

**Känozoische Beckenentwicklung des
zentralandinen Puna-Plateaus (NW-Argentinien) -
Das Gebiet um den Salar de Antofalla
und ein Vergleich zur nördlichen Puna**

von

Dirk Adelman

Dissertation
zur Erlangung des Grades
eines Doktors der Naturwissenschaften,

dem Fachbereich Geowissenschaften der
Freien Universität Berlin

Berlin 2001

**Känozoische Beckenentwicklung des
zentralandinen Puna-Plateaus (NW-Argentinien) -
Das Gebiet um den Salar de Antofalla und ein Vergleich zur nördlichen Puna¹**

von
Dirk Adelman²

Zusammenfassung

Stratigraphische und sedimentfazielle Untersuchungen sowie Liefergebietsanalysen in NW-Argentinien zeigen exemplarisch die Entwicklung der känozoischen Becken im zentralandinen Puna-Plateau. Schwerpunkt war die Region um den Salar de Antofalla in der südlichen Puna. Vergleichsuntersuchungen stammen aus den Gebieten um Tres Cruces (Übergang Nordpuna/Ostkordillere) und um den Rio Grande de San Juan (Nordpuna). Die Ergebnisse dokumentieren, wie die Sedimentationsräume der Puna seit 40 Ma in die andine Orogenese einbezogen wurden. Aus der Interaktion von Sedimentation und strukturbildenden Prozessen konnte der Zeitplan und Charakter der andinen Deformation während des Plateaufstiegs abgeleitet werden.

Im Salar de Antofalla-Gebiet besteht die känozoische Schichtenfolge aus fünf Ablagerungssequenzen, die jeweils entlang von Beckenrandstörungen durch Winkeldiskordanzen voneinander getrennt sind. Nur in distalen Beckenbereichen setzte sich die Sedimentation meist ungestört fort. Die Sedimentation setzte während des Obereozäns ein. Initiiert durch die inkaische Deformation, die ihren Schwerpunkt in der chilenischen Präkordillere hatte, hoben sich im Salar de Antofalla-Gebiet mehrere \pm N-S-verlaufende Höhenrücken heraus. Sie gliederten die südliche Puna intern und es bildeten sich mehrere *broken foreland*-Becken. In diesen lagerte sich der Abtragungsschutt der Hochgebiete in alluvialen Fächern und in der Playaebene ab (Quiñoas Formation - Formationsglied I). Die Beckenfüllungen zeigen eine ausgeprägte E-W-Differenzierung der Fazies. Auf proximale Fächersedimente, die sich aus grobklastischen *debris flows*, *high-density flood flows* und *streamflows* ablagerten, folgen beckenwärts meist sandige *sheetflood*-Ablagerungen. Beckenwärts gehen diese dann weiter in pelitisch-evaporitische Sedimente der Playaebene über. Auf die Sedimente des Quiñoas Formation - I folgen Ablagerungen eines verwilderten Flusssystemes (Quiñoas Formation - II), welches sich über weite Teile des Gebietes des Salar de Antofalla ausbreitete und teilweise das vorher bestehende Relief wieder auffüllte. Während des Oberoligozäns wurden bedeutende NNE-SSW-verlaufende Auf- und Überschiebungssysteme (re)aktiviert. Bestehende Hochgebiete wurden erneut gehoben und abgetragen. Entlang der Störungsfronten sedimentierten syntektonisch Ablagerungen alluvialer Fächer und lokal äolischer Dünen (Chacras Formation, Oberoligozän - Untermiozän). Durch fortgesetzte WNW-ESE-Einengungen während des Unter- und Mittelmiozäns wurden die Sedimentationsräume der südlichen Puna weiter differenziert. Zahlreiche Stratovulkane entwickelten sich in der südlichen Puna durch die ostwärtige Erweiterung des magmatischen

¹ Dissertation am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin zur Erlangung des Grades "Doktor der Naturwissenschaften"

Tag der Disputation 16.02.2001, Gutachter: PD Dr. Dorothee Mertmann, Prof. Dr. Konrad Görler

² Anschrift des Verfassers: Dr. Dirk Adelman, Panterra Geoconsultants B.V., Veerpolder 5, 2361 KX Warmond, The Netherlands, email: adelman@geosciences.de, Web: www.adelman.geosciences.de

Bogens bis in die Ostkordillere. In störungsbegrenzten Intraarc-Becken sedimentierten in alluvialen Fächern, Playaebenen und verzweigten Flusssystemen die teilweise vulkanoklastischen Ablagerungen der Potrero Grande Formation (Unter- bis Mittelmiozän) und der Juncalito Formation (Mittelmiozän - Pliozän). Letztere führt mächtige Einschaltungen von Haliten und Gipsen, die sich unter ariden Bedingungen in Salzpflanzen gebildet hatten. Sie dokumentieren, dass das Salar de Antofalla-Gebiet im Zuge der Einengungstektonik endgültig endorheisch wurde. Im Obermiozän endete der subduktionsgebundene Vulkanismus in der südlichen Puna. Anstelle dessen wurden an monogenetischen Zentren basaltisch-andesitische Magmen gefördert. Der Magmenaufstieg wurde vermutlich an NE-SW-verlaufenden dextralen und NW-SE-verlaufenden sinistralen Seitenverschiebungen ermöglicht, die sich im Zuge einer orogenparallelen Extension gebildet hatten. Während des Pliozäns wurde in der südlichen Puna die Extension zeitweilig durch weitere WNW-ESE-Einengungen unterbrochen. Sie reduzierten den Salar de Antofalla auf seinen heutigen Umriss und initiierten die alluviale Sedimentation der Escondida Formation (Pliozän - rezent), die den Abschluss der känozoischen Sedimentation des Salar de Antofalla-Gebietes bildet.

Die sedimentäre Entwicklung der südlichen Puna lässt sich bis in die nördliche Puna verfolgen, so dass sich die fünf Ablagerungssequenzen plateauweit korrelieren lassen. Die Kontakte zueinander werden wieder durch Winkeldiskordanzen und/oder markante Änderungen der Sedimentation gekennzeichnet und dokumentieren damit Deformation und Hebung. Paläogeographische Interpretationen aus der nördlichen und zentralen Puna weisen darauf hin, dass bereits die obereozäne inkaische Deformation zum Aufstieg punainterner Basementkomplexe und eines Vorläufers der Ostkordillere, der Proto-Ostkordillere, führte. Ein weiteres plateauweites Deformationsereignis bildeten oberoligozäne (25 - 28 Ma) WNW-ESE- bis NW-SE-Verkürzungen. Sie korrelieren mit einer erhöhten Konvergenz der ozeanischen Nazca-Platte und dem südamerikanischen Kontinent. Eine erhöhte Kopplung zwischen Unter- und Oberplatte verursachte vermutlich die Kontraktionen in der Oberplatte. Zusammen mit der eozänen Deformation, deren Kinematik im Plateau nicht bekannt ist, leitete die oligozäne Einengungstektonik wahrscheinlich den Aufstieg des Puna-Plateaus ein. Wie in der südlichen Puna führten weitere Krustenverkürzungen während des Obermiozäns (~ 12 - 9 Ma) zur Anlage und Reaktivierung ± N-S-verlaufender Auf- und Überschiebungen. In der nördlichen Puna bildet diese Deformation im Gegensatz zur Süd-Puna den Abschluss der Einengungstektonik und äußerte sich in der Ablagerung grobklastischer Sedimente in räumlich eng begrenzten Becken.

Abstract

Stratigraphical, sedimentary facies and provenance analyses in NW Argentina highlight the evolution of the Cenozoic basins of the Central Andean Puna Plateau. Main study area was the Salar de Antofalla region in the southernmost Puna. Furthermore, sediments of the Tres Cruces area (Northern Puna/Eastern Cordillera) and the Rio Grande de San Juan area (Northern Puna) were investigated. The results suggest the incorporation of the sedimentary basins into the Andean orogen since 40 Ma. Based on the interaction of sedimentation and structure-forming processes, a model of timing and nature of the Andean deformation during plateau uplift is presented.

In the Salar de Antofalla area the Cenozoic sedimentary pile can be subdivided in five sequences. In proximity to basin-bounding fault systems the sequences are separated by angular unconformities, whereas in the basin centers sedimentation was continuous. Cenozoic sedimentation started during the climax of the Incaic deformation in the Chilean Precordillera in Late Eocene times. Initiated by contractional movements, N-S trending mountain ridges were uplifted also in the Salar de Antofalla area. They separated the Southern Puna internally and led to the formation of several broken foreland basins. The erosional products were deposited in extensive alluvial fan and playa systems (Quiñoas Formation - member I). The basin infill shows a significant E-W facies differentiation. Proximal fan sediments represented by coarse-grained products of debris flows, high-density flood flows and streamflows graded basinward into sandy sheetflood deposits. Distal products are pelites and evaporites deposited on an extensive playa

mudflat. Following the member I of the Quiñoas Formation, mostly sandy sediments (Quiñoas Formation - member II) deposited in braided river systems that covered broad parts of the Salar de Antofalla area. During the Late Oligocene large NNE-SSW trending reverse fault and thrust systems were (re)activated. Renewed uplift of the highlands led to the syntectonic sedimentation of alluvial fan deposits (Chacras Formation) along the fault systems. Locally, the alluvial fan systems were accompanied by extensive eolian dunes. As a consequence of continued WNW-ESE shortening in Early Miocene time, the Salar de Antofalla area was further subdivided into a number of small N-S-trending depocenters. Simultaneously, numerous stratovolcanoes developed due to the eastward migration of the magmatic arc into the Eastern Cordillera. The sedimentation areas, reverse-fault bounded intra-arc basins, were filled by thick volcanoclastic deposits of the Potrero Grande Formation (Early to Middle Miocene) and the Juncalito Formation (Middle Miocene to Pliocene). The sediments deposited in alluvial fans, playa mud and sandflats as well as braided river systems. Furthermore, the Juncalito Formation is characterized by thick halite and gypsum deposits accumulated in salt pans. They suggest that the Salar de Antofalla area finally became endorheic caused by the contractional tectonism. During the Late Miocene the subduction-related volcanism terminated in the Southern Puna. Coevally, mainly basaltic-andesitic magmas erupted at monogenetic centers located east of the volcanic arc. Magmatic activity was presumably triggered by NE-SW trending dextral and NW-SE trending sinistral strike-slip faults due to orogen-parallel extension. In Pliocene times, extension was interrupted by further WNW-ESE shortening reducing the Salar de Antofalla basin to its present narrow and elongated shape. Caused by these final relief-forming processes large amounts of alluvial fan sediments (Escondida Formation; Pliocene to recent) were shed into the basin.

The sedimentary development of the Southern Puna is comparable with the Northern and Central Puna. This investigation shows that the Eocene to recent sediments of the entire plateau can be subdivided in five sequences suggesting that deformation and uplift coevally affected the entire plateau and its surrounding areas. The paleogeographic interpretations show that Upper Eocene Incaic deformation triggered uplift and erosion of the basement complexes within the entire Puna and also of a precursor of the Eastern Cordillera, the Proto-Eastern Cordillera. A further plateau-wide deformation event is documented by NNE-SSW to NE-SW trending reverse and thrust faults activated between 28 and 25 Ma. Late Oligocene shortening correlates with increased convergence between the oceanic Nazca plate and the South American continent. Increased coupling between upper and lower plate presumably led to contractional tectonism in the upper plate. Together with the Eocene deformation the Late Oligocene shortening probably initiated the uplift of the Puna plateau. Like in the Southern Puna, ongoing crustal shortening during the Late Miocene (~ 12 - 9 Ma) led also in the Northern Puna to the (re-)activation of fault systems. It triggered the final coarse-grained alluvial fan sedimentation in narrow, elongated fault-bounded basins. In the Northern Puna, this tectonism represents the final stage of crustal shortening, whereby in the Central and Southern Puna contractional movements continued until 2 Ma.

Resumen

Investigaciones estratigráficas, sedimentológicas y paleogeográficas fueron realizadas en el NW argentino y muestran ejemplarmente la evolución de las cuencas cenozoicas en el plateau (Altiplano-Puna) de los Andes centrales. Como punto de investigación principal se tomó la región del Salar de Antofalla en la Puna Austral. Investigaciones comparativas fueron realizadas en la zona de Tres Cruces (transición entre la Puna Norte y la Cordillera Oriental) y en las inmediaciones de Río Grande de San Juan (Puna Norte). Los resultados documentan la evolución y la incorporación de las áreas de sedimentación en la Puna durante la orogenia andina en los pasados 40 Ma. La caracterización de los procesos de sedimentación como de deformación, permitió establecer un cronograma de deformación y definir el estilo tectónico durante el levantamiento del plateau.

Los depósitos cenozoicos en la región del Salar de Antofalla se pueden subdividir en cinco secuencias sedimentarias, separadas por discordancias angulares. Estas discordancias se ubican preferentemente a lo largo de fallas que bordean las cuencas (zona proximal).

Solamente hacia el interior de las cuencas (zona distal) la sedimentación fue continua. La sedimentación comenzó durante el Oligoceno. Debido a la deformación incaica, la cual tuvo su principal radio de acción en la Cordillera chilena, se formaron en la región del Salar de Antofalla varios cordones montañosos con orientación \pm N-S. Estas estructuras dividieron internamente a la Puna Austral, formando así cuencas de tipo *broken foreland*. En estas cuencas se depositó material detrítico proveniente de los cordones montañosos en forma de abanicos aluviales y depósitos de llanura de playa (Formación Quiñoas – unidad formacional I). Los rellenos de cuenca muestran una diferenciación de las facies de E a W. La facies proximal está representada por abanicos aluviales compuesta por *debris flows*, *high-density flood flows* y *streamflows*, las que en dirección centro de la cuenca pasan a depósitos arenosos de tipo *sheetflood*. Las facies distales están comprendidas por sedimentos pelíticos-evaporíticos, correspondientes a una llanura de playa. Sobre los sedimentos de la Formación Quiñoas I descansan depósitos pertenecientes a un sistema fluvial entrelazado (Formación Quiñoas II), el cual controlaba la sedimentación en la región del Salar de Antofalla. Estos depósitos colmaron gran parte del relieve preexistente. Durante el Oligoceno superior fueron reactivados cabalgamientos y corrimientos con rumbo NNE-SSW. El relieve positivo preexistente fue nuevamente levantado y erosionado. A lo largo de fallas fueron sedimentados sintectónicamente abanicos aluviales y localmente dunas eólicas (Formación Chacras, Oligoceno superior – Mioceno inferior). Debido a la continuación de fuerzas compresivas con dirección WNW-ESE durante el Mioceno inferior y medio continuó la subdivisión de las cuencas sedimentarias en la Puna Austral. En este tiempo se formaron numerosos estratovolcanes en la Puna Austral debido a la expansión del arco volcánico hacia el Este hasta la Cordillera Oriental. La sedimentación en las cuencas de intraarco se produjo en ambientes de abanicos aluviales, llanuras de fango y sales y en sistemas fluviales entrelazados. Estos depósitos conforman las formaciones Potrero Grande (Mioceno superior y medio) y Juncalito (Mioceno medio y Plioceno). La Formación Juncalito se caracteriza por gruesos bancos de halita y yeso, los cuales se formaron bajo condiciones áridas en salares. Los depósitos de ambas formaciones documentan una región endorréica para el Salar de Antofalla, la que se formó durante una fase tectónica de carácter compresivo. En el Mioceno superior cesó el vulcanismo de subducción en la Puna Austral y fue reemplazado por un vulcanismo basáltico-andesítico proveniente de centros monogenéticos. Las vías de ascenso de estos magmas fueron fallas de rumbo con dirección NE-SW (dextrales) y NW-SE, las cuales se formaron debido a una extensión paralela al orógeno. La extensión fue interrumpida temporalmente durante el Plioceno por acortamientos con dirección WNW-ESE. Esta compresión redujo al Salar de Antofalla a su forma actual. Contemporáneamente se inició la sedimentación aluvial correspondiente a la Formación Escondida (Plioceno-reciente), la cual representa el final de la sedimentación cenozoica del Salar de Antofalla.

La evolución sedimentaria de la Puna Austral se puede seguir hasta la Puna Norte. La sedimentación del plateau se puede subdividir en cinco secuencias deposicionales correlacionables. Las secuencias están separadas por discordancias angulares y/o cambios importantes en la sedimentación y documentan así la deformación y el levantamiento. La interpretación paleogeográfica de la Puna Norte y Central indican que el levantamiento del basamento cristalino y de un antecesor de la Cordillera Oriental (Proto Cordillera Oriental) sucedió a partir de la deformación incaica en el Eoceno superior. Una subsecuente deformación que afectó a todo el plateau fueron acortamientos WNW-ESE durante el Oligoceno superior (25-28 Ma). Estos acortamientos se pueden relacionar con el aumento de la velocidad de convergencia entre la placa oceánica Nazca y la placa continental sudamericana. El acoplamiento entre la placa superior e inferior fue probablemente el generador de las contracciones en la placa superior. Los procesos de deformación del Eoceno, cuya dinámica no es conocida en el plateau, indujeron probablemente la tectónica de compresión del Oligoceno, la que llevó al ascenso de la Puna. Como en el caso de la Puna Austral, condujeron los sucesivos acortamientos en la corteza continental del Oligoceno Superior (~ 12 - 9 Ma) a la formación y reactivación de corrimientos y cabalgamientos con rumbo \pm N-S. Esta deformación indica, a diferencia con la Puna Austral, la finalización de la tectónica de acortamiento con la sedimentación de clastos gruesos en cuencas de reducida extensión.

Vorwort

Die vorliegende Dissertation wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 267 "Deformationsprozesse in den Anden" erstellt. Dieser befasst sich seit 1993 mit den Wechselwirkungen endogener und exogener Prozesse im Zuge der andinen Orogenese.

Mit dem Teilprojekt D1B ("Sedimentation, Tektonik und Vulkanismus im Gebiet des Salar de Antofalla, südliche Puna [NW-Argentinien]", Leitung: Konrad Görler) konzentrierten sich die Geländearbeiten auf die südliche Puna. Kerngebiet war der Salar de Antofalla. Insgesamt drei Geländekampagnen verteilten sich auf die Jahre 1995, 1996 und 1997. Neben sedimentologischen und stratigraphischen Untersuchungen, die den Schwerpunkt dieser Arbeit bilden, wurden folgende weitere Aspekte bearbeitet: Geochemie und Petrographie der basischen Vulkanite (Bernhard Kraemer), Geochemie und Petrographie der Ignimbrite und sauren Vulkanite (Wolfgang Schnurr), Strukturgeologie und Stratigraphie (Reno Voss), Geochronologie (Paul van den Bogaard), Fernerkundung (Klaus Erpenstein), Visualisierung und 3D-Modellierung (Michael Alten). Gemeinsam entstand u.a. eine geologische Karte, welche als Grundlage für das vom Servicio Geologico Minero Argentino publizierte Kartenblatt 1 : 200 000, Hoja 2589-IV Antofalla diente.

Weiterführende Geländearbeiten ergaben sich mit Teilprojekt C1A ("Tektonosedimentäre Entwicklung und Exhumierung der nördlichen Puna und des Altiplano", Leitung: Ekkehard Scheuber, Dorothee Mertmann). An ausgewählten Lokalitäten im nördlichen Teil der Puna wurden Vergleichsuntersuchungen durchgeführt, die das Bild über die tektonosedimentäre Entwicklungsgeschichte des Altiplano-Puna-Plateaus vervollständigen.

Danksagung

Ermöglicht wurde diese Arbeit, die am Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik der Freien Universität Berlin entstand, dank der Gewährung großzügiger finanzieller und logistischer Unterstützung des SFB 267 durch die Deutschen Forschungsgemeinschaft und die Freie Universität Berlin.

Konrad Görler (FU Berlin) regte die Forschungen in Argentinien an. Für zahlreiche Diskussionen, Korrekturen und stetem Interesse am Fortgang der Arbeit danke ich ihm sowie Dorothee Mertmann (FU Berlin), Ernst Kiefer (Preussag Energie, Lingen), Ekkehard Scheuber, Christoph Heubeck und besonders Kerstin Fiedler (alle FU Berlin). Wichtige Anregungen und Hinweise gaben meine Mitstreiter in den Teilprojekten D1B und C1A. Nennen möchte ich hier Bernhard Kraemer, Wolfgang Schnurr, Michael Alten, Klaus Erpenstein (alle FU Berlin) und Paul van den Bogaard (GEOMAR, Kiel).

Besonderen Dank bringe ich meinen Freunden, Bekannten und Kollegen aus Salta entgegen, die mir sowohl wissenschaftlich als auch privat die Aufenthalte in Argentinien zu einem einmaligen Erlebnis gemacht haben. Dies sind: Raul "Tato" Becchio und Raul Seggiaro vom Servicio Geologico Minero Argentino, mit denen wir unsere gemeinsame Karte publizieren konnten. Desweiteren sind dies von der Universidad de Salta José Viramonte, Ricardo Alonso, Berta Bonorino, Monica Escayola, Cecilia Popidrinski, Fernando Hongh und Cecilia del Papa sowie Aldo, dessen handwerkliche Geschicklichkeit mich vor den Folgen so mancher "Überflutung" geschützt hat.

Weitere hilfreiche Mitstreiter in Argentinien waren Pablo Caffé (Universidad de Jujuy) und Daniel Rubiolo (SEGEMAR, Buenos Aires) sowie Stuart Hildyard (Monash University, Melbourne) und Soledad Velasco (University of Tennessee, Memphis).

Persönlich möchte ich mich besonders bedanken bei Jorge und Nené Dejean, die mich während meiner Aufenthalte in Salta in ihre Familie aufgenommen haben, desweiteren bei Simone Kasemann, Kerstin Fiedler, Benjamin Heit und Pablo Marciel, die mich sowohl im Gelände als auch in der "Casona del Molino" vor so manchen Gefahren geschützt haben, sowie bei meinen Eltern und bei Estela Cañizares Larrán.

Inhaltsverzeichnis

| | | |
|----------|---|----|
| 1 | Einleitung | 1 |
| 1.1 | Das Untersuchungsgebiet in der südlichen Puna - Lage und Morphologie | 1 |
| 1.2 | Geologische Entwicklung der südlichen Puna und angrenzender Gebiete | 5 |
| | <i>Pampeanische Orogenese (Präkambrisches Basement)</i> | 5 |
| | <i>Famatiniden-Zyklus (Kambrium - Unterkarbon)</i> | 5 |
| | <i>Gondwaniden-Zyklus (Oberkarbon - Obertrias)</i> | 7 |
| | <i>Patagoniden-Zyklus (Obertrias - Alttertiär)</i> | 9 |
| | <i>Andine Entwicklung (Eozän - rezent)</i> | 12 |
| 1.3 | Entstehung des Altiplano-Puna-Plateaus unter besonderer Berücksichtigung der Beckenentwicklung - Kenntnisstand, Probleme und Fragestellungen | 14 |
| | <i>Fazielle Entwicklung vor und während der Plateauentwicklung</i> | 14 |
| | <i>Zeitplan und Stil von Deformation und Beckenbildung</i> | 14 |
| | <i>Steuerungsfaktoren der Plateauhebung</i> | 16 |
| | <i>Interaktion von strukturbildenden Prozessen und vulkanischer Aktivität</i> | 16 |
| 2 | Stratigraphie | 17 |
| 2.1 | Prätertiär | 17 |
| 2.1.1 | Kristallines Basement | 17 |
| 2.1.2 | Frühpaläozoische Sedimente und Vulkanite | 17 |
| 2.1.3 | Spätpaläozoische und mesozoische Sedimente und Vulkanite | 20 |
| | <i>Permokarbon</i> | 20 |
| | <i>Trias</i> | 22 |
| | <i>Jura</i> | 22 |
| 2.2 | Känozoikum | 24 |
| 2.2.1 | Obereozän bis Oberoligozän (Quiñoas Formation) | 24 |
| 2.2.2 | Oberoligozän bis Untermiozän (Chacras Formation) | 27 |
| 2.2.3 | Unter- bis Mittelmiozän (Potrero Grande Formation) | 27 |
| 2.2.4 | Mittelmiozän bis Pliozän (Juncalito Formation) | 29 |
| 2.2.5 | Pliozän bis Quartär (Escondida Formation) | 30 |
| 2.2.6 | Basisch-intermediäre Vulkanite | 31 |
| 2.2.7 | Ignimbrite und saure Vulkanite | 32 |
| 3 | Faziesanalyse der känozoischen Sedimente | 33 |
| 3.1 | Lithofaziestypen | 33 |
| | <i>Lithofazies Gm: Massige bis undeutlich horizontalgeschichtete, matrixgestützte Konglomerate</i> | 34 |
| | <i>Lithofazies Gc: Massige bis undeutlich horizontalgeschichtete, korngestützte Konglomerate</i> | 35 |
| | <i>Lithofazies Gh: Horizontalgeschichtete Konglomerate</i> | 35 |
| | <i>Lithofazies Gt/p: Schräggeschichtete Konglomerate</i> | 36 |
| | <i>Lithofazies Sm: Massige oder undeutlich geschichtete Sandsteine</i> | 37 |
| | <i>Lithofazies St: Trogförmig schräggeschichtete Sandsteine</i> | 37 |
| | <i>Lithofazies Sp: Planar schräggeschichtete Sandsteine</i> | 37 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| | <i>Lithofazies Sh/l: Sandsteine mit Horizontal- oder flachwinkliger Schrägschichtung</i> | 38 |
| | <i>Lithofazies Sr: Rippelschräggeschichtete Sandsteine</i> | 38 |
| | <i>Lithofazies Seod: Gut sortierte Sandsteine mit großdimensionaler Schrägschichtung</i> | 39 |
| | <i>Lithofazies Fl: Rhythmische Wechsellagerung von Sand-, Silt- und Tonsteinen</i> | 39 |
| | <i>Lithofazies Fsm/m: Wechsellagerung von Silt- und Tonsteinen mit Einschaltungen von Gips</i> | 40 |
| | <i>Lithofazies P: Pedogene Karbonate</i> | 40 |
| | <i>Lithofazies Lca: Mikritische Kalke (Mud and Wackestones)</i> | 41 |
| | <i>Lithofazies Lcab: Bioklasten-, onkoid-, peloid- und ooidführende Kalke (Packstones)</i> | 41 |
| | <i>Lithofazies Lcas: Stromatolithenkalke</i> | 41 |
| | <i>Lithofazies S: Salze (Halite und halitisch zementierte Sande)</i> | 42 |
| 3.2 | Faziesassoziationen | 43 |
| 3.2.1 | Alluviale Fächer | 43 |
| | <i>Debris flows</i> | 44 |
| | <i>High-density flood flows</i> | 44 |
| | <i>Channelized streamflows</i> | 44 |
| | <i>Sheetfloods</i> | 45 |
| 3.2.2 | Playaebene | 45 |
| | <i>Playa sandflat (Distal sheetfloods)</i> | 45 |
| | <i>(Evaporitische) Playa mudflat</i> | 45 |
| | <i>Saltpan (Salzseen)</i> | 46 |
| 3.2.3 | Äolischer Ablagerungsraum | 46 |
| 3.2.4 | Fluviatile Systeme | 46 |
| | <i>Verzweigte Flusssysteme</i> | 46 |
| | <i>Mäandrierende Flusssysteme - Gleithang</i> | 47 |
| | <i>Mäandrierende Flusssysteme - Überflutungsebene</i> | 47 |
| 3.2.5 | Lakustrin-karbonatischer Ablagerungsraum | 48 |
| 3.3 | Laterale und vertikale Faziesentwicklung | 49 |
| 3.3.1 | Quiñoas Formation | 49 |
| 3.3.2 | Chacras Formation | 56 |
| 3.3.3 | Potrero Grande Formation | 59 |
| 3.3.4 | Juncalito Formation | 61 |
| 3.3.5 | Escondida Formation | 62 |
| 4 | Liefergebiete und Paläogeographie | 65 |
| 4.1 | Sandsteinpetrographie | 65 |
| 4.1.1 | Beschreibung der Komponenten | 67 |
| 4.1.2 | Klassifikation der Sandsteine | 71 |
| 4.2 | Rekonstruktion der Liefergebiete | 72 |
| 4.2.1 | Quiñoas Formation | 72 |
| 4.2.2 | Chacras Formation | 79 |
| 4.2.3 | Potrero Grande Formation | 81 |

| | | |
|-----------|---|-----|
| 4.2.4 | Juncalito & Escondida Formationen | 85 |
| 5 | Illitkristallinität | 90 |
| 5.1 | Gesamtabfolge | 90 |
| 5.2 | Regionale Variationen | 93 |
| 6 | Deformationsgeschichte | 95 |
| 6.1 | Obereozän (~ 38 Ma, Inkaische Deformation) | 96 |
| 6.2 | Oberoligozän (29 - 24 Ma, Deformationsintervall D1) | 97 |
| 6.3 | Untermiozän (20 - 17 Ma, Deformationsintervall D2) | 98 |
| 6.4 | Mittelmiozän (12 - 9 Ma, Deformationsintervall D3) | 99 |
| 6.5 | Pliozän - Quartär (5 Ma - rezent, Deformationsintervall D4) | 101 |
| 7 | Vergleich zur zentralen und nördlichen Puna | 103 |
| 7.1 | Tres Cruces - Nordpuna/Ostkordillere | 105 |
| 7.1.1 | Faziesentwicklung der eozänen bis untermiozänen Schichtenfolge | 107 |
| 7.1.2 | Tektonosedimentäre Interpretation | 108 |
| 7.2 | Rio Grande de San Juan - Nordpuna | 109 |
| 7.2.1 | Faziesentwicklung der eozänen bis untermiozänen Schichtenfolge | 111 |
| 7.2.2 | Tektonosedimentäre Interpretation | 112 |
| 7.3 | Korrelation der tertiären Sedimentfolgen der Puna | 112 |
| 8 | Känozoische Beckenentwicklung | 116 |
| 8.1 | Obereozän - Oberoligozän | 116 |
| 8.2 | Oberoligozän - Untermiozän | 119 |
| 8.3 | Untermiozän - Mittelmiozän | 121 |
| 8.4 | Mittelmiozän - Pliozän | 122 |
| 8.5 | Pliozän - rezent | 123 |
| 9 | Wichtigste Ergebnisse und Ausblick | 125 |
| | <i>Fazielle Entwicklung vor und während der Plateauentwicklung</i> | 125 |
| | <i>Zeitplan und Stil von Deformation und Beckenbildung</i> | 126 |
| | <i>Steuerungsfaktoren der Plateauhebung</i> | 128 |
| | <i>Interaktion von strukturbildenden Prozessen und vulkanischer Aktivität</i> | 128 |
| 10 | Literaturverzeichnis | 129 |
| | Appendix | |
| | Anhang 1 - Altersbestimmungen | |
| | Anhang 2 - Profile und Aufschlüsse | |
| | Anhang 3 - Sandsteinpetrographie | |
| | Anhang 4 - Illitkristallinität | |

1 Einleitung

Ziel dieser Arbeit ist die Rekonstruktion der känozoischen Entwicklungsgeschichte der Sedimentbecken innerhalb des nordwestargentinischen Puna-Plateaus. Kerngebiet der Untersuchungen war die Umgebung des Salar de Antofalla am südlichen Plateaurand (Geologische Karte 1 : 250 000, 2569-IV - Antofalla, 2566-III - Cachi, 2769-II - Paso San Francisco; Landsat TM-Szene 232-78). Dieses Gebiet zeigt in besonderer Weise die Interaktion von Deformation, Sedimentation und Vulkanismus während der Plateauhebung.

Der Schwerpunkt ist hierbei die Interpretation der zeitlichen Entwicklung, der räumlichen Verbreitung und der Geometrie der känozoischen Ablagerungsräume (siehe auch Kap. 1.3). Ihre alluvialen, fluviatilen und lakustrinen Sedimente mit den ihnen eigenen Fazies- und Mächtigkeitmustern spiegeln - neben klimatischen Änderungen - tektonische Prozesse während der Beckenanlage wider. Die fazielle Interpretation beruht auf sedimentologischen Geländeaufnahmen. Liefergebietsbestimmungen ergeben sich aus Faziesverteilungsmustern, Paläotransportmessungen, Sandsteinpetrographie und Analysen des Geröllspektrums. Illitkristallinitätsdaten unterstützen die Interpretationen zur Beckengeometrie und Subsidenz.

Als grundlegende Voraussetzung diente die stratigraphische Gliederung der sedimentären känozoischen Einheiten, die im Rahmen des Teilprojektes D1B erstmalig von Reno Voss unter lithostratigraphischen Aspekten vorgenommen wurde. Da die Steuerungsmechanismen des sedimentären Geschehens weitgehend tektonischer Ursache waren, wurde diese erste Gliederung weiterentwickelt. Hieraus resultierend wurden für das Gebiet um den Salar de Antofalla insgesamt fünf Formationen eingeführt, die erstmalig in Kraemer et al. (1999) publiziert wurden. Deren Alterseinstufung beruht auf K-Ar- und Ar/Ar-Datierungen in die Sedimentabfolge eingeschalteter vulkanischer Aschen.

Die Daten und Interpretationen zur Beckenentwicklung der südlichen Puna werden in einem anschließenden Kapitel mit weiteren Untersuchungen und Literaturdaten aus der zentralen und nördlichen Puna verglichen und diskutiert. Lokalitäten eigener Feldarbeiten (Abb. 1.1) waren das Gebiet um die Ortschaft Tres Cruces im Übergangsbereich Puna zur Ostkordillere (Geologische Karte 1 : 250 000, 2366-II/2166-IV - La Quiaca) sowie die Grenzregion zu Bolivien entlang des Rio Grande de San Juan (Geologische Karte 1 : 250 000, 2366-I/2166-III - Mina Piriquitas). Die Daten beschränken sich hierbei auf sedimentologische Profilaufnahmen im Gelände. Im Gegensatz zum Salar de Antofalla-Gebiet wurden hierbei bestehende stratigraphische Gliederungen verwendet.

Letztlich ergibt sich aus der Kombination aller Daten und Interpretationen ein neues Bild hinsichtlich des zeitlichen Ablaufs und des Stils der känozoischen Beckenentwicklung während der Hebung des zentralandinen Puna-Plateaus.

1.1 Das Untersuchungsgebiet in der südlichen Puna - Lage und Morphologie

Das Arbeitsgebiet in den nordwestargentinischen Provinzen Salta und Catamarca ist ein etwa 125 km langer und 100 km breiter Bereich zwischen 25°00' und 26°40' südlicher Breite sowie 67°00' und 68°30' westlicher Länge (Abb. 1.1). Es liegt im südlichen Teil des Altiplano-Puna-Plateaus, der nach dem Tibet-Plateau zweitgrößten Hochebene der Erde. Das Plateau, welches nach Isacks (1988) mit einer Höhenlage über 3 000 m ü. NN definiert wird, besitzt von Südbolivien bis nach NW-Argentinien eine Erstreckung von etwa 1 800 km und eine maximale E-W-Erstreckung von bis zu 400 km.

Nach Osten schließen sich die überwiegend zum Atlantik entwässernde argentinische Ostkordillere mit ihren bis über 6 000 m hoch gelegenen Gipfeln und daran die Sierras Subandinas und das Santa Barbara-System an. Im Westen trennen die bedeutenden Vulkankomplexe der Westkordillere die Puna von der über 1 000 m tiefer gelegenen chilenischen Präkordillere und der präandinen Depression. Die Sierras Pampeanas bilden die südliche Begrenzung von Puna und Ostkordillere (Abb. 1.2).

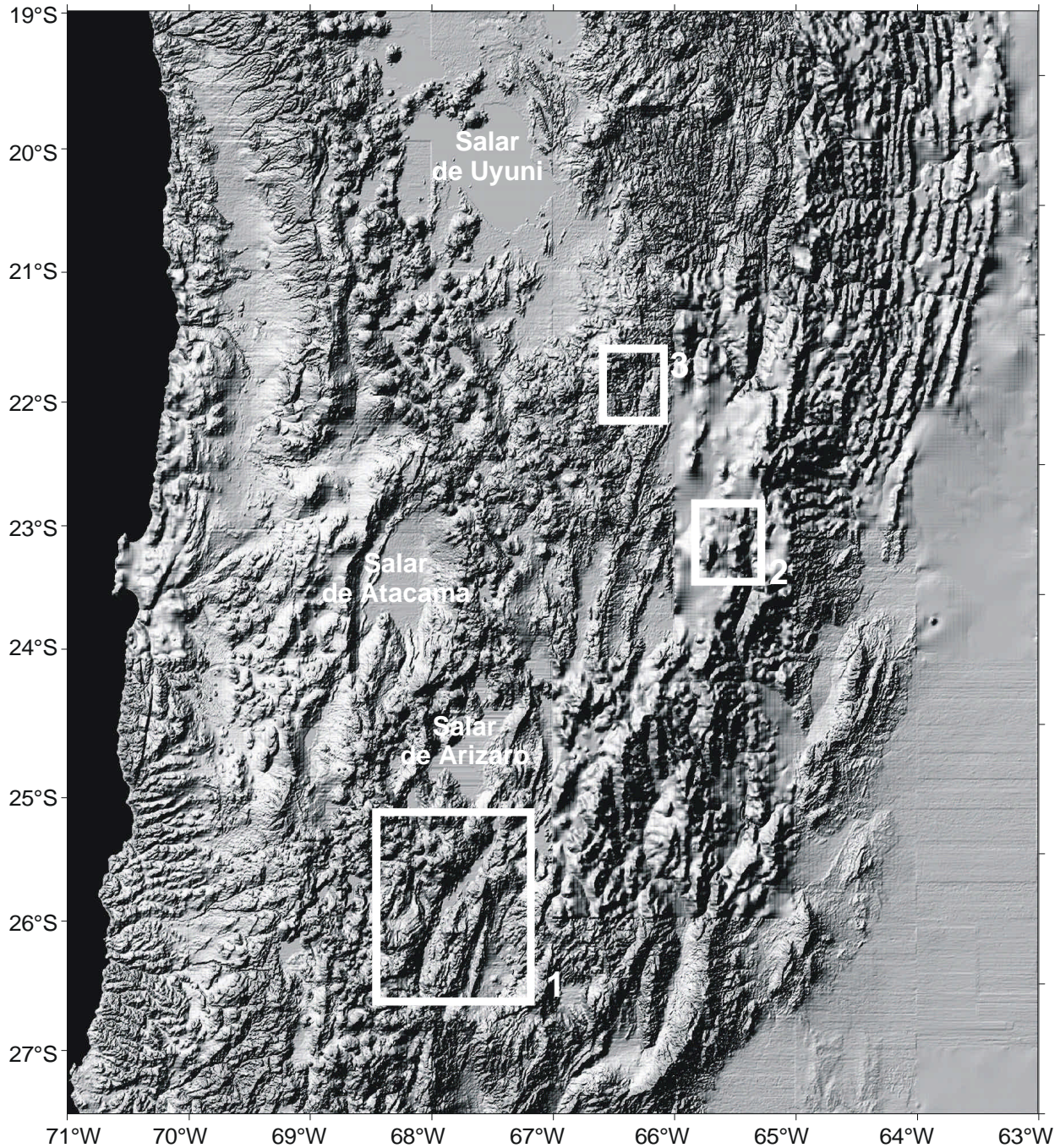


Abb. 1.1 Topographie der zentralen Anden zwischen 27,5° und 19° südl. Breite. (Datengrundlage vom USGS, EROS Data Center; <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>). Die Rahmen markieren die Lage der Arbeitsgebiete, in denen eigene Untersuchungen durchgeführt wurden. Dies sind: als Kernbereich die Umgebung um den Salar de Antofalla (Abb. 1.3) in der südlichen Puna (1) sowie die Gebiete um Tres Cruces (2) und entlang des Rio Grande de San Juan del Oro (3). Die Gliederung der Zentralanden in seine morphostrukturellen Einheiten ist in Abb. 1.2 wiedergegeben.

Geomorphologische Besonderheiten der südlichen Puna sind ausgedehnte Salzebenen (Salare), die zumeist auf einer Höhe zwischen 3 300 und 4 000 m ü. NN liegen. Die größten Ausmaße erreicht der Salar de Antofalla im Zentrum (Abb. 1.3). Er besitzt eine NNE-SSW-Erstreckung von etwa 150 km bei einer ESE-WNW-Breite von maximal 15 km. Die Senken werden durch zumeist N-S-verlaufende Gebirgszüge voneinander getrennt. Letztere erreichen maximale Höhen von 5564 m ü. NN (Cerro Calalaste) und 5 496 m ü. NN (Alto Quebrada Honda). Die höchsten Erhebungen jedoch bilden zahlreiche Stratovulkane.

Prominente Beispiele im nördlichen Arbeitsgebiet sind Volcán Antofalla (6 409 m ü. NN), Cerro Tebenquicho (5 837 m ü. NN), Cerro Mojones (5 709 m ü. NN) und Cerro Archibarca (5 629 m ü. NN) sowie im Südteil der Cerro Peinado (5 741 m ü. NN) (Abb. 1.3).

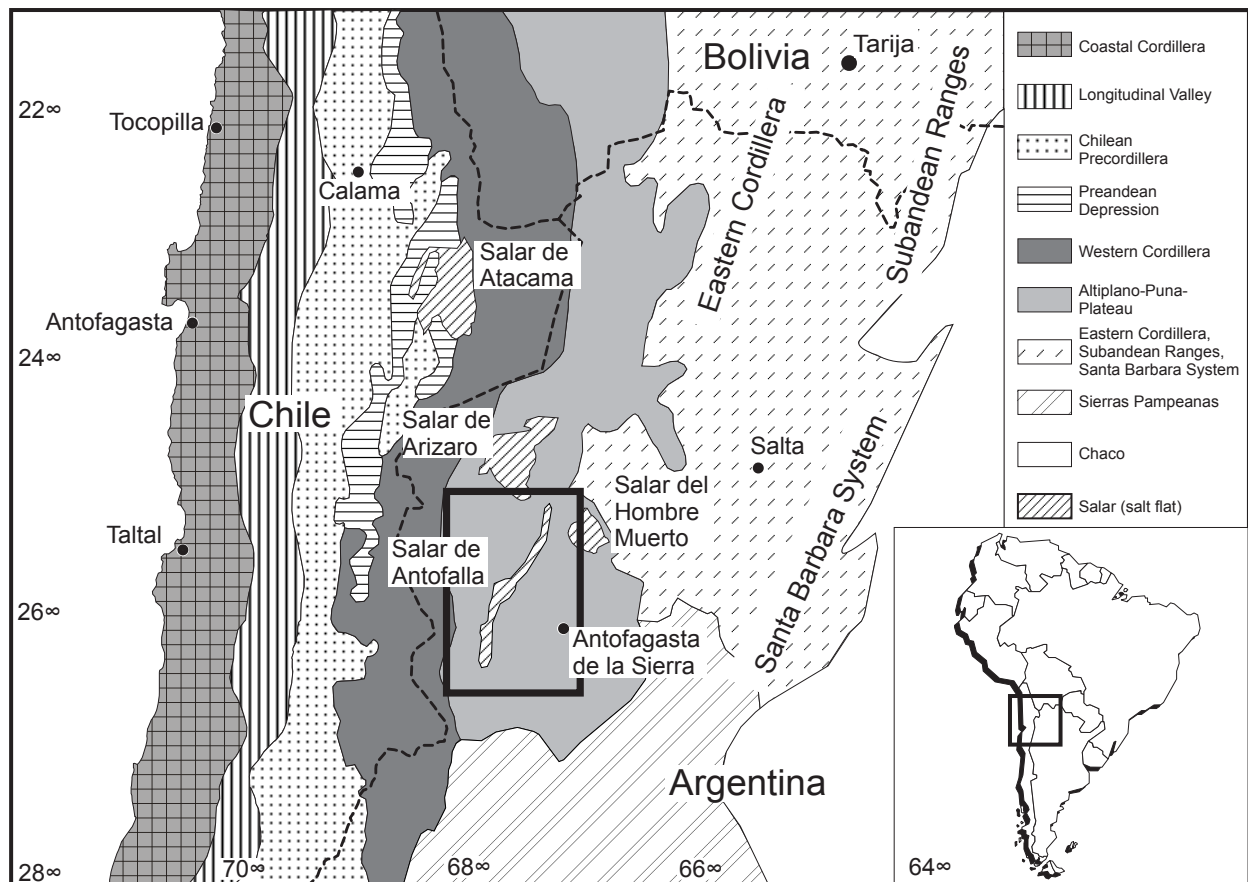


Abb. 1.2 Morphostrukturelle Gliederung der zentralen Anden (nach Reutter et al. 1988; Jordan & Gardeweg 1989). In diesem Segment (15° S - 27° S) werden die Anden entsprechend ihrer geomorphologischen und strukturellen Eigenschaften gegliedert. Das Salar de Antofalla-Gebiet (Kasten) befindet sich im südlichen Teil des Altiplano-Puna-Plateaus, welches nach Jordan & Alonso (1987) und Isacks (1988) durch eine mittlere Höhe von > 3 km und eine interne Drainage definiert wird. Nach Westen wird das Plateau durch den aktiven magmatischen Bogen (Westkordillere) und nach Osten durch die Ostkordillere und die Sierras Pampeanas begrenzt.

Die Departamentshauptstadt Antofagasta de la Sierra und das Dorf Antofalla sind die einzigen Siedlungen im Gebiet um den Salar de Antofalla (Abb. 1.3). Weiterhin gibt es in einigen engen Tälern einzelne Gehöfte. Es gibt keine asphaltierten Straßen und das Wegenetz ist sehr dünn, so dass viele Gebiete nur schwer zugänglich sind. Das Klima beschreiben Alonso et al. (1984) als subtropisches Wüstenklima mit Hochgebirgscharakter. Es ist ganzjährig arid. Die Niederschlagsmengen betragen etwa 80 mm/a im Osten und etwa 10 mm/a im Westen, wobei Juni und Juli bevorzugte Monate des Niederschlags sind. Im Sommer ist es meist mäßig temperiert. Frost ist meist auf die Nachtstunden beschränkt. Im Winter hingegen liegen die Temperaturen tagsüber um den Gefrierpunkt. Nachts fallen die Temperaturen bis auf -30°C. Zudem wird die Arbeit zu dieser Jahreszeit durch Winde mit Geschwindigkeiten von über 100 km/h erschwert.

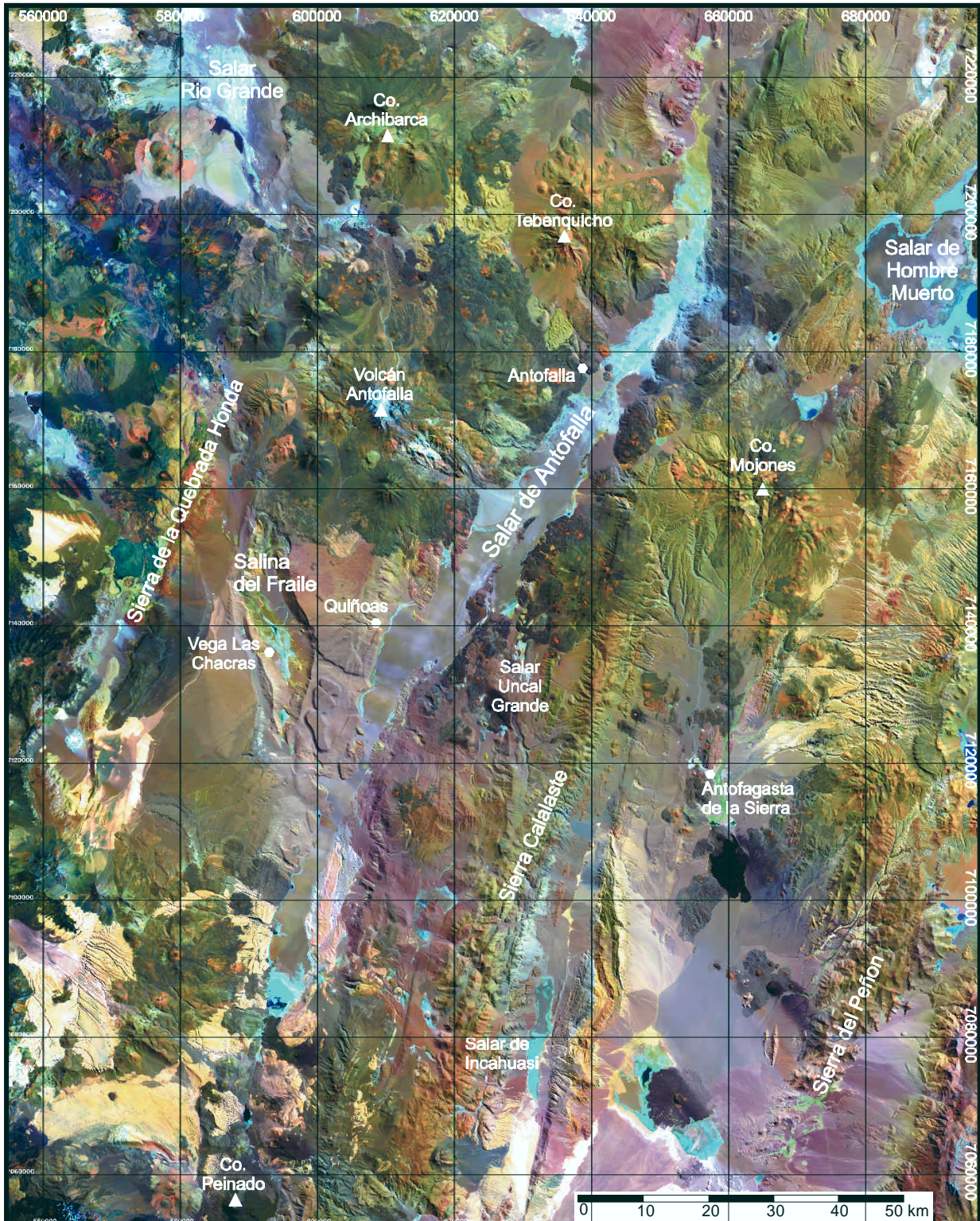


Abb. 1.3 Landsat-Aufnahme (TM-Szene 232-78) des Gebietes um den Salar de Antofalla mit den wichtigsten Lokalitäten. Wie in dieser UTM-Projektion beruhen aller in dieser Arbeit aufgeführten geographischen und UTM-Koordinaten auf dem **Kartendatum WGS 84**.

1.2 Geologische Entwicklung der südlichen Puna und angrenzender Gebiete

Die tertiären Sedimentbecken der südlichen Puna, die sich im Zuge der andinen Orogenese gebildet haben, überlagern ein heterogenes Basement, das sich zumindest seit dem Jungpräkambrium polyphas entwickelt hat. In Anlehnung an Ramos (1988) und Pankhurst & Rapela (1998) lässt sich die Entwicklung vom Jungpräkambrium bis zum Alttertiär in vier Orogen-Zyklen untergliedern: neben der Pampeanischen Orogenese an der Wende Präkambrium/Kambrium sind dies der Famatiniden- (Kambrium bis Unterkarbon), der Gondwaniden- (Oberkarbon bis Obertrias) und der Patagoniden-Zyklus (Obertrias bis Alttertiär).

Pampeanische Orogenese (Präkambrisches Basement)

Relikte des präkambrischen Basements Nordwest-Argentiniens sind in weiten Teilen der argentinischen Ostkordillere, der südlichen Puna, des Subandins und der Sierras Pampeanas aufgeschlossen. Es sind Plutonite und Metamorphite, die ihre Überprägung im Zuge der neoproterozoisch-unterkambrischen Pampeanischen Orogenese erfuhren.

Zuvor, während des Jungpräkambriums, hatten sich im südwestlichen Teil Gondwanas ausgedehnte Sedimentationsräume herausgebildet, so u.a. in Nordwest-Argentinien die Puncoviscana-Becken. Bei diesen handelte es sich um eine Reihe extensional angelegter Senkungsräume, in denen mehrere 1000 m mächtige Flyschsedimente akkumulierten (Omarini & Baldi 1984; Jezek & Miller 1987). Im Zuge der Pampeanischen Orogenese wurden die Sedimente der Puncoviscana Fm. intensiv deformiert und niedriggradig metamorph überprägt. Radiometrische Altersbestimmungen an postkinematischen Granitoid-Intrusionen ergeben für den nordöstlichen Teil des Puncoviscana-Gürtels (Abb. 1.4) ein Deformationalter von mindestens 600 Ma (Omarini et al. 1985).

Weitere präkambrische Basementkomplexe finden sich weiter westlich in der südlichen Puna. Die meist hochgradig metamorphen Gesteine repräsentieren nach Segerstrom & Turner (1972) das Antofalla-Arequipa-Massiv. Dieser Komplex erstreckt sich von Nordwest-Argentinien bis nach Südperu und stellt nach Ramos (1988, 1995), Unrug (1996) und Bahlburg & Hervé (1997) einen Mikrokontinent dar, der vom späten Proterozoikum bis zum mittleren Paläozoikum mit dem südamerikanischen Kontinent kollidierte.

Famatiniden-Zyklus (Kambrium - Unterkarbon)

Die altpaläozoische Sedimentation setzte im **Kambrium** mit einer etwa 2 000 m mächtigen Abfolge quarzitischer Sande ein (Mesón Group, Abb. 1.5) (Turner 1960), die heute in einem engen Gürtel in der argentinischen Ostkordillere aufgeschlossen sind. Nach Salfity et al. (1975) wurden sie in einem N-S-verlaufenden Riftsystem abgelagert, dessen Anlage den Beginn eines bis in das Oberordovizium anhaltenden Extensionsregimes markiert. Die Puna lag westlich der Grabenstruktur und stellte das Liefergebiet für die kambrischen Sedimente dar (Salfity 1985).

Im Verlauf des **Ordoviziums** wurden in dem sich stetig vergrößernden Ablagerungsraum mehrere 1 000 m mächtige Schelfsedimente und Turbidite abgelagert (Turner & Méndez 1975; Moya 1988; Bahlburg 1990). Es gab zwei Depocenter, die durch das im Bereich der argentinischen Ostkordillere gelegene Cobres-Hoch (Moya 1988) voneinander getrennt wurden. In der heutigen Puna erstreckte sich das westliche der beiden Becken. Hier bildete sich vom mittleren Arenig bis ins frühe Caradoc eine mehr als 7 000 m mächtige Abfolge turbiditischer Sedimente (Bahlburg 1990). Zahlreiche eingeschaltete Vulkanoklastika mit Mittel- und Ober-Arenig-Altern weisen auf einen westlich an diesen Sedimentationsraum anschließenden magmatischen Bogen hin, die "Faja Eruptiva de la Puna Oriental" (Coira 1973; Bahlburg 1990). Dessen Anlage soll an eine aktive Subduktion gekoppelt gewesen sein, die mit der Kollision des allochthonen Antofalla-Arequipa-Massivs endete (Ramos 1988; Forsythe et al. 1993). Aufgrund der engen Anbindung an den magmatischen Bogen und wegen der hohen Subsidenzraten deutete Bahlburg (1990) das ordovizische Puna-Becken als Backarc-Becken.

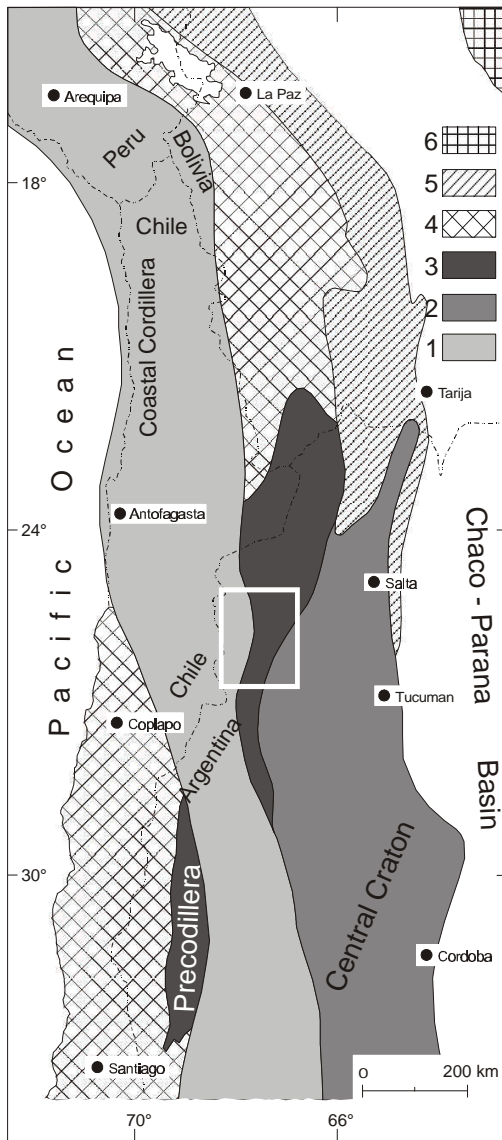


Abb. 1.4 Gliederung der zentralen Anden während der frühpaläozoischen ocolyischen Gebirgsbildung (aus Mon & Salfity 1995) Folgende Domänen können unterschieden werden: 1: Antofalla-Arequipa-Massiv, 2: Gebiete pampeanischer Orogenese (u.a. Puncoviscana-Gürtel), 3: Gebiete ocolyischer Deformation, 4: überlagerter ocolyischer Faltengürtel, 5: ocolyisch undeformierte altpaläozoische Sedimente, 6: Brasilianischer Schild. Der Rahmen gibt die Lage des Gebietes um den Salar de Antofalla wieder.

Während des Ober-Ordoviziums und Unter-Silurs wurden die frühpaläozoischen Sedimente im Zuge der **Ocolyischen Orogenese** tektonisch überprägt. Die Deformation konzentrierte sich mit einem westvergenten Faltenbau auf den Bereich der heutigen Puna. Nach Norden und Osten nimmt der Deformationsgrad stark ab, so dass in der Ostkordillere keine oder nur eine schwache ocolyische Verstellung vorliegt (Mon & Hongn 1988, 1991).

Nach Mon & Salfity (1995) initiierten im Verlauf der ocolyischen Gebirgsbildung ausgeprägte transpressionale Bewegungen die Bildung einer pop-up-Struktur im Bereich der Ostkordillere. Die Heraushebung des präkambrischen Basements zusammen mit Teilen des ocolyisch deformierten Altpaläozoikums führte während des **Silurs** und **Devons** zu einer Umstellung der Beckenkonfiguration. Das Puna-Pampeanas-Hoch trennte ein sich von Peru und Bolivien nach Argentinien erstreckendes Intrakontinentalbecken von einem östlich gelegenen Vorlandbecken (heute: Subandin, Chaco), in dem sich bis 2000 m klastische Sedimente ablagerten (Mecoyita, Lipeón und Baritú Formationen, Abb. 1.5). Die Bildungen des westlichen Ablagerungsraumes (Rincón Formation, Abb. 1.5) sind in der westlichen Puna aufgeschlossen (Aceñolaza et al. 1972). Ihre bis zu 120 m mächtigen flachmarinen Sedimente überlagern diskordant die ordovizischen Sedimente des ocolyischen Faltengürtels (Donato & Vergani 1985). Westwärts nach Chile gehen sie in bis zu 2 500 m mächtige Schelfsedimente und turbiditische Serien eines engen Intrakontinentalbeckens über (Bahlburg et al. 1987; Niemayer 1989).

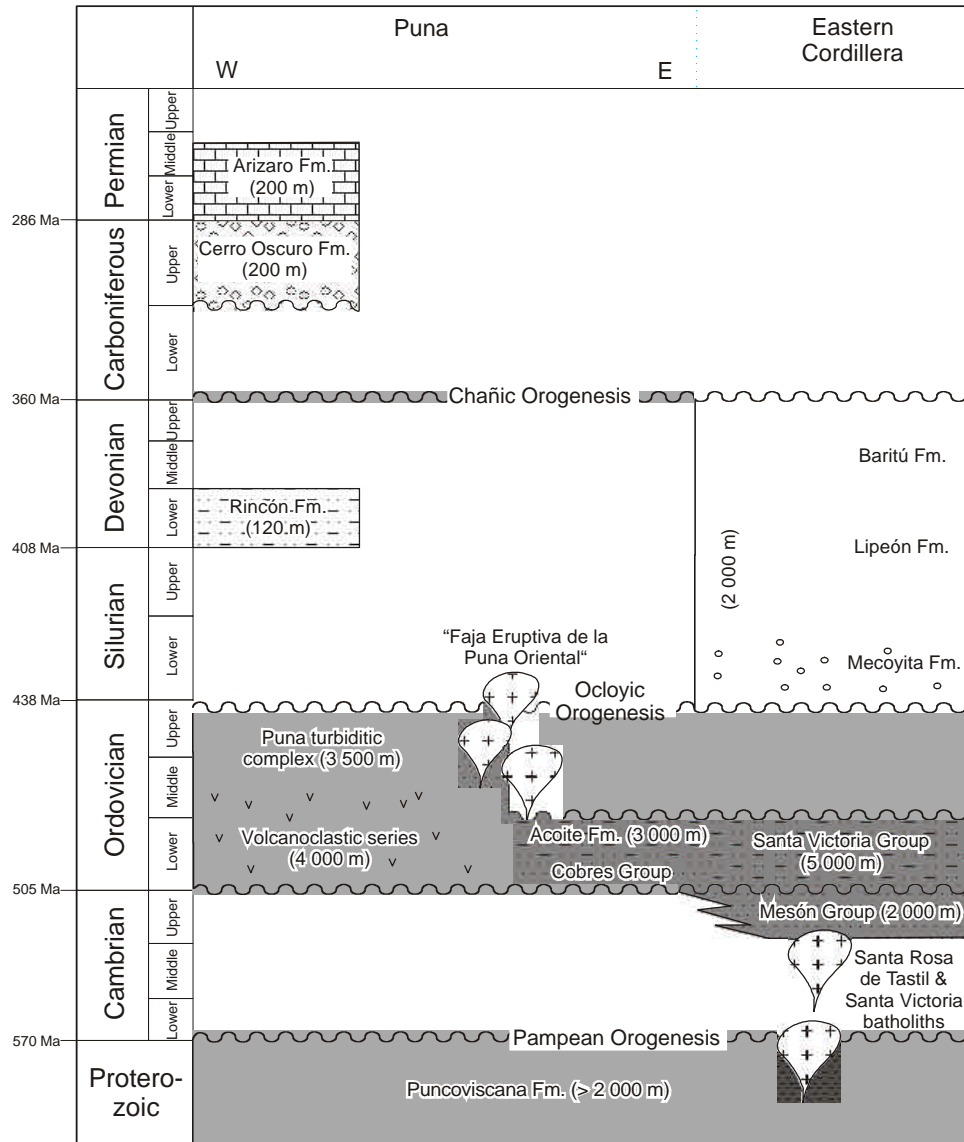


Abb. 1.5 Lithostratigraphie der jungpräkambrischen bis paläozoischen Abfolge in der Puna und Ostkordillere NW-Argentiniens (modifiziert nach Bahlburg & Breitkreuz 1991; Bahlburg & Furlong 1996).

Den Abschluß der altpaläozoischen Entwicklung bildet die oberdevonische bis unterkarbonische **Chañische Orogenese** (Archangelsky 1986; Mon & Salfity 1995). Sie erzeugte in weiten Teilen Nordwest-Argentiniens und Nordchiles einen deutlichen Hiatus. Die silurischen bis oberdevonischen Serien des Vorlandbeckens im Osten und des Puna-Beckens wurden verstellt, herausgehoben und winkeldiskordant durch karbonische Sedimente überlagert (Mon & Salfity 1995). Weitgehend äquivalent ist die Chañische Orogenese mit der Toco-Orogenese der chilenischen Küstenkordillere, bei der devonisch-unterkarbonische Serien in einen S- bis SW-vergenten Faltenbau einbezogen wurden (Bell 1987; Bahlburg et al. 1987).

Gondwaniden-Zyklus (Oberkarbon - Obertrias)

Im Anschluss an die Chañische Deformation bildeten sich in Nordchile, Nordwest-Argentinien und Südbolivien zahlreiche, kleinere Sedimentationsräume (Abb. 1.6). Östlich des Puna-Pampeanas-Hochs erstreckten sich das Tarija- und das Chaco-Paraná-Becken mit einer mehr als 1 000 m mächtigen Sedimentabfolge. Westlich des Hochgebietes lagen das Puna-Becken mit einer Sedimentsäule von ca. 200 m und südlich anschließend das Paganzo-Becken, in dem bis zu 2 000 m mächtige Sedimente akkumulierten. Die

Beckenanlage war gekoppelt an weit verbreitete Extensionen und Transtensionen, die auch die Absenkung des Paraná-Becken im östlichen Teil Südamerikas und des Karoo-Beckens im südlichen Afrika initiiert haben (Tankard et al. 1995).

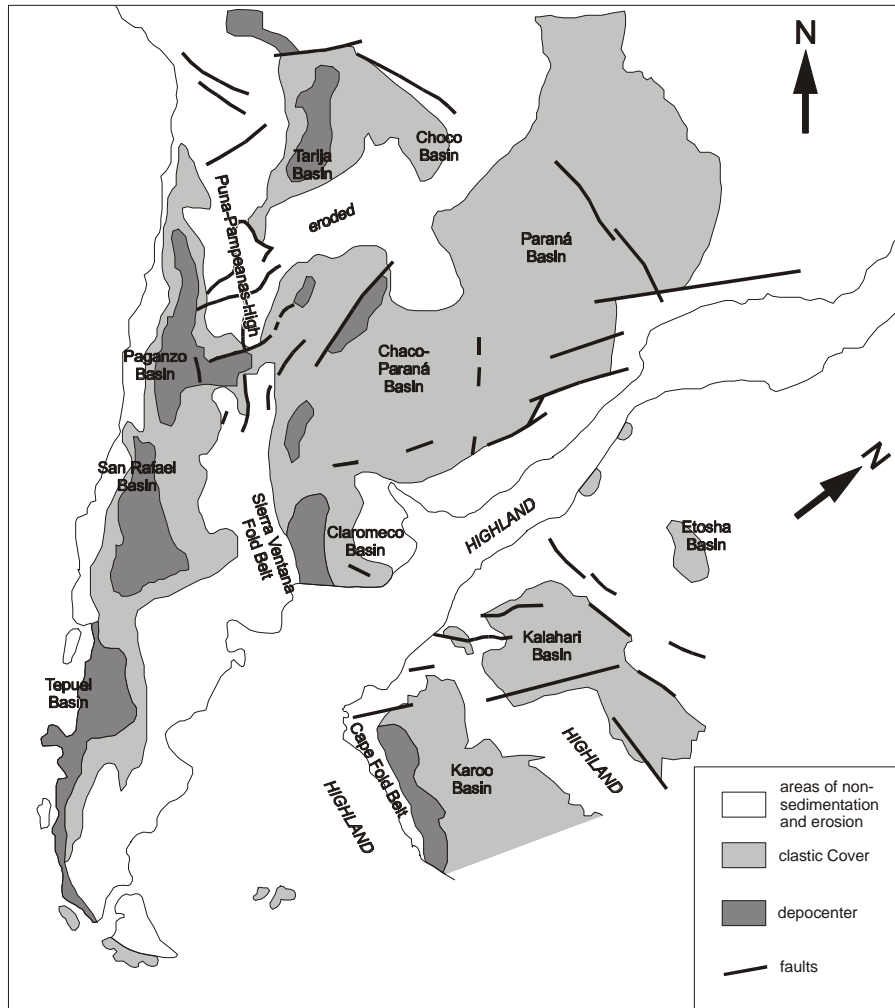


Abb. 1.6 Paläogeographie des südwestlichen Gondwana-Kontinents während Perm und Oberkarbon (aus Tankard et al. 1995).

Für das Paganzo-Becken nehmen Fernandez-Seveso & Tankard (1995) eine Anlage als Kombination einzelner, strukturell isolierter pull-apart-Becken an. Die Sedimentation ist zunächst kontinental. Neben alluvialen, fluviatilen, lakustrinen und äolischen Sedimenten sind Relikte einer permokarbonen Vereisung verbreitet (Lopez-Gamundi et al. 1990; Milana & Bercowski 1990). Während des oberen Kunguriums oder Kazaniums stellten sich im Zuge eines bedeutenden Meeresspiegelanstiegs marine Verhältnisse in den zentralandinen Becken ein. Im Tarja- und im Paganzo-Becken wurden marine Karbonate und bituminöse Tonsteine abgelagert. Die bis in das Oberperm fortbestehende Sedimentation wird während der untertriassischen San Rafael-Orogenese (Ramos 1988) beendet. Horizontale Krustenverkürzungen bildeten in Chile und Argentinien ein etwa 500 km breites parallel zum Kontinentalrand verlaufendes Orogen (Llambias & Sato 1990; Mpodozis & Kay 1990). Begleitet wird die Gebirgsbildung von syn- und postorogener magmatischer Aktivität, wobei rhyolithisch-ignimbritische Förderprodukte überwiegen (Kay et al. 1989; Breitkreuz 1991; Rapela & Pankhurst 1992). Orogenese und Magmatismus stehen nach Mpodozis & Kay (1992) in Zusammenhang mit einer Terrane-Akkretion entlang des südwestlichen Kontinentalrandes Gondwanas. Zeitgleiche Kontraktionen werden für die Sierra Ventana im östlichen Teil Argentinien (Cobbold et al. 1986, 1992) und den Cape Fold Belt in Südafrika (Visser 1991; De Wit & Ransome 1992) angenommen (Abb. 1.6).

Patagoniden-Zyklus (Obertrias - Alttertiär)

Im Anschluss an die oberpermisch-triassische Deformation bestimmten extensionale Bedingungen das Spannungsfeld. Vor allem innerhalb des permotriassischen Gebirgsgürtels in Zentral- und Süd-Argentinien (z.B. Cuyo- und Neuquén-Becken) brachen während der Trias zahlreiche Halbgräben mit N- bzw. NW-Erstreckung ein (Uliana & Biddle 1988; Uliana et al. 1989; Welsink et al. 1995). Während in ihnen mächtige Sedimentserien abgelagert wurden, bildete die Puna ein Hoch. In Bolivien und Peru wurde die Riftphase von einem bimodalen Magmatismus begleitet (Mégard 1978; Kontak et al. 1985; Soler & Sempere 1993), den Dewey (1988) auf einen extensionalen Kollaps des Permotriassischen Orogens zurückführt.

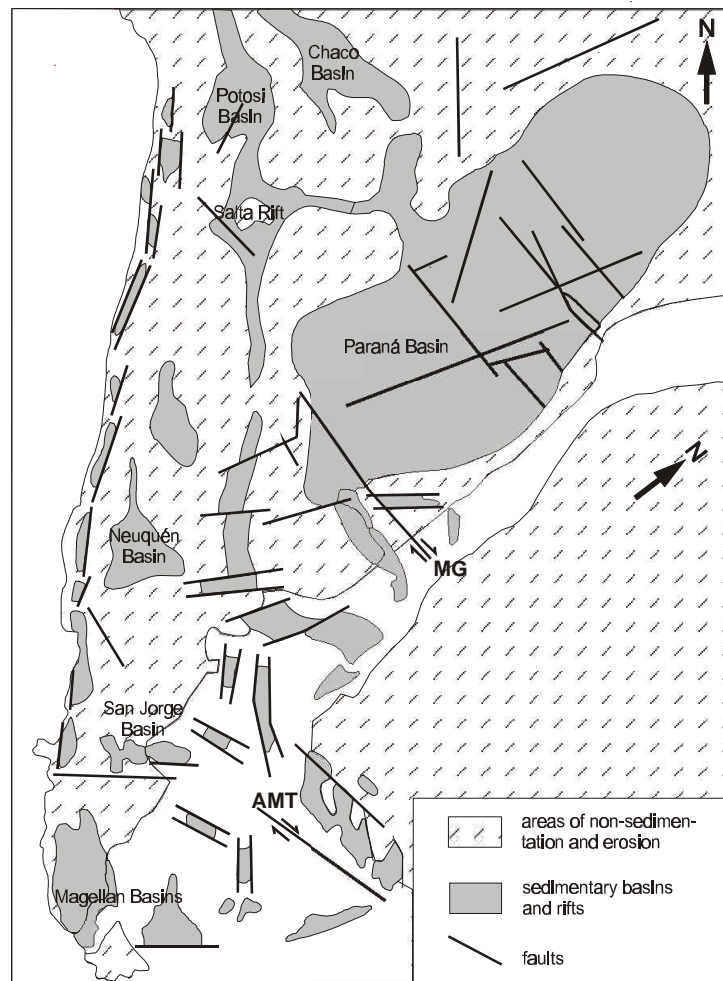


Abb. 1.7 Paläogeographie des südwestlichen Gondwana-Kontinents während Unterjura und Kreide (Aguilhas-Malvinas-Transform-Störung: AMT, Martin Garcia-Störung: MG) (aus Tankard et al. 1995).

Seit dem Oberjura entwickelten sich im Zuge der Öffnung des Südatlantik (Rabinowitz & LaBrecque 1979) in weiten Teilen Südamerikas ausgedehnte Riftsysteme. Ihre Entstehung steht nach Tankard et al. (1995) in Zusammenhang mit NW-SE-verlaufenden dextralen Schersystemen, wie der Aguilhas-Malvinas-Transform- und der Martin Garcia-Störung (Abb. 1.7). In den Zentralanden wurde die Beckenbildung zudem durch die Subduktion der ozeanischen Nazca- und Farallon-Platte unter die kontinentale südamerikanische Platte mitbeeinflusst. Aufgrund von Variationen in den plattentektonischen Parametern (Pardo-Casas & Molnar 1987) bildeten sich von Trias bis ins Paläogen nacheinander drei zeitlich und räumlich voneinander getrennte magmatische Bögen. Zwischen Unterjura und Unterkreide (190 - 130 Ma) beschränkte sich bei annähernd orthogonaler Plattenkonvergenz die Förderung subduktionsinduzierter Magmen auf den Bereich der heutigen chilenischen Küstenkordillere. In der mittleren Kreide (125 - 90 Ma) überwog dextral-schiefe Konvergenz bei SE-gerichteter

Subduktion. Der magmatische Bogen wanderte ostwärts. Seine Überreste sind heute im Längstal Chiles aufgeschlossen. Von Oberkreide bis Obereozän (78 - 37 Ma) konzentrierte sich die Magmenförderung wiederum weiter ostwärts auf die heutige chilenischen Präkordillere (Coira et al. 1982). Wie auch während der Entwicklung des oberoligozänen bis rezenten magmatischen Bogens herrschte sinistral-schiefe bis annähernd orthogonale Konvergenz bei einer NNE-ENE-gerichteten Subduktion (Pardo-Casas & Molnar 1987; Mayes et al. 1990).

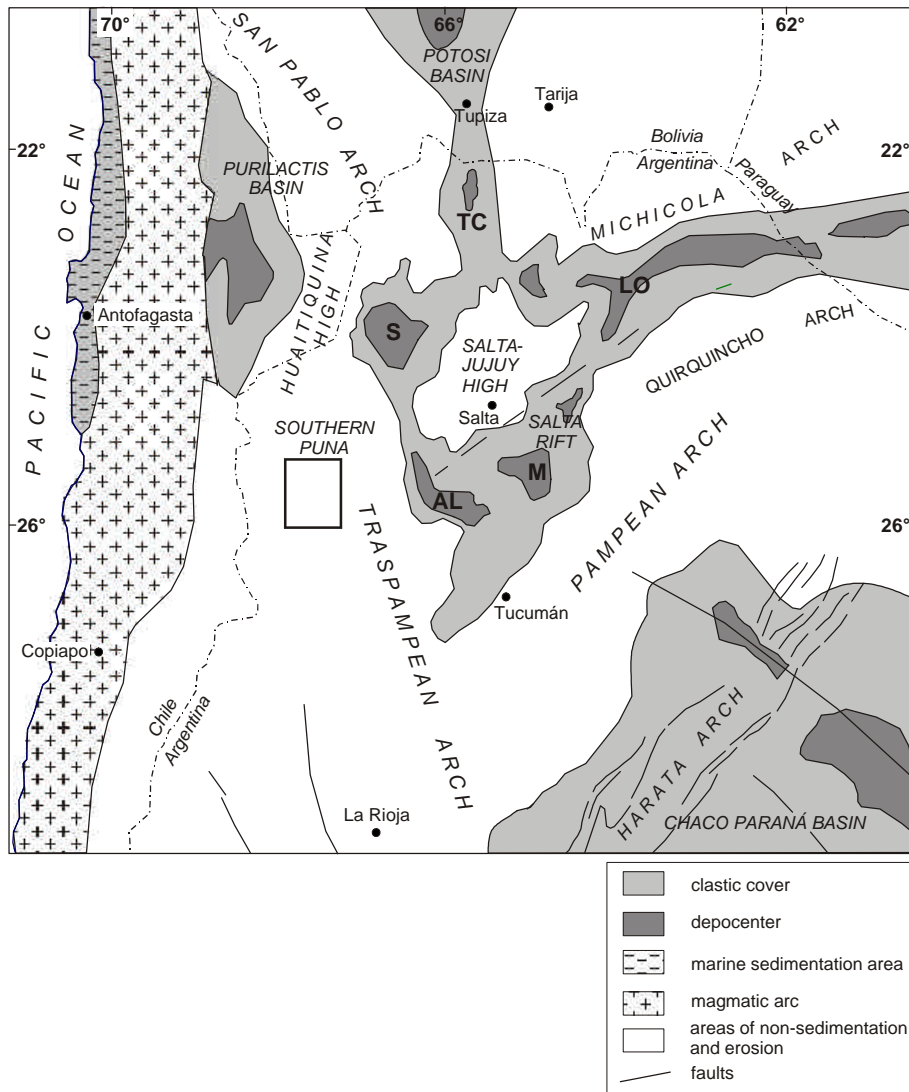


Abb. 1.8 Verteilung von Sedimentationsräumen und Liefergebieten während der Unterkreide im Bereich der heutigen Zentralanden. Neben dem Potosi-Becken in Bolivien und dem Purilactis-Becken in Chile, einem "retro-arc extensional basin" (Hartley et al. 1992), dominiert in Nordwest-Argentinien das Salta-Riftbecken mit seinen Teilbecken (Becken von Lomas de Olmedo: LO, Tres Cruces: TC, Sey: S, Alemania: AL und Metan: M) (modifiziert nach Salfity & Marquillas 1994). Der Kasten markiert das Salar de Antofalla-Gebiet.

Während Oberjura und Unterkreide bildeten sich im Backarc-Bereich der Zentralanden unter extensionalen Bedingungen zunächst isolierte Sedimentationsräume aus, die im Verlauf der kretazischen Entwicklung miteinander verbunden wurden (Abb. 1.8). Prominente Depocenter sind das Purilactis-Becken in Chile (Bogdanic 1990; Hartley et al. 1992; Charrier & Reutter 1994), das Potosi-Becken in Südbolivien (Cherroni 1977; Sempere et al. 1997) und das Salta-Rift in Nordwest-Argentinien (Uliana & Biddle 1988; Grier et al. 1991; Salfity & Marquillas 1994). Das Salta-Rift wird nach Süden durch das Traspampeanas-Hoch und das Pampeanas-Hoch begrenzt (Padula & Mingramm 1963). Es setzt sich aus mehreren Teilbecken (Becken von Lomas de Olmedo, Tres Cruces, Sey, Alemania und Metan; Abb. 1.8)

(Reyes 1972; Salfity 1980; Schwab 1984) zusammen, die weitgehend drei strukturell vorgegebenen Richtungen folgen: N-S, NW-SE und NE-SW. Letztere ist die bedeutendste und resultiert nach Bianucci et al. (1984) und Salfity (1985) aus der Reaktivierung chañisch angelegter Strukturen. Nach Lucassen et al. (1999) hatten die Riftprozesse keine wesentliche Ausdünnung der Kruste zur Folge. Anhand von unterkrustalen Xenolithen granulitischer Zusammensetzung wird eine Krustenmächtigkeit von 35 km angenommen.

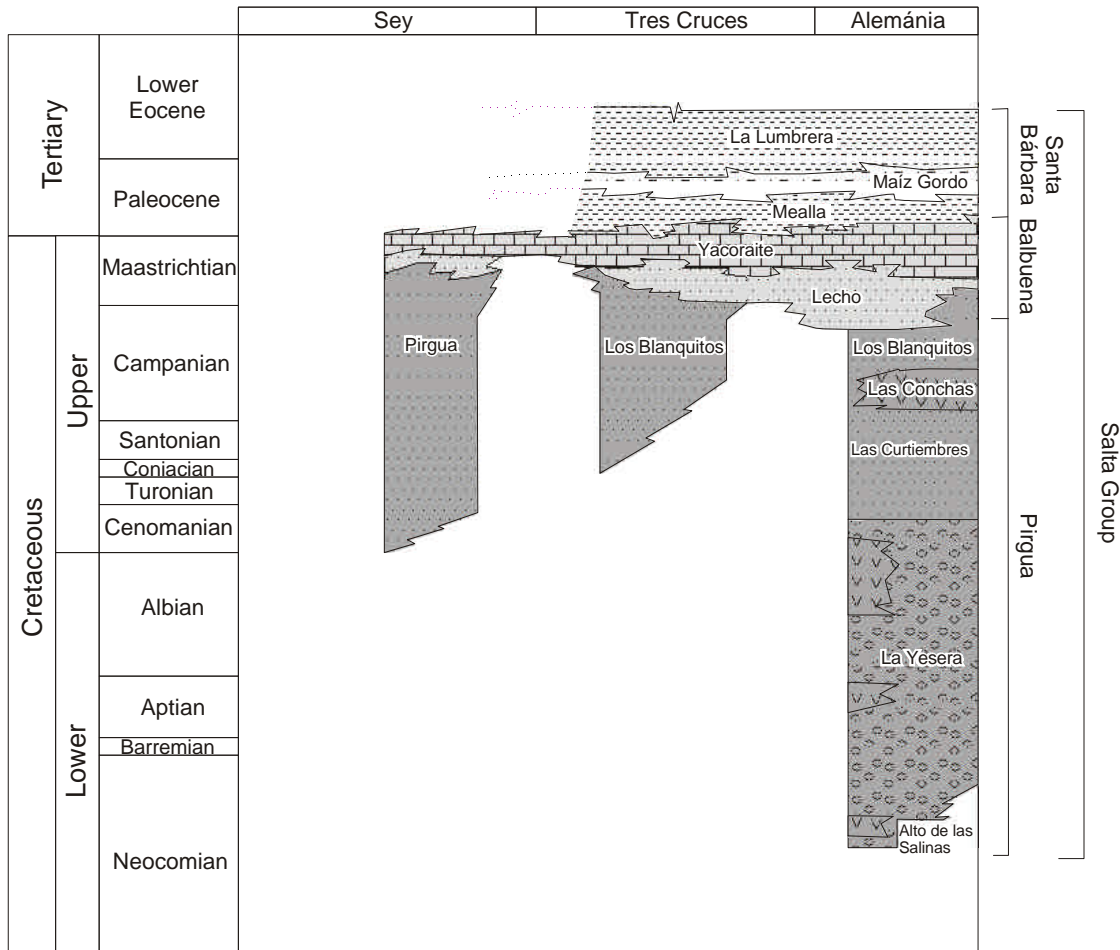


Abb. 1.9 Lithostratigraphie der kretazisch bis alttertiären Salta Group (modifiziert nach Salfity & Marquillas 1994).

Die Sedimentation im Salta-Rift wird zunächst durch die terrestrischen Synrift-Sedimente der Pirgua Subgroup (Neokom bis Maastricht; Galliski & Viramonte 1988; Salfity & Marquillas 1994) bestimmt. Bis zu 3 km mächtige alluviale und fluviatile Sandsteine und Konglomerate wurden in den einzelnen Teilbecken abgelagert (Abb. 1.9). Begleitet wird die Sedimentation durch einen intensiven alkalinen Vulkanismus und Plutonismus.

Im Anschluss an die Riftphase dehnte sich der Sedimentationsraum aus. Sandsteine, Pelite und Karbonate (Lecho, Yacoraité, Mealla, Olmedo und Maíz Gordo Formationen) mit einer maximalen Mächtigkeit von 2,6 km (Salfity & Marquillas 1994) wurden in einem teilweise zusammenhängenden Becken abgelagert (Abb. 1.9). Die Sedimente repräsentieren zumeist Ablagerungen alluvialer, fluviatiler und lakustriner Bereiche. Lediglich ein Teil der Karbonate der Yacoraité Formation wurde möglicherweise in einem flachmarinen Milieu gebildet (Boll & Hernandez 1985). Nach Sempere et al. (1997) sind solche dann zusammen mit ihren Äquivalenten in Bolivien (El Molino Formation) Produkte eines weltweiten Meeresspiegelanstieges (Haq et al. 1987). Den Abschluß der Postrift-Phase bilden lakustrine und fluviatile Sedimente der Lumbreira Formation, die bis ins Eozän hineinreichen und zur Vorlandbeckenentwicklung überleiten.

Andine Entwicklung (Eozän - rezent)

Vor etwa 40 Ma setzte im kretazisch-alttertiären magmatischen Bogen der Zentralanden (chilenische Präkordillere) die inkaische Orogenese mit intensiven kontraktionalen Bewegungen ein. Ursache dürfte ein Anstieg der Konvergenzrate zwischen ozeanischer Farallon- und kontinentaler südamerikanischer Platte gewesen sein. Während heute die Konvergenzrate etwa 85 mm/a bei einer Konvergenzrichtung nach ENE relativ zur Südamerikanischen Platte beträgt (DeMets et al. 1990), vermutet Pilger (1983) für das obere Eozän eine Rate von über 200 mm/a. Eine hieraus resultierende verstärkte Kopplung der Platten führte im Bereich des damaligen magmatischen Bogens zu NE/SW-gerichteten Verkürzungen in der Oberplatte und Lateralbewegungen aufgrund der schiefen Konvergenz (Scheuber 1994). Meist steile Aufschiebungen und arc-parallele Blattverschiebungen prägen das Bild des inkaischen Orogens. Als mittleren inkaischen Einengungsbetrag konnten Günther et al. (1998) für die chilenische Präkordillere einen Wert von 20 % ermitteln. Das Alter der inkaischen Deformation ist gut belegt: Bei ca. 21°30'S in der Präkordillere ergaben radiometrische Datierungen an vulkanischen Gesteinen oberhalb und unterhalb einer Diskordanz jeweils Ar/Ar-Alter von ca. 38,5 Ma (Döbel et al. 1992). Rekristallisierte Biotite aus einer duktilen ostvergenten Überschiebung westlich von Calama (Abb. 1.2) besitzen ein K/Ar-Alter von $37,8 \pm 1,0$ Ma (Scheuber 1998).

Im Zuge der inkaischen Deformation wurde die Konfiguration der sedimentären Becken im Bereich des Altiplano-Puna-Plateaus und der Ostkordillere entscheidend umgestellt. Während sich im Anschluß an das kretazische Riftstadium bis in das frühe Paläozän ausgedehnte *sag basins* herausbildeten (Del Papa 1999), entwickelte sich während des Eozäns oder möglicherweise bereits während des Paläozäns (Sempere et al. 1990) ein Vorlandbecken östlich der inkaischen Deformationsfront (u.a. Jordan & Alonso 1987). Für den bolivianischen Teil wird angenommen, dass dieses Becken im Osten durch die Proto-Ostkordillere begrenzt wurde. Deren Aufstieg könnte mit horizontalen Krustenverkürzungen während des Eozäns oder des Oligozäns in Verbindung stehen (Kennan et al. 1995; Lamb & Hoke 1997; Sempere et al. 1997). Bis in das obere Oligozän wurden bis zu 5 km (Rot-)Sedimente abgelagert. Zumeist handelt es sich um relativ feinkörnige Ablagerungen einer Playaebene oder um äolische und fluviatile Bildungen (Boll & Hernández 1986; Donato 1987; Alonso et al. 1988; Alonso et al. 1991; Vandervoort 1993; Kennan et al. 1995; Evernden et al. 1997; Lamb & Hoke 1997; Sempere et al. 1997).

Seit dem oberen Oligozän bildeten sich durch horizontale Krustenverkürzungen steile ost- und westvergente Aufschiebungen, an denen einzelne Basementblöcke herausgehoben wurden. Sie zergliederten das andine Vorland in einzelne kleinere Sedimentationsräume. In ihnen lagerten sich kontinentale Serien unter ariden bis semiariden Bedingungen ab. Neben alluvialen und fluviatilen Konglomeraten und Sanden setzt sich die oligo-miozäne Abfolge aus Playa-Sedimenten, äolischen und lakustrinen Bildungen zusammen (Boll & Hernández 1986; Donato 1987; Herail et al. 1993; Horton 1998; Kennan et al. 1995; Vandervoort et al. 1995). Bislang konnte eine oligozäne Deformation und die damit verbundene Einsenkung intramontaner Becken nur für den bolivianischen Raum belegt werden (Herail et al. 1996; Horton 1998). Ob zeitgleich während des Oligozäns auch in der argentinischen Ostkordillere und der Puna Kontraktionen stattfanden, ist bisher unklar.

Im Zuge bedeutender horizontaler Krustenverkürzungen während der miozänen Quechua-Phase (nach Coira et al. 1982) und der plio-pleistozänen Diaguita-Phase (nach Salfity et al. 1984) wurde in den Zentralanden die tertiäre Schichtenfolge abschließend deformiert. Während jedoch erstere Phase im gesamten Plateau und der Ostkordillere auftritt, beschränkte sich die jüngere Deformation auf das südliche Plateau und die argentinische Ostkordillere. Beide Deformationen führten zur Anlage bedeutender NNW-SSE-streichender Auf- und Überschiebungen. In weiten Teilen der Ostkordillere und des östlich anschließenden Vorlands bildeten sich entlang von Basement-Décollements bedeutende ostvergente Überschiebungen, die zu beträchtlichen Verkürzungsbeträgen führten (Kley 1993; Kley et al. 1997) (Abb. 1.10). Östlich des Ostkordillere-Subandin-Komplexes entwickelte sich das Chaco-Becken als ein ausgedehntes Vorlandbecken.

Im Gegensatz zu den Vorlandüberschiebungen des Subandins fanden im Altiplano und in der Puna *pure-shear*-Kontraktionen statt, bei der teilweise kretazische Horst- und Grabenstrukturen invertiert wurden (Welsink et al. 1995; Grier et al. 1991). Unklar bleibt der Zeitpunkt ihrer Anlage und ihre kinematische Entwicklung im Verlauf der andinen und präandinen Geschichte. In der nördlichen Puna ermittelte Cladouhos et al. (1994) eine durchschnittliche Verkürzungsrichtung von $120^\circ \pm 20^\circ$. Eine Diskrepanz von 40° zu der Konvergenzrichtung von $82^\circ \pm 4^\circ$ (zwischen 26 und 0 Ma, Pardo-Casas & Molnar 1987) bzw. $74 - 79^\circ$ (ab 10,8 Ma, Somoza 1998) erklären er und Marrett et al. (1994) mit der Reaktivierung und Invertierung kretazisch angelegter Abschiebungen und mit rechtslateralen Schersystemen innerhalb des rheologisch geschwächten magmatischen Bogens.

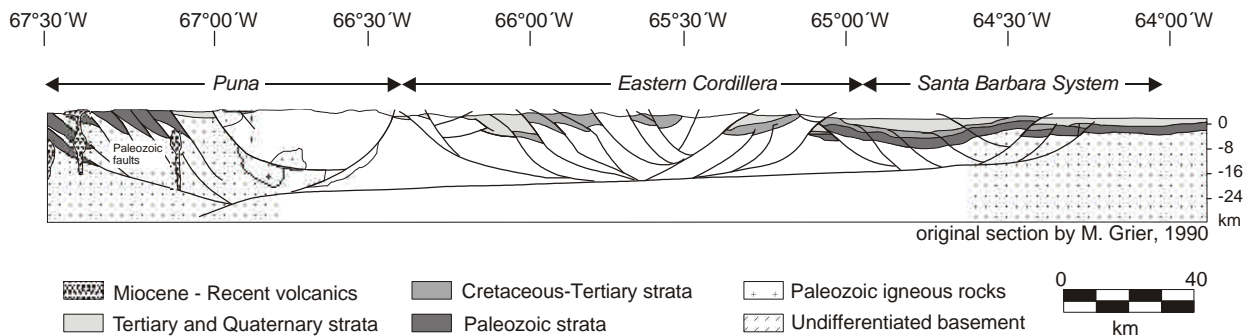


Abb. 1.10 Vereinfachter tektonischer Schnitt durch die nordwestargentinischen Anden bei ca. $25^\circ 30' S$. (aus Marrett et al. 1994). Der überwiegende Anteil der Deformation im östlichen Teil des Profils ist auf horizontale Krustenverkürzungen während der letzten 13 Ma zurückzuführen. Nach Grier et al. (1991) und Marrett et al. (1994) handelt es sich um reaktivierte kretazisch angelegte Extensionsstrukturen. Die Tiefenlage des Decollements ist hypothetisch.

Während in der südlichen Puna (Marrett et al. 1994) und im nördlichsten Altiplano (Mercier et al. 1992) kontraktionale Bewegungen bis in das Pliozän andauerten, sind im übrigen Plateaubereich zumindest seit dem oberen Miozän keine weiteren bedeutenden horizontalen Krustenverkürzungen nachgewiesen. Im Gegensatz dazu dominierten horizontale Extensionen das Spannungsbild. Zahlreiche kleinere Abschiebungen und Seitenverschiebungen belegen für die nördliche Puna NNE-SSW- und E-W-Extensionen (Cladouhos et al. 1994). Gekoppelt an eine NW-SE-Extension konnten Cladouhos et al. (1994) außerdem mehrere orogenparallele Schersysteme manifestieren. Derartige *strike-slip*-Bewegungen mit ENE-WSW-Verkürzung und NNW-SSE-Extension sind für die südliche und zentrale Puna erst seit 2 Ma nachgewiesen (Marrett et al. 1994).

Im Zusammenhang mit der kompressiven Tektonik entwickelten sich in der Puna zahlreiche abflusslose Becken. In ihnen wurden diachron bis zu 5 km mächtige alluviale Ablagerungen und playa-Sedimente unter semiariden bis vollariden Bedingungen abgelagert (Alonso et al. 1991; Vandervoort et al. 1995; Adelman 1997). In diesem Zusammenhang kam es zur Bildung ökonomisch bedeutender Borlagerstätten. In Abbau befindliche Vorkommen liegen in Tincalayu nördlich des Salar de Hombre Muerto (Abb. 1.3) und in Sijes südlich des Salar de Pastos Grandes. Die diachrone und häufig diskontinuierliche Sedimentation sowie die im Vergleich zum Altiplano geringe räumliche Ausdehnung der Puna-Becken sind nach Allmendinger et al. (1997) ein Beleg dafür, dass die Subsidenz lediglich von lokalen Prozessen, gekoppelt an Blockrotationen, kontrolliert wurde.

In der Puna wurden Ausdehnung und Geometrie der Sedimentationsräume durch einen intensiven neogenen Vulkanismus mitbestimmt. Während vom Eozän bis in das obere Oligozän bedeutende magmatische Aktivitäten in den zentralen Anden fehlten, setzte während des obersten Oligozäns ein intensiver Vulkanismus westlich des Altiplano-Puna-Plateaus ein. Dieser wurde durch die ostwärtige Verlagerung des magmatischen Bogens in den Bereich der heutigen Westkordillere verursacht.

Während des mittleren Miozän dehnte sich der Vulkanismus weiter nach Osten aus. Sowohl in der Puna als auch im Altiplano bildeten sich zahlreiche Stratovulkan-Komplexe, die sich aus mächtigen Folgen andesitischer und dazitischer Laven zusammensetzen (Allmendinger et al. 1997; Kraemer 1999). Die Verbreiterung des magmatischen Bogens steht in Zusammenhang mit dem Verflachen der Subduktion (Pilger 1984).

Im Verlauf des Obermiozäns und Pliozäns wurden im Bereich ausgedehnter Caldera-Komplexe großvolumige Ignimbrite gefördert. Sie bildeten sich entlang NW-SE-verlaufender Großlineamente, die sich über das Plateau erstrecken (Allmendinger et al. 1997). Als einer größten Komplexe besitzen die Ignimbrite des Cerro Galan eine Ausdehnung von mehr als 3500 km² (Francis et al. 1978). Nach Kay et al. (1995) könnten die Ignimbrit-Eruptionen innerhalb der Westkordillere mit einer signifikanten Versteilung der subduzierten ozeanischen Platte in Verbindung stehen.

Seit dem Pliozän beschränkte sich die vulkanische Tätigkeit der Stratovulkane mit ihren andesitischen bis dazitischen Laven auf den Westrand des Plateaus und die Westkordillere. Im Backarc, insbesondere in der südlichen Puna, bildeten sich lediglich kleinere monogenetische Förderzentren, an denen mafische Laven gefördert wurden. Kay et al. (1994) sehen in ihnen die Produkte einer lithosphärischen Ausdünnung durch Delamination der instabilen, verdickten eklogitischen Unterkruste. Ihre Förderung dauerte bis in das Quartär an, so dass sie innerhalb des Plateaus die jüngsten vulkanischen Produkte darstellen.

1.3 Entstehung des Altiplano-Puna-Plateaus unter besonderer Berücksichtigung der Beckenentwicklung - Kenntnisstand, Probleme und Fragestellungen

Mit der vorliegenden Arbeit wird für das Puna-Plateau ein Modell zur Beckenentwicklung und zum Sedimentationsgeschehen seit dem Eozän präsentiert. Bestehende Datensätze und Interpretationen werden mit den eigenen Ergebnissen verglichen, kritisch hinterfragt und Neubewertet. Folgende Fragestellungen werden im Rahmen dieser Arbeit näher beleuchtet.

Fazielle Entwicklung vor und während der Plateauentwicklung

Kontinentale Serien arider bis semiarider Gebiete stellen den Bearbeiter vor die schwierige Aufgabe, ein konsistentes paläogeographisches Modell zu erstellen. Hierbei sind vor allem engräumige laterale Fazieswechsel und -verzahnungen sowie stratigraphische Zuordnungen ein Problem. Die Komplexität kontinentaler Systeme wurde bereits von einigen Bearbeitern erfasst, u.a. im nordchilenischen Purilactis-Becken von Hartley et al. (1992) und im nordchilenischen Lauca-Becken von Kött et al. (1995).

Für den Fall des Altiplano-Puna-Plateaus und der Ostkordillere liegen bisher nur wenige detaillierte Beschreibungen einzelner Becken (Horton 1998; Vandervoort 1997) oder einzelner Einheiten (u.a. del Papa 1999) vor. Ansonsten beschränken sich die Bearbeiter auf lithologische und untergeordnet sedimentologische Beschreibungen (für das Paläogen: Boll & Hernández 1986; Donato 1987; Jordan & Alonso 1987; Voss 2000; für das Neogen: Alonso 1986; Alonso et al. 1991; Alonso 1992; Jordan & Alonso 1987; Vandervoort 1993; Voss 2000). Diese Arbeit versucht für das Salar de Antofalla-Gebiet und, wenn auch weniger detailliert, die gesamte Puna die sedimentfazielle und paläogeographische Entwicklung seit dem Eozän zu rekonstruieren.

Zeitplan und Stil von Deformation und Beckenbildung

Analog zur horizontalen Krustenverkürzung soll es auch in der zeitlichen und räumlichen Entwicklung der Sedimentbecken einige Unterschiede zwischen Altiplano und Puna geben. Dies betrifft sowohl die Anlage der Becken, ihre strukturelle Ausgestaltung, ihre räumliche Ausdehnung und ihre Sedimentationsgeschichte, Faziesentwicklung und Subsidenz. Insgesamt erfahren die Sedimentbecken im Altiplano (Corque und Tambo Tambillo) mit 8 - 11 km eine wesentlich stärkere Absenkung als jene in der Puna (Salar des Pocitos, Salar de Hombre

Muerto) mit lediglich 2-3 km (Allmendinger et al. 1997). Eine Ausnahme bildet das Pastos Grandes-Becken in der südlichen Puna, welches bereits für das Jungtertiär Mächtigkeiten bis zu 5 km aufweist (Alonso et al. 1991). Hier ergibt sich die Frage nach den Steuerungsfaktoren von Beckensubsidenz und Sedimenteintrag.

Weitgehend bekannt sind die generellen Rahmenbedingungen, die zur Beckenbildung geführt haben. Bereits Schwab (1970) erkannte, dass es sich bei den neogenen Becken nicht um extensionale Grabenstrukturen handelt, sondern dass die Ablagerungsräume ("Furchen" oder "Keilgräben") beidseitig von Aufschiebungen begrenzt sind, an denen Grundgebirgskomplexe ("Keile") auf die neogenen Bildungen geschoben wurden. Zahlreiche Autoren unterstützen mit ihren Arbeiten die Ansicht, dass die intramontanen Becken des Plateaus und der Ostkordillere durch fortschreitende horizontale Krustenverkürzungen bis ins Pliozän entstanden (Jordan & Alonso 1987; Isacks 1988; Jordan & Gardeweg 1989; Sempere et al. 1990; Gubbels et al. 1993; Vandervoort et al. 1995; Herail et al. 1996; Horton 1998). Alternative Interpretationen stammen von Herail et al. (1993) und Soler & Jimenez (1993). Anhand geochemischer Signaturen basaltischer Vulkanite nahmen sie für das unterste Miozän an, dass - zumindest im Bereich der bolivianischen Ostkordillere - lithosphärische Extension das tektonische Regime bestimmten. Fraglich ist hier, inwiefern diese Bedingungen lokal oder plateauweit auftraten. Unklar ist auch, ob sie beckenbildend oder beckenmodifizierend waren. Eine weitere Sonderstellung soll auch die südliche Puna einnehmen, in der seit dem Pliozän horizontale Extension die Beckenbildung beeinflusst haben soll (Palma & Vujovich 1987; Marrett et al. 1994). Anhand des Salar de Antofalla wird hier belegt, dass Extensionen oder Transtensionen während der andinen Orogenese nur untergeordnet wirksam waren.

