

7. Umliegende tertiäre Becken

- **Das nördliche und zentrale Altiplano-Becken**

Das nördliche und zentrale Altiplano-Becken (Abb. 7.1) schließen sich an das Süd-Altiplano-Becken an, sie sind somit in ihrer Entwicklung direkt mit dem Süd-Altiplano-Becken vergleichbar (vergl. Kap. 6.2 und Abb. 7.2). Beide Becken werden ebenso von der Westkordillere und der Ostkordillere begrenzt, wobei die Grenze zur letzteren durch die Huarania-Störungszone, (ECBZ), markiert ist. Entlang dieser Störungszone wurden paläozoische Gesteine über oligozäne Sedimente überschoben (McQuarrie 2002). Im Westen gehen die Sedimente des Beckens in Vulkanite des rezenten magmatischen Bogens über bzw. werden von diesen bedeckt (Lamb & Hoke 1997).

Im nördlichen und zentralen Altiplano-Becken wurden seit der Kreide/Tertiär-Wende konkordant bis zu 7000 m Sedimente abgelagert (Lamb & Hoke 1997; Horton et al. 2001). Gegliedert werden diese Sedimente wie im Süd-Altiplano-Becken in die Santa Lucía-, die Cayara-, die Potoco- und die San Vicente-Formationen (Lamb & Hoke 1997; Horton et al. 2001). Die größten Mächtigkeiten liegen mit ~ 7000 m in der Corque-Synklinale (Lamb & Hoke 1997; Horton et al. 2001; Hampton 2002). Die Santa Lucía-, Cayara- und Potoco-Formationen werden dabei als fluviatile Ablagerungen interpretiert (Horton et al. 2001). Zum stratigrafisch Höheren hin geht die Potoco-Fm. in gröbere Sedimente über, die auf alluviale Ablagerungsbedingungen schliessen lassen (Horton et al. 2001). Die San Vicente-Fm. und ihre Äquivalente werden als alluviale Ablagerungen interpretiert (Lamb & Hoke 1997; Horton et al. 2001). Datierungen an der basalen San Vicente-Fm. ergaben Ablagerungsalter von 23 Ma und 25 Ma (Horton et al. 2001). Die Santa Lucía- und Cayara-Formationen wurden aus Osten geschüttet, die untere Potoco-Fm. dagegen aus Westen, die obere Potoco- und die gesamte San Vicente-Fm. wiederum aus Osten (Hérail et al. 1997; Horton et al. 2001; Hampton 2002).

Die Beckenentwicklung des nördlichen und des zentralen Altiplano-Beckens wird in der Literatur sehr kontrovers diskutiert (Hérail et al. 1997; Lamb & Hoke 1997; Horton et al. 2001; Hampton 2002; DeCelles & Horton 2003). Mehrere Autoren (Hérail et al. 1997; Horton et al. 2001) interpretierten das nördliche und das zentrale Altiplano-Becken als Vorlandbecken zu einem eozänen-oligozänen, westlichen Hochgebiet mit den dazugehörigen Ablagerungsräumen (Hampton 2002). Dieses westliche Hochgebiet mit dem Falten- und Überschiebungsgürtel ist vom rezenten vulkanischen Bogen bedeckt (Horton et al. 2001). Messungen im basalen Teil der Potoco-Fm. in der Corque-Synklinale, möglicherweise mit einem eozänen bis unter-oligozänes Alter, zeigen Schüttungsrichtungen aus Westen (Hampton 2002). Das Vorhandensein von präkambrischen Klasten in den Konglomeraten der Potoco-Fm. zeigt, dass das kristalline Basement zu diesem Zeitpunkt bereits an der Oberfläche aufgeschlossen war (Hérail et al. 1990). Im Osten dagegen entwickelte sich während dem Paläozän und Eozän die „Proto-Ostkordillere“ (Lamb & Hoke 1997), die von Störungen entlang des nördlichen und zentralen Altiplano-Becken begrenzt wird (Lamb & Hoke 1997). Ab dem Ober-Oligozän waren das nördliche und das zentrale Altiplano-Becken sowohl im Westen wie auch im Osten durch kompressive Strukturen begrenzt (Hérail et al. 1997).

