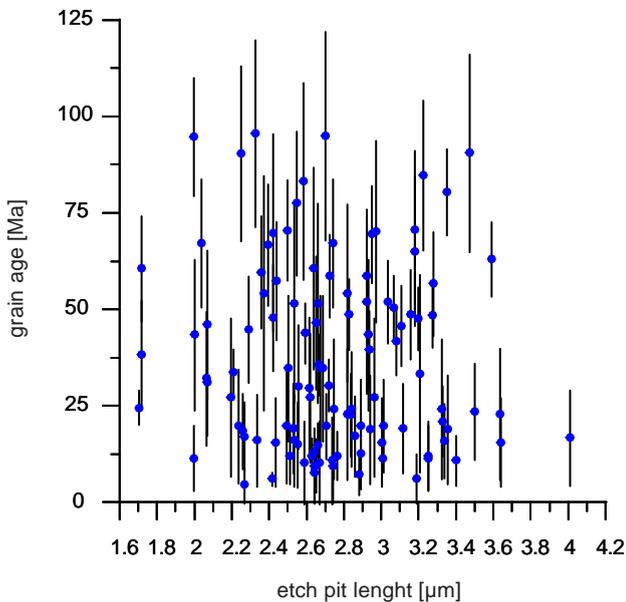
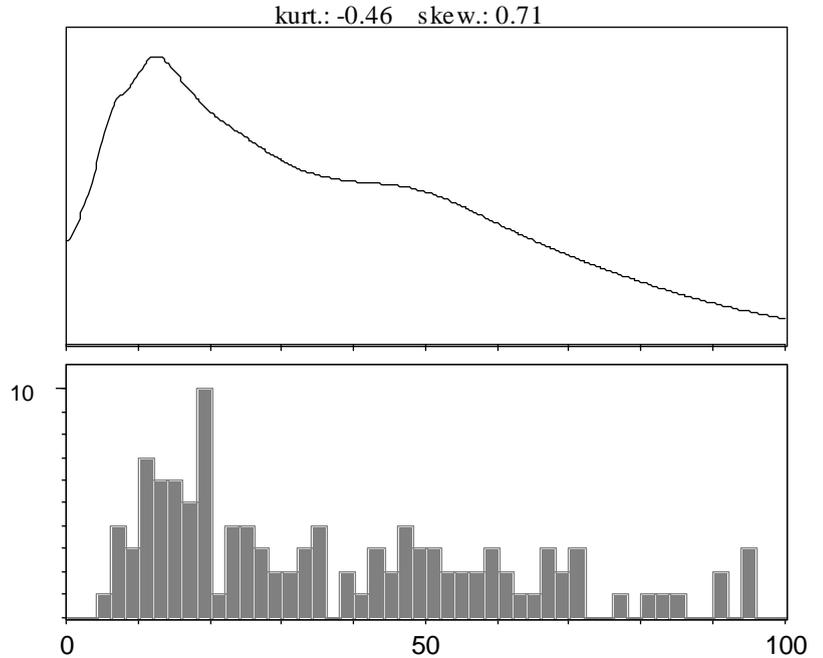
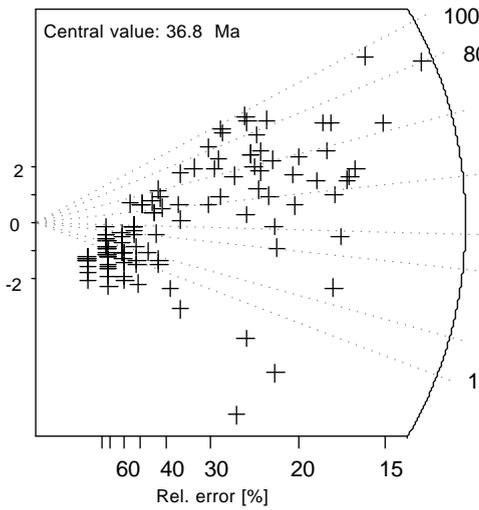
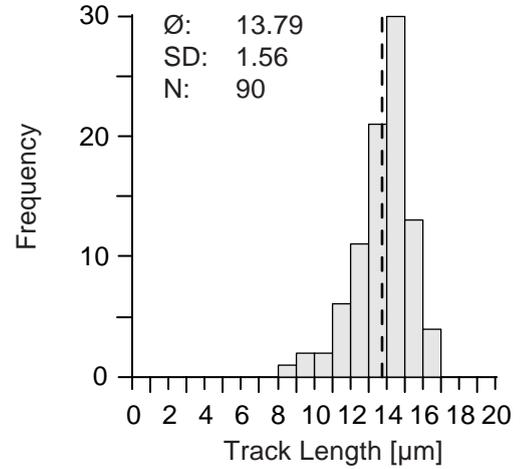
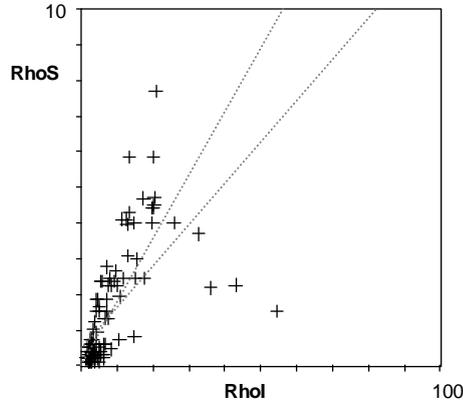
Chi-sq.: 496.21 **P (%):** 0.0