Problematisch ist die Interpretation der Beckenentwicklung während des Alttertiärs. Aus Puna und Altiplano liegen hier nur unzureichende Daten hinsichtlich ihrer Genese vor. Sie und die Interpretationen beschränken sich meist auf Lithologie und Stratigraphie oder konzentrieren sich nur auf Teilaspekte (Turner 1960; Pascual 1983; Boll & Hernández 1986; Donato 1987; Salfity & Marquillas 1994). Die modernste Arbeit, die einen Gesamtüberblick über die Beckenentwicklung im Puna-Plateau gibt, stammt von Jordan & Alonso (1987). Da mittlerweile weitere Daten über Stratigraphie, Sedimententwicklung und strukturelle Ausgestaltung vorliegen, scheint eine Neukompilation und Neuinterpretation angebracht.

Beispielsweise ist die Bedeutung der inkaischen Gebirgsbildung in der chilenischen Präkordillere auf das östlich anschließende Gebiet relativ unklar. Im Alttertiär (Paläozän/Eozän?) erreichte die Deformationsfront den Westrand von Altiplano und Puna. Bis über die Ostkordillere hinaus soll sich vom obersten Paläozän(?) bis in das frühe Oligozän(?) ein weiträumiges Vorlandbecken erstreckt haben (Marshall et al. 1997; Sempere 1995; Sempere et al. 1997), in dem 2 bis 5 km mächtige kontinentale Rotsedimente abgelagert wurden. Als Subsidenzmechanismus wird überschiebungsbedingte Auflast angenommen (Sempere 1995). Jedoch sprechen Einengungsbeträge und Deformationsstil des inkaischen Orogens (Günther et al. 1998) gegen einen auf das Vorland gerichteten Falten- und Überschiebungsgürtel.

Lamb et al. (1997), Lamb & Hoke (1997) und Sempere (1995) vermuten im nördlichen Altiplano und in der bolivianischen Ostkordillere, dass das Vorlandbecken zumindest seit dem Eozän durch den Aufstieg einer Proto-Ostkordillere differenziert wurde. Ihre Behauptungen stützen sich u.a. auf konglomeratische Schüttungen, die von einem östlichen Liefergebiet in das Altiplano-Becken geschüttet wurden. Problematisch ist jedoch ihre exakte stratigraphische Stellung. Dennoch wird basierend auf ihren Vorstellungen für die südliche Puna der Aufstieg eines östlich gelegenen Hochgebietes während des Eozäns oder Oligozäns diskutiert.

Die Bedeutung präandiner Strukturen bei der strukturellen Ausgestaltung während der andinen Orogenese wurde von vielen Autoren erkannt. Für den Altiplano, die argentinische und bolivianische Ostkordillere sowie untergeordnet für die Puna sind die Reaktivierung und Invertierung kretazisch angelegter Extensionsstrukturen bedeutende Elemente (Marrett et al. 1994; Cladouhos et al. 1994; Welsink et al. 1995). Im westlichen Teil der Puna wurden permo-triassische Riftstrukturen während der andinen Orogenese invertiert (Seggiaro &

Becchio 1999). Die Reaktivierung oloyischer und chañischer Auf- und Überschiebungen beschreiben Hongh & Seggiaro (1998) aus der Ostkordillere. Weitere bedeutende präandine Elemente sind altpaläozoische Suturzonen, die das Plateau in Domänen unterschiedlicher Deformationseigenschaften gliedern. Für die Puna und speziell für das Salar de Antofalla-Gebiet ergibt sich die Frage, ob präandine Strukturen reaktiviert wurden und wie sie die Beckenbildung beeinflussten.

Steuerungsfaktoren der Plateauhebung

Altiplano und Puna werden von einer etwa 60 bis 70 km mächtigen Kruste unterlagert (James 1971; Wigger et al. 1994; Götze et al. 1994; Beck et al. 1996; Zandt et al. 1996). Eine der bedeutendsten Fragen andiner Tektonik ist diejenige nach der Ursache dieser mächtigen Krustenwurzel und ihrer Bedeutung für die Plateauentwicklung. Isostatischer Ausgleich nach tektonischer Krustenverdickung, *underplating* und Delamination von Mantellithosphäre werden als mögliche Ursachen für den Plateauaufstieg diskutiert (Froidevaux & Isacks 1984; Isacks 1988; Kay & Kay 1993; Kay et al. 1994). James (1971) vermutet, dass die Zufuhr magmatischer Materials für die erhöhte Mächtigkeit verantwortlich sei. Isacks (1988) zeigte durch Volumenabschätzungen, dass magmatische Materialzufuhr für ein Krustenwachstum von lediglich 2 bis 3 km verantwortlich sein kann. In seinem zweiphasigen Modell wird die topographische Hebung der zentralen Anden hauptsächlich auf horizontale Krustenverkürzung zurückgeführt. In der ersten Phase zwischen 27 und 24 Ma wurde die Kruste durch Lithosphärenausdünnung aufgeheizt und gewann durch verteilte "*pure-shear*"-Deformation an Mächtigkeit. Während der zweiten Phase (seit 14 Ma) wurde diese verdickte Kruste entlang großer Überschiebungen in Subandin und Ostkordillere auf den Brasilianischen Schild geschoben.

Die andinen Überschiebungsweiten reichen allerdings nicht aus, die heutige Krustendicke zu erklären. Hierfür wären Gesamt-Verkürzungsbeträge von ca. 320 km erforderlich (Schmitz 1994). Arbeiten zur andine Verkürzung im gesamten Orogen ergaben jedoch Verkürzungsbeträge von nur 215-250 km (Kley 1993, 1996; Baby et al. 1996; Müller 2000). Insgesamt fehlen mindestens 70 km Verkürzung, um das heutige Krustenvolumen zu erklären. Noch größer ist die Diskrepanz zwischen Krustenvolumen und bekannter Krustenverkürzung im Bereich der südlichen Puna bei ~24-25 °S. Die Kruste hat hier eine Mächtigkeit von 60 km (Götze et al. 1994; Allmendinger et al. 1997), was eine Verkürzung von 270-195 km notwendig macht. Die tatsächliche Verkürzung beträgt nach dem heutigen Stand der Kenntnis jedoch nur etwa 75 km (Allmendinger et al. 1983, 1997).

Interaktion von strukturbildenden Prozessen und vulkanischer Aktivität

Seit dem unteren Miozän werden in der südlichen Puna die Deformationen, die zur Beckenbildung beigetragen haben, durch vulkanische Aktivitäten begleitet. Prozesse der Magmenförderung und deren Abhängigkeit vom tektonischen Regime sind in den Zentralanden vielfach untersucht und diskutiert worden. Beispielsweise postulieren Kay & Kay (1993) und Kay et al. (1994) für die südliche Puna eine lithosphärische Ausdünnung durch Manteldelamination, begleitet durch tiefreichende extensionale Strukturen, an denen primitive Mantelmagmen gefördert wurden. Im Gegensatz dazu könnten die großvolumigen Ignimbrite aus der Krustenverdickung im Zuge tektonischer Verkürzung resultieren (de Silva 1989).

Anhand radiometrischer Altersbestimmungen wird versucht, die zeitliche Abhängigkeit strukturbildender Vorgänge und magmatischer Prozesse zu belegen. Hierbei sind drei vereinfachte Rahmenbedingungen vorgegeben: Magmenförderung während kompressiver tektonischer Phasen, während extensionaler Bedingungen oder unabhängig vom tektonischen Regime, wobei bei letzterem tiefreichende Krustenlineamente den Magmenaufstieg begünstigt haben dürften. Die vorliegende Arbeit erfasst hier nur Fragen des Timing von Tektonik und Magmatismus. Magmengenese und ihre Ursache im Bereich des Salar de Antofalla behandeln die Arbeiten von Kraemer (1999) und Schnurr (2001).

2 Stratigraphie

Die Gesteine des Salar de Antofalla-Gebietes wurden entsprechend ihrer Altersstellung und ihrer lithofaziellen Ausbildung untergliedert. Hierzu wurden die radiometrischen Datierungen der gesamten Arbeitsgruppe herangezogen (Anhang 1).

2.1 Prätertiär

Das Basement der südlichen Puna, auf dem sich die känozoischen Sedimentbecken und die Vulkankomplexe entwickelten, setzt sich aus präkambrischen bis altpaläozoischen kristallinen Gesteinen sowie frühpaläozoischen, jungpaläozoischen und mesozoischen Sedimenten und Vulkaniten zusammen. Ihre stratigraphische Stellung wurde im Rahmen des Teilprojektes D1B erstmalig für das südliche Salar de Antofalla-Gebiet von Voss (2000) beschrieben. Basierend auf dieser Gliederung sind für das gesamte Salar de Antofalla-Gebiet die im folgenden aufgeführten Einheiten unterschieden worden.

2.1.1 Kristallines Basement

Die Gesteine des kristallinen Basements sind am westlichen Rand des rezenten Salar de Antofalla, westlich und südwestlich des Vulkan Tebenquicho, südlich der Sierra de la Quebrada Honda und innerhalb der Sierra de Calalaste aufgeschlossen (Abb. 2.1). Neben migmatitischen Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten kommen hochgradig metamorphe Basite vor, die von Granitoidkörpern und Aplitgängen durchsetzt sind (Segerstrom & Turner 1972; Palma 1990; Mon & Hongh 1991; Voss 2000). K/Ar-Datierungen an den migmatitischen Gneisen ($419,0 \pm 8,0$ Ma [ID-3]) und an zwei Graniten ($417,0 \pm 8,0$ Ma [ID-1], $389,0 \pm 8,0$ [ID-37]) belegen ein abschließendes Metamorphose-Ereignis und posttektonische Granitintrusionen während des späten Silur. Weitere altpaläozoische Alter werden von Palma et al. (1986) angeführt. Datierungen am Archibarca-Granit, der südöstlich des Vulkan Archibarca ansteht (Abb. 2.1), ergaben ein K/Ar-Alter von $485,0 \pm 15,0$ Ma.

Ein weiterer Bestandteil des kristallinen Basement ist eine Einheit intensiv deformierter Gesteine, die auf die Sierra de Campo Negro (Abb. 3.5) beschränkt sind. Es überwiegen niedriggradig metamorphe Phyllite, Metagrauwacken und Metabasite. Ihre Altersstellung ist unklar. Aufgrund ihrer lithologischen Ausbildung und des Deformationsgrades könnte es sich um Äquivalente der in weiten Teilen Nordwest-Argentiniens verbreiteten jungpräkambrischen Puncoviscana Formation handeln.

2.1.2 Frühpaläozoische Sedimente und Vulkanite

Ein weiterer Bestandteil des Grundgebirges der Salar de Antofalla-Region ist eine mehrere 1000 m mächtige Abfolge anchimetamorpher Sedimente, in die teilweise mächtige basische Vulkanite eingeschaltet sind. Ihre Gesteine bauen N-S-verlaufende Höhenzüge wie die Sierra de Calalaste (u.a. Allmendinger et al. 1982, Zimmermann et al. 1996) und die westlich gelegene Sierra de la Quebrada Honda (Coira & Pezutti 1976; Allmendinger et al. 1982) auf.

Die Sedimente bestehen aus wechsellagernden Sand-, Silt- und Tonsteinen mit gelegentlich eingeschalteten konglomeratischen Lagen. Die Sandsteine sind in der Regel matrixreich, schlecht sortiert, mittel- bis feinkörnig und feldspatführend. Häufige sedimentäre Merkmale sind erosive Basalkontakte, Horizontal- und Rippelschrägschichtung, Wickelschichtung und Gradierung sowie Kolk- und Schleifmarken an den Schichtunterseiten. Oftmals sind in den gradierten Bänke nahezu vollständige Bouma-Zyklen ausgebildet. Die Bankmächtigkeit variiert von wenigen cm bis zu mehreren m.





















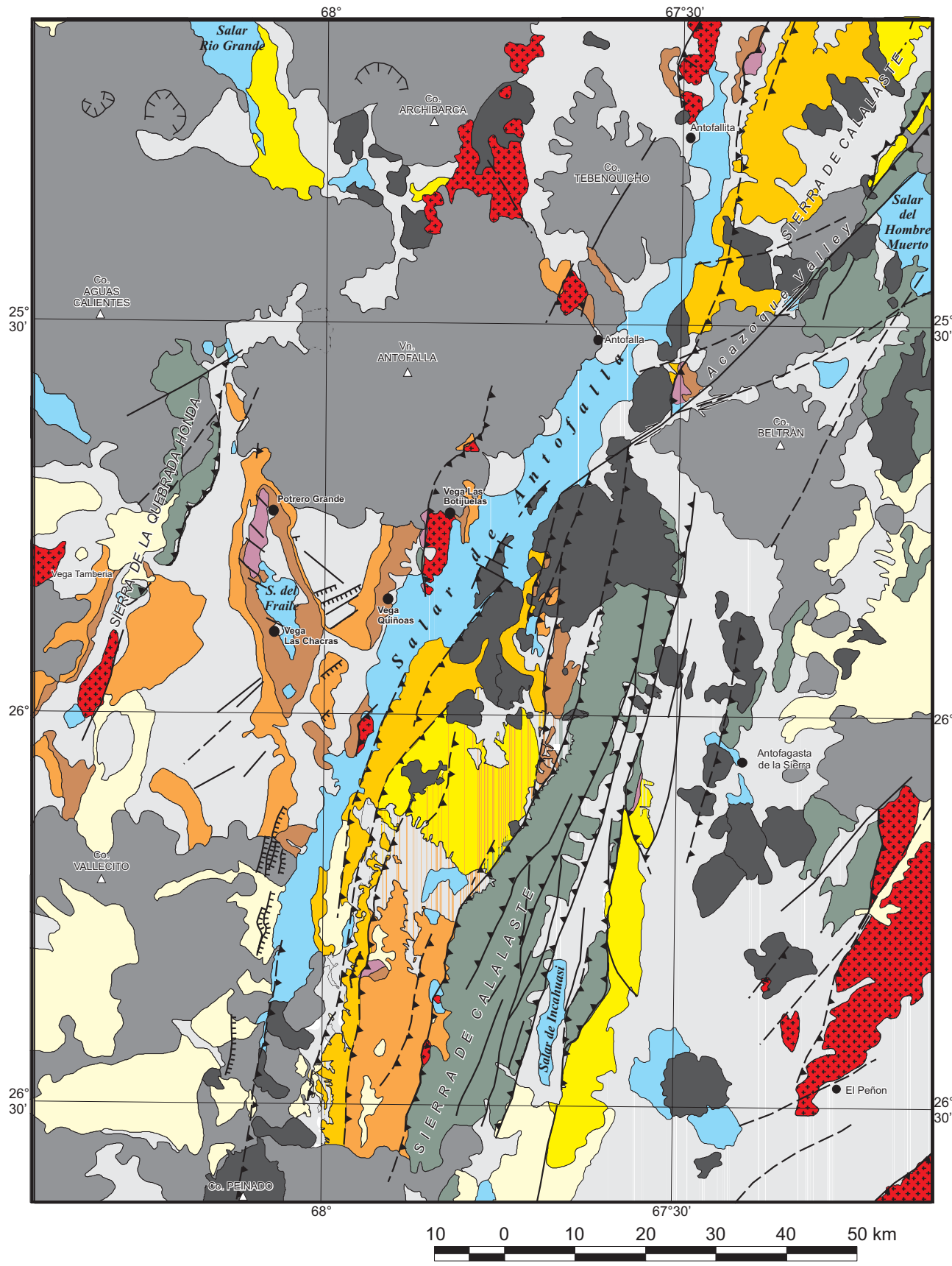
| | | | | | |
|---|--|---|--|---|-----------------------------------|
|  | Salt flats |  | Lower Paleozoic metasediments and volcanites |  | Thrust or reverse fault |
|  | Quaternary deposits, undifferentiated |  | Crystalline Basement |  | Thrust or reverse fault, inferred |
|  | Juncalito and Escondida Formation (Middle Miocene to Quaternary) |  | Quaternary and Tertiary basaltic andesites |  | Strike-slip fault |
|  | Potrero Grande Formation (Lower Miocene to Middle Miocene) |  | Tertiary stratovolcanic rocks |  | Normal fault |
|  | Quiñoas and Chacras Formation (Upper Eocene to Lower Miocene) |  | Ignimbrites |  | Fault |
|  | Tertiary sediments, undifferentiated |  | Settlement |  | Fault, inferred |
|  | Upper Paleozoic to Mesozoic sediments and volcanites | | |  | Caldera |

Abb. 2.1 Geologische Karte des Gebietes um den Salar de Antofalla, Nordwest-Argentinien. Die schwarzen Punkte geben die Lage der lithostratigraphischen Profile in den Abbildungen 2.3, 2.4, 2.6, 2.7, 2.9a, 2.9b wider (1: Permokarbon, 2: Unterjura, 3: Quiñoas Formation und Chacras Formation, 4: Potrero Grande Formation, 5: Basis der Juncalito Formation, 6: Top der Juncalito Formation und Escondida Formation). Die Profilinie AA' zeigt die Lage des tektonischen Schnittes in Abbildung 6.1. Abkürzungen: Af - Antofalla-Dorf, Afa - Antofallita, Ant - Antofagasta de la Sierra, Bot - Vega Botijuela, Cha - Vega Las Chacras, Peñ - El Peñon, Po - Potrerillo, Pot - Potrero Grande, Qui - Vega Las Quiñoas. Die Karte basiert auf den Daten und Interpretationen von Kraemer (1999), Voss (2000), Alten (mündl. Mitteilung), Schnurr (2001), Erpenstein (mündl. Mitteilung) und dieser Arbeit. Erstmals publiziert wurde sie in Kraemer et al. (1999).



Die Tone und Silte zeigen eine grünlich-graue Färbung. Ihre Bänke erreichen Mächtigkeiten von bis zu 10 m. Mitunter sind die Pelite auch dünnbankig und treten dann rhythmisch wechsellagernd mit sandigen Lagen auf. Die eingeschalteten Konglomerate bestehen meist aus gut gerundeten Quarzgeröllen in einer graugrünen Sandmatrix. Sie bilden rinnenförmige Körper und besitzen erosive Basalkontakte. Ihr Auftreten ist auf wenige Vorkommen beschränkt, wobei die einzelnen Bänke Mächtigkeiten von mehreren m erreichen.

Anhand dieser sedimentologischer Merkmale werden die Sedimente als turbiditische Ablagerungen gedeutet. Das Alter der Abfolge ist unsicher. Lithologische und fazielle Parallelitäten lassen eine Korrelation mit den im östlich anschließenden Gebiet um den Salar del Hombre Muerto vorkommenden Tolillar und Falda Ciénega Formationen zu. Hier ergaben Graptolithenfunde Llanvirn bis Llandeilo (Aceñolaza et al. 1975). Die Sedimente dürften den klastischen und vulkanoklastischen ordovizischen Turbiditserien der nördlichen Puna entsprechen, die Bahlburg (1990) als Tiefseesedimente eines Backarc-Becken deutet.

Heute liegen die frühpaläozoischen Sedimente meist stark verfaultet entlang NNE-verlaufender Faltenachsen vor. Ihre Deformation ist auf die präandine Ocloyische Orogenese während des oberen Ordoviziums (Turner & Mendez 1979; Bahlburg 1990) zurückzuführen.

2.1.3 Spätpaläozoische und mesozoische Sedimente und Vulkanite

Permokarbon

Im Gebiet des Salar de Antofalla treten mehrfach Vorkommen siliziklastischer Sedimente auf, die aufgrund von radiometrischen Untersuchungen an eingeschalteten Tuffen und ihrer lithofaziellen Ausbildung in das Permokarbon eingestuft werden.



Abb. 2.2 Permokarbone Schichtenfolge im Kern der Salina del Fraile-Antiklinale. Die Abfolge wird durch Playa-Sedimente und äolische Bildungen bestimmt, die am Rand des Paganzo-Beckens abgelagert wurden. Datierungen an eingeschalteten vulkanischen Aschen ergeben ein jungpaläozoisches Alter (z.B. $277,0 \pm 6,0$ Ma [ID-24], $268,0 \pm 6,0$ Ma [ID-67]). Nordwestrand der Salina del Fraile (UTM: 19K 589235/7143211).

So ist im nordwestlichen Teil der Salina del Fraile (Abb. 2.2) eine etwa 200 m mächtige Folge von rötlichen Sand- und Siltsteinen (Potrerillo-Einheit, nach Voss et al. 1996) aufgeschlossen, an denen vulkanische Aschen K/Ar-Alter von $277,0 \pm 6,0$ Ma (ID-24), $268,0 \pm 6,0$ Ma (ID-67) und $256,0 \pm 5,0$ Ma (ID-21) und Ar/Ar-Alter von $276,0 \pm 1,0$ Ma (ID-94) und $264,5 \pm 1,5$ Ma

(ID-63) ergaben. Im unteren Teil der Abfolge überwiegt eine Wechselfolge dünngebänkter Silt- und Sandsteine. Erstere sind meist horizontalgeschichtet und schwach bioturbat. Die Sandsteine sind horizontal- bis flachwinklig schräggeschichtet und bauen lateral weit aushaltende Bänke auf. Typische Merkmale sind ihre schlechte Sortierung, Glimmerreichtum und zahlreiche Tonklasten. Die Sande und Silte wurden auf einer reliefarmen Playaebene abgelagert. Das Top der Abfolge besteht hier aus dickgebänkten, rotviolettten Mittelsandsteinen. Ihre großräumige Schrägschichtung und die sehr gute Sortierung weisen auf eine äolische Ablagerung hin.

Nördlich der Vega Quiñoas (Sierra de Campo Negro, Abb. 3.5) werden die frühpaläozoischen Gesteine winkeldiskordant von nichtmetamorphen Sedimenten mit permischen Alter überlagert (Voss et al. 1996). Sie bestehen aus einem basalen Konglomerat, dessen Gerölle aus dem kristallinen Basement und der frühpaläozoischen Sedimentfolge stammen. Es folgen hellgraue, großräumig schräggeschichtete, quarzreiche Sandsteine und Konglomerate einer Strandfazies (Voss et al. 1996).

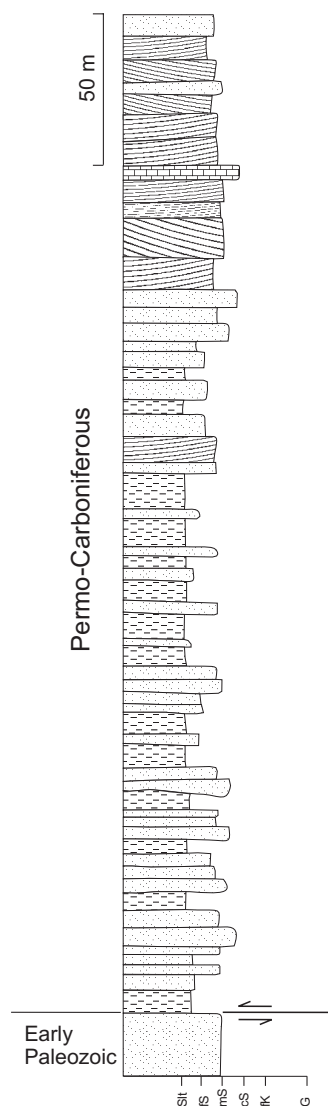


Abb. 2.3 Lithologisches Profil der permokarbonen Schichtenfolge am Ostrand der Sierra de Calalaste (UTM: 629432/7088681). Lithofaziell ähnelt die Abfolge der randmarinen-deltaischen Tupe-Supersequenz (Oberkarbon-Unterperm?) aus dem zentralen Paganzo-Becken. Die Basis ist hier störungsbedingt nicht aufgeschlossen. Legende in Abb. 2.7.

Permische Sedimente sind durch die Datierung einer weiteren Tufflage aus dem südöstlichen Salar de Antofalla-Gebiet (UTM: 19K 606793/7087941) mit einem K/Ar-Alter von $281,0 \pm 6,0$ Ma (ID-50) bestätigt. Hier steht eine Sand-/Silt-Wechsellagerung an, die lithofaziell vergleichbar mit den Sedimenten aus der nordwestlich gelegenen Salina del Fraile ist.

Weitere Sedimente des Gondwaniden-Zyklus sind östlich der Sierra de Calalaste (UTM: 19K 629432/7088681) aufgeschlossen (Abb. 2.3). Hier handelt es sich eine mehr als 300 m mächtige Abfolge dunkelbrauner Sandsteine und mergeliger Pelite, in die bis zu 10 cm

mächtige Kalkhorizonte eingeschaltet sind. Bei den Kalken treten sowohl strukturlose Mikrite als auch Stromatolithenkalke auf. Die Sandsteine sind mäßig bis gut sortiert und besitzen ein karbonatisches Bindemittel. In rhythmischer Wechsellagerung mit den Peliten sind sie dünnbankig und rippelschräggeschichtet. Weitere Merkmale sind Bodenbildungen, Trockenrisse und Bioturbation (Grabbauten und Freißspuren). Dickbankige Sandsteine sind sowohl planar als auch trogförmig schräggeschichtet. Basierend auf den sedimentären Merkmalen kann eine Ablagerung im randmarinen Bereich angenommen werden. Das Alter der Abfolge ist nicht gesichert. Seggiaro & Hongn (in prep.) stellen sie in ihrer Bearbeitung der Hoja Geológica 2769 II - Paso de San Francisco, Provincia de Catamarca, 1: 250.000 - in das Karbon. Möglicherweise lassen sie sich mit den Sedimenten der Tupe-Supersequenz korrelieren, die in südlich angrenzenden Gebieten (Puerta de las Angosturas) aufgeschlossen sind. Hier handelt es sich um randmarine bis fluviatile Siliziklastika und Karbonate, die nach Fernandez-Seveso & Tankard (1995) in das Oberkarbon gestellt werden.

Die Ablagerung der gesamten permokarbonen Abfolge erfolgte in einem nördlichen Ausläufer des Paganzo-Beckens, das sich von der argentinischen Puna bis nach Mendoza (ca. 33° S) erstreckte (Abb. 1.6). Dessen Anlage geht auf extensionale Bewegungen (Somuncura-Phase; Mon & Salfity 1995) im Anschluß an die Chañische Orogenese (Oberdevon-Unterkarbon; Archangelsky et al. 1986) zurück.

Trias

Im Kern der Salina del Fraile-Antiklinale (UTM: 19K 589809/7146751) werden die permischen Sedimentgesteine durch zahlreiche vulkanische Gänge mit vorherrschender E-W-Orientierung durchschlagen. Sie besitzen eine intermediäre Zusammensetzung. Anhand von K/Ar- und Ar/Ar-Datierungen ($212,0 \pm 5,0$ Ma [ID-22], $234,0 \pm 1,0$ Ma [ID-66]) konnte ein triassisches Alter nachgewiesen werden. Desweiteren belegt ein Vulkanitgeröll ($208,0 \pm 8,0$ Ma [ID-88]) aus einem Konglomerat der tertiären Quiñoas Formation vulkanische Aktivität während der Trias.

Die Bildung vulkanischer Gänge steht in Zusammenhang mit weitverbreiteten extensionalen Bedingungen, die seit dem Oberkarbon das Spannungsbild prägten. Sie korrespondiert mit Riftprozessen, die in Bolivien und Peru zu einem ausgeprägten alkalinen und tholeiitischen Magmatismus geführt haben (Soler & Sempere 1993).

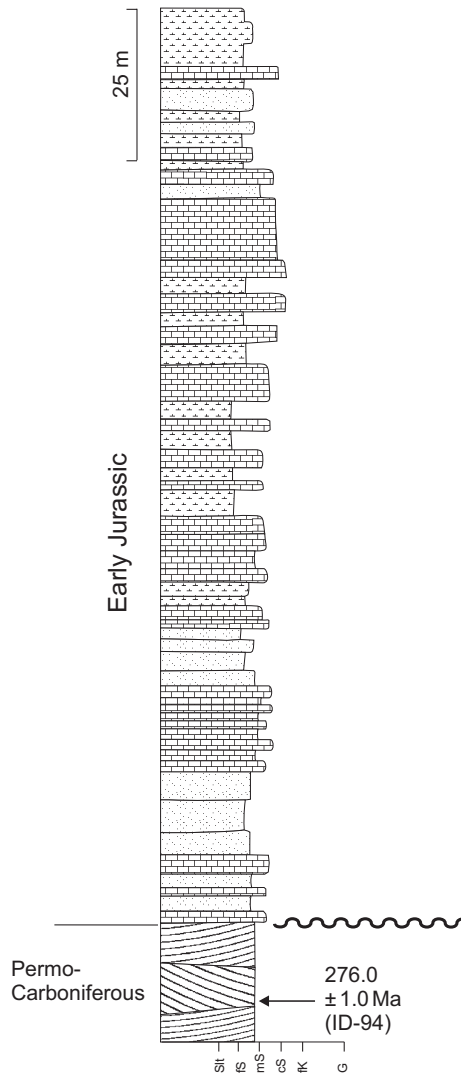
Jura

In der Salina del Fraile wird die permische Sedimentabfolge diskordant durch eine etwa 150 m mächtige Wechselfolge von Kalken, Mergeln und Sandsteinen überlagert (Abb. 2.4). Die Mergel sind feinlaminiert bis dünnbankig. Im frischen Zustand sind sie dunkelgrau gefärbt, während sie hellgraue bis weiße Verwitterungsfarben zeigen. Die meist graubraunen Kalke bilden 10 bis 50 cm mächtige, lateral weit aushaltende Bänke. Es dominieren bioklastenreiche mikritische Kalke und Lumachellenkalke. Reste von Foraminiferen (*Psammosphaera* sp.), Cyanophyten (*Rivularia* sp.), Ostrakoden, Bivalven und Echinodermen sind nachgewiesen (Voss et al. 1996). Mitunter treten ooidführende Kalke mit einem welligen Erscheinungsbild auf. In die karbonatischen Bänke sind gelegentlich kieselige Knollen und Bänder eingelagert. Die violetten, seltener auch gelblichen Sandsteine setzen sich aus Partikeln der Mittel- bis Feinsandfraktion zusammen. Sie besitzen eine relativ gute Sortierung. Sedimentäre Merkmale sind u.a. Rippelschrägschichtung, Oszillationsrippeln und mittel- bis großdimensionale Schrägschichtung. Für die gesamte Abfolge kann eine Ablagerung in einem litoralen oder flachmarinen Milieu angenommen werden.

In die sedimentäre Abfolge sind vulkanische Laven (z.T. Kissenlaven) meist intermediärer Zusammensetzung eingeschaltet. Ihre Feldspäte, die mittels K/Ar-Analysen radiometrisch datiert wurden, belegen ein unterjurassisches Alter ($198,0 \pm 5,0$ Ma [ID-102], $194,0 \pm 6,0$ Ma [ID-23]).

Aus der nordwestargentinischen Puna sind bislang keine unterjurassischen Sedimente beschrieben. Jedoch sind in der chilenischen Präkordillere altersäquivalente marine Kalke und

Mergel weitverbreitet, die auf einem ausgedehnten Schelf sedimentiert wurden. Ihre Ablagerung steht in Zusammenhang mit einer globalen Transgression während des untersten Jura (Quinzio 1987), die vermutlich bis in die südliche Puna reichte.



Legende in Abb. 2.7.

Abb. 2.4 Lithologisches Profil der unterjurassischen Schichtenfolge aus dem Nordteil der Salina del Fraile. Vorkommen jurassischer Sedimente sind im Arbeitsgebiet auf diesen westlichen Bereich beschränkt. Vermutlich lassen sie sich mit dem marinen Jura der chilenischen Präkordillere korrelieren.

2.2 Känozoikum

Da bisher nur unvollständige Angaben über die stratigraphische Abfolge (z. B. Alonso et al. 1992) vorlagen, musste die känozoische Sedimentfolge im Salar de Antofalla-Gebiet stratigraphisch neu gegliedert werden. Voss (2000) präsentierte eine Gliederung, die sich auf den Bereich des südlichen Salar de Antofalla-Gebietes beschränkte (Tab. 2.1). Seine stratigraphische Unterteilung diente als Basis für die weiteren Arbeiten im gesamten Salar de Antofalla-Gebiet. Letztlich werden entsprechend ihrer chronostratigraphischen Stellung und ihrer lithologischen Ausbildung fünf Formationen unterschieden. Da Korrelationsmöglichkeiten zu umliegenden känozoischen Schichtenfolgen beschränkt sind, wurde eine neue Nomenklatur eingeführt, die in Kraemer et al. (1999) erstmalig publiziert wurde. Entsprechend ihrer Altersfolge sind dies: Quiñoas Formation, Chacras Formation, Potrero Grande Formation, Juncalito Formation und Escondida Formation. Im folgenden wird auf ihre Lithologie und ihre stratigraphische Stellung eingegangen. Ihre sedimentären Merkmale und deren fazielle Interpretation werden in den folgenden Kapiteln näher beschrieben.

| Alter | diese Arbeit | Voss (2000) |
|-------------------------------|--|---|
| Pliozän - Gegenwart | Escondida Fm. | Singuel Fm. (Agua Escondida-Formationsglied) |
| Mittelmiozän - Pliozän | Juncalito Fm. | Sijes Fm. (Uncal Grande- Formationsglied) |
| | | Pozuelos Fm. (Orilla- Formationsglied) |
| | | Antofalla Fm. (Cajeros- und Bordo Blanco- Formationsglied) |
| Untermiozän - Mittelmiozän | Potrero Grande Fm. | Potrero Grande Fm. |
| Oberoligozän - Untermiozän | Chacras Fm. | Quiñoas Fm. (Aguada Formationsglied) |
| Obereozän - Oberoligozän | Quiñoas Fm. Formationsglied II Formationsglied I | Quiñoas Fm. (Cadillo- und Campo Negro- Formationsglied) |

Tab. 2.1 Vergleich der Gliederung in fünf tektonosedimentäre Einheiten, die in der vorliegenden Arbeit verwendet wurde, mit der lithostratigraphischen Gliederung der känozoischen Sedimente des südlichen Salar de Antofalla-Gebietes von Voss (2000).

2.2.1 Obereozän bis Oberoligozän (Quiñoas Formation)

Die Quiñoas Formation erreicht eine Mächtigkeit von bis zu 750 m. Sie besteht aus rötlichen Sandsteinen und Peliten, in die konglomeratische Lagen und Gipshorizonte eingeschaltet sind. Die Abfolge kann aufgrund unterschiedlicher lithologischer und fazieller Ausbildung in zwei Formationsglieder untergliedert werden.

Die Basis des **Formationsgliedes I** ist u.a. nördlich der Vega Las Quiñoas (UTM: 19K 612595/7148103), im Nordteil der Salina del Fraile (UTM: 19K 591706/7154023), zwischen Salar de Uncal Grande (Abb. 1.3) und Sierra de Calalaste (Profil H/I) sowie nordöstlich des Salar de Incahuasi (Profil S) und SE des Salar de Antofalla (Profil R) aufgeschlossen und zeigt einen deutlichen erosiven Kontakt zu den liegenden präkänozoischen Einheiten (Abb. 2.5). Der

basale Teil der Abfolge besteht hier aus rötlichen, matrixgestützten Konglomeraten. Die Gerölle setzen sich aus Granitoiden, Gneisen, Phylliten und Tonschiefern zusammen, die aus dem kristallinen Basement stammen (vgl. Kap. 4).



Abb. 2.5 Diskordante Überlagerung der permokarbonen Schichtenfolge durch eine Wechselfolge von Konglomeraten und Sandsteinen, die die Basis der obereozänen bis oberoligozänen Quiñoas Formation bilden. Nordteil der Salina del Fraile (UTM: 19K 591706/7154023).

Der höhere Teil der Quiñoas Formation-I wird aus einer Wechselfolge von Ton-, Silt- und feinkörnigen Sandsteinen aufgebaut, in die mitunter geringmächtige Lagen matrixgestützter Konglomerate eingeschaltet sind (Abb. 2.6). Häufig sind geringmächtige (< 5 cm) Gips Horizonte sowie Gipsknollen und -knoten im cm-Bereich eingelagert. Charakteristisch für die Sandsteine sind eine schlechte Sortierung und zahlreiche eingelagerte Tonintraklasten. Bankintern zeigt sich gelegentlich ein *fining-upward*. Das Top der 0,1 bis 3,0 m mächtigen Sandsteinbänke bilden oft asymmetrische Rippel, während ansonsten Horizontal- oder eine flache Schrägschichtung überwiegt. Die Geometrie der Bänke ist durch eine große laterale Erstreckung und gleichförmige Mächtigkeit gekennzeichnet.

Anhand der dieser sedimentären und lithologischen Merkmale werden die Sande und Pelite der des Formationsglied I der Quiñoas Formation als Ablagerungen einer ausgedehnten Playaebene gedeutet (Adelmann & Görler 1999a; Kraemer et al. 1999, vgl. Kap. 3).

Das in seiner Mächtigkeit stark schwankende **Formationsglied II** erreicht im Profil Chacras eine maximale Mächtigkeit von etwa 300 m (Abb. 2.6). Hier wird sie durch mittel- bis feinkörnige Sandsteine bestimmt, deren Bänke eine Mächtigkeit von bis zu 5 m erreichen. Charakteristisch sind schwach ausgebildete erosive Basalkontakte, Tonintraklasten, trogförmige Schrägschichtung mit einer geringen Inklination (< 10°) an der Basis und Horizontalschichtung am Top der Bänke. Untergeordnet kommen geringmächtige (< 10 cm) Feinkonglomerate vor. Sie treten oft in kleineren Rinnen auf, die sich in die Sandsteine einschneiden. Sedimentäre Merkmale und die textuelle Reife der Sande erlauben eine Interpretation als fluviatile Ablagerungen (Adelmann & Görler 1999a; Kraemer et al. 1999).

Voss (2000) untergliedert die Quiñoas Formation in drei Einheiten: Campo Negro-, Cadillo- und Aguada-Formationsglied. Jedoch handelt es sich bei der jüngsten Einheit, dem konglomeratbetonten Aguada-Formationsglied, um ein Äquivalent der im folgenden beschriebenen Chacras Formation. Er beschreibt zwar einen dramatischen Wechsel von einer pelit- und sanddominierten (Cadillo-Formationsglied) zu einer konglomeratbetonten (Aguada-Formationsglied) Sedimentation, jedoch konnte er keine signifikante Winkeldiskordanz

nachweisen. Da diese zumindest an zwei Lokalitäten dokumentiert ist (Profil U und Profil T, vgl. Kap. 6), wurde die tektonostratigraphisch eigenständige Chacras Formation eingeführt. Ansonsten entspricht die hier beschriebene Quiñoas Formation weitgehend den von Voss (2000) eingeführten Campo Negro- und Cadillo-Formationsgliedern seiner Quiñoas Formation.

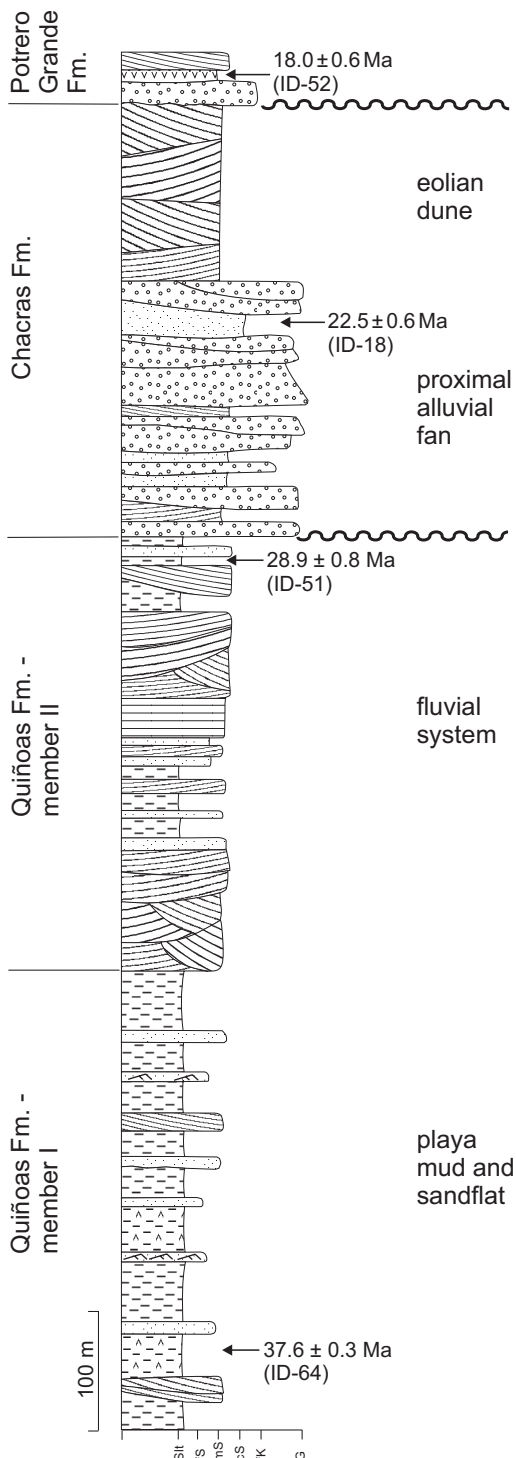


Abb. 2.6 Lithostratigraphisches Profil der Quiñoas Formation und der Chacras Formation, aufgenommen am Westrand der Salina del Fraile (Vega Chacras). Auffällig sind die beiden Winkeldiskordanzen, die die Chacras Formation von der Quiñoas Formation im Liegenden und von der Potrero Grande Formation im Hangenden trennt. Legende in Abb. 2.7.

In die Quiñoas-Sedimente eingeschaltete Aschenlagen belegen ein obereozänes bis oberoligozänes Alter. Die ältesten Datierungen stammen aus der Ostwand der Salina del Fraile und ergaben Ar/Ar-Alter von $37,6 \pm 0,3$ Ma (ID-64) und $36,7 \pm 0,3$ Ma (ID-95). Da hier die Basis nicht aufgeschlossen ist, lässt sich das Einsetzen der Quiñoas-Sedimentation nicht exakt einordnen. Weitere Aschenlagen belegen den Fortbestand der Quiñoas-Sedimentation bis in das Oberoligozän ($34,0 \pm 0,9$ Ma (ID-2), $32,6 \pm 0,9$ Ma [ID-90], $28,9 \pm 0,8$ Ma [ID-51], $28,2 \pm 2,4$ Ma [ID-29], $28,2 \pm 3,1$ Ma [ID-110]). Die älteste

Datierung der überlagernden Chacras Formation ergab ein Alter von $24,2 \pm 0,9$ Ma (ID-86). Lithostratigraphische Vergleiche lassen eine Korrelation der Quiñoas Formation mit der eozänen Geste Formation (Turner 1964; Alonso & Fielding 1986) und der oligozänen-miozänen Pozuelos Formation des Pastos Grandes-Gebietes zu (Turner 1964). Inwiefern die in weiten Teilen der argentinischen Ostkordillere und der Sierras Pampeanas verbreitete Lumbrera Formation (u.a. Salfity & Marquillas 1994) mit der Quiñoas Formation korrelierbar ist, bleibt spekulativ, da zu ersterer zweifelsfreie Altersangaben fehlen.

2.2.2 Oberoligozän bis Untermiozän (Chacras Formation)

Mit einer deutlichen Winkeldiskordanz überlagert die bis zu 550 m mächtige Chacras Formation die Sedimente der Quiñoas Formation (Abb. 2.6). Im Bereich der Salina del Fraile erreicht dieser Winkel Werte von bis zu 30° . Die Chacras Formation, die Voss (2000) als Aguada-Formationsglied der Quiñoas Formation zugeordnet hat, besteht aus matrix- bis korngestützten Konglomeraten, konglomeratischen Sandsteinen und mittel- bis feinkörnigen, hellbraunen Sandsteinen. Die Konglomerate bilden lateral weit aushaltende Bänke, deren Basalkontakte in der Regel erosiv sind. Bei den bis zu 50 cm großen Geröllen handelt sich um Granitoide, Gneise, Gabbros vom kristallinen Basement und um Metasedimente und Metavulkanite der frühpaläozoischen Schichtenfolge (vgl. Kap. 4). Die sedimentären Merkmale lassen auf eine Liefergebietsnahe Ablagerung in einem semiariden alluvialen Fächermilieu schließen (Adelmann & Görler 1999a, vgl. Kap. 3).

Die Chacras Formation wird lokal abgeschlossen durch eine Folge mittel- bis feinkörniger, gut sortierter, hellbrauner Sandsteine, die meist keilförmige Körper bilden. Die Sandsteine zeigen eine großräumige, trogförmige Schrägschichtung mit sets von 0,5 bis 10 m. Das Einfallen der Foresets liegt zwischen 15 bis 25° , an der Basis bei 5° . Anhand dieser Charakteristika werden die Sedimente als äolische Ablagerungen interpretiert (vgl. Kap. 3).

Radiometrische Altersbestimmungen an vulkanischen Aschen bestätigen das oberoligozäne-untermiozäne Alter der Chacras Formation. Eine K/Ar-Datierung erbrachte ein Alter von $24,2 \pm 0,9$ Ma (ID-86). Sie stammt direkt oberhalb der Grenze Quiñoas/Chacras von einem in eine Konglomerat-/Sand-Wechselfolge eingeschalteten Tuff. Weitere geringmächtige Aschenlagen ergaben Alter von $22,5 \pm 0,6$ Ma (ID-18) und $22,0 \pm 0,6$ Ma (ID-44). Das Minimalalter der Chacras Formation wird durch die diskonform überlagernden vulkanoklastischen Sedimente der Potrero Grande Formation gegeben. Deren älteste bekannte Alter wurden mit $19,0 \pm 0,6$ Ma (ID-15) und $18,9 \pm 0,5$ Ma (ID-97) bestimmt.

2.2.3 Unter- bis Mittelmiozän (Potrero Grande Formation)

Die unter- bis mittelmiozäne Potrero Grande Formation überlagert winkeldiskordant ältere tertiäre Einheiten wie die Chacras Formation (Abb. 2.7) und im Nordostteil der Salina del Fraile die Quiñoas Formation (Abb. 2.8). Voss (2000) beschreibt aus dem Nordwesten der Salina del Fraile die diskordante Überlagerung jurassischer Sedimente durch die Sedimente der Potrero Grande Formation. Deren Mächtigkeit liegt zwischen 50 m in der Umgebung um die Vega Quiñoas und mehr als 250 m im Bereich der Salina del Fraile. Charakteristisch sind ein hoher Anteil an vulkanischen Gesteinsfragmenten und zahlreiche eingeschaltete Aschenlagen und Ignimbrite (Abb. 2.8), wobei letztere eine maximale Mächtigkeit von 33 m erreichen (Kraemer et al. 1999).

Die Sedimentation setzt mit Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen ein, die lokal über 100 m mächtig sind. Der Geröllbestand wird durch Vulkanitklasten bestimmt. Lokal dominieren auch Gerölle der frühpaläozoischen Schichtenfolge und des kristallinen Basement (vgl. Kap. 4). Die Konglomerate sind oft korngestützt und bilden dann rinnenförmige Körper mit erosiven Basalkontakten. Mitunter kommen auch matrixgestützte Konglomerate vor, die in lateral weit aushaltenden Bänke auftreten. Beide Konglomerattypen werden als Sedimente proximaler Fächer interpretiert (vgl. Kap. 3).

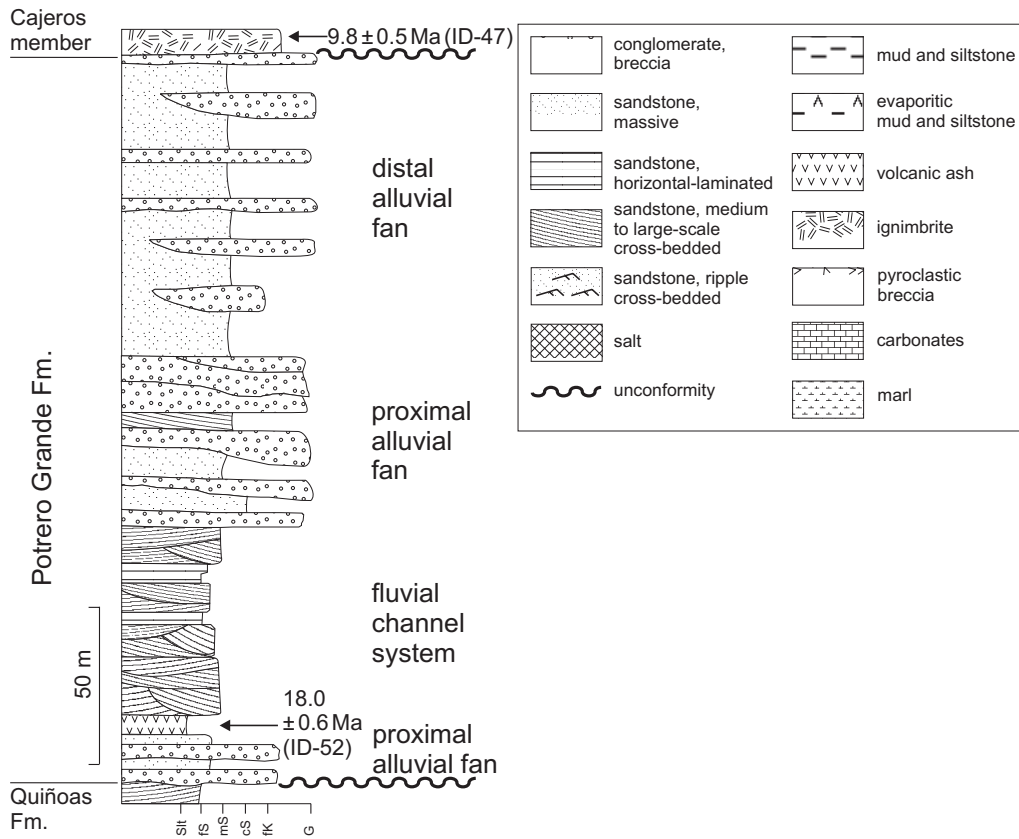


Abb. 2.7 Lithostratigraphisches Profil der Potrero Grande Formation vom Westrand der Salina del Fraile (Vega Chacras). Den Abschluss bildet ein Ignimbrit des Cajeros-Formationsgliedes.

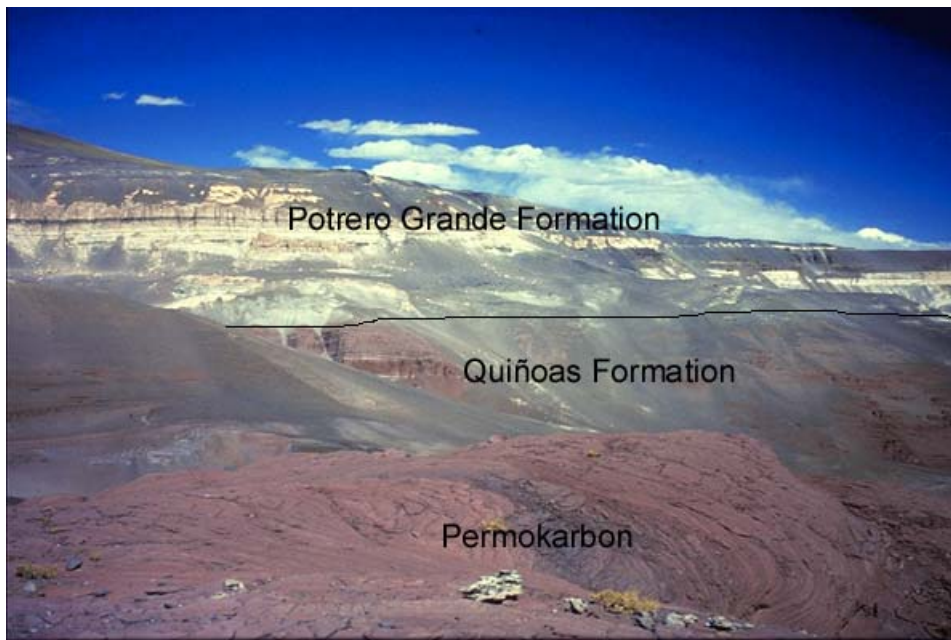


Abb. 2.8 Nordostrand der Salina del Fraile. Im Vordergrund großräumig schräggeschichtete Sande des Permokarbon. Die Wand im Hintergrund besteht aus roten Sanden und Silten der Quiñoas Formation, die diskordant durch hellgraue, vulkanoklastenreiche Sedimente, Tuffe und Ignimbrite der Potrero Grande Formation überlagert werden. Die Chacras Formation fehlt hier aufgrund der Erosionsdiskordanz.

Der obere Teil der Abfolge wird durch graue Sand- und Siltsteine mit rinnenförmigen Konglomeratlagen bestimmt, die in an alluviale Fächer geknüpfte Flusssysteme abgelagert wurden (vgl. Kap. 3).

Zahlreiche Tufflagen und eingeschaltete Ignimbrite innerhalb der Potrero Grande-Abfolge belegen die vulkanische Aktivität während des unteren Miozäns ($19,0 \pm 0,6$ [ID-15], $18,5 \text{ Ma} \pm 0,5$ [ID-40], $18,2 \pm 0,6$ [ID-49], $18,0 \pm 0,6$ [ID-52], $17,5 \pm 0,8$ [ID-96], $17,39 \pm 0,08 \text{ Ma}$ [ID-8], $17,1 \pm 0,3$ [ID-97], $17,0 \pm 0,4 \text{ Ma}$ [ID-4]). Lediglich eine Probe aus dem Nordteil des Arbeitsgebietes ($16,2 \pm 0,6 \text{ Ma}$ [ID-77]) bestätigt, dass die Sedimentation bis in das mittlere Miozän andauerte. Nördlich der Salina del Fraile (UTM: 19K 591970/7156545) werden winkeldiskordant die Sedimente der Potrero Grande Formation durch die vulkanoklastischen Sedimente des Cajeros-Formationsgliedes (Heim, mündl. Mitteilung; Voss 2000) überlagert. Ihr Maximalalter wird durch K/Ar- und Ar/Ar-Datierungen an Tuffen und Ignimbriten mit $11,5 \pm 0,4 \text{ Ma}$ (ID-101) bzw. $9,8 \pm 0,5 \text{ Ma}$ (ID-47) und $9,6 \pm 0,2 \text{ Ma}$ (ID-65) festgelegt.

2.2.4 Mittelmiozän bis Pliozän (Juncalito Formation)

Die Juncalito Formation (Abb. 2.9) ist entlang des Ostrandes des Salar de Antofalla aufgeschlossen. Sie überlagert diskordant ältere tertiäre Einheiten. Die Abfolge besteht aus Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen, die beckenwärts in Sand- und Siltsteine übergehen. Lokal tritt eine Wechsellagerung von Peliten mit Karbonaten und Gipsen auf.

Die Konglomerate und konglomeratischen Sandsteine erreichen maximale Mächtigkeiten von mehreren hundert m. Die Gerölle bestehen überwiegend aus Sandsteinen älterer tertiärer Einheiten sowie frühpaläozoischen Metasedimenten und Metavulkaniten. Zudem treten Klaster des kristallinen Basements und von Andesiten und Dazititen auf (vgl. Kap. 4). Entsprechend ihrer sedimentären Merkmale, die im Detail in Kapitel 3 beschrieben sind, werden die Konglomerate als proximale Fächersedimente interpretiert (Adelmann 1997).

Wechsellagernde Silt- und Sandsteine überlagern die Konglomeratfolge, vertreten diese aber auch lateral. Ihre Bänke besitzen eine große laterale Ausdehnung bei einer gleichförmigen Mächtigkeit. Häufig sind millimeter- bis dezimeter-mächtige Halit- und Gipslagen in die Wechselfolge eingeschaltet. Auch einige bis zu 30 m mächtige Lagen dickbankiger Halite treten auf. Interpretiert wird diese Abfolge als Ablagerung einer evaporitischen Playaebene (vgl. Kap. 3) innerhalb eines endorheischen Ablagerungsraumes (Adelmann 1997).

Als lokale Bildung tritt an der Ostflanke des Salar de Antofalla eine bis zu 150 m mächtige Wechselfolge von Gipsen, grauen Mergeln und hellgrauen Kalken auf (Adelmann 1997). Sie wurden in einem ausgedehnten Playa-See unter hypersalinaren Bedingungen gebildet (vgl. Kap. 3). Eingeschaltet sind Silt- und Sandsteine einer *playa sandflat* sowie lokal bis zu 10 m mächtige vulkanoklastische Horizonte.

Die Sedimentation der Juncalito Formation setzte vor ca. 11 bis 12 Ma ein. Dieses Alter ergibt sich aus einer Asche aus der basalen Abfolge, die ein Ar/Ar-Alter von $11,2 \pm 0,3 \text{ Ma}$ (ID-48) hat. Weitere Tuffe aus dem höheren Teil besitzen K-Ar-Alter von $9,3 \pm 0,2 \text{ Ma}$ (ID-53), $9,0 \pm 0,3 \text{ Ma}$ (ID-39), $7,3 \pm 1,4 \text{ Ma}$ (ID-31), $6,8 \pm 0,2 \text{ Ma}$ (ID-32) und $4,6 \pm 0,5 \text{ Ma}$ (ID-35).

Voss (2000) unterteilt die mittelmiozäne bis pliozäne Sedimentabfolge des südlichen Salar de Antofalla-Gebietes unter lithostratigraphischen Gesichtspunkten in die Antofalla Formation (Bordo Blanco Formationsglied) und die Pozuelos Formation (Orilla Formationsglied). Da beide sich vertikal wie lateral vertreten, wird auf diese Gliederung verzichtet. Stattdessen wird die von Adelmann (1997) und Kraemer et al. (1999) eingeführte Juncalito Formation verwendet.

Aus dem Bereich nördlich der Salina del Fraile beschreibt Voss (2000) das eigenständige Cajeros-Formationsglied (Antofalla Formation), das sich vorwiegend aus vulkanoklastischen Sedimenten zusammensetzt. Sie überlagern die Potrero Grande Formation mit einer deutlichen Winkeldiskordanz. Datierungen ergaben Alter von $11,5 \pm 0,4 \text{ Ma}$ (ID-101), $9,8 \pm 0,5 \text{ Ma}$ (ID-47), $9,6 \pm 0,2 \text{ Ma}$ (ID-65), $9,0 \pm 0,1 \text{ Ma}$ (ID-98). Entsprechend ihrer chronostratigraphischen Stellung ist diese Einheit ein lokal begrenztes, zeitliches Äquivalent der basalen Juncalito Formation.

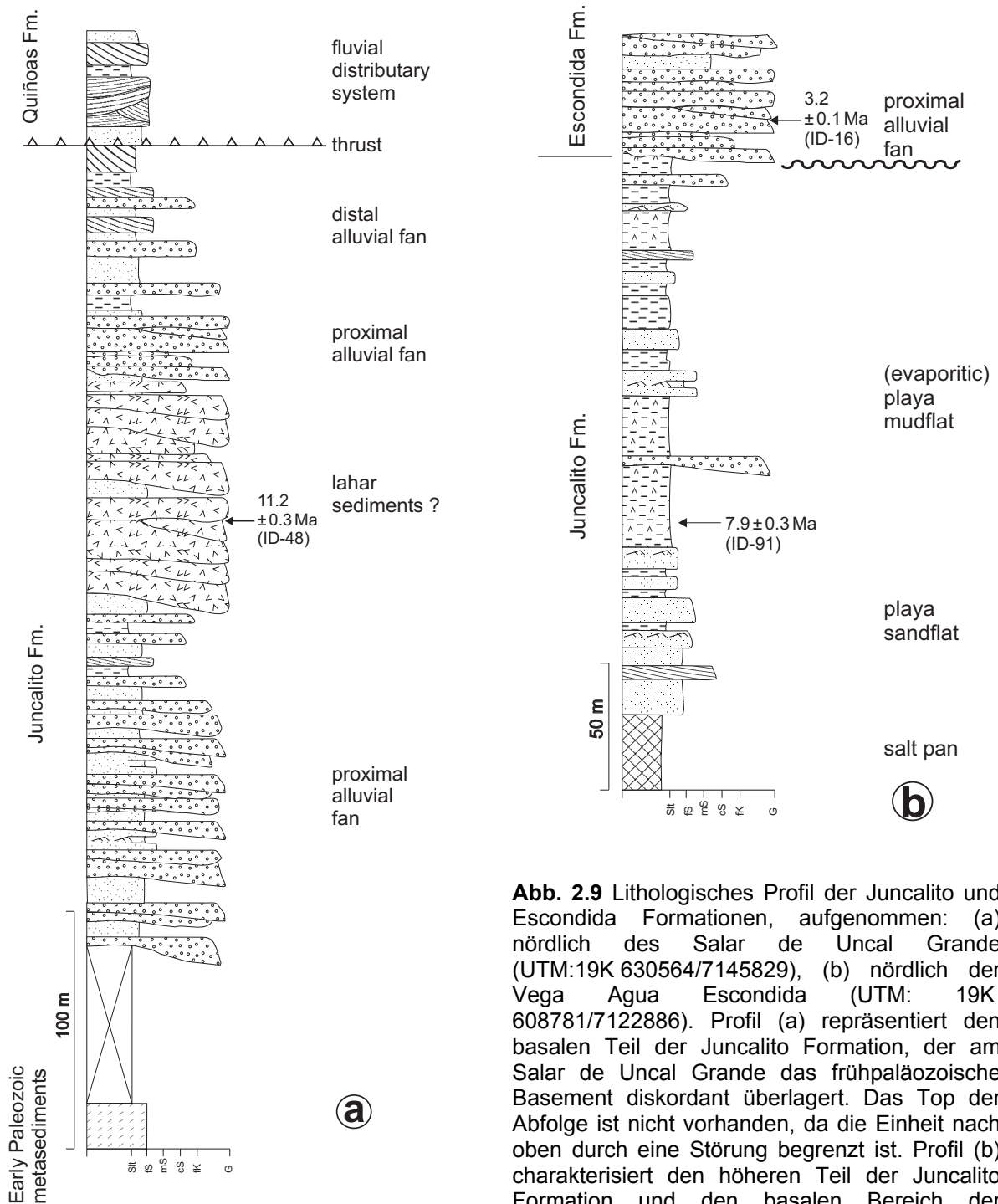


Abb. 2.9 Lithologisches Profil der Juncalito und Escondida Formationen, aufgenommen: (a) nördlich des Salar de Uncal Grande (UTM:19K 630564/7145829), (b) nördlich der Vega Agua Escondida (UTM: 19K 608781/7122886). Profil (a) repräsentiert den basalen Teil der Juncalito Formation, der am Salar de Uncal Grande das frühpaläozoische Basement diskordant überlagert. Das Top der Abfolge ist nicht vorhanden, da die Einheit nach oben durch eine Störung begrenzt ist. Profil (b) charakterisiert den höheren Teil der Juncalito Formation und den basalen Bereich der Escondida Formation. Legende in Abb. 2.7.

2.2.5 Pliozän bis Quartär (Escondida Formation)

Mit deutlicher Winkeldiskordanz werden die Sedimente der Juncalito Formation durch die überwiegend grobklastischen Serien der Escondida Formation überlagert (Abb. 2.9b). Intern weist die Abfolge bedeutende Winkeldiskordanzen auf, die auf eine syndimentäre Kompressionstektonik zurückzuführen sind (vgl. Kap. 6).

Bei der Escondida Formation handelt es sich um eine Wechselfolge von Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen, die eine Mächtigkeit von mehreren hundert m erreichen kann. Die Konglomerate treten in Rinnenkörpern oder in lang aushaltenden Bänken auf. Die Gerölle zeigen fast das gesamte Spektrum der im Salar de Antofalla anstehenden Gesteine. Neben

Sandsteinen älterer tertiärer und permischer Einheiten sind Metasedimente und Metavulkanite der frühpaläozoische Abfolge häufig. Weitere Gerölle stammen aus dem kristallinen Basement oder den tertiären Vulkanitkomplexen. Anhand ihrer Charakteristika werden die Sedimente der Escondida Formation als proximale Alluvialbildungen gedeutet (vgl. Kap. 3).

Die grobklastische Sedimentation setzte ungefähr an der Wende vom Unter- zum Oberpliozän ein und dauerte bis in die Gegenwart an. Die ältesten Datierungen stammen von verstellten Fächerablagerungen. Sie ergaben Alter von $3,61 \pm 0,01$ Ma (ID-115), $3,5 \pm 0,1$ Ma (ID-107) und $3,2 \pm 0,1$ Ma (ID-16). An undeformierten Sedimenten wurde ein Alter von $0,47 \pm 0,01$ Ma (ID-33) und $0,16 \pm 0,02$ (ID-74) nachgewiesen.

2.2.6 Basisch-intermediäre Vulkanite

Weite Teile des Gebietes um den Salar de Antofalla werden durch basische und basisch-intermediäre Gesteine vulkanischen Ursprungs geprägt. Entsprechend ihrer Genese unterscheiden Kraemer et al. (1999) Vulkanite, die an Stratovulkanen oder an monogenetischen Zentren gefördert wurden.

Bei den **Stratovulkanen** (Cerro Beltrán, Cerro Tebenquicho, Volcán Antofalla, Cerro Peinado) handelt es sich um voluminöse, langlebige Laven- und Domkomplexe. Sie bestehen meist aus Andesiten und Daziten. Hauptkomponenten der meist porphyrischen Gesteine sind Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit, Orthopyroxen und Fe-Ti-Oxid. Akzessorisch treten Olivin, Klinopyroxen, Apatit, Zirkon und Titanit auf. Die Matrix besteht aus leistenförmigem Plagioklas und Glas (Kraemer et al. 1999). Die älteste Datierung der Stratovulkane an einem dazitischen Lavastrom nördlich des Cerro Peinado ergab ein Alter von $21,9 \pm 0,7$ Ma (ID-92). Weitere Laven belegen die Aktivität der Stratovulkane bis in das Obermiozän ($14,1 \pm 0,4$ Ma [ID-36], $11,0 \pm 0,5$ Ma [ID-26], $7,7 \pm 0,2$ [ID-41], $5,96 \pm 0,03$ [ID-27]).



Abb. 2.10 Quartärer Basaltfluss in der Sierra de Calalaste (UTM: 19K 630550/7123102). Sie repräsentieren die jüngsten vulkanischen Ereignisse im Salar de Antofalla-Gebiet (z.B. ID-9: $0,2 \pm 0,09$ Ma).

Die Vulkanite der **monogenetischen Förderzentren** sind in der Regel dunkelgrau bis schwarz. Sie sind aphyrisch bis porphyrisch mit einem Phänokristall-Anteil von bis zu 20 Vol.-%. Die Zusammensetzung variiert von andesitisch bis basaltisch. Erstere sind in der Regel reicher an Phänokristallen. Hauptbestandteile sind Plagioklas, Hornblende und Orthopyroxen sowie untergeordnet Klinopyroxen, Olivin und Fe-Ti-Oxid. Die Grundmasse besteht aus Glas und Plagioklas sowie geringen Mengen an Orthopyroxen, Fe-Ti-Oxid und Hornblende. In den

basaltischen bis basaltisch-andesitischen Vulkaniten (Abb. 2.10) dominieren Olivin und Klinopyroxen sowie untergeordnet Hornblende, Fe-Ti-Oxid und Plagioklas. Die Matrix besteht aus Glas, leistenförmigem Plagioklas, Olivin und Pyroxen (Kraemer et al. 1999). Obwohl zumeist die einzelnen Vorkommen monogenetischer Vulkanite relativ klein sind ($< 2 \text{ km}^3$), treten sie weitverbreitet im Arbeitsgebiet auf (Abb. 2.1). Ihre Förderung setzte während des oberen Miozäns ein. Die älteste Datierung aus dem zentralen Teil ergab $7,0 \pm 0,3 \text{ Ma}$ (ID-87). Zahlreiche Alter zwischen $5,6 \pm 0,3 \text{ Ma}$ und $3,61 \pm 0,02 \text{ Ma}$ (ID-46, ID-42, ID-30, ID-17, ID-13) belegen eine maximale Aktivität im Übergang Miozän/Pliozän. Die jüngste Datierung ist vom Süden des Salar de Antofalla und erbrachte ein Ar/Ar-Alter von $0,2 \pm 0,09 \text{ Ma}$ (ID-9).

2.2.7 Ignimbrite und saure Vulkanite

Die **Ignimbrite** sind von dazitischer bis rhyolithischer Zusammensetzung. Es kommen sowohl nicht verschweißte als auch stark verschweißte Ignimbrite vor. In Abhängigkeit vom Verschweißungsgrad und dem Gehalt an feinverteilten lithischen Bestandteilen in der Matrix variiert die Farbe der Ignimbrite von hellrosa, hellgrau, grau, braun, rot und schwarz. Die Ignimbrite unterscheiden sich weiterhin nach Größe, Menge und Typ der Phänokristen und der lithischen Komponenten. Hauptmineralphasen der glasigen Matrix sind neben Quarz Plagioklas und Biotit. Untergeordnet treten Hornblende, Pyroxen, Fe-Ti-Oxide und Sanidin auf. Meist kommen die Ignimbrite in kleinvolumigen Körpern ($< 10 \text{ km}^3$) vor (Abb. 2.11). Lediglich südlich und südwestlich des Salar de Antofalla kommt ein Ignimbritkomplex (Vallecito-Ignimbrit) mit größeren Ausmaßen ($10 - 100 \text{ km}^3$, Kraemer et al. 1999) vor. Er besitzt ein Alter von $3,605 \pm 0,005 \text{ Ma}$ (ID-11). Das Alter der kleinvolumigen Einheiten variiert von $17,39 \pm 0,08$ (ID-8) und $0,2 \pm 0,1 \text{ Ma}$ (ID-71), wobei ein zeitlicher Schwerpunkt zwischen 11 und 9 Ma (z.B. $10,9 \pm 0,3 \text{ Ma}$ [ID-83], $9,8 \pm 0,5 \text{ Ma}$ [ID-47], $9,6 \pm 0,2 \text{ Ma}$ [ID-65], $9,0 \pm 0,1 \text{ Ma}$ [ID-98]) liegt.



Abb. 2.11 Rinnenförmiger *valley-fill*-Ignimbrit ($10,9 \pm 0,3 \text{ Ma}$ [ID-83]) aus der Quebrada de Antofalla nordwestlich der Ortschaft Antofalla (UTM: 19K 635764/7181192). Überlagert wird der pyroklastische Flow durch einen basaltischen Andesit, der aus einem der monogenetischen Förderzentren stammt.

Vereinzelt treten im Arbeitsgebiet in kleineren Vorkommen **saure Vulkanite** auf. Es handelt sich hierbei um Rhyolithe, Rhyodazite und Obsidiane rhyolithischer Zusammensetzung. Hauptmineralphasen sind Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Hornblende und Biotit. Ihre Förderung konzentriert sich auf das jüngste Tertiär und das Pleistozän, was durch zwei Datierungen an Obsidianen ($2,5 \pm 0,2 \text{ Ma}$ [ID-113], $0,4 \pm 0,1 \text{ Ma}$ [ID-70]) belegt wird.

3 Faziesanalyse der känozoischen Sedimente

Zur Faziesanalyse der tertiären Abfolge wurden die kontinentalen Sedimente entsprechend ihrer lithofaziellen Ausbildung unterteilt. Die sich hieraus ergebenden Lithofaziestypen basieren weitgehend auf der Klassifikation fluviatiler und alluvialer Sedimente nach Rust (1978) und Miall (1977, 1978, 1985, 1996). Da nicht nur fluviatile und alluviale Sedimente vorliegen, wurden zusätzliche Lithofaziestypen eingeführt (u.a. nach Bussert 1998). Insgesamt beschreibt die Assoziation bestimmter Lithofaziestypen einen charakteristischen Faziesraum. Deren Unterteilung folgt weitgehend der Arbeit von Hartley et al. (1992).

3.1 Lithofaziestypen

| Fazies-code | Lithofazies | Sedimentstrukturen | Interpretation (u.a nach Miall 1996 und Platt & Wright 1991) |
|-------------|---|---|--|
| Gm | Konglomerate, matrixgestützt | massig, undeutliche Gradierung | <i>high-strength (cohesive) debris flows</i> |
| Gc | Konglomerate, korngestützt | massig, undeutliche Horizontalschichtung, Imbrikation | klastenreiche <i>high-strength</i> oder <i>low-strength (non-cohesive) debris flows</i> |
| Gh | Konglomerate, korngestützt | Horizontalschichtung, Imbrikation | longitudinale Kiesbänke, <i>lag deposits</i> |
| Gt/p | Konglomerate, korngestützt | trogförmige und planare Schrägschichtung | Rinnenfüllungen, transversale Kiesbänke |
| Sm | Sand, fein- bis grobkörnig, schlechte bis mäßige Sortierung | massig, (undeutliche) Gradierung | distale <i>debris flows</i> |
| St | Sand, fein- bis grobkörnig, mäßige Sortierung | trogförmige Schrägschichtung, mittel- bis großmaßstäblich | subaquatische 3-D-Dünen, Übergang zum oberen Strömungsregime |
| Sp | Sand, fein- bis mittelkörnig, mäßige Sortierung | planare Schrägschichtung, mittelmaßstäblich | subaquatische Transversal- und Linguidal- (2-D-) Dünen |
| Sh/l | Sand, fein- bis mittelkörnig, schlechte bis mäßige Sortierung | Horizontalschichtung bis flachwinkelige Schrägschichtung (< 15°) | oberes Strömungsregime |
| Sr | Sand, fein - bis mittelkörnig, mäßige Sortierung | Rippelschrägschichtung | Rippeln (unteres Strömungsregime) |
| Seod | Sand, fein- bis mittelkörnig, (sehr) gute Sortierung | großdimensionale Schrägschichtung (Einfallen bis 25°), keilförmige Sedimentkörper | äolische Dünen |
| Fl | Feinsand, Silt, Ton | Lamination, kleine Rippeln | Suspensionstransport, untergeordnet Transport als Bodenfracht: Playaebene, Überflutungsebene |
| Fsm/m | Silt, Ton, mit Gips-Einschaltungen | massig, Trockenrisse, Bioturbation | Suspensionstransport, unteres Fließregime: Playa- und Überflutungsebene |
| P | Pelite mit karbonatischen Konkretionen, Knötchen und Filamenten | massig, fehlende Primärstrukturen, Verfärbungen des Sedimentes | Paläoböden |
| Lca | Mikritische Kalke (<i>Mud and Wackestones</i>) | Lamination | Lakustrine Karbonate |
| Lcas | Stromatolithenkalke | Lamination, wellige Oberfläche | Lakustrine Karbonate |
| Lcab | Bioklast- und Ooidführende Kalke (<i>Packstones</i>) | Lamination, Knollen | Lakustrine Karbonate |
| S | Salze (meist Halit), untergeordnet Gipslagen | meist massig, gel. laminiert | Evaporate hypersaliner Seen, Salzkrusten |

Tab. 3.1 Klassifikation (ergänzt nach Miall 1996) der im Arbeitsgebiet auftretenden Sedimente entsprechend ihrer lithofaziellen Ausbildung.

Insgesamt wurden für die tertiären Sedimente des Salar de Antofalla-Gebietes 16 Lithofaziestypen definiert (Tab. 3.1). Für sie werden Abkürzungen benutzt, die im Wesentlichen an Miall (1977, 1978, 1985, 1996) und Rust (1978) angelehnt sind, allerdings in einigen Fällen (Lithofazies Lca, Lcab, Lcas, S und Seod) auch ergänzt wurden.

Lithofazies Gm: Massige bis undeutlich horizontalgeschichtete, matrixgestützte Konglomerate

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies Gm umfasst ungeschichtete, teilweise auch undeutlich horizontalgeschichtete, matrixgestützte Konglomerate (Tafel 1 - Foto 1). Die Konglomerate bestehen aus schlecht sortiertem Fein-, Mittel- bis Grobkies mit einem maximalen Klastendurchmesser von 100 cm. Die Geröllkomponenten sind in einer ebenfalls schlecht sortierten Matrix aus Sand und Silt eingebettet. Innerhalb der Bank weisen sowohl Gerölle als auch Matrix eine Gradierung auf. Imbrikation fehlt in der Regel. Die Konglomerate der

Tafel 1

Fotos der bedeutendsten Lithofaziestypen der känozoischen Sedimentabfolge im Gebiet des Salar de Antofalla.

Foto 1 Lithofaziestyp Gm. Das Bild zeigt im unteren Teil matrixgestützte Konglomerate, die aus Geröllkomponenten verschiedenster Größen bestehen. Basalkontakte sind im Vergleich zu den korngestützten Konglomeraten der Lithofazies Gc nur schwach erosiv ausgebildet. Die Konglomeratlage am oberen Bildrand hingegen leitet zu den korngestützten Konglomeraten der Lithofazies Gc über, die einen scharfen, erosiven Basalkontakt haben. Imbrikation ist auch hier nur undeutlich ausgebildet. Escondida Formation, Profil F (E´ Rand Salar de Antofalla).

Foto 2 Lithofaziestyp Gc. Korngestützte Konglomerate mit gut gerundeten Geröllen, die Durchmesser von bis zu 15 cm besitzen. Die Matrix besteht aus Komponenten der Grobsand- bis Feinkonglomerat-Fraktion, Ton und Silt fehlen weitgehend. Imbrikation ist aufgrund der hohen Sphärizität der Gerölle nicht oder nur undeutlich ausgebildet. Das Geröllspektrum besteht hier aus Gesteinen des kristallinen Basements, Metasedimenten der altpaläozoischen Abfolge, permokarbonen Sandsteinen und Vulkaniten intermediärer Zusammensetzung. Chacras Formation, Profil G (E´ Salar Uncal Grande).

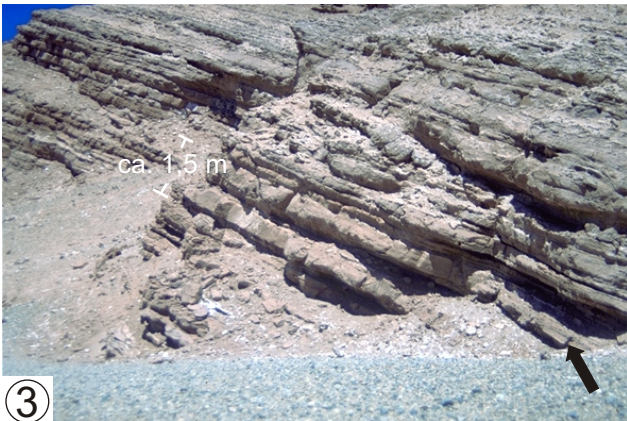
Foto 3 Lithofaziestyp Sm. Massig bis undeutlich horizontalgeschichtete Fein- bis Mittelsande in lateral weit aushaltenden, bis zu 70 cm mächtigen Bänken. Die Sande wechsellagern mit Peliten der Lithofazies Fl, Fr und Fsm/m. Die Basalkontakte sind scharf, aber nur schwach erosiv. Selten bilden die Sande kleine Rinnen (Pfeil) mit einem hohen Breiten-Höhen-Verhältnis. Quiñoas Formation - I, Profil U (Vega Chacras).

Foto 4 Lithofaziestyp St. Trogförmige Schrägschichtung in mäßig bis gut sortierten Mittelsanden. Erkennbar sind zwei Schrägschichtungs-Serien mit tangentialen Basalkontakten, die durch die Wanderung von sichelförmigen, subaquatischen Dünen unter Umlagerung entstanden. Quiñoas Formation - II, Profil S (NE´ Salar de Incahuasi).

Foto 5 Lithofaziestyp Sh/l. Horizontalgeschichtete Fein- und Mittelsande. Meist sind die einzelnen Sandlagen wenige cm bis dm mächtig und bilden lateral weit aushaltende Bänke. Die Sande sind schlecht bis mäßig sortiert. Mitunter sind auch gröbere Klasten eingelagert. Quiñoas Formation - I, Profil U (Vega Chacras).

Foto 6 Lithofaziestyp Fl. Rhythmische Wechsellagerung von dünngebankten Feinsanden, Silten und Tonen. In die Abfolge eingeschaltet sind geringmächtige Gipslagen. Diese wurden im Zuge der Diagenese wieder mobilisiert und füllen häufig Klüfte (siehe Pfeil) auf. Quiñoas Formation - I, Profil U (Vega Chacras).

Tafel 1



Lithofazies Gm bilden länger aushaltende Sedimentkörper mit Bankmächtigkeiten von 0,2 bis 3 m bei einer lateralen Erstreckung von bis zu mehreren 100 m. Die Basalkontakte zu den liegenden Einheiten sind meist scharf, jedoch nur schwach erosiv, so dass die Untergrenzen unregelmäßig horizontale Flächen bilden.

Die Lithofazies Gm tritt in nahezu allen Formationen auf. Meist kommt sie nur lokal vor; bildet dann allerdings eine charakteristische Einheit. Besonders mächtige Abfolgen mit Sedimenten der Lithofazies Gm sind an der Basis der mio-pliozänen Juncalito Formation und der pliozänen Escondida Formation ausgebildet.

Die Lithofazies Gm entspricht weitgehend den Lithofaziestypen Gmm (*Gravel, matrix-supported, massive*) und Gmg (*Gravel, matrix-supported, graded*) von Rust (1978) und Miall (1996). In der vorliegenden Arbeit ist eine so detaillierte Differenzierung der Lithofazies nicht sinnvoll, da die Lithofaziestypen Gmm und Gmg im Gelände nicht unterschieden werden konnten.

INTERPRETATION: Matrixgestützte Gefüge, undeutlich ausgebildete oder fehlende interne Schichtung, erosive Basalkontakte sowie schlechte Zurundung und Sortierung sind typische Eigenschaften von *high-strength debris flows* (nach Miall 1996) oder *highly cohesive debris flows* (nach Lowe 1982). Diese fließen durch interne Scherbewegungen so lange der Scherwiderstand, der sich aus Kohäsion und innerer Reibung zusammensetzt, durch die aus der Hangneigung resultierende Scherkraft überwunden wird. Schlechte Sortierung, Korngröße und Transportart deuten auf eine Sedimentation in unmittelbarer Nähe zum Liefergebiet.

Lithofazies Gc: Massige bis undeutlich horizontalgeschichtete, korngestützte Konglomerate

BESCHREIBUNG: Merkmale dieser Lithofazies, die weitgehend der Lithofazies Gc (*Gravel, clast-supported*) nach Miall (1978) entspricht, sind korngestützte Konglomerate, die wenige cm bis mehrere m mächtige Bänke bilden (Tafel 1 - Foto 2). Sie zeigen intern meist keine Schichtung oder nur eine undeutlich ausgebildete Horizontalschichtung. Zum Top hin sind die Bänke mitunter (normal) gradiert. Imbrikation ist vereinzelt ausgebildet. In Gegensatz zur Lithofazies Gm sind die Basalkontakte oft erosiv. Die Konglomerate sind bis zu 50 cm in die liegenden Einheiten eingeschnitten und bilden meist tiefe Rinnen mit einem niedrigen Breiten-Höhen-Verhältnis. Nur vereinzelt bilden die Konglomerate auch lateral weit aushaltende Bänke. Ansonsten sind weitere Gefügeeigenschaften, Komponentengröße, Zusammensetzung und Vorkommen weitgehend identisch mit denen der Lithofazies Gm.

INTERPRETATION: Korngestützte, massige Konglomerate mit schlechter Sortierung, erosiven Basalkontakten können durch klastenreiche *high-strength (cohesive) debris flows* (Lowe 1979; Miall 1996) oder *low-strength (non-cohesive) debris flows* (Miall 1996) abgelagert worden sein. Erstere repräsentieren klassische *debris flows*, die auch zur Ablagerung der Konglomerate der Lithofazies Gm führen. Sie unterscheiden sich lediglich von diesen durch einen primär, vom Liefergebiet vorgegebenen hohen Anteil an Geröllkomponenten und niedrigen Matrixgehalt. *Low-strength debris flows* hingegen bilden sich bei laminarem oder turbulentem Fließen der Bodenfracht. Die einzelnen Korngrößen werden fraktioniert, so dass u.a. ein korngestütztes Gefüge entsteht. Besonders in diesen Fällen sind Imbrikation, Gradierung und eine undeutliche Horizontalschichtung ausgebildet. Die Lithofazies Gc tritt oft in enger Assoziation mit Lithofazies Gm auf, so dass sie auf proximale Ablagerungsräume beschränkt ist.

Lithofazies Gh: Horizontalgeschichtete Konglomerate

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies Gh (*gravel, clast-supported, horizontally stratified*; nach Miall 1996) besteht aus horizontalgeschichteten oder sehr flach schräggeschichteten, meist korngestützten Konglomeraten. Die Korngrößen der überwiegend gut gerundeten Geröllkomponenten variieren stark. Es kommen sowohl Klasten mit einem Durchmesser von bis zu 100 cm als auch Komponenten der Feinkiesfraktion vor. Die Matrix in den Zwickelräumen ist überwiegend sandig. Lediglich die groben Konglomerate besitzen auch eine Feinkiesmatrix. Die

plattigen Gerölle zeigen häufig Imbrikation, wobei die Einfallrichtung der ab-Flächen stromaufwärts gerichtet ist. Einzelne Konglomeratbänke der Lithofazies Gh sind einige dm bis zu mehreren m mächtig. Die Basalkontakte zu den liegenden Einheiten sind meist scharf. Gelegentlich gehen sie graduell in die Konglomerate und konglomeratischen Sandsteine der Lithofazies Gt/p über. Sie bilden dann meist größere Rinnenkörper, die sich tief in die liegenden Einheiten einschneiden. Ansonsten überwiegen lateral weit aushaltende Bänke mit einer Erstreckung von bis zu 100 m. So weit vorhanden ist eine normale Gradierung die Regel. Jedoch treten auch vereinzelt Bänke auf, die invers gradiert sind.

Die Vorkommen horizontalgeschichteter Konglomerate der Lithofazies Gh beschränken sich auf den mittleren Teil der Potrero Grande Formation und die Chacras Formation sowie untergeordnet die Quiñoas Formation. Vor allem in der Potrero Grande Formation sind diese Gesteine eng assoziiert mit schräggeschichteten Konglomeraten der Lithofazies Gt/p.

INTERPRETATION: Nach Smith (1974), Boothroyd & Ashley (1975), Rust (1975) und Hein & Walker (1977) lagern sich horizontalgeschichtete, lateral weit aushaltende Konglomerate durch hochenergetische Strömungen in Form von longitudinal zur Strömung verlaufenden Kiesbänken bzw. -dünen ab. Derartige Bildungen treten in liefergebietsfernen Abschnitten alluvialer Fächer auf, in denen Schichtfluten ihre Sedimentfracht anliefern. Normale Gradierung spiegelt dabei die kontinuierliche Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit während des Überflutungsereignisses wider. Die an der Basis von Rinnenkörpern abgelagerten und mit der Lithofazies Gt/p eng assoziierten Konglomerate der Lithofazies Gh hingegen repräsentieren *Lag*-Ablagerungen (Miall 1996).

Lithofazies Gt/p: Schräggeschichtete Konglomerate

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies Gt/p (zusammengefasst aus den Lithofaziestypen Gt [*trough-cross-bedded gravel*] und Gp [*planar-cross-bedded gravel*]; nach Miall 1977, 1996 und Rust 1978) besteht aus planar und untergeordnet trogförmig schräggeschichteten Konglomeraten. Die Foresets fallen meist mit einem Winkel von etwa 5 bis 15° ein. Lediglich in kleineren Rinnenkörpern treten auch steiler einfallende Foresets auf. Die Sedimente der Lithofazies Gt/p setzen sich überwiegend aus mäßig bis gut gerundeten und mäßig sortierten Feinkies zusammen, wobei dessen Geröllbestand weitgehend dem der übrigen konglomeratischen Lithofaziestypen Gm, Gc, Gh entspricht. Mittelkies ist selten beteiligt. Die Matrix besteht aus mäßig bis gut sortiertem Mittel- bis Grobsand. Ton und Silt fehlen weitgehend. Insgesamt ist der Matrixanteil gering. Die Konglomerate sind daher korngestützt und zeigen Imbrikation.

Einzelne Konglomeratbänke der Lithofazies Gt/p besitzen Mächtigkeiten von einigen dm bis zu einem m. Ihre laterale Erstreckung reicht von einem m bis zu mehreren 100 m, wobei sie meist Bestandteile größerer Rinnenkörper sind. Konglomerate der Lithofazies Gt/p überlagern entweder großflächig liegende Einheiten mit einem scharfen erosiven Kontakt oder gehen kontinuierlich aus der Lithofazies Gh hervor. Zum Top hin vollzieht sich in der Regel ein weitgehend fließender Übergang in sanddominierte Lithofaziestypen, so dass bankintern undeutlich ausgebildete *fining-upward*-Sequenzen auftreten. Mitunter werden die Konglomerate der Lithofazies Gt/p aber auch mit einem abrupten Korngrößenwechsel von schräggeschichteten Sandsteinen der Lithofazies Sp und St überlagert.

Das Auftreten der Lithofazies Gt/p beschränkt sich auf die Potrero Grande Formation und die Quiñoas Formation, wobei sie bei dieser nur von untergeordneter Bedeutung ist.

INTERPRETATION: Imbrikation, korngestütztes Gefüge, Schrägschichtung und das rinnenförmige Auftreten der Konglomerate und konglomeratischen Sandsteine lassen auf einen subaquatischen Transport als Bodenfracht schließen. Hierbei sind die planar schräggeschichteten Ablagerungen Bildungen transversaler Kiesdünen und Kiesbänke (Harms et al. 1982; Collinson & Thompson 1982). Boothroyd & Ashley (1975), Bluck (1979) und Mack & Leeder (1999) beschreiben vergleichbare Sedimentkörper aus rezenten kiesdominierten, verzweigten Flusssystemen. Die trogförmig schräggeschichteten Einheiten sind nach Miall

(1996) Rinnenfüllungen ebenfalls kiesdominierter Flusssysteme. Rinneninterne Erosionsflächen belegen, dass die Sedimentation nicht kontinuierlich, sondern episodisch verlief.

Lithofazies Sm: Massige oder undeutlich geschichtete Sandsteine

BESCHREIBUNG: Die in allen tertiären sedimentären Einheiten vertretene Lithofazies Sm (*massive sand*; nach Miall 1996) wird von mittel- bis grobkörnigen, vereinzelt kiesführenden, massigen Sandsteinen aufgebaut. Die Sortierung der Sandsteine ist weitgehend mäßig bis schlecht. Mitunter sind in die Sandsteinbänke unorientierte, siltige bis tonige Intraklasten eingelagert, die einen Durchmesser von bis zu 20 cm haben. Häufig kommen in den Sanden noch kleine Gipskonkretionen und -bänder, Grabbauten und Wurzelreste vor. Ansonsten fehlen interne Sedimentgefüge weitgehend. In einzelnen Fällen ist eine undeutliche Horizontal- oder Schrägschichtung und eine schwache Gradierung ausgebildet, so dass ein gradueller Übergang zur Lithofazies Sh/l besteht. Sedimentkörper aus der Lithofazies Sm erreichen Mächtigkeiten von etwa 2 m bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von etwa 0,3 m (Tafel 1 - Foto 3). Ihre Basalkontakte sind oft scharf; sie schneiden sich jedoch nicht sonderlich in die liegenden Einheiten ein.

INTERPRETATION: Die Ablagerung von Sandsteinen dieses Typs entstand nach Mack & Leeder (1999) aus hyperkonzentrierten Strömung mit einem hohen Sediment/Wasser-Anteil. Vermutlich handelte es sich um distale *debris flows*, die ihr Material angeliefert haben. In jedem Falle sprechen die schlechte Sortierung und die fehlende Orientierung gegen einen Transport mittels turbulenter Strömungen.

Lithofazies St: Trogförmig schräggeschichtete Sandsteine

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies St (*low-angle cross-bedded sand*; nach Miall 1978, 1996) wird von fein bis mittel-, untergeordnet auch grobkörnigen Sandsteinen aufgebaut (Tafel 1 - Foto 4). Ihre Sortierung ist meist mäßig bis gut. Nur gelegentlich treten Gerölle der Feinkiesfraktion auf. In die Sandsteinbänke sind siltige bis tonige Intraklasten mit einem Durchmesser von bis zu 15 cm eingelagert. Auf den Schichtoberflächen sind zuweilen Kriechspuren, innerhalb der Sandbänke Grabbauten vorhanden.

Die Sande der Lithofazies St bauen konkave Schrägschichtungsblätter auf, die am Top Einfallswinkel von bis zu 35° erreichen. Zur Basis verflachen die Foresets und gehen in eine annähernd horizontale Lagerung über. Die Schrägschichtungs-Serien besitzen Mächtigkeiten von wenigen dm bis zu 2 m. Oft sind die trogförmig schräggeschichteten Sande an Rinnenkörper gebunden. Diese werden wenige dm oder auch mehrere m mächtig. Besonders kleine Rinnen weisen ein Breiten-Höhen-Verhältnisse von bis zu 2:1 auf. Ansonsten liegt der Durchschnittswert bei etwa 5 (10):1. Zum Top hin gehen die Sande in rippelschräggeschichtete Sande der Lithofazies Sr über, was meistens mit einer Kornverfeinerung verbunden ist.

Der mittlere und der obere Teil der Quiñoas Formation sowie Teile der Chacras Formation und der Potrero Grande Formation werden lokal von den Sandsteinen der Lithofazies St geprägt. In den weiteren Einheiten hingegen tritt diese Lithofazies stark zurück.

INTERPRETATION: Nach Williams (1968) und Miall (1996) sind trogförmig schräggeschichtete Sandsteine aus der Migration subaquatischer 3-D-Dünen entstanden. Solche Bildungen treten beispielsweise in Rinnen der oberen Deltaebene (Horne et al. 1978) und fluviatiler Systeme auf (Elliott 1978). Im Vergleich zur ebenen oder planaren Schrägschichtung entsteht die trogförmige Schrägschichtung bei stärkerer Strömung. Sie markiert nach Friedman & Sanders (1978) bereits den Übergang zum oberen Strömungsregime.

Lithofazies Sp: Planar schräggeschichtete Sandsteine

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies Sp (*planar-cross-bedded sand*; nach Miall 1996) wird von fein- bis mittelkörnigen, planar schräggeschichteten Sandsteinen aufgebaut. Die Sortierung der Sandsteine ist mäßig bis gut. Nur vereinzelt sind gröbere Komponenten eingelagert. Lediglich

an der Basis und am Top der Sandsteinbänke befinden sich oft Ton- oder Siltklasten mit einem Durchmesser von bis zu 40 cm. Die Schrägschichtungs-Sets besitzen flache obere und untere Grenzflächen. Der basale Kontakt zu liegenden Einheiten unterschiedlicher Lithofazies ist scharf und erosiv. Der Einfallswinkel der Foresets liegt zwischen 15° und 35°.

Die Vorkommen der Sedimente der Lithofazies Sp beschränken sich weitgehend auf die älteren tertiären Einheiten, die Quiñoas, Chacras und Potrero Grande Formationen. Hier bilden sie gemeinsam mit den trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen der Lithofazies St teilweise mächtige Sand-Einheiten.

INTERPRETATION: Die planar schräggeschichteten Sandsteine der Lithofazies Sp sind durch Migration subaquatisch gebildeter transversaler oder linguidaler (2-D-) Dünen entstanden (Miall 1996). Deren Bildung ist auf Überflutungsebenen, an Barren auf der oberen Deltaebene (Horne et al. 1978) und durch laterale Akkretion an Gleithängen im fluvialen System (Allen 1963) möglich.

Lithofazies Sh/I: Sandsteine mit Horizontal- oder flachwinkliger Schrägschichtung

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies Sh/I umfasst die von Miall (1977) und Rust (1978) festgelegten Lithofazies Sh (*horizontally bedded sand*) und Sl (*low-angle cross-bedded sand*). Sie wird von flachwinklig schräggeschichteten (< 10°) und horizontalgeschichteten Sandsteinen aufgebaut (Tafel 1 - Foto 5). Es überwiegen fein- bis mittelkörnige, teilweise auch grobkörnige, mäßig sortierte Sandsteine. Die lateral mehrere hundert m aushaltenden Bänke haben Mächtigkeiten von wenigen cm bis dm. Durch Amalgamation der Bänke liegen jedoch mehrere m mächtige Einheiten vor, die intern durch Erosionsflächen gegliedert sind. Charakteristische sedimentäre Merkmale sind Strömungsriefungen, die an den Schichtoberflächen, aber auch innerhalb der Bänke auftreten, mehrere cm große Tonintraklasten sowie untergeordnet Konvolutschichtung und Bioturbation.

Der Kontakt zu liegenden Sedimente ist in der Regel schwach erosiv ausgebildet. Die Grenzflächen sind planar bis wellig entwickelt. Am Top der einzelnen Bänke sind oft asymmetrische Strömungsrippeln (Lithofazies Sr) ausgebildet. Die feinkörnigeren Abfolgen gehen meist sukzessive in horizontallaminierte Feinsande und Silte der Lithofazies Fl über. Zudem ist die Lithofazies Sh/I oft assoziiert mit Tonen und Silten der Lithofazies Fsm/m.

Die Sandsteine der Lithofazies Sh/I treten in weiter Verbreitung innerhalb der tertiären Sedimentabfolge auf. Einen bedeutenden Anteil haben sie in der unteren Quiñoas Formation und innerhalb der Juncalito Formation. Innerhalb der Konglomerat- und Grobsand-dominierten Chacras Formation und der Potrero Grande hingegen treten sie anteilmäßig stark zurück.

INTERPRETATION: Nach Ashley (1990) und Miall (1996) bildeten sich die horizontalgeschichteten Sandsteine mit ihren Merkmalen wie Strömungsriefung, planaren Grenzflächen und eingelagerten Tonintraklasten unter den Bedingungen eines erhöhten Strömungsregimes (*upper plane bed conditions*). Nach Miall (1996) sind Strömungsgeschwindigkeiten von etwa 1 m/s bei einer Wassertiefe von 0,25 bis 0,5 m typisch. Die flachwinklig schräggeschichteten Sandsteine treten meist in enger Assoziation mit den horizontalgeschichteten Sandsteinen auf. Cotter & Graham (1991) nehmen für ihre Bildung ein unidirektionales, mittleres bis hohes Strömungsregime an. Die Strömungsrippeln am Top der Bänke bildeten sich letztlich im Zuge abnehmender Strömungsenergie (Hardie et al. 1978).

Lithofazies Sr: Rippelschräggeschichtete Sandsteine

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies Sr (*ripple cross-laminated sand*; nach Rust 1978 und Miall 1996) besteht aus rippelschräggeschichteten Feinsand- und Grobsiltsteinen, die meist eine gute Sortierung zeigen. Die Rippeln besitzen einen asymmetrischen Querschnitt. Vereinzelt sind kletternde Rippeln ausgebildet. Meist sind Sedimente der Lithofazies Sr in pelitische, überwiegend horizontallaminierte Ablagerungen eingeschaltet und überlagern diese mit erosivem Basiskontakt als deckenartige Schichten oder Linsen. Mitunter tritt die Lithofazies Sr

am Top von normal gradierten Sandsteinbänken auf. Hierbei überlagern sie meist trogförmig oder planar schräggeschichtete, dickbankige Sandsteine der Lithofazies St und Sp.

Rippelschräggeschichtete Sandsteine bilden im Untersuchungsgebiet eine quantitativ untergeordnete Komponente. Lokale Vorkommen beschränken sich auf die Quiñoas Formation und die Juncalito Formation.

INTERPRETATION: Die Lithofazies repräsentiert in flachem Wasser und unter Bedingungen des unteren Strömungsregimes gebildete Strömungsrippeln (Harms et al. 1975). Die Einschaltungen in Pelite können bei linsenförmiger Geometrie als rinnenförmige Ablagerungen in Überflutungsebenen (Rust et al. 1984), bei deckenartiger Geometrie als episodische, schichtflutartige Schüttungsereignisse (*crevasse splay*) in der Playaebene oder der Überflutungsebene (Olsen 1989) gedeutet werden. Am Top von *fining-upward*-Zyklen auftretende rippellaminierte Sand- und Siltsteine repräsentieren je nach Lithofaziesvergesellschaftung entweder Ablagerungen im oberen Bereich von Gleithängen (Allen 1964, 1970), rinneninternen Sandbänken (Cant 1978) oder von Uferdämmen (Rust et al. 1984).

Lithofazies Seod: Gut sortierte Sandsteine mit großdimensionaler Schrägschichtung

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies Seod (*eolian dune sand*; nach Bussert 1998) umfasst meist gut bis sehr gut sortierte, glimmerarme, überwiegend trogförmig, seltener auch tafelförmig schräggeschichtete Mittel- bis Feinsandsteine. Die Schrägschichtungs-Serien sind meist 0,5 bis 5 m mächtig. Jedoch bauen einzelne Sets auch keilförmige Körper mit maximalen Mächtigkeiten von bis zu 50 m auf. Die Schrägschichtungs-Sets zeigen an der Basis meist flache Einfallswinkel von etwa 5°, zum Top hin versteilen sie und erreichen Winkel von bis zu 35°. Intern gliedern sich die Sets in mm- bis cm-mächtige Wechsellagerungen von geringfügig in der Korngröße variierenden Fein- und Mittelsanden. Mitunter sind linsenförmig, mehrere cm mächtige Grobsandsteine eingeschaltet.

Die Sedimente der Lithofazies Seod überlagern häufig in Form isolierter Sedimentkörper ohne einen ausgeprägten erosiven Kontakt konglomeratische Sedimente der Lithofazies Gm und Gc. Sie sind teilweise eng assoziiert mit trogförmig und planar schräggeschichteten Sandsteinen (Lithofazies St und Sp). Da diese auch eine gute Sortierung aufweisen, ist eine Unterscheidung von der Lithofazies Seod nicht immer möglich.

Sedimente der Lithofazies Seod beschränken sich auf das Formationsglied II der Quiñoas Formation und auf die Chacras Formation. So besteht das Top der Chacras Formation im Gebiet zwischen der Salina del Fraile und des Salar de Antofalla überwiegend aus Sandsteinen der Lithofazies Seod. Hier erreichen sie Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern.

INTERPRETATION: Die steil einfallende großräumige Schrägschichtung und Korncharakteristika wie gute Sortierung und gute Rundung sind analog zu modernen äolischen Dünen (Hunter 1977). Auch stark variierende Schüttungsrichtungen und nur undeutlich angelegte Untergrenzen weisen auf eine Ablagerung als äolische Dünen hin. Das Fehlen gröberer Partikel oder von Ton-Intraklasten sowie geringe Glimmergehalte zeigen den Unterschied zu fluvial geprägten Lithofaziestypen.