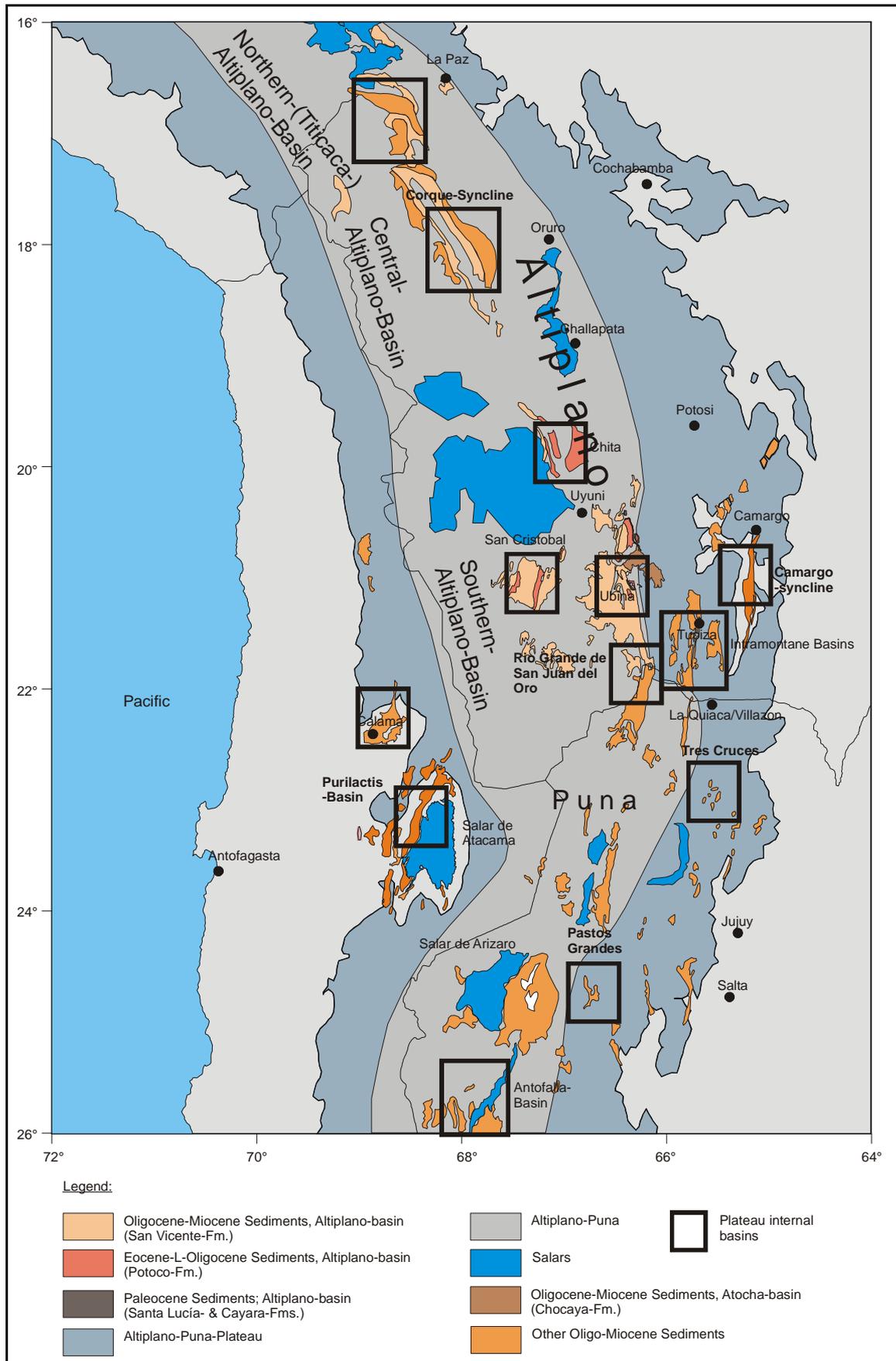


Abb. 7.1 Das Altiplano-Puna-Gebiet als morphostrukturelle Einheit mit den tertiären Becken zwischen 16° S und 26° S.