a: 0.49 **b:** 0.116 **r:** 0.63

Irr.: UP13 **Glass:** CN_5

Nd: 4850 **RhoD:** 11.771

Zeta: 370.06 ± 6.11 **U.:** 8.06 (± 111 %)



average etch pit length: 2.74 µm
standard deviation: 0.44 µm
number of data: 113

Apatite

Laguna Asador
UP5-04-LA-P1

Santa Cruz Form.
sst

Cryst.: Area:
103 9726

Ns: RhoS:
798 0.842

Ni: Rhol:
4523 4.77

Pooled: 0.176 42.3 ± 1.9

Mean: 0.145 34.8 ± 3.1

Central: 0.138 33.1 ± 3.0

Weigh.I: 0.252 60.3

Weigh.II: 0.21 49.2

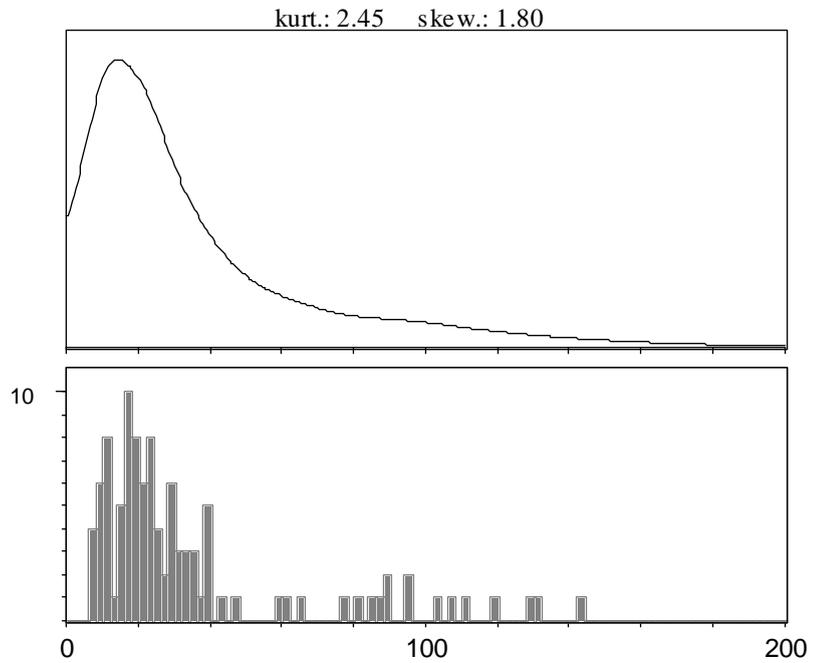
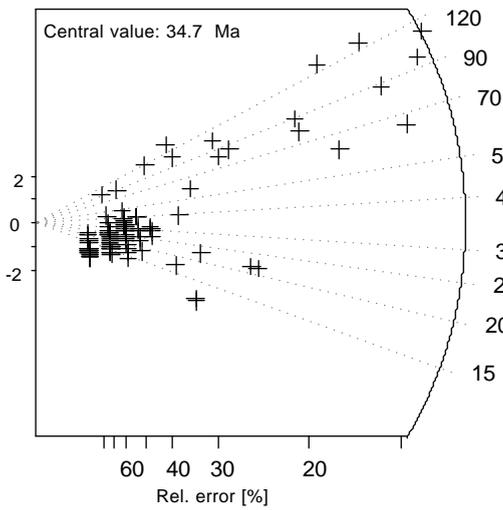
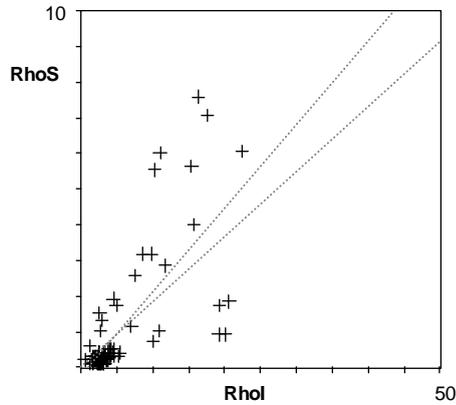
Chi-sq.: 436.69 **P (%)**: 0.0