Die in Wechsellagerung mit alluvialen Konglomeraten auftretenden Sandsteine der Lithofazies Seod sind folglich Dünensande, die sich auf den Fächeroberflächen ablagerten.

Lithofazies Fl: Rhythmische Wechsellagerung von Sand-, Silt- und Tonsteinen

BESCHREIBUNG: Typisch für die Lithofazies Fl (*laminated sand, silt and mud*, nach Miall 1977 und Rust 1978) ist eine rhythmische Wechsellagerung von Sanden, Silten und Tonen. Die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen variiert zwischen wenigen mm oder cm. Gelegentlich eingeschaltete Sandsteinbänke mit größeren Bankmächtigkeiten sind bei den sandigen Lithofaziestypen Sh/l, Sm, St, Sp erfasst. Desweiteren kennzeichnen die Lithofazies Fl

zahlreiche bis zu 0,1 m mächtige Gipseinschaltungen sowie Gipsknötchen und -konkretionen (Tafel 1 - Foto 6).

Intern sind die einzelnen Silt- und Tonlagen meist horizontallaminiert. Ansonsten erscheinen sie massig. Kleinräumige Rippelschrägschichtung ist nur in den mäßig sortierten, glimmerführenden Sanden und Grobsiltten ausgebildet. Deren Bänke sind meist lateral weit aushaltend. Die basalen Kontakte der Sand- und Siltlagen sind scharf und erosiv, jedoch stets flach. Zum Top hin gehen sie kontinuierlich in Feinsilt und Ton über. Weitere typische Merkmale sind Trockenrisse, Belastungsmarken, Wurzelstrukturen, Grabbauten und Kriechspuren. Mitunter sind karbonatische Konkretionen, Knötchen und Zemente ausgebildet.

Sedimente der Lithofazies FI kommen in nahezu allen känozoischen Sedimenteinheiten vor. In den grobklastisch geprägten Chacras und Potrero Grande Formationen ist ihr Anteil in der Regel unbedeutend. Die größten Vorkommen konzentrieren sich auf das Formationsglied I der Quiñoas Formation und auf den mittleren Teil der Juncalito Formation.

INTERPRETATION: Rhythmisch wechsellagernde Tone und Silte, wie sie hier beschrieben wurden, stehen für Transport und Ablagerung aus einer Suspension (Miall 1996). Typische kontinentale Ablagerungsräume sind Playa- und Überflutungsebenen. Die eingeschalteten Grobsilte und Sande sind vermutlich Ablagerungen von *crevasse splays*, bei denen sich die Grobfracht deckenartig auf der Ebene ausbreitete.

Trockenrisse und Gipseinschaltungen sowie die karbonatischen Zemente, Konkretionen und Knötchen, die als Caliche- oder Calcrete-Bildungen zu deuten sind (siehe Lithofazies P), lassen den Schluß zu, dass die Ebene regelmäßig unter semiariden bis ariden Bedingungen trockengefallen ist (u.a. Retallack 1988). Lagen mit massiver Durchwurzelung hingegen sprechen für eine Entwicklung unter humiden oder semihumiden Bedingungen (Miall 1996).

Lithofazies Fsm/m: Wechsellagerung von Silt- und Tonsteinen mit Einschaltungen von Gips

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies Fsm/m umfasst die von Miall (1977), Rust et al. (1978) und McLean & Jerzykiewicz (1978) definierten Lithofaziestypen Fsm (*siltstone, claystone*) und Fm (*massive mud, silt*). Sie zeichnet sich durch eine feinlaminierte bis dünnbankige Wechsellagerung von Siltten und Tonen aus. Hierbei erreichen die Pelit-Wechselfolgen Mächtigkeiten von mehreren 10-er m. Die Tone und Silte erscheinen intern meist massig und erreichen maximale Bankmächtigkeiten von 10 cm. Vor allem in den Sedimenten der Quiñoas Formation und der Juncalito Formation sind in die Silt-/Ton-Wechsellagerung zahlreiche cm-mächtige Gipslagen eingeschaltet. Im Gegensatz zur Lithofazies FI gibt es keine Sandbänke. Ansonsten stimmen beide Typen annähernd überein. Sedimentäre Merkmale sind ebenso Trockenrisse, kleinere Belastungsmarken, Wurzelstrukturen, Bioturbation und pedogene karbonatische Bildungen (Lithofazies P).

INTERPRETATION: Die Ablagerungsbedingungen sind vergleichbar mit denen der Sedimente der Lithofazies FI. Aufgrund geringerer Bankmächtigkeiten und fehlender sandiger Einschaltungen werden sie als distale Sedimente der Überflutungsebene oder der Playaebene interpretiert.

Lithofazies P: Pedogene Karbonate

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies P (nach Miall 1996) wird durch massige oder undeutlich horizontal geschichtete, meist pelitreiche Sedimente gebildet, in die karbonatische Konkretionen und Knötchen eingeschaltet sind. Primäre Sedimentstrukturen fehlen oder sind undeutlich entwickelt. Zwar überwiegt eine rotbraune Färbung der Sedimente, jedoch sind auch hellrote, graue und weißlich verfärbte Bereiche vorhanden. Weitere bedeutende Merkmale sind Wurzelstrukturen und Bioturbation.

INTERPRETATION: Das Auftreten von Horizonten mit reliktsch erhaltenen sedimentären Gefügen, Wurzelstrukturen und verschiedenartigen Konkretionen weist auf Bodenbildungsprozesse hin (Retallack 1988). Die karbonatischen Knollen und Filamente werden als Caliche-Bildungen

interpretiert. Ihre Bildung ist auf aufsteigende Grundwässer und deren Evaporation an der Bodenoberfläche unter semiariden bis ariden Bedingungen zurückzuführen.

Lithofazies Lca: Mikritische Kalke (Mud and Wackestones)

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies Lca besteht aus Mudstones und Wackestones (nach der Klassifikation von Dunham 1962), deren Hauptbestandteil eine mikritische Grundmasse bildet. Untergeordnet treten Bioklasten oder Ooide auf. Die mikritischen Kalke bilden hellgraue bis weiße Bänke, die durchschnittlich nur wenige cm mächtig sind. Die Grenzflächen zu liegenden und hangenden Einheiten sind plan oder wellig ausgebildet. Die Kalke alternieren mit grauen und rötlichen Peliten der Lithofazies Fsm/m. Durch Bioturbation ist die Lamination in einigen Fällen zerstört worden. Die mikritische Grundmasse ist nur vereinzelt neomorph umgewandelt. Sparite beschränken sich auf Partikelhohlräume und Reste nicht identifizierbarer Fossilien. Weitere Komponenten sind authigene Eisenoxide, Tonintraklasten und terrigene Komponenten, wobei letztere mitunter einen bedeutenden Anteil bilden und so zu mergeligen Kalksteinen und Mergeln bzw. karbonatischen Sandsteinen überleiten.

Die Vorkommen mikritischer Kalke innerhalb der tertiären Sedimentabfolge beschränken sich auf die obermiozän-pliozäne Juncalito Formation, wobei ihr Anteil gegenüber den anderen karbonatischen Lithofazies Lcab und Lcas stark zurücktritt.

INTERPRETATION: Da es bei den jungtertiären Sedimenten des Arbeitsgebietes keinerlei Hinweise auf marines Milieu gibt, handelt es sich bei den rhythmisch mit Peliten wechsellagernden dünngebankten mikritischen Kalken der Lithofazies Lca um lakustrine Bildungen. Da C_{org} -reiche Lagen anscheinend fehlen und mitunter die Lamination durch Bioturbation zerstört ist, sind oxidierende Bedingungen anzunehmen, wie sie für flachere Bereiche eines Sees typisch sind (Cohen 1989).

Lithofazies Lcab: Bioklasten-, onkoid-, peloid- und ooidführende Kalke (Packstones)

BESCHREIBUNG: Ein bedeutender Anteil der insgesamt seltenen karbonatischen Gesteine des Salar de Antofalla-Gebietes wird von onkoid-, bioklasten- und ooidführenden Packstones der Lithofazies Lcab gebildet. Sie bilden bis 1 m mächtige Horizonte, die intern eine horizontale oder wellige Lamination zeigen. Neben Molluskenresten sind inkrustierte Pflanzenreste die häufigsten fossilen Relikte. Bedeutende Komponenten der Packstones sind die bis zu 2 cm großen Onkoide. Sie sind oft unregelmäßig umrissen und besitzen eine weißgelbe bis rötliche Färbung. Ihr Kern besteht meist aus terrigenen Komponenten. In enger Assoziation mit einer basaltischen Lava treten u.a. auch Pisolithe auf, deren bis zu 2 cm großen Komponenten einen dunkelgrau-schwarzen, basaltischen Kern besitzen. Oolithische Kalke treten im Vergleich zu den Pisolithen zurück. Sie bilden lediglich wenige cm-mächtige Lagen zwischen Onkoidhorizonten oder laminierten Peliten.

Die Lithofazies Lcab tritt in enger Assoziation mit den Mud- und Wackestones der Lithofazies Lca und den Stromatolithenkalken der Lithofazies Lcas auf. Sie ist auf den stratigraphisch höheren Teil der Juncalito Formation im Gebiet um den östlich an den Salar de Antofalla anschließenden Salar de Uncal Grande beschränkt.

INTERPRETATION: Lakustrine onkoid- und bioklastenreiche Karbonate bilden sich bevorzugt oberhalb der Wellenbasis innerhalb strömungsbetonter randlicher Bereiche eines Sees (Platt & Wright 1991). Die Bildung von Onkoiden dieser Größe und Pisoiden spricht nach Peryt (1987) für eine Ablagerung in einem hypersalinaren Milieu.

Lithofazies Lcas: Stromatolithenkalke

BESCHREIBUNG: Die Lithofazies Lcas besteht aus weißen Stromatolithenkalken. Sie besitzen wellige Schichtoberflächen und erreichen Bankmächtigkeiten von bis zu 50 cm. Untergeordnet sind Bioklasten, terrigene Komponenten und Vulkanitgerölle eingelagert. Die Stromatolithenkalke treten bevorzugt als Einschaltungen innerhalb einer Abfolge von

laminierten Peliten und Gipsen auf. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf dem höheren Teil der Juncalito Formation östlich des Zentralteils des Salar de Antofalla (Salar de Uncal Grande).

INTERPRETATION: Stromatolithenkalke werden in zahlreichen lakustrinen Ablagerungsräumen gebildet. So sind Süß- und Brackwasser-Stromatolithen aus einer plio-pleistozänen Abfolge des ostafrikanischen Riftsystems (Casanova 1986) und aus der Trias Grönlands (Clemmensen 1978) beschrieben worden. Wahrscheinlicher scheint aber die Bildung der Stromatolithen der Juncalito Formation unter hypersalinaren und alkalinen Bedingungen, da die Stromatolithe überwiegend in enger Assoziation mit Gipshorizonten auftreten. Derartige Bedingungen für die Stromatolithenbildung wurde aus Ablagerungen von Playaseen aus dem Tertiär Südfrankreichs (Truc 1978), aus der eozänen Green River Formation der USA (Surdam & Wolfbauer 1975) und aus dem Kambrium Südaustraliens (White & Youngs 1980) nachgewiesen. Stromatolithlagen bilden sich hierbei bevorzugt am Beckenrand (Riding 1979; Dean & Fouch 1983), obwohl beispielsweise auch Stromatolithen-Bioherme aus tieferen Bereichen (15-50 m) des Tanganyika-Sees (Cohen & Thouin 1987) belegt wurden.

Lithofazies S: Salze (Halite und halitisch zementierte Sande)

BESCHREIBUNG: Bei der Lithofazies S werden dickbankige Halite (a) von geringmächtigen, unreinen Haliteinschaltungen (b) unterschieden.

Erstere (a) bilden im Arbeitsgebiet bis zu 30 m mächtige Einheiten mit teilweise klarem, gut kristallisiertem Halit. Intern wechsellagern diese mit dunkleren, pelitführenden Lagen. Die einzelnen Lagen sind wenige mm bis einige dm mächtig. Durch Rekristallisation wurden die primären Sedimentgefüge teilweise zerstört. Ihr Auftreten beschränkt sich auf den mittleren und oberen Teil der Juncalito Formation und auf die rezenten Salare. Zumeist sind die Sedimente der Lithofazies S eng assoziiert mit Peliten der Lithofazies Fsm/m und FI.

Ebenfalls ausschließlich auf die Juncalito Formation und die rezenten Sedimente beschränkt, treten geringmächtige, unregelmäßig ausgebildete, hell- bis dunkelgrau und rotbraun gefärbte Halit- und Gipslagen (b) auf. Sie besitzen keine oder eine undeutliche interne Schichtung. Verursacht werden die Verfärbungen durch einen erheblichen Anteil an Sand, Silt und Ton und durch Fe- und Mn-Oxide und -Hydroxide. Eng assoziiert treten Sand- und Siltsteine verschiedener Lithofaziestypen auf, die halitisch zementiert sind.

INTERPRETATION: Voraussetzungen für die Ausscheidung von Haliten und anderen Salzen unter kontinentalen Bedingungen sind neben einem ausreichenden Ionenangebot vor allem eine hohe Eindampfungsrates, die zur Überschreitung der Sättigungskonzentration und zur Ausfällung führen. Typisch sind vollaride und endorheische Bedingungen. Die Merkmale einer primären Schichtung, wie sie die dickgebankten Halite zeigen, weisen auf eine subaquatische Ablagerung in hypersalinaren Seen hin (Lowenstein & Hardie 1985, Hardie et al. 1985, Smoot & Lowenstein 1991). Mechanismen der Halitbildung sind Ausfällungsprozesse an der Grenze Luft/Wasser (Shearman 1970) und/oder Salzkristallisation am Grund des Sees (Lowenstein & Hardie 1985). Eine alternative Möglichkeit für die Bildung dieser teilweise stark mit Silt und Sand verunreinigten Salze wäre ein verdrängendes Wachstum der Halitkristalle in einem siltig-sandigen Sediment.

Die geringmächtigen Evaporitlagen hingegen repräsentieren Krusten, die unter ariden bis semiariden klimatischen Bedingungen entstanden. Ihre Bildung kann an kurzfristige Überflutungen im Zuge von Schichtflutereignissen auf einer Playaebene und anschließende Verdunstung gebunden sein (u.a. nach Smoot 1983). Als weitere Möglichkeit sind aufsteigende Kapillar- und Grundwässer zu nennen, die an der Sedimentoberfläche verdunsteten, so dass sich im Sediment ein halitischer Zement bildete (nach Mertz & Hubert 1990).

3.2 Faziesassoziationen

Innerhalb der gesamten känozoischen Abfolge werden fünf Hauptfaziesräume unterschieden. Dies sind: alluviale Fächer und Playaebenen sowie äolische, fluviatile und lakustrine Systeme. Entsprechend ihrer sedimentologischen Merkmale können sie weiter untergliedert werden, wobei jedes Subsystem einen Ablagerungsraum oder einen an einen Ablagerungsraum gebundenen Sedimentationsmechanismus repräsentiert. Diese zeichnen sich jeweils durch eine charakteristische Assoziation von Lithofaziestypen aus (Tab. 3.2).

| Faziesraum | Ablagerungsraum bzw. Sedimentationsmechanismus | Lithofazies-typen | weitere Beschreibung | Vorkommen |
|--|--|---------------------------|---|---|
| Alluvialer Fächer | <i>Debris flows</i> | Gm, (Gc, Sm) | Proximaler alluvialer Fächer | Alle Einheiten |
| | <i>High density flood flows</i> | Gc, Gh, Sm, Sh/l | Proximaler alluvialer Fächer | Alle Einheiten |
| | <i>Channelized streamflows</i> | Gt/p, St, Sp, Sh/l, (Gc) | Proximaler bis distaler alluvialer Fächer | Quiñoas Fm., Chacras Fm. |
| | <i>Sheetfloods</i> | Gh, Gc, Sh/l, Sm | Proximaler bis distaler alluvialer Fächer | Alle Einheiten |
| Playaebene | <i>Playa sandflat (distal sheetfloods)</i> | Sh/l, Sm, Sr, (Fl, P) | Übergang Playaebene/ distaler alluvialer Fächer | Alle Einheiten |
| | (Evaporitische) <i>Playa mudflat</i> | Fl, Fsm/m, S, (P, Sh/l) | zentrale Playaebene, distal zu Liefergebieten | Quiñoas Fm. - I, Juncalito Fm., Escondida Fm. |
| | <i>Salt pans</i> | S, (Fl) | zentrale Bereiche salinärer Seen auf der Playaebene | Juncalito Fm., Escondida Fm. |
| Äolischer Ablagerungsraum | | Seod | Äolische Dünen | Chacras Fm., Quiñoas Fm. - II |
| Fluviatiles System | Verzweigtes Flusssystem | Sp, St, Gh, Gt/p | Fächergebundenes Flusssystem | Potrero Grande Fm. |
| | Gleithang-sedimente | St, (Sp) | Mäandrierendes Flusssystem | Quiñoas Fm. - II |
| | Überflutungsebene | St, Sr, Fl, Fsm/m, P | Mäandrierendes Flusssystem | Quiñoas Fm. - II |
| Lakustrin-karbonatischer Ablagerungsraum | | Lcas, Lcab, Lca, (Sr, Fl) | Flacher (permanenter) See | Juncalito Fm. |

Tab. 3.2 Übersicht über die wichtigsten Faziesvergesellschaftungen, ihre Eigenschaften, ihre Interpretation und ihre Vorkommen. Die Unterteilung basiert auf Hartley et al. (1992) und wurde an die känozoische Sedimentabfolge des Salar de Antofalla-Gebietes angepasst, in dem fluviatile und lakustrine Sedimente mitberücksichtigt wurden. Auf eine Übersetzung der Begriffe wurde wegen Variationen in der Begriffsdefinition teilweise verzichtet.

3.2.1 Alluviale Fächer

Ein bedeutender Teil der känozoischen Sedimente besteht aus Ablagerungen alluvialer Fächer. Insgesamt lassen sich vier Faziesassoziationen voneinander abgrenzen, die aus unterschiedlichen Sedimentationsprozessen resultieren: *debris flow*-Ablagerungen, *high-density flood*-Ablagerungen, *channelized streamflow*-Ablagerungen und *sheetflood*-Ablagerungen.

Geröllmassen alluvialer Schwemmfächer sind mit dem Liefergebiet auf kurze Distanz verbunden und benötigen für ihre Ausbreitung ein entsprechend hohes Relief. Ihre Schüttungen klingen lateral sowie vertikal rasch ab. Je nach Sedimentfracht und Wasserangebot treten

grobkörnige *debris flow*- oder *high-density flood*-Ablagerungen auf. Mit Entfernung vom Liefergebiet nimmt der Grobanteil ab. Meist gehen die proximalen Alluvialsedimente lateral in sandige bis feinkonglomeratische *sheetflood*-Ablagerungen oder bei längerfristigem Wasserangebot in *channelized streamflow*-Ablagerungen über, die die distalen Produkte eines Fächersystems repräsentieren.

Debris flows

Klassische *debris flow*-Ablagerungen (Johnson 1970) bestehen ausschließlich aus den matrixgestützten, ungeschichteten Konglomeraten der Lithofazies Gm. Die schlechte Sortierung und Zurundung der Komponenten sowie fehlende interne Schichtung, fehlende Imbrikation und nicht erosive Basalkontakte sprechen eher für einen Massenselbsttransport als für einen turbulenten Transport als Bodenfracht (Johnson 1970; Enos 1977).

Die Ablagerungen der *debris flows* treten mitunter eng assoziiert mit massigen, korngestützten Konglomeraten der Lithofazies Gc (Ablagerungen von *high-density flood flows*) auf. Zusammen bilden sie proximale Sedimente des alluvialen Fächers. Lediglich geringe Schwankungen des Sediment- und Wasseranteils entscheiden über den Transportmechanismus und somit über die Gefügeeigenschaften infolge der Fraktionierungsprozesse.

High-density flood flows

Ablagerungen aus *high-density flood flows* zeichnen sich durch massige, mäßig sortierte, generell korngestützte Konglomerate (Lithofaziestyp Gc) aus. Sie wechsellagern mit mäßig bis schlecht sortierten massigen, horizontal- oder schräggeschichteten Sandsteinen (Lithofazies Sm, Sh/l, St und Sp). Eine Besonderheit der Konglomerate des Lithofaziestyps Gc ist, dass sie meist lateral weit aushaltende Bänke bilden. Rinnenkörper sind selten ausgebildet und wenn, dann mit einem hohen Breiten-Höhen-Verhältnis ($> 15:1$). Die Bankmächtigkeiten liegen zwischen 0,1 m und 1,5 m. Die Sandsteine kappen erosiv die liegenden Einheiten. Auch sie bilden überwiegend lateral weit aushaltende Bänke mit Mächtigkeiten von bis zu einem m.

High-density flood flows (Smith 1987) bilden den Übergang von *channelized streamflows* zu *debris flows* (Smith 1987; Flint & Turner 1988). Es sind hyperkonzentrierte Strömungen mit einem hohen Sediment/Wasser-Anteil. Im Vergleich zu *debris flows* ist der Wasseranteil jedoch höher, so dass es zu einer Korngrößenfraktionierung und zur Orientierung der Komponenten kommt. Eingeschaltete massige Sandsteine (Lithofazies Sm) werden als feinkörnige Äquivalente solcher hyperkonzentrierten Strömungen gedeutet (Mack & Leeder 1999). Ablagerungen aus *high-density flood flows* sind charakteristisch für einen kurzzeitigen Sedimenteintrag in semiariden Schwemmfächern (Ballance 1984; Flint & Turner 1988).

Channelized streamflows

Ablagerungen von *channelized streamflows* leiten mit ihren Gefügeeigenschaften zu Sedimenten verzweigter Flusssysteme über. Sie sind geprägt durch rinnenförmig auftretende, trog- und planar schräggeschichtete Konglomerate (Lithofazies Gt/p), die lateral und vertikal in konglomeratische Sande der Lithofazies Sp und St übergehen. Gelegentlich fehlen Schrägschichtungsgefüge. Rinnenfüllungen bestehen aus massigen, korngestützten Konglomeraten der Lithofazies Gc (Tafel 2 - Foto 8). Die Rinnenkörper besitzen eine laterale Ausdehnung von wenigen Metern bis zu etwa 40 m bei einer Mächtigkeit von maximal 3 m.

Die schräggeschichteten Konglomerate und konglomeratischen Sandsteine wechsellagern mit horizontal- und flach schräggeschichteten Sandsteinen der Lithofazies Sh/l. Ihre Bänke erreichen Mächtigkeiten von durchschnittlich 0,6 m. Zum Top hin gehen einige der Sandlagen in rippelschräggeschichtete Feinsande (Lithofazies Sr) und in horizontalgeschichtete Silte und Tone mit Gips/Anhydrit-Einschaltungen (Lithofazies Fl) über. Ihre Gefügeeigenschaften belegen eine rasche Ablagerung während kurzfristiger Überflutungsereignisse, wie sie für *sheetfloods* typisch sind (Tunbridge 1981). Trockenrisse weisen dabei auf ein zeitweiliges Trockenfallen der Ebene hin.

Die Faziesassoziation der *channelized streamflows* unterscheidet sich von der fluviatilen Assoziation durch das gemeinsame Auftreten mit Sedimenten, die aus Massentransporten resultieren. Sie belegen den direkten Zusammenhang zum alluvialen Fächersystem.

Sheetfloods

Proximale Ablagerungen von Schichtfluten bestehen aus korngestützten Konglomeraten, die in lateral weit aushaltenden Bänken auftreten (Lithofazies Gh) und mit mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen (Lithofazies Sh/l, Sp und St) wechsellagern. Letztere gehen zum Top hin in fein- bis mittelkörnige, strömungsgerippte Sandsteine der Lithofazies Sr und in laminierte Pelite der Lithofazies Fl über.

Die Konglomerate werden als Ablagerungen von Schichtströmen (*sheetflows*) angesehen, bei denen die Gerölle überwiegend als Bodenfracht transportiert wurden. Die Horizontalschichtung der Sandsteine lässt auf ein oberes Strömungsregime, die planare und trogförmige Schrägschichtung auf nachlassende Strömungsbedingungen während eines Überflutungsereignisses schließen. Dies und die laterale Ausdehnung sowie das gelegentliche Auftreten von rinnenförmigen Sandsteinkörpern belegen eine Sedimentation von hochenergetischen Schichtfluten (McKee et al. 1967; Tunbridge 1981). Pelitische Zwischenlagen repräsentieren ein niedrigerenergetisches Stadium bedingt durch abnehmende Strömungen oder kleinere Überflutungsereignisse (Hardie et al. 1978). Trockenrisse spiegeln hierbei den episodischen Charakter der Schichtfluten wider.

3.2.2 Playaebene

Playa sandflat (Distal sheetfloods)

Kennzeichnend sind fein- bis grobkörnige Sandsteine der Lithofazies Sh/l und Sr, die in isolierten, lateral mehrere hundert Metern aushaltenden Bänken auftreten. Die Sande bauen bankintern kleinere *fining-upward*-Zyklen auf, wobei die horizontal- bis flach schräggeschichteten Sande der Lithofazies Sh/l in die meist feinkörnigeren, rippelschräggeschichteten Sande der Lithofazies Sr übergehen. Assoziiert mit den strukturierten Sandsteinen kommen massige, schlecht sortierte Sandsteine der Lithofazies Sm vor. Auch sie bilden lateral weit aushaltende Bänke, die sich scharf von den Sedimenten im Liegenden und Hangenden abgrenzen. Die Sande wechsellagern mit Tonen, Silten, Feinsanden und Gipsen der Lithofaziestypen Fl und Fsm/m. Häufig treten diese pelitdominierten Serien mit Bodenbildungen (Lithofazies P) assoziiert auf.

Die Sandsteine der Lithofazies Sh/l und Sm deuten mit ihren sedimentären Merkmalen auf eine Ablagerung eines hohen Strömungsregimes, wie es für kurzzeitige Überflutungsereignisse typisch ist. Aufgrund der engen Assoziation mit *playa mudflat*-Sedimenten werden die Sandsteine als Produkte distaler Schichtfluten innerhalb einer *playa sandflat* gedeutet.

(Evaporitische) Playa mudflat

Dünnbankig bis feinlaminiert wechsellagernde Ton- und Siltsteine mit zahlreichen, wenige cm mächtigen Gips/Anhydrit-Lagen und -Knollen (Lithofazies Fl und Fsm/m) sind die typischen Ablagerungen der *playa mudflat*. Die Feinlamination weist auf eine Ablagerung aus einem stehenden Wasserkörper hin. Trockenrisse und Gips/Anhydrit-Zwischenlagen belegen die Eindampfung dieses Wasserkörpers und das Trockenfallen weiter Bereiche. Weitere typische Sedimente sind pedogene Bildungen (Lithofazies P), Salze (Lithofazies S) und rippelschräggeschichtete Feinsandsteine (Lithofazies Sr), wobei sich letztere in kleineren, permanenten Seen innerhalb der Playaebene bildeten. Die Vorkommen pedogener Bildungen und von Halithorizonten variieren lokal und zeitlich sehr stark. So sind erstere typische Erscheinungen für die Quiñoas Formation, während Haliteinschlüsse innerhalb der Juncalito- und der Escondida-Sedimentabfolge anzutreffen sind.

Saltpan (Salzseen)

Den überwiegenden Anteil der Sedimente dieser Faziesassoziation bilden dickgebankte Salze der Lithofazies S. Fehlende grobklastische Einschaltungen belegen, dass sie weitgehend Bildungen salinärer Seen darstellen. Meist werden die Salze durch feinklastische Sedimente (Lithofazies Fl und Fsm/m) einer distalen Playaebene überlagert. Daher wird angenommen, dass sich die Salzseen ebenfalls in distaler Position zum Liefergebiet befunden haben. Hingegen wird die Salzebene des rezenten Salar de Antofalla teilweise unmittelbar von grobklastischen alluvialen Fächern oder Hochgebieten begrenzt.

Die dickgebankten Salze (Lithofazies S) gehen sukzessive zum Seerand in die Sedimente der evaporitischen *playa mudflat*-Fazies über. Hierbei repräsentieren halitisch zementierte Sand- und Siltsteine den Übergangsbereich (vgl. auch Vandervoort 1997). Eine karbonatische Beckenrandfazies konnte nicht nachgewiesen werden.

3.2.3 Äolischer Ablagerungsraum

Äolische Bildungen setzen sich fast ausschließlich aus großräumig schräggeschichteten, gut sortierten Sandsteinen der Lithofazies Seod zusammen. Eingeschaltet sind massige bis horizontalgeschichtete Sandsteine mit einer ebenfalls guten Sortierung (ebenfalls Lithofazies Seod), die aus Rutschungen innerhalb der Dünenkomplexe resultieren. Ansonsten umfasst die äolische Faziesassoziation keine weiteren Lithofaziestypen. Fluvial aufgearbeitete äolische Sande, wie sie häufig für semiaride bis aride Gebiete beschrieben werden (u.a. Hartley et al. 1992) konnten nicht sicher nachgewiesen werden.

Meist handelt es sich um kleinere Dünenkomplexe, die in die alluviale Fächer- oder die fluviale Abfolge eingeschaltet sind. Nur selten besitzen die äolischen Sedimentfolgen eine Mächtigkeit von bis zu 150 m bei einer lateralen Erstreckung über mehrere km.

3.2.4 Fluviale Systeme

Neben alluvialen Fächern und Playaebenen bilden fluviale Systeme die bedeutendsten Faziesräume während der tertiären Sedimententwicklung der südlichen Puna. Ihre Sedimente zeigen ein weites Spektrum an lithologischen und sedimentologischen Eigenschaften. Drei Ablagerungsräume werden unterschieden: verzweigte Flusssysteme sowie Gleithänge und Überflutungsebenen mäandrierender Systeme. Diese Unterteilung lässt sich nicht in allen Aufschlüssen nachvollziehen.

Verzweigte Flusssysteme

Die Sedimente verzweigter Flusssysteme zeigen ein vielfältiges Erscheinungsbild. Entsprechend ihrer Korngröße werden im Arbeitsgebiet sandige und konglomeratische Systeme unterschieden, wobei auch Übergangsformen vorkommen.

Konglomeratische Sedimente verzweigter Flusssysteme werden durch schräggeschichtete, Konglomerate der Lithofazies Gt/p und horizontalgeschichtete Konglomerate der Lithofazies Gh aufgebaut. Ihnen gemein ist ihr korn- oder geröllgestütztes Gefüge und ihre gute bis mäßige Sortierung. Die Komponenten sind durch den Transport als Bodenfracht meist gut bis mäßig zugerundet. Zwischengeschaltet sind rinnenförmige Sande mit trogförmiger und planarer Schrägschichtung (Lithofazies Sp und St).

Die Konglomerate und konglomeratischen Sandsteine repräsentieren Sedimente flacher Kiesdünen und -barren, die aus einem Netzwerk verschiedener meist flacher Rinnen mit geringer Sinuosität resultieren. Die zwischengeschalteten Sande resultieren aus Perioden geringerer Transportenergie, wobei es sich meist um subaquatische 2-D-Dünenkomplexe (Sandbarren) handelt (Miall 1996).

Sanddominierte verzweigte Flusssysteme zeigen teilweise vergleichbare sedimentäre Merkmale wie konglomeratische Systeme. Sie setzen sich überwiegend aus planar

schräggeschichteten Sandsteinen bzw. konglomeratischen Sandsteinen der Lithofazies Sp zusammen. Sie gehen innerhalb undeutlicher *fining-upward*-Zyklen in rippelschräggeschichtete Sandsteine der Lithofazies Sr über. Planar schräggeschichtete Sande lagern sich zusammen mit den rippelschräggeschichteten während Hochwasserständen als großdimensionale, flache Sandbarren in flachen Rinnen mit geringer Sinuosität ab (Miall 1996). Untergeordnet treten auch trogförmig schräggeschichtete Sandsteine (Lithofazies St) auf, die kleinere, tiefere Rinnen ausfüllen.

Verzweigte Flusssysteme mit Rinnen mit geringer Sinuosität ($P < 1,5$, nach Rust 1978) sind auf Gebiete mit stärkerer Hangneigung beschränkt (Schumm & Khan 1972). Häufig entwickeln sie sich als direkte Bestandteile alluvialer Fächersysteme (Miall & Gibling 1978) oder sind diesen vorgelagert.

Mäandrierende Flusssysteme - Gleithang

Gleithangsedimente zeichnen sich durch die laterale Akkretion von trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen der Lithofazies St und untergeordnet auch Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen der Lithofazies Gt/p aus. Sie wurden sowohl in groß- (mehrere hundert m Breite) als auch in kleinräumigen (wenige dm bis m Breite) Rinnensystemen abgelagert. Die einzelnen Foresets, die selten auch planar ausgebildet sind, zeigen intern meist *fining-upward*-Zyklen. Eine komplette Rinneneinheit wird durch häufig rippelschräggeschichtete Sandsteine der Lithofazies Sr abgeschlossen.

Die Gleithangsedimente treten meist in enger Assoziation mit pelitbetonten Sedimenten einer Überflutungsebene auf. Daher werden sie als Rinnenfüllungen mäandrierender Flusssysteme gedeutet, die im Vergleich zu verzweigten Flusssystemen aufgrund geringerer Hangneigungen eine größere Sinuosität besitzen ($P > 1,5$, nach Rust 1978).

Mäandrierende Flusssysteme - Überflutungsebene

Sedimente der Überflutungsebene zeichnen sich durch feinklastische Ablagerungen der Lithofazies Fsm/m und Fl aus, in die meist sandige *crevasse splay*-Ablagerungen eingeschaltet sind. Letztere bilden geringmächtige deckenartige Horizonte, die sich unter den Bedingungen eines mittleren bis unteren Strömungsregimes ablagerten. Es dominieren trogförmig schräggeschichtete (Lithofazies St) und rippelschräggeschichtete Sandsteine (Lithofazies Sr). Die Pelite resultieren aus der Ausfällung aus einer Suspension. Sie sind häufig assoziiert mit Bodenbildungen (Lithofazies P) und Trockenrissen, die ein zeitweiliges Trockenfallen belegen.

Der Nachweis von Sedimenten einer Überflutungsebene ist nicht immer eindeutig. Ihre Bildungen ähneln denen der Playaebene. Lediglich die enge Assoziation mit Gleithangsedimenten lässt den Schluss zu, dass sich die vorliegenden Ablagerungen auf einer Überflutungsebene bildeten.

3.2.5 Lakustrin-karbonatischer Ablagerungsraum

Die lakustrinen Karbonate setzen sich aus Sedimente der Lithofaziestypen Lca, Lcab und Lcas zusammen, die mit dünngebankten Tonen, Silten und Gipsen der Lithofazies Fsm/m alternieren. Die Wechsellagerung ist teils rhythmisch und feinlaminiert, wobei die primäre Lamination häufig durch Bioturbation verwischt wurde. In anderen Fällen sind lakustrine Karbonate lediglich vereinzelt in die Pelitfolge eingeschaltet.

Die Bildungsräume der Stromatolithenkalke (Lcas) und der onkoid- und bioklastenreichen Kalke (Lcab) waren strömungsdominierte, flache Bereiche eines Sees (Platt & Wright 1991). Fehlende C_{org} -Lagen und Bioturbation lassen den Schluss zu, dass die Sedimentation in flacheren Bereichen unter oxidierenden Bedingungen stattfand (Cohen 1989). Die enge Assoziation mit Evaporiten wie Gips spricht dafür, dass sich die Karbonate unter hypersalinaren Bedingungen entwickelten. Sowohl Stromatolithen- als auch Onkoidbildung aus derartigen Bereichen beschrieben Surdam & Wolfbauer (1975), Truc (1978) und White & Youngs (1980). Wahrscheinlich handelte es sich um permanente Seen, da in der lakustrinen Abfolge beispielsweise keine Trockenrisse nachgewiesen wurden.

3.3 Laterale und vertikale Faziesentwicklung

Die känozoische Abfolge im Gebiet des Salar de Antofalla besteht aus ausschließlich kontinentalen Sedimenten, die eine kumulative Mächtigkeit von 4 500 m erreichen. Sie lässt sich in fünf Formationen gliedern, die häufig durch lokal oder regional bedeutende Winkeldiskordanzen voneinander abgegrenzt werden. Auf eine Winkeldiskordanz folgen meist grobkörnige, alluviale Fächersedimente. Sie werden durch sandige bis feinkonglomeratische fächergebundene Flussablagerungen oder pelitische bis sandige Playa-Sedimente überlagert. Lokal treten äolische und lakustrine Bildungen hinzu. Die Variabilität der kontinentalen Faziesräume, die durch rasche laterale Wechsel der Lithofazies zum Ausdruck kommt, wird hier im folgenden beschrieben. Die Interpretation von Ablagerungsmilieu bzw. Sedimentationsprozess ist im einzelnen in den Profilen im Anhang 2 aufgeführt.

3.3.1 Quiñoas Formation

Die Quiñoas Formation wurde im Salar de Antofalla-Gebiet in insgesamt 10 Profilen (Profile G, H/I, L, Q, R, S, T, U, X, Y) untersucht, wobei nur in den Profilen G + H/I, R und S ihre Gesamtmächtigkeit ermittelt werden konnte. Die Lage der einzelnen Profilmunkte ist in Abbildung 3.1 dargestellt.

Die **Basis der Quiñoas Formation** zeigt in den Profilen G, H/I, R, S und L (Abb. 3.1) eine große Variabilität in ihrer lateralen faziellen Ausbildung. So besteht unmittelbar westlich der heutigen Sierra Calalaste der basale Teil der Quiñoas Formation aus überwiegend grobklastischen Fächersedimenten, die in den Profilen G und H/I eine Mächtigkeit von etwa 300 m erreichen (Abb. 3.2). Sie repräsentieren Ablagerungen aus dem Übergangsbereich vom proximalen zum distalen Fächer. Es dominieren *streamflow*- und *sheetflood*-Ablagerungen und nur selten kommen *debris flow*- und *high-density flood flow*-Sedimente vor. Im dem etwa 15 km westlich des Basementblocks der Sierra de Calalaste gelegenen Profil R treten konglomeratische Bildungen zurück. Hier bilden sandige Sedimente distaler *sheetfloods*, in die gelegentlich grobklastische *streamflow*- und *sheetflood*-Ablagerungen eingeschaltet sind, die Basis der Quiñoas Formation. Es sind Sedimente des Übergangsbereiches distaler Fächer zur Playaebene. Ihre Mächtigkeit beträgt hier lediglich ca. 100 m. Aus dieser Anordnung von proximaler zu distaler Alluvialfazies wird geschlossen, dass ein Vorläufer der Sierra de Calalaste, die Prä-Sierra de Calalaste, bereits zu Beginn der Sedimentation der Quiñoas Formation (Obereozän) Hochgebiet war.

Im Gegensatz zu der von alluvialen Fächer geprägten Sedimentation westlich der Sierra de Calalaste überlagern östlich hiervon meist sandige bis pelitische Sedimente einer *playa mud and sandflat* winkeldiskordant die permokarbone Abfolge (Profil S, Abb. 3.2). Nur gelegentlich sind konglomeratische *sheetflood*- oder *channelized streamflow*-Ablagerungen in die Quiñoas Formation eingeschaltet. Paläotransportrichtungen und Kornartenanalyse (vgl. Kap. 4) belegen einen Transport aus der Prä-Sierra de Calalaste. Da auf der Westseite der Prä-Sierra de Calalaste große Sedimentmassen in ausgedehnten alluvialen Fächern bereitgestellt wurden, die auf der Ostseite in etwa gleicher Entfernung zum Liefergebiet ausblieben, liegt die Vermutung nahe, dass das Hoch asymmetrisch aus dem Becken herausragte. Dessen Ostflanke besaß nur eine geringe Reliefenergie, so dass nur unbedeutende Sand- und Feinkonglomerat-Schüttungen den östlichen Sedimentationsraum erreichten (Abb. 4.6).

Auch Voss (2000) beschreibt eine konglomeratische Quiñoas-Basis etwa 5 km nördlich der Vega Quiñoas (Aufschluss RV1, Abb. 3.1). Die hier aufgeschlossene mehrere 100 m mächtige Abfolge besteht sowohl aus korngestützten, rinnenförmigen *streamflow*-Konglomeraten (Lithofazies Gc, Gh, Gt/p) als auch untergeordnet aus matrixgestützten *debris flow*-Konglomeraten (Lithofazies Gm). Ihre Ablagerung erfolgte im proximalen Bereich eines alluvialen Fächer. In der weiter westlich anschließenden Salina del Fraile erreicht die konglomeratführende Basis der Quiñoas Formation nur noch eine Mächtigkeit von wenigen m (Abb. 2.5, Anhang 2 - S1). Im Gegensatz zu den östlich gelegenen Profilen nimmt die Geröllgröße stark ab, so dass hier horizontalgeschichtete Grobsandsteine und Feinkonglomerate der Lithofazies Sh/I überwiegen. Sie lagerten sich als distale

sheetflood-Ablagerungen im Randbereich einer *playa sandflat* ab und bilden so ein Äquivalent der Fächerkonglomerate des Aufschlusses RV1. Aus dieser Anordnung der Faziesmuster kann vermutet werden, dass das Liefergebiet dieser Sedimente im Osten, im Bereich des heutigen Salar de Antofalla gelegen hat (vgl. Kap. 4).

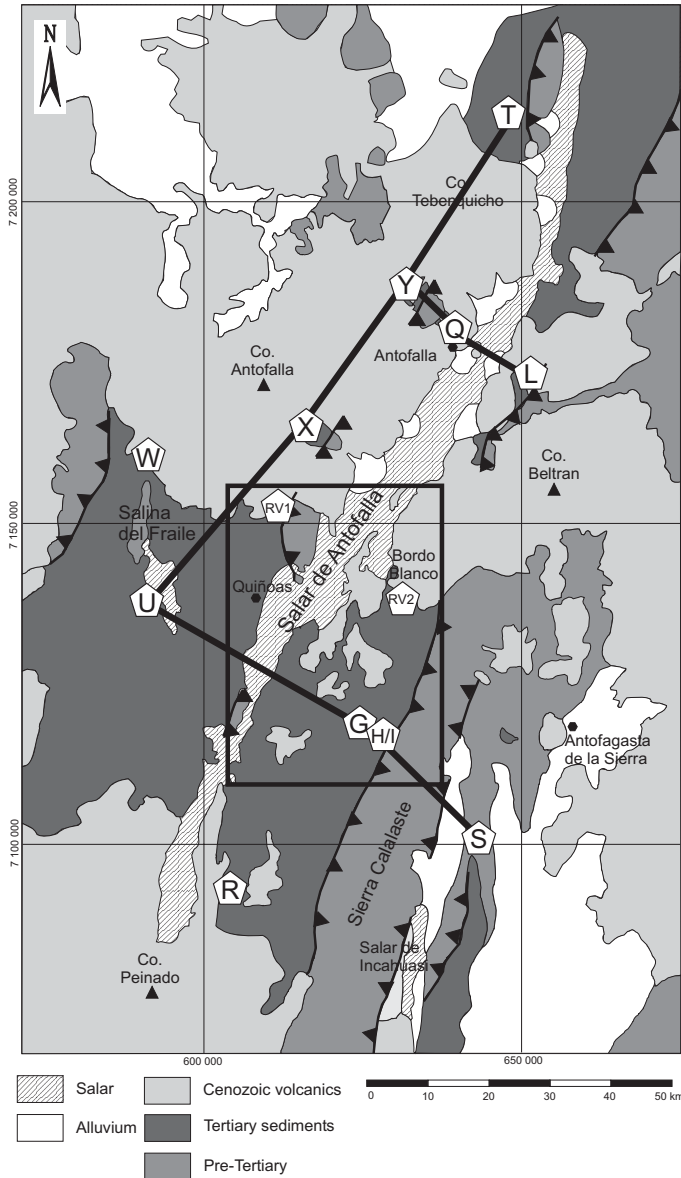


Abb. 3.1 Vereinfachte geologische Karte des Arbeitsgebietes. Die Punkte geben die Lage der Profile wieder, in denen die Lithologie und Sedimentologie der Quiñoas, Chacras und Potrero Grande Formationen aufgenommen wurden. In den Abbildungen 3.2 (U-G-H/I-S), 3.3 (Y-Q-L) und 3.4 (U-X-Y-T) sind die Profile nebeneinander gestellt worden, um Fazieswechsel, Schwankungen der Mächtigkeit und weitere laterale Veränderungen darzustellen. Die Charakteristika und Faziesinterpretation der Profile R und W sind in Anhang 2 aufgeführt. Die Lokalitäten RV1 und RV2 wurden von Voss (2000) bearbeitet. Der Rahmen gibt die Lage der Abbildung 3.5 wieder.

Die meist grobklastischen Sedimente der basalen Quiñoas Formation gehen zum Hangenden in sandige bis pelitische Ablagerungen über. Im Profil H/I ist dieser Übergang deutlich ausgebildet. Zunächst überwiegen Konglomerate und Grobsandsteine eines alluvialen Fächers (Übergangsbereich proximal/distal), die eine Mächtigkeit von bis zu 300 m erreichen. Es folgen etwa 300 m sanddominierte Einheiten, die sich innerhalb einer *playa sandflat* abgelagerten. Nur gelegentlich sind *sheetflood*- und *streamflow*-Konglomerate eingeschaltet, die dann meist Rinnen mit einem hohen Breiten-Höhen-Verhältnis aufbauen. Weiter zum Hangenden nimmt der Grobanteil ab. Letztlich überwiegen pelitische Ablagerungen, die auf einer distalen Playaebene sedimentierten. Sie erreichen eine Mächtigkeit von etwa 250 m.

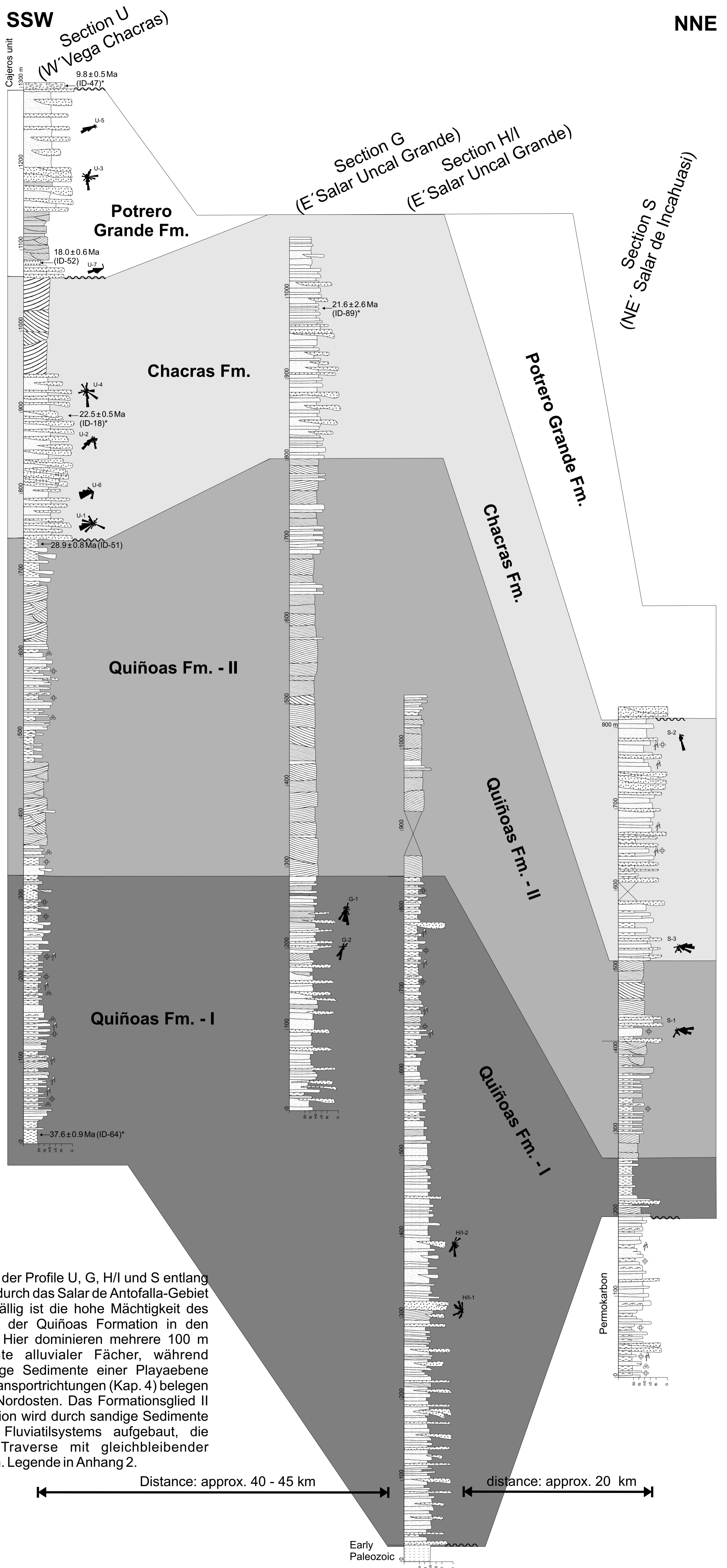


Abb. 3.2 Korrelation der Profile U, G, H/I und S entlang einer E-W-Traverse durch das Salar de Antofalla-Gebiet (vgl. Abb. 3.1). Auffällig ist die hohe Mächtigkeit des Formationsgliedes I der Quiñoas Formation in den Profilen G und H/I. Hier dominieren mehrere 100 m mächtige Sedimente alluvialer Fächer, während ansonsten feinkörnige Sedimente einer Playaebene überwiegen. Paläotransportrichtungen (Kap. 4) belegen ein Liefergebiet im Nordosten. Das Formationsglied II der Quiñoas Formation wird durch sandige Sedimente eines verzweigten Fluvialsystems aufgebaut, die entlang der E-W-Traverse mit gleichbleibender Mächtigkeit auftreten. Legende in Anhang 2.

Die *playa mudflat*-Sedimente am Top des Formationsglied I der Quiñoas Formation sind in fast allen Profilen vertreten. Sie bilden meist Einheiten mit Mächtigkeiten von mehreren hundert m. Lediglich im Profil S (NE´ Salar de Incahuasi) und Profil G (W´ Sierra de Calalaste) sind die Pelite geringmächtiger ausgebildet (Abb. 3.2), wobei sich bei letzterem fluviatile Sedimente der Quiñoas Formation - II tief in die liegenden Abfolgen einschneiden. Generell sind die Playasedimente eng assoziiert mit horizontalgeschichteten Sandsteinen der Lithofazies Sh/I, die als distale *sheetfloods* in das Becken transportiert wurden und den unmittelbaren Einfluss eines alluvialen Fächersystems dokumentieren. Ein solches wird zudem durch einige eingeschaltete konglomeratische Lagen alluvialen Ursprungs (*sheetfloods*, *channelized streamflows*) dokumentiert, die von der Prä-Sierra de Calalaste (vgl. Kap. 4) in das Becken geschüttet wurden.

Auch das Profil L (Abb. 3.3) belegt, dass die Prä-Sierra de Calalaste zur Zeit der Ablagerung des Formationsglied I der Quiñoas Formation Abtragungsgebiet war. Diese Lokalität am unmittelbaren Ostrand des heutigen Salar de Antofalla zeigt die diskordante Überlagerung einer permokarbonen Sedimentabfolge durch mittel- bis dickgebankte, meist trogförmig schräggeschichtete Sandsteine der Quiñoas Formation - II. Belegt ist deren Alter mittels einer radiometrischen Datierung einer eingeschalteten Tufflage ($32,6 \pm 0,6$ Ma [ID-90]). Das Formationsglied I der Quiñoas Formation fehlt vollständig. Dennoch ragte vermutlich das Hochgebiet an dieser Lokalität nicht sonderlich aus dem Ablagerungsraum heraus, da im Umfeld keine bedeutenden Sedimentmassen abgelagert wurden. So setzt sich Quiñoas Formation - I im benachbarten Profil Q (W´ Antofalla) aus mehreren 100 m Peliten einer *playa mudflat* zusammen. Größere Komponenten fehlen vollständig (Abb. 3.3). Hieraus kann geschlossen werden, dass stellenweise während der Sedimentation der Quiñoas Formation - I zunächst ein präexistentes Paläorelief aufgefüllt wurde.

Ansonsten war die sedimentäre Entwicklung im Salar de Antofalla-Gebiet einheitlich. Mit Ausnahme der Umgebung der Sierra de Calalaste erstreckte sich eine weite Playaebene, aus der keine weiteren ausgeprägten Hochgebiete herausragten. Eingeschaltete Gipslagen, Trockenrisse und Caliche-Bildungen begründen ein episodisches Trockenfallen unter ariden bis semiariden Bedingungen. Häufige Wurzelhorizonte und Bioturbation zeigen, dass die Sedimentoberfläche zumindest zeitweise belebt war und episodisch Feuchtphasen auftraten. Diese werden auch durch kleinere fluviatile Rinnen belegt, die in einigen Lokalitäten (Profil U, Profil S) bereits in der Quiñoas Formation - I auftreten.

Der Wechsel vom Formationsglied I zum **Formationsglied II der Quiñoas Formation** ist in der Regel abrupt. Auf pelitische Playa-Ablagerungen folgen in zahlreichen Lokalitäten sandige Flussablagerungen (Abb. 3.2, 3.3, 3.4). Nur in den Profilen Q, X und Y überlagern die Chacras Formation bzw. die Potrero Grande Formation diskordant das Formationsglied I der Quiñoas Formation. Die Sedimente des Formationsglied II fehlen aufgrund von Hebung und Erosion während Oberoligozän und Miozän (vgl. Kap. 6). Hingegen lagerten sich im südöstlichen Bereich des Salar de Antofalla-Gebietes (Profil R) keine fluviatile Sedimente ab. Hier überlagert die Potrero Grande Formation konkordant das Formationsglied I der Quiñoas Formation. Eine oberoligozäne bis miozäne Hebung und Erosion hatte keinen Einfluss, so dass die ursprüngliche Abfolge weitgehend erhalten ist.

Ansonsten überwiegen Bildungen von subaquatischen, transversalen Sanddünen und -barren. Diese sedimentierten in ausgedehnten Systemen verzweigter Flüsse, die in die Playaebene propagierten. Westlich der Sierra de Calalaste (Profil G) erreichen die fluviatilen Sedimente Mächtigkeiten bis zu 500 m. Im Nordteil (Profil T) besitzen diese Sedimente noch eine Mächtigkeit von ca. 150 m. In einigen Lokalitäten (Profile L, S, U) treten außerdem Gleithangsedimente eng assoziiert mit pelitischen Sedimenten einer Überflutungsebene auf. Sie wurden in mäandrierenden Flusssystemen mit höherer Sinuosität abgelagert und belegen für das Oberoligozän ein ausgeglichenes Relief.

Ursachen für den drastischen Wechsel von Playabedingungen zum fluviatilen Milieu könnten Änderungen der klimatischen Situation gewesen sein. Da sich keine Indizien für eine reliefbildende Tektonik nachweisen lassen, ist der verstärkte Sedimenteintrag auf ein höheres Wasserangebot im Ablagerungssystem zurückzuführen. Vermutlich stellten sich zu Beginn der

Sedimentation des Formationsgliedes II der Quiñoas Formation humide bis semihumide Bedingungen ein, die die ariden Bedingungen unterbrachen.

In die fluviatilen Sedimentfolgen sind mehrere 10-er m mächtige pelitisch-feinsandige Einheiten eingeschaltet (Profile U, S, G), bei denen es sich um distale *sheetflood*- und *playa mudflat*-Ablagerungen einer Playaebene handelt. Grobklastische Schüttungen größeren Umfangs fehlen weitgehend. Lediglich das Profil G zeigt grobsandige Ablagerungen aus dem Übergangsbereich *playa sandflat*/distaler Fächer. Sie sind die einzigen Indizien für den Fortbestand eines lokalen Hochgebietes im Bereich der Sierra de Calalaste während der Sedimentation der Quiñoas Formation - II.

Tafel 2

Fotos der wichtigsten Sedimentassoziationen der obereozänen bis oberoligozänen Quiñoas Formation.

Foto 1 Dünngebankte bis feinlaminierte Silte und Sande mit geringmächtigen Gipseinschaltungen (Lithofazies Fl, Fsm/m). Als typische Ablagerungen der distalen Playaebene (*playa mudflat*) bilden sie einen bedeutenden Anteil des Formationsgliedes I der Quiñoas Formation. Profil S (NE' Salar de Incahuasi).

Foto 2 Mittel- bis dickgebankte Sandsteine der Lithofazies Sm und Sh/I, die mit sandigen Silten und Tonen (Lithofazies Fl, Fsm/m und Fr) wechsellagern. Sie sedimentierten während des oberen Eozäns und unteren Oligozäns als distale *sheetflood*-Bildungen auf einer ausgedehnten Playaebene. Quiñoas Formation - I, Profil U (Vega Chacras).

Foto 3 Trockenrisshorizont innerhalb einer *playa mud and sandflat*-Abfolge aus dem mittleren Teil der Quiñoas Formation - I. Ihr regelmäßiges Auftreten belegt das episodische Trockenfallen der Playaebene. Profil U (Vega Chacras).

Foto 4 Weidespuren auf der Schichtoberfläche eines horizontalgeschichteten Sandsteines (Lithofazies Sh/I - distale *sheetflood*). Quiñoas Formation - I, Profil U (Vega Chacras).

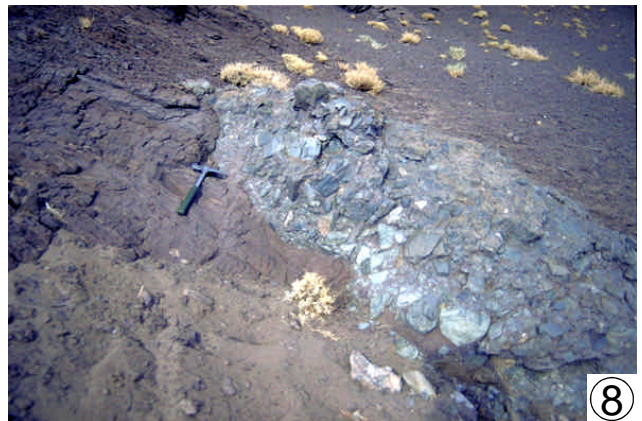
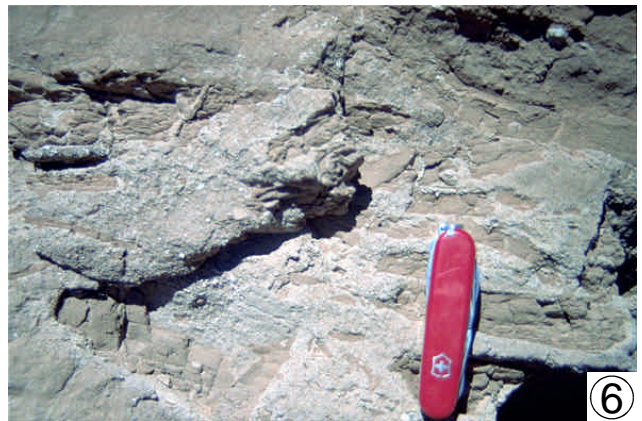
Foto 5 Mitteldimensional schräggeschichtete Mittelsande aus der Quiñoas Formation - II. Die Schrägschichtung ist undeutlich trogförmig ausgebildet. Diese Bildungen treten in der Quiñoas Formation eng assoziiert mit planar schräggeschichteten Sanden auf. Zusammen sind sie Ablagerungen von subaquatischen Sanddünen und -barren innerhalb verzweigter Flusssysteme. Quiñoas Formation-II, Profil U (Vega Chacras).

Foto 6 Ton-Intraklasten innerhalb dickgebankter, planar schräggeschichteter, gut sortierter Mittelsande (Lithofazies Sp) eines verzweigten Flusssystems. Mitunter sind die Intraklasten ein wichtiges Indiz zur Unterscheidung von fluviatilen und äolischen Bildungen. Quiñoas Formation - II, Profil U (Vega Chacras).

Foto 7 Karbonatische, konzentrisch aufgebaute Knollen (Caliche-Bildungen?) innerhalb fluviatiler Sandsteine der oberen Quiñoas Formation. Profil S (NE' Salar de Incahuasi).

Foto 8 Rinnenförmiger Körper korngestützter Konglomerate (Lithofazies Gc) mit einem niedrigen Breiten-Höhen-Verhältnis innerhalb mäßig sortierter Sandsteine der Lithofazies Sh/I. Die Komponenten sind hier nur mäßig gerundet. Imbrikation ist nicht oder nur undeutlich ausgebildet. Die Geröllkomponenten bestehen ausschließlich aus Metasedimenten und Metavulkaniten der altpaläozoischen Abfolge. Ihre Ablagerung erfolgte als *channeled streamflow* im Übergangsbereich proximal zu distal eines alluvialen Fächers. Quiñoas Formation - I, Profil G (E' Salar Uncal Grande).

Tafel 2



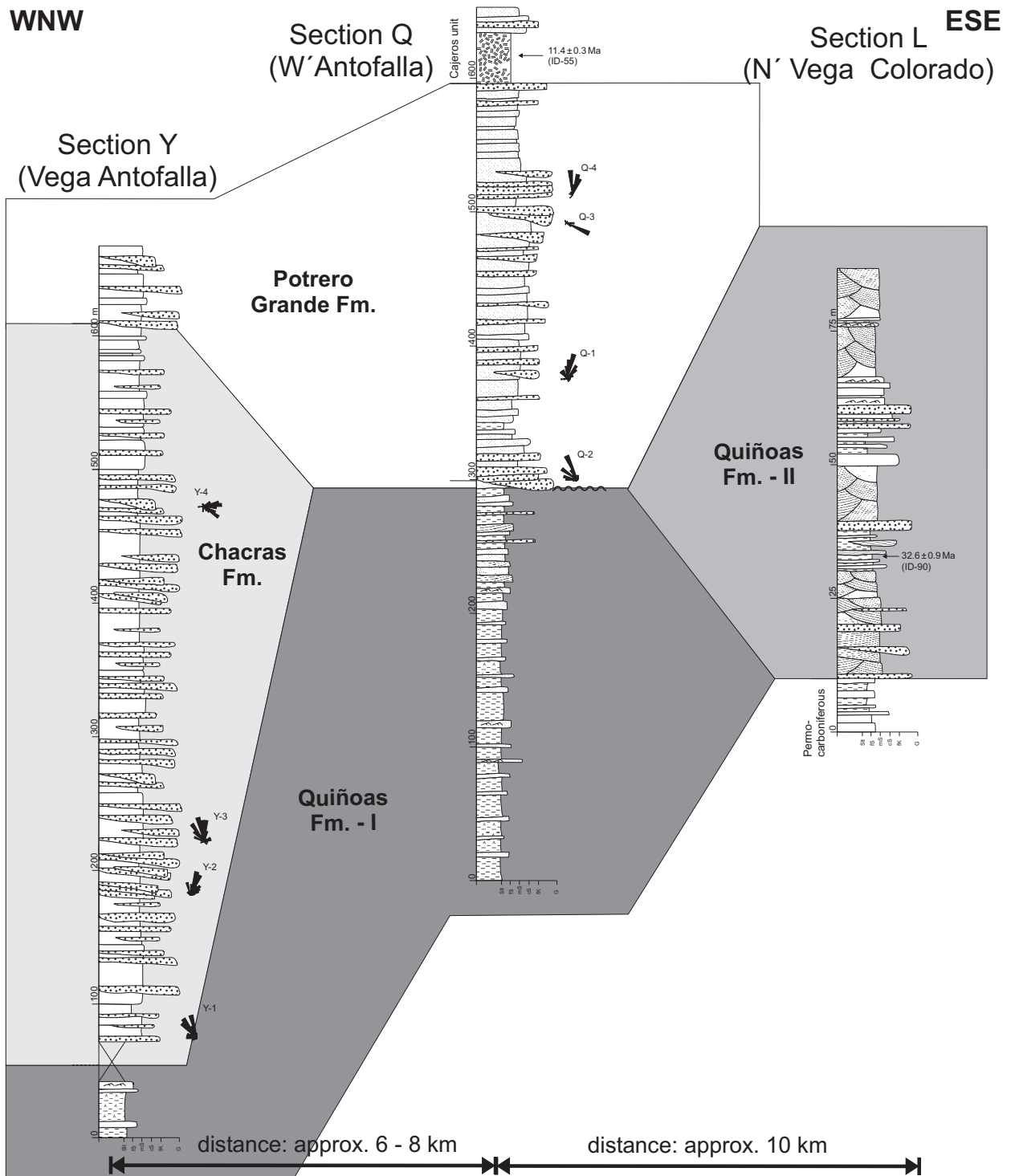


Abb. 3.3 Korrelation der Profile Y, Q, und L (Quiñoas, Chacras und Potrero Grande Fm.) entlang einer NW-SE-Traverse im Zentralteil des Salar de Antofalla-Gebietes (siehe Abb. 3.1). Die Profillinie liegt in etwa senkrecht zu einem NNE-SSW-verlaufenden Auf- und berschiebungssystem. Während der Sedimentation des Formationsgliedes I der Quiñoas Formation stellte der Bereich der Sierra de Calalaste (Profil L) ein Hochgebiet dar, was durch den Ausfall des Formationsgliedes I am Profil L belegt wird. Die fehlende Grobsedimentation innerhalb der Quiñoas Formation - I am Profil Q lässt vermuten, dass das Hoch nur flach aus dem Becken herausragte und nur geringe Sedimentmassen bereitstellte. Hingegen stellte während der Sedimentation der Chacras Formation der Bereich des heutigen Westrandes des Salar de Antofalla (Profil Q) ein Hochgebiet dar. Während hier die Potrero Grande Formation direkt auf Quiñoas Formation - I folgt, werden weiter westlich (Profil Y) zeitgleich mächtige Alluvialsedimente abgelagert. Palaostromungsindikatoren belegen einen Transport aus Osten (vgl. Kap. 4). **Legende in Anhang 2.** Zu beachten ist der abweichende Maßstab des Profils L.

3.3.2 Chacras Formation

Die Chacras Formation tritt im Salar de Antofalla-Gebiet mit stark schwankender Mächtigkeit auf. Die höchste erreicht sie in den Profilen U (300 m), X (330 m), Y (550 m) und T (150 m), die sich unmittelbar westlich eines bedeutenden Störungssystems (Antofalla-Störungssystem, vgl. Kap. 6) befinden, welches sich entlang des Westrandes des Salar de Antofalla erstreckt (Abb. 3.1). Ihre Sedimentfolgen (Abb. 3.4) werden aus konglomeratischen Sedimenten alluvialer Fächersysteme aufgebaut. Dabei dominieren Ablagerungen, die proximal zum Liefergebiet sedimentierten. Sie alternieren mit distalen Fächersedimenten und sandigen Sedimenten der Playaebene. Pelitische und feinsandige *playa mudflat*-Sedimente fehlen meist.

In den Profilen X und U dominieren an der Basis zunächst *debris flow*- und *high-density flood flow*-Ablagerungen (Lithofazies Gm und Gc) (Tafel 3 - 1, 2). Zum Top der Abfolge gehen sie in *channelized streamflow*- und *sheetflood*-Ablagerungen (Lithofazies Gh, Gc, Sh/l, St, Sp und Sm) über, die mit distalen *sheetflood*-Sedimenten (Sh/l, Sm, Sr) wechsellagern. Vermutlich führte zu Beginn der Sedimentation der Chacras Formation die Heraushebung eines unmittelbar anschließenden Hochgebietes zu einem ausgeprägten Relief und zu einer raschen Progradation alluvialer Fächer. Anschließend hatten Erosion und Einebnung des Liefergebietes einen sukzessiven Rückzug der Fächer zur Folge, so dass letztlich distale Ablagerungen alluvialer Fächer überwogen. Das den Nordteil repräsentierende Profil T zeigt genau die umgekehrte Entwicklung von distalen, sandig-feinkonglomeratischen *sheetflood*-Ablagerungen hin zu proximalen, konglomeratischen *debris flow*- und *high-density flood flow*-Sedimenten. Hier propagierte ein alluvialer Fächer kontinuierlich in den Sedimentationsraum hinein.

Ebenfalls ein *coarsening-upward* beschreibt Voss (2000) westlich der Sierra de Campo Negro (Aufschluss RV1, Abb. 3.1). Hier besteht das De la Aguada-Formationsglied, das der Chacras Formation dieser Arbeit entspricht, aus grobklastischen Sedimenten eines proximalen Fächers. Aufgrund der räumlichen Verteilung der Konglomeratkörper und einer süd- und westwärtigen Mächtigkeitsabnahme interpretiert Voss (2000) die Sierra de Campo Negro als Liefergebiet.

Die Aneinanderreihung proximaler Fächersedimente entlang einer N-S-Achse über eine Distanz von über 120 km lässt auf einen Bajada-ähnlichen Fächerkomplex schließen, welcher von einem östlich dazu liegenden Hochgebiet geschüttet wurden. Dieses erstreckte sich östlich des Antofalla-Störungssystems, aber noch im Bereich des Westrandes des heutigen Salar de Antofalla (vgl. Kap. 4). Das Profil Q markiert für den Zentralteil des Salar de Antofalla-Gebietes die Lage des Hochgebietes. Hier und im weiter östlich anschließenden Umfeld fehlen die Sedimente der Chacras Formation vollständig. Die mittelmiozäne Potrero Grande Formation überlagert direkt das Formationsglied I der Quiñoas Formation (Abb. 3.3). Der Detritus, der hier bereitgestellt wurde, wurde dann wenige km westlich (Profil Y) in einem mehrere hundert m mächtigen Fächerkomplex abgelagert (Abb. 3.3).

Weitere grobklastische Vorkommen der Chacras Formation konzentrieren sich auf das Umfeld der Sierra de Calaste. Sowohl östlich (Profil S) als auch westlich (Profil H/l) dieses Höhenzuges sind mehrere hundert m mächtige Konglomerate (Lithofazies Gt/p, Gh und Gc) und Sandsteine (Lithofazies Sh/l, Sh/l und Sm) aufgeschlossen (Abb. 3.2), die den distalen Bereich eines alluvialen Fächers markieren. Es überwiegen Ablagerungen von *channelized streamflows*, die sich aufgrund eines längerfristigen Wasserangebotes bildeten. Sie wechsellagern mit *sheetflood*-Konglomeraten und *playa sandflat*-Sedimenten. Innerhalb der Abfolgen lässt sich kein Trend zu distalen Bildungen belegen. Vermutlich änderte sich das Hochgebiet nur unwesentlich in seiner Lage, seiner Erstreckung und bezüglich des Reliefs.

Im südlichen Salar de Antofalla-Gebiet (Profil R, Anhang 2) konnte die Chacras Formation nicht nachgewiesen werden, da hier sowohl Diskordanzen als auch ein scharfer lithologischer Wechsel fehlen, die ansonsten die Grenze von der Quiñoas zur Chacras Formation markieren. Jedoch ist am Top der dort aufgeschlossenen Quiñoas Formation ein *coarsening-upward* ausgebildet. Pelitische *playa mudflat*-Sedimente gehen graduell in eine Abfolge sandig-feinkonglomeratischer Sedimente über. Es sind Ablagerungen distaler und proximaler *sheetfloods*, die im Übergangsbereich Playaebene zum distalen Fächer sedimentierten (Profil R). Womöglich sind sie distale Äquivalente der Chacras Formation.

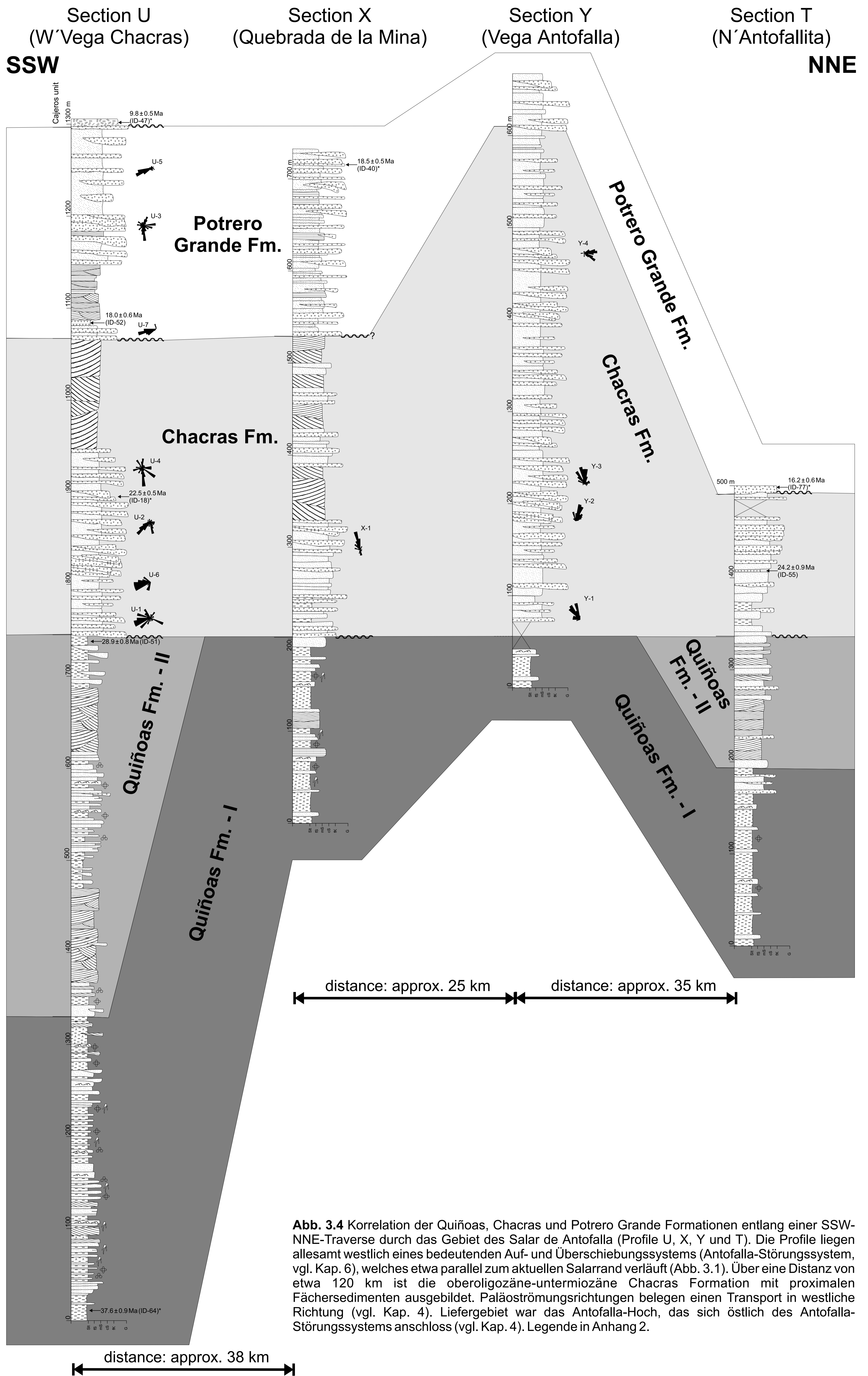


Abb. 3.4 Korrelation der Quiñoas, Chacras und Potrero Grande Formationen entlang einer SSW-NNE-Traverse durch das Gebiet des Salar de Antofalla (Profile U, X, Y und T). Die Profile liegen allesamt westlich eines bedeutenden Auf- und Überschiebungssystems (Antofalla-Störungssystem, vgl. Kap. 6), welches etwa parallel zum aktuellen Salarrand verläuft (Abb. 3.1). Über eine Distanz von etwa 120 km ist die oberoligozäne-untermiozäne Chacras Formation mit proximalen Fächersedimenten ausgebildet. Paläoströmungsrichtungen belegen einen Transport in westliche Richtung (vgl. Kap. 4). Liefergebiet war das Antofalla-Hoch, das sich östlich des Antofalla-Störungssystems anschloss (vgl. Kap. 4). Legende in Anhang 2.

Die alluviale Fächersedimentation wird begleitet durch zahlreiche äolische Dünen, deren Ablagerungen in weiten Teilen des Salar de Antofalla-Gebietes auftreten. So bildet im Bereich um die Salina del Fraile ein Dünenkomplex den Abschluss der Chacras Formation. Am Profil U (Abb. 3.4) erreichen die Dünensande eine Mächtigkeit von etwa 150 m (Tafel 3 - 3). Im südlich anschließenden Profil X bildet ebenfalls eine etwa 200 m mächtige Abfolge äolischer Sedimente den Abschluss. Hier sind zusätzlich einige 10-er m mächtige alluviale Fächerkonglomerate eingeschaltet. Die weite Verbreitung äolischer Bildungen wird durch eine etwa 100 m mächtige Abfolge äolischer Sande im Ostteil des Salar de Antofalla-Gebietes (Profil S) belegt. Auch hier treten sie eng assoziiert mit alluvialen Bildungen auf.

3.3.3 Potrero Grande Formation

Die untermiozäne bis mittelmiozäne Potrero Grande Formation tritt im gesamten Salar de Antofalla-Gebiet mit variablen Mächtigkeiten auf. Ihre größten Mächtigkeiten mit 250 bis 300 m erreicht sie im Umfeld des Vulkan Antofalla (Profile Q und W). Im westlichen Teil des Salar de Antofalla-Gebietes bilden sie weitgehend den Abschluss der sedimentären Entwicklung, so dass die Profile (beispielsweise die Profile Y und T) die Sedimentmächtigkeiten nur unvollständig wiedergeben.

In allen Lokalitäten sowohl westlich (Profile U, X, Y, T, W und Q sowie Lokalität S2) als auch östlich des Salar de Antofalla (Profile S und R) dominieren grobkörnigere Ablagerungen von *debris flows* und *sheetfloods*. Sie resultieren aus einem episodischen Sedimenteintrag in ein semiarides bis arides Schwemmfächersystem. Dabei war das Wasserangebot im Vergleich zur Zeit der Chacras Formation geringer. Korngrößenfraktionierungsprozesse, wie sie in *channelized streamflows* und *high-density flood flows* vorkommen, treten insgesamt in der Potrero Grande Formation stark zurück.

Proximale Produkte alluvialer Fächer konzentrieren sich auf einen Bereich westlich des Antofalla-Störungssystems (Abb. 6.1). In den Profilen Y und X erreichen dickgebantke, matrixgestützte Konglomerate der Lithofazies Gm Mächtigkeiten von über 200 m. Hier weisen nach Westen stark abnehmende Bankmächtigkeiten und Korngrößen daraufhin, dass das Liefergebiet unmittelbar östlich lag. Weitere Vorkommen, die auf eine Gliederung des westlichen Salar de Antofalla-Gebietes durch mehrere Hochgebiete hinweisen, sind südlich des Vulkan Antofalla (Profil W), östlich der Sierra de la Quebrada Honda (Lokalität S2, Anhang 2 - Sonstiges) und westlich der Ortschaft Antofalla (Profil Q) aufgeschlossen.

Östlich des Salar de Antofalla dominieren in den Profilen R und S Sedimente aus dem Übergangsbereich eines alluvialen Fächers zur Playaebene. Es überwiegen sandige bis feinkonglomeratische distale *sheetflood*- und distale *debris flow*-Ablagerungen. Grobklastische, proximale Fächersedimente sind hier nicht aufgeschlossen. Aus dem östlichen Salar de Antofalla-Gebiet (RV2 [südlich Bordo Blanco], Abb. 3.1) beschreibt Voss (2000) etwa 150 m mächtige, konglomeratische *debris flow*-Ablagerungen eines proximalen alluvialen Fächers und sandig-feinkonglomeratische Sedimenten einer Playaebene (*distal sheetfloods*).

Distale Potrero Grande-Sedimente treten im gesamten Salar de Antofalla-Gebiet untergeordnet auf. Die Ausnahme bilden Ablagerungen eines verzweigten Flusssystem, welches sich südwestlich der Salina del Fraile (Profil U) entwickelte. Sie markieren das Beckenzentrum während der Sedimentation der Potrero Grande Formation. Schlechte Sortierung und eine mittlere Korngröße im Grobsandbereich sowie die Sedimente im Liegenden und Hangenden weisen aber darauf hin, dass die Flusssysteme eng assoziiert mit alluvialen Fächern waren. In diesem Profil setzt sich die insgesamt 250 m mächtige Sedimentabfolge aus mindestens zwei *fining-upward*-Zyklen zusammen. An der Basis sind jeweils proximale Fächersedimente entwickelt, die zum Hangenden in Ablagerungen eines verwilderten Flusssystem (1. Sequenz) oder in Sedimente eines distalen Fächers und einer *playa sandflat* (2. Sequenz) übergehen (Anhang 2 - Profil U). Der Übergang zwischen beiden Sequenzen resultiert aus einer Reaktivierung der alluvialen Fächer. Ob klimatische oder reliefbildende tektonische Vorgänge hierfür verantwortlich sind, ließ sich nicht klären. Winkeldiskordanzen, die eine synsedimentäre tektonische Aktivität dokumentieren, fehlen.

Sonst wurden pelitische und feinsandige Ablagerungen einer Playaebene nicht gefunden. Insgesamt war der Salar de Antofalla-Bereich durch ein ausgeprägtes Relief gekennzeichnet. Es hatten sich zahlreiche Hochgebiete herausgehoben (vgl. Kap. 4), die die südliche Puna in räumlich eng begrenzte Sedimentationsräume gliederten. Innerhalb der Abfolge gibt es keine Belege, dass die Becken bereits abflusslos waren. Trotz arider bis semiarider Bedingungen fehlen evaporitische Zemente und Evaporiteinschaltungen. Außerdem gab es vermutlich ein Entwässerungssystem, welches die Sediment- und Wasserfracht aus der Puna heraus nach Süden führte (vgl. Kap. 4).

Tafel 3

Fotos der wichtigsten Sedimentassoziationen der oberoligozänen bis untermiozänen Chacras Formation und der untermiozänen bis mittelmiozänen Potrero Grande Formation.

Foto 1 Wechselfolge korngestützter Konglomerate (Lithofazies Gc) und massiger bis horizontalgeschichteter Sandsteine (Lithofazies Sm und Sh/I). Die Konglomerate besitzen scharfe erosive Basalkontakte. Sie schneiden sich bis zu 50 cm tief in die liegenden Einheiten ein. Sie werden als Produkte von *high-density flood flows* im proximalen Bereich eines alluvialen Fächers gedeutet. Die Sandsteine hingegen sind distale Produkte von *sheetfloods* und *debris flows*. Chacras Formation, Profil U (Vega Chacras).

Foto 2 Korngestützte Konglomerate der Lithofazies Gc mit undeutlicher Imbrikation. Fast ausschließlich Bestandteile der frühpaläozoischen Schichtenfolge und des kristallinen Basements bilden die Gerölle. Chacras Formation, Profil G (E' Salar Uncal Grande).

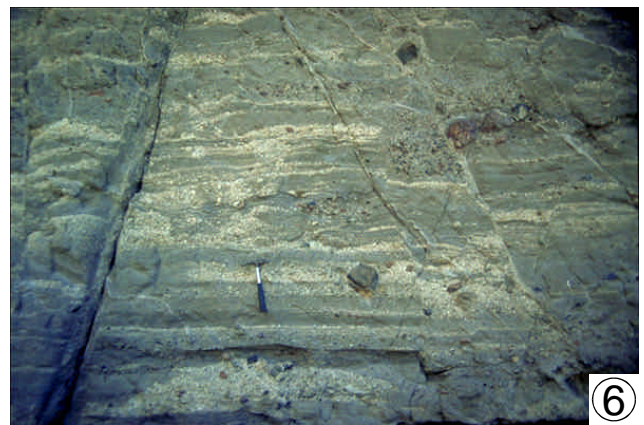
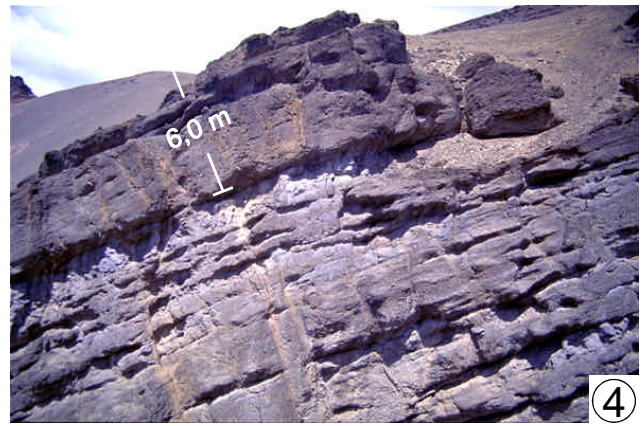
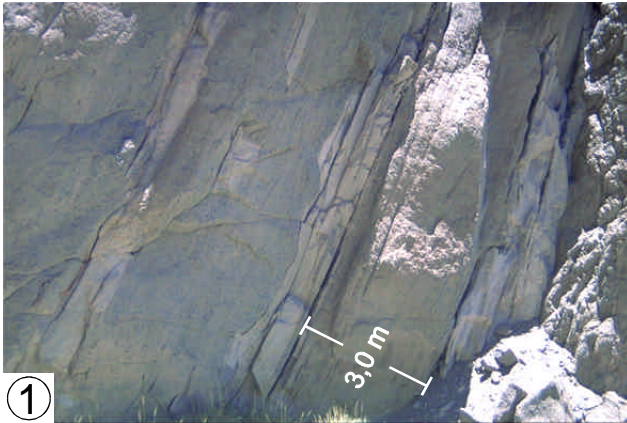
Foto 3 Großdimensional schräggeschichtete Mittelsande mit Set-Mächtigkeiten von bis 50 m. Steiles Einfallen der Schrägschichtung (bis 30°) und gute Sortierung sind charakteristische Kennzeichen für ihre äolische Herkunft. Dünensandsteine bilden in weiten Teilen des westlichen Salar de Antofalla-Gebietes das Top der Chacras Formation. Profil U (Vega Chacras).

Foto 4 Lateral weit aushaltende Konglomerate der Lithofazies Gm, die mit schlecht sortierten Sandsteinen (Lithofazies Sm) wechsellagern. Sie werden als Ablagerungen von *debris flows* gedeutet, die für die Potrero Grande Formation typisch sind. Profil X (Quebrada de la Mina).

Foto 5 Horizontalgeschichtete, mäßig bis schlecht sortierte Sandsteine der Lithofazies Sh/I. Entsprechend ihrer sedimentären Merkmale und der engen Assoziation mit Fächersedimenten handelt es sich um distale Ablagerungen von *sheetfloods*, die von benachbarten Fächerkomplexen geschüttet wurden. Potrero Grande Formation, Profil U (Vega Chacras).

Foto 6 Schlecht sortierte Sandsteine (Lithofazies Sh/I) mit Einschaltungen matrixgestützter distaler *debris-flow*-Konglomerate (Lithofazies Gm). Die Komponenten der Konglomerate bestehen neben Basement-Geröllen und umgelagerten altpaläozoischen Metasedimenten und -vulkaniten überwiegend aus Vulkanoklasten und Bimsen. Profil Q (W' Antofalla).

Tafel 3



3.3.4 Juncalito Formation

Die fazielle Entwicklung der obermiozän-pliozänen Juncalito Formation kann in drei Abschnitte unterteilt werden, die vermutlich zeitlich aufeinander folgten, aber auch lateral ineinander überleiten. Zunächst dominieren grobklastische Schüttungen alluvialer Fächer, die durch Bildungen einer Playaebene mit ausgedehnten salinaren Seen abgelöst werden. Den Abschluss bilden lokale lakustrine Ablagerungsräume mit salinaren Bedingungen.

Die erste Phase der Entwicklung der Juncalito Sedimentation wird durch das Profil P (Abb. 3.5) wiedergegeben, in dem eine mehrere 100 m mächtige grobklastische Abfolge obermiozänen Alters ($11,2 \pm 0,3$ Ma [ID-48]) aufgeschlossen ist. Es überwiegen dickbankige *debris flow*-Ablagerungen eines proximalen Fächers (Tafel 4 - Foto 1). Lokal ist im Profil P eine etwa 100 m mächtige Abfolge vulkanoklastischer Brekzien eingeschaltet, die vermutlich als Lahar von einem benachbarten Vulkankomplex angeliefert wurde.

Den Anschluss an das Profil P beschreibt Voss (2000) aus dem Bordo Blanco-Formationsglied der Antofalla Formation (Aufschluss RV3, Abb. 3.5). Eine *fining-upward*-Sequenz bildet hier den Übergang zur mittleren Einheit der Juncalito Formation. Auf die mächtigen Fächerkonglomerate folgen zum Hangenden sandige *sheetflood*-Ablagerungen einer *playa sandflat* und anschließend pelitische Sedimente einer distalen Playaebene.

Diese feinklastischen Sedimente dominieren so dann die mittlere Einheit der Juncalito Formation (Profile A/E, C und F). Es sind Tone, Silte und Feinsande, in die zahlreiche Evaporite (Gips und Halit) eingeschaltet sind (Lithofazies FI und Fsm/m, Tafel 4 - Foto 3). Die Abfolge erreicht Mächtigkeiten von mehreren hundert m und erstreckt sich entlang des gesamten Ostrandes des heutigen Salar de Antofalla. Sowohl die Profile A/E, C ($7,9 \pm 0,3$ Ma [ID-91], $6,8 \pm 0,2$ Ma [ID-32]) und F als auch der Aufschluss S2 ($9,3 \pm 0,2$ Ma [ID-53], Anhang 2 - Sonstige Lokalitäten) belegen die Pelitdominanz während des oberen Miozäns. Die Pelite lagerten sich in einer ausgedehnten, evaporitischen *playa mudflat* ab. Gelegentlich unterbrechen grobklastische Schüttungen die Pelitsedimentation. So zeigen die Profile A/E, C und F über eine Distanz von ca. 10 km zwei lateral verfolgbare Einschaltungen konglomeratisch-sandiger Einheiten (Abb. 3.6). Es sind distale *sheetflood*-Ablagerungen und rinnenförmige Konglomerate eines alluvialen Fächers.

Aride Bedingungen werden vor allem durch mächtige Halithorizonte (Lithofazies S) belegt, die in die mittlere Sedimenteinheit der Juncalito Formation eingeschaltet sind. Jeweils an der Basis der Profile A/E, C und F tritt eine bis zu 30 m mächtige Halitbank (Tafel 4 - Foto 5) auf, die sich über mindestens 10 km entlang des heutigen Salar de Antofalla-Ostrandes verfolgen lässt (Abb. 3.6). Die Halite bildeten sich in ausgedehnten Salzpflanzen. Weitere geringermächtige Halithorizonte innerhalb der Profile F und C lassen sich lateral nur über wenige Zehner bis hundert m verfolgen. Sie belegen jedoch, dass sich während der Sedimentation der mittleren Juncalito Formation weitere, wenn auch lokal begrenzte salinare Seen gebildet hatten, die die Playaebene intern gliederten.

Der obere Teil der Juncalito Formation wird durch eine lokal entwickelte pelitisch-sandige Abfolge (Lithofazies FI und Fsm/m) gekennzeichnet, in die zahlreiche dünn- bis mittelgebankte Kalke und Mergel eingeschaltet sind (Tafel 4 - Foto 7). Bei den Kalken handelt es sich um mikritische Kalke (Lithofazies Lca), Bioklasten-, onkoid-, peloid- und ooidführende Kalke (Lithofazies Lcab) sowie Stromatolithenkalke (Lithofazies Lcas), die sich in flachen, permanenten, hypersalinaren Seen innerhalb der Playaebene ablagerten. See-Sedimente pliozänen Alters ($4,6 \pm 0,2$ Ma [ID-13]) beschränken sich auf den zentralen Bereich des Arbeitsgebietes (Profil N), wo sie weitflächig um den Salar de Uncal Grande vorkommen. Die zwischengeschalteten Pelite (Lithofazies Fsm/m) einer *playa mudflat* und Sandsteine (Lithofazies Sh/l) sowie Konglomerate (Lithofazies Gh und Gm) (distaler) *sheetfloods* belegen, dass sich der lakustrine Ablagerungsraum direkt im Umfeld alluvialer Fächer und somit in der Nähe des Beckenrandes entwickelte.

3.3.5 Escondida Formation

Die Sedimente der Escondida Formation überlagern entlang des gesamten Salar de Antofalla-Ostrand die Juncalito Formation mit einer ausgeprägten Winkeldiskordanz (Tafel 4 - Foto 8). Die diskordante Überlagerung lässt sich in den Profilen A/E, C, F (Abb. 3.6), N, M und N sowie im Aufschluss S2 (siehe Anhang 2 - Sonstige Lokalitäten) eindeutig nachweisen.

Es überwiegen matrix- bis korngestützte, schlecht sortierte Konglomerate (Lithofazies Gm und Gh), die als *debris flow*- oder *high-density flood flow*-Ablagerungen unter ariden bis semiariden Bedingungen sedimentierten (Tafel 4 - Foto 2). Sie wechsellagern mit sandigen bis konglomeratischen *sheetflood*-Sedimenten (Tafel 4 - Foto 4), die sich als distale Produkte alluvialer Fächer ablagerten. Weitere Sedimentassoziationen alluvialer Fächer, die auf ein höheres Wasserangebot hinweisen, treten zurück. Die grobklastischen Sedimente erreichen Mächtigkeiten von einigen hundert m, wobei sie intern keine Zyklizität zeigen. *Fining-upward*- oder *thinning-upward*-Sequenzen, die eine abnehmende Aktivität der Fächer belegen, sind nicht ausgebildet. Die Konglomeratabfolge wird intern lediglich durch einige Diskordanzen gegliedert, die auf eine synsedimentäre tektonische Aktivität hinweisen (vgl. Kap. 6).

Tafel 4

Fotos der Sedimente der mittelmiozänen bis pliozänen Juncalito Formation und der pliozänen bis rezenten Escondida Formation.

Foto 1 Winkeldiskordanz zwischen der Juncalito Formation und der Escondida Formation. Erstere besteht hier aus Haliten. Die Escondida Formation setzt sich aus grünlichen Konglomeraten und Sanden zusammen, die syntektonisch geschüttet wurden (vgl. Kap. 4). Profil F (E-Rand Salar de Antofalla).

Foto 2 Schlecht sortierte *debris flow*-Konglomerate (Lithofazies Gm) an der Basis der Escondida Formation. Sie bilden den Hauptanteil der proximalen Fächersedimente der pliozän-rezenten Abfolge. Profil F (E-Rand Salar de Antofalla).

Foto 3 Wechselfolge pelitischer, feinsandiger und gipsführender Sedimente der distalen Playaebene. Juncalito Formation, Profil C (E-Rand Salar de Antofalla).

Foto 4 Mäßig sortierte, mittelbankige Sande mit geringmächtigen Gips-Einschaltungen. Intern sind die Sande massig ausgebildet oder besitzen nur eine undeutlich ausgebildete Horizontalschichtung. Die Basalkontakte sind schwach erosiv. Aufgrund der engen Assoziation mit *debris flow*-Konglomeraten werden sie als distale *debris flows* interpretiert. Escondida Formation, Profil D (E-Rand Salar de Antofalla).

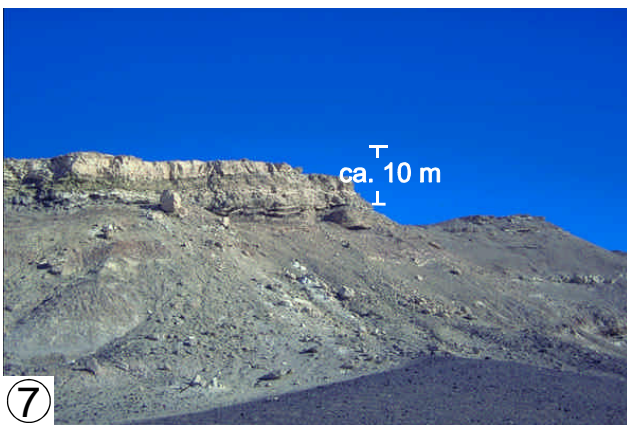
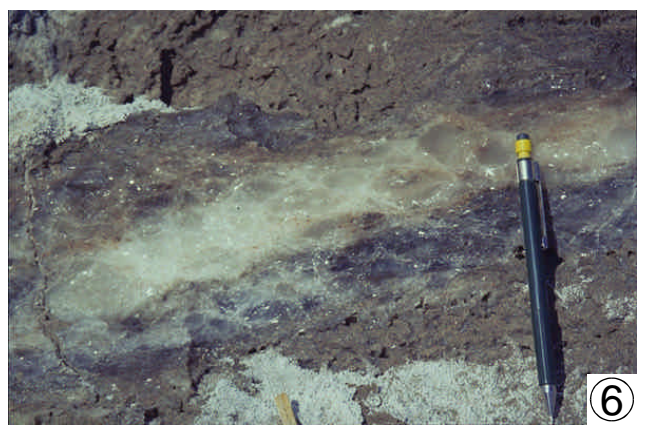
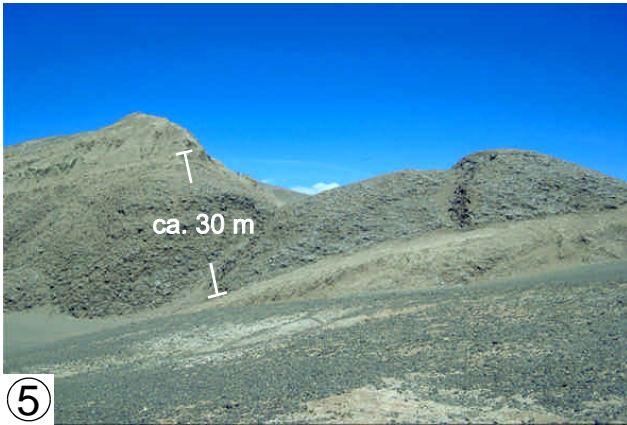
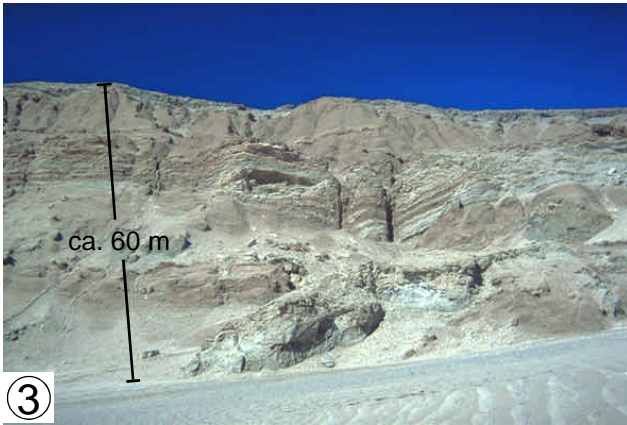
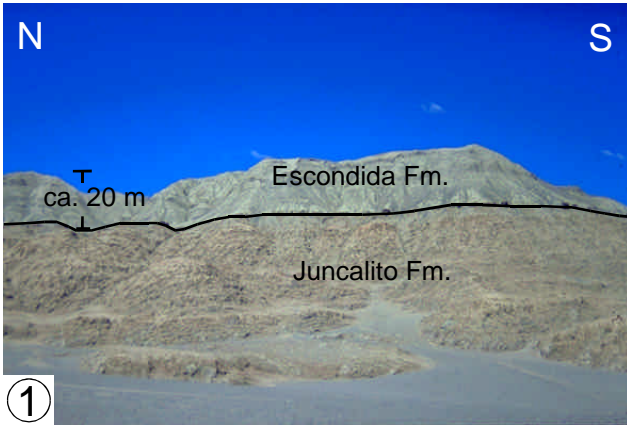
Foto 5 Ca. 30 m mächtiger Halithorizont (Lithofazies S) innerhalb pelitisch-sandiger Playa-Ablagerungen. Sie sind Produkte permanenter Salzpflanzen innerhalb der Playaebene. Juncalito Formation, Profil A (E-Rand Salar de Antofalla).

Foto 6 Interne primäre Schichtung in dickgebankten Haliten. Sie weist auf eine Ablagerung in hypersalinaren Seen hin. Juncalito Formation, Profil A (E-Rand Salar de Antofalla).

Foto 7 Ca. 50 m mächtige Wechselfolge pelitischer, tuffitischer und karbonatischer Sedimente aus dem Zentralteil des Salar de Antofalla-Gebietes (Profil N). In der Abbildung bilden dickgebankte Kalke (meist Stromatolithenkalke) das Top der Abfolge. Ihre Ablagerung erfolgte während des Pliozäns in einem flachen, permanenten See. Juncalito Formation.

Foto 8 Diskordante Überlagerung von Haliten (Lithofazies S) der Juncalito Formation durch feinkonglomeratische *debris flow*-Ablagerungen der Escondida Formation. Zwischengeschaltet ist ein gipsführender Lösungshorizont. Profil F (E-Rand Salar de Antofalla).