Im Miozän entwickelten sich im zentralen Altiplano-Becken mehrere Grabenstrukturen (Hérail et al. 1997). Dabei entstanden der Mauri-Halbgraben mit einer vulkanoklastischen Sedimentfüllung und der Corque-Halbgraben (Hérail et al. 1997; Horton et al. 2001). Etwa zeitgleich flossen im zentralen Altiplano-Becken basische Laven aus (Hérail et al. 1997). Ab etwa 10 Ma wurden im zentralen Altiplano-Becken wiederum vulkanoklastische Sedimente geschüttet, die die Graben-begrenzenden Störungen bedecken (Hérail et al. 1997). Syntektonische Ablagerungen, etwa ab 9 Ma, deuten auf die Inversion der Gräben ab diesem Zeitraum hin (Hérail et al. 1997). Seitdem werden im zentralen Altiplano-Becken nur kompressive Strukturen angelegt (Hérail et al. 1997).

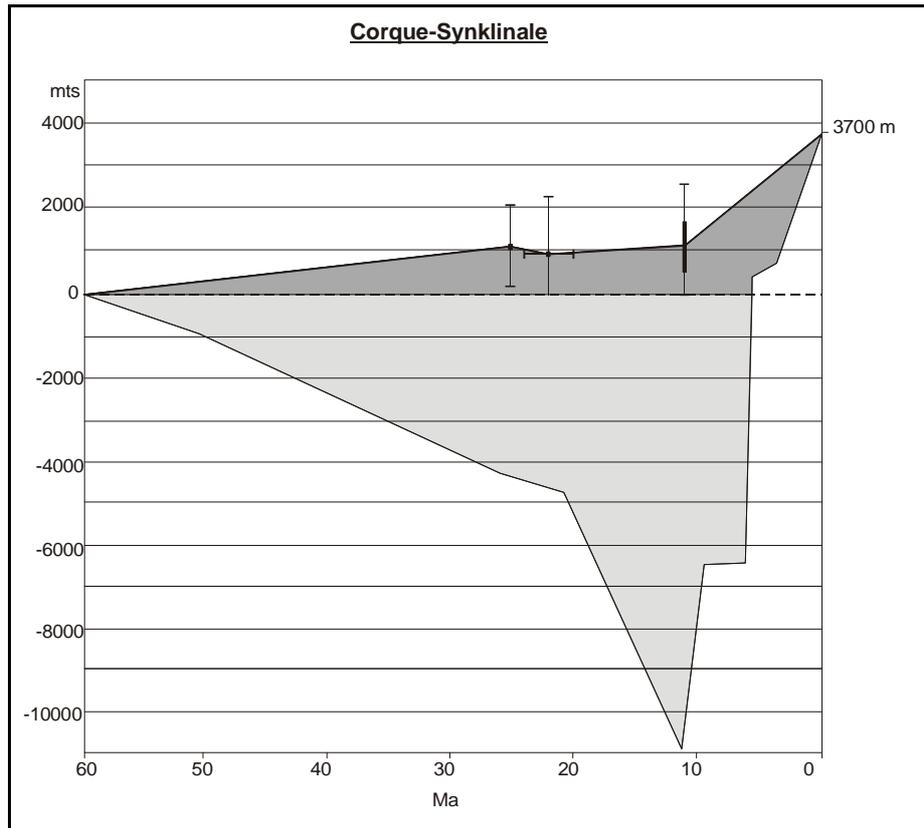


Abb. 7.2 Absenkungskurve für die Corque-Synklinale im zentralen Altiplano-Becken. Daten aus Allmendinger et al. 1997 und Gregory-Wodzicki 2000 (Lokalität siehe Abb. 7.1). Die hellgrauen Bereiche wurden unter NN subsidiert, die dunkelgrauen stellen die topografische Höhe des Beckens dar.