a: -0.253 **b:** 0.235 **r:** 0.73

Irr.: Riso_UP7 **Glass:** CN_5

Nd: 4799 **RhoD:** 12.991

Zeta: 370.06 ± 6.11 **U.:** 4.47 (± 101 %)



Apatite

Laguna Asador
UP13-14-LA2A

Santa Cruz Form.
s s t

Cryst.: 101
Area: 9959

Ns: 1115
RhoS: 1.148

Ni: 9985
Rhol: 10.284

Pooled: 0.112 24.4 ± 0.9

Mean: 0.111 24.2 ± 1.5

Central: 0.114 24.9 ± 1.7

Weigh.I: 0.124 27.1

Weigh.II: 0.14 29.7

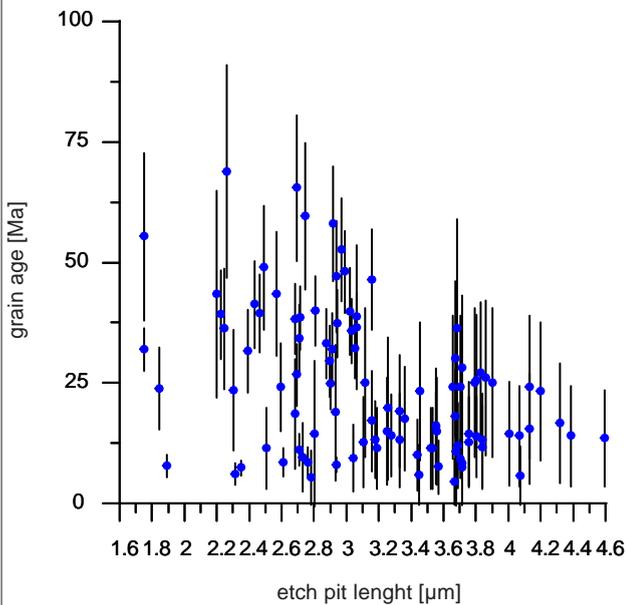