Tafel 4



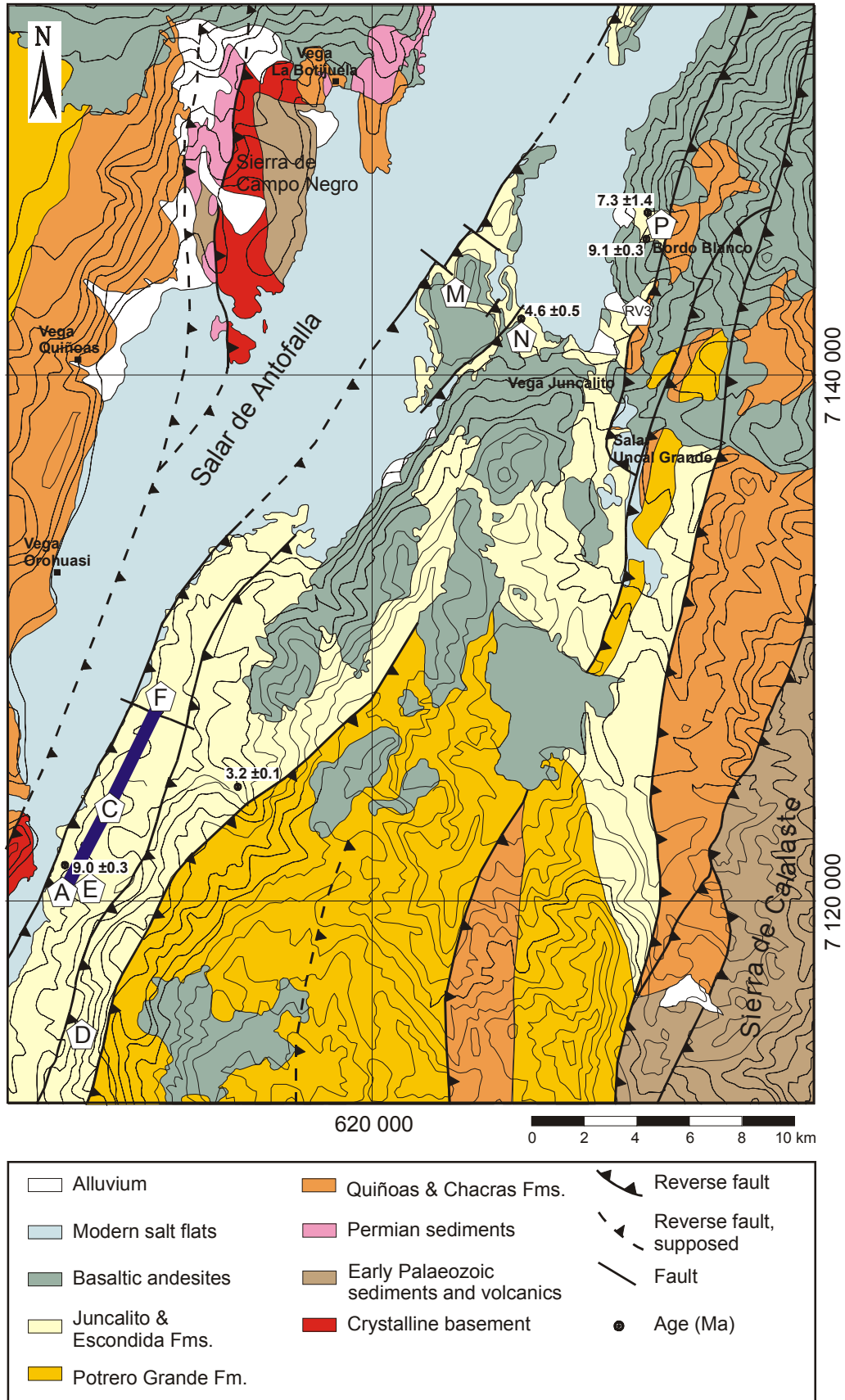


Abb. 3.5 Geologische Übersichtskarte des Zentralteils des Arbeitsgebietes (Rahmen in Abb. 3.1). Die Karte gibt die Lage der Profile wieder, an denen die Sedimente der Juncalito Formation und der Escondida Formation aufgenommen wurden. Die Profile A/E, C und F sind in Abb. 3.6 dargestellt.

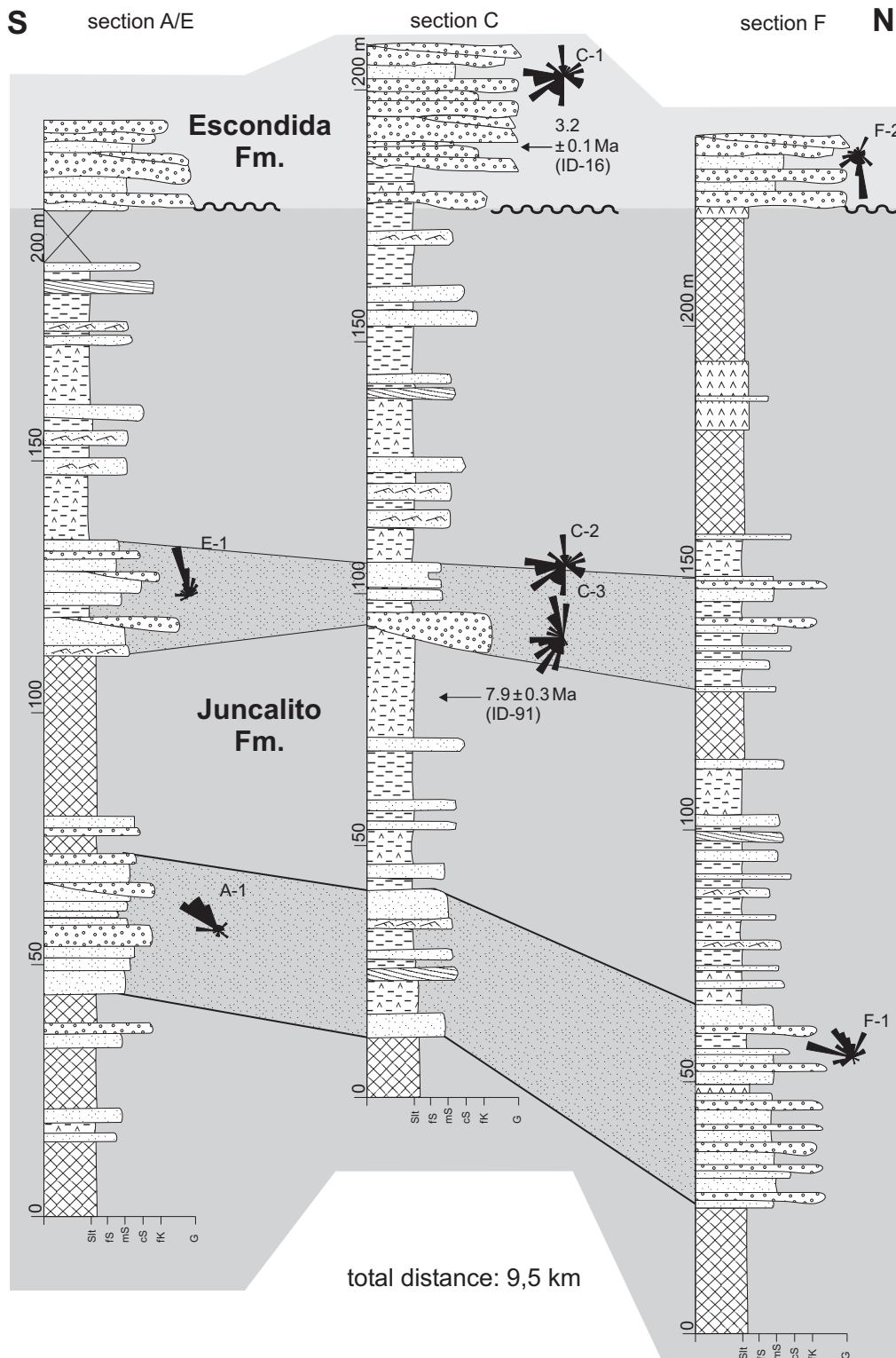


Abb. 3.6 Korrelation der Profile A/E, C und F vom Ostrand des Salar de Antofalla (Abb. 3.5). Die Juncalito Formation besteht hier aus pelitischen und evaporitischen Playa-Ablagerungen, die im Beckenzentrum sedimentierten. Teilweise lassen sich Halithorizonte miteinander korrelieren. Im höheren Teil der Juncalito-Abfolge werden die Salze durch *playa mudflat*-Ablagerungen abgelöst. Die Playaebene war intern in mehrere Salzpflanzen gegliedert. Lateral verfolgbar sind zwei Einschaltungen konglomeratisch-sandiger Einheiten, die die Aktivität alluvialer Fächer während dieses Zeitraums belegen. Winkeldiskordant überlagert wird die gesamte Abfolge durch proximale Fächersedimente der Escondida Formation. Paläoströmungsrichtungen (vgl. Kap. 4) belegen für beide stratigraphische Einheiten einen Transport aus östlicher Richtung. Weitere Details und Legende zu den Profilen in Anhang 2.

4 Liefergebiete und Paläogeographie

4.1 Sandsteinpetrographie

Mit Hilfe von Dünnschliffuntersuchungen wurde die mineralogische Zusammensetzung von 44 Mittelsandsteinen der tertiären Schichtenfolge ermittelt (Anhang 3). Pro Dünnschliff wurden 400 Gerüstkörner mit der Gazzi-Dickinson-Methode (Gazzi 1966, Dickinson 1970, Ingersoll et al. 1984) ausgezählt. Bei der Betrachtung der Petrographie wird zwischen zwei Kornfraktionen unterschieden: zum einen der Korngrößenbereich Grobsand bis Grobsilt, der hier als Sandfraktion zusammengefasst wird, zum anderen die Feinfraktion Ton und Feinsilt, im folgenden als Matrix bezeichnet. Zusätzlich wurden Neubildungen bzw. Zemente in die Auszählung miteinbezogen. Offener Porenraum wurde nicht berücksichtigt.

| Kategorie | Erläuterung |
|-------------|--|
| Qm | monokristalline Quarzkörner (aus einem Kristallindividuum bestehende Körner) |
| Qp* | polykristalline Quarzkörner (aus zwei oder mehreren Kristallaggregaten bestehende Körner), exkl. Chert |
| Chert | Chert-Fragmente |
| Qp | alle polykristallinen Quarzkörner, inkl. Chert |
| Q | = Qm + Qp* (exkl. Chert-Fragmente) |
| P | Plagioklase |
| K | Kalifeldspäte |
| F | = P + K |
| Lv | vulkanische Gesteinsfragmente |
| Ls | sedimentäre Gesteinsfragmente |
| Lmv | metavulkanische Gesteinsfragmente |
| Lms | metasedimentäre Gesteinsfragmente |
| Lm | metamorphe Gesteinsfragmente (= Lmv + Lms) |
| Lp | plutonische Gesteinsfragmente |
| L | alle instabilen Gesteinsfragmente (= Lv + Ls + Lm + Lp + Chert) |
| Lt | alle Gesteinsfragmente (= Lv + Ls + Lm + Lp + Chert + Qp*) |
| Lvm | = Lv + Lmv |
| Lsm | = Ls + Lms |
| Mica | Phyllosilikate |
| Min. const. | Schwerminerale, opake Minerale |
| Matrix | Matrix (Komponenten < 30 µm) |
| Cement | Zement |

Tab. 4.1 Kategorien, die bei der Dünnschliffauszählung und den Dreiecksdarstellungen nach Folk (1974), Ingersoll (1983) und Dickinson (1985) verwendet wurden.

Kategorien zur quantitativen Beschreibung der Sandfraktion basieren auf Folk (1974), Ingersoll (1983) und Dickinson (1985) (Tab. 4.1). Zum einen wird die Gruppe der detritischen Mineralkörner, bei denen sich ein Korn aus einem Individuum zusammensetzt, unterschieden. Hierzu gehören auch Kristalle innerhalb von Gesteinsbruchstücken, die größer als 0,0625 mm sind. Auch Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Phyllosilikate und Schwerminerale zählen zu dieser Gruppe. Auf eine quantitative Erfassung einzelner Schwerminerale (Zirkon, Granat, Apatit, Rutil, Amphibol, Pyroxen, opake Minerale etc.) wurde verzichtet, da der statistische Fehler in Dünnschliffen aufgrund ihres seltenen Auftretens zu groß ist. Eine weitere bedeutende Gruppe stellen detritische Gesteinsfragmente dar, die sich aus mehreren Kristallindividuen zusammensetzen. Zu diesen zählen z.B. Quarz-Aggregate mit zwei oder mehreren Quarzkristallindividuen und Bruchstücke von sedimentären, metamorphen und vulkanischen Gesteinen.

| Formation | <i>n</i> | Q | Qm | Qp | F | P | K | L | Ls | Lv | Lm | Lp | Chert | Mica | Min. const. |
|--------------------|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|------|-------------|
| Quiñoas Fm. - I | 10 | 36.85 | 23.87 | 18.5 | 30.18 | 8.01 | 22.17 | 27.49 | 6.43 | 9.1 | 5.4 | 1.04 | 5.52 | 0.72 | 4.75 |
| Quiñoas Fm. - II | 12 | 35.47 | 25.78 | 14.54 | 30.02 | 7.59 | 22.43 | 29.61 | 5.11 | 12.17 | 5.44 | 2.03 | 4.85 | 0.84 | 4.07 |
| Chacras Fm. | 5 | 27.77 | 19.78 | 11.97 | 31.55 | 8.99 | 22.56 | 36.93 | 11.91 | 15.11 | 5.02 | 0.9 | 3.98 | 1.25 | 2.49 |
| Potrero Grande Fm. | 7 | 9.17 | 8.22 | 1.15 | 24.6 | 11.76 | 12.84 | 59.18 | 1.56 | 56.75 | 0.67 | 0 | 0.2 | 0.33 | 6.82 |
| Juncalito Fm. | 6 | 33.95 | 26.6 | 10.06 | 21 | 6.86 | 14.14 | 41.6 | 3.81 | 33.99 | 0.9 | 0.19 | 2.71 | 0.9 | 2.56 |
| Escondida Fm. | 2 | 20.24 | 12.03 | 9.41 | 24.84 | 11.01 | 13.83 | 52.51 | 1.61 | 43.89 | 5.41 | 0.4 | 1.2 | 0.6 | 1.8 |

Tab. 4.2 Mittlere petrographische Zusammensetzung (in %) der Sandfraktion (> 30 µm) von Mittelsandsteinen der einzelnen sedimentären Einheiten des Salar de Antofalla-Gebietes (Erläuterung der Abkürzungen in Tab. 4.1, *n* = Anzahl der Proben). Die Zusammensetzungen der einzelnen Proben sind in Anhang 3 aufgeführt.

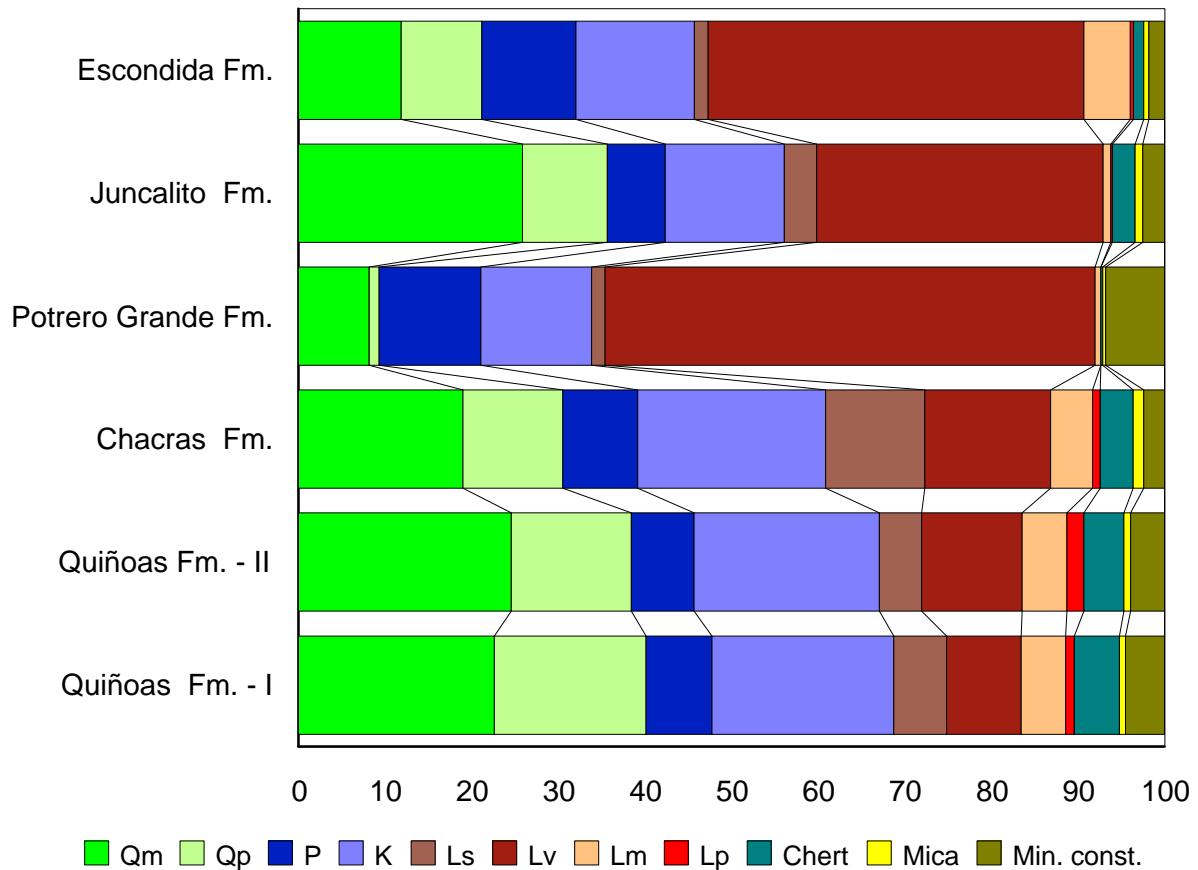


Abb. 4.1 Graphische Darstellung der in Tab. 4.2 aufgeführten Daten zur mittleren petrographischen Zusammensetzung der Sandfraktion. Auffällig ist u.a. die Zunahme der vulkanischen Gesteinsfragmente, verbunden mit der Abnahme der Mono- und Polyquarze im Übergang von der Chacras Formation zur Potrero Grande Formation (Erläuterung der Legende in Tab. 4.1).

4.1.1 Beschreibung der Komponenten

Quarz (Q)

Quarz stellt in den Sandsteinen aller Formationen des Salar de Antofalla-Gebietes eine der prozentual bedeutendsten Komponenten dar. Der Anteil an der Sandfraktion ($> 30 \mu\text{m}$) liegt zwischen 20,24 und 36,85 % (Tab. 4.2). Lediglich in der Potrero Grande Formation ist der Quarzanteil geringer. Hier beträgt er durchschnittlich 9,17 %. Monokristalline Quarzkörner, aus einem Einzelkristall bestehend, und polykristalline Quarze mit zwei oder mehreren Kristallaggregaten sowie »Chert«-Fragmente können unterschieden werden. Letztere besitzen bei der Klassifikation eine Zwitterstellung zwischen Quarz und Gesteinsbruchstücken.

Monoquarze (Qm) bilden die vorherrschende Quarz-Komponente. Ihr durchschnittlicher Anteil in den einzelnen sedimentären Einheiten variiert zwischen 8,22 (Potrero Grande Formation) und 25,78 % (Quiñoas Formation - II) (Tab. 4.2, Abb. 4.1). In der Juncalito Formation und in der Escondida Formation sind sie meist schwach oder mäßig gerundet, während die Monoquarze der Quiñoas, Chacras und Potrero Grande Formationen oft eine gute Rundung aufweisen. Größere kristalline Einschlüsse bestehen aus Zirkon, Rutil, Apatit, Muskovit und Biotit. In den Dünnschliffen zeigen einige der Quarzkörner undulöse Auslöschung. Sie stammen aus niedriggradig metamorphen Gesteinseinheiten wie der altpaläozoischen Sediment- und Vulkanitabfolge. Die nicht undulös auslöschenden Monoquarze resultieren eher aus sauren Plutoniten (kristallines Basement) oder älteren Sedimentfolgen (Permokarbon?).

Polykristalline Quarzkörner (Qp), zu denen alle jene detritischen Körner gerechnet werden, die sich aus mehr als einem Quarz-Subindividuum aufbauen (Folk 1974, Pettijohn et al. 1987), bilden eine quantitativ untergeordnete Komponente (zwischen 1,15 und 11,97 %) (Tab. 4.2, Abb. 4.1). Nur in der Quiñoas Formation ist ihr Anteil bedeutend höher (zwischen 14,54 und 18,5 %). Allgemein nennt Zimmerle (1976) als Entstehungsorte Quarzgänge, sedimentäre Verkiezelungszonen, Mylonitzonen, Metamorphite, Granite und Gneise. Einige Polyquarze haben ein Neoblastengefüge. Rekristallisation führte zu einem Polygonegefüge unregelmäßig-sechseckiger, etwa gleich großer Kristalle (Füchtbauer 1988). Nach Higgins 1971 stammen Komponenten mit diesem Verwachsungstyp unter anderem aus metamorphen Gesteinen.

Feldspat (F)

Eine bedeutende Mineralgruppe in allen Proben bilden die Feldspäte. Ihr mittlerer Anteil an der Sandfraktion (Tab. 4.2) liegt zwischen 21 (Juncalito Formation) und 31,55 % (Chacras Formation). Maximal beträgt er in einer Probe der Quiñoas Formation (A495) 38,65 %.

In fast allen sedimentären Einheiten bilden ein Viertel bis ein Drittel der Feldspäte **Plagioklase (P)**. Die Ausnahme bildet die Potrero Grande Formation, in der etwa die Hälfte der Feldspäte Plagioklase sind. Typische Merkmale sind eine polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. In den Sedimenten der Potrero Grande Formation, der Juncalito Formation und der Escondida Formation zeigen die Plagioklase oft zoniertes Wachstum. Nach Tröger (1967) ist ein solches typisch für Plagioklase magmatischer Herkunft.

Bei den **Kalifeldspäten (K)**, die in der Regel gegenüber Plagioklasen dominieren, ist eine Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz typisch. Gelegentlich treten Mineralkörner mit perthitischen Verwachsungen (Bänder- und Fleckenperthit) auf. Nach Pettijohn et al., 1987 bilden sie sich bei langsamer Abkühlung, die bevorzugt in magmatischen Tiefengesteinen vorkommt. **Mikrokline** zeigen gewöhnlich ihre charakteristische Zwillingsgitterung. Ihr Erhaltungszustand ist im Gegensatz zu den meisten Orthoklasen gut. Mikroklin wird hauptsächlich aus plutonischen Gesteinen hergeleitet, obwohl er auch in Vulkaniten aus der Umkristallisation von Sanidin entstehen kann (Tröger 1967). Jedoch fehlen die dafür typischen idiomorphen Kristalle, die unregelmäßige Flecken mit Mikroklingitterung aufweisen. Stattdessen liegt eine gleichmäßige Gitterung vor, die auf Granitoide und Pegmatite als Ursprungsgesteine hinweist (Tröger 1967).

Der Erhaltungszustand der Feldspäte variiert. Meist sind sie schlecht gerundet bis angerundet und korrodiert. Plagioklase wie Kalifeldspäte sind mitunter serizitisiert, wobei die Serizitierung bevorzugt entlang von Spaltflächen und unregelmäßigen Brüchen in die Körner eindringt. Die Verdrängung von Feldspäten durch Calcit tritt in karbonatisch zementierten Sedimenten der Quiñoas, Chacras und Potrero Grande Formationen auf.

In allen sedimentären Einheiten der tertiären Abfolge kommen Körner mit graphischen **Quarz-Feldspat-Verwachsungen**, Myrmekite, vor. Ob es sich um Verwachsungen von Quarz mit Plagioklas oder Kalifeldspat handelt, ist meist nicht eindeutig. Myrmekite beschränken sich fast ausschließlich auf saure Plutonite und Pegmatite. Im allgemeinen bilden sie sich im Endstadium der Abkühlung kalifeldspatreicher plutonischer Gesteine (Reimer 1975).

Sedimentäre Gesteinsbruchstücke (Ls)

Der Anteil sedimentärer Gesteinsbruchstücke an der Sandfraktion ist generell gering. Den höchsten Durchschnittswert erreicht er mit 11,91 % in der Chacras Formation, während die Sandsteine der Escondida Formation einen Anteil von 1,61 % haben (Tab. 4.2). Bruchstücke von Tonsteinen, Sand- und Siltsteinen sowie Karbonatklasten werden unterschieden.

Der Mineralbestand der **Tonsteinfragmente** ist meist nur schwer zu identifizieren. Neben Tonmineralen wie Illit sind feinkörnige Glimmer (Serizit) Hauptbestandteile. In zahlreichen Bruchstücken tritt ergänzend Karbonat hinzu. Gelegentlich sind in die Matrix kleinere Quarz- und Feldspatpartikel eingelagert. Die Mehrzahl der Tonsteinbruchstücke war zum Zeitpunkt der Ablagerung bereits verfestigt. Sie resultieren aus der Abtragung der permokarbonen oder jurassischen Schichtenfolgen oder der Umlagerung älterer tertiärer Sedimenteinheiten. Nur selten treten Ton-Intraklasten auf, die direkt im Ablagerungsraum gebildet wurden.

Die Gruppe der **Sand- (und Silt-) Steinbruchstücke** ist sowohl in ihrer Korngröße als auch in ihrer Zusammensetzung sehr variabel. Neben Quarz sind Feldspat, Glimmer und Chlorit Bestandteile dieser Gerüstkörner. Wie bei den Tonsteinfragmenten waren permokarbone, jurassische oder tertiäre Sedimente das Ursprungsgestein. Eine Abgrenzung zu Bruchstücken metamorpher Sand- und Siltsteine lässt sich anhand des isometrischen Aufbaus der einzelnen Partikel und einer deutlich vorhandenen tonigen Matrix festlegen.

Karbonatklasten treten nur untergeordnet auf, wobei es keinen stratigraphischen Trend gibt. Es handelt sich um mikritische, bioklastenarme Kalke, die partiell sparitisiert sind. Häufig haben die Karbonatklasten wie die Ton- und Vulkanitfragmente durch mechanische Instabilitäten ihre eigentliche Kornform verloren, so dass eine Unterscheidung zwischen detritischen Karbonat und Karbonat-Zement nicht immer möglich ist. Die Karbonatklasten stammen entweder aus der jurassischen oder der permokarbonen Sedimentabfolge.

Vulkanische Gesteinsbruchstücke (Lv)

Der Anteil der vulkanogenen Partikel an der Sandfraktion schwankt zwischen 9,1 % (Quiñoas Formation - I) und 56,75 % (Potrero Grande Formation) (Tab. 4.2). Die vulkanischen Gesteinsbruchstücke lassen sich aufgrund ihrer textuellen Ausbildung und ihrer Zusammensetzung in zwei Gruppen gliedern.

Der überwiegende Anteil der vulkanischen Gesteinsbruchstücke besteht aus mikrolithischen, basisch bis intermediären Vulkaniten. Sie setzen sich aus leistenförmigen Plagioklasen in einer mikrokristallinen bis amorphen Grundmasse zusammen. Die Einzelkomponenten der letzteren besteht - falls erkennbar - aus Feldspat, Glimmern und untergeordnet aus Quarz. Fehlt den Vulkanit-Bruchstücken ihr porphyrisches Gefüge, sind sie oft kaum von Chert-Fragmenten zu unterscheiden. Allenfalls Einschlüsse von Rutil und Zirkon sowie feinverteilter Serizit lassen auf ein vulkanisches Ursprungsgestein schließen. Die mikrolithischen Vulkanitfragmente können aus dem südlichen Puna stammen, in dem seit dem Mittelmiozän ein basisch-intermediärer Vulkanismus belegt ist (Kraemer et al. 1999). Weitere Liefergebiete waren in der chilenischen Präkordillere, wo während Kreide und Alttertiär der andine magmatische Bogen lag.

Auch Partikel felsisch-porphyrischer (Sub-)Vulkanite sind in der Quiñoas Formation vertreten. Sie bestehen aus großen Feldspat-Kristallen (Plagioklas und Kalifeldspat), die sich in einer Matrix aus mikrokristallinen Quarzen und Feldspäten befinden. Es handelt sich um Abtragungsprodukte triassischer Ganggesteine, wie sie im Bereich der Salina del Fraile anstehen (vgl. Kap. 2). Sie sind auch als Gerölle eines Konglomerates der Quiñoas Formation aus dem Gebiet der Sierra de Calalaste nachgewiesen. Eine Altersbestimmung erbrachte ein K/Ar-Alter von $208,0 \pm 5,0$ Ma [ID-88].

Metamorphe Gesteinsbruchstücke ($Lm = Lmv + Lms$)

Der durchschnittliche Anteil metamorpher Gesteinsbruchstücke an der Sandfraktion liegt zwischen 0,67 (Potrero Grande Formation) und 5,44 % (Quiñoas Formation - II). Lediglich in einigen Proben der Quiñoas Formation liegt der prozentuale Anteil bei ca. 10 % (A81, A108, A103, A460, A461). Wichtigste metamorphe Gesteinsbruchstücke sind Glimmerschiefer, Phyllite, Metaquarzite und Amphibolite.

In den **Glimmerschiefern** und **Phylliten** sind die Quarze deutlich ausgelängt und zeigen stark undulöse Auslöschung. Die Kornkontakte zwischen den einzelnen Quarzindividuen sind oft suturiert. Mit abnehmendem Glimmergehalt gehen sie in metamorph überprägte polykristalline Quarze über und werden dann zu der Komponentengruppe der Polyquarze gezählt. Das Auftreten von Glimmerschiefern, Phylliten und Metaquarziten konzentriert sich vor allem auf die älteren tertiären Einheiten (Quiñoas Formation, Chacras Formation). Liefergesteine sind sowohl die niedriggradig metamorphe altpaläozoische Gesteinsabfolge als auch das mittelgradig metamorphe kristalline Basement.

Fragmente von **Amphiboliten** beschränken sich auf wenige Proben der Quiñoas Formation des westlichen Arbeitsgebietes (Profil U). Sie bestehen aus grünlich-braunen Amphibolen und stammen aus dem kristallinen Basement. Ähnlich wie bei den plutonischen Gesteinsfragmenten ist ein in-situ-Zerfall des Kornverbandes in seine Einzelkristalle häufig.

Plutonische Gesteinsfragmente (Lp)

Bruchstücke plutonischer, meist granitischer Gesteine treten nur untergeordnet auf. Ihr durchschnittlicher Anteil beträgt maximal 2,03 % (Quiñoas Formation - II). Sie setzen sich aus einem dichten Gefüge von etwa gleich großen, isometrischen Quarz-, Plagioklas- und Kalifeldspat-Kristallen sowie untergeordnet Hell- sowie Dunkelglimmern zusammen. Im Gegensatz zu den Sandsteinbruchstücken fehlt eine feinkörnigere Matrix. Durch den in-situ-Zerfall des Kornverbandes ist es nicht immer eindeutig möglich, Einzelkristalle von den plutonischen Gesteinsfragmenten abzugrenzen.

»Chert«-Fragmente (Chert)

Der Anteil der verwitterungsbeständigen Chert-Fragmente an der Sandfraktion beträgt zwischen 0,2 (Potrero Grande Formation) und 5,52 % (Quiñoas Formation - I). Als »Chert« werden hier kieselige Gesteine bezeichnet, wobei nicht ausgesagt wird, ob es sich um Kieselgesteine vulkanischen, biogenen oder diagenetischen Ursprungs handelt. Sie bestehen aus einem mikrokristallinen Quarzmosaik, welches braun pigmentiert ist. Gelegentlich besitzen sie feinverteilte, opak erscheinende Einlagerungen. Falls größere Einsprenglinge, meist Feldspäte, auftreten, lassen sie sich entsprechend ihrer Herkunft einer anderen Komponentengruppe (u.a. vulkanische Gesteinsfragmente) zuordnen.

Phyllosilikate (Mica)

In allen Proben treten detritische Muskovite und Biotite sowie untergeordnet Chlorite als Bestandteile der Sandfraktion auf. Ihr durchschnittlicher prozentualer Anteil ist meist sehr gering. Er liegt zwischen 0,33 (Potrero Grande Formation) und 1,25 % (Chacras Formation).

Neben kleinsten Schüppchen treten **Muskovit** und **Biotit** in etwa gleichen Anteilen oft als große, teils verformte Körner und Plättchen auf. Biotite kommen nur selten als frische, rotbraune Körner vor (Ausnahme: Potrero Grande Formation). Sie zeigen dann einen intensiven Pleochroismus von rotbraun nach blassgelb. Meist sind sie randlich und entlang von Spaltflächen im Innern unterschiedlich gebleicht und in Hydroglimmer umgewandelt. In diesem Fall besitzen sie eine olivgrüne bis braune Färbung. Im Vergleich zu den Biotiten erscheinen Muskovite meist frischer und enthalten nur selten Einschlüsse. Nur selten ist eine randliche Umwandlung in mikroskopisch nicht bestimmbare Minerale vorhanden. Ansonsten ist in matrixreichen Gesteinen eine parallele Anordnung zur Schichtung charakteristisch.

Eine seltene Komponente der Sandfraktion bilden grün bis gelbgrüne **Chlorite**. Sie liegen ausschließlich als detritische Einzelminerale vor. Ihr Ursprung liegt in niedrigmetamorphen Liefergebieten (Blatt 1982), z.B. die altpaläozoischen Metasediment- und Metavulkanitabfolge.

Schwerminerale (Min. const.)

Unter den transparenten Schwermineralen dominieren Pyroxene und Amphibole sowie die Durchläuferminerale Zirkon, Rutil, Apatit und Granat. Magnetit, Hämatit, Limonit und weitere nicht näher identifizierbare Komponenten bilden die Gruppe der opaken Schwerminerale. Ihr durchschnittlicher Gehalt an der Sandfraktion schwankt zwischen 1,8 (Escondida Formation) und 6,82 % (Potrero Grande Formation) (Tab. 4.2). Einige Amphibol-reiche Proben der Quiñoas Formation (A495, A508) können Gehalte von über 10 % besitzen (Anhang 3).

Amphibole und **Pyroxene** bilden neben den opaken Komponenten die bedeutendste Gruppe der Schwerminerale. Sie sind meist stark korrodiert und bilden schlecht gerundete Körner. Amphibole treten in allen sedimentären Einheiten auf. Jedoch besitzen die Sedimente der Quiñoas und Chacras Formationen auf der Westseite des Salar de Antofalla die höchsten Anteile. Maximale Pyroxengehalte weist die vulkanoklastische Potrero Grande Formation auf.

In nahezu allen Proben kommen **Zirkone** vor. In der Regel erscheinen die farblosen Kristalle gut bis sehr gut gerundet, was für eine mehrfache Aufarbeitung sprechen würde. Lediglich in einigen Proben der Potrero Grande Formation und der Juncalito Formation treten auch idiomorphe Kristalle auf, die direkt aus der Abtragung der vulkanischen Gesteine des magmatischen Bogens resultieren. Ebenfalls farblos bis rosa erscheinen seltene **Granate**. Vielfach sind sie schlecht gerundet und besitzen deutliche Korrosionsspuren. **Rutil** und **Apatit** kommen in Form kleiner prismatischer, eckig-begrenzter Körner vor. Die Durchläuferminerale Zirkon, Rutil, Apatit und Granat zeigen keine statistische Verteilung. Wegen ihres seltenen Auftretens werden sie nicht weiter zur Identifizierung der Liefergebiete herangezogen.

Zement

Der Zementanteil an der Gesamtzusammensetzung liegt meist unter 10 %. Nur in einigen Proben der Quiñoas (A411, A412, A460, A461, A495), Chacras (A058, A512, A513) und Potrero Grande Formationen (A133, A134) machen Zemente über 10 % aus.

In allen sedimentären Einheiten sind folgende Zemente vorhanden: Illit-Smektit, Fe-Oxide und Karbonat sowie gelegentlich auch Quarz. Kaolinit-Zemente beschränken sich auf die Quiñoas Formation und die Chacras Formation. Ihr Vorkommen könnte möglicherweise auf warm-humide Klimabedingungen während ihrer Sedimentation zurückzuführen sein (Deconinck et al. 2000). Diagnostisch für einige Einheiten ist Gips als Zementmineral. Es tritt in Proben der Quiñoas Formation und der Juncalito Formation in quantitativ bedeutenden Mengen auf. Er bildet dort poikilitische Zemente mit cm bis dm großen Kristallen.

Matrix

Der Anteil von Komponenten < 30 µm variiert innerhalb der sedimentären Abfolge stark. Jedoch lässt sich kein eindeutiger stratigraphischer Trend ausmachen. Ihr Anteil ist generell vom Ablagerungsmilieu und den damit verbundenen Strömungsbedingungen abhängig. Die höchsten

Werte mit über 20 % erreicht der Matrixanteil in Sandsteinen der Playaebene oder des distalen alluvialen Fächers (A022a [Juncalito Formation], A420, A421 [Potrero Grande Formation], A103 [Quiñoas Formation-I]). Bestandteile der Matrix sind überwiegend detritäre Tonminerale wie beispielsweise Illit sowie Quarz-, Feldspat- und Glimmerpartikel.

4.1.2 Klassifikation der Sandsteine

Die Sandsteine der tertiären Sedimentabfolge sind nach der Klassifikation von Folk (1974) lithische Arkosen und arkosische Litharenite sowie untergeordnet um Litharenite und Arkosen (Abb. 4.2).

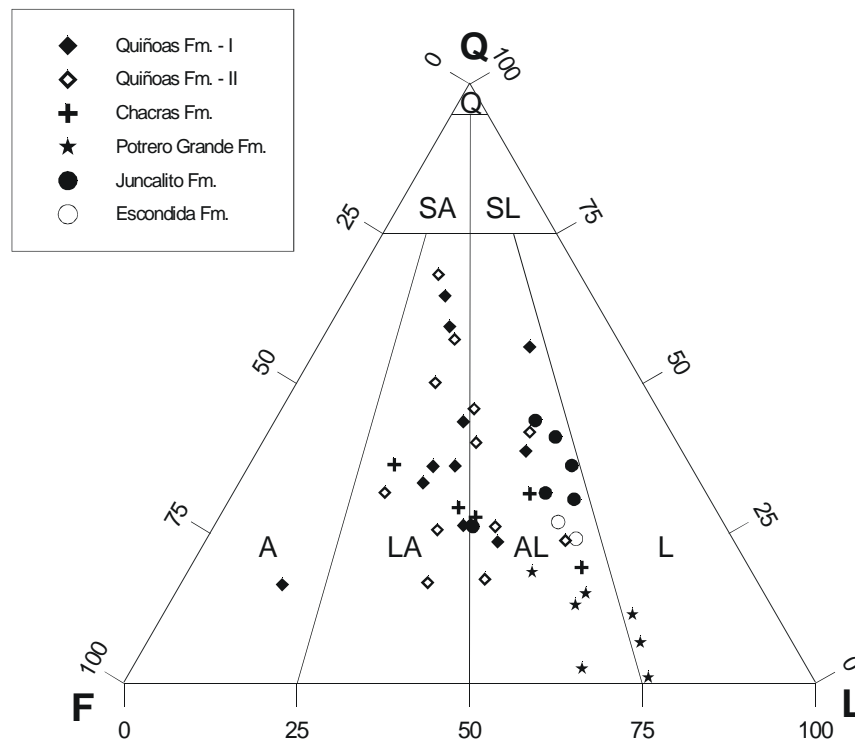


Abb. 4.2 QFL-Dreiecksdarstellung (nach Folk 1974) zur Klassifikation der Sandsteine des Salar de Antofalla-Gebietes. A: Arkose, LA: lithische Arkose, AL: arkosischer Litharenit, L: Litharenit, SA: Subarkose, SL: Sublitharenit, Q: Quarzarenit.

Signifikante Variationen innerhalb der Abfolgen beschränken sich meist auf das Verhältnis Quarz zu Gesteinsbruchstücken. Die Sandsteine der Quiñoas Formation besitzen geringere Anteile an Gesteinsbruchstücken, so dass überwiegend lithische Arkosen vorliegen. Der Feldspatgehalt liegt dabei meist zwischen 25 und 50%. Eine Probe der Quiñoas Formation - I zeichnet sich durch einen hohen Feldspatgehalt aus und muss als Arkose klassifiziert werden. Die Sandsteine der Potrero Grande, der Juncalito und der Escondida Formationen sind deutlich lithoklastenreicher und quarzärmer. Insbesondere die Sandsteine der Potrero Grande Formation sind quarzärmer. Sie besitzen einen Quarzanteil, der lediglich zwischen 0 und 25 % liegt. Entsprechend der Folk'schen Nomenklatur können die Sandsteine dieser jüngeren tertiären Abfolgen als arkosische Litharenite und mitunter als Litharenite eingestuft werden.

4.2 Rekonstruktion der Liefergebiete

Überlegungen hinsichtlich der Verteilung von Hochgebieten und Ablagerungsräumen während der tertiären Sedimentation basieren auf Interpretationen der räumlichen Fazies- und Mächtigkeitsverteilung (vgl. Kap. 3) sowie den Ergebnissen von Paläoströmungsmessungen und Analysen der petrographischen Zusammensetzung der Konglomerate und Sandsteine.

4.2.1 Quiñoas Formation

Petrographische Charakteristika der Sandsteine

Die Sandsteine der Quiñoas Formation, meist lithische Arkosen (Abb. 4.2), zeichnen sich durch eine heterogene Zusammensetzung aus, die im QmFLt- (Abb. 4.3) und QpLvLsm-Diagramm (Abb. 4.4) wiedergegeben wird. Letzteres basiert auf der Zusammensetzung diagnostischer Gesteinsbruchstücke und belegt, dass die Komponenten aus der Umlagerung metamorpher, magmatischer und sedimentärer Gesteine resultieren. Insgesamt zeigt sich eine E-W-Variation in der Zusammensetzung der Sandsteine der Quiñoas Formation (Abb. 4.5), auf die im folgenden näher eingegangen wird.

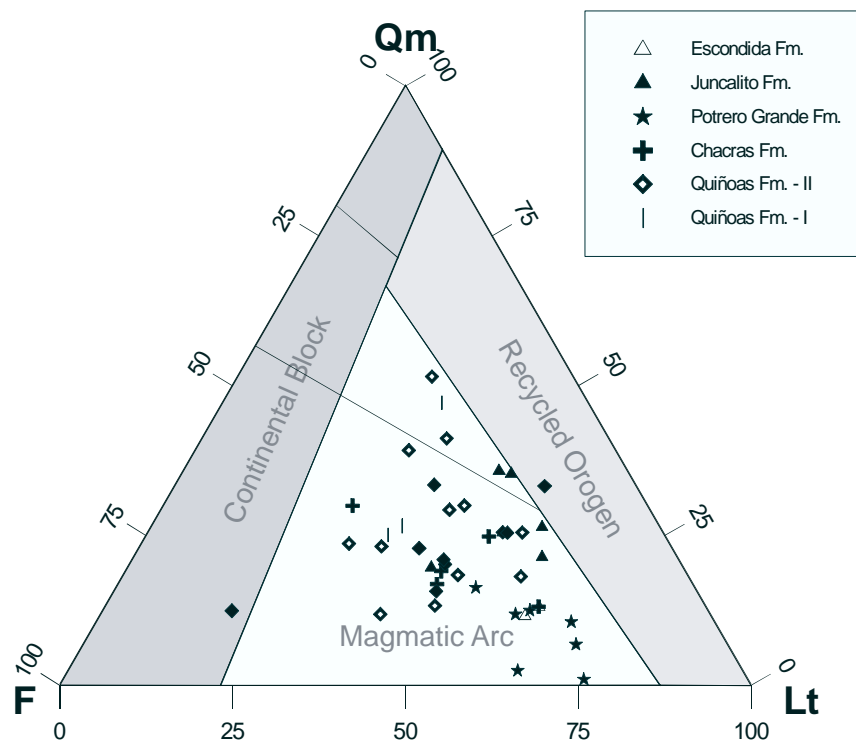


Abb. 4.3 QmFLt-Dreiecksdarstellung (nach Dickinson et al. 1983, Erläuterung der Abkürzungen in Tab. 4.1). Dieses Diagramm sowie die QpLvLsm-Darstellung (Abb. 4.4) spiegeln Trends in der Änderung der Liefergebiete wider. Die QmFLt-Darstellung zeigt, dass die Sandsteine der Potrero Grande Formation sich kompositionell von denen anderer tertiärer Einheiten unterscheiden. Ihr Gesteinsfragment-Anteil ist deutlich höher, während der Anteil an Monoquarzen zurücktritt (Abb. 4.1). Die übrigen Tertiärfolgen zeigen keine klaren Trends.

Die Sandsteine des westlichen Salar de Antofalla-Gebietes (Profil U) zeichnen sich vor allem durch hohe Feldspatgehalte aus. Perthitische Verwachsungen, Mikrokline mit gleichmäßiger Gitterung und graphische Quarz-Feldspat-Verwachsungen weisen daraufhin, dass zumindest ein Teil aus der Abtragung eines plutonischen, möglicherweise granitischen Liefergebietes stammt. Weitere bedeutende Komponenten sind grünbraune Amphibole, die sich aus der Abtragung von Amphiboliten herleiten lassen. In einigen Proben machen sie über 10 % der Gesamtzusammensetzung aus. Granite sowie Amphibolite sind verbreitete Bestandteile des kristallinen Basements des Salar de Antofalla-Gebietes, in der Sierra del Campo Negro

(Abb. 3.5). Weitere Komponenten des kristallinen Basement sind Bruchstücke von Granitoiden und Glimmerschiefern. Aufgrund ihrer geringen Verwitterungsresistenz ist ihr Anteil jedoch niedrig (< 5 %).

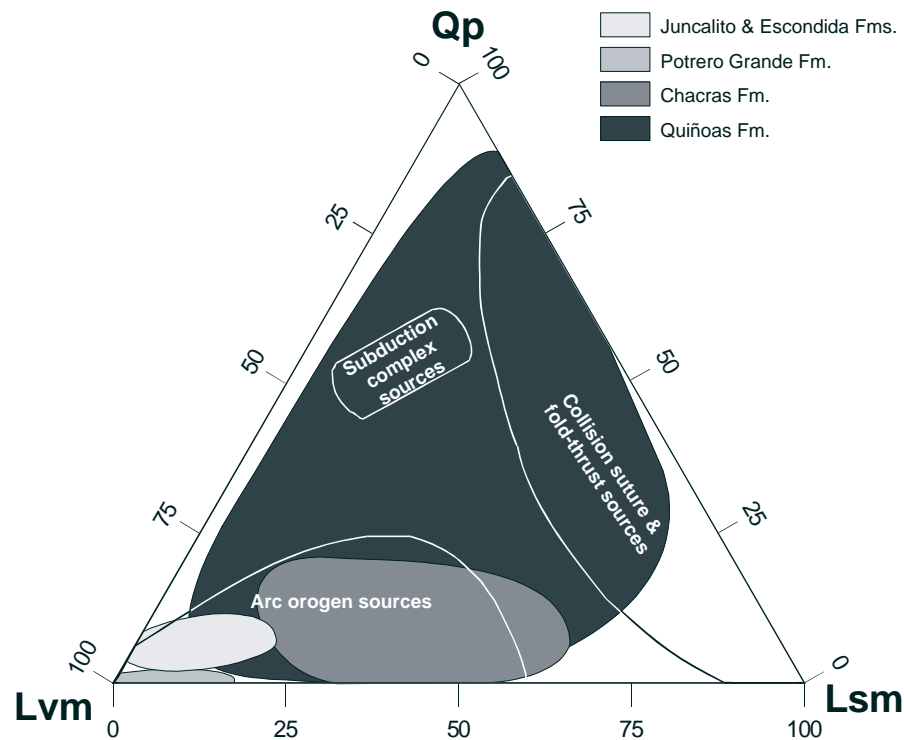


Abb. 4.4 QpLvmLsm-Dreiecksdarstellung (nach Graham et al. 1976, Ingersoll & Suczek 1979 und Dickinson 1985; Erläuterung der Abkürzungen in Tab. 4.1). Das Diagramm gibt die Zusammensetzung der Gesteinsbruchstücke wieder. Die Felder (nach Dickinson 1985) geben einen groben geotektonischen Rahmen. Hiernach sind die Sandsteine der Potrero Grande, Juncalito und Escondida Formationen Erosionsprodukte eines magmatischen Bogens. Komplexer erscheinen die Quiñoas Formation und bedingt auch die Chacras Formation. Möglicherweise ist ihre Sandfraktion eine Mischung aus Abtragungsprodukten magmatischer Bögen und orogener Komplexe.

Ein weiteres Kennzeichen der Sandsteine der Quiñoas Formation des westlichen Salar de Antofalla-Gebietes ist ein vergleichsweise hoher Gehalt an Gesteinsbruchstücken mikrolithischer Vulkanite (Abb. 4.5). Sie besitzen eine intermediäre bis basische Zusammensetzung. Da keine vergleichbaren Vulkanite aus dem Arbeitsgebiet bekannt sind, werden diese Fragmente aus dem kretazisch-tertiären magmatischen Bogens in Nordchile hergeleitet. Der südlichen Puna am nächsten gelegen ist der südwestlich anschließende Vulkankomplex der Franja de Maricunga, dessen Aktivität bis in das Oligozän reichte (Mpodozis et al. 1995). Auch Kraemer et al. (1999) vermuten, dass die in die Quiñoas Formation eingeschalteten vulkanischen Aschen aus diesem Komplex stammen.

Die Sandsteine der Quiñoas Formation aus dem direkt westlich an die Sierra de Calalaste anschließenden Bereich (Zentralteil: Profile G und H/I) besitzen einen deutlich höheren Quarzanteil als die der westlichen Region. Etwa 40 % der Sandfraktion bestehen aus Mono- und Polyquarzen (Abb. 4.5). Letztere belegen zusammen mit Fragmenten von Metaquarziten, maximal grünschieferfaziell überprägten Metavulkaniten und Phylliten die Abtragung niedriggradig metamorpher Gesteine. Sie stammen aus der altpaläozoischen Schichtenfolge, die den Hauptbestandteil der Sierra de Calalaste bildet.

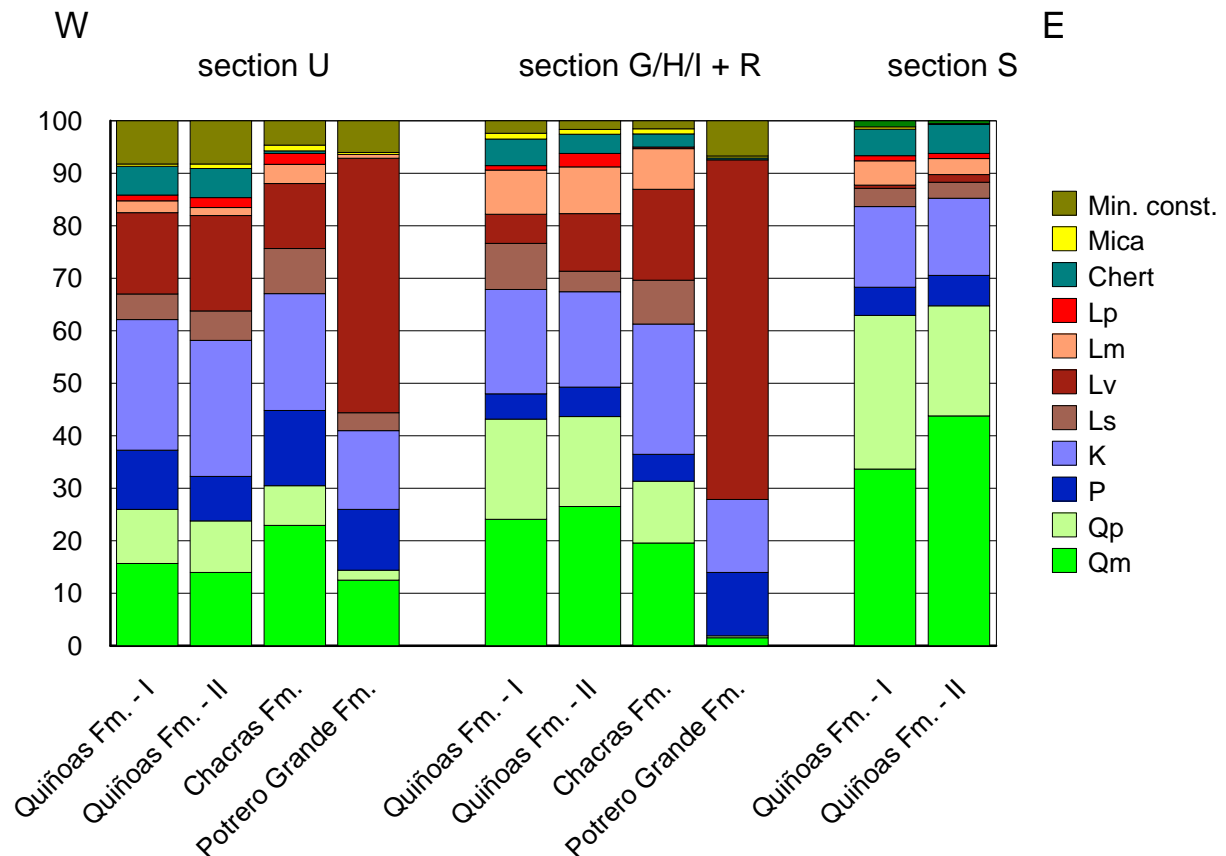


Abb. 4.5 Vergleich der petrographischen Zusammensetzung der Sandfraktion der Quiñoas Formation, der Chacras Formation und der Potrero Grande Formation entlang einer E-W-Traverse (Profil U (n = 13) - G/H/I (n = 9) - S (n = 4), vgl. Abb. 3.1). Die Werte zur Potrero Grande Formation für den Zentralteil wurden an Proben aus dem Profil R (n = 2) bestimmt. Auffällig ist die ostwärtige Zunahme des Quarzanteils und die Abnahme des Anteils vulkanischer Gesteinsfragmente innerhalb der Quiñoas Formation.

Vulkanitfragmente mit einem Anteil von bis zu 15 % (Abb. 4.5) zeigen ein porphyrisches Gefüge bei einer intermediären bis sauren Zusammensetzung. Vermutlich sind sie Abtragungsprodukte triassischer Ganggesteine, die in der Sierra de Calalaste auch im Geröllbestand der Konglomerate häufig auftreten (s.u.). Desweiteren ist im Vergleich zu den westlich und östlich gelegenen untersuchten Lokalitäten der Anteil an sedimentären Gesteinsbruchstücken bedeutend höher (Abb. 4.5). Bei diesen handelt es sich um Sand- und Siltsteinbruchstücke sowie Tonsteinfragmente und Karbonatklasten, die aus der permokarbonen Sedimentabfolge stammen.

Niedrigmetamorphe Gesteine und Sedimente der altpaläozoischen Abfolge und der karbonatführenden permokarbonen Sedimentabfolge (Profil J, Abb. 2.2) sprechen dafür, dass die im Osten anschließende Sierra de Calalaste, bzw. ihr Vorläufer (Prä-Sierra de Calalaste) das Liefergebiet war. Die in geringen Mengen auftretenden Bruchstücke von Granitoiden, Gneisen und Glimmerschiefern (< 5 %) können ebenfalls aus diesem Hochgebiet stammen. Kleinere Vorkommen kristallinen Basements sind hier aufgeschlossen (Abb. 2.1). Bisher sind dort keine triassischen Ganggesteine nachgewiesen. Jedoch werden sie aufgrund ihrer Verbreitung im Arbeitsgebiet als Bestandteil der Sierra de Calalaste nicht ausgeschlossen. Gerölle triassischer Vulkanite in nach Westen geschütteten Konglomeraten (s.u.) belegen, dass triassische Ganggesteine einen Bestandteil der Prä-Sierra de Calalaste bildeten.

In den Sandsteinen der Lokalitäten östlich der Sierra de Calalaste (Profil S) treten Fragmente vulkanischer Herkunft stark zurück. Es überwiegen Poly- und Monoquarze, Feldspäte sowie Gesteinsbruchstücke sedimentärer bzw. metasedimentärer Herkunft, wobei sich letztere fast ausschließlich aus Phylliten und Metaquarziten einer niedriggradig metamorphen Einheit

zusammensetzen. Ebenso wie vulkanische Komponenten fehlen Partikel plutonischer oder hoch- bis mittelgradig metamorpher Gesteine. Daher lässt sich das kristalline Basement der Sierra del Peñon im Westen (Abb. 1.3) als Herkunftsgebiet ausschließen. Die Prä-Sierra de Calalaste wird daher als Liefergebiet der Sandsteine der Quiñoas Formation in der Umgebung des Salar de Incahuasi gedeutet.

Konglomerate - Zusammensetzung und Transportrichtung

Messungen der Paläotransportrichtung - Methodik

Paläotransportrichtungen wurden an dachziegelartig angeordneten, korngestützten Konglomeraten der Lithofaziestypen Gc und Gh gemessen. Ihr Einfallen ist entgegengesetzt zum Transport. Pro Aufschluss wurden 40 bis 50 plattige Klasten eingemessen. Zum Ausgleich der postsedimentären Verstellungen wurden die Daten mittels der Software STERONET um den Einfallwinkel der Schichtung zurückrotiert und als Richtungsrose dargestellt. Zur anschaulichen Darstellung wurden die Daten noch um 180° um eine Senkrechte gedreht. Sie geben somit direkt die Transportrichtung wider. Die Richtungsrosen sind im Anhang 2 aufgeführt. In den paläogeographischen Karten (Abb. 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, 4.10) wird die Transportrichtung (Pfeil) als arithmetisches Mittel dieser Daten wiedergegeben.

Ähnlich wie in den Sandsteinen schwankt die Geröllzusammensetzung des konglomeratischen Anteils der Quiñoas Formation lokal stark. In den westlich der Sierra de Calalaste gelegenen Profilen H/I und G bestehen die Gerölle aus altpaläozoischen Metasedimenten (Quarzite, Phyllite), Metavulkaniten, Gangquarzen und porphyrischen Vulkaniten triassischen Alters. Aus Imbrikationsmessungen (G-1, G-2, H/I-1, H/I-2, Anhang 2) geht ein Transport aus östlichen Richtungen hervor, so dass die Konglomerate als Abtragungsschutt der Prä-Sierra de Calalaste interpretiert werden.

Ähnliche Zusammensetzungen besitzen die Konglomerate der Quiñoas Formation am Südwestrand der Sierra de Calalaste (Profil R). Hier wurden jedoch keine Gerölle porphyrischer Vulkanite gefunden. Stattdessen sind Fragmente dunkelbrauner Kalke Bestandteile des Geröllspektrums. Ihr Ursprung ist der karbonatische Teil der permokarbonen Abfolge, die u.a. am Ostrand der Sierra de Calalaste (Profil J) ansteht. Imbrikationsmessungen (R-1, R-2, R-3) belegen einen Transport aus südlichen Richtungen. Liefergebiet war vermutlich der Vorläufer der Sierra de Calalaste, die sich heute ca. 10 km östlich erstreckt. Variationen der Transportrichtung (Abb. 4.6) können vermutlich auf die radialstrahlige Anordnung der Strömungsrinnen in Schwemmfächern zurückgeführt werden.

Westlich des Salar de Antofalla treten in den Konglomeraten der basalen Quiñoas Formation (z.B. nördlich Vega Quiñoas, Salina del Fraile [Profil U, Anhang 2 - S1]) niedrigmetamorphe Sedimente und Vulkanite des Altpaläozoikums stark zurück. Neben Fragmenten permokarboner Sandsteine überwiegen Gerölle aus Granitoiden, Gabbroiden, Gneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten des kristallinen Basements. Die Granitoide zeigen meist ein homogenes, regelloses Gefüge. Teilweise sind sie porphyrisch mit bis zu 2 cm großen Feldspat-Kristallen. Die Gesteine des kristallinen Basements sind in weiter Verbreitung entlang des Westrandes des heutigen Salar de Antofalla aufgeschlossen (S´ Vega Orohuasi, Sierra de la Campo Negro, E´ Volcán Antofalla, N´ Antofallita). Hier bildete das kristalline Basement ein geschlossenes Hochgebiet (Antofalla-Hoch), von dem westwärts geschüttet wurde.

Voss (2000) beschreibt von der Basis der Quiñoas Formation eine konglomeratische Abfolge, die nördlich der Vega Quiñoas am Westrand des Salar de Antofalla aufgeschlossen ist. Die Gerölle setzen sich aus Gesteinen des kristallinen Basements und der permokarbonen Sedimentabfolge zusammen. Imbrikationsmessungen belegen einen Transport aus östlichen Richtungen. Auch Voss (2000) vermutet, dass die östlich anschließende Sierra del Campo Negro als Teil eines größeren Hochgebietes die Sedimentquelle war.














Paläogeographische Interpretation

Während der Sedimentation der Quiñoas Formation gab es zwei Hochgebiete im Salar de Antofalla-Gebiet. Aufgrund der Dominanz eines Ost-West- bzw. West-Ost-Transportes und der

West-Ost-Variation der Fazies besaßen sie eine N-S-Orientierung. Unterstützt wird diese These durch den \pm N-S-Verlauf der Relikte der Liefergebiete:

- (1) Eines der bedeutendsten Hochgebiete während der Sedimentation der basalen Quiñoas Formation bildete die **Prä-Sierra de Calalaste**, deren Lage annähernd durch die heutige Sierra de Calalaste wiedergegeben wird. Von ihr wurden in ausgedehnten Fächersystemen mächtige Grobklastika westwärts geschüttet (Abb. 4.6). Paläoströmungsrichtungen, das Geröllspektrum und die Geröllgröße der Konglomerate sowie die Zusammensetzung der Sandsteine belegen für die Profile G, H/I und R das östlich gelegene Hochgebiet. Desweiteren markieren die proximalen Alluvialsedimente der Profile G und H/I die unmittelbare Nähe zum Liefergebiet, während *sheetflood*- und *playa sandflat*-Ablagerungen im Profil R eine distale Position zur Prä-Sierra de Calalaste belegen. Deren Ostseite war durch ein geringes Relief geprägt. Nur wenig grobklastische Siliziklastika wurden von der Ostflanke des Hochgebietes ostwärts geschüttet. Im Profil S überlagern nur feinklastische Sedimente einer *playa sandflat* die permokarbone Abfolge.
- (2) Westlich der Prä-Sierra de Calalaste stellte das **Antofalla-Hoch** (in Anlehnung an Voss 2000) ein weiteres Liefergebiet dar. Dieses erstreckte sich entlang des Westrandes des Salar de Antofalla und wird heute teilweise durch die modernen Sedimente des Salar de Antofalla überlagert. Von diesem Kristallinkomplex stammen westlich der Sierra de Campo (Profil RV 1) die basalen Quiñoas-Konglomerate mit Granitoid-, Gneis-, Glimmerschiefer- und Gabbro-Geröll. Während hier proximale Fächersedimente dominieren, überwiegen weiter westlich in der Salina del Fraile (S1 - Anhang 2) distale Fächersedimente mit geringeren Mächtigkeiten und Geröllgrößen. Weiter nördlich (Profile T, Q und Y) treten in der Quiñoas Formation keine grobklastische Sedimente mehr auf. Hier erstreckte sich eine ausgedehnte Playaebene, die durch keine weiteren Hochgebiete gegliedert wurde.

Im weiteren Verlauf der Sedimentation der Quiñoas Formation wurden die Hochgebiete zunehmend eingeebnet. Geringerer grobklastischer Sedimenteintrag kennzeichnet das gesamte Gebiet des Salar de Antofalla. Mitunter wurden ehemalige Hochgebiete im Zuge der oligozänen Entwicklung wieder Akkumulationsraum. So überlagert nördlich des Cerro Beltrán (Profil Q, Abb. 3.1) die fluviatile Quiñoas Formation - II diskordant das Permokarbon.

| PROVENANCE | DEPOSITIONAL SYSTEM |
|--|--|
|  Volcanic rocks |  Playa, mud- and sandflat |
|  Crystalline basement/ Early Paleozoic rocks |  Salt Pan |
|  Permian and Tertiary strata |  Lakustrine |
|  Active reverse fault |  Alluvial fan |
|  Active reverse fault, suspected |  Braided river system |
|  Active strike-slip fault |  Eolian dune |
|  Location of sections and outcrops | |

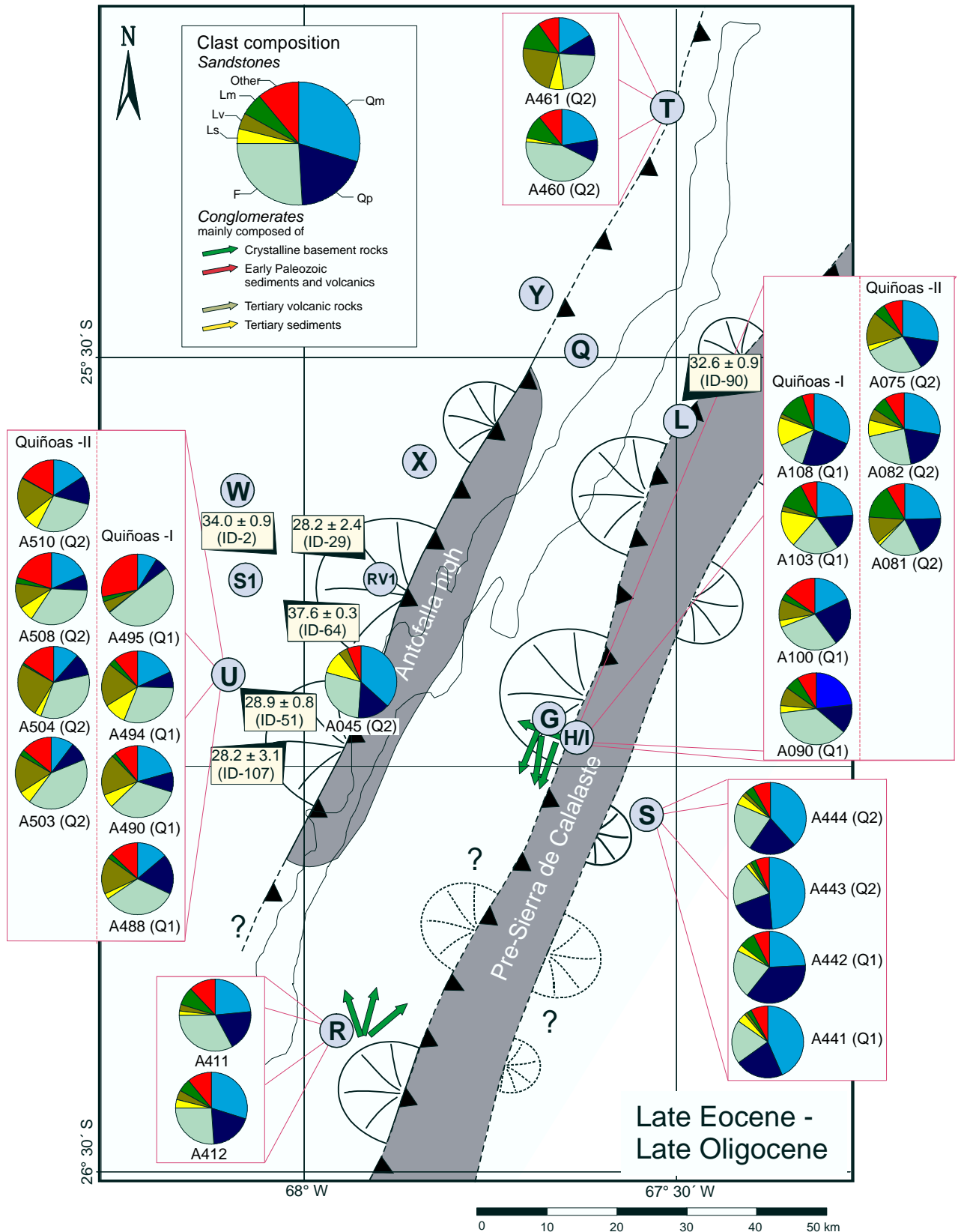


Abb. 4.6 Verteilung von Liefergebieten und Sedimentationsräumen zu Beginn der Sedimentation der obereozänen bis oberoligozänen Quiñoas Formation. Das Gebiet wurde durch das Antofalla-Hoch und die Prä-Sierra de Calalaste intern gegliedert. Von diesen Hochgebieten breiteten sich alluviale Fächerkomplexe in die Playaebene aus. Eine weitere Sedimentquelle lag westlich im Bereich der chilenischen Präkordillere. Zur Orientierung ist der Umriss des aktuellen Salar de Antofalla gegeben. Die Pfeile geben die Transportrichtung, die an Imbricationen alluvialer Konglomerate bestimmt wurde (vgl. Anhang 2). Die Pfeilwurzel entspricht der Lage des Messpunktes.

Im westlichen Teil des Salar de Antofalla-Gebietes treten in den Sedimenten der Quiñoas Formation Grobklastika stark zurück, so dass sich eine Abschätzung des Liefergebietes nur aus der petrographischen Zusammensetzung der Sandsteine ergibt. Der auffällig hohe Anteil vulkanoklastischer Partikel und das Fehlen vulkanischer Aktivität im unmittelbaren Salar de Antofalla-Gebiet weisen daraufhin, dass eine weitere Sedimentquelle weiter westlich lag. Wahrscheinlich stammt der Detritus aus dem inkaischen Orogen, das während des Eozäns deformiert und herausgehoben wurde und Ort des kretazisch-alttertiären magmatischen Bogens war. Kraemer et al. (1999) leiten die vulkanischen Aschen in der Quiñoas Formation aus der Franja de Maricunga her, die Teil des dieses magmatischen Bogens war und bis in das Oligozän vulkanisch aktiv war. Außerdem interpretieren Jordan & Alonso (1987) die oligozänen Rotsedimente der Puna aufgrund von Korngrößenvariationen als Abtragungsschutt des inkaischen Gebirgsgürtels in Zentral- und West-Chile.

4.2.2 Chacras Formation

Petrographische Charakteristika der Sandsteine

Die heterogene Zusammensetzung der lithischen Arkosen und arkosischen Litharenite der oberoligozänen-untermiozänen Chacras Formation spiegelt die Mischung verschiedener Herkunftsgebiete wider. Kalifeldspäte mit perthitischen Gefüge, graphische Quarz-Feldspat-Verwachsungen und Mikrokline mit gleichmäßiger Gitterung belegen eine plutonische Herkunft zahlreicher Komponenten. Sie stammen aus der Abtragung von Granitoiden und Gabbros des kristallinen Basements. Polykristalline Quarze (ca. 12 %, Tab. 4.1) und metamorphe Gesteinsbruchstücke (Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise) mit einem Anteil von ca. 10 % lassen sich aus der Abtragung metamorpher Gesteine des kristallinen Basements oder der frühpaläozoischen Abfolge herleiten. Einen bedeutenden Anteil mit ca. 15 % bilden Fragmente von umgelagerten Tonsteinen sowie Sand- und Siltsteinen, die aus der permokarbonen oder der tertiären Sedimentabfolge stammen können.

Auffällige ortsabhängige Variationen in der Zusammensetzung der Sandfraktion existieren nicht. Lediglich die Sandsteine aus dem westlichen Teil (Profil U) weisen einen hohen Anteil an mikrolithischen, sauren Vulkanitfragmenten auf, die sich aus dem aktiven magmatischen Bogen (Franja de Maricunga) im Westen herleiten lassen. Hingegen besitzen die Sandsteine von der Westflanke der Sierra de Calalaste (Profil G) einen ca. 15 %igen Anteil an vulkanischen Fragmenten mit einem ausgeprägten porphyrischen Gefüge und intermediär-basischem Chemismus. Wie auch bei den Sandsteinen der Quiñoas Formation werden diese Bruchstücke aus der Abtragung triassischer Ganggesteine abgeleitet.

Konglomerate - Zusammensetzung und Transportrichtung

Hauptbestandteile der Geröllfraktion der Konglomerate der Chacras Formation sind altpaläozoische Metasedimente und Metavulkanite sowie Gesteine des kristallinen Basements, wobei ihr prozentualer Anteil lokal variieren kann. Bei ersteren handelt es sich um grüngraue Metaquarzite, graue Phyllite und Tonschiefer. Die Geröllkomponenten des kristallinen Basements setzen sich aus Granitoiden, Glimmerschiefern, Gneisen, Gabbroiden und Amphiboliten zusammen. Eine weitere quantitativ bedeutende Komponente in zahlreichen Lokalitäten bilden Gangquarze und rotbraune Sandsteine, die entweder aus der permokarbonen oder der Quiñoas-Schichtenfolge stammen. Außerdem treten in einigen Lokalitäten porphyrische Vulkanite intermediärer Zusammensetzung (triassische Ganggesteine), basaltische Andesite, Dazite und Bimse des tertiären Vulkanismus auf.

Folgende ortsabhängige Variationen wurden erkannt:

- (1) Die untersuchten Lokalitäten westlich des Salar de Antofalla zeichnen sich durch einen hohen Anteil an Geröllen des kristallinen Basements aus. In allen untersuchten Aufschlüssen entlang des Westrandes (von Nord nach Süd: Profil T, Profil Y, Profil X, Profil U) überwiegen Granit-Fragmente. In den Chacras-Konglomeraten am Westrand der Salina del Fraile treten hohe Anteile an Amphibolit-Klasten hinzu. Imbrikationsmessungen (U-1, U-2, U-4, U-6, X-1,

X-2, X-3, Y-1, Y-2, Y-3; Anhang 2) belegen einen Transport von Ost nach West (Abb. 4.7). Wie zuvor lag das Liefergebiet im Bereich des heutigen Salar de Antofalla, da hier die entsprechenden kristallinen Gesteine anstehen.

- (2) Am Westrand der Sierra de Calalaste (Profil G) treten in den Konglomeraten Gesteine des kristallinen Basements als Geröllbestandteil fast vollständig zurück. Es überwiegen Metaquarzite, Phyllite und Tonschiefer, die aus der niedrigmetamorphen Abfolge des Altpaläozoikums stammen. Hinzutreten Gerölle porphyrischer Vulkanite, die aus der Abtragung triassischer Ganggesteine resultierten. Als weiterer bedeutender Geröllbestandteil kommen bis zu mehrere dm große Klaster rotbrauner Sandsteine vor, die aus dem Permokarbon oder der Quiñoas Formation stammen können. Ihr Liefergebiet war die im Osten anschließende Prä-Sierra de Calalaste.
- (3) Östlich der Sierra de Calalaste wurden im Profil S die Konglomerate der Chacras Formation untersucht. Neben Gangquarzen überwiegen Klaster der altpaläozoischen Sediment- und Vulkanitabfolge. Weitere Komponenten sind Granitoid-, Amphibolit- und Gneise-Gerölle sowie Klaster rotbrauner Sandsteine und porphyrischer Vulkanite. Imbrikationsmessungen (S-1, S-2, S-3; Anhang 2) belegen einen vorherrschenden Transport der Konglomerate nach ESE (Abb. 4.7). Das Geröllspektrum entspricht weitgehend dem der Profile am Westrand der Sierra de Calalaste, so dass dieses als Liefergebiet angenommen wird.

Paläogeographische Interpretation

Wie auch während der Sedimentation der basalen Quiñoas Formation waren die Prä-Sierra de Calalaste und das Antofalla-Hoch die bedeutendsten Sedimentquellen:

- (1) Sedimentfazies, Paläoströmungsrichtungen und die petrographische Zusammensetzung der Konglomerate und Sandsteine am Westrand des heutigen Salar de Antofalla bestätigen den Fortbestand des **Antofalla-Hochs** während Oberoligozän und Untermiozän. Von diesem wurden in ausgedehnten Fächerkomplexen überwiegend Gerölle des kristallinen Basements westwärts geschüttet, wie Imbrikationsmessungen in der Umgebung der Salina del Fraile (Profil U), der Vega Quiñoas (Profil RV 1) und westlich der Ortschaft Antofalla (Profil Y) belegen (Abb. 4.7). Heute wird das kristalline Basement und somit das postulierte Hochgebiet durch ein unmittelbar am Westrand des Salar de Antofalla verlaufendes Aufschubungssystem begrenzt. Unmittelbar westlich des Störungssystems besteht die Chacras Formation aus proximalen Fächerablagerungen und erreicht dort auch die größten Mächtigkeiten (320 m [Profil X, Quebrada de la Mina] und 600 m [Profil Y, Vega Antofalla]). Weiter westwärts gehen diese in ihre distale Äquivalente über (Profil U).

Konglomeratische Sedimente der Chacras Formation am Nordwestrand des Salar de Antofalla (Profil T [Antofallita], Profil Y [Vega Antofalla]) belegen eine Vergrößerung des Antofalla-Hochs nach Norden. So fehlen im Bereich der Schwelle (Profil Q) oberoligozäne Sedimente, während pelitische Playa-Sedimente der Quiñoas Formation noch erhalten sind.

- (2) Geröllzusammensetzung und Sandsteinpetrographie der Ablagerungen der Chacras Formation deuten daraufhin, dass die **Prä-Sierra de Calalaste** mit ihren altpaläozoischen Metasediment- und Metavulkanitfolgen weiterhin Abtragungsgebiet war. Im Profil G wurden die Grolsedimente der Chacras Formation überwiegend aus rinnenförmigen Konglomeraten von *channelized streamflows* in distalen Fächern oder als Ablagerungen von verzweigten Flusssystemen gebildet. Im Vergleich zur Quiñoas Formation treten mächtige proximale Fächersedimente zurück. Vermutlich war das Relief am Westrand des Hochgebietes nicht so ausgeprägt wie während des Obereozäns und des Untereozäns. Auch östlich des Prä-Sierra de Calalaste belegen Imbrikationsmessungen am Profil S (NE´ Salar de Incahuasi) einen Transport aus der Prä-Sierra de Calalaste. Im Vergleich zum Bereich westlich des Hochgebietes sind die Korngrößen und Bankmächtigkeiten geringer, obwohl das Hochgebiet nur wenige km westlich lag. Vermutlich hielten die seit dem Obereozän bestehenden geringen Reliefunterschiede (s.o.) an dessen Ostflanke weiter an.

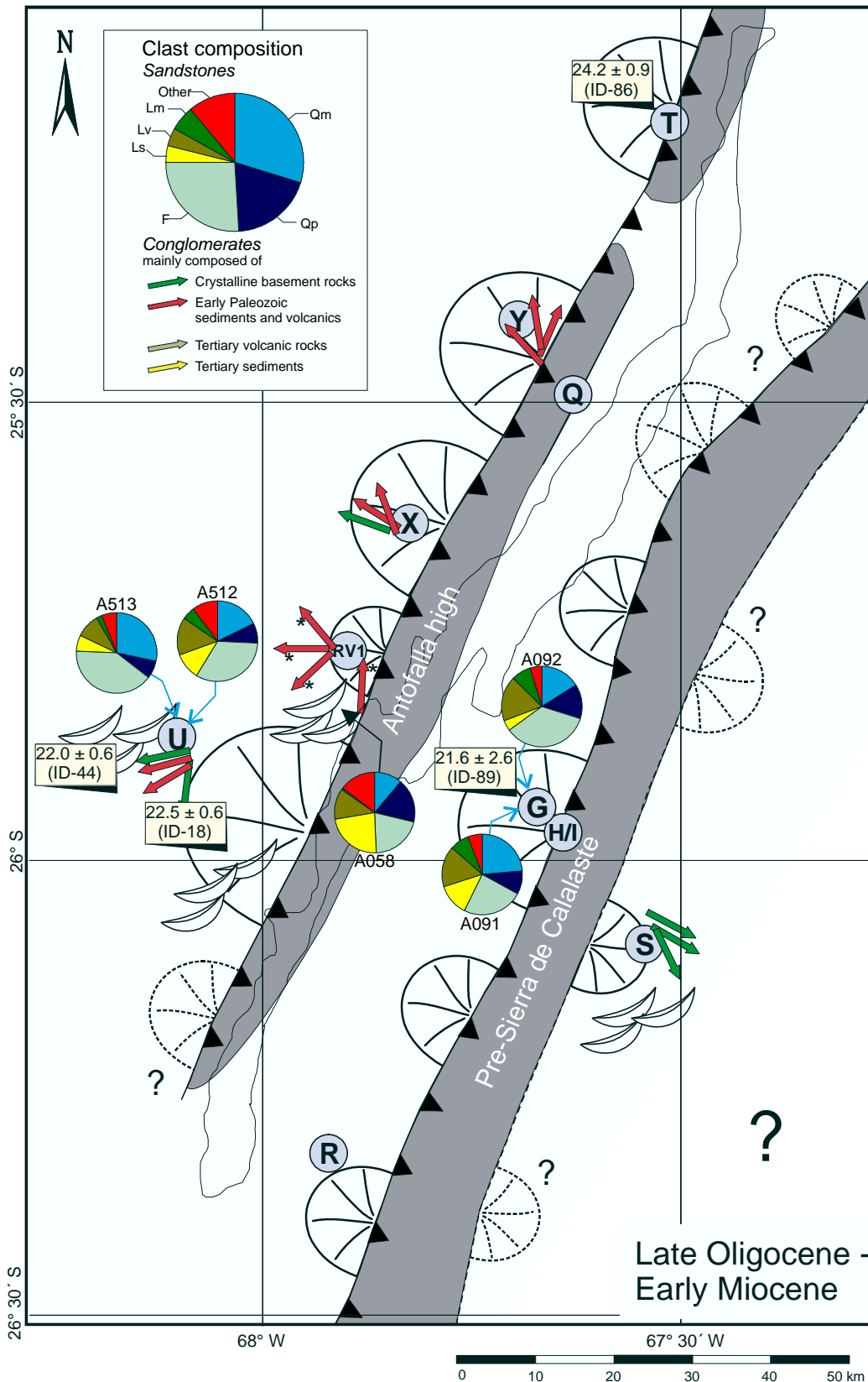


Abb. 4.7 Verteilung von Liefergebieten und Sedimentationsräumen während Oberoligozän bis Untermiozän (Chacras Formation). Bedeutende Hochgebiete waren das Antofalla-Hoch und die Prä-Sierra de Calalaste, von denen sich alluviale Fächer in die NNE-SSW-verlaufenden Becken vorbauten. Die Hochgebiete waren an ihrem Westrand durch Auf- und Überschiebungen begrenzt (vgl. Kap. 6). Zur Orientierung ist der Umriss des aktuellen Salar de Antofalla gegeben. Legende in Abbildung 4.6. Die Pfeile (mit Stern: Daten nach Voss 2000) geben die Transportrichtung an, die an Imbrikationen alluvialer Konglomerate bestimmt wurde. Die Pfeilwurzel entspricht der Lage des Messpunktes.

4.2.3 Potrero Grande Formation

Petrographische Charakteristika der Sandsteine

Die arkosischen Litharenite und Litharenite der Potrero Grande Formation haben einen hohen Gehalt an vulkanischen Gesteinsbruchstücken. Diese sind mikrolithische Vulkanite mit wenigen mm großen Plagioklas-Phänokristallen in einer glasigen Grundmasse. Sie besitzen eine intermediäre bis basische Zusammensetzung. Ihr Auftreten in der Sandfraktion korrespondiert mit zahlreichen Tuff- und Ignimbriteinschaltungen, die in der gesamten Potrero Grande Formation auftreten. Plagioklase mit deutlichem Zonarbau, Pyroxene, opake Minerale und mitunter Amphibole lassen sich aus der Abtragung der Stratovulkan-Komplexe des mizozän-rezenten magmatischen Bogens herleiten.

Nur untergeordnet treten Partikel nichtvulkanischer Herkunft auf. So stammen Mikrokline mit deutlicher Gitterung aus den Granitoiden des kristallinen Basements. Seltene Ton-, Silt- und Sandsteinbruchstücke könnten aus der permokarbonen oder alttertiären Abfolge stammen. Von der Westseite des Salar de Antofalla-Gebietes (Profil U) stammen einige Proben, die zusätzlich geringe Mengen an Karbonatklasten besitzen. Die Klasten stammen aus der jurassischen Sedimentabfolge, die heute im Kern der Salina del Fraile ansteht.

Konglomerate - Zusammensetzung und Transportrichtung

In der Potrero Grande Formation kommen quantitativ bedeutende Mengen an Vulkanitgeröllen vor, die als Abtragungsschutt der Stratovulkan-Komplexe des magmatischen Bogens in das Becken gelangten. Ansonsten stimmt das Geröllspektrum qualitativ weitgehend mit dem der Chacras Formation überein. Neben Geröllen des kristallinen Basements, der altpaläozoischen, permokarbonen und jurassischen Schichtenfolgen treten noch Klasten auf, die aus der Abtragung der Quiñoas und der Chacras Formationen resultieren.

Innerhalb des Salar de Antofalla-Gebietes schwanken die Geröllzusammensetzungen stark. So gibt es Bereiche, in denen fast ausschließlich Vulkanoklasten auftreten, während andernorts altpaläozoische Gesteine überwiegen. Diese Unterschiede zeigen sich im einzelnen wie folgt:

- (1) Südlich des Volcán Antofalla (Profil W) treten mächtige Konglomerate der Potrero Grande Formation auf. Sie bestehen überwiegend aus vulkanischen Geröllkomponenten. Meist handelt es sich um intermediäre bis basische Vulkanite, untergeordnet treten saure Varietäten auf. Imbrikationsmessungen (W-1; Anhang 2) belegen einen Transport aus dem Norden. Die Sedimente resultieren aus der Abtragung des Antofalla-Stratovulkans, der zumindest seit dem mittleren Miozän aktiv war (Kraemer et al. 1999).
- (2) Am Ostrand der Salina del Fraile (Profil U) und unmittelbar westlich der Sierra de la Quebrada Honda (Anhang 2 - S3) belegen Imbrikationsmessungen (u.a. U-3, U-5, U-7, 97/22-1; Anhang 2) einen Sedimenttransport aus Norden bis Westen. Die Gerölle bestehen aus Metasedimenten (Quarziten, Tonschiefer) und Metavulkaniten der altpaläozoischen Schichtenfolge. Zudem treten lokal Bimse, Andesite und Dazite auf. Hauptliefergebiet war die Sierra de la Quebrada Honda, einem aus vorwiegend altpaläozoischen Metagesteinen bestehenden Höhenrücken am Westrand des Arbeitsgebietes (Abb. 4.8).
- (3) Die konglomeratischen Sedimente der Potrero Grande Formation, die am Westrand des Salar de Antofalla (Profile T und X) vorkommen, bestehen überwiegend aus Geröllen des kristallinen Basements. Es sind Granite, Glimmerschiefer, Phyllite, Gneise und Amphibolite, die westwärts in das Becken transportiert wurden. Eigene Imbrikationsmessungen und Daten von Voss (2000) belegen einen Sedimenttransport von Osten (Abb. 4.8). Zudem zeigen die konglomeratischen Einheiten der Potrero Grande Formation des Profil X ein *onlap* auf sein Liefergebiet, dem östlich anschließenden Basementblock (Tafel 5 - Foto 3).

Einen Sonderfall am Westrand des Salar de Antofalla stellen die Konglomerate der Potrero Grande Formation in der Umgebung der Ortschaft Antofalla (Profil Q) dar. Sie bestehen fast ausschließlich aus schlecht gerundeten Granitgeröllen. Imbrikationen (Q-1, Q-2, Q-3, Q-4;

Anhang 2) belegen einen Transport aus nördlichen bis westlichen Richtungen. Direkt an diese Lokalität schließt im Westen ein Granitkomplex an, der das Liefergebiet war.

- (4) Zwischen dem Granitkomplex direkt westlich der Ortschaft Antofalla und dem weiter westlich gelegenen Archibarca-Komplex (Profil Y) erstrecken sich mehrere hundert m mächtige Konglomerate der Chacras Formation und der Potrero Grande Formation. Während die Grobklastika der Chacras Formation von Osten geschüttet wurden (Y-1, Y-2, Y-3) belegt die Imbrikationsmessung Y-4 für die Potrero Grande Formation eine Transportrichtung von Westen. Deren Konglomerate bestehen ausschließlich aus Geröllen grob- und feinkörniger Granitvarietäten. Liefergebiet war der direkt westlich anschließende Archibarca-Granitkomplex, ein grobkörniger Granit, der von zahlreichen aplitischen Gängen granitischer Zusammensetzung durchschlagen wurde.
- (5) Das östliche Salar de Antofalla-Gebiet wird durch Lokalitäten südwestlich (Profil R) und östlich (Profil S) der Sierra de Calalaste vertreten.

Die Sedimente der Potrero Grande Formation am Südwestrand dieses Höhenrückens (Profil R) sind vulkanoklastisch geprägt. In der Geröllfraktion überwiegen Klasten tertiärer Andesite, Dazite und Bimse. Weiterhin kommen Gangquarze, altpaläozoische Metasedimente, triassische porphyrische Vulkanite und kristalliner Gesteine als Geröllkomponenten vor. Da in der untersuchten Abfolge die Konglomerate als Produkte distaler *debris flows* und distaler *sheetfloods* ein matrixgestütztes Korngefüge besitzen, liegt keine Imbrikation vor. Das Liefergebiet lässt sich daher nur aus der Geröllzusammensetzung rekonstruieren. Der hohe Anteil vulkanischer Gerölle spricht für ein benachbartes vulkanisches Liefergebiet, möglicherweise der südlich gelegene Vulkankomplex des Cerro Peinado. Ein Dazit mit einem K-Ar-Alter von $21,9 \pm 0,7$ Ma (ID-92) bestätigt vulkanische Aktivität bereits während der Sedimentation der Potrero Grande Formation.

Östlich der Sierra de la Sierra de Calalaste (Profil S) treten Vulkanitgerölle stark zurück. Es überwiegen grünliche Metaquarzite und graue Tonschiefer der altpaläozoischen Abfolge sowie Gangquarze. Weiterhin treten zahlreiche Klasten rotbrauner Sandsteine auf, die aus der permokarbonen Abfolge, der Quiñoas Formation oder der Chacras Formation stammen könnten. Wie während der Sedimentation der Chacras Formation war in diesem Bereich die Sierra de Calalaste das Liefergebiet.

Ebenfalls vom östlichen Salar de Antofalla-Gebiet, nördlich des Salar Uncal Grande, beschreibt Voss (2000) aus der Potrero Grande Formation Konglomerate, die aus südöstlicher Richtung geschüttet wurden (Abb. 4.8). Sie setzen sich zusammen aus schwach metamorphen Sedimenten und Vulkaniten der altpaläozoischen Abfolge sowie aus intraformationellen Tuffen. Eine Datierung erbrachte ein Alter von $19,3 \pm 0,9$ Ma (ID-34).

Paläogeographische Interpretation

Faziesverteilungsmuster, Paläoströmungsrichtungen und Klastenzusammensetzungen zeigen starke ortsabhängige Variationen, die auf eine weitere Gliederung des Ablagerungsraumes in einzelne kleinere, isolierte Teilbecken hinweisen. Folgende Hochgebiete lassen sich ableiten:

- (1) Paläotransportrichtungen sowie Klastenzusammensetzungen der Konglomerate und Sandsteine der im äußersten Westen gelegenen Lokalitäten (Profil U, S-2) lassen auf ein direkt westlich anschließendes Abtragungsgebiet schließen, die im folgenden als **Prä-Sierra de la Quebrada Honda** (Abb. 4.8) bezeichnet wird. Ihr Relikt, die heutige Sierra de Quebrada Honda, besitzt einen NNE-SSW-Verlauf und besteht überwiegend aus altpaläozoischen Metasedimenten und Metavulkaniten sowie im Südteil aus Gesteinen des kristallinen Basements (Abb. 2.1). Die unmittelbare Nähe des Hochgebietes zum Sedimentationsraum wird durch *channelized streamflow*- und *sheetflood*-Ablagerungen belegt, die sich syntektonisch in dem östlich anschließenden Sedimentationsraum ablagerten (siehe Anhang 2 - S-3).

Unterstützt wird diese Annahme durch Voss (2000), der vom Westrand der Salina del Fraile und aus dem Gebiet des südlich anschließenden Salar la Brea einen Transport aus Westen

bzw. Nordwesten beschreibt (Abb. 4.8). Die Geröllkomponenten setzen sich aus Gesteinen des kristallinen Basements und der altpaläozoischen Schichtenfolge zusammen. Er deutet die Kristallingerölle als Abtragungsschutt der südlichen Sierra de la Quebrada Honda.

- (2) Nördlich des Volcán Antofalla (Profil Y) könnte die granitdominierte Geröllzusammensetzung in den Potrero Grande-Konglomeraten aus der Hebung und Abtragung sowohl des Archibarca-Granitkomplexes (nach Palma et al. 1986) im Westen als auch des im Osten gelegenen Granitkomplexes hervorgerufen worden sein. Während die Sedimente der Chacras Formation aus letzterem stammen, zeigt eine Paläoströmungsmessung (Y-4) einen Transport aus westlichen Richtungen. Sie belegt, dass der Archibarca-Granitkomplex (**Archibarca-Hoch**) bereits während des Untermiozäns herausgehoben und abgetragen wurde.
- (3) Der Fortbestand des **Antofalla-Hochs** wird in der Quebrada de la Mina und der Quebrada del Volcán (Profil X) durch syntektonisch geschüttete Konglomerate der Potrero Grande Formation dokumentiert. Sie sind an der Front eines westvergenten Überschiebungssystems aufgeschlossen und zeigen einen westwärtigen Transport (Abb. 4.8). Eine interne Gliederung des Antofalla-Hochs zeigt das Profil Q westlich der Ortschaft Antofalla. Hier überlagern proximale Fächersedimente der Potrero Grande Formation direkt die Quiñoas Formation. Während der Sedimentation der Chacras Formation war dieses Gebiet Teil des Antofalla-Hochs und wurde im Anschluss Sedimentationsraum. Kornartenanalysen und Imbrikationsmessungen belegen einen Transport aus Westen (Abb. 4.8).
- (4) Ebenso wie das Antofalla-Hoch bestand auch die **Prä-Sierra de Calalaste** mit ihrer NNE-SSW-Erstreckung fort. Sie lieferte weiterhin grobklastische Sedimente in alluvialen Fächern sowohl nach Westen (RV 2) und als auch nach Osten (Profil R). Da in beiden Lokalisationen neben Detritus der altpaläozoischen Schichtenfolge auch Klaster umgelagerter älterer tertiärer Einheiten vorkommen, wird vermutet, dass das an die Prä-Sierra de Calalaste anschließende Vorland in die Hebung und Erosion mitbezogen wurde.
- (5) Neben den N-S-verlaufenden Hochgebieten bildeten sich während des mittleren Miozäns bedeutende Stratovulkankomplexe als punktförmige Sedimentquellen heraus. Von ihnen wurden große Mengen vulkanoklastischen Materials in die einzelnen Teilbecken geliefert. Dies waren die Komplexe des **Volcán Antofalla**, des **Cerro Tebenquicho**, des **Cerro Beltrán** und eines Vorläufers des **Cerro Peinado**. Die drei letzteren sind durch keine direkten Indikatoren belegbar. Lediglich der hohe vulkanoklastische Anteil in den Sedimenten im Umfeld dieser Vulkane (z.B. Profil R) und ihre vulkanische Tätigkeit während des mittleren Miozäns (Kraemer et al. 1999; Kraemer 1999) belegen, dass sie Detritus bereitgestellt haben. Der Volcán Antofalla als Sedimentquelle wird in der Umgebung der Salina del Fraile und in der nördlich anschließenden Quebrada Cajeros nachgewiesen. Hier kann der hohe vulkanoklastische Eintrag und ein Sedimenttransport von Nord nach Süd nur auf den Aufbau des benachbarten Vulkankomplexes zurückgeführt werden.

Westlich der Salina del Fraile (Profil U) überwiegen im Mittelteil der Potrero Grande Formation fluviatile Sedimente eines verwilderten Flusssystemes. Diese waren an die Fächerkomplexe gebunden und markieren hier das Beckenzentrum. Da es keine Belege für eine interne Drainage gibt, wurde das Entwässerungssystem vermutlich parallel zu den N-S-verlaufenden Höhenrücken angelegt. Unwahrscheinlich ist ein Abfluss in die sich hebende nördliche Puna hinein. Daher wird eine Entwässerung nach Süden vermutet. Möglicherweise gelangte der Detritus bis in das sich südlich anschließende Fiambalá-Becken, in dem sich im Verlauf des Miozäns und Pliozäns fast 3 000 m fluviatile und alluviale Sedimente ablagerten (Bossi et al. 1989).

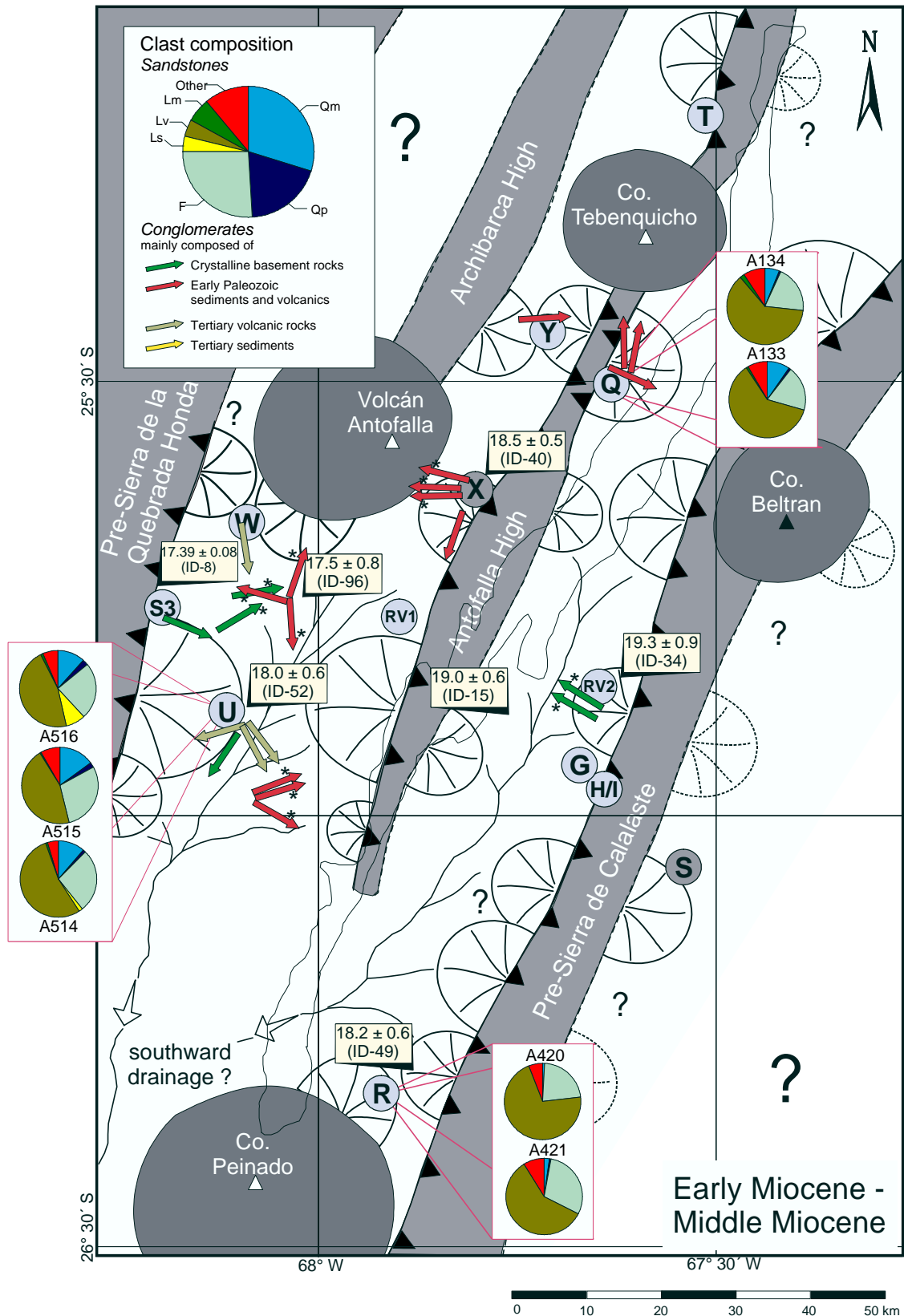


Abb. 4.8 Verteilung von Liefergebieten und Sedimentationsräumen während des Unter- bis Mittelmiozäns (Potrero Grande Formation). Ost- und westvergente Überschiebungssysteme (vgl. Kap. 6) initiierten die erosive Freilegung von Basementkomplexen. Zwischen diesen bildeten sich schmale Depocenter mit einer N-S-Orientierung. Weitere Liefergebiete waren zahlreiche Stratovulkan-Komplexe. Zur Orientierung ist der Umriss des aktuellen Salar de Antofalla gegeben. Legende in Abbildung 4.6. Die Pfeile (mit Stern: Daten nach Voss 2000) geben die Transportrichtung an, die an Imbricationen alluvialer Konglomerate bestimmt wurde. Die Pfeilwurzel entspricht der Lage des Messpunktes.

4.2.4 Juncalito & Escondida Formationen

Petrographische Charakteristika der Sandsteine

Die arkosischen Litharenite der Juncalito Formation und der Escondida Formation (Abb. 4.2) zeigen ein breites Spektrum der Kornarten. Eine bedeutende Komponente sind wie in den Sandsteinen der Potrero Grande Formation vulkanische Gesteinsfragmente. Dabei handelt es sich überwiegend um mikrolithische, basisch-intermediäre Vulkanite, die von den tertiären Stratovulkankomplexen oder den an die monogenetischen Zentren gebundenen Vulkanbauten stammen. Weitere Partikel vulkanischen Ursprungs sind Pyroxene, Amphibole und Plagioklase mit ausgeprägtem Zonarbau. Felsisch-porphyrische (Sub-)Vulkanite triassischen Alters wurden nicht nachgewiesen.

Weitere Gesteinsfragmente sind sedimentärer oder metamorpher Natur. Letztere bestehen aus Phylliten, Tonschiefern, Metaquarziten und polykristallinen Quarzen, die aus der altpaläozoischen Schichtenfolge stammen. Alternativ könnten sie auch aus der Umlagerung älterer tertiärer Sedimenteinheiten resultieren. Dass diese ebenfalls abgetragen wurden und in das Becken transportiert wurden, belegen Sand-, Silt- und Tonsteinfragmente, die insgesamt aber einen Anteil von weniger als 5 % ausmachen. Plutonische Gesteinsfragmente treten vollständig zurück. Lediglich einige Myrmekite und Mikrokline könnten aus der Abtragung von Graniten des kristallinen Basements stammen.