Dagegen gehen andere Autoren im nördlichen und im zentralen Altiplano-Becken von einem Postrift-Stadium im Paläozän aus (Lamb & Hoke 1997). Dabei diente im Eozän wie im Süd-Altiplano-Becken die „Proto-Ostkordillere“ östlich des nördlichen und zentralen Altiplano-Beckens als Liefergebiet für die Sedimente. Diese trennte gleichzeitig das gesamte eozäne Altiplano-Becken von den intramontanen Becken der Ostkordillere. Durch eine zunehmende Verkürzung entstanden an beiden Rändern des eozänen Altiplano-Beckens kompressive Störungen mit großem Versatz (Lamb & Hoke 1997; Hérail et al. 1997). Dadurch kamen im Westen präkambrische Basement-Gesteine an die Oberfläche; im Osten kretazische bis paläozoische Sedimentgesteine. Im Oligozän kam die

vulkanische Aktivität mit ihren Auswurfsprodukten hinzu. Am Übergang Oligozän-Miozän kam es im zentralen Altiplano-Becken zu einer Beckendifferenzierung. Dabei entstanden die Corque-Synklinale mit grossen Sedimentmächtigkeiten (Abb. 7.2) und etwas weiter östlich das Toledo-Becken; die Corque-Synklinale wurde ab dem Miozän von Blattverschiebungen begrenzt (Hérail et al. 1997). Während des gesamten Tertiärs wurde aus dem umliegenden Hochgebieten klastisches und ab den Oligozän zusätzlich vulkanisches Material erodiert, das in das nördliche und zentrale Altiplano-Becken geschüttet wurde.

- **Das Purilactis-Becken**

Im Purilactis-Becken (Abb. 7.1) sind zwischen 2000 m und 4000 m mächtige Sedimente der Purilactis-Gruppe des Maastricht bis Oligozän aufgeschlossen, die u. a. Charrier & Reutter (1994) eingehend beschrieben haben. Die Purilactis-Gruppe wird in die Tonel-, die Purilactis- und die Yesifera-Formationen gegliedert. Die Tonel-Fm. lagert diskordant über paläozoischen Gesteinen. Sie besteht aus feinkörnigen klastischen Sedimenten, an der Basis auch aus Karbonaten. Der Übergang zur folgenden Purilactis Fm. ist graduell. Diese besteht aus Konglomeraten mit sehr geringen Anteilen an feinkörnigen Sedimenten; am Top kommen vulkanische Gesteine hinzu. Konkordant darüber liegen die Sedimente der Yesifera-Fm., die aus grobkörnigen Sandsteinen und Gipszwischenlagen bestehen. Der Ablagerungsraum dieser Sedimente lag östlich des kretazisch-alttertiären magmatischen Bogens, der rezent die Präkordillere und das chilenische Längstal bildet (Charrier & Reutter 1994).

Die Tonel-Fm. wurde in einem extensionalen „back-arc“-Becken ohne größeres Relief abgelagert (Charrier & Reutter 1994). Erst ab der oberen Tonel-Fm. und dem Einsetzen der grobkörnigen Fazies der Purilactis-Fm. entwickelten sich durch synsedimentär aktive Abschiebungen größere Reliefunterschiede, die später, während der Inkaischen Deformationsphase im Eozän (bei ~ 38 Ma), invertiert wurden (Charrier & Reutter 1994). So entwickelte sich durch diese kompressive Tektonik in der Präkordillere das Purilactis-„back-arc“-Becken zu einem Vorland-Becken der Präkordillere, in dem die Sedimente der Yesifera-Fm. abgelagert wurden (Charrier & Reutter 1994).