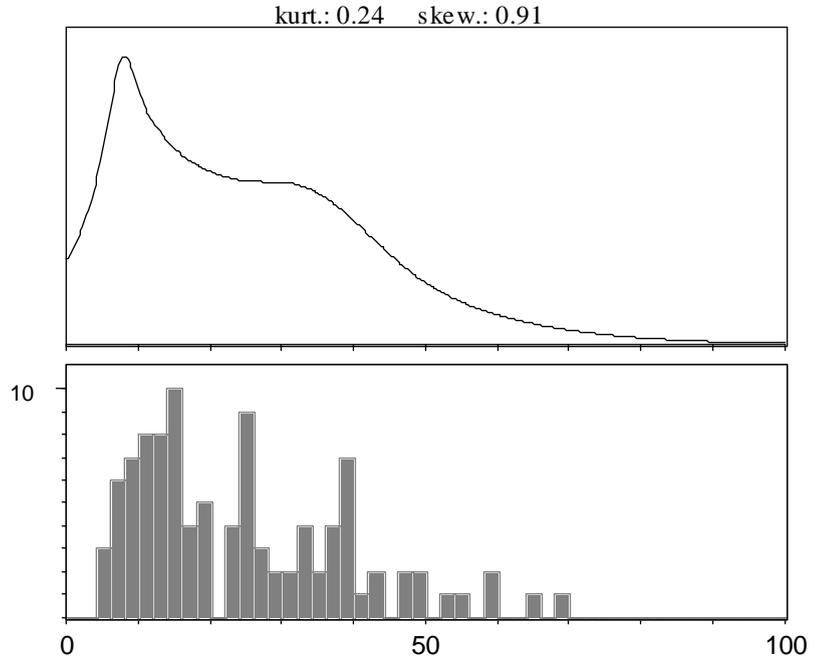
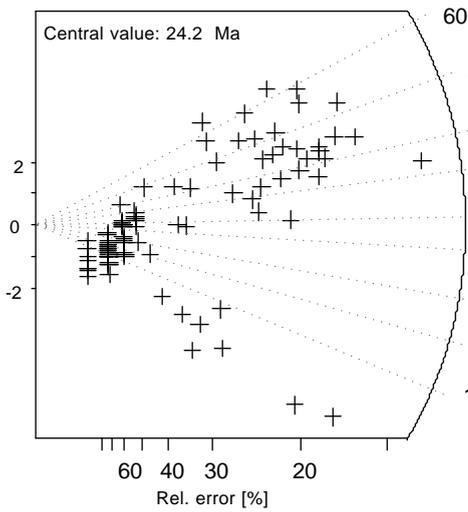
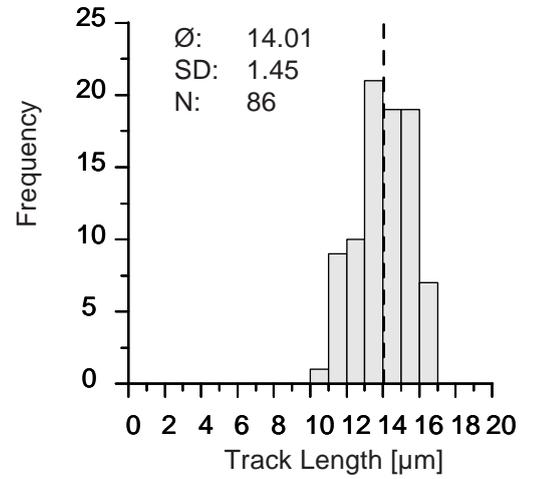
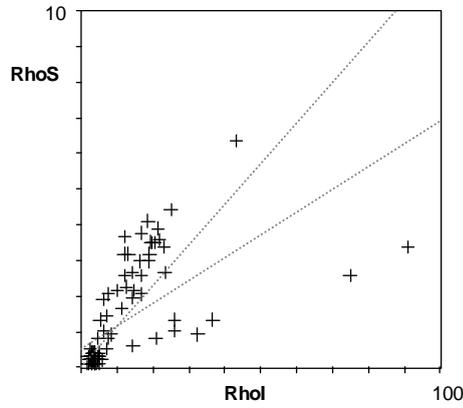
Chi-sq.: 403.23 **P (%):** 0.0

a: 0.518 **b:** 0.064 **r:** 0.63

Irr.: UP13 **Glass:** CN_5

Nd: 4850 **RhoD:** 11.808

Zeta: 370.06 ± 6.11 **U.:** 10.65 (± 130 %)



average etch pit length: 3.17 µm
standard deviation: 0.62 µm
number of data: 101