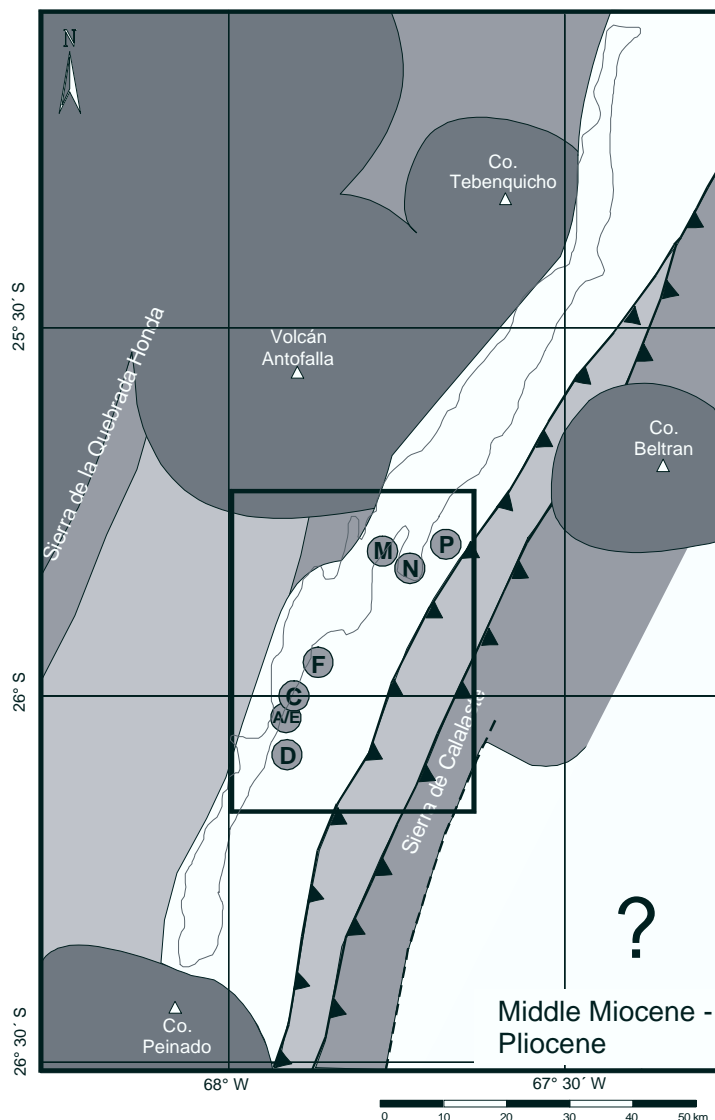


Abb. 4.9 Verteilung von Hochgebieten und Sedimentationsräumen vom Mittelmiozän bis zum Pliozän (Juncalito Formation). Der störungsgebundene Aufstieg der Sierra de Calalaste führte im Bereich des Salar de Antofalla zur Bildung eines engen, gestreckten Beckens mit N-S-Orientierung. Während die zur Sierra de Calalaste zugewandte Seite des Beckens störungsgebunden war (vgl. Kap. 6), war die Westflanke tektonisch passiv und bildete einen flachen Übergang zum benachbarten Hochgebiet. Parallel entwickelten sich weitere enge Ablagerungsräume, so z.B. im Osten der Salar de Incahuasi. Zur Orientierung ist der Umriss des aktuellen Salar de Antofalla gegeben. Legende in Abbildung 4.6. Faziesverteilung, Paläotransportrichtungen und weitere Details des Zentralteils (schwarzer Rahmen) werden in der Abbildung 4.10 wiedergegeben.

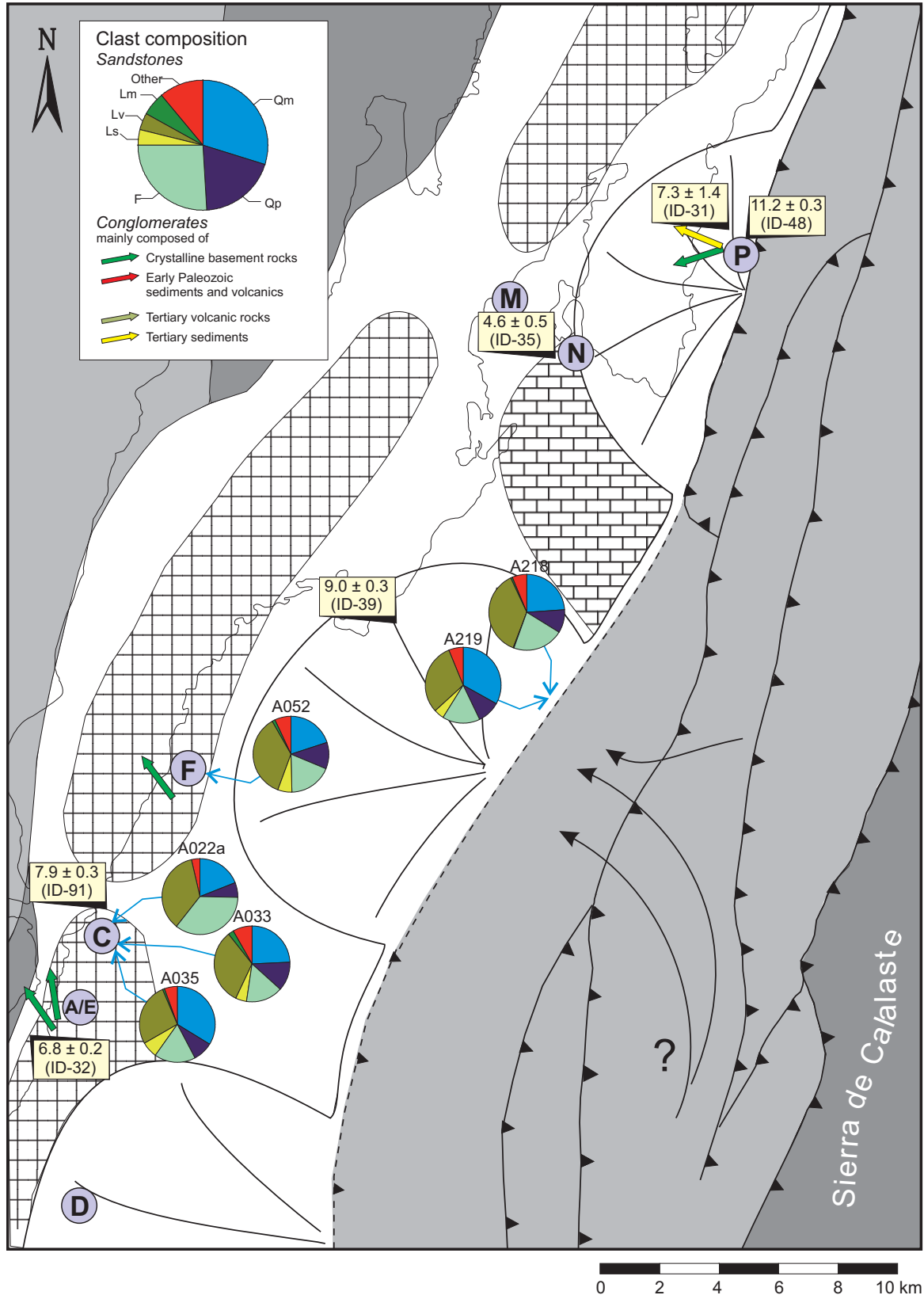


Abb. 4.10 Faziesverteilung während der Sedimentation der Juncalito Formation im zentralen Salar de Antofalla-Gebiet. Zur Orientierung ist der Umriss des aktuellen Salar de Antofalla gegeben. Legende in Abbildung 4.6. Die Pfeile (mit Stern: Daten nach Voss 2000) geben die Transportrichtung an, die an Imbrikationen alluvialer Konglomerate (Daten in Anhang 2) bestimmt wurde. Die Pfeilwurzel entspricht der Lage des Messpunktes.

Konglomerate - Zusammensetzung und Transportrichtung

Die Verbreitung konglomeratischer Sedimente innerhalb der Juncalito Formation und der Escondida Formation beschränkt sich auf den Bereich zwischen dem aktuellen Salar de Antofalla und der östlich davon gelegenen Sierra de Calalaste. Die Sedimente obermiozänen bis pliozänen Alters des Salar de Incahuasi-Gebietes bleiben hier unberücksichtigt.

Die grobklastischen Sedimente, in Systemen alluvialer Fächer abgelagert, zeigen die gesamte Bandbreite des Geröllspektrums des Salar de Antofalla-Gebietes. Neben grüngrauen Metaquarziten, dunkelgrauen Tonschiefern und grünlichen Metavulkaniten der altpaläozoischen Schichtenfolge und Granitoiden, Gabbros, Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten des kristallinen Basements kommen Gerölle rotbrauner Sandsteine der permokarbonen oder der tertiären Sedimentabfolge vor. Weitere bedeutende Geröllbestandteile sind verschiedenfarbige, z.T. porphyrische Vulkanite intermediärer Zusammensetzung, dunkelgraue basaltische Andesite und meist tiefschwarze Basalte. Zudem treten in einigen Horizonten Bimsklasten auf. Lokal kann die Zusammensetzung stark variieren. Im folgenden sind einige Beispiele aufgeführt:

- (1) Südlich der Vega Orohuasi (Profile A/E, C, F; Abb. 3.6) treten sowohl in den Konglomeraten der Juncalito Formation als auch der Escondida Formation bedeutende Mengen an Komponenten des kristallinen Basements auf. Es überwiegen Granitgerölle, die meist nur schwach gerundet und in-situ verwittert sind. Hingegen bestehen die grobklastischen Sedimente der Escondida Formation des im Süden anschließenden Profils D fast ausschließlich aus den grünlich-grauen Geröllkomponenten der altpaläozoischen Schichtenfolge. Lediglich eine Konglomerateinheit im mittleren Teil der Abfolge (Anhang 2) führt Gerölle des kristallinen Basements.
- (2) Weiter nördlich, westlich der Vega Juncalito (Profile M, N; Abb. 3.6), treten in den Grobklastika der Escondida Formation darüber hinaus große Mengen an Geröllen basaltischer Andesite und Basalte sowie Bimsklasten auf, die Durchmesser von bis zu mehreren dm besitzen.
- (3) Am Nordostrand des Salar de Antofalla (Anhang 2 - S2) führen die Konglomerate der Escondida Formation neben Geröllen des kristallinen Basements und der altpaläozoischen Schichtenfolge mehrere dm große, schlecht gerundete Sandsteinklasten, die entweder aus der jungpaläozoischen Abfolge oder den älteren tertiären Einheiten (Quiñoas oder Chacras Formation) stammen.

Fünf Imbrikationsmessungen für die Juncalito Formation (Abb. 4.10) und 13 für die Escondida Formation (Abb. 4.11) belegen für alle Aufschlüsse einen Paläotransport in westliche Richtungen. Das Liefergebiet muss daher weiter östlich gelegen haben.

Paläogeographische Interpretation

Vorkommen von Sedimenten obermiozänen bis pliozänen Alters beschränken sich weitgehend auf den Ostrand des aktuellen Salar de Antofalla und auf Bereiche um den Salar de Incahuasi. Es handelt sich überwiegend um proximale Fächersedimente, die einem NNE-SSW-verlaufenden Störungssystem folgen.

Aufgrund der petrographischen Zusammensetzung der Konglomerate und Sandsteine sowie von Paläotransportrichtungen wird die Sierra de Calalaste und der westlich anschließende Bereich als Liefergebiet dieser Sedimente postuliert. Nur der Vulkanitdetritus stammt von den Stratovulkanen oder den monogenetischen Vulkanzentren des östlichen Salar de Antofalla-Gebietes. Der zeitweise hohe Anteil von Geröllen des kristallinen Basements lässt sich nicht nur aus der Sierra de Calalaste beziehen, da dort nur kleine Vorkommen aufgeschlossen sind (Abb. 2.1). Wahrscheinlich resultieren die Kristallinklasten aus der Umlagerung älterer tertiärer Konglomerate.

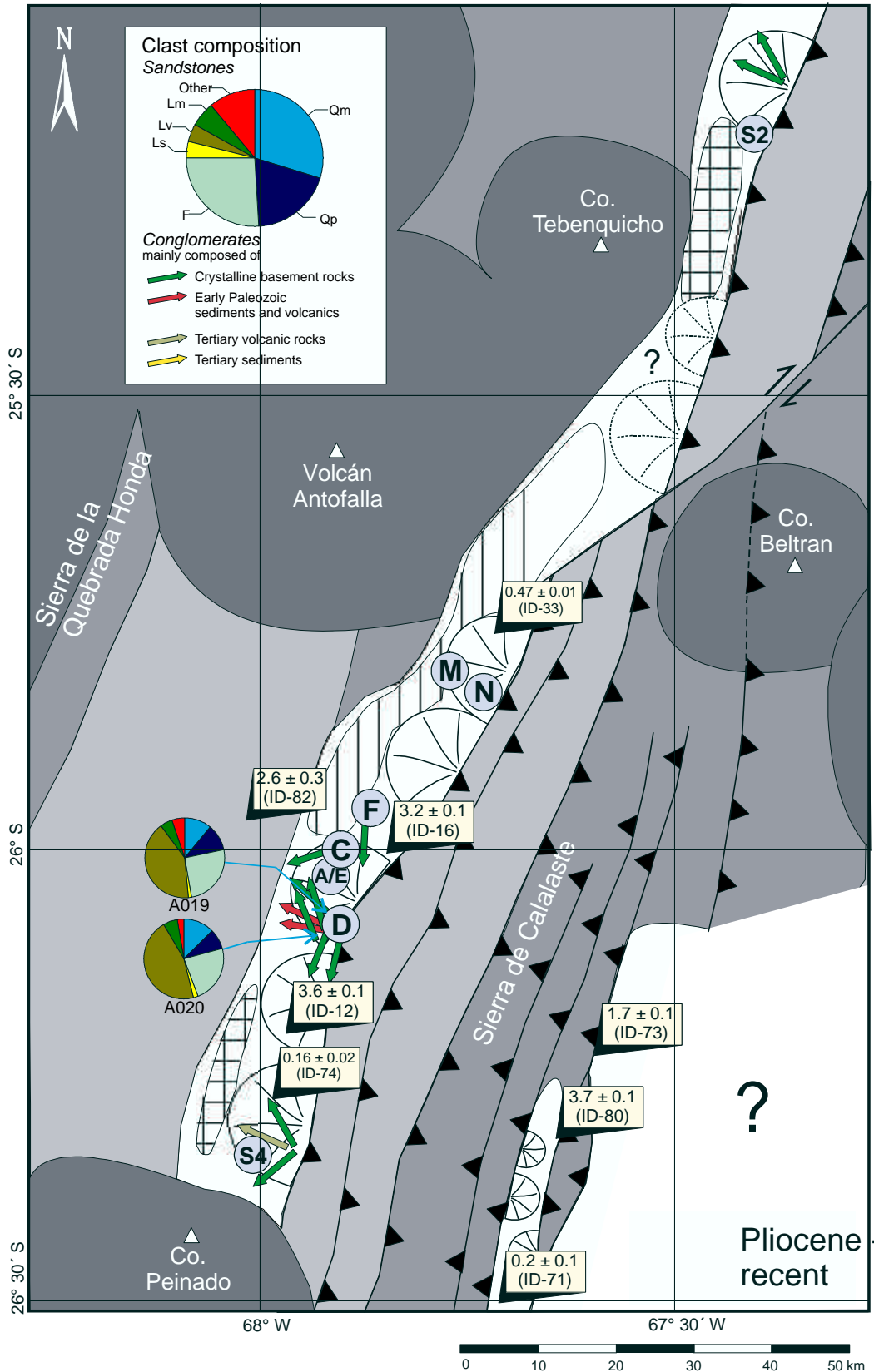


Abb. 4.11 Verteilung von Liefergebieten und Sedimentationsräumen seit dem Pliozän (Escondida Formation). Am Ostrand des Salar de Antofalla bildeten weitere Auf- und Überschiebungen (vgl. Kap. 6), die das Becken zu seinem heutigen langgestrecktem Umriss reduzierten. Syntektonisch wurden mächtige alluviale Fächersedimente von der Sierra de Calalaste in das Becken geschüttet. Die Pfeile geben die Transportrichtung an, die an Imbrikationen alluvialer Konglomerate bestimmt wurde. Die Pfeilwurzel entspricht der Lage des Messpunktes. Legende in Abb. 4.6.

Im Bereich der Salina del Fraile kommen weitere vulkanoklastenreiche *debris flow*-Sedimente vor, die nach Voss (2000) das Cajeros-Formationsglied bilden. Altersbestimmungen belegen ($9,8 \pm 0,5$ Ma [ID-47]), dass diese Einheit ein Äquivalent der basalen Juncalito Formation aus dem zentralen Teil des Salar de Antofalla-Gebietes sein könnte. Unterschiedliche Schüttungsrichtungen und Klastenzusammensetzung (vgl. Kap. 4) lassen aber die Vermutung zu, dass die Sedimentation in voneinander getrennten Ablagerungsräumen stattgefunden hat.

Während des Pliozäns reduzierte sich der Sedimentationsraum auf den heutigen langgestreckten Umriss. Die bedeutenden Liefergebiete lagen weiterhin im Osten, in der Sierra de Calalaste. Hier wurden mächtige alluviale Fächersedimente in Bajada-ähnlichen Fächerkomplexen in das Becken geschüttet. Im Beckenzentrum bildeten sich in ausgedehnten Salzpflanzen mächtige Halite. Pelitische *playa mudflat*-Sedimente treten im Vergleich zu älteren tertiären Einheiten stark zurück. Im Pleistozän reduzierte sich dann die Fächersedimentation auf einige Stratovulkan-Komplexe und wenige Punktquellen an der Ostflanke des Salar de Antofalla.

5 Illitkristallinität

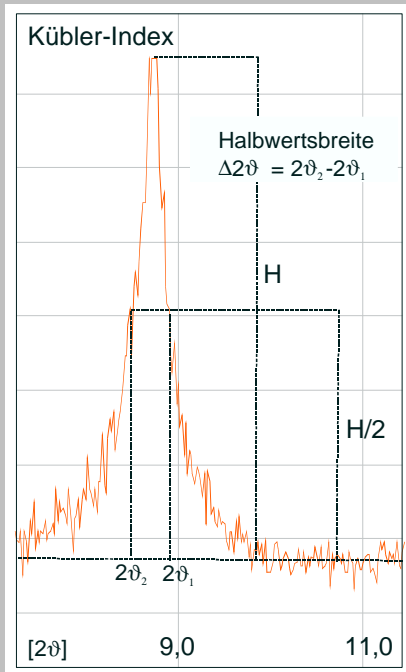
Zur Bestimmung der thermischen Beanspruchung der altpaläozoischen, permokarbonen, jurassischen und tertiären Sedimente wurde die Kristallinität der Kalium-Hellglimmer in der Tonfraktion bestimmt (Anhang 4). Erwartungsgemäß ergab sich eine Abhängigkeit von der stratigraphischen Position. Aber auch laterale Unterschiede innerhalb einer Formation wurden festgestellt.

Methodik

Die pelitischen Proben werden in einem Backenbrecher auf eine Korngröße von etwa 2 mm zerkleinert und über ein Sieb mit einer Maschenweite von ca. 0,2 mm gewaschen, um Verunreinigungen und Verwitterungsrinden zu beseitigen (vgl. Krumm 1984). Im Anschluss wird die Grobfraktion in einer Scheibenschwingmühle fünf Minuten lang gemahlen. Karbonat wird durch mehrfache Behandlung mit kalter 0,1 n HCl entfernt. Die Kornfraktion < 2 μm wird durch das Atterbergverfahren in Zylindern mit einer Fallhöhe von 28 cm gewonnen. Die anfallenden Suspensionen werden bei ca. 60 °C getrocknet und dienen der Herstellung von Schmierpräparaten. Alle Proben werden im getrockneten Zustand untersucht. Je nach Tonmineralgehalt werden einige zusätzlich im glykolisierten Zustand geröntgt.

Die Diffraktogramme wurden mit einem PHILIPPS PW 1710 Diffraktometer aufgenommen (Ni-gefilterte Cu $K\alpha$ -Strahlung, 40 kV, 30 mA, step size mit 0,02 2θ /sec, Zeitkonstante 1sec). Die Messungen werden über ein Interface von einem Computerprogramm (PC-APD) gesteuert und aufgezeichnet. Mittels des Computerprogramms WinFit (Krumm 1994) wurden dann geeignete Maßzahlen zur Quantifizierung der Illitkristallinität, Halbwertsbreite und Integralbreite, ermittelt. Aufgrund der besseren Korrelierbarkeit mit anderen Autoren erweist sich hier die Halbwertsbreite (Kübler-Index; FWHM) als beste Maßzahl. Als Kontrollwert wird die Integralbreite, die als Quotient der integrierten Peakintensität und der Intensität am Scheitelpunkt der Interferenz definiert ist (Krumm 1992), herangezogen. Die Halbwertsbreite $\Delta^{\circ}2\theta$ ergibt sich aus dem mittleren Abstand zwischen den Außenkanten und den Innenkanten der Schreiberlinie auf halber Strecke zwischen Untergrund und Peakspitze (siehe Skizze). Sie ist der Peakbreitenparameter, der die geringste Empfindlichkeit gegen Rauschen und gegen die Untergrundkorrektur aufweist (Krumm 1994).

Korrekturen sind notwendig, um das unterschiedliche Auflösungsvermögen verschiedener Diffraktometer, verschiedene Messbedingungen und Aufbereitungsverfahren auszugleichen. Zur Kalibrierung wurde von Warr & Rice (1994) der CIS (Crystallinity Index Standard) eingeführt. Messungen des Standards an dem verwendeten Röntgendiffraktometer ergaben eine Differenz von etwa - 38 %. Somit wurden alle ermittelten $\Delta^{\circ}2\theta$ -Werte mit dem Faktor 1,6 korrigiert. Die resultierenden Daten sind somit weitgehend vergleichbar mit Daten anderer Autoren. Zur Abgrenzung von Diagenese und Anchizone bzw. Epi- und Anchizone wurden die von Kübler (1967) vorgeschlagenen Werte von 0,42 $\Delta^{\circ}2\theta$ bzw. 0,25 $\Delta^{\circ}2\theta$ herangezogen.



5.1 Gesamtabfolge

Die Illitkristallinität der altpaläozoischen Sedimente unterscheidet sich deutlich von denen der jüngeren Einheiten (Abb. 5.1, 5.2). Sowohl Kübler-Index als auch Integralbreite der altpaläozoischen Serien sind generell niedriger. Illit-Serizit, mit scharfen und intensiven Röntgenreflexen, stellt eine der Hauptmineralkomponenten der Fraktion < 2 μm dar. Die Halbwertsbreite mit einem mittleren Wert von 0,287 $\Delta^{\circ}2\theta$ (Tab. 5.1) und die Integralbreite entsprechen in etwa dem Übergang von Epi- zur Anchizone (Abb. 5.1). Häufig ist in den altpaläozoischen Peliten auch Chlorit, dessen scharfe Peakformen auf gute Kristallinitäten hinweisen.

Innerhalb der jüngeren Sedimentfolge zeichnet sich zum Hangenden ein mehr oder weniger deutlicher Trend zu geringerer Illitkristallinität ab. Die permokarbonen Sedimente zeigen aber fast identische Werte ($\bar{\varnothing} = 0,415 \Delta^{\circ}2\vartheta$) wie die älteren tertiären Einheiten. Es liegen also ähnliche Diagenese-Bedingungen vor. Auffällig sind erniedrigte Halbwertsbreiten der Jura-Sedimente ($\bar{\varnothing} = 0,33 \Delta^{\circ}2\vartheta$). Möglicherweise wird die erhöhte Illitkristallinität (Abb. 5.1, 5.2) durch die karbonatische Zusammensetzung und einen damit verbundenen erhöhten Fremdionenüberschuss bedingt (vgl. Krumm 1984, 1992).

| Einheit | Probenanzahl n | FWHM (roh) | FWHM (korr.) |
|--------------------|----------------|------------|--------------|
| Altpaläozoikum | 12 | 0,179 | 0,287 |
| Permokarbon | 11 | 0,259 | 0,415 |
| Jura | 4 | 0,206 | 0,33 |
| Quiñoas Fm. | 32 | 0,267 | 0,427 |
| Chacras Fm. | 1 | 0,265 | 0,424 |
| Potrero Grande Fm. | 2 | 0,286 | 0,457 |
| Juncalito Fm. | 12 | 0,32 | 0,512 |
| Escondida Fm. | 1 | 0,425 | 0,68 |

Tab. 5.1 Mittlere Halbwertsbreiten (FWHM) der einzelnen sedimentären Einheiten des Salar de Antofalla-Gebietes. Die Rohwerte (FWHM roh) wurden mit dem Korrekturfaktor 1,6 multipliziert, um die Messergebnisse mit dem von Warr & Rice (1994) eingeführten CIS (Crystallinity Index Standard) zu standardisieren.

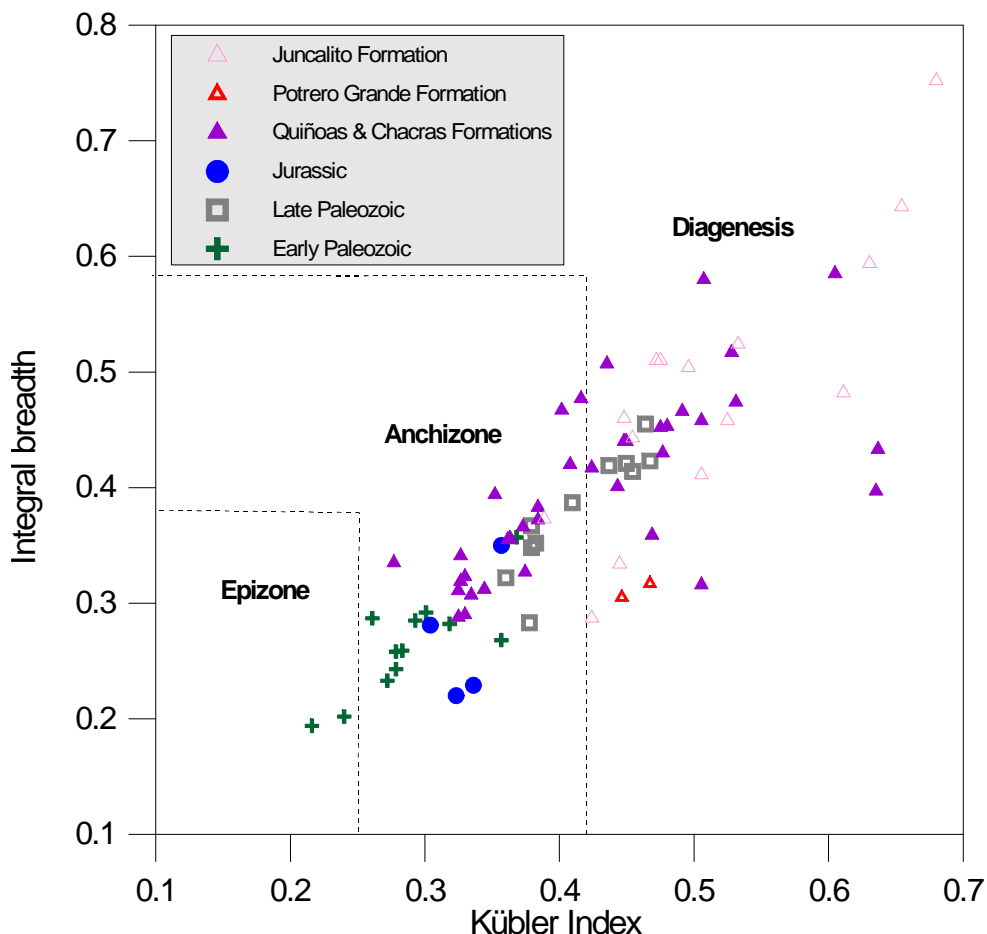


Abb. 5.1 Illitkristallinität (Halbwertsbreite [Kübler-Index] und Integralbreite) aller 79 Pelitproben aus dem Salar de Antofalla-Gebiet. Grenzen nach Kübler (1967).

Generell tritt in der tertiären Abfolge Illit als Komponente der Feinfraktion hinter anderen Mineralien zurück. Illit als diskrete Phase findet sich nur in wenigen Proben der Quiñoas

Formation. Ansonsten wird er meist vertreten durch eine Illit-Smektit-Wechsellagerung, bei denen die Reflexe schwach und breit sind. Die annähernd kontinuierliche Abnahme der Illitkristallinität zum Hangenden zeigt sich auch innerhalb tertiären Abfolge. Der durchschnittliche Kübler-Index für die Quiñoas Formation beträgt $0,427 \Delta^2\theta$ und unterscheidet sich nur unwesentlich von dem der Chacras Formation ($\bar{\theta} = 0,424 \Delta^2\theta$) und der Potrero Grande Formation ($\bar{\theta} = 0,457 \Delta^2\theta$). Die Sedimente der Juncalito Formation und der Escondida Formation hingegen besitzen mit $0,512 \Delta^2\theta$ bzw. $0,68 \Delta^2\theta$ die höchsten durchschnittlichen Halbwertsbreiten, wobei der Wert für die Escondida Formation mit nur einer einzigen Probe wenig repräsentativ ist.

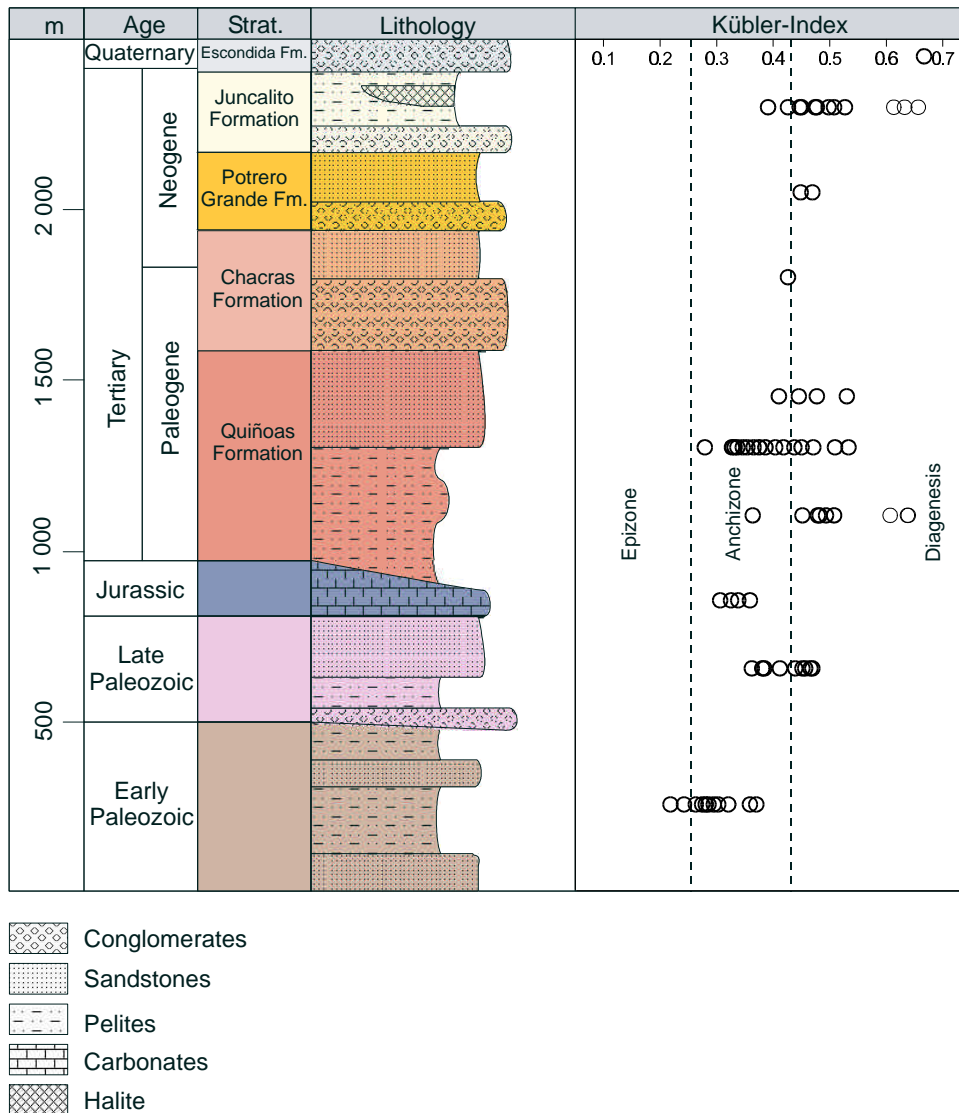


Abb. 5.2 Abhängigkeit der Illitkristallinität (Kübler-Index) von der stratigraphischen Position. Deutlich ist der Unterschied der Illitkristallinität zwischen altpaläozoischen und jüngeren Ablagerungen.

Die Interpretation des Metamorphosegeschehens wird dadurch erschwert, da man sich nur auf wenige Parameter, nämlich die Illitkristallinität und einige Tonmineralassoziationen, stützen kann. Vitrinitreflexionsmessungen waren wegen des praktisch fehlenden C_{org} -Anteils nicht möglich.

Der sprunghafte Abfall des Metamorphosegrades von der altpaläozoischen zur jüngeren Sedimentabfolge kann auf ein präandines Metamorphoseereignis, zurückgeführt werden. Wahrscheinlich führte die ocloyische Orogenese während des Silur (Mon & Hongh 1988, 1991) zu einem Faltenbau in der südlichen Puna (Tafel 5 - Foto 1), in den die über 7 000 m mächtige

Schichtenfolgen besitzen heute noch Mächtigkeiten von > 1 000 m. Außerdem verursachten kontraktive Bewegungen bedeutender Auf- und Überschiebungen im Umfeld der Sierra de Calalaste (vgl. Kap. 6). Nach Seggiaro et al. (2000) schoben diese mit bedeutenden Überschiebungsweiten das Altpaläozoikum auf das westliche Vorland (Abb. 6.1). Die höhere Illitkristallinität der Sedimente der Quiñoas Formation im Osten ist deshalb wahrscheinlich durch tektonische und sedimentäre Auflast bedingt.

Westlich des Salar de Antofalla treten sowohl sedimentäre als auch tektonische Auflast stark zurück. Mit Ausnahme weniger lokaler Vorkommen im Umfeld der nördlichen Salina del Fraile haben die mio-pliozänen Sedimente deutlich geringere Mächtigkeiten als im Osten. Die Sedimentation schloss mit der unter- bis mittelmiozänen, maximal 250 m mächtigen Potrero Grande Formation ab. Einziges lokal begrenztes Vorkommen von obermiozänen Sedimenten bildet das vulkanoklastische Cajeros-Formationsglied (Voss 2000), ein Äquivalent der Juncalito Formation, am Nordrand der Salina del Fraile (Abb. 2.1).

Neben einer geringen sedimentären Auflast hatte tektonische Überlagerung keinen signifikanten Einfluss auf Diagenese und Metamorphose. Lediglich entlang der Antofalla-Störung und der Cerro Plegado-Quebrada Honda-Störung (vgl. Kap. 6) wurde bis in das untere, maximal mittlere Miozän Basement auf tertiäre Gesteine geschoben. Weitere strukturbildende Prozesse beschränkten sich auf den Westrand der Salina del Fraile, wo während des mittleren Miozäns die Gesteine weitspannig verfaltet wurden. Da die Illitkristallinitäten gering blieben, führte diese Tektonik offensichtlich zu keiner sonderlich tiefen Versenkung des Sedimentstapels.

6 Deformationsgeschichte

Während der Hebung des Puna-Plateaus wurden zahlreiche Strukturen in der südlichen Puna neu angelegt, jedoch auch ältere reaktiviert (Abb. 6.1). Die bedeutendsten Störungssysteme des Salar de Antofalla-Gebietes sind in Abb. 6.1 dargestellt. Ihre Nomenklatur wurde von Seggiaro et al. (2000) übernommen und wird im folgenden weiterverwendet. Von West nach Ost sind dies: Cerro Plegado-Quebrada Honda-, Antofalla-, La Borita-, Calalaste- und Filo Colorado-Störungssystem.

Die geologische Karte (Abb. 2.1) und ein WNW-ESE-Schnitt durch das Salar de Antofalla-Gebiet (Abb. 6.1, aus Seggiaro et al. 2000) zeigen den tektonischen Baustil der südlichen Puna. Es überwiegen Auf- und Überschiebungen, die in einem Detachment mit einer Tiefenlage von 11 - 12 km u. NN. zusammenlaufen. Die Mehrzahl dieser Störungen wurde laut Seggiaro et al. (2000) bereits während der oclloyischen Orogenese im Silur angelegt (Tafel 5 - Foto 1). Extensionsstrukturen sind nur von untergeordneter Bedeutung. So beschreiben Seggiaro & Becchio (1999) aus der westlich der Salina del Fraile gelegenen Sierra de la Quebrada Honda die Inversion einer permisch angelegten, WSW-ENE-streichenden Abschiebung im Zuge der andinen Deformation. Diese Abschiebung, die einen mit permischen Sedimenten gefüllten Halbgraben begrenzt, wurde im Zuge WNW-ESE-gerichteter Kontraktionen während der andinen Deformation invers reaktiviert. Weitere invertierte Abschiebungen beschreiben Hongh & Seggiaro (in prep.) aus dem Bereich des Salar de Hombre Muerto und Seggiaro et al. (2000) aus dem Bereich des Salar de Incahuasi (Abb. 6.1). Unbekannt ist jedoch die Altersstellung dieser Abschiebungen. Da keine kretazisch aktiven Störungen bekannt sind, handelt es sich wahrscheinlich ausschließlich um permotriassische Extensionsstrukturen.

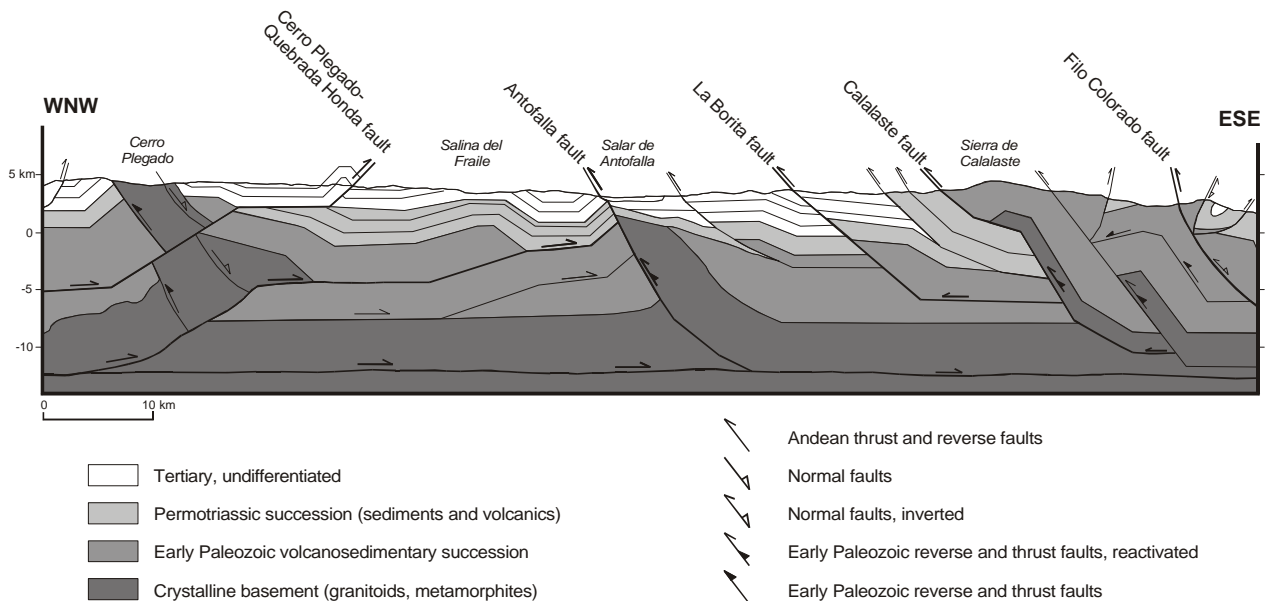


Abb. 6.1 Tektonischer Schnitt durch das Salar de Antofalla-Gebiet (modifiziert nach Seggiaro et al. 2000). Es überwiegen Einengungsstrukturen, an denen Gesteine des kristallinen Basements und der paläozoischen Abfolge auf die tertiären Sedimente geschoben wurden. Während der andinen Deformation wurden sie neu angelegt oder resultieren aus der Reaktivierung altpaläozoischer (ocloyischer) Strukturen. Andine Abschiebungen treten nur selten im Salar de Antofalla-Gebiet auf. Es kommen nur permotriassische Extensionsstrukturen vor, die während der andinen Orogenese invertiert wurden. Lage des Profilschnittes in Abbildung 2.1.

Die tertiäre Orogenese setzte während des oberen Eozäns ein und dauerte bis in das Pliozän, möglicherweise bis in das Pleistozän an. Insgesamt fünf Höhepunkte tektonischer Aktivität werden unterschieden. Diese sind in Abbildung 6.2 dargestellt. Ihre zeitliche Einordnung resultiert aus der Datierung regional bedeutender Diskordanzen und tektonisch induzierter

Grobschüttungen. Sie geben Anhaltspunkte für Deformation und Hebung und einer damit verbundenen Umstellung der paläogeographischen Situation.

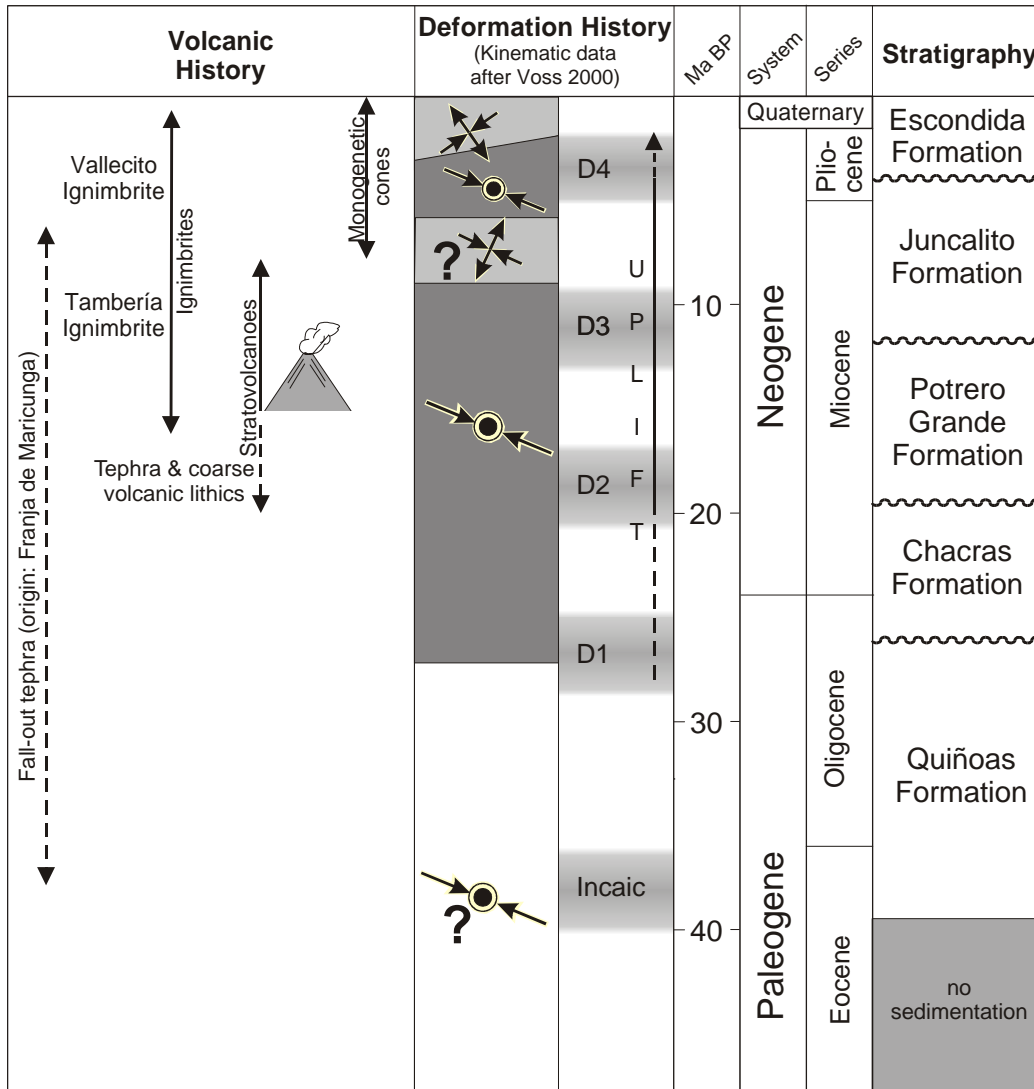


Abb. 6.2 Übersicht über die tektonosedimentäre und magmatische Entwicklung des Gebietes um den Salar de Antofalla. Die Abkürzungen zu den Deformationsintervallen wurden aus der Arbeit von Kraemer et al. (1999) übernommen. Die Daten zur vulkanischen Entwicklungsgeschichte basieren auf den Arbeiten von Kraemer (1999) und Schnurr (2001). Die kinematischen Daten wurden von Voss (2000) übernommen, wobei ihre zeitliche Stellung in dieser Arbeit neu bewertet wurde. Die Wellenlinien entsprechen Winkeldiskordanzen verknüpft mit Schichtlücken.

6.1 Obereozän (~ 38 Ma, Inkaische Deformation)

Kerngebiet der inkaischen Deformation war der oberkretazische und alttertiäre magmatische Bogen, die heutige chilenische Präkordillere. Während des oberen Eozäns (~ 38 Ma, z.B. Döbel et al. 1992) führten hier ausgeprägte kontraktionale und transpressionale Bewegungen zur Ausbildung meist steiler Störungssysteme (Günther et al. 1998). Gesteine des Basements wurden auf gefaltete obereozäne Sedimente überschoben bzw. aufgeschoben. Die Kontraktion wurde begleitet von dextralen, arc-parallelen *strike-slip*-Bewegungen. Insgesamt erreicht die inkaische Verkürzung an der westlichen Begrenzung der Präkordillere Maximalwerte von etwa 32 %. Nach Osten nimmt dieser Wert ab und beträgt am Ostrand der chilenischen Präkordillere etwa 18 % (Günther et al. 1998).

Synchron mit der obereozänen Orogenese setzte in der südlichen Puna die tertiäre Sedimentation ein (Abb. 6.2). Spätestens seit der Unterkreide bildete diese ein Erosionsgebiet. Ein Apatit-Spaltspurenalter an einem Granit (Kraemer et al. 1999) ergab, dass über einen Zeitraum von 80 bis 40 Ma das Temperaturintervall 110° bis 60°C durchschritten wurde. Es belegt, dass während dieses Zeitraums die südliche Puna langsam herausgehoben und abgetragen wurde. Erst mit dem Obereozän bildete sich ein neuer Akkumulationsraum, in dem sich die Siliziklastika der Quiñoas Formation winkeldiskordant über älteren Einheiten ablagerten. Während in einigen Lokalitäten (z.B. Profil R [UTM: 19K 606435/7087410], Profil S [UTM: 19K 646283/71171265]) die obereozäne Schichtenfolge mit einer geringen Winkeldiskordanz (< 20°) auf permokarbonen Sedimenten liegt, erreicht in der Salina del Fraile (Aufschluss S1, Abb. 2.5) der Diskordanzwinkel einen Wert von etwa 30°. Ob die Verstellung der permischen Sedimente auf die inkaische Deformation zurückzuführen ist, bleibt unklar. Eine schwache Winkeldiskordanz zwischen der permokarbonen und der jurassischen Sedimentfolge (Abb. 2.4) belegt, dass bereits zuvor tektonische Bewegungen stattgefunden hatten. So könnte auch die untertriassische San Rafael-Orogenese, die in zentralen Teilen Chiles und Argentiniens nachgewiesen ist, bereits zu einer Verstellung der permokarbonen Einheiten geführt haben.

Eine obereozäne Deformation in der südlichen Puna wird durch die bedeutenden Grobschüttungen an der Basis der Quiñoas Formation belegt. Sie kommen im zentralen Teil und im östlichen Teil des Salar de Antofalla-Gebietes vor. Die Sedimentmassen stammen aus der Abtragung der Prä-Sierra de Calalaste und des Antofalla-Hochs (vgl. Kap. 4). Vor allem die über 300 m mächtigen Fächerkonglomerate (Profile G, H/I) entlang der Westseite der Sierra de Calalaste sind auf die aktive Hebung der Prä-Sierra de Calalaste zurückzuführen. Die Sierra de Calalaste wird heute an seiner Westflanke durch ein System von Auf- und Überschiebungen begrenzt, das Calalaste-Störungssystem. Nach Seggiaro et al. (2000) wurde es bereits während des Frühpaläozoikums aufgrund kontraktiver Bewegungen angelegt und während der andinen Deformation reaktiviert. Auch das Antofalla-Hoch wurde an seiner Westseite entlang des Antofalla-Aufschubungssystems herausgehoben. Hieraus resultierten die Komplexe alluvialer Fächer, deren Sedimente sich über mehrere 10-er km westwärts erstrecken (vgl. Kap. 3).

Die Kinematik der beiden Störungssysteme während des Obereozäns ist unklar, da sie während der weiteren andinen Deformation mehrfach reaktiviert wurden. Möglicherweise beruhen sie wie sämtliche regional bedeutenden Auf- und Überschiebungen, die während des Miozäns und Pliozäns im südlichen Salar de Antofalla-Gebiet aktiv waren auf einer WNW-ESE-Einengung bei vertikaler Extension (Voss 2000). Das während des oberen Eozäns kontraktionale Bewegungen das Puna-Plateau prägten, wird durch die Interpretation einiger seismischer Linien in der nördlichen und zentralen Puna (Salinas Grandes, Tres Cruces) unterstützt (Gangui 1998; Coutand 1999). Außerdem wird eine Hebung während des Obereozäns in der argentinischen Ostkordillere von Coutand (1999) beschrieben. Ein Apatit-Spaltspurenalter (38 ± 3 Ma) an einem Granit aus der Sierra de Chango Real (Provinz Catamarca/Argentinien) belegt deren rasche Heraushebung und Exhumierung. Aus den nördlichen Sierras Pampeanas (Sierra de Famatina) dokumentieren Coughlin et al. (1998) außerdem aufgrund von Apatit-Spaltspuranalysen ein Abkühlungsereignis während des mittleren Eozäns, Sie führen dies auf das Einsetzen der andinen Deformation und Hebung zurück. Im nördlichen Altiplano und der bolivianischen Ostkordillere weisen Konglomeratschüttungen und Apatit-Spaltspurenalter (Benjamin et al. 1987) auf den obereozänen Aufstieg der Proto-Ostkordillere hin (Lamb & Hoke 1997).

6.2 Oberoligozän (29 - 24 Ma, Deformationsintervall D1)

Sedimentäre Fazies, Mächtigkeitsverteilung, Paläoströmungsrichtung und die petrographische Zusammensetzung der Sedimente der Chacras Formation (Tafel 5 - Foto 2) entlang des Westrandes des heutigen Salar de Antofalla (Profile U, X, Y und T) belegen ein östlich gelegenes Hochgebiet (Antofalla-Hoch, vgl. Kap. 4). Dieses erstreckte sich über 100 km in N-S-Richtung. An seiner Westseite ist es begrenzt durch ein bedeutendes System

westvergenger Auf- bzw. Überschiebungen, dem Antofalla-Störungssystem (Abb. 6.1), welches im Zuge einer WNW-ESE-Einengung bei vertikaler Extension aktiv war (Voss 2000). Gesteine des kristallinen Basements wurden hier auf eo-oligozäne Sedimente der Quiñoas Formation und der Chacras Formation überschoben. Die Aktivität des Antofalla-Störungssystems und die Heraushebung des Antofalla-Hochs während des Oberoligozäns wird beispielhaft an einer Überschiebung 20 km südlich der Vega Quiñoas (UTM: 19K 605720/7122885) dokumentiert. Hier wurde das kristalline Basement synsedimentär auf konglomeratische Fächersedimente der Chacras Formation geschoben (Kraemer et al. 1999). Die überschobenen Alluvialsedimente zeigen hier eine rapide Mächtigkeits- und Korngrößenabnahme nach Westen und interne Diskordanzen, die auf eine synsedimentäre tektonische Aktivität schließen lassen.

Simultan mit dem Antofalla-Hoch wurde die Prä-Sierra de Calalaste im Zuge der oberoligozänen Einengungstektonik entlang der Calalaste-Störung westwärts aufgeschoben. Mehrere hundert m mächtige alluviale Konglomerate der Chacras Formation, die die fluviatilen Sedimente der Quiñoas Formation (Formationsglied II) überlagern (Profil H/I), sprechen für erneute Hebung und Erosion dieses Hochgebietes im östlichen Teil des Salar de Antofalla-Gebietes.

Das Deformationsintervall D1 (nach Kraemer et al. 1999) wird markiert durch eine weitverbreitete Winkeldiskordanz zwischen der Quiñoas Formation und der Chacras Formation. Im Profil U (Vega Chacras, UTM: 19K 591585/7136223) konnte ein maximaler Winkel von ca. 30° nachgewiesen werden. Direkt unterhalb der Diskordanz besitzt eine eingeschaltete vulkanische Asche ein Alter von $28,9 \pm 0,8$ Ma (ID-51). Ein Tuff aus der hangenden Chacras Formation erbrachte ein Alter von $22,5 \pm 0,6$ Ma (ID-18). Letzterer ist eingeschaltet in äolische Sandsteine, die das Top der Chacras Formation etwa 250 m stratigraphisch über der Diskordanz bilden. Nördlich von Antofallita ergab eine weitere Aschenlage aus der Chacras Formation ein Alter von $24,2 \pm 0,9$ Ma (ID-86). Auch hier ist die Diskordanz zwischen Quiñoas Formation und Chacras Formation mit einem Winkel von etwa 15 bis 20° ausgebildet.

Basierend auf diesen Altersbestimmungen lässt sich die Deformation D1 auf ein Zeitintervall zwischen 24 und 29 Ma festlegen. Eine oberoligozäne Deformation wird auch aus dem nördlichen Altiplano von Sempere et al. (1990) und Sempere et al. (1994) und aus dem südlichen Altiplano von Kennan et al. (1995) beschrieben. Günther (2001), Victor (2000) und Reutter (mündl. Mitteilung) beschreiben außerdem aus der chilenischen Präkordillere eine ausgeprägte Einengungstektonik, die während des Oberoligozäns einsetzte.

6.3 Untermiozän (20 - 17 Ma, Deformationsintervall D2)

Im Verlaufe des unteren Miozäns reaktivierten erneute E-W- bis WNW-ESE-Verkürzungen die zuvor während des Obereozän und Oberoligozän aktiven Systeme westvergenger Auf- bzw. Überschiebungen. Zusätzlich wurden weitere ost- wie westvergente Aufschiebungen und Überschiebungen angelegt bzw. reaktiviert. An ihnen wurden Gesteine des kristallinen Basements oder der frühpaläozoischen Abfolge auf verstellte tertiäre Sedimente geschoben. Folgende Beobachtungen lassen auf dieses Deformationsintervall schließen:

- (1) Südöstlich des Volcán Antofalla ist ein System westvergenger Aufschiebungen aufgeschlossen. Entlang dieser Störungen sind Gesteine des Basements auf Sedimente der basalen Potrero Grande Formation aufgeschoben. In der Quebrada de la Mina und der Quebrada del Volcán ist die synsedimentäre Aktivität dieser Störungen dokumentiert. Altpaläozoische Metasedimente und Metavulkanite wurden entlang einer Aufschiebung auf verstellte Fächersedimente der Potrero Grande Formation ($18,5 \pm 0,5$ Ma [ID-40]) geschoben. Direkt im Störungskontakt zeigen die tertiären Konglomerate progressiv fortschreitende Winkeldiskordanzen (Tafel 5 - Foto 3). Solche Strukturen innerhalb des Fächerkomplexes belegen nach Riba (1976) die synsedimentäre Aktivität der Störung. Da dieses Störungssystem bereits während der D1-Deformation wirksam war, kann eine Reaktivierung der Aufschiebung angenommen werden.

- (2) Am östlichen Rand der Sierra de la Quebrada Honda (UTM: 19K 580283/7152090; Anhang 2 - S3) sind entlang des ostvergente Cerro Plegado-Quebrada Honda-Störungssystems altpaläozoische Metasedimente auf konglomeratische Ablagerungen der Potrero Grande Formation ($17,39 \pm 0,08$ Ma [ID-8]) aufgeschoben worden. Petrographische Analysen, Paläoströmungsmessungen (vgl. Kap. 4) und die fazielle Ausbildung (vgl. Kap. 3) belegen eine Herkunft des Abtragungsschutts aus der Prä-Sierra de la Quebrada Honda. Eine synsedimentäre Aktivität der Störung wird vermutet.
- (3) Im gesamten Arbeitsgebiet ist zwischen der Chacras Formation (bzw. falls diese fehlt der Quiñoas Formation) und der Potrero Grande Formation eine ausgeprägte Winkeldiskordanz ausgebildet. Sie wird auf tektonische Bewegungen zurückgeführt, die im Zusammenhang mit dem Deformationsintervall D2 stehen. So ergibt im Gebiet um die Salina del Fraile ein Tufflage aus dem Top der Chacras Formation ein Alter von $22,5 \pm 0,6$ Ma (ID-18). Die Basis der Potrero Grande Formation ist hier mit $17,1 \pm 0,3$ Ma (ID-97) datiert. Die Deformation muss in das entsprechende Zeitintervall eingeordnet werden.

Anhand der Geländebefunde wird angenommen, dass die Störungssysteme zwischen 20 und 17 Ma aktiv waren. Vergleichbare Deformationsalter stammen aus der chilenischen Präkordillere, wo im Zuge einer Kontraktion um 17 Ma die Westflanke des Altiplano-Plateaus herausgehoben wurde (Muñoz & Charrier 1996; Günther 2001). Im Plateau selbst ist dieses Deformationsintervall nur selten beschrieben worden. Möglicherweise entspricht es mit Interpretationen aus der zentralen und nördlichen Puna von Marrett et al. (1994). Diese beschreiben eine homogene Störungskinematik mit subhorizontaler NW-SE- bis E-W-Einengung bei subvertikaler Extension, die vor 17 Ma einsetzte.

6.4 Mittelmiozän (12 - 9 Ma, Deformationsintervall D3)

Im Gegensatz zu den oberoligozänen bis untermiozänen Deformationen D1 und D2, die in weiten Teilen des Salar de Antofalla-Gebietes nachweisbar sind, konzentriert sich die mittelmiozäne Deformation D3 auf das Gebiet östlich des Salar de Antofalla, während im westlichen Teil nur lokal jüngere Deformationen nachgewiesen wurden.

Zwischen dem Salar de Antofalla und der im Osten anschließenden Sierra de Calalaste entwickelten sich zahlreiche westvergente Auf- und Überschiebungen (La-Borita-Störungssystem), die mehr oder weniger parallel zum heutigen Salarrand verlaufen. Striationsmessungen von Voss (2000) im südlichen Teil des Salar de Antofalla-Gebietes ergaben, dass diese Störungen im Zuge einer WNW-ESE-Einengung bei vertikaler Extension entstanden. Als Folge wurden altpaläozoische und permische Gesteinseinheiten sowie die Sedimente der Quiñoas, Chacras und Potrero Grande Formationen deformiert, herausgehoben und auf die Sedimente der Juncalito Formation geschoben (Profil P). Die Hebung äußerte sich in der syntektonischen grobklastischen Sedimentation an der Basis der Juncalito Formation (Profil P). Altersbestimmungen an eingeschalteten vulkanischen Aschen belegen ein mittelmiozänes Alter ($11,2 \pm 0,3$ Ma [ID-48], $9,3 \pm 0,2$ Ma [ID-53]), was eine Korrelation mit der in weiten Teilen des Puna-Altiplano-Plateaus (Coira et al. 1982), der Ostkordillere (Coira et al. 1982; Herail et al. 1993; Kley et al. 1997) und der Westkordillere (Jordan & Gardeweg 1989) bekannten Quechua-Phase zulässt.

Voss (2000) beschreibt aus dem Nordteil der Salina del Fraile eine bedeutende Winkeldiskordanz zwischen der Potrero Grande Formation und dem stark vulkanisch geprägten Cajeros-Formationsglied. Diese lokal beschränkte Abfolge bildet ein zeitliches Äquivalent der Juncalito Formation. Sie besteht fast ausschließlich aus Tuffen, tuffitischen Sanden und Ignimbriten, an denen radiometrische Datierungen Alter von $11,5 \text{ Ma} \pm 0,4$ (ID-101) bzw. $9,8 \text{ Ma} \pm 0,5$ (ID-47) ergeben. Sie dokumentieren ein Minimalalter für das Deformationsintervall D3 von 11,9 Ma.

Die winkeldiskordante Überlagerung der Potrero Grande Formation durch das Cajeros-Formationsglied und die Verstellung ersterer (Tafel 5 - Foto 4) im Nordteil der Salina del Fraile ist nur eine lokale Erscheinung im Gebiet westlich des Salar de Antofalla. Meist lagert

die Potrero Grande Formation unverstellt und bildet den Abschluss der tertiären Sedimentation. Zudem dokumentiert die im Vergleich zum östlichen Salar de Antofalla-Gebiet geringere Illitkristallinität der Sedimente der Quiñoas und Chacras Formationen (vgl. Kap. 5), dass Einengungstektonik und tektonisch bedingte Überlagerung im westlichen Bereich bereits im mittleren Miozän weitgehend abgeschlossen waren. Fehlende tektonische Aktivität zumindest seit dem Obermiozän wird auch an der Antofalla-Störung östlich der Quebrada de la Mina belegt. Hier überlagern in der Hangendscholle der Störung vulkanoklastische Sedimente diskordant die Gesteine des Basements. Die Sedimente sind weder verstellt noch gestört. Eine Tuff erbrachte ein K/Ar-Alter von $7,6 \pm 0,3$ Ma (ID-111).

Tafel 5

Fotos bedeutender tektonischer Strukturen im Salar de Antofalla-Gebiet. Sie sollen die verschiedenen Deformationsintervalle, die während der Plateauentwicklung wirksam waren, dokumentieren.

Foto 1 Ostvergente Falte in einer Abfolge frühpaläozoischer Metasedimente, Sierra de Calalaste, Blick nach Südwesten. Während der ocloyischen Orogenese (Silur) wurden die Sedimentabfolgen in einen N-S- bis NE-SW-streichenden Falten- und Überschiebungsbau miteinbezogen.

Foto 2 Syntektonisch sedimentierte Fächerkonglomerate der Chacras Formation. Die Sedimentabfolgen wurden vom Antofalla-Hoch westwärts geschüttet, welches im Zuge der Deformation D1 an der Antofalla-Störung herausgehoben wurde. Profil U (W' Vega Chacras).

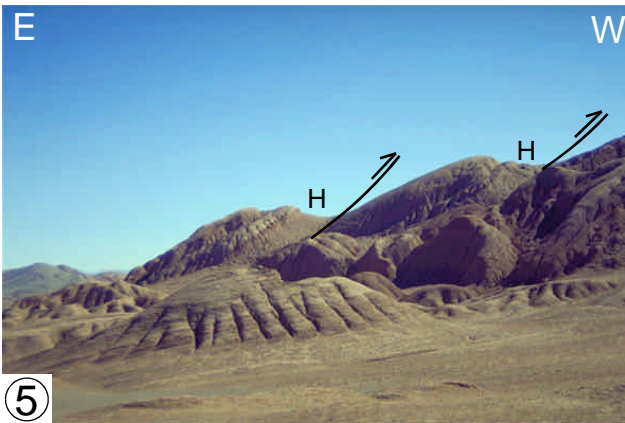
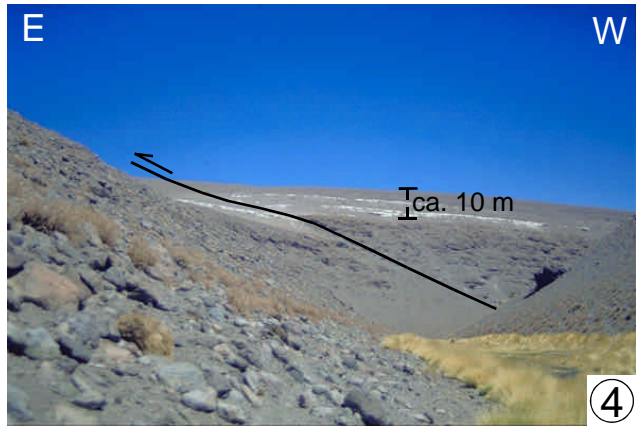
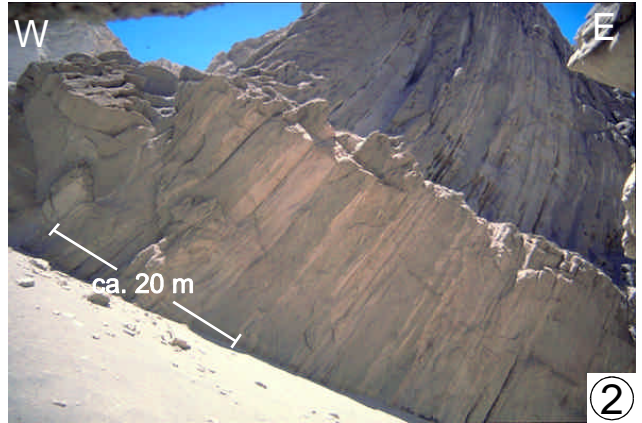
Foto 3 Quebrada de la Mina westlich des Volcán Antofalla (UTM: 19K 619937/71629018). Auf- bzw. Überschiebung von Basementgesteinen (rechts) auf Sedimente der basalen Potrero Grande Formation (links). Bei diesen handelt es sich um proximale Fächersedimente, die intern progressive Winkeldiskordanzen aufweisen. Sie sind auf die synsedimentäre Aktivität der Einengungsstruktur zurückzuführen. K/Ar-Datierungen an eingeschalteten vulkanischen Aschen ($18,5 \pm 0,5$ Ma [ID-40]) belegen eine Deformation während des unteren Miozäns.

Foto 4 Ostvergente Überschiebung in den vulkanoklastischen Sedimentserien der Potrero Grande Formation. Während der mittelmiozänen Deformation D3 wurden diese in den andinen Bau miteinbezogen. Profil W, Quebrada Cajeros, nördlich der Salina del Fraile. Blick nach Süden.

Foto 5 Während des Deformationsintervalls D4 mit in die Kompressionstektonik einbezogene Playa-Sedimente der Juncalito Formation. Bevorzugt in den evaporitreichen Peliteinheiten bilden sich flache bis subhorizontale, westvergente Überschiebungen aus. Als Gleitbahnen dienten bevorzugt kompakte Halithorizonte (H), die entlang des Ostrandes des rezenten Salar de Antofalla in mehrfacher Wiederholung ausstreichen. Profil F, Ostrand des Salar de Antofalla.

Foto 6 Westvergente Überschiebung von permokarbonen Sedimenten ($281,0 \pm 6,0$ Ma [ID-50]) auf Konglomerate und Sande der pliozän-rezenten Escondida Formation. Mit der Deformationsphase D4 während des Pliozäns schloss die andine Einengungstektonik im Salar de Antofalla-Gebiet ab. SW-Rand des Salar de Antofalla (UTM: 19K 605599/7087858).

Tafel 5



6.5 Pliozän - Quartär (5 Ma - rezent, Deformationsintervall D4)

Die jüngste tektonische Entwicklung kann in zwei Abschnitte gegliedert werden, die ineinander übergehen. Zunächst führten erneute E-W bis WNW-ESE-Kontraktionen zur Bildung bedeutender Auf- und Überschiebungen. Diese beschränkten sich auf den Bereich östlich des Salar de Antofalla, wo die La Borita- und Calalaste-Störungssysteme aktiv waren und auf das Gebiet um den Salar de Incahuasi mit der westvergente Filo Colorado-Störung. Entlang des Salar de Antofalla wurden unter anderem die mio-pliozänen Sedimente der Juncalito Formation verstellt. Entsprechend ihrer lithologischen Ausbildung sind verschiedene Deformationsstile ausgebildet. Unmittelbar am Salarrand sind in den pelitdominierten Playa-Ablagerungen ausgeprägte NNE-SSW-streichende, westvergente, fast isoklinale Falten und subhorizontale Überschiebungen ausgebildet (Tafel 5 - Foto 5). Altpaläozoische, permische und alttertiäre Gesteine wurden im Zuge der Deformation D4 an steilen Aufschiebungen auf jüngere Gesteinseinheiten geschoben (Tafel 5 - Foto 6).

Das Alter und die Charakteristika der Deformation werden durch folgende Geländebefunde dokumentiert:

- (1) Am südöstlichen Salarrand überlagert der unverstellte Vallecito-Ignimbrit (nach González 1992) mit einem Alter von $3,605 \pm 0,005$ Ma (ID-11) verfaltete Sedimente der Juncalito Formation. Weiter östlich ist hingegen dieselbe Ignimbrit-Einheit ($3,61 \pm 0,01$ Ma [ID-115]) in eine Abfolge proximaler Fächersedimente eingeschaltet, die in den Überschiebungsbau miteinbezogen wurde. An dieser Lokalität hat sich die permokarbone Abfolge auf die Fächersedimente geschoben (Tafel 5 - Foto 6). Die permokarbonen Sedimenten werden wiederum überlagert durch einen flachlagernden Ignimbrit, der ein Rb-Sr-Alter von $3,54 \pm 0,52$ Ma (ID-120) besitzt. Aufgrund der Altersäquivalenz und einer korrespondierenden chemischen und petrologischen Zusammensetzung vermutet Schnurr (2001), dass es sich um einen einzigen Ignimbritkomplex handelt. Die Höhenlage des Probenpunktes ID-120 beträgt ca. 4 100 ü. NN, während ID-11 lediglich aus einer Höhe von etwa 3 400 m ü. NN stammt. Aufgrund des topographischen Höhenunterschiedes zwischen ID-11 und ID-120 kann ein kumulativer Versatzbetrag für das Störungssystem von über 700 m angenommen werden.

Überlagert wird der deformierte Fächerkomplex letztlich durch unverstellte Alluvialsedimente. Eingeschaltete Aschenlagen ergeben ein Minimalalter der Deformation von $0,16 \pm 0,02$ Ma (ID-74).

- (2) Das aus der Kompressionstektonik D4 resultierende Auf- bzw. Überschiebungssystem erstreckt sich entlang des gesamten Salar de Antofalla. Heraushebung und Erosion initiierten beckenwärts die Bildung eines ausgedehnten Bajada-Systems. Ihre grobklastischen Sedimente (Escondida Formation; $3,2 \pm 0,1$ Ma [ID-16], $3,5 \pm 0,3$ Ma [ID-107]) überlagern entlang des gesamten Salar de Antofalla die Ablagerungen der Juncalito Formation ($9,3 \pm 0,2$ Ma (ID-53), $9,0 \pm 0,3$ Ma (ID-39), $7,3 \pm 1,4$ Ma (ID-31), $6,8 \pm 0,2$ Ma (ID-32) und $4,6 \pm 0,5$ Ma (ID-35) mit einer deutlicher Winkeldiskordanz (Tafel 4 - Foto 1).
- (3) Die Sedimentation der grobkörnigen Fächersedimente der Escondida Formation hat syntektonisch stattgefunden. Zahlreiche interne Diskordanzen innerhalb der gesamten mehrere hundert m mächtigen Abfolge weisen auf eine synsedimentäre Tektonik hin. Eingeschaltete Tuff- und Ignimbritlagen ($3,2 \pm 0,1$ Ma [ID-16], $3,5 \pm 0,3$ Ma [ID-107]) belegen somit ein pliozänes Alter der Überschiebungstektonik.

Das pliozäne Alter dieser Einengungstektonik stimmt weitgehend mit der von Salfity et al. (1984) definierten "Diaguita-Phase" überein. Eine pliozäne Einengungstektonik ist nachgewiesen aus anderen Teilen der südlichen Puna, der östlich anschließenden argentinischen Ostkordillere (Marrett et al. 1994), dem subandinen Falteingürtel, dem Santa Barbara-System und den Sierras Pampeanas (u.a. Allmendinger 1983; Grier et al. 1991).

Der WNW-ESE-Einengung folgten *strike-slip*-Bewegungen, die nach Voss (2000) auf eine NE-SW- bis ENE-WSW-Einengung und NW-SE-bis NNW-SSE-Extension zurückzuführen sind.

Es bildeten sich einige NNE-SSW- bis NE-SW-streichende dextrale Seitenverschiebungen wie die NE-SW-verlaufende Acazoque-Störung (z.B. Segerstrom & Turner 1972; Marrett et al. 1994), die vom Salar de Hombre Muerto (Abb. 1.3) kommend in den Zentralteil des Salar de Antofalla hereinzieht. Östlich im Bereich der Salina del Fraile endet diese dextrale Seitenverschiebung in einem *horsetail splay* (Kraemer et al. 1999), der sich in zahlreichen kleineren Abschiebungen äußert. Die Alterstellung der Acazoque-Störung ist unsicher. Ein basaltischer Andesit aus dem nördlich des Cerro Beltrán gelegenen Acazoque-Tal wurde von der Verwerfung betroffen. Aufgrund seines Alters war die Acazoque-Störung nach $5,3 \pm 0,3$ Ma (ID-46) aktiv.

Östlich des Salar de Incahuasi wurden oberpliozäne Sedimente ($1,7 \pm 0,1$ Ma [ID-73]) von einer weiteren Seitenverschiebung betroffen. Diese Beobachtung korrespondiert weitgehend mit Interpretationen von Marrett et al. (1994), die für die Puna und die argentinische Ostkordillere einen Wechsel von einer kompressiven Tektonik mit WNW-ESE-Verkürzung zu einer *strike-slip*-Deformation mit ENE-WSW-Verkürzung vor etwa 2 Ma postulieren.

7 Vergleich zur zentralen und nördlichen Puna

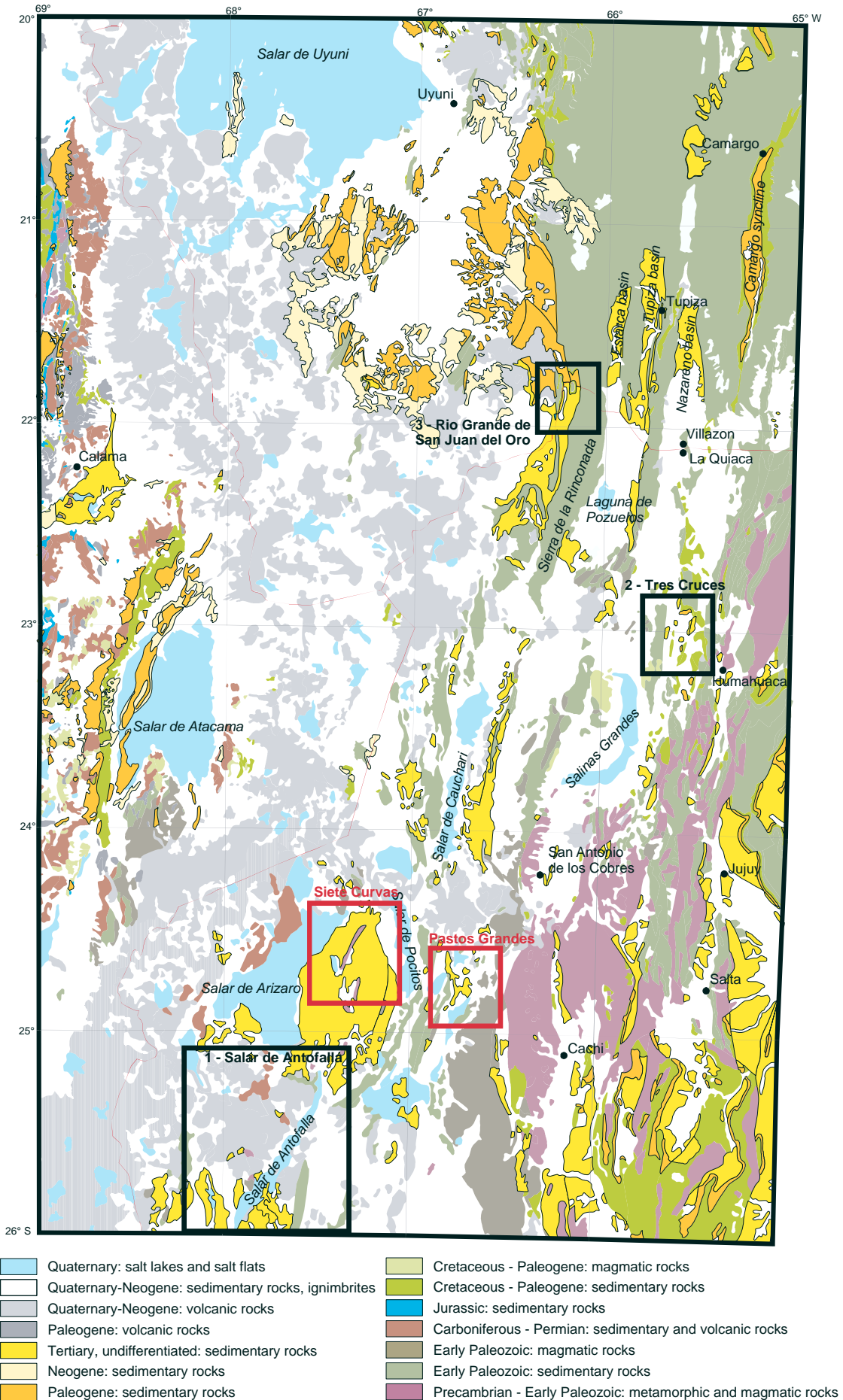
Klastische Sedimente tertiären Alters kommen in vielen Becken der gesamten Puna vor. Die Lithologie und Fazies spiegeln klimatische und paläogeographische Änderungen sowie indirekt Deformations- und Hebungsgeschichte des zentralandinen Plateaus wider.

Mehrere Lokalitäten der zentralen und nördlichen Puna (Abb. 7.1) wurden ausgewählt, um sie mit der südlichen Puna zu vergleichen und um die Beckenentwicklung der gesamten Puna zu diskutieren. Literaturdaten beziehen sich auf das Tertiär der zentralen Puna, des Pastos Grandes-Gebietes (Turner 1960; Alonso 1992) und des Gebietes östlich des Salar de Arizaro (Siete Curvas; Donato 1987). In der nördlichen Puna beschäftigten sich eigene Untersuchungen mit den Gebieten von Tres Cruces und vom Rio Grande de San Juan (Tab. 7.1). Zwar war aus diesen Bereichen die Stratigraphie der tertiären Sedimentabfolge bekannt, jedoch lagen bislang keine Informationen über ihre Faziesentwicklung vor.

| Ma Bp | System | Series | Northern Puna - Eastern Cordillera | | |
|-------|---------|------------|------------------------------------|--------------------------------|-----------------|
| | | | Rio Grande de San Juan | Salar de Pozuelos | Tres Cruces |
| 10 | Neogene | Quaternary | Casira - Tafna - Uquia Fms. | | |
| | | Pliocene | | | |
| | | Miocene | Puertas de San Pedro Fm. | Pan de Azucar & Doncellas Fms. | Cara Cara Fm. |
| | | | Tiomayo Fm. | | Pisungo Fm. |
| | | | Cabreria Fm. | Moreta Fm. | Rio Grande Fm. |
| | | | Oligocene | Peña Colorada Fm. | Casa Grande Fm. |
| | | Eocene | | Santa Barbara Subgroup | |

Tab. 7.1 Übersicht über die tertiäre Stratigraphie in der nördlichen Puna und unmittelbar anschließenden Bereiche der argentinischen Ostkordillere (modifiziert nach Rubiolo 1997).

Abb. 7.1 (folgende Seite) Geologische Übersichtskarte des südlichen zentralandinen Plateaus (südlicher Altiplano und Puna) mit West- und Ostkordillere (nach Reutter et al. 1994). Die schwarzen Rahmen geben die Lage der Gebiete wieder, die in dieser Arbeit untersucht wurden. Die Daten zu den Gebieten, die durch einen roten Rahmen markiert sind, stammen aus Publikationen von Alonso (1992) (Pastos Grandes-Gebiet) und Donato (1987) (Siete Curvas).



7.1 Tres Cruces - Nordpuna/Ostkordillere

Das Tres Cruces-Gebiet (Provinz Jujuy) befindet sich im Übergang vom Puna-Plateau zur argentinischen Ostkordillere. Strukturell wird es durch drei Komplexe jungpräkambrischer und altpaläozoischer Sedimentgesteine und Vulkanite begrenzt, die Sierra de Aguilar im Westen, die Sierra de Mal Paso im Osten und das Tres Cruces-Antiklinorium im Norden (Abb. 7.2). Diese Basementblöcke wurden im Zuge der andinen Deformation ost- bzw. westvergent auf eine kretazisch-tertiäre Sedimentserie geschoben. Sie bildet den Kern des Tres Cruces-Synklinoriums (Boll & Hernández 1986) und besteht aus den kretazischen Riftsedimenten der Pirgua Subgroup sowie den kretazisch-eozänen Postriftsedimenten der Balbuena Subgroup (Lecho Formation und Yacoraite Formation) und der Santa Barbara Subgroup (Mealla, Maíz Gordo und Lumbrera Formationen; Abb. 1.9).

Auf die kretazisch-eozäne Sedimentserien folgen etwa 5 km mächtige, siliziklastische Ablagerungen (Boll & Hernández 1986). Die Basis bilden Pelite und Feinsande der Casa Grande Formation, die aufgrund von Wirbeltierresten (Pascual 1983; Bond & López 1995) und lithostratigraphischen Korrelationen (vgl. Kap. 7.3) ein eo-oligozänes Alter besitzen (Tab. 7.1).

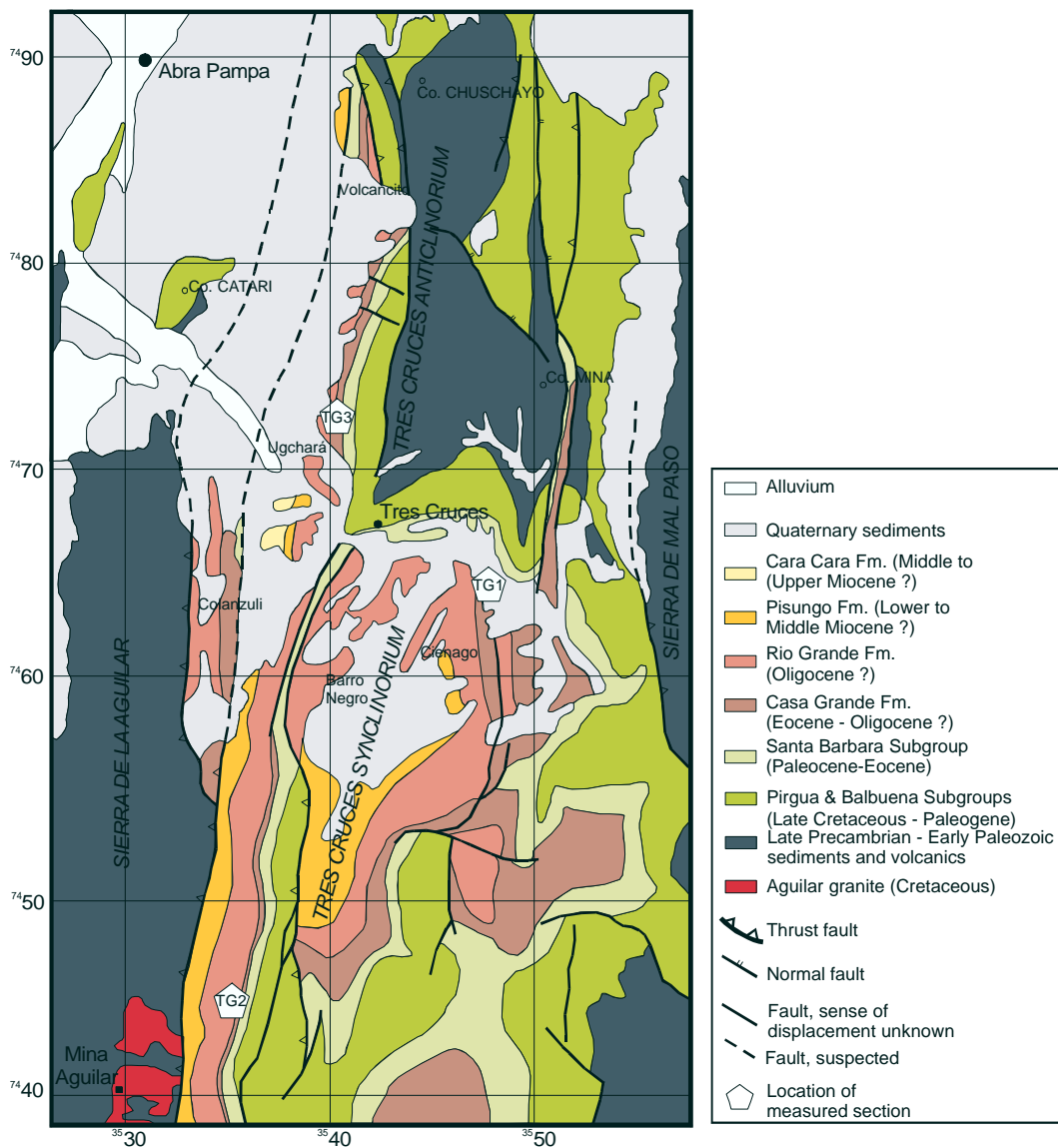


Abb. 7.2 Geologische Karte des Tres Cruces-Gebietes (kompiliert aus Boll & Hernández 1986 und Rubiolo 1997). Im Zentrum liegt das Tres Cruces-Synklinorium mit einer kretazisch-miozänen Sedimentfolge. Es wird umrahmt von drei Komplexen jungpräkambrischer bis altpaläozoischer Sedimente, die Sierra de Aguilar, die Sierra de Mal Paso und das Tres Cruces-Antiklinorium.

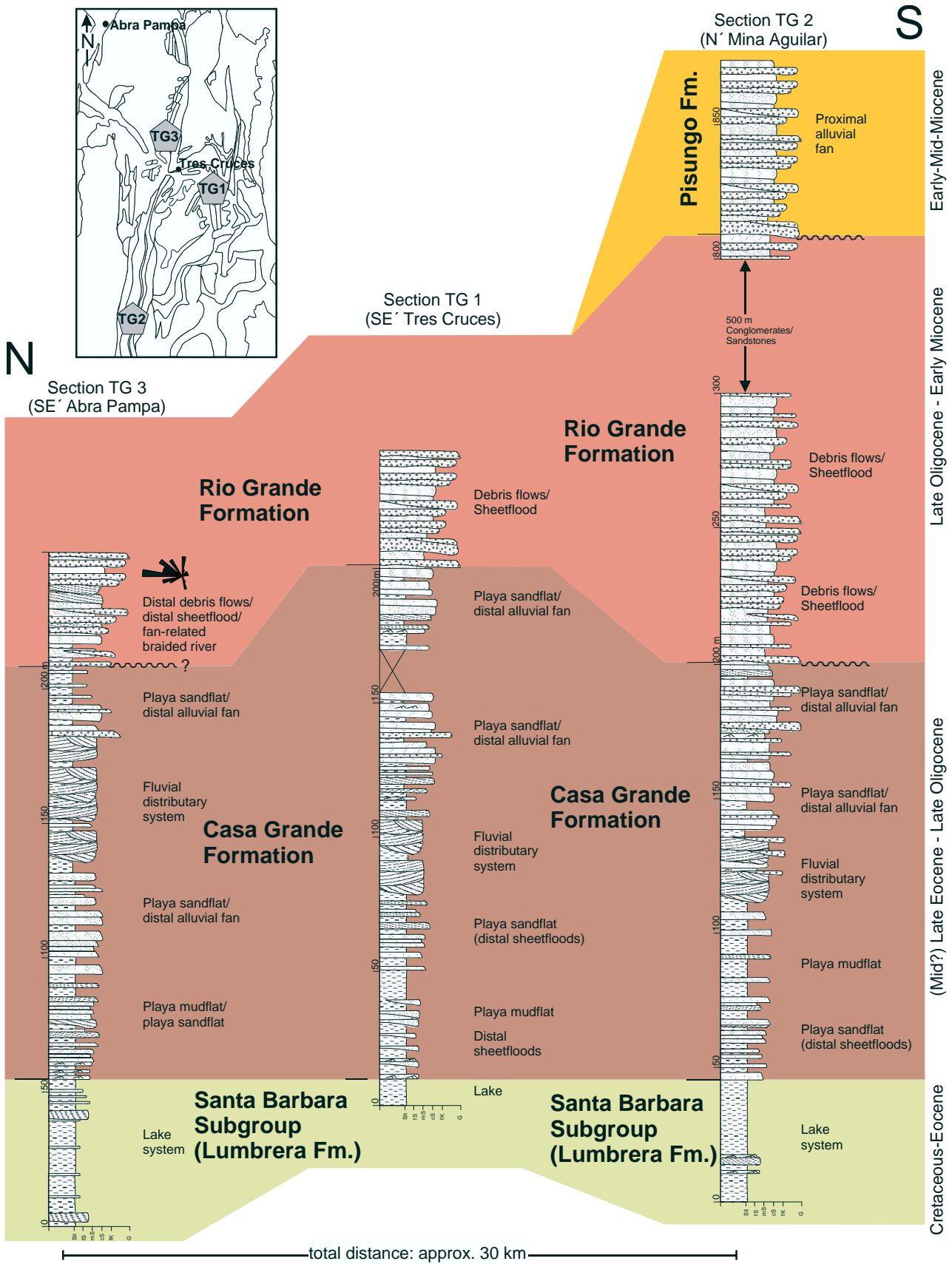


Abb. 7.3 Korrelation und fazielle Interpretation der eo-oligozänen Sedimentabfolge (Casa Grande Formation und Rio Grande Formation) des Tres Cruces-Gebietes. Details der Lagekarte der Profile TG1, TG2 und TG3 in Abbildung 7.2.

Sie werden von den etwa 1 800 m mächtigen (Boll & Hernández 1986), grobklastischen Ablagerungen der Rio Grande Formation (Tab. 7.1) überlagert, deren Alter nicht eindeutig belegt ist. Sie korrelieren mit der Moreta Formation (Tab. 7.1) aus dem westlich anschließenden Gebiet der Laguna de Pozuelos (Abb. 7.1). K/Ar-Datierungen an eingeschalteten Tuffen ($28,0 \pm 3,0$ Ma, $20,0 \pm 2,0$ Ma) belegen für sie ein oberoligozänes bis untermiozänes Alter (Coira 1979; Linares & González 1990).

Konglomerate und Sandsteine der Pisungo Formation (Tab. 7.1) mit einer Mächtigkeit von 750 bis 2 500 m (Boll & Hernández 1986) folgen auf die Rio Grande Formation. Das Alter der Sedimente ist nicht direkt belegt. Aufgrund ihrer stratigraphischen Position zwischen der Rio Grande Formation und der mittel- bis obermiozänen Cara Cara Formation wird ein unter- bis mittelmiozänes Alter angenommen.

Mit der Cara Cara Formation schließt die tertiäre Schichtenfolge im unmittelbaren Tres Cruces-Gebiet ab. Ihre Ablagerungen sind Äquivalente der Sijes Formation des sich westlich anschließenden Salinas Grandes-Gebietes (Rubiolo 1997). Eine Datierung aus letzterer ergab ein Alter von $14,26 \pm 0,19$ Ma (Cladouhos et al. 1994). Nördlich und westlich des Tres Cruces-Gebietes treten noch einige lokale Vorkommen jüngerer Sedimente auf. Dies sind die Tuc Tuca Formation mit einem obermiozänen Alter ($9,57 \pm 0,36$ Ma, $8,17 \pm 0,06$ Ma; Cladouhos et al. 1994), die Tafna Formation und die Uquía Formation (Tab. 7.1). Aus letzteren beiden sind bislang keine Altersbestimmungen bekannt. Da sie die Tuc Tuca Formation überlagern, besitzen sie wahrscheinlich ein obermiozän-pliozänes Alter (Rubiolo 1997).

7.1.1 Faziesentwicklung der eozänen bis untermiozänen Schichtenfolge

Die Fazies der eozänen bis untermiozänen Sedimentserien wurden an drei Profilen im Tres Cruces-Gebiet (TG 1, TG 2 und TG 3) untersucht (Abb. 7.2 & 7.3).

Die lakustrin-fluviatilen Ablagerungen der kretazisch-eozänen Santa Barbara Subgroup werden konkordant durch die eo-oligozäne **Casa Grande Formation** überlagert, die im Tres Cruces-Gebiet eine Mächtigkeit von 150 bis 200 m erreicht. Der Übergang ist durch einige bis zu 2 m mächtige Horizonte gut sortierter, schrägeschichteter Sandsteine gekennzeichnet. Aufgrund der engen Assoziation mit lakustrinen Sedimenten handelt es sich vermutlich um Ablagerungen von Mündungsbarren. Sie dokumentieren die allmähliche Verlandung des kretazisch-paläogenen Seenkomplexes. Im Anschluss dominieren pelitische und sandige Sedimente der Lithofaziestypen Fl, Sr und Sh/l. Sie wurden in einer Playaebene fern vom Liefergebiet abgelagert. Nur untergeordnet sind geringmächtige konglomeratische Sande eingeschaltet, die als distale *sheetfloods* in das Becken transportiert wurden.

Im mittleren Teil der Casa Grande Formation treten verstärkt trogförmig und planar schrägeschichtete fluviatile Sandsteine (Lithofazies St und Sp) auf. Fehlende Überflutungsebenen-Sedimente und Rinnensandsteine sowie die Dominanz planarer Schrägschichtung lassen auf eine Ablagerung in verzweigten Flusssystemen schließen. Aufgrund der engen Assoziation mit *sheetflood*- und *debris flow*-Sedimenten, die im Hangenden folgen, waren diese direkt an alluviale Fächer gebunden.

Den Abschluss der Sedimentfolge bilden bis zu 50 m mächtige konglomeratische Sande und Feinkonglomerate der Lithofazies Sm, Sh/l, Sr, Gh und Gc. Es sind Ablagerungen von distalen *sheetfloods* und *debris flows* aus dem Übergang vom alluvialen Fächer zur Playaebene.

Die **Rio Grande Formation** besteht aus einer Wechsellagerung von Konglomeraten (Lithofazies Gm, Gh und Gc) und konglomeratischen Sandsteinen (Sm, Sh/l, Sr). Untergeordnet sind Pelite der Lithofazies Fsm/m eingeschaltet. Die Konglomerate treten meist in lateral weit aushaltenden Bänke auf. Nur gelegentlich bilden sie kleinere Rinnenkörper. Konglomerate und Sandsteine werden als Ablagerungen von *debris flows* und *sheetfloods* eines alluvialen Fächers interpretiert.

Die größte Gesamtmächtigkeit, die höchsten Geröllgrößen und die größten Bankmächtigkeiten erreicht die Abfolge nahe der Sierra de Aguilar (Profil TG 2). Die Klasten bestehen

hauptsächlich aus Gesteinen der jungpräkambrischen bis altpaläozoischen Schichtenfolge. und belegen, dass die Sierra de Aguilar bereits während des unteren Miozäns Hochgebiet war.

Die Konglomerate der Rio Grande Formation (Profil TG 3) entlang der Westflanke des Tres Cruces-Antiklinoriums (Abb. 7.2) bestehen aus Geröllen der altpaläozoischen Schichtenfolge und Mikriten sowie Oolith-, Gastropoden- und Stromatolithenkalken der kretazischen Yacoraite Formation (Balbuena Subgroup). Imbrikationsmessungen (vgl. Anhang 2 - Profil TG 3) aus der Lokalität Volcancito (UTM: 20K 232530/7481500), die nördlich des Profil TG 3 liegt, belegen einen Sedimenttransport aus dem Bereich des Tres Cruces-Antiklinoriums.

Der Wechsel von der Casa Grande Formation zur Rio Grande Formation ist durch eine bedeutende Winkeldiskordanz gekennzeichnet. Lediglich südöstlich von Tres Cruces (Profil TG1) in ausreichender Entfernung zu den Beckenrandstörungen folgt die Rio Grande Formation der Casa Grande Formation konkordant. Eine distale Position wird außerdem durch die im Vergleich zu den Profilen TG 2 und TG 3 geringeren Geröllgrößen und Bankmächtigkeiten dokumentiert.

Östlich der Sierra de Aguilar überlagert die unter- bis mittelmiozäne **Pisungo Formation** die Rio Grande Formation mit einem Diskordanzwinkel von über 30°. Sie besteht aus grobklastischen *debris flow*- und *sheetflood*-Ablagerungen eines proximalen Fächers. Die Gerölle sind bis zu 50 cm groß. Sie bestehen aus Quarzareniten, Kieselschiefern und Vulkaniten der altpaläozoischen Folge sowie rotbraunen Sandsteinen der kretazisch-alttertiären Schichtenfolge und Gangquarzen. Die Sedimente werden aufgrund des Geröllspektrums als Abtragungsprodukte der Sierra de Aguilar interpretiert. Hier ist unter anderem ein unterkretazischer Granit (Formación Aguilar; Spencer 1950; Halpern & Latorre 1973) freigelegt (Abb. 7.2), dessen Abtragungsschutt in den Sedimenten der Pisungo Formation vorkommt. Innerhalb der Konglomeratfolge entlang der Sierra de Aguilar treten Winkeldiskordanzen auf, die vermutlich auf einen synsedimentären Aufstieg dieses Höhenzuges zurückzuführen sind.

7.1.2 Tektonosedimentäre Interpretation

Der Übergang von der Santa Barbara Subgroup zur Casa Grande Formation geht einher mit einer drastischen Änderung des Sedimentationsmilieu am nordöstlichen Rand der Puna. Während der Sedimentation der Santa Barbara Subgroup entwickelten sich ausgedehnte permanente Seen unter humiden bis semihumiden Bedingungen (Del Papa 1999). Mit Einsetzen der Casa Grande Formation verlandeten die Seen und eine Playaebene unter ariden bis semiariden Bedingungen breitete sich aus. Ein solcher Klimaumschwung während des Eozäns ist in weiten Teilen NW-Argentiniens nachgewiesen (Del Papa 1999).

Unklar ist, ob der erhöhte Sedimenteintrag an der Wende von der Santa Barbara Subgroup zur Casa Grande Formation an eine Umstellung der paläogeographischen Situation gekoppelt war. Der Aufstieg von neuen Hochgebieten führte zur Progradation alluvialer Fächersysteme in der höheren Casa Grande Formation. Die Umstellung der Paläogeographie steht mit kontraktiven Bewegungen in Verbindung, die während der inkaischen Orogenese in der chilenischen Präkordillere auftraten (u.a. Günther 2001). Rubiolo (1997) vermutet, dass es im Zuge dieser zu einer ostwärtigen Progradation der Deformationsfront kam. Diese erfasste das Gebiet während des oberen Eozäns und führte zu lokalen(?) Deformationen. Seismische Profile aus dem Tres Cruces-Gebiet deuten auf eine synsedimentäre Deformation während der Ablagerung der Casa Grande Formation hin (Gangui 1998, Coutand 1999).

Während der Sedimentation der mittleren Casa Grande Formation unterbrachen permanente(?) Flusssysteme die alluviale Fächer- und Playasedimentation. Ihr Auftreten ist ein Beleg für eine erhöhte Wasserzufuhr, die auf kurzzeitige Klimaänderungen zurückgeführt werden könnte.

Am Übergang von der Casa Grande zur Rio Grande Formation verstärkte sich die grobklastische Sedimentation. Lokal wurde die Casa Grande Formation verstellt. Winkeldiskordanzen zur Rio Grande Formation und die Abtragung der Kalke der Yacoraite Formation sprechen für eine Heraushebung mehrerer Hochgebiete im Tres Cruces-Gebiet: im

Norden das Tres Cruces-Antiklinorium und im Westen die Sierra de Aguilar. Ihre Hebung gliederte endgültig den zuvor einheitlichen Sedimentationsraum, welcher sich während Maastricht und Paläozän entwickelt hatte (Del Papa 1999). Die Entwicklung ist vergleichbar mit der Genese intramontaner Becken in der nördlich anschließenden bolivianischen Ostkordillere. Hier führte die Hebung des Vorläufers der Ostkordillere, der Proto-Ostkordillere (Lamb et al. 1997), zur Bildung der Estarca-, Tupiza- und Nazareno-Becken (Abb. 7.1) (Heraül et al. 1996; Jacobshagen et al. 1997; Horton 1998).

Im Verlauf des Miozäns bestanden diese Hochgebiete weiter fort. Ihre synsedimentäre Hebung wird durch interne Winkeldiskordanzen und die proximale Fazies angrenzender Sedimente belegt. Boll & Hernández (1986) beschreiben eine deutliche Mächtigkeitszunahme der Konglomerate der Pisungo Formation in Richtung der beckenbegrenzenden Strukturen, was auf eine synsedimentäre Hebung auch der Sierra de Aguilar schließen lässt. Die Kinematik dieser Strukturen in der nördlichen Puna bestimmten u.a. Cladouhos et al. (1994). Sie interpretieren für Miozän und Pliozän eine subhorizontale NW-SE bis E-W-Verkürzung mit subvertikaler Extension. Einengungsgefüge miozänen Alters sind außerdem von Gangui (1998) und Coutand (1999) aus dem Tres Cruces-Gebiet beschrieben worden.

7.2 Rio Grande de San Juan - Nordpuna

Das Gebiet westlich des Rio Grande de San Juan liegt im Übergang von der argentinischen Puna zum bolivianischen Altiplano. Hier ist eine paläozäne bis miozäne Schichtenfolge aufgeschlossen. Nach Osten wird das Gebiet durch die Sierra de la Rinconada begrenzt. Dieser Höhenzug besteht aus altpaläozoischen Sedimenten und Vulkaniten, die während der andinen Deformation auf die jüngeren Sedimente geschoben wurden. Das Störungssystem setzt sich nach Norden fort und geht dort in die San Vicente-Störung über, die in Bolivien die Ostkordillere vom Altiplano trennt.