Im Gebiet der Sierra del Medio (Abb. 7.1), nördlich von Calama entstanden ähnliche Sedimente wie im Purilactis-Becken. Die oberkretazische bis eozäne Tolar-Fm. ist altersmässig äquivalent zu „back-arc“-Sedimenten am Westrand des Purilactis-Beckens und regional auch zu Abfolgen der Salta-Gruppe (Bogdanic 1990; Günther 2001). Diese Sedimente lagern diskordant über unterkretazischen und jurassischen Gesteinen und bestehen an der Basis aus Mergeln und/oder sandigen Kalken, die in Siltsteine oder grobkörnige Sandsteine übergehen (Bogdanic 1990). Zum stratigrafisch Höheren kommen fast ausschliesslich Konglomerate vor, die ihrerseits diskordant von Vulkaniten überdeckt werden (Bogdanic 1990). Erosionsdiskordant folgen die Sedimente der obereozänen bis unteroligozänen Sihal-Fm. (Günther 2001) und wiederum diskordant die ober-oligozäne bis miozäne Gravas de Atacama-Fm. Darüber folgen diskordant jüngere Ignimbrite. Dieser nördliche Ablagerungsraum bildete mit dem Purilactis-Becken bis zum Unter-Eozän einen zusammenhängenden Sedimentationsraum (Günther 2001). Zwischen 48 Ma und 45 Ma wurde das Purilactis-Becken vom nördlichen Sedimentationsraum durch Störungen getrennt (Günther 2001).

Die oberkretazischen bis eozänen Sedimente der Purilactis-Gruppe und des nördlichen Sedimentationsraumes im Sierra del Medio-Gebiet können mit den Sedimenten der Balbuena- und Santa Barbara-Subgruppe in Argentinien und den El Molino- und Santa Lucía-Formationen in Bolivien korreliert werden (Salfity et al. 1985; Salfity & Marquillas 1994; Charrier & Reutter 1994; Günther 2001). Somit bildeten das Purilactis-Becken und die östlichen Teile der argentinischen und bolivianischen Becken (Salta- und Potosí-Becken) im Paläozän/Eozän ein epikontinentales Becken (Abb. 1.4; Charrier & Reutter 1994). Diese Beckenkonfiguration bestand im Westen wahrscheinlich bis zur Inkaischen Deformationsphase um 38 Ma. Durch die von der Inkaischen Deformationsphase verursachte Inversion der Störungen im „back-arc“-Becken wurde das Purilactis-Becken und der nördliche Ablagerungsraum bei Sierra del Medio von dem weiter im Osten liegenden Altiplano-Becken abgetrennt.

- **Die argentinische Puna**

Das Rio Grande de San Juan-Gebiet, das Tres Cruces-Gebiet, das Pastos Grandes und das Antofalla-Becken

Das Rio Grande de San Juan-Gebiet (Abb. 7.1) liegt an der Grenze Argentinien-Bolivien und bildet den Übergang vom bolivianischen Süd-Altiplano-Becken zur argentinischen Puna. Die paläozäne bis miozäne Schichtenfolge grenzt im Osten entlang von Überschiebungen das Paläozoikum der Sierra de Rinconada ab (Adelmann 2001). Dieses Störungssystem geht nach Norden in die San Vicente-Störung über (Adelmann 2001).

Über den Ablagerungen der Santa Barbara-Subgruppe folgen die eozäne-oligozäne Peña Colorada-Fm., die ober-oligozäne bis miozäne Cabreria-Fm. und die miozäne Puertas de San Pedro-Fm., ausgehend von einer lakustrinen über eine fluviatile bis hin zu einer vorherrschend alluvialen Fazies. Vermutlich befand sich das Rio Grande de San Juan-Gebiet noch an der Wende Kreide-Paläozän im Randbereich des San Pablo de Lipez-Hochs (Fiedler 2001), das aber schon im Eozän nicht mehr bestand (Adelmann 2001). Vielmehr stellen diese Sedimente mit wechselnden Schüttungsrichtungen aus Westen (Peña Colorada-Fm.) und Osten (Cabreria- und Puertas de San Pedro-Formationen) die initiale Füllung von intramontanen Becken in der Ostkordillere dar. Eine initiale Hebung der „Proto-Ostkordillere“ wird für das Eozän vermutet (Lamb & Hoke 1997).