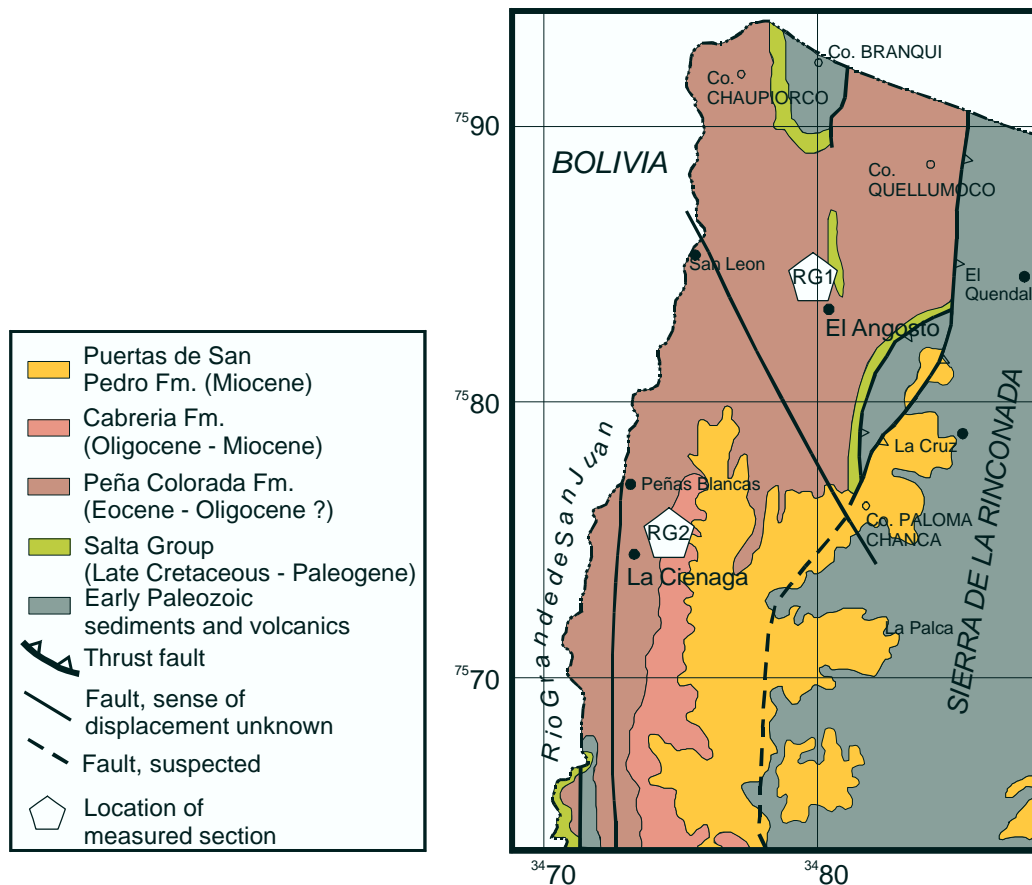


Abb. 7.4 Geologische Karte des Region östlich des Rio Grande de San Juan (nach Coira et al. in press).

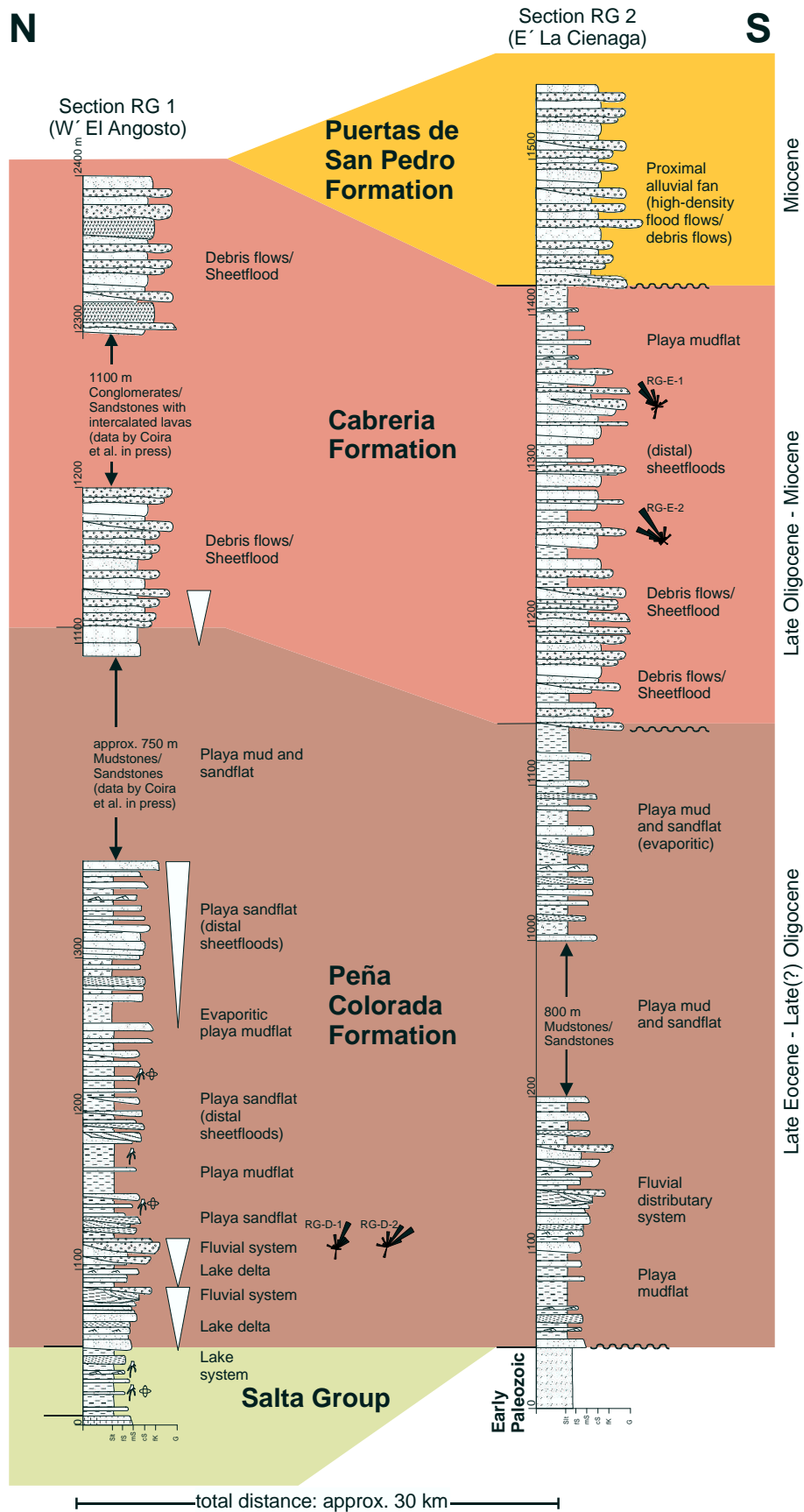


Abb. 7.5 Korrelation und fazielle Interpretation der eo-oligozänen Peña Colorada Formation und der oligo-miozänen Cabreria Formation. Die Lage der Profile RG 1 und RG 2 ist in Abbildung 7.4 wiedergegeben.

Die Schichtenfolge setzt mit den Postriftsedimenten der Santa Barbara Subgroup ein, auf die die Peña Colorada Formation, die Cabreria Formation und die Puertas de San Pedro Formation folgen (Tab. 7.1, Abb. 7.5). Die Peña Colorada Formation (Turner 1978) besitzt nach Coira et al. (in press) ein eo-oligozänes Alter. Das oberoligozän-untermiozäne Alter der Cabreria Formation basiert auf Korrelationen mit der San Vincente Formation des östlichen Altiplanos, die von Kussmaul et al. (1975) mit $24,0 \pm 0,9$ Ma und $22,9 \pm 0,9$ Ma datiert wurde, und mit der Moreta Formation (Tab. 7.1) des Gebietes des Salar de Pozuelos (Coira et al. in press).

In weiten Teilen der nördlichsten Puna wird die Cabreria Formation von der miozänen Tiomayo Formation (Abb. 7.6) überlagert (Coira et al. in press). Jedoch konnte diese in den untersuchten Lokalitäten nicht nachgewiesen werden. Im Arbeitsgebiet folgt mit einer deutlichen Winkeldiskordanz auf die Cabreria Formation die Puertas de San Pedro Formation. Aufgrund von Vulkanoklasten in der Geröllfraktion, die von den umliegenden Stratovulkanen stammen, vermuten Coira et al. (in press) ein mittel- bis obermiozänes Alter. Unmittelbar nördlich und östlich des Rio Grande de San Juan-Gebietes wird die Sedimentfolge durch die Ablagerungen der San Juan del Oro Formation abgeschlossen. Diese flachlagernden Sedimente erstrecken sich bis nach Bolivien, wo sie Teile der Ostkordillere und des Altiplano bedecken. Eingeschaltete Tufflagen aus dem bolivianischen Teil belegen ein obermiozänes Alter ($8,78 \pm 0,17$ Ma; Gubbels et al. 1993).

7.2.1 Faziesentwicklung der eozänen bis untermiozänen Schichtenfolge

Die eozäne bis miozäne Sedimentabfolge wurde an zwei Lokalitäten bearbeitet, westlich der Ortschaft El Angosto (Profil RG 1) und östlich von La Cienaga (Profil RG 2) (Abb. 7.4).

Während östlich von La Cienaga die eozän-miozäne Sedimentfolge diskordant die altpaläozoische Schichtenfolge überlagert, folgt sie westlich von El Angosto konkordant den Sedimenten der kretazisch-eozänen Salta Group. Diese bestehen aus sandigen Karbonaten einer Beckenrandfazies der Yacoraite Formation und etwa 50 m mächtigen lakustrinen Tonen und Silten der Santa Barbara Subgroup (Abb. 7.5, Profil RG 1). Der graduelle Übergang aus den See-Sedimenten zur eo-oligozänen **Peña Colorada Formation** wird durch zwei etwa 30 m mächtige *coarsening-upward*-Sequenzen charakterisiert. Die lakustrinen Tone gehen in dünngebankte Silte und Feinsande der Lithofazies Fl, Sr und Sh/l über. Anschließend folgen großräumig schräggeschichtete Mittelsande, die als Ablagerungen von Mündungsbarren eines in den See propagierenden Deltasystems interpretiert werden. Am Top der Sequenz folgen rinnenförmige konglomeratische Sandsteine (Lithofazies Gh und Gt/p) fluviatilen Ursprungs. Sie leiten zu den sandigen und pelitischen Sedimenten (Lithofazies Fsm/m, Fl, Sh/l, Sm und Sr) einer Playaebene über. Im Untersuchungsgebiet erreichen die Sedimente der Peña Colorada Formation eine Mächtigkeit von ca. 1 000 m (Profil RG 1) bzw. 1 150 m (Profil RG 2). Zwar fehlen konglomeratische Schüttungen in der gesamten Abfolge, jedoch weisen zahlreiche mehrere m mächtige sandige *sheetflood*-Ablagerungen auf ein Abtragungsgebiet im direkten Umfeld hin. Die quarzreichen Sande und Konglomerate der Peña Colorada Formation weisen auf die Umlagerung der altpaläozoischen Schichtenfolge hin. Paläoströmungsdaten aus dem Profil RG 1 (W' El Angosto) belegen ein Herkunftsgebiet westlich des Rio Grande de San Juan.

Der Kontakt zur oberoligozänen bis untermiozänen(?) **Cabreria Formation** kann sowohl konkordant (Profil RG 1) als auch winkeldiskordant (Profil RG 2) ausgebildet sein. Gekennzeichnet wird er durch einen Wechsel von sandig-siltigen Sedimenten zu konglomeratisch-sandigen Ablagerungen der Lithofazies Gm, Gc, Gh, Sm und Sh/l. Es sind *sheetflood*- und *debris flow*-Ablagerungen eines proximalen Fächers. Lediglich östlich von La Cienaga gehen die Konglomerate zum Hangenden sukzessive in Tone, Silte und Feinsande einer distalen Playaebene über. Auch die Gesamtmächtigkeit der Cabreria Formation variiert. Während im Süden (Profil RG 1) nur etwa 300 m erreicht werden, besitzt die Abfolge im Norden (Profil RG 2) eine Mächtigkeit von über 1 000 m. Hier belegen Imbrikationsmessungen an korngestützten Konglomerate einen Transport aus südöstlichen Richtungen. Wahrscheinlich bildete das Gebiet der Sierra de la Rinconada (Abb. 7.1, 7.4) seit dem Oberoligozän eines der bedeutendsten Hochgebiete dieser Region.

Die **Puertas de San Pedro Formation** besteht wie die Cabreria Formation hauptsächlich aus konglomeratischen Sedimenten der Lithofazies Gm, Gc und Gh. Östlich von La Cienaga (Profil RG 2) überlagern sie mit einer schwachen Winkeldiskordanz von ca. 20° Pelite und Sande der Cabreria Formation (Abb. 7.5). Die Konglomerate stammen von *debris flows*, *sheetfloods* und *high-density flood flows* eines alluvialen Fächers, der unmittelbar an ein Hochgebiet anschloss. Daher wird Sierra de la Rinconada weiterhin als Liefergebiet angesehen.

7.2.2 Tektonosedimentäre Interpretation

Während der kretazisch-paläogenen Entwicklung befand sich das Rio Grande de San Juan-Gebiet im Randbereich des San Pablo de Lipez-Hochs (Fiedler 2001). Mit Einsetzen der Sedimentation der eo-oligozänen Peña Colorada Formation waren Reliefunterschiede weitgehend aufgehoben. Distale Alluvial- und Playasedimente lagerten sich sowohl auf dem altpaläozoischen Basement, dem ehemaligen San Pablo de Lipez-Hoch, als auch über der lakustrin-fluviatilen Santa Barbara Subgroup ab.

Das Liefergebiet der Sedimente der Peña Colorada Formation war u.a. ein westlich gelegener Basementblock. Eine Sedimentanlieferung aus der chilenischen Präkordillere, welche zu diesem Zeitpunkt deformiert und gehoben wurde (Bogdanic 1990; Döbel et al. 1992; Günther et al. 1998), wird aufgrund der großen Entfernung ausgeschlossen. Vermutlich lag das Rio Grande de San Juan-Gebiet direkt im Übergang von der Puna zur Proto-Ostkordillere, deren Hebung während des Eozäns u.a. von Lamb & Hoke (1997) postuliert wird. Puna-interne, störungsgebundene(?) Grundgebirgskomplexe westlich des Rio Grande de San Juan-Gebietes lieferten zusätzlich Klastika in dieses östlich anschließende Puna-Becken.

Weitere Indizien für die Hebung der Proto-Ostkordillere stammen aus der bolivianischen Camargo-Synklinale (Abb. 7.1), wo sich mehrere hundert m mächtige, syntektonisch sedimentierte Konglomerate (Camargo Formation) während des Eozäns(?) ablagerten (Sempere et al. 1997). Die Kinematik der eozänen Tektonik ist nicht bekannt. Müller (2000) beschreibt für die oligo-miozäne Deformation der bolivianischen Ostkordillere eine ESE-WNW- bis E-W-Einengung bei vertikaler Extension. Vermutlich entspricht diese Verkürzungsrichtung auch der eozänen Tektonik, da keine anderweitig orientierten Lineamente beobachtet wurden.

Die winkeldiskordante Überlagerung der eo-oligozänen Schichtenfolge durch eine oberoligozäne Einheit (Cabreria Formation) ist auf die Deformation und Hebung der Sierra de la Rinconada im Osten zurückzuführen. Diese gehörte ebenfalls zum westlichen Teil der (Proto-)Ostkordillere. Ihre Hebung bestätigt eine oberoligozäne Einengungstektonik, die aus weiten Teilen der Ostkordillere belegt ist.

Die unter- bis mittelmiozäne Puertas de San Pedro Formation dokumentiert den Fortbestand der Sierra de la Rinconada als Hochgebiet. Sein synsedimentärer Aufstieg wird aufgrund von Winkeldiskordanzen sowie der Mächtigkeitsverteilung vermutet. Daten zur Kinematik liegen direkt aus dem Rio Grande de San Juan-Gebiet nicht vor. Cladouhos et al. (1994) postulieren eine Verkürzungsrichtung von $120^{\circ} \pm 20^{\circ}$ für die miozäne Einengungstektonik in der Nordpuna.

7.3 Korrelation der tertiären Sedimentfolgen der Puna

Aus den gewonnenen stratigraphischen und sedimentären Daten in Kombination mit den Literaturdaten lassen sich für die Puna fünf plateauweite Sequenzen abgrenzen:

- (1) Während des Eozäns setzte in der gesamten Puna unter ariden bis semiariden Bedingungen eine siliziklastische Sedimentation ein. Alluviale Fächerablagerungen und Sedimente einer Playaebene (Sequenz 1) überlagern diskordant das präkretazische Basement oder folgen konkordant den kretazisch-eozänen Postriftsedimenten (Santa Barbara Subgroup). Die Sequenz 1 reicht bis in das Oligozän und wird im Salar de Antofalla-Gebiet durch die Quiñoas Formation und in der südlichen und zentralen Puna (Salar de Arizaro [Donato 1987], Pastos Grandes [Alonso 1992], Antofagasta de la Sierra [Alonso 1992; López 1997]) durch die Geste Formation und die untere Pozuelos Formation

vertreten. In der nördlichen Puna sind die Casa Grande Formation (Tres Cruces-Gebiet) und die Peña Colorada Formation (Rio Grande de San Juan-Gebiet) weitere Äquivalente. Eine eo-oligozäne Sedimentfolge wird außerdem aus dem bolivianischen Altiplano (Potoco Formation; Lamb & Hoke 1997), der bolivianischen Ostkordillere (Camargo Formation; Lamb et al. 1997) und der argentinischen Ostkordillere beschrieben. Beispielhaft für letztere sind die Quebrada de los Colorados Formation (Díaz & Malizzia 1983; Starck & Vergani 1996) und deren Äquivalent (Hongh & Seggiaro in press), die Luracatao Formation (Turner 1960) aus den Valle Calchaquí (Südteil der argentinischen Ostkordillere).

Ob die andine Sedimentation diachron oder synchron einsetzte, ist unklar. Das Alter der Basis im Salar de Antofalla-Gebiet belegen eingeschaltete vulkanische Aschen mit einem obereozänen Alter. In der zentralen Puna wurde der Geste Formation aufgrund einer Vergesellschaftung von Säugetieren und Reptilien ein mitteleozänes Alter zugeordnet (Pascual 1983; López 1997). Auch in der nördlichen Puna (Tres Cruces) vermuten Pascual (1983) und Bond & López (1995) aufgrund von Wirbeltierresten für die Casa Grande Formation ein mitteleozänes Alter. Jedoch beruhen die Fossilalter auf Korrelationen mit Funden in Patagonien (Sarmiento Formation). Rick Madden (Department of Biological Anthropology & Anatomy, Duke University, Durham, USA; mündl. Mitteilung) weist jedoch mit Ar-Ar-Datierungen nach, dass die Sarmiento Formation bedeutend jünger (~ 36 Ma) ist als bisher angenommen. Daher wird postuliert, dass auch die Geste Formation und die Casa Grande Formation ein obereozänes und/oder unteroligozänes Alter haben und bisherige Altersvorstellungen nicht korrekt waren.

Ein Kennzeichen der eo-oligozänen Sequenz 1 sind die Ablagerungen permanenter Flusssysteme, die den oberen Teil der Abfolge aufbauen. Ihr Auftreten in zahlreichen Lokalitäten (u.a. Salar de Antofalla, Salar de Arizaro, Tres Cruces, Pastos Grandes (?)) könnte auf kurzfristige plateauweite Feuchtphasen während des mittleren Oligozäns zurückgeführt werden. Jedoch fehlen oft exakte Angaben über das Alter der Flusssedimente, so dass unklar bleibt, ob die fluviatile Sedimentation synchron auftrat.

- (2) Über einer plateauweiten, oberoligozänen Diskordanz, die auch aus dem südlichen (Kennan et al. 1995) und nördlichen Altiplano (Sempere et al. 1990, Sempere et al. 1994), der chilenischen Präkordillere (Günther 2001) und der Westkordillere (Victor 2000) beschrieben wurde, lagert eine grobklastische Abfolge (Sequenz 2), die vom Oberoligozän bis in das untere bzw. mittlere Miozän reicht (Abb. 7.6). Ihre Konglomerate erstrecken sich von dem Salar de Antofalla-Gebiet (Chacras Formation) über das Tres Cruces-Gebiet (Rio Grande Formation) bis an den Nordrand der Puna (Cabreria Formation). Weiteres Vorkommen gibt es in der Nordpuna bei Abra Pampa mit der Moreta Formation, die ein Alter von $28,0 \pm 3,0$ Ma (Coira 1979) und $20,0 \pm 2,0$ Ma (Linares & González 1990) haben (s.o.). Nach Rubiolo (1997) bilden die Konglomerate der Tupiza Formation ($21,4 \pm 0,5$ Ma, $21,7 \pm 0,4$ Ma, $17,6 \pm 0,5$ Ma; Jacobshagen et al. 1997) aus dem Tupiza-Becken der bolivianischen Ostkordillere ein weiteres Äquivalent. Im südlichen Altiplano folgt auf die eo-oligozäne Potoco Formation die San Vicente Formation, die nach Kussmaul et al. (1975) und Mertmann et al. (2000) ein oberoligozänes-miozänes Alter besitzt.

Weitere syntektonisch geschüttete Konglomerate mit einem oligozänen Alter (Puno Group) sind aus dem peruanischen Teil des Altiplano-Puna-Plateaus belegt (Chanove et al. 1969). Sie bilden die Füllungen der NW-SE-verlaufenden Cuzco-Sicuani-Becken (NW-Fortsetzung des Lago Titicaca) und unterstützen die Vermutung einer Synchronität der Sedimentationsereignisse im gesamten Plateaubereich.

In einigen Teilen der zentralen Puna (Salar de Arizaro- und Pastos Grandes-Gebiet) ist eine oberoligozäne Diskordanz nicht ausgebildet und grobklastische Ablagerungen dieses Alters fehlen. Hier besteht die oligozäne Abfolge aus distalen Sedimenten einer Playaebene, die das Beckenzentrum markieren. Aufgrund ihrer distalen Position zu den Hochgebieten in Ost- und Westkordillere hatten Deformation und Hebung hier weder eine Verstärkung noch eine bedeutende Änderung des Sedimentationsgeschehens zur Folge. Die Deformation blieb also wahrscheinlich auf die Randstörungen der Hochgebiete beschränkt.

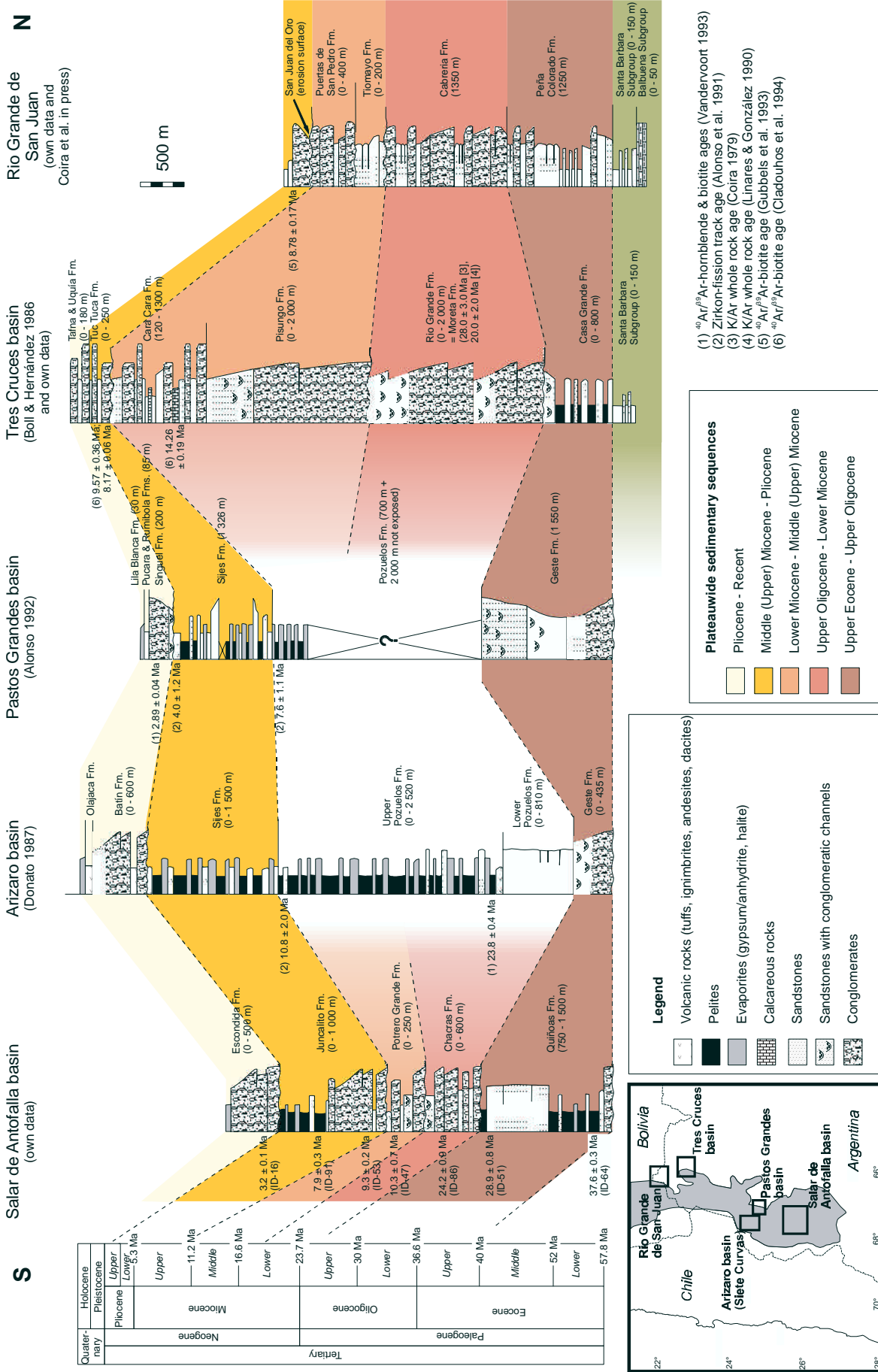


Abb. 7.6 Vergleich der tertiären Schichtenfolgen des zentralandinen Puna-Plateaus. Die einzelnen Profilsäulen stellen Kompilationen der sedimentären Einheiten des jeweiligen Teilbereiches der Puna dar.

- (3) Die unter- bis mittelmiozäne Schichtenfolge (Sequenz 3) zeichnet sich durch eine heterogene Zusammensetzung und starke Variation der Mächtigkeit aus.

Im Pastos Grandes- und Salar de Arizaro-Gebiet überlagern die häufig vulkanoklastischen Sedimente konkordant die oberoligozäne-untermiozäne Sequenz 2. Meist ist aber eine bedeutende Winkeldiskordanz ausgebildet, so wie in der südlichsten Puna und an vielen Lokalitäten der nördlichen Puna (Tres Cruces, Abra Pampa, La Quiaca, Rio Grande de San Juan). In der südlichen und zentralen Puna wird diese Sequenz durch die Potrero Grande Formation (Salar de Antofalla) und die Pozuelos Formation (Pastos Grandes- und Salar de Arizaro-Gebiet) vertreten. Ihre stratigraphische Stellung ist unklar. Pascual (1983) postuliert anhand von Wirbeltierresten ein mitteleozänes Alter für den unteren Teil. Die Datierung einer Probe, deren stratigraphische Stellung unsicher ist, soll hingegen ein obermiozänes Alter für die obere Pozuelos Formation belegen (Alonso 1992). Vermutlich korreliert nur der mittlere Teil mit der unter- bis mittelmiozänen Sequenz. Da keine Diskordanzen und bedeutenden Sedimentationswechsel nachzuweisen sind, ist eine klare Grenzziehung zu den Sequenzen (2) und (4) nicht möglich.

Weitere grobklastische Vorkommen der Sequenz 3 sind in der nördlichen Puna die Konglomerate und grobkörnige Sandsteine der Doncellas Formation (Tab. 7.1) und der Cara-Cara Formation, an der ein eingeschalteter Tuff ein Alter von $14,26 \pm 0,19$ Ma erbrachte (Cladouhos et al. 1994). Als eine lokale Bildung der nördlichen Puna besitzt die sandig-pelitische Tiomayo Formation (Seggiaro & Aniel 1989) ebenfalls ein mittelmiozänes Alter ($12,43 \pm 0,08$ Ma; Ort 1991).

- (4) Die unter- bis mittelmiozäne Schichtenfolge (Sequenz 3) wird im gesamten Plateau an der Wende Mittel-/Obermiozän verstellt und winkeldiskordant von einer mittelmiozän-pleozänen Sedimentfolge (Sequenz 4) überlagert. Nachgewiesen ist die Diskordanz sowohl aus dem Salar de Antofalla-Gebiet (diese Arbeit), dem Tres Cruces-Gebiet (Boll & Hernández 1986; Rubiolo 1997; diese Arbeit), dem Rio Grande San Juan-Gebiet (Coira et al. in press) und weiteren Teilen der nördlichen Puna (Cladouhos et al. 1994; Rubiolo 1997) (Abb. 7.5). Im Salar de Arizaro-Gebiet fehlt zwar eine Diskordanz, jedoch sind eine Korngrößenzunahme und ein erhöhter vulkanoklastischer Eintrag zu beobachten (Donato 1987). Eine obermiozäne Diskordanz ist auch aus der bolivianischen Ostkordillere (Herail et al. 1993; Horton 1998; Müller 2000) und der Westkordillere (Jordan & Gardeweg 1989) bekannt.

Die mittelmiozän-pleozäne Schichtenfolge des zentralandinen Plateaus besteht aus Ablagerungen alluvialer Fächer und evaporitischer Playaebenen, die in isolierten, endorheischen Becken abgelagert wurden. Die Sedimentation dieser Sequenz setzte stark diachron ein. Während die Catal Formation im Salar de Hombre Muerto-Gebiet bereits im mittleren Miozän ($14,3 \pm 0,2$ Ma, $15,0 \pm 1,2$ Ma) entstand, besitzt die Basis der Juncalito Formation aus dem Salar de Antofalla ein obermiozänes Alter. Weitere obermiozän-pleozäne Sequenzen bilden die Sijes Formation (Turner 1960) des Pastos Grandes- ($6,81 \pm 0,18$ Ma; Alonso 1992) und Salar de Arizaro-Gebietes ($10,8 \pm 2,0$ Ma; Donato & Vergani 1985; Alonso et al. 1991), die Tuc Tuca Formation der nordöstlichen Puna ($9,57 \pm 0,36$ Ma, $8,17 \pm 0,06$ Ma; Turner 1964; Cladouhos et al. 1994; Rubiolo et al. 1997), die Quebrada Honda Formation der bolivianischen Ostkordillere ($12,83 \pm 0,1$ Ma; $11,96 \pm 0,1$ Ma; MacFadden et al. 1992) und die Konglomerate der San Juan de Oro-Hochfläche (Nordpuna, bolivianische Ostkordillere; Servant et al. 1989; Gubbels et al. 1993).

- (5) Eine pleozän-pleistozäne Schichtenfolge ist nur aus dem südlichen Teil des zentralandinen Plateaus belegt (Abb. 7.5). Lokal treten konglomeratisch-sandige Sedimente auf, in die häufig Evaporite eingeschaltet sind. Im Salar de Antofalla-Gebiet sind dies die Escondida Formation, im Pastos Grandes-Gebiet die Singuel Formation (Alonso & Gutiérrez 1986; Alonso 1992), im Salar de Arizaro-Gebiet die Batín Formation (Turner 1960; Donato & Vergani 1985) und in der nordöstlichen Puna die Uquía Formation und die Tafna Formation (Rubiolo et al. 1997). Weitere Vorkommen quartärer Sedimente beschränken sich auf rezente Salzpfannen und alluviale Fächer.

8 Känozoische Beckenentwicklung

Die Sedimentationsgeschichte und tektonisch-magmatische Entwicklung des Salar de Antofalla-Gebietes und darüber hinaus der gesamten Puna (Abb. 8.1) dokumentieren die mehrphasige Entwicklung der Becken des zentralandinen Plateaus. Im Anschluss an ein *broken-foreland-basin*-Stadium während des Eozäns und Oligozäns (Adelmann & Görler 1999a) bildeten sich im Zuge der ostwärtigen Ausweitung des magmatischen Bogens einzelne abflusslose Intraarc-Becken (Adelmann & Görler 1998). Wahrscheinlich sah diese Entwicklung folgendermaßen aus:

8.1 Obereozän bis Oberoligozän

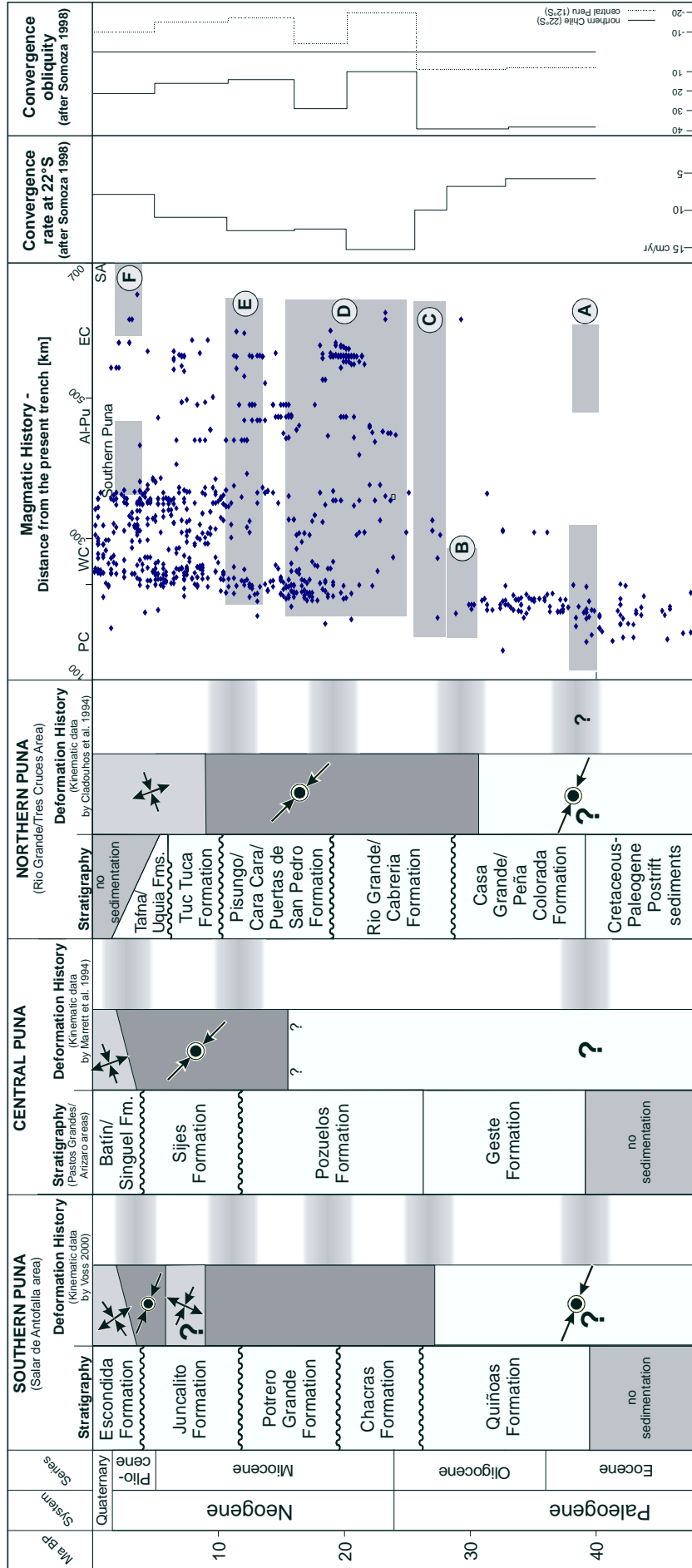
Im Anschluss an die kretazisch-eozäne Rift- bzw. Postrift-Entwicklung (del Papa 1999; Fiedler 2001) lagerten sich ab dem oberen bzw. mittleren Eozän in der Puna nichtmarine, überwiegend klastische Sedimente ab. Sie gehören dem ersten Sedimentationszyklus (vgl. Kap. 7) an, der sich im Zuge der Hebung des zentralandinen Puna-Plateaus bildete. Sie werden vertreten durch die Sedimente der Peña Colorada, Casa Grande, Geste und Quiñoas Formationen (Abb. 8.1). Entweder überlagern sie das präkretazische Basement diskordant oder folgen konkordant den kretazisch-eozänen Postrift-Sedimenten.

Faziesverteilung (Kap. 3), Klastenzusammensetzung und Paläotransportrichtungen (Kap. 4) dokumentieren, dass der Abtragungsschutt vom inkaischen Gebirgsgürtels an der westlichen Beckenflanke, der Proto-Ostkordillere im Osten und plateauinternen Hochgebieten (Abb. 8.2) stammte. Deformation und Hebung aller dieser Hochgebiete während des Obereozäns leiteten vermutlich die Hebung des gesamten zentralandinen Puna-Plateaus ein.

Der inkaische Gebirgszug in der heutigen chilenischen Präkordillere bildete sich durch intensive kontraktionale Bewegungen im Verlaufe der obereozänen Deformation (ca. 38 Ma; Döbel et al. 1992). Von der Kreide bis zum Eozän lag hier der magmatische Bogen. Dessen vulkanische Aktivität wurde im Obereozän weitgehend beendet. Lediglich in der Franja de Maricunga, am südwestlichen Rand der chilenischen Präkordillere (26°S - 28°15'), dauerte der Vulkanismus weiter an. Von dort wurden während des Obereozäns und Oligozäns vulkanische Aschen bis in die südliche Puna geliefert (Kraemer et al. 1999). Außerdem gelangte vulkanoklastisches Material vom diesem Liefergebiet bis in das östlich anschließende Vorland. Tertiäre Vulkanitfragmente bilden im westlichen Salar de Antofalla-Gebiet eine wichtige Komponente der Sandsteine der Quiñoas Formation (vgl. Kap. 4).

Die geringe Verkürzungsrate (ca. 20 %) und der tektonische Baustil (Günther et al. 1998) der chilenischen Präkordillere schließen ein flexuelles Verbiegen der Puna-Becken durch tektonische Auflast als Hauptsubsidenzmechanismus aus. Beckensubsidenz am westlichen Rand der Puna resultierte eher aus der sedimentären Auflast. Als weitere Ursache der Subsidenz postulieren Jordan & Alonso (1987) eine thermische Kontraktion durch die Abkühlung des kretazisch-alttertiären magmatischen Bogens.

Nach Osten wurden die Sedimentationsräume der Puna durch die Proto-Ostkordillere begrenzt (Adelmann & Görler 1999a). Dieser Höhenzug erstreckte sich im Bereich der heutigen argentinischen Ostkordillere und bestand aus jungpräkambrischen und altpaläozoischen Sedimenten und Vulkaniten sowie Plutoniten und Metamorphiten eines kristallinen Basements. Lokal sind Anteile jungpaläozoischer und mesozoischer Sedimente vorhanden. Ihre Fortsetzung findet die Proto-Ostkordillere in der bolivianischen Ostkordillere, wo Lamb et al. (1997) dieses Hochgebiet erstmals postuliert haben. Hier führte die Hebung zur Herausbildung des Altiplano-Beckens im Westen und eines Sedimentationsraumes im Osten. Der eozäne Aufstieg der Proto-Ostkordillere kann eventuell auf E-W- bis NE-SW-Verkürzungen zurückgeführt werden wie sie für die jüngere, oligozäne bis miozäne Einengungstektonik der argentinischen und bolivianischen Ostkordillere belegt sind (Marrett et al. 1994; Cladouhos et al. 1994; Horton 1998; Müller 2000). Sie führten zur Reaktivierung paläozoischer Auf- und Überschiebungen (Müller 2000) und Inversion kretazischer Extensionen (Grier et al. 1991).



- (A)** Incaic deformation; end of volcanism in the Late Cretaceous-Early Tertiary magmatic arc; initial shortening and uplift of the Central Andean plateau and of the (Proto-) Eastern Cordillera
- (B)** Magmatic gap due to flat-slab subduction
- (C)** Significant Central Andean shortening due to an increased convergence rate; volcanism in the Western Cordillera and the Altiplano-Puna plateau
- (D)** Continued contractional tectonism; spatially distributed thrusting and reverse faulting in the plateau and in the Eastern and Western Cordillera; eastward extension of volcanic activity into the Eastern Cordillera
- (E)** Significant contractional tectonism in the plateau and surrounding areas ("Quechua phase"); contraction of magmatic arc volcanism due to the steepening of the slab
- (F)** Progradation of the deformation front into the Subandean fold belt; final shortening in the Southern Puna

Abb. 8.1 Tektonosedimentäre Entwicklung des Puna-Plateaus während der andinen Orogenese und ein Vergleich zur räumlichen und zeitlichen magmatischen Aktivität in den Zentralanden. Mit A bis F sind die wichtigsten tektonomagmatischen Ereignisse während der Plateauhebung aufgeführt. Die Wellenlinien entsprechen Winkeldiskordanzen verknüpft mit Schichtlücken. PC: chilenische Präkordillere, WC: Westkordillere, Al-Pu: Altiplano-Puna-Plateau, EC: Ostkordillere, SA: Subandin; Kompilation der Altersdaten der zentralandinen (20 - 26 °) Magmatite von Scheuber - SFB267-Datenbank.

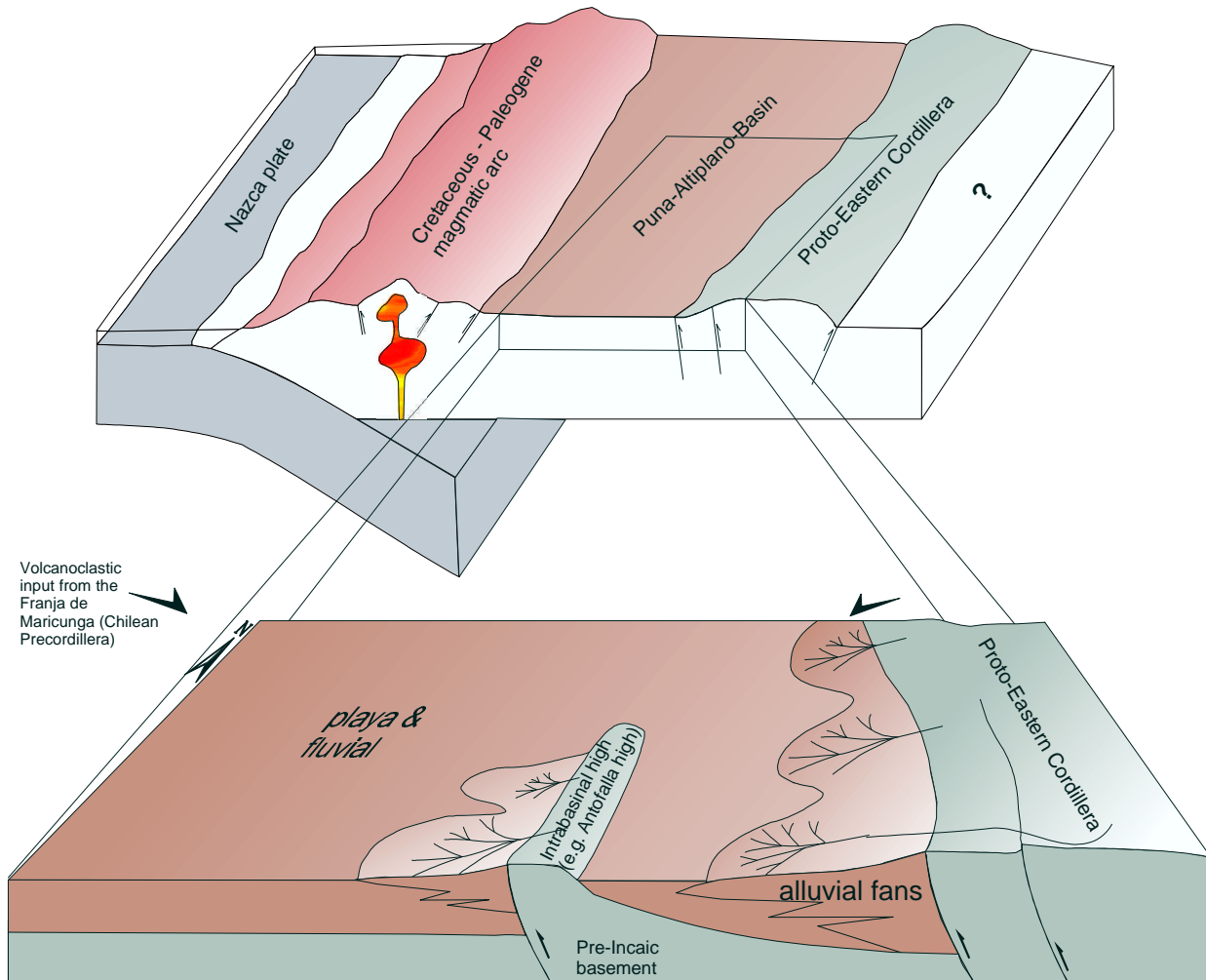


Abb. 8.2 Schematische Darstellung des Puna-Plateaus während des Obereozäns. Durch die Hebung der Proto-Ostkordillere im Osten wurden grobklastische Fächersedimente in die Puna transportiert. Vermutlich vom Franja de Maricunga-Gebiet im Westen gelangten Vulkanoklastika in das Becken. Intern wurde das Puna-Becken durch kleinere Basement-Hochs wie z.B. dem Antofalla-Hoch (Salar de Antofalla-Gebiet) gegliedert.

Weitere Belege für eine obereozäne Deformation der Ostkordillere gibt es u.a. aus der Cordillera Real in Bolivien. Hier dokumentieren Apatit- und Zirkon-Spaltspurenalter den schnellen Aufstieg eines Granites vor 40 Ma (Benjamin et al. 1987) bzw. 38 Ma (Lamb et al. 1997). Zudem deutet ein Apatit-Spaltspurenalter aus der südlichen Ostkordillere auf eine eozäne Hebung und Exhumierung am südöstlichen Plateaurand hin (Coutand 1999). Interpretationen reflexionsseismischer Untersuchungen aus dem Übergang der Puna zur Ostkordillere weisen auf eine Einengungstektonik während der eozänen Sedimentation hin (Ganguy 1998; Coutand 1999).

Im Zuge ihres eozänen Aufstiegs entwickelten sich in der Proto-Ostkordillere und an ihrem westlichen Rand erste störungsbegrenzte Intramontanbecken. In diesen akkumulierten mehrere hundert m mächtige Konglomerate und Sande. Zu ihnen gehören der Tres Cruces- und möglicherweise der Rio Grande de San Juan-Sedimentationsraum, die ab dem Eozän von westlich und östlich gelegenen Hochgebieten flankiert waren. Im gleichen Zeitraum bildeten sich in Bolivien das westliche und das östliche Tupiza-Becken (Horton 1998) und am Ostrand der Protokordillere das Camargo-Becken (Lamb et al. 1997; Sempere et al. 1997). Letzteres liegt im andinen Streifen des Tres Cruces-Becken und war vermutlich mit diesem verbunden.

Die Puna bildete ein Sedimentationsgebiet zwischen inkaischem Orogen und Proto-Ostkordillere. Intern wurde dieser Raum durch weitere Höhenzüge gegliedert.

Beispielsweise bildeten sich im Salar de Antofalla-Gebiet ± N-S-verlaufenden Hochgebiete wie das Antofalla-Hoch und die Prä-Sierra de Calalaste. Diese beiden Basementkomplexe waren an ihrer Westflanke durch westvergente NNE-SSW-verlaufende Auf- und Überschiebungen begrenzt. Vermutlich ragten die Hochgebiete nicht wesentlich aus dem Sedimentationsraum heraus, so dass sie im Verlaufe der oligozänen Sedimentation wieder in den Akkumulationsraum miteinbezogen wurden (vgl. Kap. 3). Dies belegt indirekt, dass der Betrag der obereozänen Störungstektonik in der Puna relativ gering war. Interpretationen seismischer Profile aus der nördlichen Puna (Coutand 1999) unterstützen diese These.

Aufgrund seiner Konstellation war der eo-oligozäne Sedimentationsraum der Puna kein klassisches (Retroarc-)Vorlandbecken (im Sinne von Allen 1990), wie es u.a. von Jordan & Alonso (1987) und Kraemer et al. (1999) beschrieben wurde. Die interne Gliederung durch von west- und ostvergenten Auf- und Überschiebungen begrenzte Hochgebiete sowie die west- und ostwärtige Abgrenzung durch zwei Höhenzüge (inkaisches Orogen und Proto-Ostkordillere) weisen daraufhin, dass die Sedimentationsräume sich bereits während des Eozäns als *broken foreland*-Becken entwickelten und nicht erst seit dem Oberoligozän, wie es Kraemer et al. (1999) postulieren. Die Genese ist vergleichbar mit der miozänen bis rezenten Entwicklung der Sierras Pampeanas (Abb. 1.1), wo ein präkambrisches Basement an steilen Aufschiebungen gehoben wurde und das andine Vorland in langgestreckte, teilweise abflusslose Becken gliederte (Fielding & Jordan 1988; Jordan 1995). In den Sierras Pampeanas reichen die beckenbegrenzenden Störungen bis in die Unterkruste oder den Mantel. Typische Subsidenzmechanismen sind Rotationen der einzelnen Krustenblöcke um eine horizontale Achse (Jordan 1995). Zwar kann man aus den Oberflächendaten die Geometrie der Puna-Becken weitgehend rekonstruieren, jedoch fehlen weitgehend Informationen zur Tiefenlage der Störungen. Daher sind alle Vermutungen über die eigentlichen Ursachen der tektonischen Subsidenz spekulativ.

In die obereozänen bis oberoligozänen Sedimente des Salar de Antofalla-Gebietes sind gelegentlich pyroklastische Aschenlagen eingeschaltet. Sie stammen wahrscheinlich aus der Franja de Maricunga (Kraemer et al. 1999), wo intermediäre vulkanische und plutonische Gesteine oligozänen Alters (~36 - 30 Ma) anstehen. Nach Mpodozis et al. 1995 repräsentieren sie die letzten Förderprodukte des alttertiären magmatischen Bogens. Im Anschluss treten vulkanische Bildungen in den gesamten Zentralanden stark zurück (Abb. 8.1). Die geringere vulkanische Aktivität wird auf eine fehlende oder reduzierte Mantelaufschmelzung durch eine verflachte Subduktion zurückgeführt (Kay 1988; Kraemer et al. 1999)

8.2 Oberoligozän - Untermiozän

Mit Einsetzen der oberoligozänen WNW-ESE-Einengungstektonik wurden im Bereich des Salar de Antofalla die Prä-Sierra de Calalaste und das Antofalla-Hoch entlang westvergenter NNE-SSW-verlaufender Aufschiebungen erneut herausgehoben. Lokal lagerten sich an der Überschiebungsfrent der jeweiligen Hochgebiete bis zu 350 m mächtige Konglomerate und Sandsteine eines proximalen Fächersystems (Chacras Formation) ab. Sie überlagern direkt vor den aktiven Störungen die fluviatilen Sandsteine des Quiñoas Formation mit einer Winkeldiskordanz von bis zu 30°, während in distalen Bereichen der Übergang konkordant ist. Abgeschlossen wird die oberoligozäne bis untermiozäne Abfolge in der südlichen Puna durch mehrere hundert m mächtige äolische Sandsteine. Sie entwickelten sich in ausgedehnten Dünenfeldern entlang der alluvialen Fächer (Abb. 8.3).

Eine oberoligozäne Einengungstektonik erfasste nicht nur das südliche Puna-Plateau, sondern die gesamten Zentralanden. Aus der chilenischen Präkordillere (Günther 2001) und der Westkordillere (Victor 2000) sind E-W- bis NE-SW-Verkürzungen oberoligozänen Alters belegt. Gubbels et al. (1993), Welsink (1995) und Sempere et al. (1997) dokumentieren die Segmentierung des südbolivianischen Backarc-Bereiches während des Oligozäns. Hier gelangten durch die Hebung der Proto-Ostkordillere entlang bedeutender Störungssysteme (San Vicente-Störung und Cabalgamiento Altiplánico Principal) mehrere hundert m mächtige Konglomerate und Sande (San Vicente Formation) in das sich östlich anschließende

Altiplano-Becken (Silva, 2001, mündl. Mitteilung). Innerhalb der Proto-Ostkordillere entstanden neben den Tupiza-Becken zusätzlich das Nazareno- und das Estarca-Becken als intramontane *wedge-top*-Becken (Tawackoli 1997; Horton 1998).

Das Tres Cruces-Becken durchlief eine ähnliche Entwicklung wie die intramontanen Becken der bolivianischen Ostkordillere. Zumindest seit dem Oligozän wird es durch ost- und westvergente Überschiebungen an seinen Flanken begrenzt (Abb. 7.2). E-W-Verkürzungen führten zum Aufstieg der Sierra de Aguilar, des Tres Cruces-Antiklinoriums und der Sierra de Mal Paso (Kap. 7). Der Rio Grande de San Juan-Sedimentationsraum lag vermutlich direkt am Westrand der Proto-Ostkordillere (Abb. 8.3). Hauptliefergebiet für die Sedimente der Sequenz 2 (Cabreria Formation; Kap. 7) war ein Vorläufer der Sierra de Rinconada, der möglicherweise die Westflanke der Proto-Ostkordillere bildete (Abb. 7.4). Der Sedimenteintrag aus Westen (Kap. 7.2) kann von kleineren Puna-internen Hochgebieten abgeleitet werden, deren \pm N-S-verlaufende Relikte heute westlich des Rio Grande de San Juan anstehen. Weitere Belege für eine Hebung der Proto-Ostkordillere in Argentinien ergeben sich aus Apatit-Spaltspuren-Analysen an Plutoniten der Ostkordillere bei 23-24° (Andriessen & Reutter 1994) und bei ca. 27° (Coutand 1999). Sie weisen auf eine Exhumierung während des Oligozäns (30 - 28 Ma) hin.

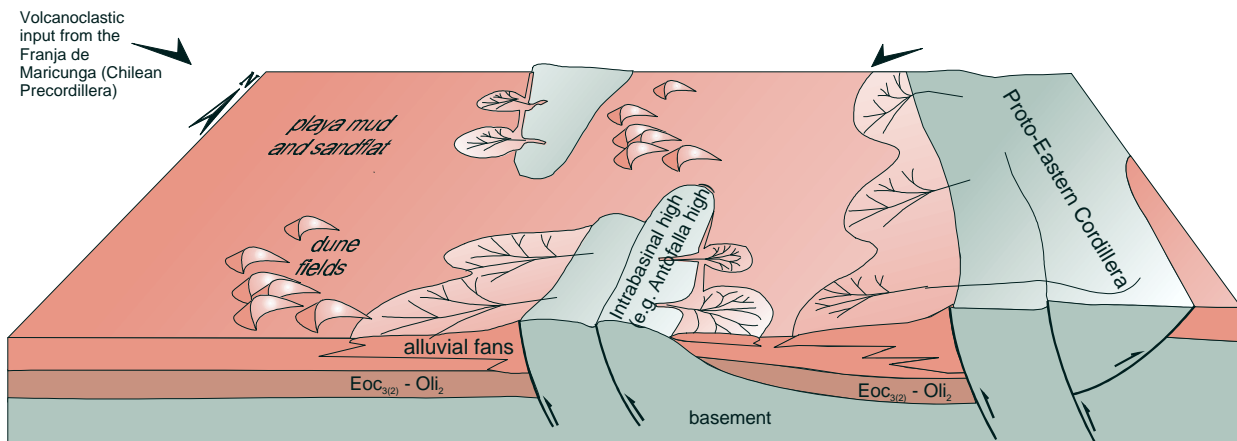


Abb. 8.3 Schematische Darstellung der Beckenentwicklung in der Puna während des Oberoligozäns und Untereozäns. Die Puna wurde intern durch die Hebung von Basementkomplexen gegliedert. Nach Osten begrenzte sie die Proto-Ostkordillere, in der sich einzelne intramontane Senken entwickelten.

Die oberoligozäne Einengungstektonik in den gesamten Zentralanden korreliert mit einer drastischen Erhöhung der Konvergenzrate zwischen der ozeanischen Nazca-Platte und dem südamerikanischen Kontinent (Pardo-Casas & Molnar 1987; Somoza 1998) (Abb. 8.1). Vermutlich als Folge einer verstärkten Kopplung zwischen Ober- und Unterplatte setzten im Altiplano-Puna-Plateau und in der Ost- und Westkordillere ENE-WSW-gerichtete Verkürzungen ein. Die räumliche Lage der störungsbegrenzten Hochgebiete und der Sedimentationsräume wird möglicherweise von Heterogenitäten in der mittleren und unteren Kruste mitbestimmt. Krause & Götze (submitted) dokumentieren aus der Westkordillere und dem südlichen Puna-Plateau großflächige positive Schwereanomalien im isostatischen Restfeld. Sie führen diese auf drei bzw. vier Krustendomänen zurück, die als Relikte eines altpaläozoischen magmatischen Bogens gedeutet werden. Diese bilden eine NNE-SSW-verlaufende Zone (*Central Andean Gravity High*), die sich vom Salar de Atacama bis zum Salar de Antofalla erstreckt (Abb. 1.1). Die einzelnen Domänen sind teilweise deckungsgleich mit der räumlichen Ausdehnung einiger tertiärer Becken (Arizaro-Becken). Vermutlich führte das rigide Verhalten von anomalen Krustendomänen im Liegenden der Becken während der Einengungstektonik dazu, dass die überlagernden Einheiten zunächst nicht in die Deformation miteinbezogen wurden.

Gleichzeitig mit einer erhöhten Konvergenzrate verstellte sich während des Oberoligozäns bis zum Untermiozäns auch der Subduktionswinkel der abtauchenden Nazca-Platte (Kay 1988;

Mpodozis et al. 1995). In der Franja de Maricunga und im südlichen angrenzenden Bereichen wurde die vulkanische Aktivität wiederbelebt (Mpodozis et al. 1995). Der Vulkanismus mit einem Alter von 26 - 21 Ma wird u.a. durch eingeschaltete vulkanische Aschen im Salar de Antofalla-Gebiet dokumentiert.

8.3 Untermiozän- Mittelmiozän

Während des Untermiozäns dauerten die kontraktionalen Bewegungen im Plateau und seinem Umfeld weiter an. Sowohl für Nord- und Südpuna als auch für die Ostkordillere belegen Cladouhos et al. (1994), Marrett et al. (1994) und Voss (2000) eine NW-SE- bis WNW-ESE-Verkürzung. Geochemische Untersuchungen aus der südlichen Puna deuten daraufhin, dass die kontinentale Kruste sich auf ca. 40 km verdickt hatte (Kraemer 1999). Durch die Einengungstektonik wurden weitere Hochgebiete an \pm N-S-verlaufenden Auf- und Überschiebungen herausgehoben und abgetragen. Ihr Abtragungsschutt gelangte in zahlreiche schmale, langgestreckte Sedimentationsräume. Gleichzeitig entwickelten sich im Plateaubereich die ersten Stratovulkane des miozänen bis rezenten magmatischen Bogens. Die südliche Puna zeigt beispielhaft die Entwicklung von störungsgebundenen Intraarc-Becken.

Im Salar de Antofalla-Gebiet verursachte die Verkürzung die Neuanlage und Reaktivierung ost- und westvergenger Auf- bzw. Überschiebungen. Bedeutende Hochgebiete bildeten die Prä-Sierra de Calalaste, das Antofalla-Hoch, das Archibarca-Hoch und die Prä-Sierra de la Quebrada Honda (Abb. 4.8). In den störungsbegrenzten Becken lagerten sich syntektonisch bis zu 250 m mächtige alluviale und fluviatile Sedimente der unter- bis mittelmiozänen Potrero Grande Formation ab.

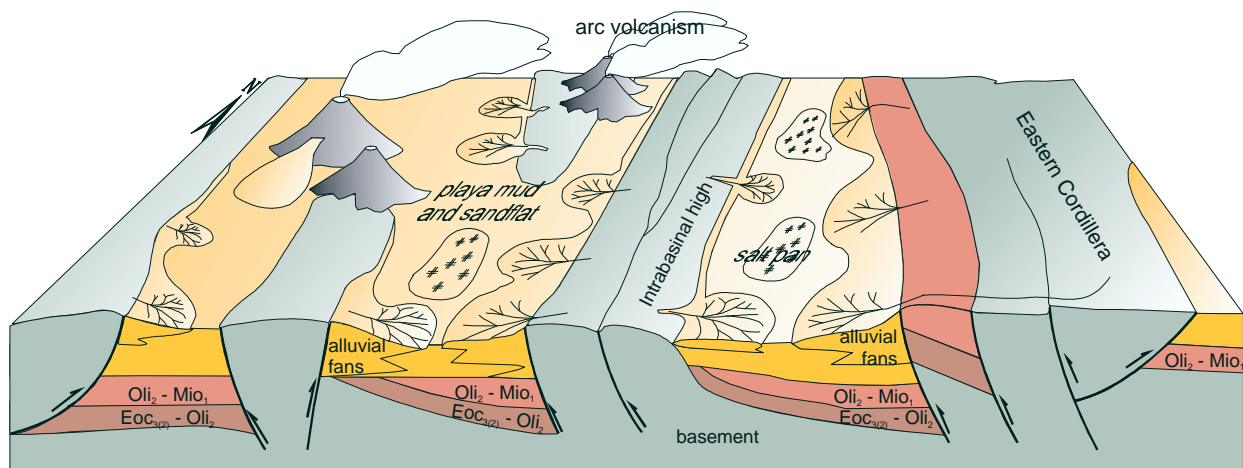


Abb. 8.4 Schematische Darstellung der Beckenentwicklung in der Puna während des Miozäns. Der magmatische Bogen weitete sich von Westen auf das gesamte Plateau in die Ostkordillere aus. Zeitgleich setzte sich die E-W- bis WNW-ESE-Verkürzung fort. Weitere Hochgebiete gliederten die Puna in zahlreiche störungsbegrenzte Intraarc-Becken. Zumindest seit dem Obermiozän (im Salar de Hombre Muerto-Bereich seit dem Mittelmiozän) waren diese abflusslos. In ausgedehnten Salzpfannen akkumulierten mächtige Evaporite.

Die paläogeographische Konfiguration der störungsgebundenen Becken des Salar de Antofalla-Gebietes wurde durch die Entwicklung der Stratovulkane (Volcán Antofalla, Cerro Beltrán, Cerro Tebenquicho) modifiziert. Ein bedeutender Anteil der Klasten der Sandsteine und Konglomerate der Potrero Grande Formation stammt aus der Abtragung der Vulkanbauten. Auch zahlreiche eingeschaltete Aschenlagen und Ignimbrite belegen die vulkanische Tätigkeit während des unteren und mittleren Miozäns. Die Anlage der Stratovulkane in der südlichen Puna steht in Verbindung mit einer ostwärtigen Erweiterung des magmatischen Bogens bis in die Ostkordillere durch eine Verflachung des Subduktionswinkels (Pilger 1984; Kay 1988). Geochemische Untersuchungen der unter- bis mittelmiozänen

vulkanischen Gesteine belegen, dass die südliche Puna innerhalb des magmatischen Bogens lag (Kraemer 1999).

Eine untermiozäne Deformation ist in der zentralen Puna nur lückenhaft dokumentiert (Abb. 8.1). Im großräumigen Arizaro- und im Pastos Grandes-Becken beeinflusste die Deformation nur die Beckenränder, an denen altpaläozoische Einheiten verstellt und herausgehoben wurden. Im Beckenzentrum hatte die Einengungstektonik keine unmittelbare Wirkung. Daher sind weder Verstellungen noch Winkeldiskordanzen ausgebildet.

Am östlichen Punarand und in der Ostkordillere hingegen sind syntektonische Sedimente unter- bis mittelmiozänen Alters (Sequenz 3, vgl. Kap. 7) weitverbreitet. Die Pisungo Formation des Tres Cruces-Gebietes, die Puertas de San Pedro Formation des Rio Grande de San Juan-Gebietes und die Doncellas Formation in der Umgebung der Laguna de Pozuelos bildeten sich in schmalen, langgestreckten Sedimentationsräumen. Ihre Sedimente dokumentieren Deformation und weiteren Aufstieg der Ostkordillere während des Unter- und Mittelmiozäns.

8.4 Mittelmiozän - Pliozän

Während des Mittelmiozäns (12 - 10 Ma) erstreckte sich weiterhin der magmatische Bogen bis in die südliche Puna. Die Einengungstektonik erreichte einen weiteren Höhepunkt zwischen 11 und 8 Ma. Im Salar de Antofalla-Gebiet führte die Deformation zu einer fundamentalen Änderung der Beckenkonfiguration. Das Antofalla-Hoch, welches sich vom Obereozän bis zum Mittelmiozän im Bereich des heutigen Salar de Antofalla erstreckte und Abtragungsgebiet war, wurde jetzt Akkumulationsraum. Der langgestreckte Vorläufer des heutigen Salar de Antofalla besaß eine N-S-Orientierung. Faziesverteilungsmuster (Kap. 3), Paläoströmungsrichtungen und Klastenzusammensetzung (Kap. 4) belegen, dass im Osten mit der Sierra de Calalaste und seinem Vorland das Hauptliefergebiet lag (Abb. 4.10). Dieser Bereich wurde in die Überschiebungs- bzw. Aufschiebungstektonik einbezogen. Altpaläozoische Einheiten schoben sich, zusammen mit permokarbonen Schichtenfolgen, auf tertiäre Sedimente (Quiñoas, Chacras und Potrero Grande Formationen). Gemeinsam wurden sie herausgehoben und stellten bedeutende Mengen grobklastischen Materials bereit, die sich in Bajada-artigen Fächersystemen entlang des N-S-verlaufenden, östlichen Beckenrandes ablagerten (Abb. 8.4).

Der westliche Beckenrand des (Prä-)Salar de Antofalla war tektonisch inaktiv, was erniedrigte Illitkristallinitäten (Kap. 5) und unverstellte miozäne Sedimente westlich des Salar de Antofalla (Kap. 6) dokumentieren. Von diesem reliefarmen Hochgebiet wurden nur geringe Sedimentmengen in das Becken transportiert, so dass für den Vorläufer des Salar de Antofalla ein asymmetrischer Beckenquerschnitt und eine unidirektionale Faziesverteilung typisch waren (Abb. 4.10, 8.4).

Im Zentrum des Salar de Antofalla-Becken lagerten sich in Salzpfannen mächtige Halite und Gipse ab. Lokal bildeten sich lakustrine Sedimentationsräume, in denen sich unter hypersalinen Bedingungen geringmächtige Kalke und Mergel ablagerten. Die Evaporite belegen, dass der Sedimentationsraum seit dem Obermiozän isoliert und abflusslos war. Wie das Salar de Antofalla-Gebiet war die gesamte Puna in zahlreiche isolierte, störungsgebundene Intraarc-Becken gegliedert (Abb. 8.4). In all diesen akkumulierten seit dem Obermiozän Karbonate, Gipse, Halite und Borate, die auf endorheische Bedingungen hinweisen. Eine Ausnahme bildet ein Vorläufer des Salar de Hombre Muerto, der nach Vandervoort et al. (1995) bereits während des mittleren Miozäns endorheisch war.

Wie in der südlichen Puna konzentrierte sich die Störungsaktivität auch in der zentralen und nördlichen Puna, im Altiplano und in der Ostkordillere auf die Wende vom Mittelmiozän zum Obermiozän. In der bolivianischen Ostkordillere wird eine Einengungstektonik um 11 Ma (Herail et al. 1993) und in der Nordpuna, der argentinischen Ostkordillere und der Westkordillere zwischen 10 und 12 Ma (Coira et al. 1982; Jordan & Gardeweg 1989) nachgewiesen. Marrett et al. (1994) belegen, dass in der Süd- und Zentralpuna und der argentinischen Ostkordillere vom Miozän (13 Ma, lokal ab 17 Ma) bis zum Pliozän (4 Ma) subhorizontale NW-SE- bis

E-W-Verkürzungen bei subvertikaler Extension die Auf- und Überschiebungen initiierten (Abb. 8.4).

Bis in das Obermiozän dauerte die vulkanische Aktivität des magmatischen Bogens im gesamten Plateau an. Den Intraarc-Charakter bestätigt Kraemer (1999) mittels geochemischer Untersuchungen der Vulkanite. Arc-Vulkanismus im Plateaubereich wird weiterhin auf eine relativ stabile flache Subduktion zurückgeführt (Kraemer et al. 1999). Erst im obersten Miozän zog sich der magmatische Bogen auf seine heutige Position in der Westkordillere zurück. Kay (1988) und Kraemer et al. (1999) postulieren eine Versteilung des *slab* als Ursache. In der südlichen Puna wurden an monogenetischen Zentren basaltisch-andesitische Magmen vom OIB-Typ (*Ocean-Island-Basalt*) gefördert. Ein zeitlicher Schwerpunkt ihrer Förderung im Salar de Antofalla-Gebiet war zwischen 6 und 3,6 Ma (Kraemer et al. 1999).

Der basaltische Intraplatten-Magmatismus ist Indikator für wechselnde Bedingungen in der Lithosphäre der südlichen Puna. Der höhere Mantelschmelzenanteil kann nach Kay et al. (1994) auf eine lithospärische Delamination zurückgeführt werden. Während Kay et al. (1994) eine Delamination seit 3 Ma postulieren, belegen Kraemer et al. 1999, dass die Förderung von relativ primitiven Mantelschmelzen bereits im Obermiozän ($7,0 \pm 0,3$ [ID-87], $5,6 \pm 0,3$ [ID-46]) einsetzte. Nach Kay et al. (1994) sollte die Delamination mit Dehnung verbunden sein. Allerdings sind in der südlichen Puna obermiozäne Extensionsstrukturen nicht ausgebildet. Jedoch beschreiben Marrett et al. (1994) und Cladouhos et al. (1994) aus der zentralen und nördlichen Puna eine *strike-slip*-Deformation, die vor ca. 9 Ma einsetzte. WNW-ESE-Verkürzung und NNE-SSW-Extension führten zur Anlage NE-SW-verlaufender dextraler und NW-SE-verlaufender sinistraler Seitenverschiebungen, die das gesamte Plateau durchziehen. Ihre Anlage kann nach Riller et al. (submitted) auf eine orogen-parallele Extension zurückzuführen sein, die seit 10 Ma die Plateauentwicklung bestimmte.

8.5 Pliozän - rezent

Im Anschluß an eine Phase tektonischer Ruhe (oder Extension ?) zwischen 7 und 4 Ma modifizierten erneute Krustenverkürzungen um 4 Ma das Salar de Antofalla-Becken zu seinem aktuellen schmalen und langgestreckten Umriss. Wiederum beschränkten sich die Deformationen auf den Raum östlich des Beckens. Initiiert durch reliefbildende tektonische Prozesse wurden im großen Umfang Sedimente alluvialer Fächer (Escondida Formation) syntektonisch abgelagert und in den Überschiebungsbau einbezogen.

Die Einengungstektonik steht in Verbindung mit der pliozänen Diaguita-Phase, die sich auf den südlichen und zentralen Plateaubereich beschränkte. Wie im Salar de Antofalla-Gebiet führte die Deformation und Hebung einzelner Basementblöcke und der Ostkordillere zur Reduzierung der Becken auf ihre heutigen Umrisse. Die schmalen, \pm N-S-verlaufenden Intraarc-Becken wurden mit mächtigen grobklastischen Sedimenten (Pastos Grandes-Gebiet: Singuel Formation, Salar de Arizaro-Gebiet: Batín Formation) und evaporitischen Ablagerungen aufgefüllt.

In Bereich des Salar de Antofalla bildeten im Anschluss an die Einengungstektonik lokale Seitenverschiebungen mit transpressiven und transtensiven Charakter auf (Abb. 8.1). Es sind NW-SE-verlaufende sinistrale und NE-SW-verlaufende dextrale *strike-slip*-Systemen (Acazoque-Störung), die seit dem Obermiozän in der zentralen und südlichen Puna neuangelegt oder reaktiviert wurden. Sie entwickelten sich im Zuge einer WNW-ESE-Verkürzung und NNE-SSW-Extension (Kraemer et al. 1999) und dokumentieren den Fortbestand der orogen-parallelen Extension, die nach Riller et al. (submitted) seit dem Obermiozän die Plateaubildung bestimmte.

Vulkanische Aktivitäten beschränkten sich im Plateau auf die südliche Puna. An monogenetischen Zentren wurden weiterhin primitive basaltische Magmen von OIB-Typ (Kraemer 1999) gefördert. Begleitet wurden die basaltischen Eruptionen von der Förderung bedeutender Volumina ignimbritischer Schmelzen (Vallecito-Ignimbrit, Schnurr 2001). Abgeleitet werden sie aus einer großräumigen Krustenaufschmelzung, die durch

Krustenverdickung und/oder Aufheizung durch basaltische Intrusionen verursacht werden kann (Kraemer et al. 1999).

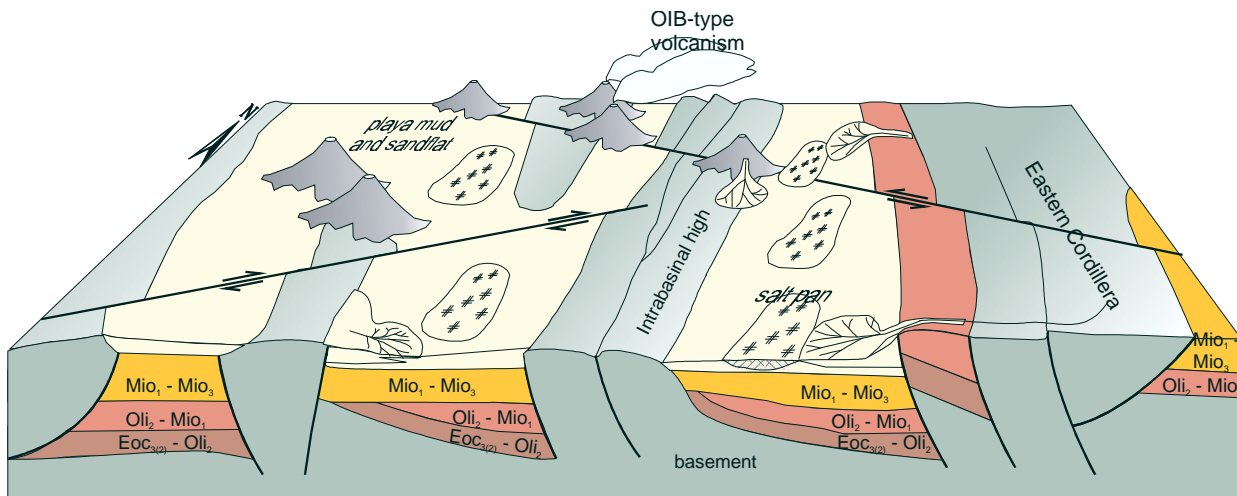


Abb. 8.5 Schematische Darstellung der Beckenentwicklung in der Puna seit dem Pliozän (Obermiozän?). Die Puna war in zahlreiche isolierte, abflusslose Sedimentationsräume gegliedert. In diesem akkumulierten mächtige Evaporite. Ab ca. 9 Ma (Nordpuna; Cladouhos et al. 1994) bzw. 2 Ma (Südpuna) wurden NW-SE- und SW-NE-verlaufende Seitenverschiebungen aktiv, an denen die Sedimentationsräume in ihrem Verlauf teilweise modifiziert wurden.

Strike-slip-Bewegungen und der basaltische Magmatismus vom OIB-Typ sind Hinweise für den Fortbestand der seit dem Obermiozän bestehenden lithosphärischen Delamination in der südlichen Puna, die von Kay et al. (1994) postuliert werden. Bis ein entsprechendes isostatisches Gleichgewicht erreicht wurde, reagierte die Kruste mit Heraushebung, so dass eine vergleichsweise höhere Topographie in der südlichen Puna vorliegt (Isacks 1988). Da die seismische Aktivität heute hier stark reduziert ist, scheint ein Gleichgewichtsstadium erreicht zu sein.

9 Wichtigste Ergebnisse und Ausblick

Es gelang in dieser Arbeit, die Komplexität der kontinentalen känozoischen Systeme in der Puna mit ihren lateralen Fazieswechsel und -verzahnungen zu erfassen (Kap. 3). Darüber hinaus konnte in Kombination mit den Daten und Interpretationen zu den Liefergebieten (Kap. 4), der Subsidenz (Kap. 5), der Deformationsgeschichte (Kap. 6) und der kinematischen Entwicklung ein Modell für die Genese der Becken des zentralandinen Puna-Plateaus entwickelt werden (Kap. 8).

Im folgenden werden die Daten und die in Kapitel 8 abgeleitete Interpretation zur Beckenentwicklung im Hinblick auf die in Kapitel 1.3 gestellten Fragen zur Plateauentwicklung und ihren Steuerungsmechanismen zusammengefasst und diskutiert. Es verbleiben Fragen, die den Kern weiterer Untersuchungen bilden können.

Fazielle Entwicklung vor und während der Plateauentwicklung

1. Seit dem Eozän herrschen semiaride bis aride Bedingungen im Puna-Plateau. Konglomeratische alluviale Fächersedimente und pelitisch-sandige Bildungen einer Playaebene sind die typischen Ablagerungen der gesamten tertiären Schichtenfolge der Puna. Es zeigt sich, dass die Grobsedimentation meist tektonisch induziert wurde und klimatische Einflüsse von untergeordneter Bedeutung waren. Progressive Winkeldiskordanzen und *offlap-onlap*-Strukturen zu den assoziierten Auf- und Überschiebungen sind nahezu in der gesamten tertiären Abfolge ausgebildet.

Im Salar de Antofalla-Gebiet setzt sich die Sedimentfolge aus fünf Formationen zusammen. An der Basis bestehen sie jeweils aus alluvialen Fächerkonglomeraten, die sich im Zuge von Deformation, Hebung und Abtragung störungsgebundener Hochgebiete bildeten. Zum Hangenden dann gehen die Fächersedimente meist in pelitisch-sandige Ablagerungen der Playaebene über. Eine rhythmische Gliederung der tertiären Sedimente kann auch in der zentralen und nördlichen Puna beobachtet werden. Die Sedimenteinheiten korrelieren z.T. über die gesamte Puna hinweg. Sie dokumentieren, dass Deformations- und Hebungsprozesse in einigen Fällen annähernd synchron verliefen.

2. Neben einer tektonischen Steuerung der Sedimentation haben vermutlich auch Klimaänderungen das Sedimentationsgeschehen mitbeeinflusst. Zumindest ein klimatisch gesteuertes Sedimentationsereignis dürfte plateauweit aufgetreten sein. Dieses unterbrach zeitweilig die alluviale Fächer- und Playa-Sedimentation der obereozänen bis oligozänen Ablagerungssequenz 1. Es entwickelten sich Flusssysteme, deren Sedimente (Salar de Antofalla-Gebiet: Quiñoas Formation - Formationsglied II, Tres Cruces-Gebiet: Casa Grande Formation, nördliche Puna: Peña Colorada Formation, Pastos Grandes-Gebiet: Geste Formation) den oberen Teil dieser Sequenz 1 bilden (vgl. Kap. 7). Während zuvor (unterer Teil der Sequenz 1) aufgrund der zahlreichen Evaporiteinschlaltungen aride Bedingungen angenommen werden können, weist eine subtropische Faunenvergesellschaftung nun eher auf feuchtwarme Verhältnisse während der Ablagerung der fluviatilen Sedimente hin (Alonso 1992). Die weite Verbreitung fluviatiler Sedimente kann auf einen Klimawechsel zurückgehen. Sie könnte aber auch durch den Ausbau eines großräumigen Entwässerungsnetzes nach einer langen Phase tektonischer Ruhe (10 Ma) und eines entsprechenden Reliefausgleiches bedingt sein. Unklar ist, ob die fluviatile Sedimentation synchron in der Puna auftrat. Datierungen aus dem Salar de Antofalla-Gebiet belegen für die fluviatilen Sedimente eine Ablagerung an der Wende Unter-/Oberoligozän. Ansonsten fehlen aus der nördlichen und zentralen Puna vielfach exakte Altersbestimmungen.
3. Zeitweise waren die Puna-Becken bereits während des Obereozäns und Unteroligozäns abflusslos. Vorkommen von Gips/Anhydrit und von Peliten mit sich vielfach abwechselnden Trockenrissen und Oszillationsrippeln machen im Salar de Antofalla-Gebiet endorheische Bedingungen für die Sedimentation der basalen Quiñoas Formation wahrscheinlich. Evaporiteinschlaltungen belegen, dass vergleichbare Bedingungen auch für die Geste

Formation (zentrale Puna) und die Peña Colorada Formation (nördliche Puna) anzunehmen sind. Extrem aride Verhältnisse, wie sie heute vorliegen, setzten im Gebiet um den Salar de Antofalla allerdings dann erst im Obermiozän ein, wo sich mächtige nichtmarine Evaporite bildeten. Parallel dazu entwickelten sich in der gesamten Puna weitere isolierte Becken. Das Einsetzen der Evaporitsedimentation war jedoch scheinbar deutlich diachron. So vermuten Vandervoort et al. (1995), dass beispielsweise im Bereich des Salar de Hombre Muerto bereits mittelmiozäne Sedimente Evaporite führen. Es ist allerdings zu bedenken, dass auch in der Gegenwart Evaporitbildung nur in einem Teil der Sedimentationsräume auftritt. Überträgt man dieses Bild auf die Vergangenheit, wird deutlich, dass nicht in jedem untersuchten Profil Evaporite angetroffen werden müssen, auch wenn sich diese synchron in der Nähe bildeten.

Vandervoort et al. (1995) und Allmendinger et al. (1997) argumentieren, dass die endorheischen Ablagerungsbedingungen seit dem Mittelmiozän ein Indikator für das Einsetzen der Hebung des Puna-Plateaus sind. Sie führen dies auf eine Abtrennung der südlichen Puna vom andinen Vorland (Santa Barbara-System, Sierras Pampeanas) durch den Aufstieg der Ostkordillere zurück. Die hier präsentierten Daten weisen darauf hin, dass die Ostkordillere zumindest nördlich von 24° bereits während des Obereozäns gehoben war. In der südlichen Puna führten obereozäne und oligozäne Deformationen zur Hebung punainterner Hochgebiete (z.B. Antofalla-Hoch, Prä-Sierra de Calalaste) und zur Beckendifferenzierung. Zusammen hatten möglicherweise die eo-oligozänen Deformationen bereits zu einer beträchtlichen, aber bislang nicht quantifizierten Verkürzung geführt. Sie hätten somit die initiale Hebung des Puna-Plateaus eingeleitet, 10 Ma, vielleicht sogar schon 20 Ma früher als bisher angenommen. Dies würde auch geochemische Daten aus der südlichen Puna von Kraemer (1999) erklären, die zeigen, dass die Kruste der südlichen Puna bereits während des Unter- und Mittelmiozäns auf mindestens 40 km verdickt war.

Zeitplan und Stil von Deformation und Beckenbildung

1. Die heute abflusslosen Puna-Becken entstanden seit dem Obereozän im Rahmen fortschreitender horizontaler Krustenverkürzungen. Zunächst während des Obereozäns und Oligozäns entwickelten sich die Sedimentationsräume der Puna als *broken foreland*-Becken. Mit der ostwärtigen Erweiterung des andinen magmatischen Bogens während des Untermiozäns bildeten sie dann störungsgebundene Intraarc-Becken. Im weiteren Verlauf der Einengungstektonik wurden diese während des oberen bzw. mittleren Miozäns weiter gegliedert und letztlich abflusslos (vgl. Kapitel 8).

Erste Deformationen und Hebungen im Puna-Plateau und in der Ostkordillere bildeten sich im Zuge der obereozänen inkaischen Orogenese. Sie führte vermutlich zur Anlage bzw. Reaktivierung \pm NNE-SSW-verlaufender Auf- und Überschiebungen. Deren Kinematik und die obereozäne Einengungsrate in diesem Teil der Zentralanden sind jedoch unbekannt. Vermutlich war aber in der Puna die Verkürzung gering, da die im Obereozän gehobenen Basementkomplexe nur ein wenig positives Relief aufwiesen (Kap. 3, 4).

Weitere horizontale Krustenverkürzungen, die zur Herausbildung und Reaktivierung \pm NNE-SSW-verlaufender Auf- und Überschiebungen führten, verteilten sich auf mehrere Zeitintervalle. Neben der inkaischen Deformation gab es zwei weitere plateauweite Deformationsschübe, die wahrscheinlich mehr oder minder synchron abliefen:

- I. Oberoligozän (~ 25 - 28 Ma): NW-SE- bis WNW-ESE-Verkürzungen bei vertikaler Extension traten im Anschluss an einer Phase magmatischer Ruhe auf, die auf eine flache Subduktion der ozeanischen Nazca-Platte unter den südamerikanischen Kontinent zurückzuführen ist. Durch einen drastischen Anstieg der Konvergenzrate während des Oberoligozäns (Somoza 1998) verstärkte sich die Kopplung zwischen Ober- und Unterplatte. Sie führte zu Kontraktionen im gesamten zentralandinen Plateau und seinem Umfeld. Möglicherweise leistete die oberoligozäne Deformation einen erheblichen Beitrag zum Plateauaufstieg und zur Krustenverdickung. Im Zentrum einzelner großräumiger

Becken (z.B. Arizaro-Becken, Abb. 7.6) wurde die Sedimentation durch diese Einengungstektonik nicht unterbrochen.

II. Wende Mittel-/Obermiozän (~ 12 - 9 Ma): Zahlreiche Autoren (Coira 1982; Grier et al. 1991; Cladouhos et al. 1994; Marrett et al. 1994; Voss 2000) postulieren, dass diese Deformation zu signifikanten Krustenverkürzungen im Puna-Altiplano-Plateau und in der Ostkordillere führte. Im Salar de Antofalla-Gebiet war sie mit einer Umstellung der paläogeographischen Situation verbunden. Sie führte zur Anlage eines Vorläufers des Salar de Antofalla. In der nördlichen Puna traten während dieses Zeitabschnitts die jüngsten Verkürzungen auf. Außerdem wurden Überschiebungen der Ostkordillere auf das subandine Vorland aktiv. Das Chaco-Becken entstand als ein ausgedehntes Vorlandbecken (Kley 1993; Kley et al. 1997).

2. Im Verlauf der eozänen und oligozänen Deformationen bildete sich ein bedeutendes Hochgebiet, von dem westwärts in die Puna-Becken geschüttet wurde. Diese erstmalig von Lamb et al. (1997) aus der bolivianischen Ostkordillere beschriebene Proto-Ostkordillere erstreckte sich vermutlich weiter südwärts bis nach Argentinien. Möglicherweise stimmt ihre damalige Position mit der heutigen N-S-Erstreckung der argentinischen und der bolivianischen Ostkordillere überein. Hier fehlen bislang genaue Angaben über die eozänen und oligozänen Verkürzungs- und Hebungsraten.

Eine Gliederung der Proto-Ostkordillere durch \pm N-S-verlaufende Intramontanbecken seit dem Obereozän dokumentieren die Becken von Tupiza in Bolivien und das Becken von Tres Cruces in Argentinien (vgl. Kap. 7). Die weitere Beckenbildung innerhalb der Proto-Ostkordillere während des Oligozäns beschreibt Horton (1998) aus dem bolivianischen Teil der Ostkordillere. Hier bilden das Nazareno- und das Estarca-Becken intramontane *wedge-top*-Becken, die im Zuge einer horizontalen Krustenverkürzung entstanden. Bislang ungeklärt ist, inwiefern die Becken der argentinischen mit denen der bolivianischen Ostkordillere in Verbindung standen. Ähnliche stratigraphische Entwicklungen lassen diesen Schluss zu, jedoch fehlen aufgrund der unzureichenden Zahl der Altersbestimmungen sichere chronologische Zuordnungen.

3. Baby et al. (1990) und Herail et al. (1993) führen die Beckenbildung während des obersten Oligozän bzw. unterste Miozän auch auf transtensionale Bewegungen zurück. Sie sehen das Becken von San Pablo de Lipéz, ein Teilbecken des Altiplano-Beckens, als *pull-apart*-Becken. Aus der Puna und der argentinischen Ostkordillere sind jedoch keine Hinweise für eine oberoligozäne oder untermiozäne Beckenbildung durch Extension oder Transtension bekannt.
4. Auch während des oberen Miozäns und Pliozäns hatten Krustendehnungen (Marrett et al. 1994; Riller et al. submitted) keinen signifikanten Einfluss auf die Beckenbildung. Palma & Vujovich (1987) und Marrett et al. (1994) vermuten, dass Seitenverschiebungen in der südlichen Puna entscheidend für die pliozäne Beckenbildung waren. Diese Untersuchung zeigt, dass auch während des Pliozäns im Salar de Antofalla-Gebiet fast ausschließlich Auf- und Überschiebungen für die Gestaltung der Sedimentationsräume verantwortlich waren. Seitenverschiebungen wie die Acazoque-Störung haben vermutlich lediglich beckenmodifizierend gewirkt. So dürfte der sigmoidale Verlauf des aktuellen Salar de Antofalla auf den rechtslateralen Versatz entlang der Acazoque-Störung zurückzuführen sein.
5. Eine bedeutende Frage ist, ob es N-S-Variationen im Stil und Zeitplan der Deformation und Hebung gibt. Aus den hier präsentierten Daten geht hervor, dass es sowohl zwischen der nördlichen und südlichen Puna als auch zwischen Altiplano und Puna keine signifikanten Unterschiede in der zeitlichen Entwicklung der Deformation gab. Eine Ausnahme bildet die pliozäne Einengungstektonik, die in der südlichen Puna beispielsweise zur Bildung des Salar de Antofalla mit seinem heutigen Umriss führte. In der nördlichen Puna und im Altiplano sind pliozäne Kontraktionen nicht nachgewiesen.

Steuerungsfaktoren der Plateauhebung

Die Frage nach der Ursachen der verdickten Kruste unter der Puna lassen sich im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter klären. Es fehlen quantitative Daten über die Verkürzungsraten in der nördlichen und südlichen Puna. Jedoch leisten diese Arbeit und die in Vorbereitung stehenden geologischen Karten des Servicio Geologico Minero Argentino (SEGEMAR) einen Beitrag zu Stratigraphie und Mächtigkeit der einzelnen sedimentären Einheiten sowie zum strukturellen Bau und zur Deformationsgeschichte. Darauf basierend könnten nun bilanzierte Profile erstellt und damit Verkürzungsraten und der Anteil der Tektonik an der Krustenverdickung besser abgeschätzt werden.

Interaktion von strukturbildenden Prozessen und vulkanischer Aktivität

Anhand der zahlreichen Altersdatierungen an den Vulkaniten und den vulkanischen Aschen können folgende Zusammenhänge zwischen Tektonik und Vulkanismus vermutet werden:

1. Während des unteren und mittleren Miozäns wurde die Plateaubildung durch einen intensiven Vulkanismus begleitet. Zahlreiche Stratovulkane des magmatischen Bogens entwickelten sich entlang NW-SE- bis WNW-ESE-verlaufender Lineamente wie dem Olacapato-El Toro-Lineament im Zentralteil der Puna und dem Lipéz-Lineament in der nördlichen Puna. Die südliche Puna wird durchzogen von dem Archibarca-Lineament (Salfity 1985), an dem sich im Salar de Antofalla-Gebiet die Stratovulkane des Volcán Archibarca, Cerro Tebenquicho, Volcán Antofalla und Cerro Beltrán (Abb. 2.1) aufreihen.

Allmendinger et al. (1983) und Riller et al. (submitted) belegen, dass das Olacapato-El Toro-Lineament während Miozän und Pliozän als ein sinistrales *strike-slip*-System wirksam war. Nach Riller et al. (submitted) resultierte seine Anlage aus einer orogenparallelen Extension. An diesen Störungen wurden während des Miozäns die Magmen durch die auf mindestens 40 km verdickte Kruste (Kraemer et al. 1999) gefördert. Problematisch erscheint jedoch die Zeitlichkeit von strukturbildenden Prozessen und Magmatismus. Marrett et al. (1994), Cladouhos et al. (1994) und Riller (submitted) postulieren, dass die Anlage von *strike-slip*-Störungssystemen durch Extension oder Transtension vor ca. 10 Ma begann. Im Salar de Antofalla-Gebiet setzte der subduktionsgebundene Vulkanismus entlang des Archibarca-Lineamentes jedoch bereits im Mittelmiozän ($14,1 \pm 0,4$ Ma [ID-36]) oder möglicherweise schon im Untermiozän ($21,9 \pm 0,7$ Ma [ID-92]) ein. Während dieses Zeitpunktes herrschten aber plateauweit WNW-ESE-Verkürzungen vor (Kap. 6). Möglicherweise wurden die NW-SE- bis WNW-ESE- verlaufenden Lineamente bereits präandin angelegt, während der WNW-ESE-Einengung in \pm NNE-SSW-Richtung gedehnt und ermöglichten so die Platznahme der Magmen.

2. Seit dem obersten Miozän wurden in der südlichen Puna an monogenetischen Zentren basalt-andesitische Magmen des OIB-Typs gefördert. Sanguinetti (1990) weist auf eine NE-SW- und NW-SE-Anordnung dieser Zentren im zentralen Salar de Antofalla-Gebiet hin. Möglicherweise wurden die Magmen an NW-SE-verlaufenden sinistralen (z.B. Archibarca- und Olacapato-El Toro-Lineament) und NE-SW-verlaufenden dextralen Seitenverschiebungen (z.B. Acazoque-Störung, vgl. Kap. 6) gefördert. Diese wurden vermutlich im Zuge der von Riller et al. (submitted) postulierten orogenparallelen Extension angelegt oder reaktiviert und bilden den Abschluss der strukturellen Ausgestaltung der südlichen Puna.

10 Literaturverzeichnis

- Aceñolaza, F.G., Benedetto, J.L., Koukharsky, M., Salfity, J.A. & Viera, O., 1972. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama; Provincia de Salta, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **27(3)**, 345-346.
- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J. & Durand, F.R., 1975. Estratigrafía y Paleontología de la región del Hombre Muerto, provincia de Catamarca, Argentina. *1er Congreso de Paleontología y Biostratigrafía, Actas I*, 109-123.
- Adelmann, D., 1997. Thrust tectonic controls on Late Tertiary sedimentation patterns in the Salar de Antofalla area (NW Argentina). *I Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Sociedad Venezolana de Geólogos, Memorias* **1**, 7-13.
- Adelmann, D., Kiefer, E. & Görler, K., 1997. Tektonosedimentäre Entwicklung der südlichen Puna (NW-Argentinien) während des Jungtertiärs am Beispiel des Salar de Antofalla. *Terra Nostra* **97/2**, 1.
- Adelmann, D. & Görler, K., 1998. Basin development in the Southern Puna: sedimentary record from the Salar de Antofalla area, NW Argentina. *X Congreso Latinoamericano de Geología, Actas I*, 26.
- Adelmann, D. & Görler, K., 1999a. Evolución de las cuencas neógenas de la Puna Austral, ejemplificado por el área del Salar de Antofalla, NW Argentina. In: Bonorino, G., Omarini, R., Viramonte, J., (eds), *Geología del Noroeste Argentino*, 361 -363.
- Adelmann, D. & Görler, K., 1999b. Depositional architecture and facies of Cenozoic sediments in the Southern Puna, NW Argentina. *XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I*, 54 .
- Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* **2**, 93-114.
- Allen, J.R.L., 1964. Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from Lower Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology* **3**, 163-198.
- Allen, J.R.L., 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to preservation potential and sources of variance. *Sedimentology* **9**, 75-88.
- Allen, P.A., Homewood, P. & Williams, G.D., 1986. Foreland basins: an introduction. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* **8**, 3-12.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Palma, M.A. & Ramos, V.A., 1982. Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25-27°S), Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas I*, 499-518.
- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M.A. & Isacks, B. L., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics* **2**, 1-16.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. & Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Annual Review* **25**, 139-174.
- Alonso, R.N., 1986. *Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina*. Unpublished Doctoral thesis, Universidad Nacional de Salta, Argentina, 196 p.
- Alonso, R.N., 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **47**, 189-199.
- Alonso, R.N. & Fielding, E.J., 1986. Acerca de un nuevo yacimiento de vertebrados paleógenos en la Puna Argentina (Antofagasta de la Sierra, Catamarca). *III Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados* **1**, 5.
- Alonso, R.N. & Gutiérrez, R., 1986. Litoestratigrafía del Neógeno terminal, Puna sud-oriental argentino. *Revista del Instituto de Geología y Minería* **6**, 29-47.
- Alonso, R.N., Viramonte, J. & Gutierrez, R., 1984. Puna Austral - Bases para subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas I*, 43-63.
- Alonso, R.N., Berman, W.D., Bond, M., Carlini, A.A., Pascual, R. & Reguero, M.A., 1988. Vertebrados Paleógenos de la Puna Austral: sus aportes a la evolución biogeográfica. *V Jornada Argentina de Paleontología de Vertebrados*, 16-19.
- Alonso, R.N., Jordan, T.E., Tabutt, K.T. & Vandervoort, D.S., 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology* **19**, 401-404.

- Andriessen, P.A.M. & Reutter, K.-J., 1994. K-Ar and fission track mineral age determinations of igneous rocks related to multiple magmatic arc systems along the 23° latitude of Chile and NW Argentina. In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P.J. (eds), *Tectonics of the southern Central Andes*. Springer-Verlag, New York, 141-153.
- Archangelsky, S., 1986. El sistema carbonífero en la República Argentina (Síntesis). *UNESCO Proyecto* **211**, 359 p.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology* **60**, 160-172.
- Baby, P., Rochat, P., Herail, G., Mascle, G. & Paul, A., 1996. Neogen thrust geometry and crustal balancing in the northern and southern branches of the Bolivian orocline (Central Andes), *Third International Symposium of Andean Geodynamics*, 3.
- Bahlburg, H., Breitzkreuz, Ch. & Zeil, W., 1987. Paleozoic basin development in northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **V76**.
- Bahlburg, H., 1990. The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: Geodynamical evolution from back-arc to foreland basin. *Geotektonische Forschungen* **75**, 1-107.
- Bahlburg, H. & Breitzkreuz, C., 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences* **4**, 171-188.
- Bahlburg, H. & Furlong, K., 1996. Lithospheric modeling of the Ordovician foreland basin in the Puna of northwestern Argentina: on the influence of arc loading on foreland basin formation. *Tectonophysics* **259**, 245-258.
- Bahlburg, H. & Hervé, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America, Bulletin* **109**, 869-884.
- Ballance, P.F., 1984. Sheetflow dominated gravel fans of the non-marine middle Cenozoic Simmler Formation, Central California. *Sedimentary Geology* **38**, 337-359.
- Beck, S., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P.G. & Drake, L., 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology* **24**, 407-410.
- Bell, C.M., 1987. The origin of the Upper Paleozoic Chañaral melange of N Chile. *Journal of the Geological Society of London* **144**, 599-610.
- Benjamin, M.T., Johnson, N.M. & Naeser, C.W., 1987. Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: Evidence from fission-track dating. *Geology* **15**, 680-683.
- Bianucci, H.A., Avededo, O. & Vásquez, J.R., 1984. La tectónica Variscica en el noroeste argentino y sus estilos estructurales. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas II*, 25-30.
- Blatt, H. 1982. *Sedimentary petrology*. W.H.Freeman, San Francisco, 564 p.
- Bluck, B.J., 1979. Structure of coarse-grained braided stream alluvium. *Transactions Royal Society Edinburgh* **70**, 181-221.
- Bogdanic, T., 1990. Kontinentale Sedimentation der Kreide und des Alttertiärs im Umfeld des subduktionsbedingten Magmatismus in der chilenischen Präkordillere (21°-23°S). *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen (A)* **123**, 117 pp.
- Boll, A. & Hernández, M.R., 1985. Área Tres Cruces (Prov. de Jujuy), Análisis Estratigráfico-Estructural como objetivo exploratorio. *Inf. Inéd. YPF*.
- Boll, A. & Hernández, M.R., 1986. Interpretación estructural del área Tres Cruces. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca III (7)*, 2-14.
- Bond, M. & López, G.M., 1995. Los mamíferos de la Formación Casa Grande (Eoceno) de la Provincia de Jujuy, República Argentina. *Ameghiniana* **32**, 301-309.
- Boothroyd, J.C. & Ashley, G.M., 1975. Process, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern gulf of Alaska. In: Jopling, A.V. & McDonald, B.C. (eds), Glacio-fluvial and glaciolacustrine sedimentation. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Paper* **23**, 193-222.

- Bossi, G.E., Villanueva García, A. & Sosa Gómez, J., 1989. Revisión de la magnetostratigrafía del Neógeno del Bolsón de Fiambalá (prov. de Catamarca, Argentina). *Reunión Geotransectas América del Sur, Transactas VI*, 146-150.
- Breitkreuz, C., 1991. Fluvio-lacustrine sedimentation and volcanism in a late Carboniferous tensional intra-arc basin, northern Chile. In: Cas, R.A.F. & Busby, S.C.J. (eds), *Volcaniclastic sedimentation. Sedimentary Geology*, Elsevier, Amsterdam, 173-187.
- Bull, W.B., 1972. Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: Rigby, J.K. & Hamblin, W.K. (eds), Recognition of ancient sedimentary environments. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Paper 16*, 63-83.
- Bussert, R., 1998. Die Entwicklung intrakratonaler Becken im Nordsudan. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen A 196*, 329 p.
- Cant, D.J., 1978. Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. In: Miall, A.D. (ed), Fluvial sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir 5*, 627-640.
- Casanova, J., 1986. East African Rift stromatolites. In: Frostick, L.E., Renaut, R.W., Reid, I. & Tiercelin, J.-J. (eds), Sedimentation in African Rifts. *Geological Society of London, Special Publication 25*, 201-210.
- Chanove, G., Mattauer, M. & Megard, F., 1969. Précision sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pirin (NW du lac Titicaca, Pérou). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 268*, 1698-1701.
- Charrier, R. & Reutter, K.-J., 1994. The Purilactis Group of Northern Chile: boundary between arc and backarc from Late Cretaceous to Eocene. In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P.J. (eds), *Tectonics of the southern Central Andes*. Springer-Verlag, New York, 189-202.
- Cherroni, C., 1977. El Sistema Cretácico en el parte boliviana de la cuenca andina. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales 6*, 5-46.
- Cladouhos, T., Allmendinger, R.W., Coira, B. & Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences 7*, 209-228.
- Clemmensen, L.B., 1978. Lacustrine facies and stromatolites from the Middle Triassic of East Greenland. *Journal of Sedimentary Petrology 48*, 1111-1128.
- Cobbold, P.R., Massabie, A. & Rossello, E.A., 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. *Hercynica II 2*, 135-148.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Milani, E.J. & Szatmari, P., 1992. Permian-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. In: De Wit, M.J. & Ransome, I.G.D. (eds), *Inversion tectonics of the Cape fold belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa*, Balkema, Rotterdam, 22-26.
- Cohen, A.S., 1989. Facies relationships and sedimentation in large rift lakes and implications for hydrocarbon exploration: examples from Lakes Turkana and Tanganyika. In: Talbot, M.R. & Kelts, K. (eds), The Phanerozoic Record of lacustrine basins and their environmental signals. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 70*, 65-80.
- Cohen, A.S. & Thouin, C., 1987. Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology 15*, 414-418.
- Coira, B., 1973. Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo Ordovícico concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite, en la zona de Abra Pampa, Provincia de Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 28*, 85-88.
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la hoja Abra Pampa, Provincia de Jujuy. *Secretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín 170*.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. & Ramos, V.A., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Review 18*, 303-332.
- Coira, B., Caffè, P.J., Ramirez, A., Chayle, W., Diaz, A., Rosas, S., Perez, A., Perez, E.M.B., Orosco, O. y Martinez, M., in press. *Hoja Geológica 2366-I, Mina Pirquitas, Provincia de Jujuy*. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1: 250.000, Servicio Geológico Minero Argentino.

- Collinson, J.D. & Thompson, D.B., 1982. *Sedimentary structures*. Allen and Unwin, London, 194 p.
- Cotter, E. & Graham, J.R., 1991. Coastal plain sedimentation in the Late Devonian of southern Ireland: hummocky cross-stratification in fluvial deposits. *Sedimentary Geology* **72**, 201-224.
- Coughlin, T.J., O'Sullivan, P.B., Kohn, B.P. & Holcombe, R.J., 1998. Apatite fission-track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central western Argentina: Implications for the mechanism of plateau uplift in the Andes. *Geology* **26**, 999-1002.
- Coutand, I., 1999. *Tectonique Cénozoïque du Haut Plateau de la Puna, Andes Centrales, Nord Ouest Argentin*. Unpublished PhD thesis, Université de Rennes, France.
- De Wit, M.J. & Ransome, I.G.D., 1992. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. In: De Wit, M.J. & Ransome, I.G.D. (eds), *Inversion tectonics of the Cape fold belt, Karoo and Cretaceous basins of southern Africa*, Balkema, Rotterdam, 15-22.
- De Silva, S.L., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* **17**, 1102-1106.
- Dean, W.E. & Fouch, T.D., 1983. Lacustrine environment. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds), *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* **33**, 96-130.
- Del Papa, C.E., 1999. Sedimentation on a ramp like lake margin: Paleocene-Eocene Maíz Gordo Formation, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* **12**, 389-400.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1990. Current plate motions. *International Geophysical Journal* **101**, 425-478.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics* **7/6**, 1123-1139.
- Díaz, J.I. & Malizzia, D.C., 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario superior del Valle Calchaquí. *Boletín Sedimentológico* **2**, 8-28.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**, 695-707.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (ed), *Provenance of arenites*. D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, Lancaster, 333-361.
- Dickinson, W.R. & Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* **63**, 2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. & Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America, Bulletin* **94**, 222-235.
- Döbel, R., Friedrichsen, H. & Hammerschmidt, K., 1992. Implication of ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of early Tertiary volcanic rocks from the North Chilean Precordillera. *Tectonophysics* **202**, 55-81.
- Donato, E., 1987. Características estructurales del sector occidental de la Puna Salteña. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca* **IV (12)**, 89-98.
- Donato, E. & Vergani, G., 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona sur del Cerro Rincón, Provincia de Salta, Argentina. *IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, 262-284.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Association of American Petroleum Geologists, Memoir* **1**, 108-121.
- Elliott, T., 1978. Deltas. In: Reading, H.G. (ed), *Sedimentary Environments and Facies*. Elsevier, Amsterdam, 97-142.
- Enos, P., 1977. Flow regimes in debris flows. *Sedimentology* **24**, 133-142.
- Evernden, J.F., Kriz, S. & Cherroni, C., 1997. Potassium-Argon ages of some Bolivian rocks. *Economic Geology* **72**, 1042-1061.
- Fernández Seveso, F. & Tankard, A.J., 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications. In: Tankard, A.J., Suárez-Soruco, R. & Welsink, H.J. (eds), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* **62**, 285-301.

- Fiedler, K.D., 2001. *Die Entwicklung des zentralandinen Potosi-Beckens während Kreide und Alttertiär*. Unpublished Doctoral Thesis, Freie Universität Berlin, Germany.
- Fielding, E.J. & Jordan, T.E., 1988. Active deformation at the boundary between the Precordillera and Sierras Pampeanas, Argentina, and comparison with ancient Rocky Mountain deformation. *Geological Society America, Memoir* **171**, 143-163.
- Flint, S. & Turner, P., 1988. Alluvial fan and fan-delta sedimentation in a forearc extensional setting: The Cretaceous Coloso Basin of northern Chile. In: Nemeč, W. & Steel, R.J. (eds), *Fan Deltas: Sedimentology and Setting*. Blackwell Scientific Publishers, Oxford, 387-399.
- Folk, R.L., 1974. Sandstones. *Encyclopedia Britannica, Macropedia* **16**, 212-216.
- Forsythe, R.D., Davidson, J., Mpodozis, C. & Jesinkey, C., 1993. Lower Paleozoic relative motion of the Arequipa block and Gondwana: paleomagnetic evidence from the Sierra de Almeida of northern Chile. *Tectonics* **12**, 219-236.
- Francis, P.W., Hammill, M., Kretzschmar, G. & Thorpe, R.S., 1978. The Cerro Galan Caldera, North-west Argentina and its tectonic setting. *Nature* **274**, 749-751.
- Friedman, G.M. & Sanders, J.E., 1978. *Principles of Sedimentology*. Wiley, New York, 792 p.
- Froidevaux, C. & Isacks, B.L., 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. *Earth Planetary Science Letters* **71**, 305-314.
- Füchtbauer, H. & Müller, G., 1988. *Sedimente und Sedimentgesteine (Sediment-Petrologie, Teil 2)*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 782 p.
- Galliski, M.A. & Viramonte, J.G., 1988. The cretaceous paleorift in northwestern Argentina: a petrologic approach. *Journal of South American Earth Sciences* **1**, 329-342.
- Gangui, A.H., 1998. A combined structural interpretation based on seismic data and 3D gravity modeling in the northern Puna/Eastern Cordillera, Argentina. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen* **B27**, 176 p.
- Gazzi, P., 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Apenino modense: correlazione con il flysch di Monghidoro. *Mineral.Petrogr.,Acta* **16**, 69-97.
- González, O.E., 1992. Geología de la Puna austral entre los 25°15' a 26°30' de latitud sur y los 66°25' a 68°00' de longitud oeste, provincias de Catamarca y Salta, Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, **XVII: 2**, 63-88.
- Götze, H.J., Lahmeyer, G., Schmidt, S. & Strunk, S., 1994. The lithospheric structure of the Central Andes (20-25°S) as inferred from quantitative interpretation of regional gravity. In: Giese, P., Reutter, K.J. & Wigger, P. (eds), *Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an active Continental Margin.*, Springer-Verlag, Heidelberg, 7-22.
- Graham, S.A., Ingersoll, R.V. & Dickinson, W.R., 1976. Common provenance for lithic grains in carboniferous sandstones from Quachite Mountains and Blach Worrior Basin. *Journal of Sedimentary Petrology* **46**, 620-632.
- Grier, M.E., Salfity, J.A. & Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* **4**, 351-372.
- Gubbels, T.L., Isacks, B.L. & Farrar, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology* **21**, 695-698.
- Günther, A., 2001. *Strukturgeometrie, Kinematikanalyse und Deformationgeschichte des oberkretazisch-alttertiären magmatischen Bogens in der nordchilenischen Präkordillere (21,5 - 23°S)*. Unpublished Doctoral Thesis, Freie Universität Berlin, Germany.
- Günther, A., Haschke, M., Reutter, K.-J. & Scheuber, E., 1998. Kinematic evolution and structural geometry of the Chilean Precordillera (21.5-23°S): inversional tectonics in the Late Cretaceous-Paleogene magmatic arc. *Terra Nostra* **98/1**.
- Halpern, M. & Latorre, C.O., 1973. Estudio geocronológico inicial de las rocas del noroeste de la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica* **28**, 195-205.
- Haq, B.U., Haedenbol, J. & Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* **235**, 1156-1167.

- Hardie, L.A., Smoot, J.P. & Eugster, H.P., 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: Matter, A. & Tucker, M.E. (eds), Modern and ancient lake sediments. *International Association Sedimentologists, Special Publication 2*, 7-41.
- Hardie, L.A., Lowenstein, T.K. & Spencer, R.J., 1985. The problem of distinguishing primary and secondary features in evaporites. In: Schreiber, B.C. & Harner, H.L. (eds), *Alexandria: Sixth Symposium on Salt 1*, 11-39.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.B. & Walker, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Short Course 2*.
- Harms, J.C., Southard, J.B. & Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Short Course 9*.
- Hartley, A., Flint, S., Turner, P. & Jolly, E., 1992. Tectonic controls on the development of a semi-arid alluvial basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (Upper Cretaceous-Eocene) northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences 5*, 275-296.
- Hein, F.J. & Walker, R.G., 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences 14*, 562-570.
- Hérail, G., Soler, P., Bonhomme, M.G. & Lizeca, J.L., 1993. Evolution géodynamique de la transition entre l'Altiplano et la Cordillère orientale au nord d'Oruro (Bolivie) - Implications sur le déroulement de l'orogénèse andine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 317*, 515-522.
- Hérail, G., Oller, J., Baby, P., Banco, J., Bonhomme, M.G. & Soler, P., 1996. The Tupiza, Nazareno and Estarca basins (Bolivia): strike-slip faulting and related basins in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. *Tectonophysics 259*, 201-212.
- Higgins, M.W., 1971. Cataclastic rocks. *Geological Survey, Professional Paper, 687*, 97 p.
- Hongh, F.D. & Seggiaro, R.E., 1998. Estructuras del basamento y su relación con el rift cretácico. Valles Calchaquíes. Provincia de Salta. *X Congreso Latinoamericano de Geología, Actas II*, 4-9.
- Hongh, F.D. & Seggiaro, R.E., in press. *Hoja Geológica 2766-III. Cachi, Provincia de Salta*. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1: 250.000, SEGEMAR.
- Horne, J.C., Ferm, J.C., Caruccio, F.T. & Baganz, B.P., 1978. Depositional models in coal exploration and mine planning in the Appalachian region. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 62*, 2379-2411.
- Horton, B.K., 1998. Sediment accumulation on top of the Andean orogenic wedge: Oligocene to late Miocene basins of the Eastern Cordillera, southern Bolivia. *Geological Society of America, Bulletin, 110(9)*, 1174-1192.
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small aeolian dunes. *Sedimentology 24*, 361-387.
- Ingersoll, R.V., 1983. Petrofacies and provenance of Late Mesozoic forearc basin, northern and central California. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 67*, 1125-1142.
- Ingersoll, R.V. & Suczek, C.A., 1979. Petrology and provenance of Neogene sands from the Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Petrology 49*, 1217-1228.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J. & Sares, S., 1984. The effect of grain size on the detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology 54*, 103-116.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andes and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research 93*, 3211-3231.
- Jacobshagen, V., Mertmann, D., Müller, J.P. & Tawackoli, S. 1997. The Eastern Cordillera of Southern Bolivia: Tectonic evolution in Phanerozoic times. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie 3-6*, 571-579.
- James, D.E., 1971. Plate-tectonic model for the evolution of the central Andes. *Geological Society of America, Bulletin 82*, 3325-3346.

- Jezek, P. & Miller, H., 1987. Petrology and facies analysis of turbiditic sedimentary rocks of the Puncoviscana trough (Upper Precambrian - Lower Cambrian). In: McKenzie, G.D. (ed), *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. American Geophysical Union. Geophysical Monographs **40**, 287-293.
- Johnson, A.M., 1970. *Physical processes in geology*. Freeman, San Francisco.
- Jordan, T.E., 1995. Retroarc foreland and related basins. In: Busby, C.J. & Ingersoll, R.V. (eds), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Scientific Publishers, Oxford, 331-362.
- Jordan, T.E. & Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° south latitude. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* **71** (1), 49-64.
- Jordan, T.E. & Gardeweg, P.M., 1989. Tectonic evolution of the late Cenozoic central Andes (20°-33°S). In: Ben-Avraham, Z. (ed), *The Evolution of the Pacific Ocean Margins*, 193-207, Oxford University Press, New York.
- Kay, S.M., Maksiyev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. & Gordillo, C.E., 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Science* **1**, 21-38.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. & Sruoga, P., 1989. Late paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* **17**, 324-328.
- Kay, R.W. & Kay, S.M., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, **219**, 177-189.
- Kay, S.M., Coira, B. & Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research* **99**, 24323-24339.
- Kay, S.M., Coira, B. & Mpodozis, C., 1995. Neogene magmatic evolution and the shape of the subducting oceanic slab beneath the central Andean arc. *IUGG 21th General Assembly*, A440.
- Kennan, L., Lamb, S. & Rundle, C., 1995. K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* **8**, 163-186.
- Kley, J. 1993. Der Übergang vom Subandin zur Ostkordillere in Südbolivien (21°15'-22°S): Geologische Struktur und Kinematik. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, **A 156**, 88 p.
- Kley, J., 1996. Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics* **15**, 763-775.
- Kley, J., Müller, J., Tawackoli, S., Jacobshagen, V. & Manutsoglu, E., 1997. Pre-Andean and Andean-age Deformation in the Eastern Cordillera of Southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* **10**, 1-19.
- Kontak, D.J., Clark, A.H., Farrar, E. & Strong, D.F., 1985. The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, J. & Beckinsale, R.D. (eds), *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*. John Wiley, London, 36-44.
- Kött, A., Gaupp, R. & Woerner, G., 1995. Miocene to recent history of the western Altiplano in northern Chile revealed by lacustrine sediments in the Lauca Basin (18°15'-18°40'/69°30'-69°05'). *Geologische Rundschau* **84**, 770-780.
- Kraemer, B., 1999. Eine geochemische Traverse quer zum mittelmiozänen magmatischen Bogen im südlichen Bereich der Zentralen Vulkanischen Zone der Anden (ZVZ, 25°-26°30'S, 67°30'-69°W). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, **A 200**, 174 p.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Bogaard, P. & Görler, K. 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* **12**, 157-182.
- Krause, S. & Götze, H.-J. submitted. The Central Andean Gravity High, a relic of an old suture. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Krumm, S., 1984. Zur Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge - ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. *Geologische Rundschau* **73**, 223-257.

- Krumm, S., 1992. Illitkristallinität als Indikator schwacher Metamorphose - Methodische Untersuchungen, regionale Anwendungen und Vergleiche mit anderen Parametern. *Erlanger geologische Abhandlungen* **120**, 1-75.
- Krumm, S., 1994. WINFIT 1.0 - a public domain program for interactive profile-analysis under WINDOWS. *XIIIth Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Acta Universitatis Carolinae Geologica* **38**, 253-261.
- Kübler, B., 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme. *Colloque sur les Etages Tectoniques á la Bacconiére*, 89-104.
- Kusssmaul, S., Jordan, L. & Ploskonka, E. 1975. Isotopic ages of Tertiary volcanic rocks of SW Bolivia. *Geologisches Jahrbuch* **B14**, 111-120.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L. & Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. In: Burg J.-P. (ed), *Orogeny through time. Geological Society of London, Special Publication* **121**, 237-264.
- Lamb, S. & Hoke, L., 1997. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics* **16**, 623-649.
- Linares, E. & González, R., 1990. Catalogo de edades radiometricas de la Republica Argentina (1957-87). *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* **B19**, 629 p.
- López, G.M., 1997. Paleogene faunal assemblage from Antofagasta de la Sierra (Catamarca Province, Argentina). *Palaeovertebrata* **26**, 61-81.
- Lopez-Gamundi, O., Espejo, I.S. & Alonso, M.S., 1990. Sandstone composition changes and paleocurrent reversal in the Upper Paleozoic and Triassic deposits of the Hauco area, western Paganzo Basin, west-central Argentina. *Sedimentary Geology* **66**, 99-111.
- Lowe, D.R., 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Doyle, L.J. & Pilkey, O.H. (eds), *Geology of Continental Slopes. Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication* **27**, 75-82.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows, II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* **52**, 279-297.
- Lowenstein, T.K. & Hardie, L.A., 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology* **32**, 627-644.
- Lucassen, F., Lewerenz, S., Franz, G., Viramonte, J. & Mezger, K. 1999. Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta Rift, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **134**, 325-341.
- Llambías, E.J. & Sato, A.M., 1990. El Batolito de Colangüil (29°-31°S): Estructura y marco tectónico. *Revista Geológico de Chile* **17**, 89-108.
- MacFadden, B.J., Anaya, F., Pérez, H., Naeser, C.W., Zeitler, P.K. & Campbell, K.E.Jr., 1992. Late Cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: evidence for possible oroclinal bending. *Journal of Geology* **98**, 541-555.
- Mack, G.H. & Leeder, M.R., 1999. Climatic and tectonic controls on alluvial fan and axial-fluvial sedimentation in the Plio-Pleistocene Palomas Half Graben, Southern Rio Grande Rift. *Journal of Sedimentary Research* **69**, 635-652.
- Marrett, R.A., Allmendinger, W., Alonso, R.N. & Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* **7 (2)**, 179-207.
- Marshall, L.G., Sempere, T. & Butler, R.F., 1997. Chronostratigraphy of the mammal-bearing Paleocene of South America. *Journal of South American Earth Sciences* **10**, 49-70.
- Mayes, C., Lawver, L. & Sandwell, D., 1990. Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific. *Journal of Geophysical Research* **95**, 8543-8567.
- McKee, E.D., Crosby, E.J. & Berryhill, H.L. Jr., 1967. Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology* **37**, 829-851.

- McLean, J.R. & Jerzykiewicz, T., 1978. Cyclicity, tectonics and coal: some aspects of fluvial sedimentology in the Brazeau-Paskapoo Formations, Coal Valley area, Alberta, Canada. In: Miall, A.D. (ed), Fluvial sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir* **5**, 441-468.
- Mégard, F., 1978. Etude géologique des Andes du Pérou Central. *Mémoire de Office de la Recherches Scientifique et Technique Outre-Mer* **86**, 310 p.
- Mercier, J.L., Sebrier, M., Lavenue, A., Cabrera, J., Bellier, O., Dumont, J.F. & Machare, J., 1992. Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: The Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *Journal of Geophysical Research* **97**, 11945-11982.
- Mertmann, D., Scheuber, E., Ege, H., Silva, P., Jacobshagen, V. & Reutter, K.-J., 2000. Tertiary evolution of the southern Altiplano plateau, Bolivia. *Profil* **18**, 52.
- Mertz, K.A. Jr. & Hubert, J.F., 1990. Cycles of sand-flat sandstone and playa-lacustrine mudstone in the Triassic-Jurassic Blomidon redbeds, Fundy rift basin, Nova Scotia; implications for tectonic and climatic controls. *Canadian Journal of Earth Sciences* **27**, 442-451.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sciences Review* **13**, 1-62.
- Miall, A.D., 1978. Fluvial sedimentology: an historical review. In: Miall, A.D. (ed), Fluvial sedimentology. *Canadian Society Petroleum Geology, Memoir* **5**, 1-47.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review* **22**, 261-308.
- Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer, Heidelberg, 582 p.
- Miall, A.D. & Gibling, M.R., 1978. The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, Arctic Canada, and some regional paleogeographic implications. *Sedimentary Geology* **21**, 85-127.
- Milana, J.P. & Bercowski, F., 1990. Facies y geometría de depósitos glaciales en un paleovalle carbonífero de precordillera central, San Juan, Argentina. *Tercera Reunión Argentina de Sedimentología*, 199-204.
- Mon, R. & Hongn, F., 1988. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **34**, 53-60.
- Mon, R. & Hongn, F., 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32°S Lat. *Geologische Rundschau* **80**, 745-758.
- Mon, R. & Salfity, J.A., 1995. Tectonic evolution of the Andes of Northern Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez-Soruco, R. & Welsink, H.J., (eds), Petroleum Basins of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **62**, 269-283.
- Moya, M.C., 1988. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera. In: Bahlburg, H., Breitzkreuz, Ch. & Giese, P. (eds), The southern Central Andes. *Lecture Notes in Earth Sciences* **17**, Springer-Verlag, Heidelberg, 55-70.
- Mpodozis, C. & Kay, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile* **17 (2)**, 153-180.
- Mpodozis, C. & Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28° to 31°S). *Geological Society of America, Bulletin* **104**, 999-1014.
- Mpodozis, C.P. Cornejo, P., Kay, S.M. & Tittler, A., 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* **21**, 273-313.
- Müller, J.P., 2000. *Andine Strukturentwicklung in der Ostkordillere Südbolivians (Region Tupiza - San Vicente)*. Unpublished Doctoral thesis, Freie Universität Berlin, Germany.
- Muñoz, N. & Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**, 171-181.
- Niemayer, H., 1989. El complejo ígneo-sedimentario del Cordón del Lila, región de Antofagasta. Significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* **16**, 163-181.
- Olsen, H., 1989. Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, USA. *Sedimentary Geology* **61**, 207-221.

- Omarini, R.H. & Baldis, B.A., 1984. Sedimentología y mecanismos deposicionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma, Precámbrico-Cámbrico) del norte argentino. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas I*, 383-398.
- Omarini, R.H., Aparicio Yague, A., Parica, C., Pichowiak, S., García Cacho, L., Damm, K.W., Viramonte, J.G., Salfity, J. & Alonso, R.N., 1985. New geochronological data shed light upon Precambrian age of Puncoviscana Formation, Northwestern Argentina. *Comunicaciones* **35**, 181-184.
- Ort, M.H., 1991. *Eruptive dynamics and magmatic processes of Cerro Panizos: Central Andes*. PhD thesis, University of California, Santa Barbara, USA, 474 p.
- Padula, E. & Mingramm, A., 1968. Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la Llanura Chaco-Paranense: *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I*, 291-331.
- Palma, M.A., 1990. Geología del Macizo de Antofalla en la Sierra del Campo Negro, Puna Catamarqueña. *XI Congreso Geológico Argentino, Actas II*, 39-42.
- Palma, M.A., Parrica, P.D. & Ramos, V.A., 1986. El granito Archibarca: Su edad y significado tectónico, Provincia Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **XLI (3-4)**, 414-419.
- Palma, M.A. & Vujovich, G.I., 1987. Evidencias neotectónicas en el borde oriental de la Sierra de Calalaste, Puna Catamarqueña. *X Congreso Geológico Argentino, Actas II*, 243-249.
- Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W. (1998): The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. - In: Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W. (eds) The proto-Andean Margin of Gondwana. *Geological Society of London, Special Publications*. **142**, 1-9.
- Pardo-Casas, F. & Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* **6**, 233-246.
- Pascual, R., 1983. Novedosos marsupiales paleógenos de la Formación Pozuelos (Grupo Pastos Grandes) de la Puna, Salta, Argentina. *Ameghiniana* **20**, 265-280.
- Peryt, T.M., 1987. Evaporite basins. *Lecture Notes of Earth Sciences*, **13**, 188 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R., 1987. *Sand and sandstone*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 553 p.
- Pilger, R.H., Jr., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London* **141**, 793-802.
- Platt, N.H. & Wright, V.P., 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* **13**, 57-74.
- Rabinowitz, P. & LaBrecque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and its evolution of its continental margin. *Journal of Geophysical Research* **84**, 5973-6002.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America - A collisional history. *Episodes* **11**, 168-174.
- Ramos, V.A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy* **6**, 24-29.
- Rapela, C.W. & Pankhurst, R.J., 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault system in relation with the break-up of Gondwana. In: Storey, B.C., Alabaster, T. & Pankhurst, R.J. (eds), Magmatism and the Causes of Continental Break-up. *Geological Society of London, Special Publication* **108**, 105-128.
- Reimer, T., 1975. Untersuchung über Abtragung, Sedimentation und Diagenese im frühen Präkambrium am Beispiel der Sheba-Formation (Südafrika). *Geologisches Jahrbuch*, **B17**, 108 p.
- Retallack, G.J., 1988. Field recognition of paleosols. In: Reinhardt, J. & Sigleo, W.R. (eds), Paleosols and weathering through geologic time: Principles and applications. *Geological Society of America, Special Paper* **216**, 1-20.
- Reutter, K.-J., Giese, P., Götze, H.J., Scheuber, E., Schwab, K., Schwarz, G. & Wigger, P., 1988. Structures and crustal development of the Central Andes between 21° and 25°S. In: Bahlburg, H., Breitzkreuz, Ch. & Giese, P. (eds), The Southern Central Andes (Contributions to structure and evolution of an active continental margin). *Lecture Notes in Earth Sciences* **17**, Springer-Verlag, Heidelberg, 231-261.

- Reutter, K.-J., Döbel, R., Bogdanic, T. & Kley, J., 1994. Geological map of the Central Andes between 20° and 26° S. In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P.J. (eds), *Tectonics of the southern Central Andes*. Springer-Verlag, New York, enclosure 1.
- Reyes, F.C., 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca andina de Bolivia, Perú y Chile. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos* **1**, 101-144.
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cadena, Spanish Pyrenees, genetic interpretation. *Sedimentary Geology* **15**, 213-233.
- Riding, R., 1979. Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries Crater, Upper Miocene, southern Germany. *Sedimentology* **26**, 645-680.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M. & Oncken, O., submitted. Late Cenozoic tectonism, caldera and plateau formation in the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Rubiolo, D.G., 1997. Esquema de evolución tectonosedimentaria para las Cuencas Cenozoicas de la Cordillera Oriental (22° a 23° lat. S), Argentina. *Acta Geologica Hispanica* **32**, 77-92.
- Rubiolo, D.G., Gallardo, E., Seggiaro, R.E., Turel, A., Disalvo, A., Coira, B., Ramallo, E., Sandruss, A., Godeas, M. & Sanchez, M.C., 1997 *Hoja Geológica N°2366-II y 2166-IV, La Quiaca, Provincia de Catamarca*. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1: 250.000, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Rust, B.R., 1975. Fabric and structure in glaciofluvial gravels. In: Jopling, A.V. & McDonald, B.C. (eds), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication* **23**, 238-248.
- Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A.D. (ed), *Fluvial sedimentology*. *Canadian Society Petroleum Geology, Memoir* **5**, 187-198.
- Rust, B.R., Gibling, M.R. & Legun, A.S., 1984. Coal deposition in an anastomosed fluvial system: the Pennsylvanian Cumberland Group south of Joggins, Nova Scotia, Canada. In: Rahmani, R.A. & Flores, R.M. (eds), *Sedimentology of coal and coal-bearing sequences*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication* **7**, 105-120.
- Salfity, J.A., 1980. *Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la cuenca Andina del Norte Argentino*. Unpublished Doctoral thesis, Universidad Nacional de Salta, Argentina, 91 pp.
- Salfity, J.A., 1985. Lineamentos transversales al rumbo Andino en el Noroeste Argentino. *IV Congreso Geológico Chileno, Actas II*, 119-137.
- Salfity, J.A., Omarini, R., Aldis, B. & Gutiérrez, W.J., 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino, *Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica*.
- Salfity, J.A., Gorustovich, S.A., Moya, M.C. & Amengual, R., 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad Cenozoicas en la Puna Argentina. *VII Congreso Geológico Argentino, Actas I*, 539-554.
- Salfity, J.A. & Marquillas, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. In: Salfity, J.A. (ed), *Cretaceous tectonics of the Andes: Earth Evolution Sciences*. Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, 266-315.
- Sanguinetti, A.S., 1990. El volcanismo Cuaternario de Puna austral asociado al fallamiento: primera información del sector oriental del Salar de Antofalla, Provincia de Catamarca, Argentina. *11° Congreso Geológico Argentino, Actas I*, 133-136.
- Scheuber, E., 1994. Tektonische Entwicklung des nordchilenischen aktiven Kontinentalrandes: Der Einfluß von Plattenkonvergenz und Rheologie. *Geotektonische Forschungen* **81**, 1-131.
- Scheuber, E., 1998. Krustenverdickung und Plateauhebung in den Zentralen Anden bei ~21°S.-16. *Terra Nostra* **98/5**, 145-146.
- Schmitz, M., 1994. A balanced model of the Southern Central Andes. *Tectonics*, **13**: 484-492.
- Schnurr W., 2001. Neogene Ignimbrite der südlichen Zentralanden (25°-27°S und 67°-69°W). Unpublished Doctoral thesis, Freie Universität Berlin, Germany.
- Schumm, S.A. & Khan, H.R., 1972. Experimental study of channel patterns. *Geological Society of America, Bulletin* **83**, 1755-1770.

- Schwab, K., 1970. Ein Beitrag zur jungen Bruchtektonik der argentinischen Puna und ihr Verhältnis zu den angrenzenden Andenabschnitten. *Geologische Rundschau* **59**, 1064-1084.
- Schwab, K., 1984. Contribución al conocimiento del sector occidental de la cuenca sedimentaria del Grupo Salta (Cretácico-Eocénico), en el noroeste argentino. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas I*, 586-604.
- Seegerstrom, K. & Turner, J.C.M., 1972. A conspicuous flexure in regional structural trend in the Puna of northwestern Argentina. *U.S. Geological Survey, Prof. Paper* **800-B**, 205-209.
- Seggiaro, R.E. & Aniel, B., 1989. Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzulí, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **44**, 394-401.
- Seggiaro, R.E. & Becchio, R.A., 1999. Inversión tectónica en la Sierra Quebrada Honda, provincia de Catamarca. *XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I*, 44.
- Seggiaro, R.E., Hongh, F.D. & Becchio, R.A., 2000. Cabalgamientos Cenozoicos en el extremo austral de la Puna, Argentina. *IX Congreso Geológico Chileno, Actas*.
- Seggiaro, R.E. & Hongh, F.D., in press. *Hoja Geológica N°2769-II, Paso de San Francisco, Provincia de Catamarca*. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1: 250.000, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Seggiaro, R., Becchio, R., Schnurr, W. & Adelman, D., in press. *Hoja Geológica N°2569-IV, Antofalla*. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1: 250.000, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Sempere, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **62**, 207-230.
- Sempere, T., Héral, G., Oller, J. & Bonhomme, M.G., 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology* **18**, 946-949.
- Sempere, T., Marshall, L.G., Rivano, S. & Godoy, E., 1994. Late Oligocene-Early Miocene compressional tectonosedimentary episode and associated land-mammal faunas in the Andes of central Chile and adjacent Argentina (32°-37°S). *Tectonophysics* **229**, 251-254.
- Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W. & Swisher, C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin* **109**, 709-727.
- Servant, M., Sempere, T., Argollo, J., Bernat, M., Féraut, G. & Lo Bello, P., 1989. Morphogenèse et soulèvement de la Cordillère Orientale des Andes de Bolivie au Cénozoïque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **309**, 417-422.
- Shearman, D.J., 1970. Recent halite rock. *Baja California: Institute of Mining and Metallurgy, Transactions* **B 79**, 155-162.
- Siebel, W., Schnurr, W., Hahne, K., Kraemer, B., van den Bogaard, P. and Trumbell, R.B., submitted. Geochemistry and isotope systematics of silicic ignimbrites in the southern central Andes (25-27°, 67-69°W): new aspects of felsic magmatism.
- Smith, D.G., 1987. Meandering river point lithofacies models: modern and ancient examples compared. In: Etheridge, F.G., Flores, R.M. & Harvey, M.D. (eds), Recent developments in fluvial sedimentology. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Special Publication* **39**, 83-91.
- Smith, N.D., 1974. Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology* **82**, 205-223.
- Smoot, J.P., 1983. Depositional subenvironments in an arid closed basin; the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, USA. *Sedimentology* **30**, 801-827.
- Smoot, J.P. & Lowenstein, T.K., 1991. Depositional environments of non-marine evaporites. In: Melvin, J.L. (ed), *Evaporites, petroleum and mineral resources. Developments in sedimentology* **50**, Elsevier, Amsterdam, 189-347.
- Soler, P. & Sempere, T., 1993. Stratigraphie, géochimie et signification paléotectonique des roches volcaniques basiques mésozoïques des Andes boliviennes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **316 (II)**, 777-784.

- Soler, P. & Jiménez, N., 1993. Magmatic constraints upon the evolution of the Bolivian Andes since the late Oligocene times. *2nd International Conference on Andean Geodynamics, Extended Abstracts*, 447-451.
- 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**, 211-215.
- Spencer, F.N., 1950. The geology of the Aguilar lead-zinc mine, Argentina. *Economic Geology* **45**, 405-433.
- Starck, D. & Vergani, G., 1996. Desarrollo tecto-sedimentario del Cenozoico en el Sur de la Provincia de Salta, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argentino, Actas* **1**, 433-452.
- Surdam, R.C. & Wolfbauer, C.A., 1975. Green River Formation, Wyoming: a playa-lake complex. *Geological Society of America, Bulletin* **86**, 335-345.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H.J., Ramos, V.A., Turic, M.A., Franca, A.B., Milani, E.J., de Brito Neves, B.B., Eyles, N., Skarmeta, J. & Santa Ana, H., 1995. Tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana. In: Tankard, A.J., Suárez-Soruco, R. & Welsink, H.J. (eds), Petroleum Basins of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **62**, 5-52.
- Tawackoli, S. 1999. Andine Entwicklung der Ostkordillere in der Region Tupiza (Südbolivien). *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen* **A203**, 116p.
- Tröger, W.E., 1967. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale - Teil 2*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 p.
- Truc, G., 1978. Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment: the Ludian (Paleogene) of the Moimiron Basin, SE France. In: Matter, A. & Tucker, M.E. (eds), Modern and Ancient Lake Sediments. *International Association of Sedimentologists, Special Publications* **2**, 187-202.
- Tunbridge, I.P., 1981. Sandy high-energy flood sedimentation - some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. *Sedimentary Geology* **31**, 697-716.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste. *Acta Geológica Lilloana* **3**, 191-226.
- Turner, J.C.M., 1964. Descripción geológica de la hoja 7c, Nevado de Cachi, Provincia de Salta. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* **99**.
- Turner, J.M.C., 1978. Descripción geológica de las Hojas 1a y 1b, Santa Catalina y 2a, San Juan de Oro, Provincia de Jujuy. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* **187**.
- Turner, J.C.M. & Méndez, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* **51 (1-2)**, 11-24.
- Turner, J.C.M. & Méndez, V., 1979. Puna. *Segundo Simposio de geología regional argentina, Academia Nacional de Ciencias* **I**, 13-56.
- Uliana, M.A. & Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* **18**, 172-190.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. & Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: Tankard, A.J. & Balkwill, H.R. (eds), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **46**, 599-614.
- Unrug, R., 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes* **19 (1-2)**, 11-20.
- Vandervoort, D.S., 1993. *Non-marine evaporite basin studies, southern Puna plateau, Central Andes*. PhD Thesis, University of Cornell, Ithaca, New York, USA, 177 p.
- Vandervoort, D.S., Jordan T.E., Zeitler, P.K. & Alonso, R.N., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes. *Geology* **23 (2)**, 145-148.

- Vandervoort, D.S., 1997. Stratigraphic response to saline-lake-level fluctuations and the origin of cyclic nonmarine evaporite deposits: The Pleistocene Blanca Lila Formation, northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin* **109**, 210-244.
- Victor, P., 2000. *Die Entwicklung der Altiplano-Westflanke und ihre Bedeutung für die Plateaubildung und Krustenverdickung in N-Chile (20-21°S)*. Unpublished Doctoral thesis, Freie Universität Berlin, Germany.
- Visser, J.N.J., 1991. Geography and climatology of the Late Carboniferous to Jurassic Karoo Basin of South-western Gondwana. *Annual of the South African Museum* **99/12**, 415-431.
- Voss, R., 2000. Die Geologie der Region um den südlichen Salar de Antofalla (NW-Argentinien). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen* **A208**, 201p.
- Voss, R., Görler, K., Kraemer, B. & van den Bogaard, P., 1996. Neue Daten zur paläozoischen und mesozoischen Paläogeographie in der südlichen Puna (NW-Argentinien). *Terra Nostra* **8/96**, 147.
- Warr, L.N. & Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standardisation and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology* **12**, 141-152.
- Welsink, H., Martinez, E., Aranibar, O. & Jarandilla, J., 1995. Structural inversion of a Cretaceous rift basin, Southern Altiplano, Bolivia. In: Tankard, A.J., Suárez-Soruco, R. & Welsink, H.J. (eds), Petroleum Basins of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **62**, 305-324.
- White, A.H. & Youngs, B.C., 1980. Cambrian alkali playa-lacustrine sequence in the northeastern Officer Basin, South Australia. *Journal of Sedimentary Petrology* **50**, 1279-1286.
- Wigger, P., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.-D., Martinez, E., Ricaldi, E., Rower, P. & Viramonte, J., 1994. Variations in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: Giese, P., Reutter, K.J. & Wigger, P. (eds), *Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an active Continental Margin*. Springer-Verlag, Heidelberg, 23-48.
- Williams, G.E., 1968. Formation of large-scale trough cross-stratification in a fluvial environment. *Journal of Sedimentary Petrology* **38**, 136-140.
- Zandt, G., Beck, S.L., Ruppert, S.R., Ammons, C.J. & Rock, D., 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano. Central Andes: Constrains from broadband regional seismic waveforms. *Geophysical Research Letters* **23**, 1159-1162.
- Zimmerle, W., 1976. Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. *Geologisches Jahrbuch*, **A 27**, 91-305.
- Zimmermann, U., Bahlburg, H., Göttert, M. & Huck, C., 1996. Sedimentologie und Petrographie der ordovizischen Gesteine der südlichen Puna in NW-Argentinien: Erste Ergebnisse. *Terra Nostra* **8**, 155.

Anhang 1 - Altersbestimmungen

| Sample number | Latitude Longitude | Lithology | Dated Material | Method | K [%] | ⁴⁰ Ar [ppm] | ⁴⁰ Ar/ ⁴⁰ Ar _{tot} | No. of Analysis | Isochron (MSWD) | ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar _{initial} | Age ± s [Ma] |
|---------------|----------------------------|------------------------|----------------|--------|-------|------------------------|---|-----------------|-----------------|---|---------------|
| ID-1 | 25°47.397 S 67°51.442 W | granite | muscovite | K/Ar | 9.157 | 0.2981 | 0.927 | | | | 417.0 ± 8.0 |
| ID-2 | 25°46.689 S 68°03.341 W | tuff | biotite | K/Ar | 3.535 | 0.008397 | 0.341 | | | | 34.0 ± 0.9 |
| ID-3 | 25°47.573 S 67°50.424 W | migmatic gneiss | muscovite | K/Ar | 9.18 | 0.300 | 0.921 | | | | 419.0 ± 8.0 |
| ID-4 | 25°40.185 S 68°05.530 W | tuff | biotite | K/Ar | 6.327 | 0.007491 | 0.202 | | | | 17.0 ± 0.4 |
| ID-5 | 25°44.845 S 68°07.254 W | ignimbrite | glass | K/Ar | 4.875 | 0.002953 | 0.341 | | | | 8.7 ± 0.3 |
| ID-6 | 25°49.408 S 68°12.868 W | ignimbrite | biotite | K/Ar | 6.539 | 0.003834 | 0.181 | | | | 8.4 ± 0.3 |
| ID-7 | 25°42.872 S 68°12.868 W | tuff | biotite | K/Ar | 7.275 | 0.004822 | 0.301 | | | | 9.5 ± 0.3 |
| ID-8 | 25°46.109 S 68°12.003 W | tuff | feldspar | Ar/Ar | | | | 10 | 1.9 | 269.9 ± 2.5 | 17.39 ± 0.08 |
| ID-9 | 26°24.487 S 68°04.772 W | basaltic andesite | glass | Ar/Ar | | | | 7 | 1.8 | 298.0 ± 4.0 | 0.2 ± 0.09 |
| ID-11 | 26°14.669 S 67°57.976 W | ignimbrite (matrix) | feldspar | Ar/Ar | | | | 9 | 0.3 | 289.0 ± 9.0 | 3.605 ± 0.005 |
| ID-12 | 26°14.942 S 68°05.466 W | ignimbrite | plagioclase | K/Ar | 6.047 | 0.001510 | 0.087 | | | | 3.6 ± 0.1 |
| ID-13 | 26°10.860 S 68°03.246 W | andesite | plagioclase | Ar/Ar | | | | 9 | 1.6 | 289.0 ± 9.0 | 3.61 ± 0.02 |
| ID-14 | 26°13.603 S 67°59.983 W | ignimbrite | feldspar | Ar/Ar | | | | 10 | 0.7 | 295.6 ± 0.3 | 3.61 ± 0.01 |
| ID-15 | 25°47.397 S 67°51.442 W | tuff | glass | K/Ar | 3.077 | 0.04076 | 0.243 | | | | 19.0 ± 0.6 |
| ID-16 | 26°00.042 S 67°51.293 W | tuff | sanidine | K/Ar | 8.473 | 0.001893 | 0.347 | | | | 3.2 ± 0.1 |
| ID-17 | 25°59.520 S 67°52.027 W | monogenetic mafic flow | whole rock | K/Ar | 1.708 | 0.000543 | 0.074 | | | | 4.6 ± 0.2 |
| ID-18 | 25°58.157 S 68°03.828 W | tuff | biotite | K/Ar | 4.165 | 0.006537 | 0.299 | | | | 22.5 ± 0.6 |
| ID-19 | 25°52.506 S 68°02.262 W | tuff | biotite | Ar/Ar | | | | 2 | | | 8.1 ± 0.3** |
| ID-20 | 25°19.771 S 67°58.883 W | andesite | feldspar | Ar/Ar | | | | 8 | 1.0 | 295.4 ± 1.1 | 12.8 ± 1.2 |
| ID-21 | 25°47.343 S 68°06.105 W | tuff | biotite | K/Ar | 5.058 | 0.09646 | 0.835 | | | | 256.0 ± 5.0 |
| ID-22 | 25°46.625 S 67°48.254 W | porphyry | whole rock | K/Ar | 1.666 | 0.02597 | 0.776 | | | | 212.0 ± 5.0 |
| ID-23 | 25°47.358 S 68°05.675 W | intermediate lava flow | feldspar | K/Ar | 0.889 | 0.0126 | 0.369 | | | | 194.0 ± 6.0 |
| ID-24 | 25°43.502 S 68°05.876 W | tuff | biotite | K/Ar | 7.022 | 0.1459 | 0.850 | | | | 277.0 ± 6.0 |
| ID-25 | 25°14.771 S 67°49.346 W | andesite | feldspar | Ar/Ar | | | | 10 | 1.7 | 297.2 ± 0.5 | 10.7 ± 0.7 |
| ID-26 | 25°14.117 S 67°39.937 W | andesite | feldspar | Ar/Ar | | | | 10 | 2.0 | 293.6 ± 1.3 | 11.0 ± 0.5 |
| ID-27 | 25°26.583 S 67°33.849 W | andesite | feldspar | Ar/Ar | | | | 7 | 0.6 | 296.7 ± 1.8 | 5.96 ± 0.03 |
| ID-28 | 25°45.889 S 67°53.938 W | andesite | plagioclase | Ar/Ar | | | | 10 | 2.9 | 297.0 ± 1.0 | 12.9 ± 0.8 |
| ID-29 | 25°46.359 S 67°53.666 W | tuff | biotite | Ar/Ar | | | | 7 | 2.4 | 289.0 ± 7.0 | 28.2 ± 2.4 |
| ID-30 | 25°48.742 S 67°35.107 W | basaltic andesite | glass | Ar/Ar | | | | 9 | 1.7 | 295.0 ± 1.0 | 4.68 ± 0.08 |
| ID-31 | 25°47.940 S 67°41.785 W | ignimbrite | plagioclase | K/Ar | 0.796 | | | | | | 7.3 ± 1.4 |
| ID-32 | 26°00.961 S 67°55.149 W | tuff | biotite | K/Ar | 7.598 | 0.003567 | 0.444 | | | | 6.8 ± 0.2 |
| ID-33 | 25°47.770 S 67°42.548 W | tuff | biotite | Ar/Ar | | | | 7 | 0.9 | 303.6 ± 8.2 | 0.47 ± 0.01 |
| ID-34 | 25°50.175 S 67°40.292 W | bims pebble | plagioclase | K/Ar | 0.715 | 0.000961 | 0.272 | | | | 19.3 ± 0.9 |
| ID-35 | 25°49.845 S 67°44.834 W | tuff | whole rock | K/Ar | 2.840 | | 0.130 | | | | 4.6 ± 0.5 |
| ID-36 | 25°46.288 S 67°25.542 W | dacite | feldspar | Ar/Ar | | | | 11 | 1.1 | 294.3 ± 0.4 | 14.1 ± 0.4 |
| ID-37 | 26°01.288 S 67°56.266 W | granite | muscovite | K/Ar | 9.016 | 0.2713 | 0.930 | | | | 389.0 ± 8.0 |
| ID-39 | 25°55.757 S 67°47.277 W | tuff | biotite | K/Ar | 7.585 | 0.004751 | 0.218 | | | | 9.0 ± 0.3 |
| ID-40 | 25°39.427 S 67°48.254 W | tuff | biotite | K/Ar | 4.816 | 0.006199 | 0.214 | | | | 18.5 ± 0.5 |
| ID-41 | 25°43.502 S 68°05.876 W | dacite | biotite | K/Ar | 7.812 | 0.004155 | 0.248 | | | | 7.7 ± 0.2 |
| ID-42 | 25°55.772 S 67°49.319 W | basaltic andesite | whole rock | K/Ar | 1.197 | 0.000436 | 0.075 | | | | 5.2 ± 0.3 |
| ID-44 | 26°09.765 S 68°03.084 W | tuff | biotite | K/Ar | 0.413 | 0.000752 | 0.130 | | | | 22.0 ± 0.6 |
| ID-46 | 25°27.821 S 67°20.431 W | andesite | whole rock | K/Ar | 2.113 | 0.00078 | 0.167 | | | | 5.3 ± 0.3 |

Anhang 1 - Altersbestimmungen

| Sample number | Latitude Longitude | Lithology | Dated Material | Method | K [%] | ⁴⁰ Ar [ppm] | ⁴⁰ Ar/ ⁴⁰ Ar _{tot} | No. of Analysis | Isochron (MSWD) | ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar _{initial} | Age ± s [Ma] |
|---------------|----------------------------|---------------------|----------------|--------|--------|------------------------|---|-----------------|--------------------|---|--------------|
| ID-47 | 25°42.818 S 68°04.440 W | ignimbrite (pumice) | biotite | Ar/Ar | | | | 20 | Plateau (3-5-62 %) | | 9.8 ± 0.5* |
| ID-48 | 25°48.225 S 67°41.712 W | pyroclastic rock | feldspar | Ar/Ar | | | | 7 | 0.9 | 294.0 ± 2.0 | 11.2 ± 0.3 |
| ID-49 | 26°23.510 S 67°53.337 W | tuff | whole rock | K/Ar | 3.117 | 0.003947 | 0.322 | | | | 18.2 ± 0.6 |
| ID-50 | 26°19.468 S 67°55.799 W | tuff | feldspar | K/Ar | 11.654 | 0.2452 | 0.954 | | | | 281.0 ± 6.0 |
| ID-51 | 25°53.404 S 68°05.421 W | tuff | biotite | K/Ar | 4.823 | 0.009747 | 0.435 | | | | 28.9 ± 0.8 |
| ID-52 | 25°53.803 S 68°05.421 W | tuff | glass | K/Ar | 3.778 | 0.004741 | 0.292 | | | | 18.0 ± 0.6 |
| ID-53 | 25°07.631 S 67°23.778 W | tuff | biotite | K/Ar | 7.875 | 0.005106 | 0.290 | | | | 9.3 ± 0.2 |
| ID-54 | 25°46.659 S 68°03.347 W | tuff | plagioclase | Ar/Ar | 5.903 | 0.002987 | 0.060 | | | | 1.76 ± 0.1 |
| ID-55 | 25°29.503 S 67°38.081 W | ignimbrite | plagioclase | Ar/Ar | | | | | | | 11.4 ± 0.3 |
| ID-56 | 25°31.742 S 67°35.280 W | andesite | plagioclase | Ar/Ar | | | | | | | 4.8 ± 0.5 |
| ID-58 | 25°34.180 S 67°30.550 W | tuff | k-feldspar | Ar/Ar | | | | | | | 9.36 ± 0.08 |
| ID-59 | 25°18.157 S 67°46.122 W | tuff | plagioclase | Ar/Ar | | | | | | | 9.8 ± 0.2 |
| ID-60 | 25°19.671 S 67°51.511 W | ignimbrite | sanidine | Ar/Ar | | | | | | | 3.64 ± 0.02 |
| ID-61 | 25°31.137 S 68°00.284 W | ignimbrite | sanidine | Ar/Ar | | | | | | | 10.13 ± 0.02 |
| ID-62 | 25°43.916 S 68°03.203 W | andesite | whole rock | K/Ar | 2.088 | 0.001893 | 0.105 | | | | 13.0 ± 0.5 |
| ID-63 | 25°43.526 S 68°05.604 W | tuff | k-feldspar | Ar/Ar | | | | 4 | 1.88 | 359.0 ± 13 | 264.5 ± 1.5 |
| ID-64 | 25°49.001 S 68°03.800 W | plag | tuff | Ar/Ar | | | | 10 | 3.29 | 304.0 ± 10 | 37.6 ± 0.3 |
| ID-65 | 25°43.804 S 68°03.563 W | ignimbrite (pumice) | plagioclase | Ar/Ar | | | | 3 | | | 9.6 ± 0.2** |
| ID-66 | 25°47.679 S 68°06.250 W | andesite | plagioclase | Ar/Ar | | | | | | | 234.0 ± 1.0 |
| ID-67 | 25°47.332 S 68°06.472 W | tuff | biotite | K/Ar | 6.671 | 0.1338 | 0.811 | | | | 268.0 ± 6.0 |
| ID-68 | 26°13.615 S 67°59.993 W | ignimbrite | sanidine | Ar/Ar | | | | | | | 3.6 ± 0.02 |
| ID-69 | 26°13.588 S 67°59.992 W | ignimbrite | plagioclase | Ar/Ar | | | | | | | 3.63 ± 0.07 |
| ID-70 | 26°34.237 S 67°49.027 W | obsidian | glass | K/Ar | 3.961 | 0.000115 | 0.039 | | | | 0.4 ± 0.1 |
| ID-71 | 26°31.762 S 67°42.668 W | ignimbrite (pumice) | feldspar | K/Ar | 5.507 | 0.000072 | 0.040 | | | | 0.2 ± 0.1 |
| ID-72 | 26°29.048 S 67°43.012 W | ignimbrite (pumice) | biotite | K/Ar | 7.819 | 0.003422 | 0.186 | | | | 6.3 ± 0.2 |
| ID-73 | 26°17.315 S 67°35.647 W | tuff | glass | K/Ar | 3.609 | 0.000430 | 0.052 | | | | 1.7 ± 0.1 |
| ID-74 | 26°19.780 S 67°57.326 W | tuff | biotite | Ar/Ar | | | | | | | 0.16 ± 0.02 |
| ID-75 | 26°08.074 S 67°58.463 W | ignimbrite | k-feldspar | Ar/Ar | | | | | | | 3.4 ± 0.2 |
| ID-77 | 26°13.742 S 67°31.378 W | tuff | plagioclase | Ar/Ar | | | | | | | 16.2 ± 0.6 |
| ID-79 | 25°56.691 S 68°01.914 W | tuff | plagioclase | Ar/Ar | | | | | | | 4.0 ± 0.4 |
| ID-80 | 26°23.046 S 67°37.077 W | tuff | glass | K/Ar | 4.352 | 0.001103 | 0.124 | | | | 3.7 ± 0.1 |
| ID-82 | 25°56.691 S 68°01.914 W | tuff | plagioclase | Ar/Ar | | | | | | | 2.6 ± 0.3 |
| ID-83 | 25°28.922 S 67°39.124 W | ignimbrite (pumice) | plagioclase | Ar/Ar | | | | 10 | 2.06 | 300.0 ± 1.0 | 10.9 ± 0.3 |
| ID-84 | 25°29.134 S 67°38.323 W | ignimbrite | sanidine | Ar/Ar | | | | | | | 10.28 ± 0.03 |
| ID-85 | 25°29.232 S 67°38.382 W | andesite | sanidine | Ar/Ar | | | | | | | 9.86 ± 0.03 |
| ID-86 | 25°11.590 S 67°30.810 W | tuff | amphibole | K/Ar | 0.857 | 0.001449 | 0.157 | | | | 24.2 ± 0.9 |
| ID-87 | 25°44.298 S 67°42.544 W | andesite | whole rock | K/Ar | 2.075 | 0.001011 | 0.042 | | | | 7.0 ± 0.3 |
| ID-88 | 25°58.101 S 67°39.657 W | volcanic pebble | feldspar | K/Ar | 1.074 | 0.1640 | 0.515 | | | | 208.0 ± 5.0 |
| ID-89 | 25°57.561 S 67°40.416 W | tuff | k-feldspar | Ar/Ar | | | | | | | 21.6 ± 2.6 |
| ID-90 | 25°34.062 S 67°29.760 W | tuff | biotite | K/Ar | 4.182 | 0.009550 | 0.4155 | | | | 32.6 ± 0.9 |
| ID-91 | 26°00.549 S 67°54.649 W | tuff | plagioclase | Ar/Ar | | | | 2 | | | 7.9 ± 0.3** |
| ID-92 | 26°25.131 S 68°05.173 W | dacite | plagioclase | K/Ar | 1.686 | 0.002579 | 0.311 | | | | 21.9 ± 0.7 |




















Anhang 2 - Profile und Aufschlüsse

| Profil | Stratigraphie | Lokalität | Anmerkungen |
|--------|--|--|-------------------|
| A/E | Juncalito Fm. & Escondida Fm. | E-Rand Salar de Antofalla | Detailaufnahme |
| C | Juncalito Fm. & Escondida Fm. | E-Rand Salar de Antofalla | Detailaufnahme |
| D | Juncalito Fm. & Escondida Fm. | E-Rand Salar de Antofalla | Übersichtaufnahme |
| F | Juncalito Fm. & Escondida Fm. | E-Rand Salar de Antofalla | Detailaufnahme |
| G | Quiñoas Fm. & Chacras Fm. | E´Salar Uncal Grande | Detailaufnahme |
| H/I | Quiñoas Fm. | E´Salar Uncal Grande | Detailaufnahme |
| J | Unterjura | Nordteil der Salina del Fraile | Detailaufnahme |
| L | Quiñoas Fm. | E´Salar de Antofalla / N´Vega Colorado | Detailaufnahme |
| M | Juncalito Fm. & Escondida Fm. | E-Rand Salar de Antofalla | Detailaufnahme |
| N | Juncalito Fm. & Escondida Fm. | E-Rand Salar de Antofalla | Detailaufnahme |
| P | Juncalito Fm. | E-Rand Salar de Antofalla | Übersichtaufnahme |
| Q | Quiñoas Fm. & Potrero Grande Fm. | W´Antofalla | Übersichtaufnahme |
| R | Quiñoas Fm. & Potrero Grande Fm. | S´Mina Phenix | Detailaufnahme |
| S | Quiñoas Fm., Chacras Fm. & Potrero Grande Fm. | NE´Salar de Incahuasi | Detailaufnahme |
| T | Quiñoas Fm., Chacras Fm. & Potrero Grande Fm. | N´Antofallita | Detailaufnahme |
| U | Quiñoas Fm., Chacras Fm. & Potrero Grande Fm. | W´Vega Chacras | Detailaufnahme |
| V | Permokarbon | W´Salar de Incahuasi | Übersichtaufnahme |
| W | Potrero Grande Fm. | E´Laguna Cajeros | Übersichtaufnahme |
| X | Quiñoas Fm., Chacras Fm. & Potrero Grande Fm. | Quebrada de la Mina | Übersichtaufnahme |
| Y | Quiñoas Fm. & Chacras Fm. | Vega Antofalla | Übersichtaufnahme |
| TG1 | Casa Grande Fm. & Rio Grande Fm. | S´Tres Cruces/Nordpuna | Detailaufnahme |
| TG2 | Casa Grande Fm., Rio Grande Fm. & Pisungo Fm. | W´Mina Aguilar/Nordpuna | Detailaufnahme |
| TG3 | Casa Grande Fm. & Rio Grande Fm. | SE´Abra Pampa/Nordpuna | Detailaufnahme |
| RG1 | Santa Barbara Subgroup, Peña Colorada Fm. & Cabreria Fm. | W´El Angosto/Nordpuna | Detailaufnahme |
| RG2 | Peña Colorada Fm. & Cabreria Fm. | E´La Ciénaga/Nordpuna | Detailaufnahme |

Detailaufnahme: Die Sedimentabfolge wurde Bank für Bank aufgenommen, so dass die dargestellte Lithosäule nur eine Vereinfachung des vorhandenen Datensatzes widerspiegelt. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit vorgenommene Faziesinterpretation der tertiären Sedimente ist hier entsprechend dokumentiert.

Übersichtaufnahme: Die Sedimentabfolge wurde grob aufgenommen. Die Erfassung beschränkte sich auf die Mächtigkeiten und Lithologien der einzelnen sedimentären Einheiten. Auf eine detaillierte Faziesinterpretation wurde weitgehend verzichtet.

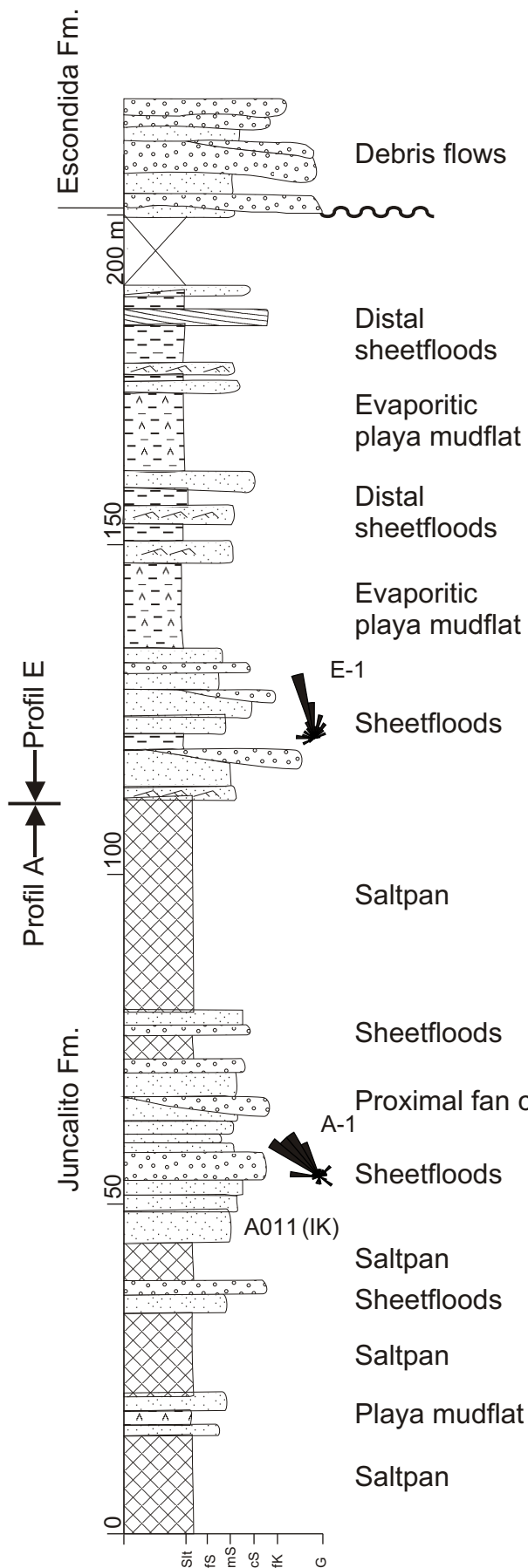
Legende

| | | | |
|---|--|---|--|
|  | Konglomerat, Brekzie |  | Pyroklastische Brekzie |
|  | Sandstein, massig oder horizontalgeschichtet |  | Karbonat (Mud and Wackestones, Packstones) |
|  | Sandstein, mittel- bis großmaßstäblich schräggeschichtet |  | Stromatolithenkalk |
|  | Sandstein, rippel-schräggeschichtet |  | Mergel |
|  | Salz |  | Bioturbation |
|  | Ton- und Siltstein |  | Durchwurzelung, Bodenbildungen |
|  | Ton- und Siltstein, gipsführend |  | Trockenrisse |
|  | Gips/Anhydrit |  | Fischreste |
|  | Tuff, Tuffit |  | Winkeldiskordanz |
|  | Ignimbrit | | |

* mit einem Stern versehene Altersbestimmungen stammen nicht direkt von der Lokalität, sondern wurden in einer vergleichbaren stratigraphischen Position an einem benachbarten Standort beprobt.

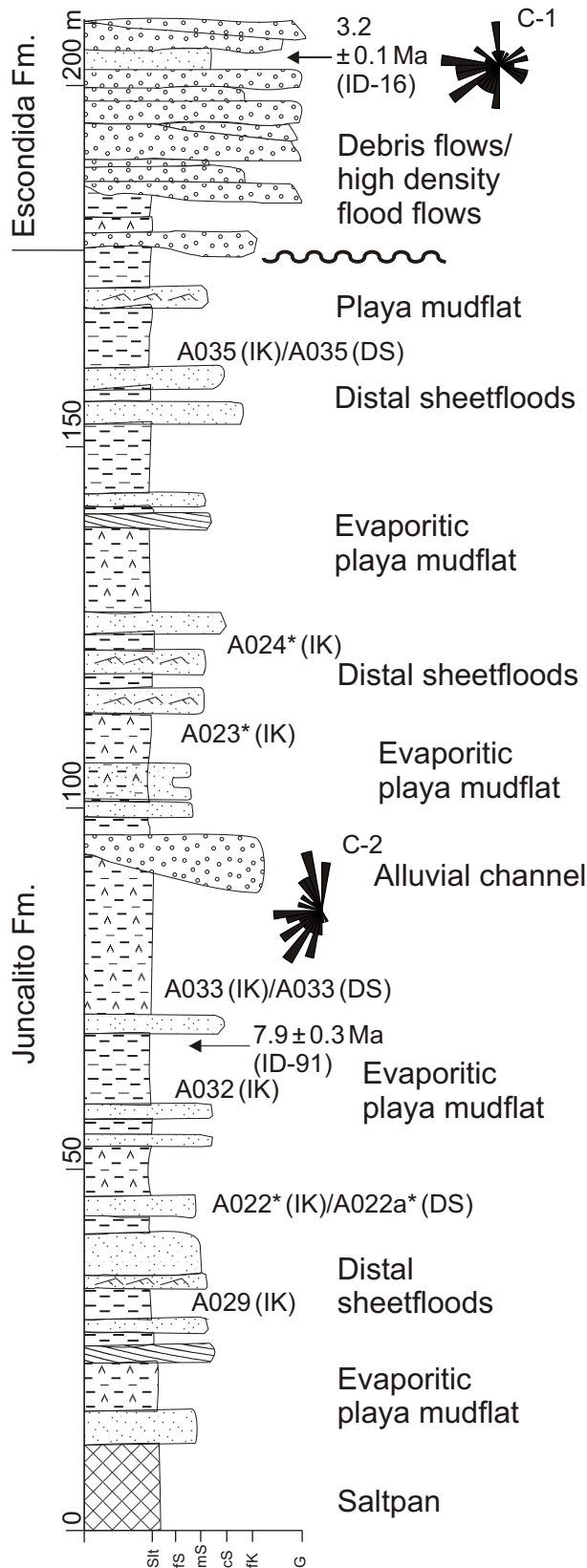
IK: Lage der Proben, die für Messungen der Illitkristallinität (Anhang 4) benutzt wurden.

DS: Lage der Proben, die für sandsteinpetrographische Untersuchungen (Anhang 3) verwendet wurden.

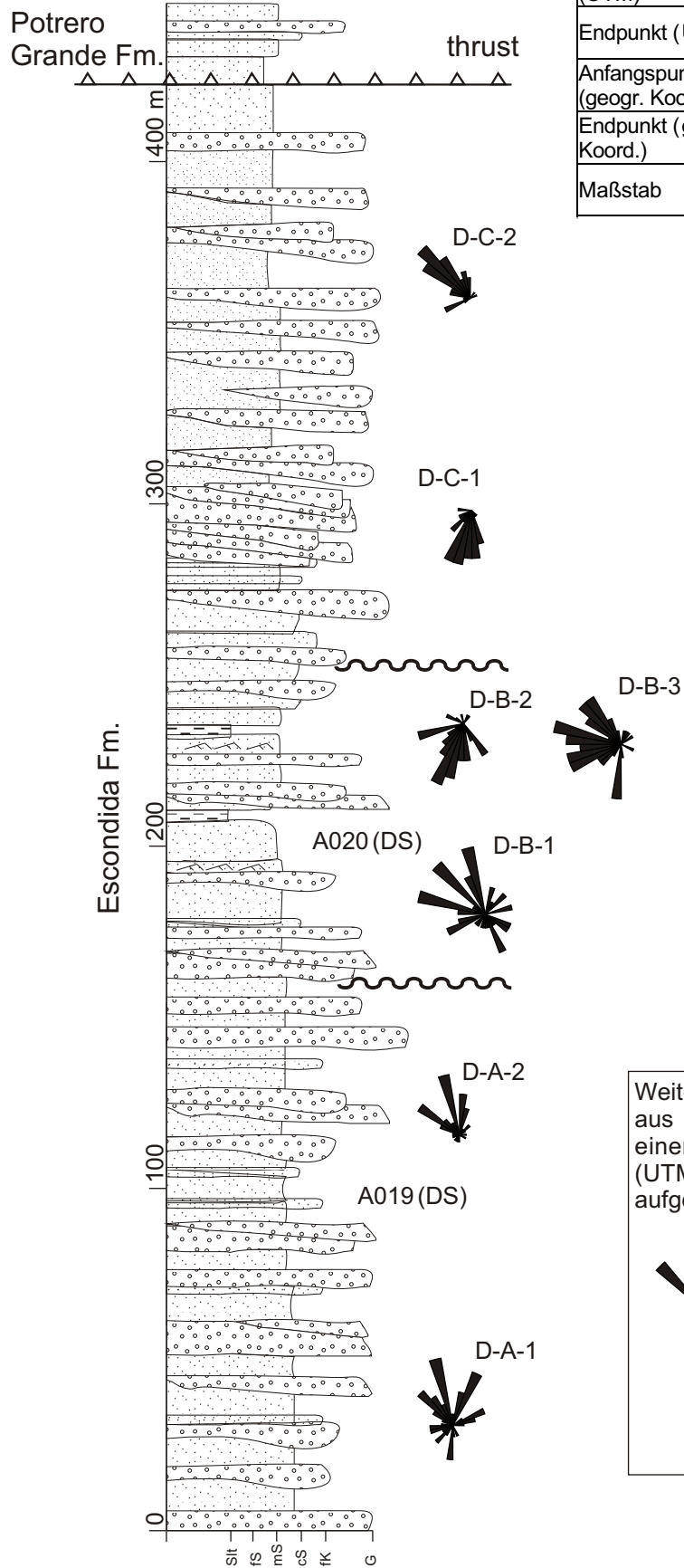


| Kombination der Profile A und E | |
|---------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Juncalito Fm. & Escondida Fm. |
| Lokalität | E-Rand des Salar de Antofalla |
| Profil A | |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 607366 / 7120417 |
| Endpunkt (UTM) | 19 K607880 / 7120080 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°55'36.942''W / 26°01'52.407''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°55'18.350''W / 26°02'03.223''S |
| Profil E | |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 607762 / 7121446 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 607920 / 7121426 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°55'23.001''W / 26°01'18.857''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°55'17.311''W / 26°01'18.857''S |
| Maßstab | 1 : 1 000 |

| Profil C | |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Juncalito Fm. & Escondida Fm. |
| Lokalität | E-Rand Salar de Antofalla |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 609417 / 7122424 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 609879 / 7122686 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°54'23.76'' W / 26°00'46.62'' S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°54'07,2'' W / 26°00'37,98'' S |
| Maßstab | 1 : 1 000 |

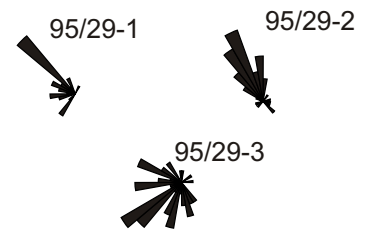


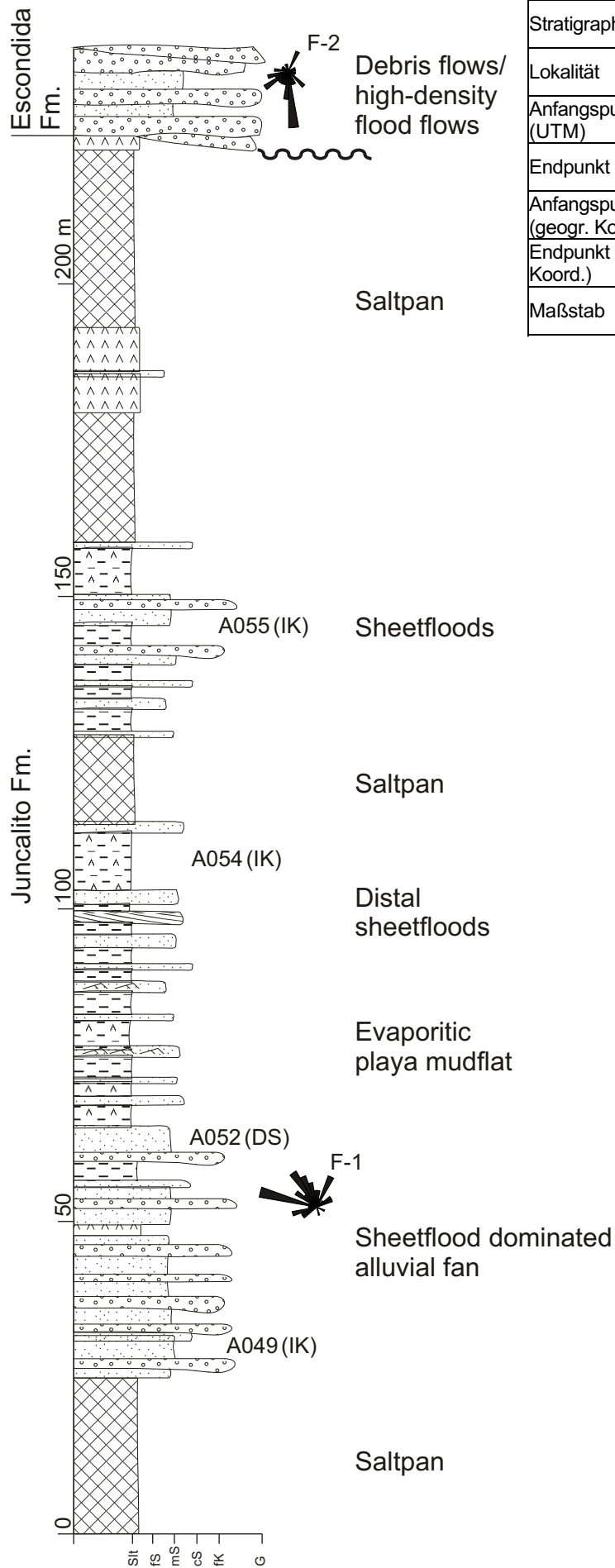
Anhang 2 - Profil D



| Profil D | |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Escondida Fm. |
| Lokalität | E-Rand des Salar de Antofalla |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 608237 / 7114496 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 608989 / 7114457 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°55'03.840''W / 26°05'04.614''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°54'36.762''W / 26°05'05.678''S |
| Maßstab | 1 : 2 000 |

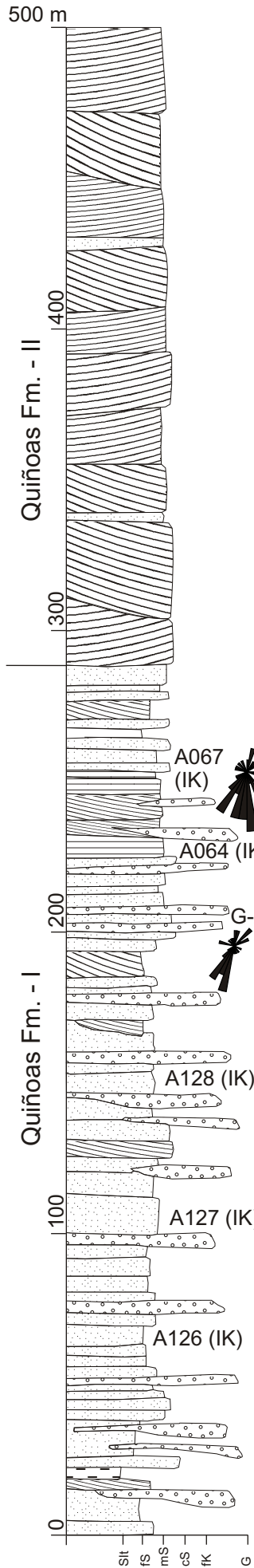
Weitere Imbrikationsmessungen aus der Escondida Fm., die an einer benachbarten Lokalität (UTM: 19K 605507/7086951) aufgenommen wurden:





| Profil F | |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Juncalito Fm. & Escondida Fm. |
| Lokalität | E-Rand des Salar de Antofalla |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 611478 / 7128131 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 612494 / 7127980 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°53'11.377''W / 25°57'40.572''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°52'34.802''W / 25°57'45.198''S |
| Maßstab | 1 : 1 000 |

Anhang 2 - Profil G



Quiñoas Fm. - II

Quiñoas Fm. - I

St
fs
mS
cS
fk
G

500 m

400

300

200

100

0

St
fs
mS
cS
fk
G

1000 m

1900

1800

1700

1600

1500

St
fs
mS
cS
fk
G

1000

Braided river system

Sheetfloods

Channels

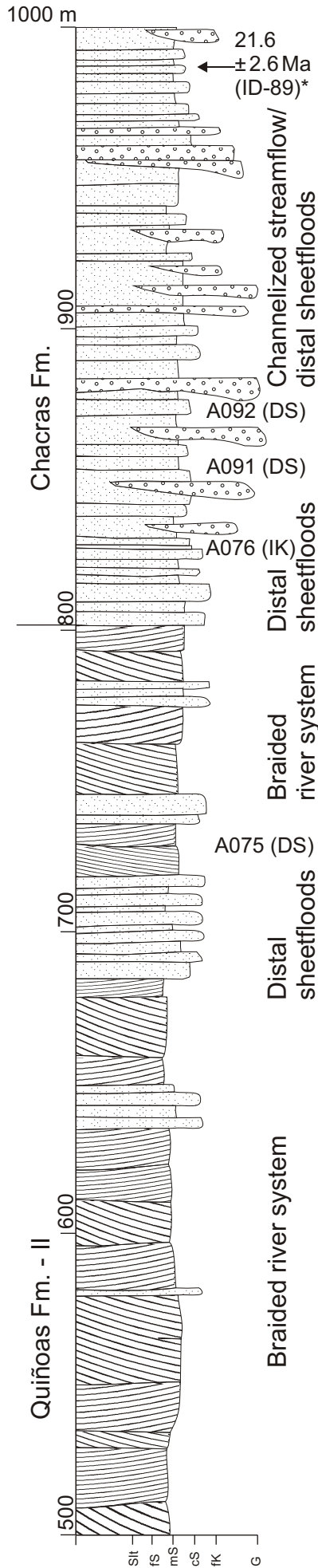
Sheetfloods

Distal sheetfloods

Alluvial fan channels

Sheetfloods

Braided river system



| Profil G | |
|------------------------------|---------------------------------|
| Stratigraphie | Quiñoas Fm. & Chacras Fm. |
| Lokalität | E´ Salar Uncal Grande |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 632413 / 7132673 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 634977 / 7132118 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°40'40.374"W / 25°55'06.629"S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°39'08.025"W / 25°55'23.817"S |
| Maßstab | 1 : 2 000 |

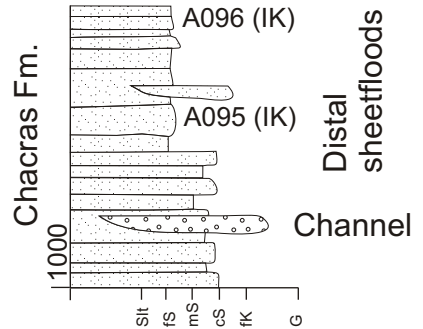
Channelized streamflow/
distal sheetfloods

Distal sheetfloods

Braided river system

Distal sheetfloods

Braided river system



Chacras Fm.

Distal sheetfloods

Channel

21.6
± 2.6 Ma
(ID-89)*

A092 (DS)

A091 (DS)

A076 (IK)

A075 (DS)

A067 (IK)

A064 (IK)

A128 (IK)

A127 (IK)

A126 (IK)

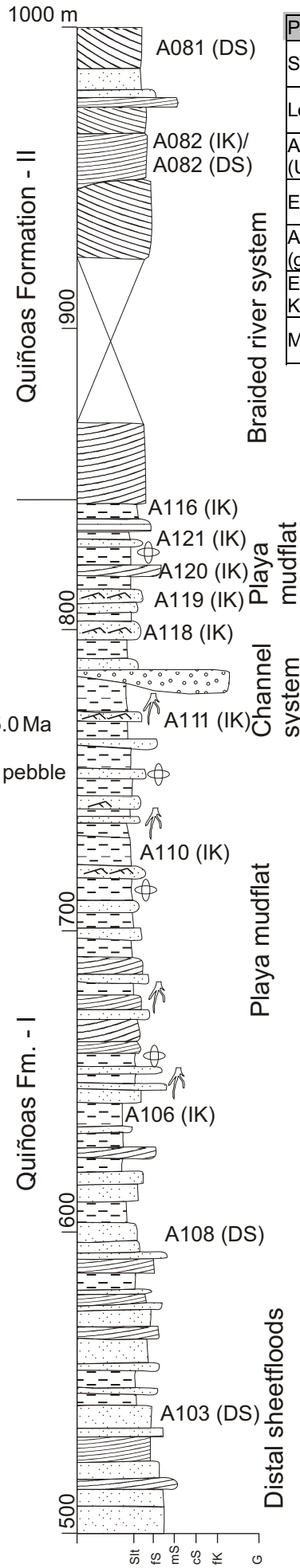
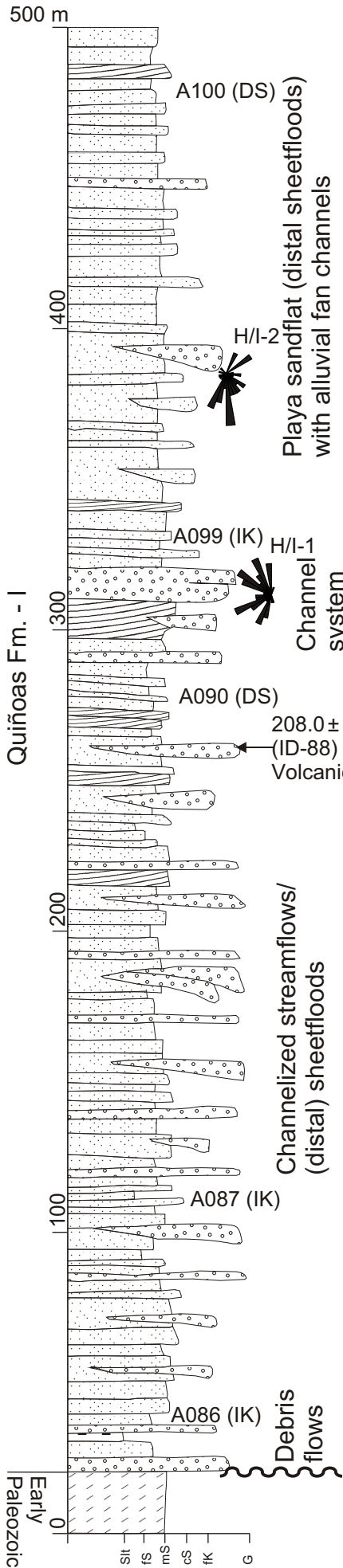
A096 (IK)

A095 (IK)

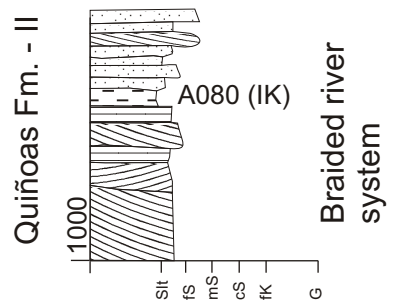
G-1

G-2

Anhang 2 - Profil H/I

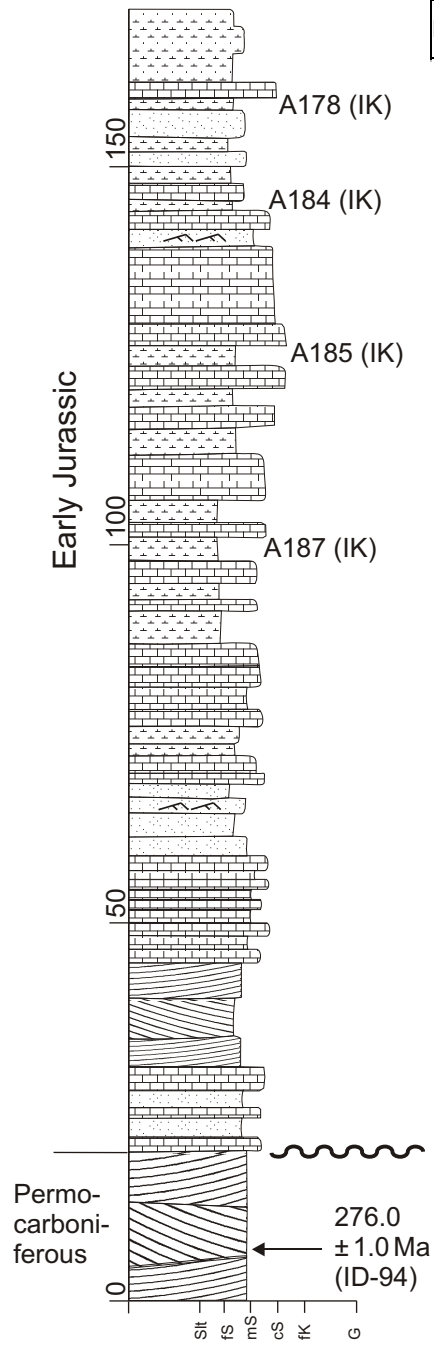


| Profil H/I | |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Quiñoas Fm. |
| Lokalität | E' Salar Uncal Grande |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 634947 / 7126812 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 633224 / 7127901 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°39'07.140''W / 25°58'16.265''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°40'09.486''W / 25°57'41.447''S |
| Maßstab | 1 : 2 000 |



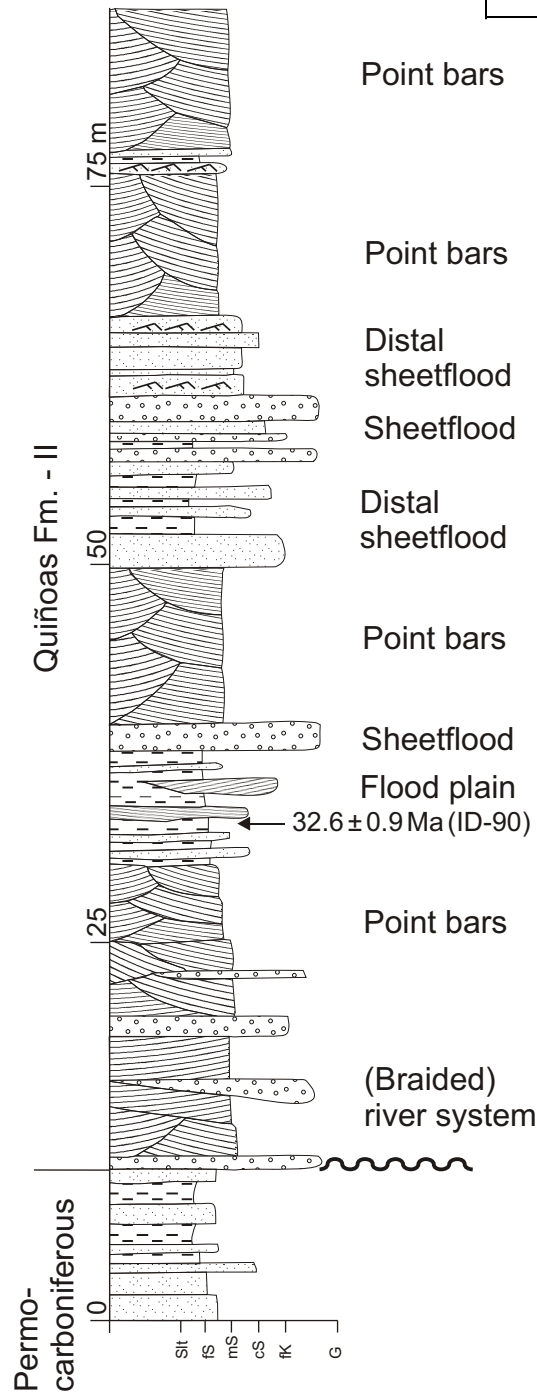
Anhang 2 - Profil J

| Profil J | |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Unterjura |
| Lokalität | Nordteil der Salina del Fraile |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 589823 / 7146889 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 588595 / 7147127 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 68°06'14.585''W / 25°47'36.268''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 68°06'58.733''W / 25°47'28.802''S |
| Maßstab | 1 : 1 000 |



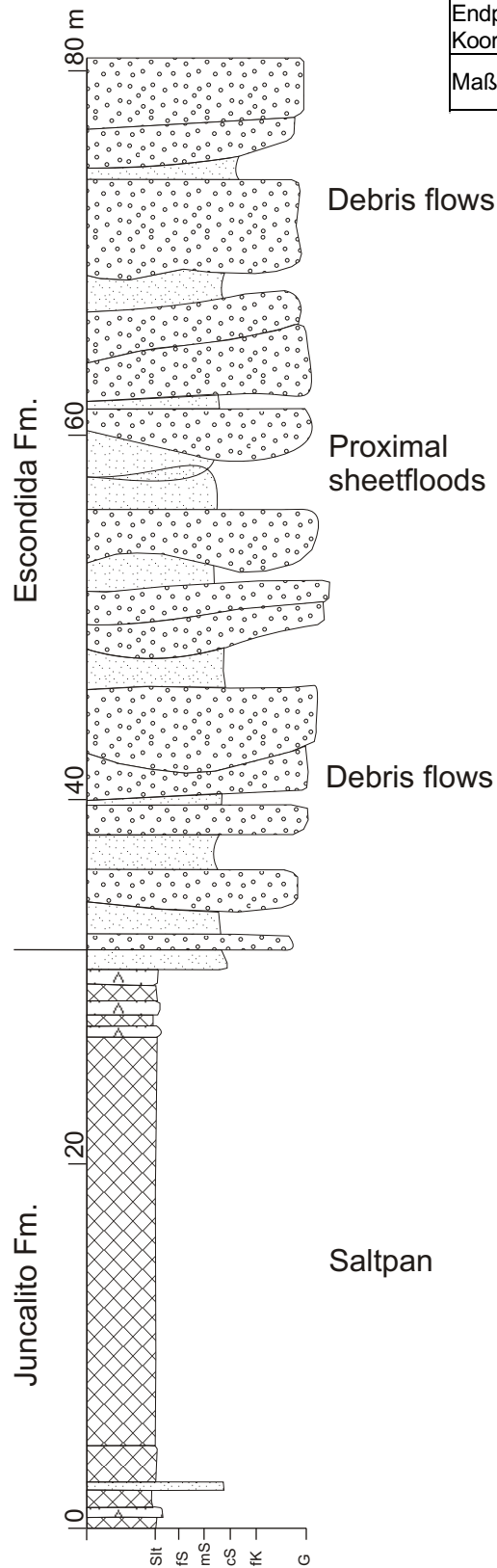
Anhang 3 - Profil L

| Profil L | |
|------------------------------|--|
| Stratigraphie | Quiñoas Fm. |
| Lokalität | E´Salar de Antofalla, N´Vega Colorado |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 650985 / 7172906 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 651163 / 7172899 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°29´49.441´´W / 25°33´12.645´´S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°29´43.061´´W / 25°33´12.807´´S |
| Maßstab | 1 : 500 |

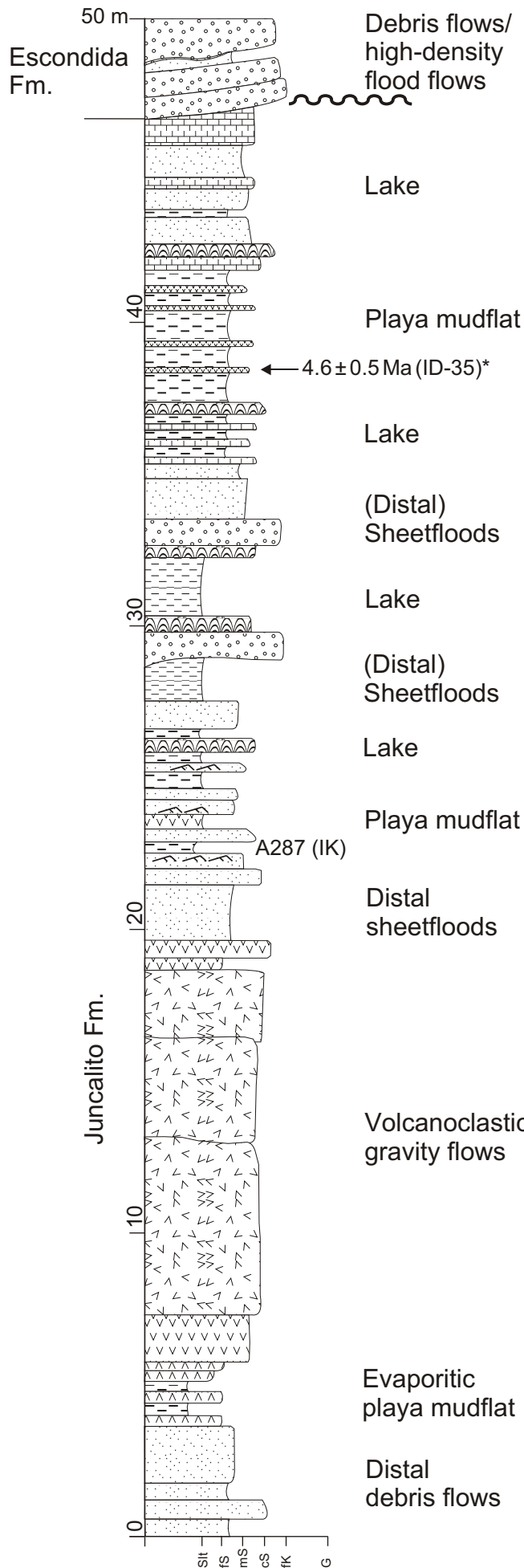


Anhang 2 - Profil M

| Profil M | |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Juncalito Fm. & Escondida Fm. |
| Lokalität | E-Rand Salar de Antofalla |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 623107 / 7143385 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 623384 / 7143543 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°46'18.419''W / 25°49'21.426''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°46'08.525''W / 25°49'16.207''S |
| Maßstab | 1 : 400 |

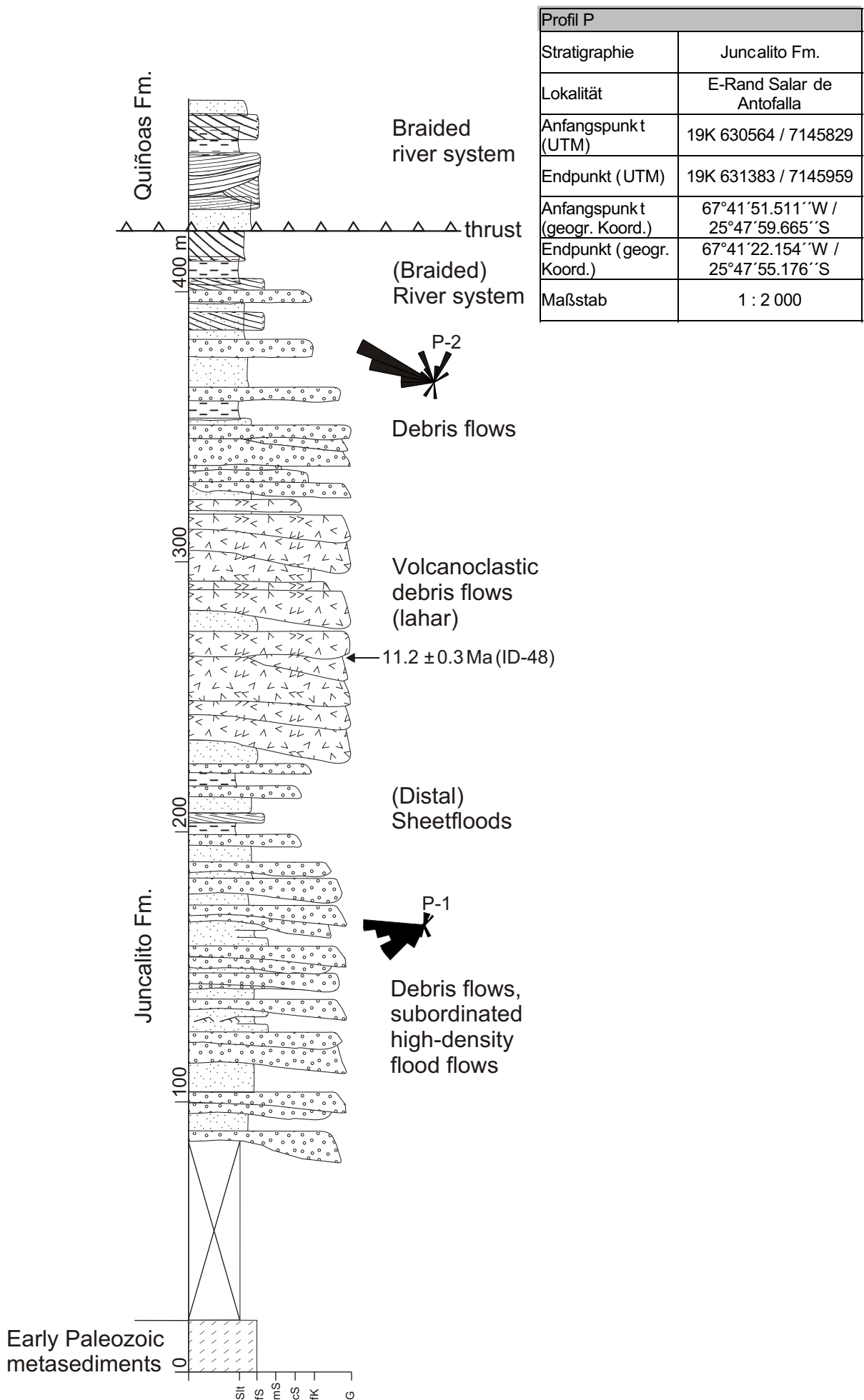


Anhang 2 - Profil N

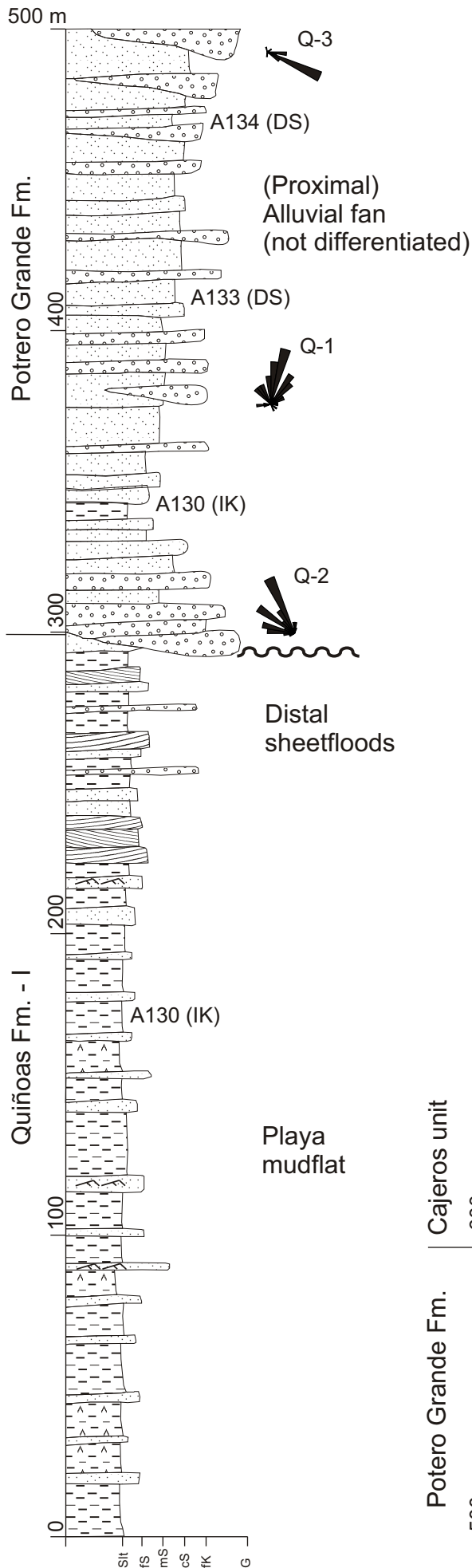


| Profil N | |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Juncalito Fm. |
| Lokalität | E-Rand Salar de Antofalla |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 625582 / 7142298 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 625799 / 7141919 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°44'49.170''W / 25°49'55.996''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°44'41.247''W / 25°50'08.246''S |
| Maßstab | 1 : 200 |

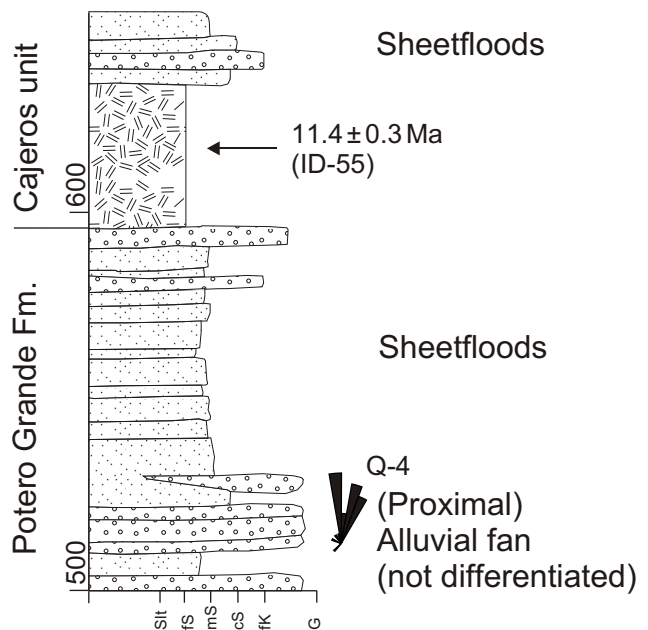
Anhang 2 - Profil P

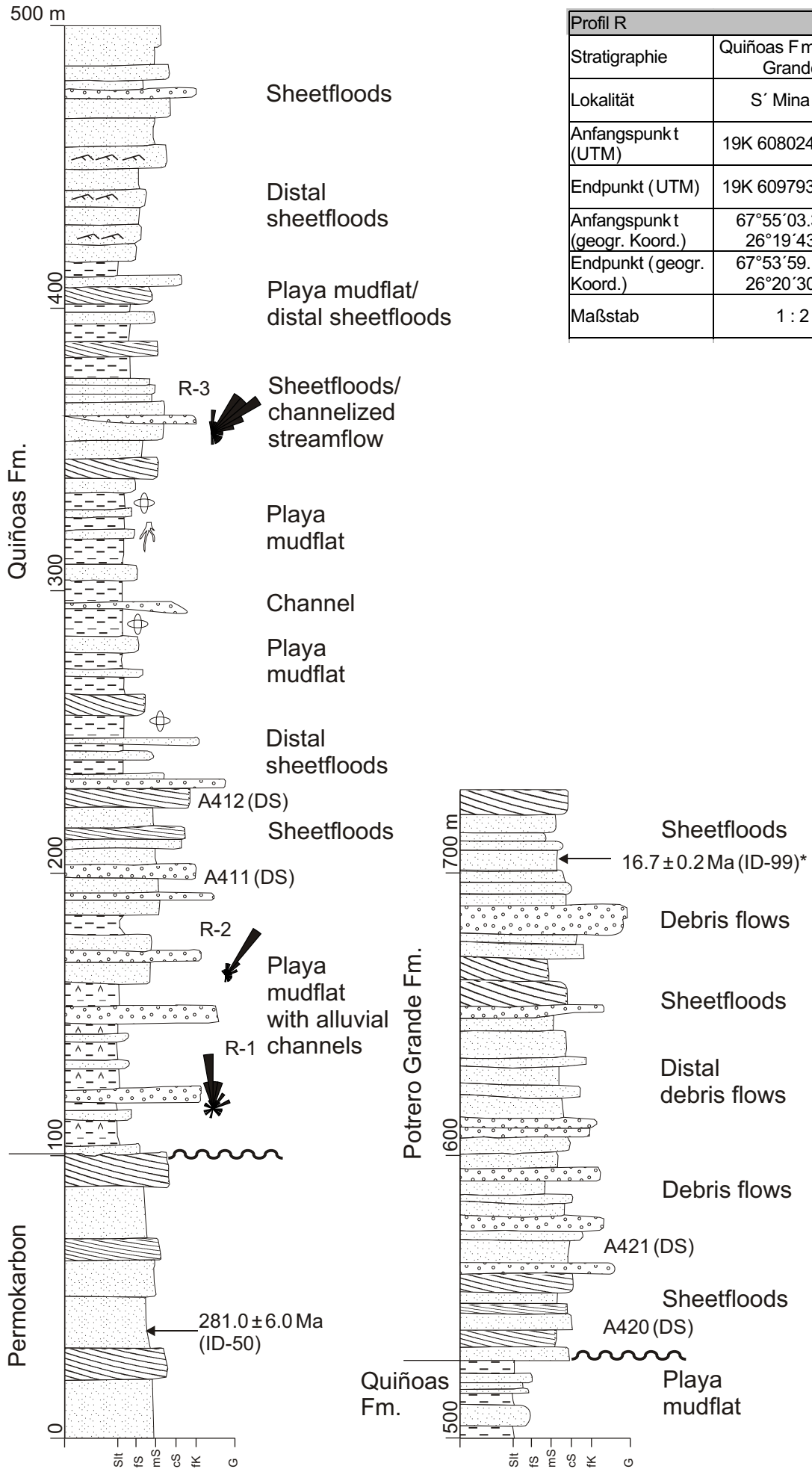


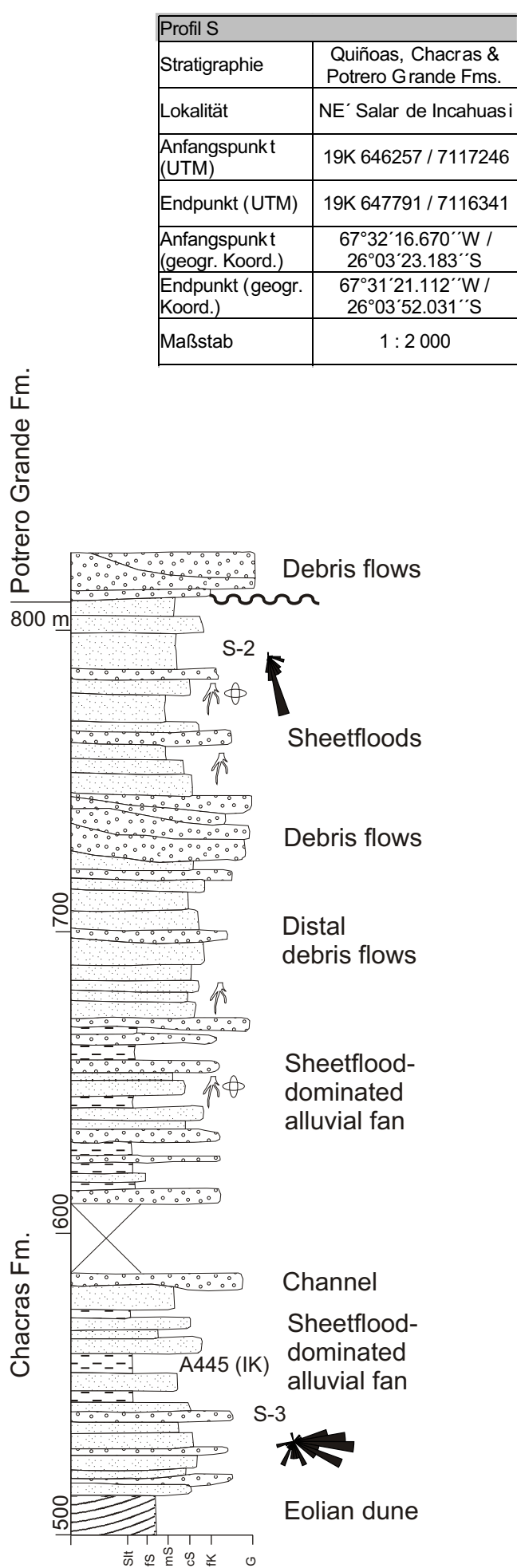
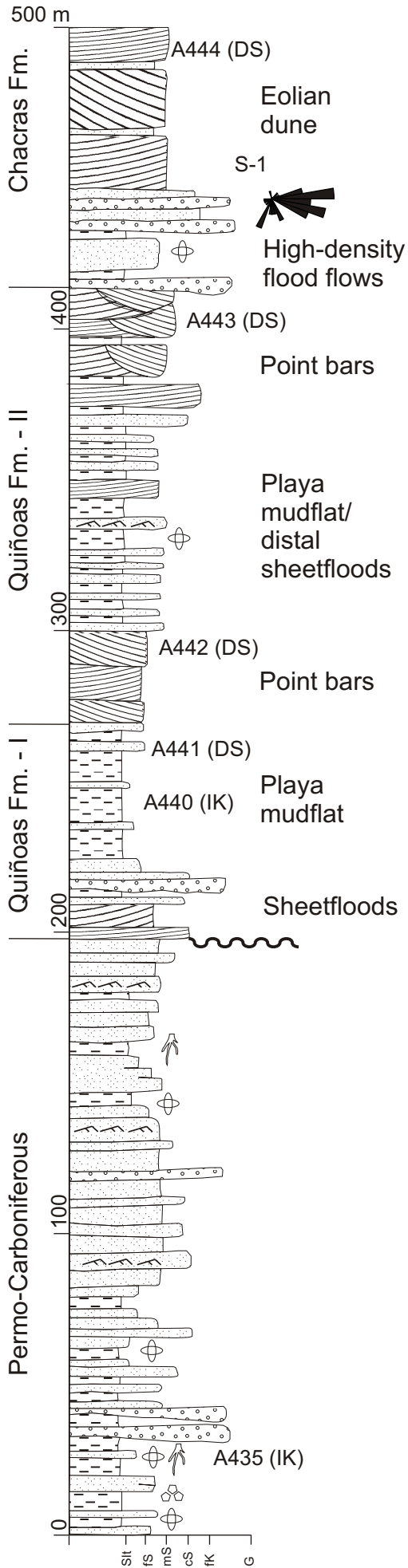
Anhang 2 - Profil Q



| Profil Q | |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Quiñoas Fm. & Potrero Grande Fm. |
| Lokalität | W' Antofalla |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 637600 / 7179678 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 636749 / 7180411 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°37'51.478''W / 25°29'37.258''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°38'22.220''W / 25°29'13.718''S |
| Maßstab | 1 : 2 000 |

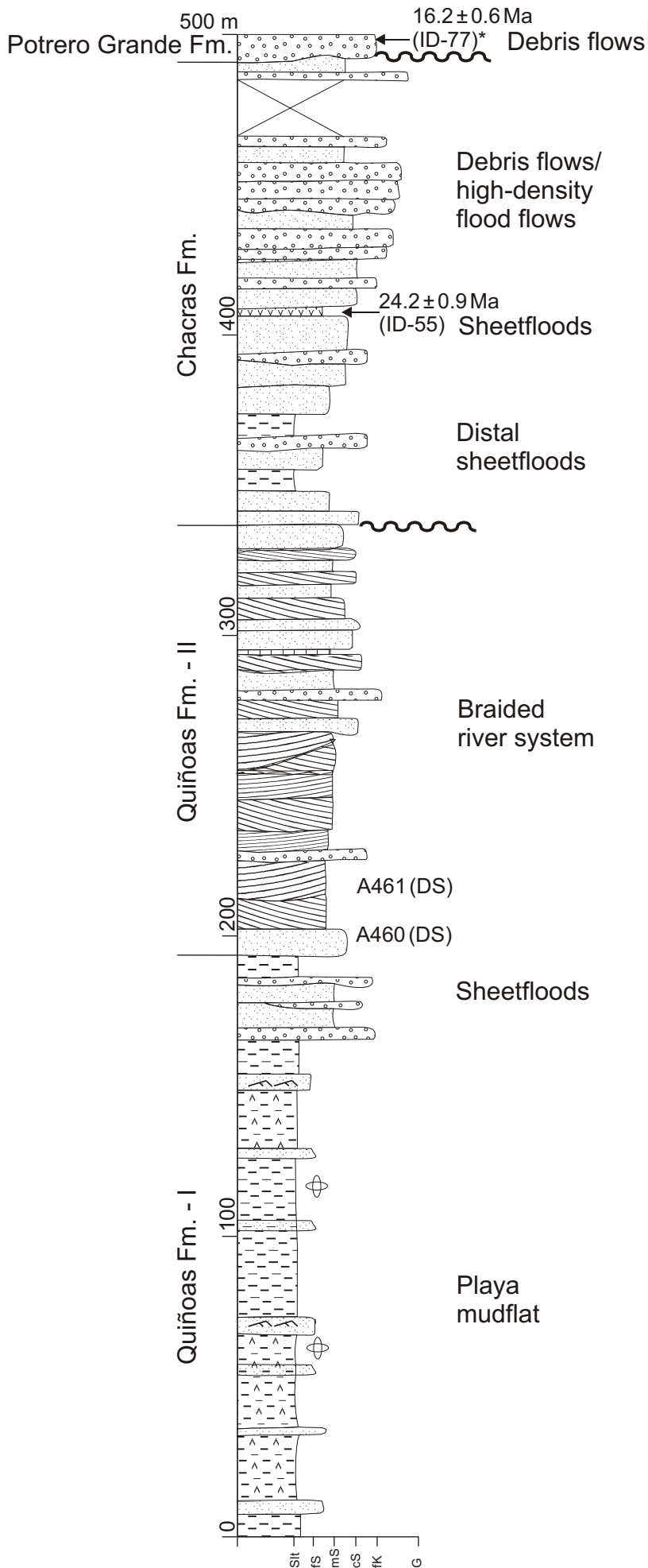






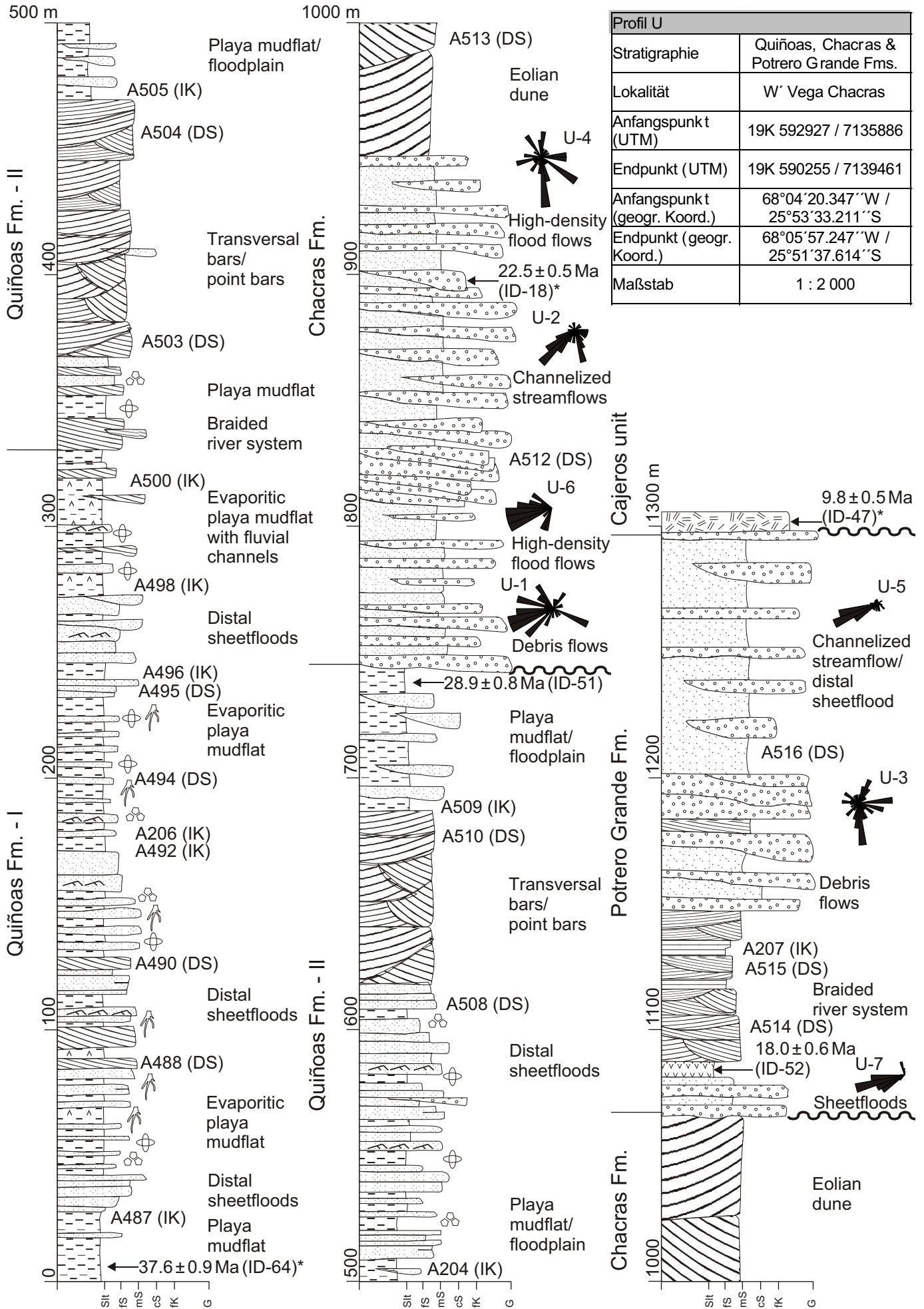
| Profil S | |
|------------------------------|--|
| Stratigraphie | Quiñoas, Chacras & Potrero Grande Fms. |
| Lokalität | NE' Salar de Incahuasi |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 646257 / 7117246 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 647791 / 7116341 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°32'16.670''W / 26°03'23.183''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°31'21.112''W / 26°03'52.031''S |
| Maßstab | 1 : 2 000 |

Anhang 2 - Profil T



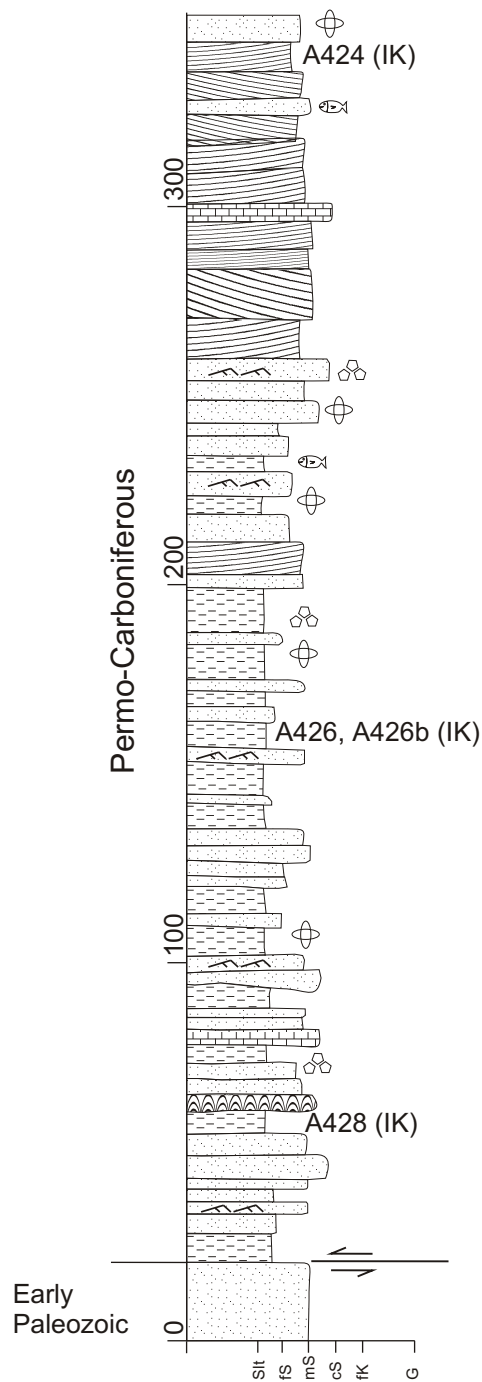
| Profil T | |
|------------------------------|--|
| Stratigraphie | Quiñoas, Chacras & Potrero Grande Fms. |
| Lokalität | N´ Antofallita |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 650467 / 7212405 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 647936 / 7214645 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°30'23.808" W / 25°11'49.151" S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°31'55.090" W / 25°10'37.255" S |
| Maßstab | 1 : 2000 |

Anhang 2 - Profil U

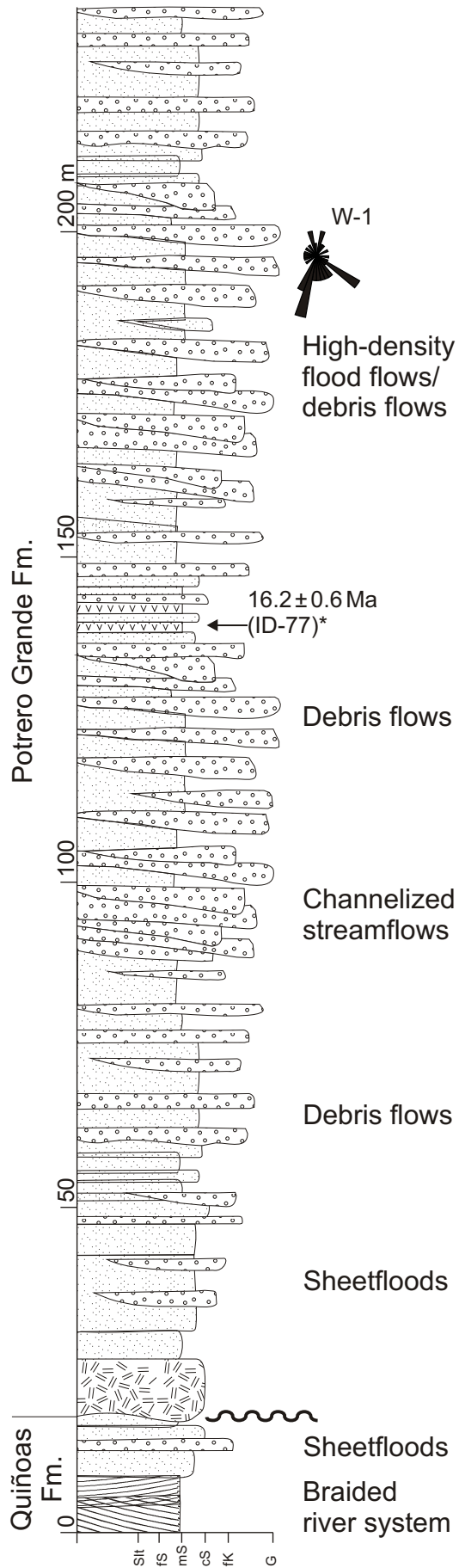


Anhang 2 - Profil V

| Profil V | |
|------------------------------|---------------------------------|
| Stratigraphie | Permokarbon |
| Lokalität | W' Salar de Incahuasi |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 629432 / 7088681 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 628900 / 7088441 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°42'11.750"W / 26°18'57.275"S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°42'30.848"W / 26°19'05.248"S |
| Maßstab | 1 : 2000 |



Anhang 2 - Profil W



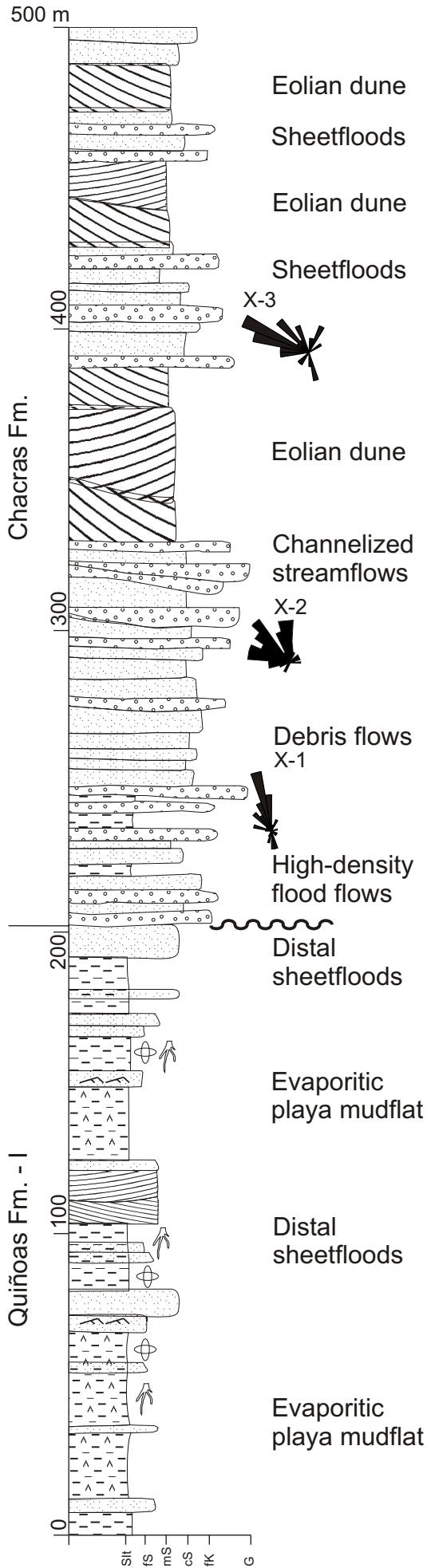
| Profil W | |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Potrero Grande Fm. |
| Lokalität | E´ Laguna Cajeros |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 591989 / 7160701 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 590192 / 7161026 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 68°05´00.259´´W / 25°40´06.831´´S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 68°06´04.792´´W / 25°39´56.668´´S |
| Maßstab | 1 : 1 000 |

Weitere Imbrikationsmessungen aus der Potrero Grande Fm., gemessen an einer benachbarten Lokalität (UTM: 580092/7148989):

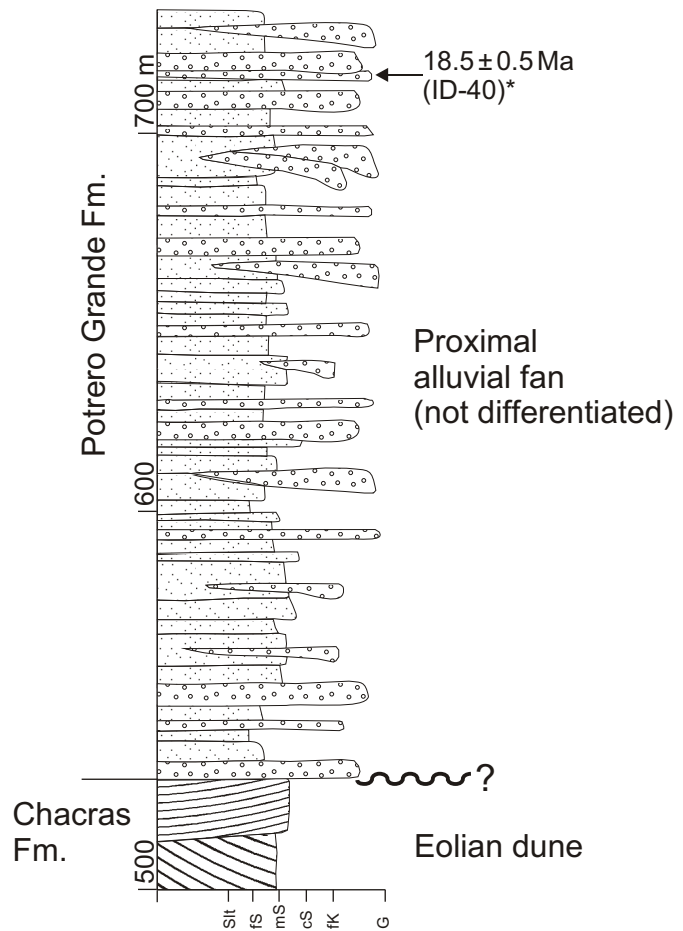


97/22-1

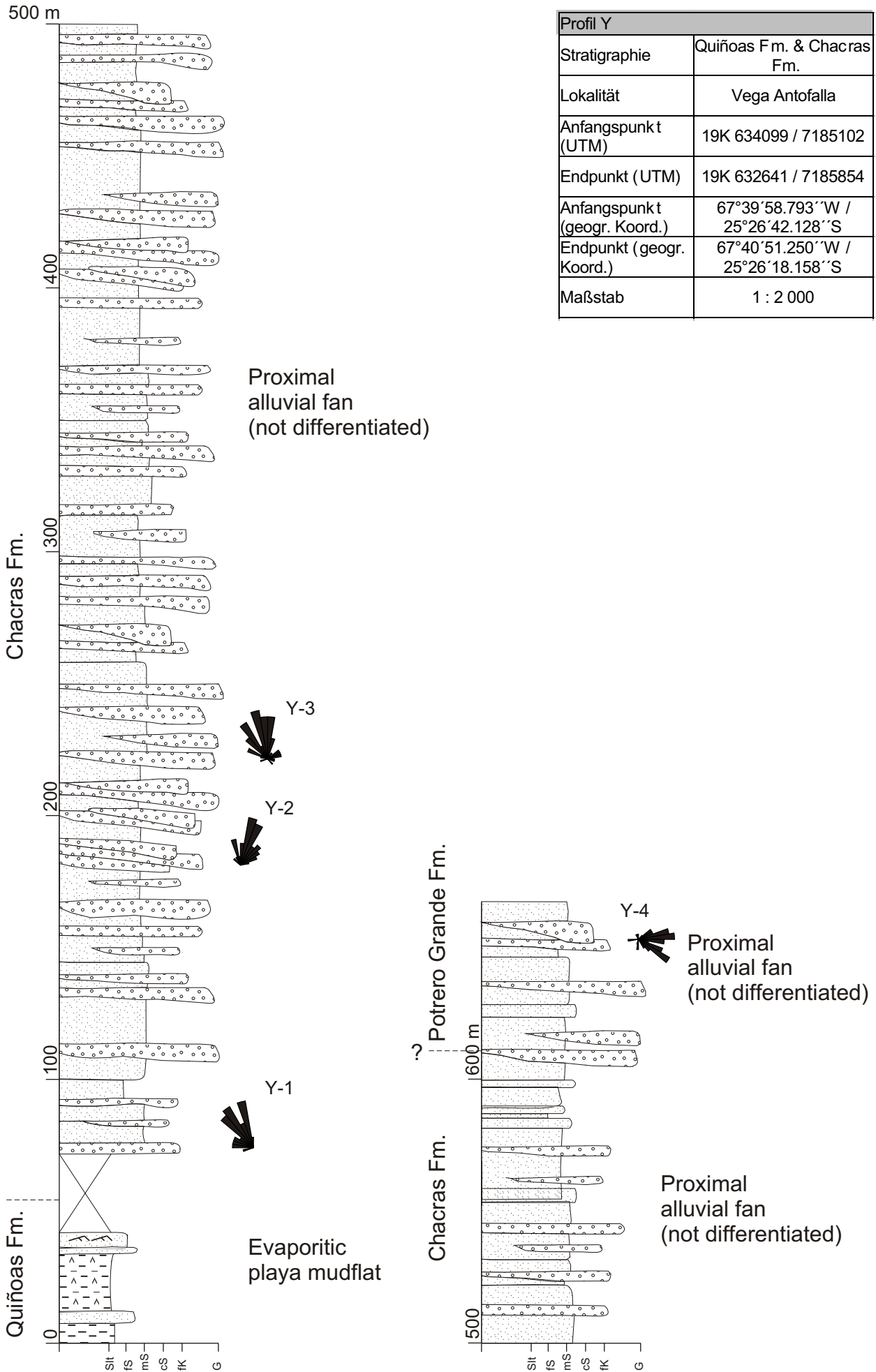
Anhang 2 - Profil X

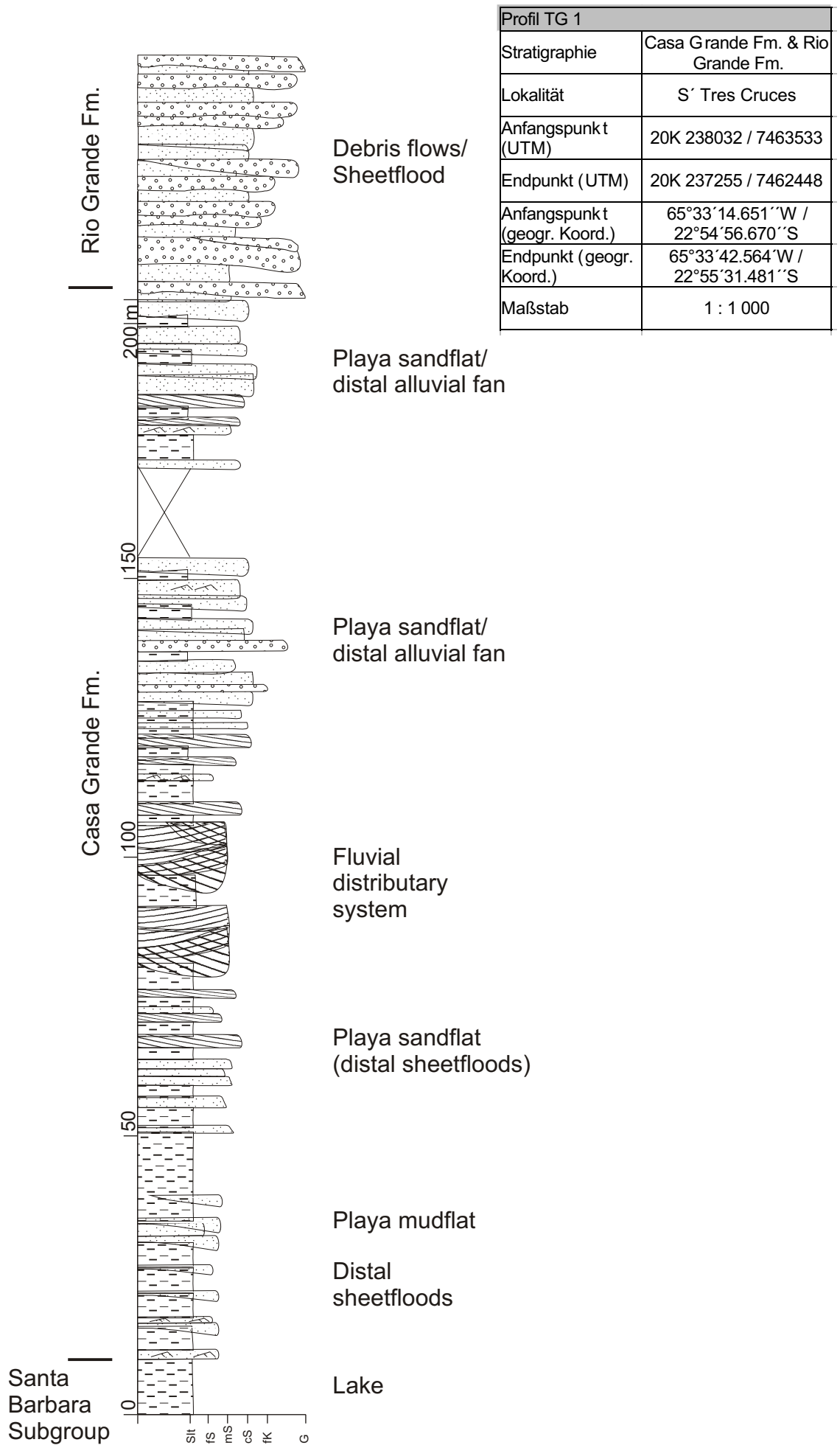


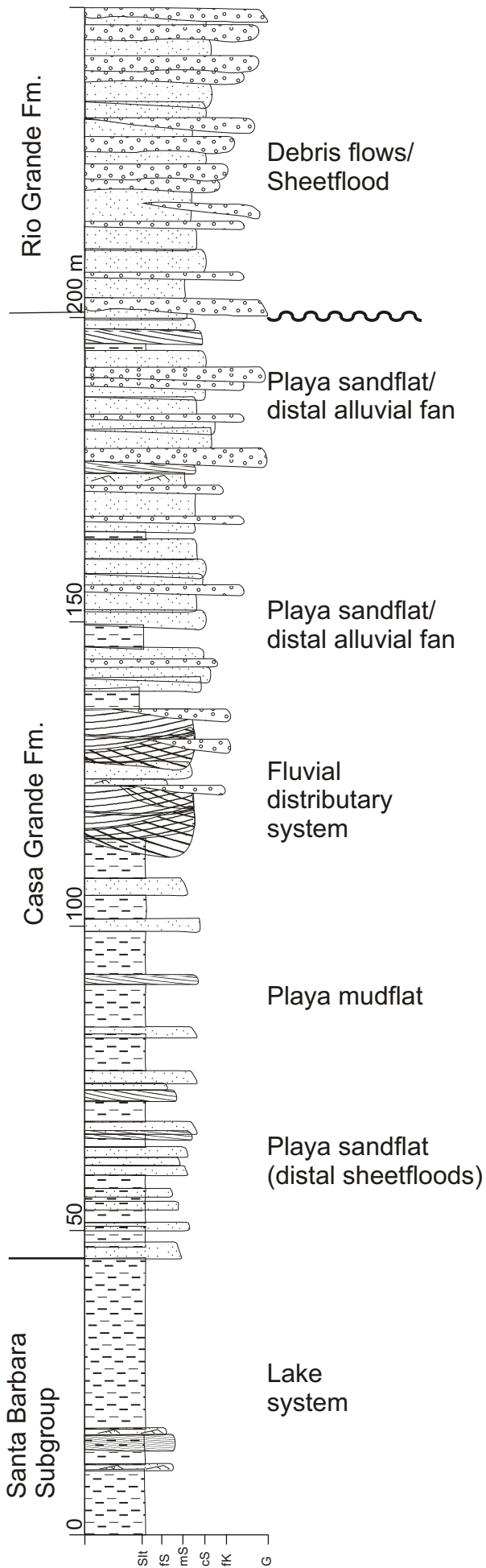
| Profil X | |
|------------------------------|--|
| Stratigraphie | Quiñoas, Chacras & Potrero Grande Fms. |
| Lokalität | Quebrada de la Mina |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 616195 / 7163084 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 619982 / 7161687 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 67°50'32.839''W / 25°38'43.208''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 67°48'16.594''W / 25°39'27.519''S |
| Maßstab | 1 : 2 000 |



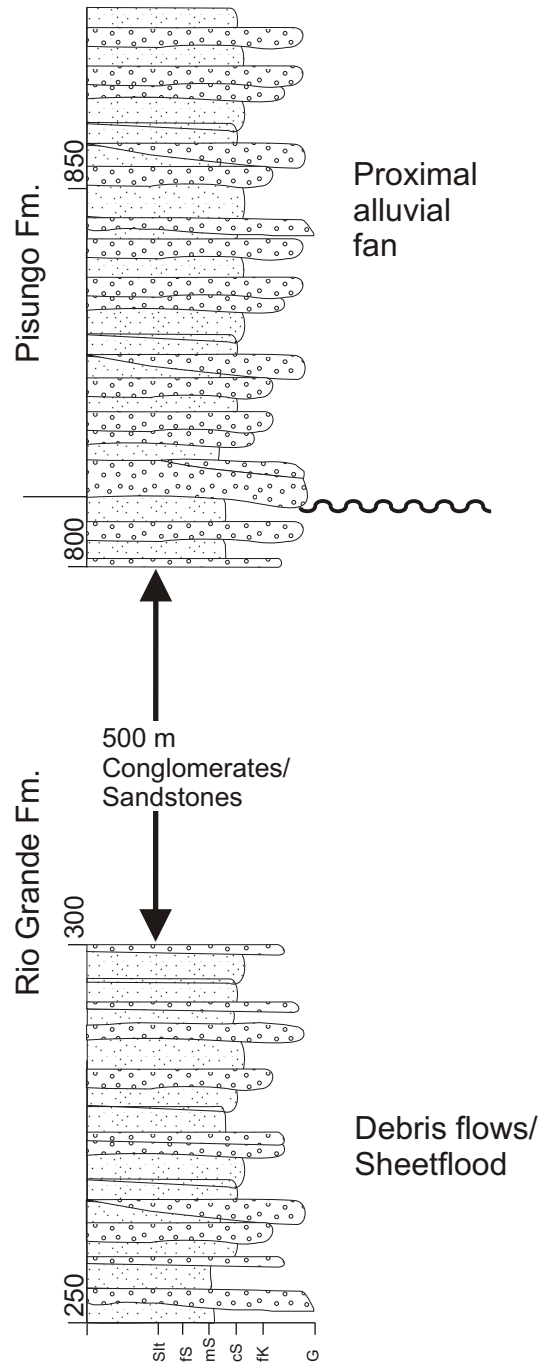
Anhang 2 - Profil Y

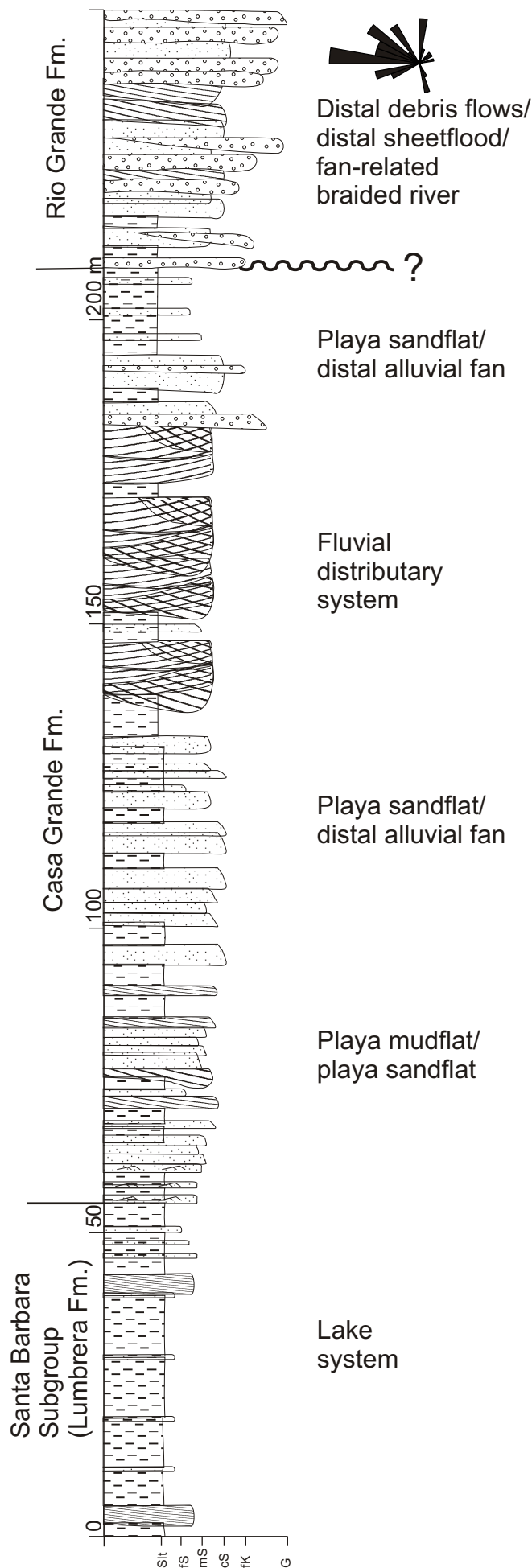




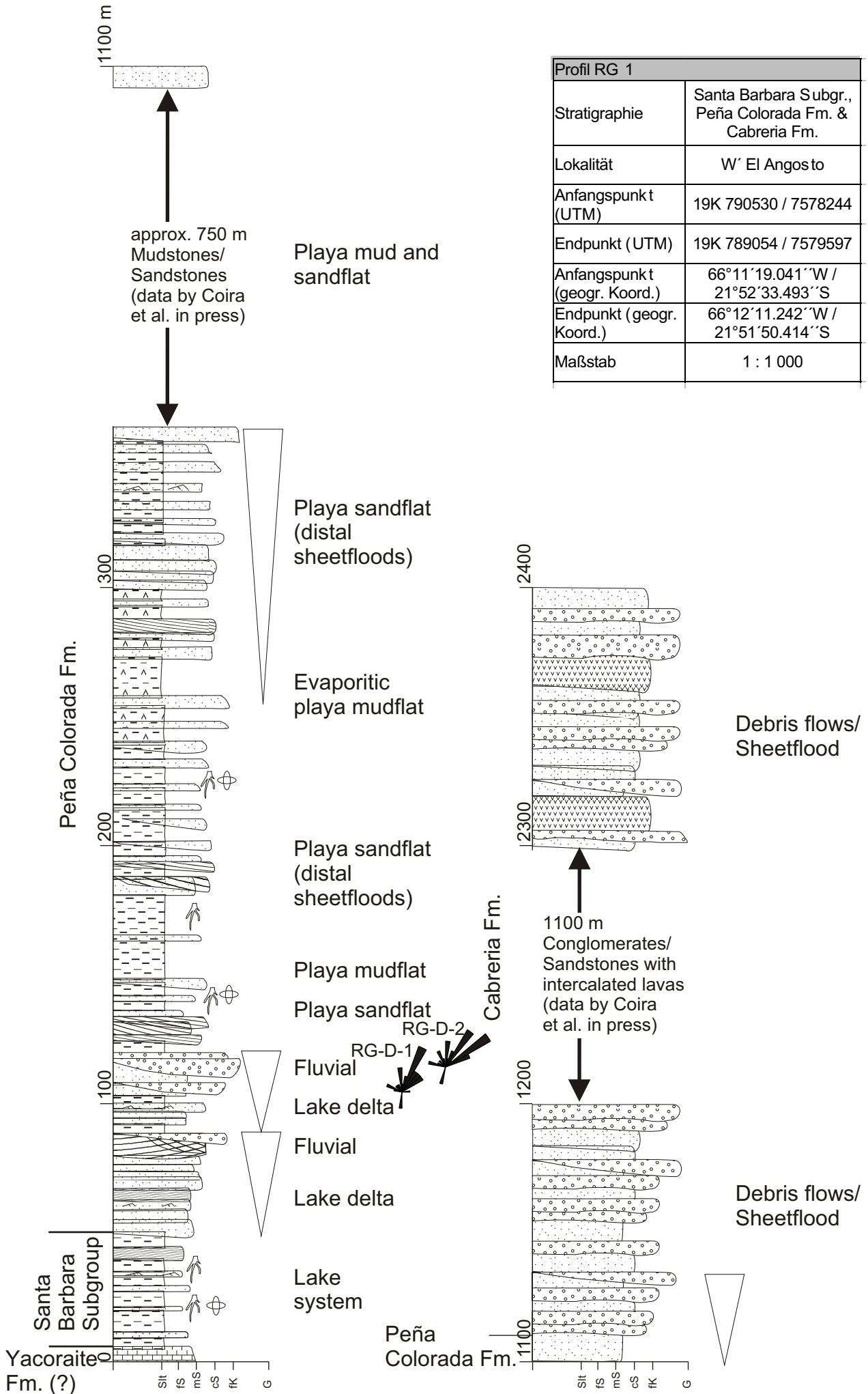


| Profil TG 2 | |
|------------------------------|--|
| Stratigraphie | Casa Grande Fm. & Rio Grande Fm. & Pisungo Fm. |
| Lokalität | 20 km westlich Mina Aguilar |
| Anfangspunkt (UTM) | 20K 228725 / 7439120 |
| Endpunkt (UTM) | 20K 226866 / 7438662 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 65°38'56.540''W / 23°08'04.393''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 65°40'02.132''W / 23°08'18.169''S |
| Maßstab | 1 : 1 000 |

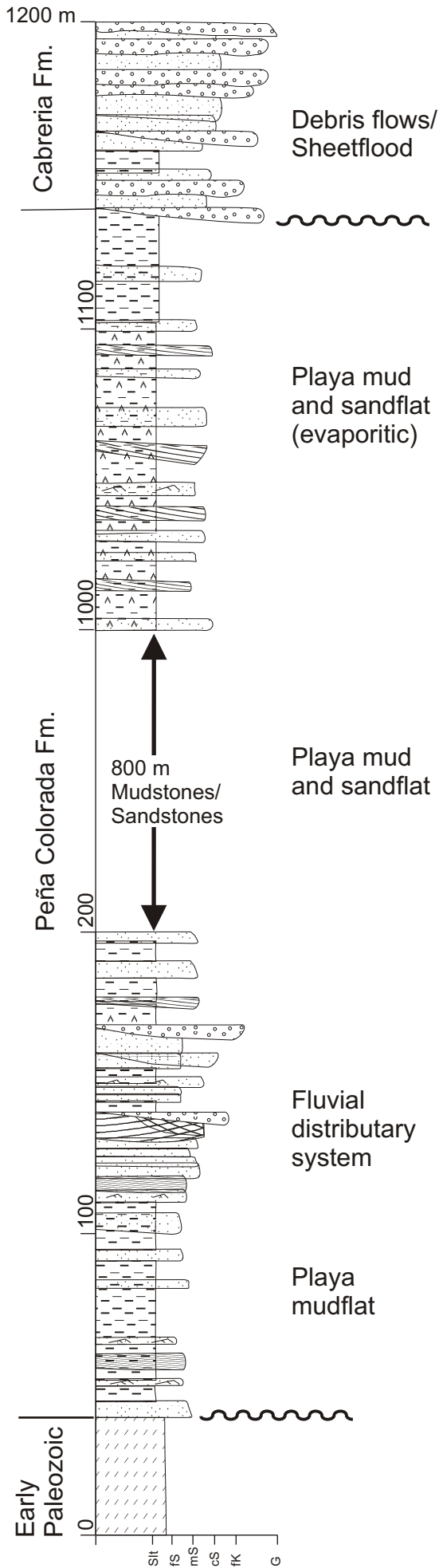




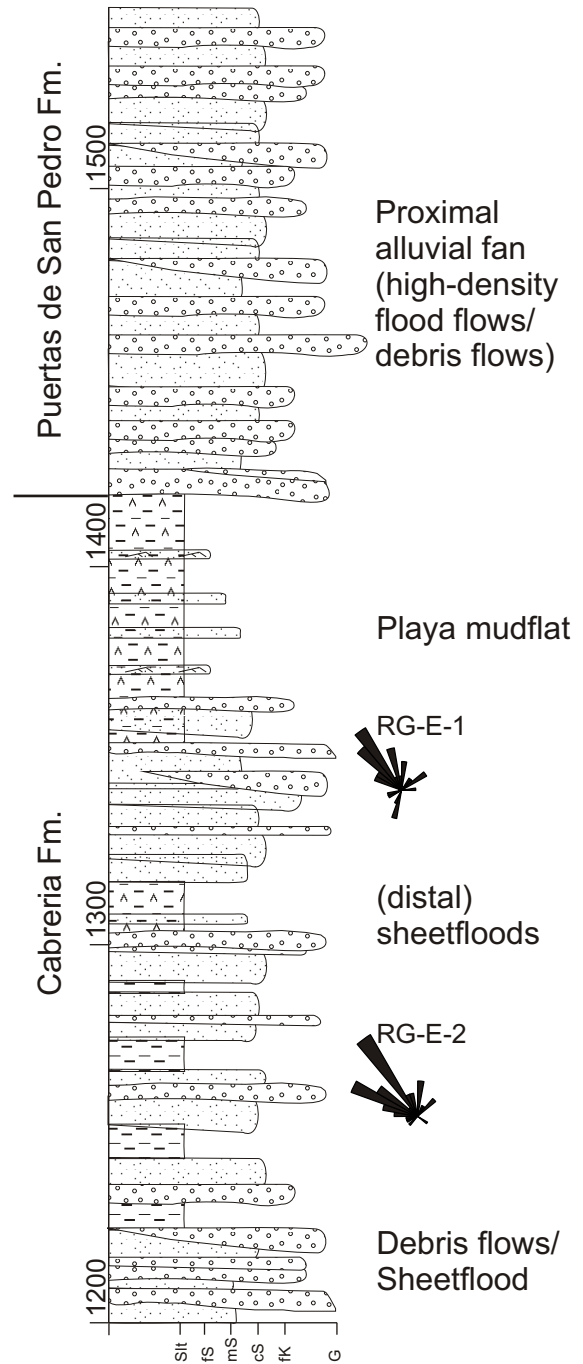
| Profil TG 3 | |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Stratigraphie | Casa Grande Fm. & Rio Grande Fm. |
| Lokalität | SE´ Abra Pampa |
| Anfangspunkt (UTM) | 20K 233168 / 7470041 |
| Endpunkt (UTM) | 20K 232635 / 7470456 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 65°36'01.204''W / 22°51'22.474''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 65°36'19.631''W / 22°51'08.686''S |
| Maßstab | 1 : 1 000 |



| Profil RG 1 | |
|------------------------------|--|
| Stratigraphie | Santa Barbara Subgr., Peña Colorada Fm. & Cabreria Fm. |
| Lokalität | W' El Angosto |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 790530 / 7578244 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 789054 / 7579597 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 66°11'19.041''W / 21°52'33.493''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 66°12'11.242''W / 21°51'50.414''S |
| Maßstab | 1 : 1 000 |



| Profil RG 2 | |
|---------------------------------|--|
| Stratigraphie | Peña Colorada Fm., Cabreria Fm. & Puer- tas de San Pedro Fm. |
| Lokalität | E´ La Cienaga |
| Anfangspunkt (UTM) | 19K 781969 / 7569397 |
| Endpunkt (UTM) | 19K 784417 / 7569405 |
| Anfangspunkt (geogr. Koord.) | 66°16'11.504''W / 21°57'25.925''S |
| Endpunkt (geogr. Koord.) | 66°14'46.255''W / 21°57'24.241''S |
| Maßstab | 1 : 1 000 |



S 1 Winkeldiskordante Überlagerung der permokarbonen Sedimentabfolge durch die Quiñoas Formation (siehe auch Abb. 2.5)

LOKALITÄT: Nordteil der Salina del Fraile (UTM: 19K 591706/7154023)

BESCHREIBUNG UND INTERPRETATION: In diesem Aufschluss werden rotbraune Sand- und Siltsteine diskordant durch ebenfalls rotbraune Abfolge siliziklastischer Sedimente überlagert.

Erstere wird aufgrund von mehreren radiometrischen Altersbestimmungen (z.B. $277,0 \pm 6,0$ Ma [ID-24], $268,0 \pm 6,0$ Ma [ID-67]) in das Jungpaläozoikum gestellt. Der untere Teil der Abfolge besteht aus horizontalgeschichteten, bioturbaten Siltsteinen, die mit dünnbankigen, horizontal- bis schwach schräggeschichteten Sandsteinen wechsellagern. Weitere Merkmale der Sandsteine sind ihre schlechte Sortierung, ihr Glimmerreichtum und zahlreiche Tonklasten sowie die große laterale Erstreckung der einzelnen Bänke. Die Sande und Silte wurden in einem reliefarmen Playa-Bereich abgelagert. Der obere Bereich der jungpaläozoischen Abfolge besteht aus dickgebankten, rotvioletten Mittelsandsteinen. Ihre großräumige Schrägschichtung und die sehr gute Sortierung weisen auf eine äolische Ablagerung hin.

Die überlagernde Sedimenteinheit besteht aus einer Wechselfolge von feinen Konglomeraten und Sandsteinen, die die Basis der Quiñoas Formation bilden. Radiometrische Altersbestimmungen aus benachbarten Lokalitäten belegen ihr obereozänes bis oberoligozänes Alter ($37,6 \pm 0,3$ Ma [ID-64], $28,2 \pm 3,1$ Ma [ID-110]). Die Sandsteine und Feinkonglomerate sind horizontalgeschichtet und bauen lateral weit aushaltende Bänke auf (Lithofazies Sh/l). Sie werden als distale *sheetflood*-Ablagerungen interpretiert.

WEITERE DEUTUNGEN: Das Alter der Verstellung der permokarbonen Abfolge ist unklar. Auch aus dem weiteren Arbeitsgebiet sind anhand von Diskordanzen keine genauen zeitlichen Zuordnungen zu machen. Möglicherweise stehen sie aber in Zusammenhang mit reliefbildenden tektonischen Aktivitäten während der obereozänen "inkaischen Phase", deren Einfluss auf die südliche Puna in dieser Arbeit diskutiert wird.

S 2 Neogene Sedimentabfolge (Juncalito Formation und Escondida Formation) diskordant über einer präneogenen Abfolge, Verdopplung der Abfolge durch Überschiebungstektonik

LOKALITÄT: Nordostrand des Salar de Antofalla (19K 0660919/7220294)

BESCHREIBUNG UND INTERPRETATION: Direkt am Nordostrand des Salar de Antofalla ist eine mehrere hundert m mächtige Abfolge rotbrauner Sedimente aufgeschlossen, die diskordant von einer grünlich-grauen Abfolge überlagert wird. Eine radiometrische Altersbestimmung aus der liegenden Einheit ($9,3 \pm 0,2$ Ma [ID-53]) belegt, dass es sich um die obermiozän-pliozäne Juncalito Formation handelt. Diese überlagert eine Abfolge braun-violetter, gut verfestigter Mittelsande (> 100 m). Sie sind gut sortiert und großräumig schräggeschichtet. Es sind äolische Bildungen, die aufgrund lithofazieller Ähnlichkeiten der jungpaläozoischen Abfolge zugeordnet werden.

Die jungtertiäre Sedimentabfolge gliedert sich wie folgt:

Juncalito Formation:

A: Sandsteine, massig, schlechte Sortierung, halitisches Bindemittel (> 30 m).

B: Wechsellagerung von massigen Silten mit dünngebankten Feinsanden (*distal sheetflood*), Einschaltungen von Gips (ca. 550 m), Deutung als evaporitische *playa mudflat*-Ablagerungen.

Erosionsdiskordanz

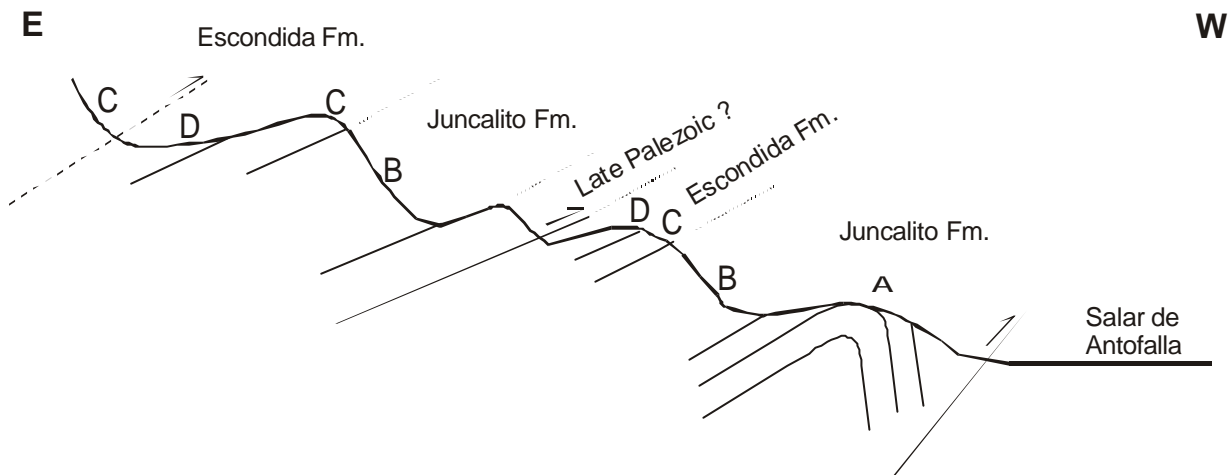
Escondida Formation:

C: Wechselfolge graubrauner, schlecht sortierter, konglomeratischer Mittel- bis Grobsande mit Konglomeraten (40 m). Die Konglomerate sind matrixgestützt und bilden lateral relativ weit aushaltende Bänke (*debris flow*-Ablagerungen eines proximalen Fächers). Die meist schlecht gerundeten, bis zu 40 cm großen Gerölle bestehen überwiegend aus braunen Sandsteinen der jungpaläozoischen Sedimentabfolge sowie untergeordnet aus altpaläozoischen Metasedimenten und -vulkaniten, Granitoiden, dunklen Amphiboliten und Vulkaniten intermediärer Zusammensetzung.

Erosionsdiskordanz

D: Wechselfolge graugrüner, mäßig bis schlecht sortierter, konglomeratischer Mittel- bis Grobsande mit Konglomeraten (35 m). Die Konglomerate sind korn- bis matrixgestützt und bilden lateral relativ weit aushaltende Bänke, die sich mitunter tief in die liegenden Einheiten einschneiden (*debris flow*- und *high-density flood flow*-Ablagerungen eines proximalen Fächers). Die meist mäßig bis schlecht gerundeten, bis zu 50 cm großen Gerölle bestehen überwiegend aus altpaläozoischen Metasedimenten und -vulkaniten und untergeordnet aus Granitoiden, Gneisen und dunklen Amphiboliten des kristallinen Grundgebirges sowie braunen Sandsteinen und Vulkaniten intermediärer Zusammensetzung. Zwei Messungen der Paläotransportrichtung belegen einen Transport in westliche Richtungen (Abb. 4.10).

Aufgrund zweier Auf- bzw. Überschiebungen, die sich entlang des östlichen Salarrandes erstrecken, wiederholt sich die Sedimentabfolge mehrfach (siehe Skizze 1). Dabei nimmt ostwärts die Mächtigkeit der konglomeratischen Escondida Formation stark zu. Das Liefergebiet lag im Osten.



Skizze 1 Schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse am Nordostrand des Salar de Antofalla. Nicht maßstäblich.

S 3 Westliches Salar de Antofalla-Gebiet - Überschiebung altpaläozoischer Metasedimente und Metavulkanite auf eine miozäne Sedimentabfolge

LOKALITÄT: Sierra de la Quebrada Honda (Überschiebung: 19K 0580091/7148989)

BESCHREIBUNG UND INTERPRETATION: Entlang der Ostseite der Sierra de la Quebrada Honda ist eine miozäne Sedimentabfolge aufgeschlossen, auf die sich altpaläozoische Einheiten überschoben haben.

Altpaläozoikum: Das Altpaläozoikum setzt sich aus mehreren Einheiten niedriggradig metamorpher Gesteine zusammen. Die einzelnen Einheiten besitzen sedimentäre Kontakte. Vereinzelt sind aber auch störungsbedingte Kontakte vorhanden. Die Gesteinseinheiten fallen

nach Nordwesten ein (336/70, 322/74, 318/75, 308/35). Insgesamt fünf Einheiten wurden differenziert, von alt nach jung, von E nach W:

A: Metapelite, dunkelgrau-schwarz, geschiefert, fehlende Sandstein-Einschaltungen

B: Metavulkanite, grünlich, ausgeprägte Klüftung

C: Metaquarzite, dunkelbraun-schwarz

D: Wechselfolge von Sandsteinen und Peliten, braunrot, Turbidite (?)

E: Wechselfolge von Peliten mit Sanden, Pelitdominanz, weißverwitternd, primär dunkelgrau-schwarz

Tertiäre Sedimentabfolge: Wechselfolge von hellgrauen konglomeratischen Sandsteinen mit Konglomeraten. Die Konglomerate sind meist matrixgestützt, schlecht sortiert und bilden lateral weit aushaltende Bänke (*debris flow*-Ablagerungen). Gelegentlich treten aber auch korngestützte Konglomerate mit Imbrikationen (Messung: 97/22-1) auf, die scharfe erosive Basalkontakte haben oder tief einschneidende Rinnenkörper bilden (*channelized streamflow*- und *sheetflood*-Ablagerungen).

Die Geröllkomponenten sind kantengerundet bis angerundet und erreichen Durchmesser bis zu 15 cm. Sie bestehen aus Metasedimenten (Quarzit, Tonschiefer) und Metavulkaniten der altpaläozoischen Abfolge sowie aus Geröllen tertiärer Vulkanite (Bims, Andesit).

Eingeschaltet in die Abfolge ist ein etwa 20,0 m mächtiger Ignimbrit, der ein K/Ar-Alter von $17,39 \pm 0,08$ Ma erbrachte (ID-8, siehe Anhang 1)

WEITERE DEUTUNGEN: Die tertiären Sedimente wurden unmittelbar vom benachbarten Altpaläozoikum der Sierra de la Quebrada Honda in das Becken transportiert. Das Geröllspektrum beschränkt sich lediglich auf diese Gesteine und auf tertiäre Vulkanoklasten. Letztere stammen von einem der benachbarten Vulkankomplexe, die sich während des Miozäns entwickelten. Ob die Deformation und der Aufstieg des Grundgebirgskomplex synsedimentär verlief, bleibt spekulativ.

S 4 Konglomerate der Escondida Formation - Proximale Fächersedimente, interne Winkeldiskordanzen

LOKALITÄT: SE´ Rand des Salar de Antofalla (19K 0605507/7086951)

BESCHREIBUNG UND INTERPRETATION: Am Südostrand des heutigen Salar de Antofalla ist eine mehrere hundert m mächtige Wechselfolge von Konglomeraten und Grobsanden aufgeschlossen, die intern durch bedeutende Winkeldiskordanzen gegliedert wird. Die Winkel erreichen Werte von bis zu 25°.

Die Grobsande sind schlecht sortiert und konglomeratisch. Sie bilden teilweise lateral weit aushaltende Bänke. Teilweise sind sie auch rinnenförmig ausgebildet. Weitere sedimentäre Merkmale sind Horizontal- und flachwinklige Schrägschichtung sowie Bankmächtigkeiten von bis zu 2 m.

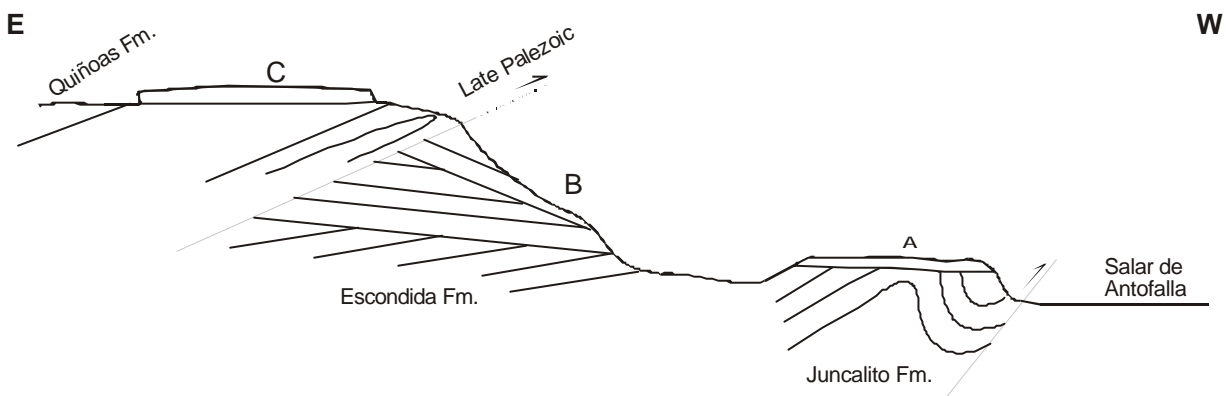
Die Konglomerate sind meist matrixgestützt, gelegentlich auch korngestützt. Ihre meist lateral weit aushaltenden Bänke sind bis zu 3 m mächtig. An der Basis fehlen oft erosive Kontakte. Mitunter ist eine Imbrikation ausgebildet. Messungen der Transportrichtung sind in Anhang - Profil D (95/29-1, 95/29-2, 95/29-3) aufgeführt. Sie belegen einen Transport der Konglomerate aus östlichen Richtungen, aus der direkt anschließenden Sierra de Calalaste. Die bis zu 40 cm großen Klasten setzen sich aus überwiegend schlecht bis mäßig gerundeten Fragmenten der frühpaläozoischen Sediment- und Vulkanitabfolge sowie aus Vulkanitklasten zusammen. Untergeordnet treten rotbraune Sandsteingerölle auf, die aus der permotriassischen Abfolge stammen. Die Vulkanite spiegeln das gesamte Spektrum des tertiären Vulkanismus im Bereich des Salar de Antofalla wider. So treten neben intermediären Dazititen und basaltischen Andesiten auch rhyolithische Bimse sowie Basalte auf. Letztere resultieren aus

der Abtragung der obermiozänen bis pliozänen monogenetischen Förderzentren, die weitverbreitet im Umfeld der Sierra de Calalaste auftreten.

Die jungtertiäre Sedimentabfolge wurde am westlichen Rand der Sierra de Calalaste durch eine mehrere hundert m mächtige Abfolge permotriassischer Sedimente überschoben. Letztere wird winkeldiskordant durch eine Abfolge von obereozänen bis mittelmiozänen Ablagerungen überlagert (Profil R). Den Abschluss bildet eine flachlagernde, undeformierte Ignimbrit-Einheit ($3,54 \pm 0,52$ Ma [ID-120]), die sich weitflächig auf der Hochebene erstreckt (C, Skizze 2). Geochemisch und petrologisch entspricht der Ignimbrit dem Vallecito-Ignimbrit, einem großvolumigen Ignimbritkomplex, der von einem südwestlich gelegenen Calderen-System stammt (Schnurr 2001).

Der Vallecito-Ignimbrit tritt desweiteren eingeschaltet in die basalen Einheiten der jungtertiären Konglomeratabfolge auf (B, Skizze 2). Radiometrische Datierungen belegen sein pliozänes Alter ($3,61 \pm 0,01$ Ma [ID-115]). Die Abfolge wurde im Zuge der andinen Deformation verstellt und fällt flach nach SW ein (216/11). Nur wenige km westlich am heutigen Salarrand ist der Vallecito-Ignimbrit ($3,605 \pm 0,005$ Ma [ID-11]) wiederum aufgeschlossen. Hier liegt er undeformiert über verfalteten evaporitisch-siliziklastischen Sedimenten der Juncalito Formation (A, Skizze 2).

Die Höhenlage des Ignimbrites in der Hangendscholle (ID-116) beträgt 4 100 und 4 200 m ü. NN, während der am Salarrand aufgeschlossene Ignimbrit (ID-11) sich in einer Höhe von etwa 3 400 m ü. NN befindet. Basierend auf dem topographischen Höhenunterschied zwischen ID-11 und ID-116 kann eine kumulative vertikale Sprunghöhe für das Störungssystem von 700 bis 800 m angenommen werden.



Skizze 2 Schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse am Südostrand des Salar de Antofalla. Nicht maßstäblich. A, B und C geben die Lage des Vallecito-Ignimbrites wieder.

Anhang 3 - Sandsteinpetrographie

| Sample | Stratigraphy | Location | Grain size | Q (in %) (Bulk) | Qm (in %) (Bulk) | Qp* (in %) (Bulk) | Qp (in %) (Bulk) | F (in %) (Bulk) | P (in %) (Bulk) | K (in %) (Bulk) |
|--------|----------------------|----------------------------|------------|-----------------|------------------|-------------------|------------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| A019 | Escondida Fm. | section D | mS | 15.84 | 8.91 | 6.93 | 8.58 | 20.79 | 10.23 | 10.56 |
| A020 | Escondida Fm. | section D | mS | 17.67 | 11.00 | 6.67 | 7.00 | 20.33 | 8.00 | 12.33 |
| A022a | Juncalito Fm. | section C | mS | 18.60 | 13.95 | 4.65 | 4.65 | 25.91 | 7.31 | 18.60 |
| A033 | Juncalito Fm. | section C | mS | 28.18 | 20.45 | 7.73 | 10.47 | 13.22 | 4.74 | 8.48 |
| A035 | Juncalito Fm. | section C | mS | 32.55 | 26.51 | 6.04 | 6.71 | 13.76 | 3.36 | 10.40 |
| A045 | Quiñoas Fm. -II | 26°00,215 S 67°56,054 W | mS | 35.94 | 28.11 | 7.89 | 11.14 | 21.43 | 5.30 | 16.13 |
| A052 | Juncalito Fm. | section F | mS | 21.93 | 15.28 | 6.64 | 8.64 | 13.95 | 5.32 | 8.64 |
| A058 | Chacras Fm. - eolian | 25°57,241 S 67°58,186 W | mS | 14.14 | 9.60 | 4.64 | 15.46 | 17.68 | 5.56 | 12.12 |
| A075 | Quiñoas Fm. - II | section G | mS/gS | 36.65 | 26.70 | 9.94 | 13.64 | 26.42 | 6.25 | 20.17 |
| A081 | Quiñoas Fm. - II | section H/I | mS | 34.57 | 21.01 | 13.56 | 15.69 | 16.76 | 3.19 | 13.56 |
| A082 | Quiñoas Fm. - II | section H/I | mS | 39.23 | 25.69 | 13.54 | 17.96 | 22.65 | 6.08 | 16.57 |
| A090 | Quiñoas Fm. - I | section H/I | mS | 24.53 | 18.40 | 6.13 | 10.40 | 29.33 | 5.87 | 23.47 |
| A091 | Chacras Fm. | section G | mS | 26.06 | 20.48 | 5.59 | 8.24 | 21.01 | 4.52 | 16.49 |
| A092 | Chacras Fm. | section G | mS | 27.05 | 15.57 | 11.48 | 13.39 | 34.15 | 4.92 | 29.23 |
| A100 | Quiñoas Fm. - I | section H/I | mS | 28.13 | 16.26 | 11.87 | 19.78 | 26.37 | 4.18 | 22.20 |
| A103 | Quiñoas Fm. - I | section H/I | mS | 27.93 | 18.35 | 9.57 | 12.77 | 16.22 | 4.26 | 11.97 |
| A108 | Quiñoas Fm. - I | section H/I | mS | 47.80 | 28.30 | 19.51 | 21.15 | 11.26 | 1.92 | 9.34 |
| A133 | Potrero Grande Fm. | section Q | mS | 7.49 | 6.92 | 0.58 | 0.58 | 13.54 | 7.78 | 5.76 |
| A134 | Potrero Grande Fm. | section Q | mS | 4.05 | 4.05 | 0.00 | 0.48 | 13.10 | 8.10 | 5.00 |
| A218 | Juncalito Fm. | 26°03,017 S 67°39,211 W | mS | 27.00 | 21.67 | 5.33 | 9.00 | 19.67 | 8.00 | 11.67 |
| A219 | Juncalito Fm. | 26°03,017 S 67°39,211 W | mS | 35.33 | 30.33 | 5.00 | 9.00 | 14.67 | 4.33 | 10.33 |
| A411 | Quiñoas Fm. | section R | mS | 26.01 | 19.09 | 6.92 | 15.27 | 26.73 | 9.07 | 17.66 |
| A412 | Quiñoas Fm. | section R | mS | 29.34 | 22.49 | 6.85 | 14.43 | 19.56 | 5.13 | 14.43 |
| A420 | Potrero Grande Fm. | section R | mS | 0.69 | 0.69 | 0.00 | 0.00 | 16.96 | 7.96 | 9.00 |
| A421 | Potrero Grande Fm. | section R | fS/mS | 1.70 | 1.70 | 0.00 | 0.57 | 22.66 | 10.48 | 12.18 |
| A441 | Quiñoas Fm. - I | section S | mS | 52.89 | 38.57 | 14.33 | 19.28 | 17.36 | 5.79 | 11.57 |
| A442 | Quiñoas Fm. - I | section S | mS | 50.87 | 21.80 | 29.07 | 33.14 | 19.77 | 3.78 | 15.99 |
| A443 | Quiñoas Fm. - II | section S | mS | 56.67 | 42.78 | 13.89 | 18.06 | 16.94 | 3.89 | 13.06 |
| A444 | Quiñoas Fm. - II | section S | mS | 41.84 | 30.00 | 11.84 | 16.84 | 17.11 | 5.79 | 11.32 |
| A460 | Quiñoas Fm. - II | section T | mS | 23.33 | 17.33 | 6.00 | 7.67 | 34.00 | 9.33 | 24.67 |
| A461 | Quiñoas Fm. - II | section T | mS | 17.72 | 13.49 | 4.23 | 7.94 | 17.99 | 4.76 | 13.23 |
| A488 | Quiñoas Fm. - I | section U | fS/mS | 22.56 | 13.41 | 9.15 | 17.38 | 32.32 | 7.93 | 24.39 |
| A490 | Quiñoas Fm. - I | section U | mS | 22.60 | 19.48 | 3.12 | 8.57 | 31.17 | 9.09 | 22.08 |
| A494 | Quiñoas Fm. - I | section U | mS | 19.44 | 16.62 | 2.81 | 6.65 | 28.13 | 9.97 | 18.16 |
| A495 | Quiñoas Fm. - I | section U | fS/mS | 9.23 | 6.98 | 2.24 | 4.49 | 38.65 | 13.72 | 24.94 |
| A503 | Quiñoas Fm. - II | section U | fS/mS | 13.46 | 9.50 | 3.96 | 7.92 | 38.26 | 10.29 | 27.97 |
| A504 | Quiñoas Fm. - II | section U | mS/gS | 13.71 | 10.48 | 3.23 | 8.87 | 30.91 | 7.53 | 23.39 |
| A508 | Quiñoas Fm. - II | section U | mS | 16.71 | 15.12 | 1.59 | 5.84 | 27.32 | 6.63 | 20.69 |
| A510 | Quiñoas Fm. - II | section U | mS | 22.19 | 15.62 | 6.58 | 12.88 | 28.22 | 6.30 | 21.92 |
| A512 | Chacras Fm. | section U | mS | 19.32 | 13.29 | 6.04 | 6.04 | 24.64 | 7.00 | 17.63 |
| A513 | Chacras Fm. | section U | mS | 25.23 | 20.72 | 4.50 | 5.18 | 29.50 | 14.19 | 15.32 |
| A514 | Potrero Grande Fm. | section U | mS | 10.22 | 9.27 | 0.96 | 0.96 | 22.04 | 6.07 | 15.97 |
| A515 | Potrero Grande Fm. | section U | mS | 12.58 | 11.04 | 1.53 | 1.53 | 21.47 | 11.66 | 9.82 |
| A516 | Potrero Grande Fm. | section U | fS/mS | 11.63 | 9.70 | 1.94 | 1.94 | 19.94 | 9.97 | 9.97 |

Anhang 3 - Sandsteinpetrographie

| Sample | L (in %) (Bulk) | Ls (in %) (Bulk) | Lv (in %) (Bulk) | Lm (in %) (Bulk) | Lp (in %) (Bulk) | Chert (in %) (Bulk) | Min. const. (in %) (Bulk) | Mica (in %) (Bulk) | Cement (in %) (Bulk) | Matrix (in %) (Bulk) |
|--------|-----------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|---------------------------|---------------------------------|--------------------------|----------------------------|----------------------------|
| A019 | 40.59 | 0.99 | 33.33 | 3.96 | 0.66 | 1.65 | 1.65 | 0.33 | 4.62 | 16.17 |
| A020 | 46.33 | 1.67 | 39.33 | 5.00 | 0.00 | 0.33 | 1.33 | 0.67 | 3.33 | 10.33 |
| A022a | 26.58 | 0.00 | 26.25 | 0.00 | 0.33 | 0.00 | 1.66 | 0.66 | 1.33 | 25.25 |
| A033 | 36.16 | 3.99 | 27.18 | 2.00 | 0.25 | 2.74 | 3.99 | 0.00 | 9.98 | 8.48 |
| A035 | 27.85 | 5.37 | 21.14 | 0.67 | 0.00 | 0.67 | 2.68 | 1.01 | 20.47 | 1.68 |
| A045 | 14.39 | 7.89 | 3.25 | 0.00 | 0.00 | 3.25 | 0.93 | 0.70 | 6.26 | 19.95 |
| A052 | 35.55 | 4.65 | 27.57 | 1.00 | 0.33 | 1.99 | 1.66 | 1.33 | 8.97 | 16.61 |
| A058 | 42.27 | 20.10 | 10.82 | 0.52 | 0.00 | 10.82 | 0.52 | 1.55 | 15.98 | 7.22 |
| A075 | 28.13 | 2.56 | 14.77 | 5.11 | 1.99 | 3.69 | 2.27 | 0.57 | 2.56 | 3.41 |
| A081 | 31.12 | 1.33 | 10.64 | 13.30 | 3.72 | 2.13 | 0.80 | 0.53 | 7.18 | 9.04 |
| A082 | 23.76 | 6.91 | 4.97 | 6.08 | 1.38 | 4.42 | 1.38 | 1.38 | 4.14 | 7.46 |
| A090 | 19.47 | 2.67 | 6.67 | 5.07 | 0.80 | 4.27 | 1.87 | 0.00 | 9.33 | 15.47 |
| A091 | 35.37 | 11.17 | 14.36 | 6.65 | 0.53 | 2.66 | 0.80 | 1.06 | 6.91 | 8.78 |
| A092 | 31.15 | 4.10 | 17.49 | 7.65 | 0.00 | 1.91 | 1.91 | 0.82 | 4.37 | 0.55 |
| A100 | 23.08 | 2.86 | 8.57 | 2.86 | 0.88 | 7.91 | 3.96 | 1.10 | 7.25 | 10.11 |
| A103 | 27.93 | 12.77 | 1.86 | 9.31 | 0.80 | 3.19 | 1.33 | 0.53 | 6.12 | 19.95 |
| A108 | 26.10 | 11.26 | 1.65 | 10.99 | 0.55 | 1.65 | 0.82 | 1.92 | 5.22 | 6.87 |
| A133 | 44.38 | 0.00 | 43.80 | 0.58 | 0.00 | 0.00 | 5.76 | 0.29 | 27.67 | 0.86 |
| A134 | 42.62 | 0.00 | 40.95 | 1.19 | 0.00 | 0.48 | 5.71 | 0.00 | 33.33 | 1.19 |
| A218 | 38.33 | 0.33 | 33.67 | 0.67 | 0.00 | 3.67 | 1.33 | 0.67 | 6.00 | 7.00 |
| A219 | 36.00 | 4.00 | 28.00 | 0.00 | 0.00 | 4.00 | 1.00 | 0.67 | 4.33 | 8.00 |
| A411 | 19.09 | 1.67 | 2.39 | 6.68 | 0.00 | 8.35 | 0.95 | 0.48 | 16.71 | 10.02 |
| A412 | 18.34 | 2.93 | 3.18 | 4.40 | 0.24 | 7.58 | 0.49 | 0.00 | 14.67 | 17.60 |
| A420 | 53.98 | 0.00 | 53.98 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 4.50 | 0.00 | 3.11 | 20.76 |
| A421 | 45.33 | 0.00 | 44.76 | 0.00 | 0.00 | 0.57 | 5.67 | 0.57 | 3.40 | 20.68 |
| A441 | 11.57 | 3.58 | 1.10 | 1.93 | 0.00 | 4.96 | 1.10 | 0.83 | 3.58 | 12.67 |
| A442 | 14.83 | 2.62 | 0.00 | 6.40 | 1.74 | 4.07 | 0.87 | 0.00 | 4.07 | 9.59 |
| A443 | 9.44 | 1.67 | 0.83 | 1.94 | 0.83 | 4.17 | 0.28 | 0.28 | 2.22 | 14.17 |
| A444 | 13.95 | 3.42 | 1.58 | 3.16 | 0.79 | 5.00 | 0.53 | 0.00 | 8.42 | 18.16 |
| A460 | 16.00 | 1.33 | 0.00 | 8.33 | 4.67 | 1.67 | 1.67 | 0.33 | 13.67 | 11.00 |
| A461 | 38.62 | 5.29 | 19.05 | 10.58 | 0.00 | 3.70 | 2.91 | 1.32 | 10.05 | 11.38 |
| A488 | 30.79 | 2.44 | 16.16 | 2.13 | 1.83 | 8.23 | 1.83 | 0.61 | 4.27 | 7.62 |
| A490 | 31.43 | 5.71 | 17.66 | 1.56 | 1.04 | 5.45 | 3.38 | 0.26 | 9.09 | 2.08 |
| A494 | 34.78 | 9.21 | 17.90 | 2.81 | 1.02 | 3.84 | 4.86 | 0.51 | 9.46 | 2.81 |
| A495 | 8.23 | 0.25 | 3.99 | 1.75 | 0.00 | 2.24 | 19.45 | 0.25 | 12.72 | 11.47 |
| A503 | 28.50 | 5.28 | 16.09 | 2.37 | 0.79 | 3.96 | 7.12 | 1.06 | 7.39 | 4.22 |
| A504 | 34.41 | 2.69 | 22.04 | 0.81 | 3.23 | 5.65 | 4.57 | 0.81 | 6.18 | 9.41 |
| A508 | 21.22 | 5.57 | 9.28 | 2.12 | 0.00 | 4.24 | 10.88 | 1.06 | 6.63 | 16.18 |
| A510 | 34.52 | 6.85 | 18.36 | 0.27 | 2.74 | 6.30 | 7.12 | 0.27 | 5.48 | 2.19 |
| A512 | 25.85 | 7.97 | 11.35 | 3.86 | 2.66 | 0.00 | 4.35 | 0.72 | 12.80 | 12.32 |
| A513 | 14.41 | 4.73 | 6.98 | 1.58 | 0.45 | 0.68 | 2.48 | 0.90 | 18.24 | 9.23 |
| A514 | 46.01 | 1.28 | 44.09 | 0.64 | 0.00 | 0.00 | 3.83 | 0.00 | 3.83 | 14.06 |
| A515 | 33.74 | 0.00 | 33.44 | 0.31 | 0.00 | 0.00 | 5.52 | 0.61 | 4.29 | 21.78 |
| A516 | 45.98 | 6.93 | 38.23 | 0.83 | 0.00 | 0.00 | 4.99 | 0.28 | 4.71 | 12.47 |

Anhang 3 - Sandsteinpetrographie

| Sample | Q (in %) (QFL) | F (in %) (QFL) | L (in %) (QFL) | Qm (in %) (QmFLt) | F (in %) (QmFLt) | Lt (in %) (QmFLt) | Qp (in %) (QpLvm Lsm) | Lvm (in %) (QpLvm Lsm) | Lsm (in %) (QpLvm Lsm) |
|--------|----------------------|----------------------|----------------------|-------------------------|------------------------|-------------------------|--------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| A019 | 20.51 | 26.92 | 52.56 | 11.54 | 26.92 | 61.54 | 20.00 | 77.69 | 2.31 |
| A020 | 20.95 | 24.11 | 54.94 | 13.04 | 24.11 | 62.85 | 14.58 | 81.94 | 3.47 |
| A022a | 26.17 | 36.45 | 37.38 | 19.63 | 36.45 | 43.93 | 15.05 | 84.95 | 0.00 |
| A033 | 36.33 | 17.04 | 46.62 | 26.37 | 17.04 | 56.59 | 25.15 | 65.27 | 9.58 |
| A035 | 43.89 | 18.55 | 37.56 | 35.75 | 18.55 | 45.70 | 20.20 | 63.64 | 16.16 |
| A045 | 50.16 | 29.9 | 19.94 | 39.23 | 29.90 | 30.87 | 50.00 | 14.58 | 35.42 |
| A052 | 30.7 | 19.53 | 49.77 | 21.40 | 19.53 | 59.07 | 21.14 | 67.48 | 11.38 |
| A058 | 19.31 | 24.14 | 56.55 | 13.10 | 24.14 | 62.76 | 33.33 | 23.33 | 43.33 |
| A075 | 40.19 | 28.97 | 30.84 | 29.28 | 28.97 | 41.74 | 44.04 | 47.71 | 8.26 |
| A081 | 41.94 | 20.32 | 37.74 | 25.48 | 20.32 | 54.19 | 56.73 | 38.46 | 4.81 |
| A082 | 45.81 | 26.45 | 27.74 | 30.00 | 26.45 | 43.55 | 60.19 | 16.67 | 23.15 |
| A090 | 33.45 | 40 | 26.55 | 25.09 | 40.00 | 34.91 | 52.70 | 33.78 | 13.51 |
| A091 | 31.61 | 25.48 | 42.9 | 24.84 | 25.48 | 49.68 | 24.41 | 42.52 | 33.07 |
| A092 | 29.29 | 36.98 | 33.73 | 16.86 | 36.98 | 46.15 | 38.28 | 50.00 | 11.72 |
| A100 | 36.26 | 33.99 | 29.75 | 20.96 | 33.99 | 45.04 | 63.38 | 27.46 | 9.15 |
| A103 | 38.75 | 22.51 | 38.75 | 25.46 | 22.51 | 52.03 | 46.60 | 6.80 | 46.60 |
| A108 | 56.13 | 13.23 | 30.65 | 33.23 | 13.23 | 53.55 | 62.10 | 4.84 | 33.06 |
| A133 | 11.45 | 20.7 | 67.84 | 10.57 | 20.70 | 68.72 | 1.30 | 98.70 | 0.00 |
| A134 | 6.77 | 21.91 | 71.31 | 6.77 | 21.91 | 71.31 | 1.15 | 98.85 | 0.00 |
| A218 | 31.76 | 23.14 | 45.1 | 25.49 | 23.14 | 51.37 | 20.93 | 78.29 | 0.78 |
| A219 | 41.09 | 17.05 | 41.86 | 35.27 | 17.05 | 47.67 | 21.95 | 68.29 | 9.76 |
| A411 | 36.21 | 37.21 | 26.58 | 26.58 | 37.21 | 36.21 | 79.01 | 12.35 | 8.64 |
| A412 | 43.64 | 29.09 | 27.27 | 33.45 | 29.09 | 37.45 | 70.24 | 15.48 | 14.29 |
| A420 | 0.97 | 23.67 | 75.36 | 0.97 | 23.67 | 75.36 | 0.00 | 100.00 | 0.00 |
| A421 | 2.44 | 32.52 | 65.04 | 2.44 | 32.52 | 65.04 | 1.25 | 98.75 | 0.00 |
| A441 | 64.65 | 21.21 | 14.14 | 47.14 | 21.21 | 31.65 | 80.46 | 4.60 | 14.94 |
| A442 | 59.52 | 23.13 | 17.35 | 25.51 | 23.13 | 51.36 | 92.68 | 0.00 | 7.32 |
| A443 | 68.23 | 20.4 | 11.37 | 51.51 | 20.40 | 28.09 | 87.84 | 4.05 | 8.11 |
| A444 | 57.4 | 23.47 | 19.13 | 41.16 | 23.47 | 35.38 | 77.11 | 7.23 | 15.66 |
| A460 | 31.82 | 46.36 | 21.82 | 23.64 | 46.36 | 30.00 | 85.19 | 0.00 | 14.81 |
| A461 | 23.84 | 24.2 | 51.96 | 18.15 | 24.20 | 57.65 | 24.59 | 59.02 | 16.39 |
| A488 | 26.33 | 37.72 | 35.94 | 15.66 | 37.72 | 46.62 | 48.31 | 44.92 | 6.78 |
| A490 | 26.52 | 36.59 | 36.89 | 22.87 | 36.59 | 40.55 | 26.83 | 55.28 | 17.89 |
| A494 | 23.6 | 34.16 | 42.24 | 20.19 | 34.16 | 45.65 | 19.70 | 53.03 | 27.27 |
| A495 | 16.44 | 68.89 | 14.67 | 12.44 | 68.89 | 18.67 | 51.43 | 45.71 | 2.86 |
| A503 | 16.78 | 47.7 | 35.53 | 11.84 | 47.70 | 40.46 | 27.03 | 54.95 | 18.02 |
| A504 | 17.35 | 39.12 | 43.54 | 13.27 | 39.12 | 47.62 | 26.40 | 65.60 | 8.00 |
| A508 | 25.61 | 41.87 | 32.52 | 23.17 | 41.87 | 34.96 | 28.21 | 44.87 | 26.92 |
| A510 | 26.13 | 33.23 | 40.65 | 18.39 | 33.23 | 48.39 | 33.81 | 48.20 | 17.99 |
| A512 | 27.68 | 35.29 | 37.02 | 19.03 | 35.29 | 45.67 | 23.81 | 44.76 | 31.43 |
| A513 | 36.48 | 42.67 | 20.85 | 29.97 | 42.67 | 27.36 | 30.67 | 41.33 | 28.00 |
| A514 | 13.06 | 28.16 | 58.78 | 11.84 | 28.16 | 60.00 | 2.07 | 95.17 | 2.76 |
| A515 | 18.55 | 31.67 | 49.77 | 16.29 | 31.67 | 52.04 | 4.39 | 95.61 | 0.00 |
| A516 | 15.00 | 25.71 | 59.29 | 12.50 | 25.71 | 61.79 | 4.12 | 81.18 | 14.71 |

Anhang 4 - Illitkristallinität

| Probe | Stratigraphie | FWHM (roh) | FWHM (korr.) | Int.breite | Latitude | Longitude | Rechtswert | Hochwert |
|-------|--------------------|------------|--------------|------------|-------------|-------------|------------|----------|
| A011 | Juncalito Fm. | 0.295 | 0.472 | 0.51 | 26°01,864 S | 67°55,507 W | 19K 607553 | 7120394 |
| A022 | Juncalito Fm. | 0.31 | 0.496 | 0.504 | 26°00,62 S | 67°54,971 W | 19K 608465 | 7122682 |
| A023 | Juncalito Fm. | 0,297 | 0.4752 | 0,51 | 26°00,62 S | 67°54,971 W | 19K 608465 | 7122682 |
| A024 | Juncalito Fm. | 0.28 | 0.448 | 0.46 | 26°00,62 S | 67°54,971 W | 19K 608465 | 7122682 |
| A029 | Juncalito Fm. | 0.382 | 0.6112 | 0.482 | 26°00,508 S | 67°54,728 W | 19K 608781 | 7122886 |
| A032 | Juncalito Fm. | 0.394 | 0.6304 | 0.594 | 26°00,508 S | 67°54,728 W | 19K 608781 | 7122886 |
| A033 | Juncalito Fm. | 0.328 | 0.5248 | 0.458 | 26°00,508 S | 67°54,728 W | 19K 608781 | 7122886 |
| A035 | Juncalito Fm. | 0.316 | 0.5056 | 0.411 | 26°00,508 S | 67°54,728 W | 19K 608781 | 7122886 |
| A049 | Juncalito Fm. | 0.243 | 0.3888 | 0.373 | 25°57,611 S | 67°53,187 W | 19K 611487 | 7128131 |
| A054 | Juncalito Fm. | 0.409 | 0.6544 | 0.643 | 25°57,824 S | 67°52,979 W | 19K 611831 | 7127815 |
| A055 | Juncalito Fm. | 0.265 | 0.424 | 0.287 | 25°57,814 S | 67°52,891 W | 19K 611980 | 7127834 |
| A060 | Chacras Fm. | 0.265 | 0.424 | 0.417 | 25°57,241 S | 67°58,186 W | 19K 602122 | 7127815 |
| A064 | Quiñoas Fm. | 0.26 | 0.416 | 0.477 | 25°55,18 S | 67°40,463 W | 19K 632812 | 7132502 |
| A067 | Quiñoas Fm. | 0.173 | 0.2768 | 0.335 | 25°55,209 S | 67°40,414 W | 19K 632849 | 7132447 |
| A076 | Quiñoas Fm. | 0.204 | 0.3264 | 0.341 | 25°55,305 S | 67°39,856 W | 19K 633779 | 7132261 |
| A080 | Quiñoas Fm. | 0.293 | 0.4688 | 0.359 | 25°57,614 S | 67°40,052 W | 19K 633407 | 7128001 |
| A082 | Quiñoas Fm. | 0.233 | 0.3728 | 0.366 | 25°57,614 S | 67°40,052 W | 19K 633407 | 7128001 |
| A086 | Quiñoas Fm. | 0.22 | 0.352 | 0.394 | 25°58,371 S | 67°39,119 W | 19K 634951 | 7126588 |
| A087 | Quiñoas Fm. | 0.251 | 0.4016 | 0.467 | 25°58,371 S | 67°39,119 W | 19K 634951 | 7126588 |
| A095 | Quiñoas Fm. | 0.24 | 0.384 | 0.383 | 25°57,587 S | 67°40,42 W | 19K 632794 | 7128057 |
| A096 | Quiñoas Fm. | 0.234 | 0.3744 | 0.327 | 25°57,587 S | 67°40,42 W | 19K 632794 | 7128057 |
| A099 | Quiñoas Fm. | 0,24 | 0.384 | 0,372 | 25°58,094 S | 67°39,668 W | 19K 634040 | 7127108 |
| A106 | Quiñoas Fm. | 0.215 | 0.344 | 0.312 | 25°57,884 S | 67°39,782 W | 19K 633854 | 7127499 |
| A110 | Quiñoas Fm. | 0.206 | 0.3296 | 0.323 | 25°57,865 S | 67°39,86 W | 19K 633724 | 7127536 |
| A111 | Quiñoas Fm. | 0,203 | 0.3248 | 0,311 | 25°57,865 S | 67°38,86 W | 19K 633724 | 7127536 |
| A116 | Quiñoas Fm. | 0.272 | 0.4352 | 0.507 | 25°57,835 S | 67°39,961 W | 19K 633556 | 7127592 |
| A118 | Quiñoas Fm. | 0.317 | 0.5072 | 0.58 | 25°57,673 S | 67°39,895 W | 19K 633668 | 7127890 |
| A119 | Quiñoas Fm. | 0.332 | 0.5312 | 0.474 | 25°57,673 S | 67°39,895 W | 19K 633668 | 7127890 |
| A120 | Quiñoas Fm. | 0.209 | 0.3344 | 0.307 | 25°57,673 S | 67°39,895 W | 19K 633668 | 7127890 |
| A121 | Quiñoas Fm. | 0.206 | 0.3296 | 0.29 | 25°57,673 S | 67°39,895 W | 19K 633668 | 7127890 |
| A126 | Quiñoas Fm. | 0.227 | 0.3632 | 0.356 | 25°57,673 S | 67°41,107 W | 19K 631659 | 7129154 |
| A127 | Quiñoas Fm. | 0.204 | 0.3264 | 0.319 | 25°57,673 S | 67°41,107 W | 19K 631659 | 7129154 |
| A128 | Quiñoas Fm. | 0.203 | 0.3248 | 0.288 | 25°57,673 S | 67°41,107 W | 19K 631659 | 7129154 |
| A130 | Quiñoas Fm. - I | 0.281 | 0.4496 | 0.44 | 25°29,594 S | 67°37,899 W | 19K 637537 | 7179691 |
| A132 | Potrero Grande Fm. | 0.279 | 0.4464 | 0.305 | 25°29,495 S | 67°38,101 W | 19K 637202 | 7179877 |
| A149 | Quiñoas Fm. - I | 0,298 | 0.4768 | 0,43 | 25°28,855 S | 67°37,574 W | 19K 638095 | 7181048 |
| A160 | Escondida Fm. | 0,425 | 0.68 | 0,752 | 25°43,45 S | 68°05,095 W | 19K 591799 | 7154506 |

Anhang 4 - Illitkristallinität

| Probe | Stratigraphie | FWHM (roh) | FWHM (korr.) | Int.breite | Latitude | Longitudo | Rechtswert | Hochwert |
|--------|--------------------|------------|--------------|------------|-------------|-------------|------------|----------|
| A162 | Jungpaläozoikum | 0.239 | 0.3824 | 0.352 | 25°43,508 S | 68°05,606 W | 19K 590943 | 7154405 |
| A163 | Jungpaläozoikum | 0.236 | 0.3776 | 0.283 | 25°43,508 S | 68°05,606 W | 19K 590943 | 7154405 |
| A178 | Jura | 0.223 | 0.3568 | 0.35 | 25°47,461 S | 68°06,932 W | 19K 588693 | 7147122 |
| A184 | Jura | 0,21 | 0.336 | 0,229 | 25°47,461 S | 68°06,932 W | 19K 588693 | 7147122 |
| A185 | Jura | 0.19 | 0.304 | 0.281 | 25°47,461 S | 68°06,932 W | 19K 588693 | 7147122 |
| A187 | Jura | 0.202 | 0.3232 | 0.22 | 25°47,461 S | 68°06,932 W | 19K 588693 | 7147122 |
| A204 | Quiñoas Fm.- II | 0,255 | 0.408 | 0,42 | 25°53,372 S | 68°04,628 W | 19K 592450 | 7136185 |
| A206 | Quiñoas Fm. I | 0,307 | 0.4912 | 0,466 | 25°53,375 S | 68°05,085 W | 19K 591688 | 7136185 |
| A207 | Potrero Grande Fm. | 0.292 | 0.4672 | 0.317 | 25°53,612 S | 68°05,908 W | 19K 590311 | 7135757 |
| A222 | Altpaläozoikum | 0.163 | 0.2608 | 0.287 | 26°03,017 S | 67°39,211 W | 19K 634709 | 7118013 |
| A225 | Jungpaläozoikum | 0.237 | 0.3792 | 0.348 | 26°74,4 S | 67°34,037 W | 19K 643247 | 7109755 |
| A226 | Quiñoas Fm. | 0.28 | 0.448 | 0.44 | 26°07,006 S | 67°33,992 W | 19K 643321 | 7109643 |
| A256 | Jungpaläozoikum | 0.256 | 0.4096 | 0.387 | 25°35,47 S | 67°30,403 W | 19K 649976 | 7168708 |
| A256-2 | Jungpaläozoikum | 0,281 | 0.4496 | 0,421 | 25°35,47 S | 67°30,403 W | 19K 649976 | 7168708 |
| A259 | Jungpaläozoikum | 0,225 | 0.36 | 0,322 | 25°35,675 S | 67°31,484 W | 19K 648160 | 7168349 |
| A261 | Altpaläozoikum | 0.199 | 0.3184 | 0.282 | 25°42,977 S | 67°31,171 W | 19K 648533 | 7154864 |
| A287 | Juncalito Fm. | 0.278 | 0.4448 | 0.334 | 25°49,912 S | 67°44,823 W | 19K 625582 | 7142298 |
| A355 | Altpaläozoikum | 0.188 | 0.3008 | 0.292 | 26°02,99 S | 67°39,037 W | 19K 634999 | 7118059 |
| A356 | Altpaläozoikum | 0.17 | 0.272 | 0.233 | 26°02,99 S | 67°39,037 W | 19K 634999 | 7118059 |
| A424 | Jungpaläozoikum | 0,284 | 0.4544 | 0,414 | 26°18,933 S | 67°42,199 W | 19K 629432 | 7088681 |
| A426 | Jungpaläozoikum | 0.29 | 0.464 | 0.455 | 26°19,075 S | 67°42,34 W | 19K 629195 | 7088421 |
| A426b | Jungpaläozoikum | 0.292 | 0.4672 | 0.423 | 26°19,075 S | 67°42,34 W | 19K 629195 | 7088421 |
| A428 | Jungpaläozoikum | 0.273 | 0.4368 | 0.419 | 26°18,954 S | 67°42,559 W | 19K 628833 | 7088648 |
| A432 | Altpaläozoikum | 0.174 | 0.2784 | 0.243 | 26°10,837 S | 67°35,161 W | 19K 641305 | 7103504 |
| A435 | Jungpaläozoikum | 0.237 | 0.3792 | 0.367 | 26°03,554 S | 67°32,132 W | 19K 646503 | 7116895 |
| A440 | Quiñoas Fm. - I | 0.3 | 0.48 | 0.453 | 26°03,554 S | 67°32,132 W | 19K 646503 | 7116895 |
| A445 | Quiñoas Fm. - II | 0.297 | 0.4752 | 0.452 | 26°03,846 S | 67°31,356 W | 19K 647791 | 7116341 |
| A450 | Altpaläozoikum | 0.174 | 0.2784 | 0.258 | 26°02,428 S | 67°26,03 W | 19K 656703 | 7118854 |
| A451 | Altpaläozoikum | 0.135 | 0.216 | 0.194 | 26°02,428 S | 67°26,029 W | 19K 656705 | 7118854 |
| A459 | Altpaläozoikum | 0.15 | 0.24 | 0.202 | 25°39,267 S | 67°47,523 W | 19K 621251 | 7161991 |
| A474 | Altpaläozoikum | 0.177 | 0.2832 | 0.259 | 25°43,03 S | 68°12,589 W | 19K 579272 | 7155362 |
| A476 | Altpaläozoikum | 0.183 | 0.2928 | 0.285 | 25°43,041 S | 68°13,12 W | 19K 578384 | 7155347 |
| A480 | Altpaläozoikum | 0.23 | 0.368 | 0.357 | 25°43,883 S | 68°11,788 W | 19K 580603 | 7153779 |
| A481 | Altpaläozoikum | 0.223 | 0.3568 | 0.268 | 25°43,883 S | 68°11,788 W | 19K 580603 | 7153779 |
| A487 | Quiñoas Fm. - I | 0.378 | 0.6048 | 0.585 | 25°53,533 S | 68°04,342 W | 19K 592927 | 7135886 |
| A492 | Quiñoas Fm. - I | 0.398 | 0.6368 | 0.433 | 25°53,423 S | 68°04,773 W | 19K 592208 | 7136092 |
| A493 | Quiñoas Fm. - I | 0.397 | 0.6352 | 0.397 | 25°53,423 S | 68°04,773 W | 19K 592208 | 7136092 |

Anhang 4 - Illitkristallinität

| Probe | Stratigraphie | FWHM (roh) | FWHM (korr.) | Int.breite | Latitude | Longitude | Rechtswert | Hochwert |
|-------|------------------|------------|--------------|------------|-------------|-------------|------------|----------|
| A496 | Quiñoas Fm. - I | 0.316 | 0.5056 | 0.316 | 25°53,444 S | 68°04,906 W | 19K 591985 | 7136055 |
| A498 | Quiñoas Fm. - I | 0.316 | 0.5056 | 0.458 | 25°53,447 S | 68°05,029 W | 19K 591781 | 7136051 |
| A500 | Quiñoas Fm. - I | 0.226 | 0.3616 | 0.355 | 25°53,447 S | 68°05,029 W | 19K 591781 | 7136051 |
| A505 | Quiñoas Fm. - II | 0.33 | 0.528 | 0.517 | 25°53,385 S | 68°05,254 W | 19K 591405 | 7136169 |
| A509 | Quiñoas Fm. - II | 0.277 | 0.4432 | 0.401 | 25°53,385 S | 68°05,254 W | 19K 591405 | 7136169 |