Das Tres Cruces-Gebiet

Der Tres Cruces-Ablagerungsraum (Abb. 7.1) liegt in der Provinz Jujuy am Ostrand der argentinischen Puna. Nach Norden, Westen und Osten wird es durch präkambrische bis frühpaläozoische Sedimentgesteine und Vulkanite begrenzt, die auf kretazische und tertiäre Sedimentgesteine überschoben sind.

Die alttertiären Ablagerungen werden von den paläozänen-eozänen Sedimenten der Santa Barbara-Subgruppe gebildet. Darüber folgen etwa 5000 m siliziklastische Ablagerungen der eozänen-oligozänen Casa Grande-Fm., der oberoligozänen bis untermiozänen Rio Grande-Fm. und der unter- bis mittelmiozänen Pisungo-Fm. (Pascual 1983; Boll & Hernández 1985; Boll & Hernández

1986; Bond & López 1995). Als jüngste Ablagerungen im Tres Cruces-Gebiet kommen die Sedimente der miozänen Cara Cara-Fm. vor (Rubiolo 1997).

Adelmann (2001) interpretierte die Abfolge beginnend mit der Casa Grande-Fm. als zunächst Playa- und fluviatil dominiert; im höheren Teil erfolgte ein Wechsel zu alluvialer Fazies (Rio Grande- und Pisungo-Formationen, Adelmann 2001). Die Entwicklung macht die Annahme von Hochgebieten am Rande der Puna im Eozän/Oligozän wahrscheinlich. Ihre Entstehung könnte im engen Zusammenhang mit der Inkaischen Orogenese stehen, deren kompressive Deformationen in der chilenischen Präkordillere erfolgten (Günther 2001; Adelmann 2001). Dabei propagierte die Deformationsfront in der Puna nach Osten (Rubiolo 1997).

Das Pastos Grandes-Becken

Das Pastos Grandes-Becken (Abb. 7.1) wird im Osten und Westen von jeweils zwei störungsgebundenen Hochgebieten begrenzt (Alonso 1999), die aus präkambrischen und ordovizischen sowie (diskordant darüber) aus Gesteinen der eozänen/unter-oligozänen Geste-Fm. bestehen.

Die Abfolge im Becken selbst repräsentiert das obere Miozän bis Pliozän. Neben dunklen Konglomeraten und grobkörnigen, klastischen Sedimenten sind im höheren Teil u. a. Borate, Tuffe, Tuffite und Pelite typisch (Alonso 1999). Konkordant setzt darüber mit Konglomeraten und Sandsteinen die Singuel-Fm. ein (Alonso 1999).

Das Antofalla-Gebiet

Im Antofalla-Gebiet (Abb. 7.1) überlagern mittel-eozäne bis oligozäne klastische Sedimente sowohl das präkretazische Basement diskordant, wie auch die kretazisch-eozänen Postrift-Sedimente konkordant (Adelmann 2001).

Diese eozänen- bis oligozänen Sedimente werden von den alluvialen-, playa-, äolischen- und fluviatilen-Ablagerungen der Peña Colorada-, Casa Grande-, Geste- und Quiñoas-Formationen gebildet (Adelmann 2001). Die Liefergebiete dieser Ablagerungen lagen sowohl im Westen, in der Präkordillere, im Osten, in der „Proto-Ostkordillere“, sowie in internen Hochgebieten (Adelmann 2001). Eine frühe Deformation und Hebung ist während des oberen Eozän im Westen durch intensive kompressive Bewegungen belegt (Inkaische Deformation, Döbel et al. 1992; Scheuber et al. 1994). Aus dem Westen wurden zusätzlich vulkanische Anteile in das Antofalla-Gebiet geliefert (Adelmann 2001). Diese stammen aus der Franja de Maricunga, die am südwestlichen Rand der chilenischen Präkordillere liegt (Adelmann 2001).

Nach Adelmann (2001) erweist sich der Beckentyp für diesen Zeitraum als der eines „broken foreland“-Beckens. Im späten Oligozän bis frühen Miozän setzte eine deutliche Einengungstektonik in der Puna ein (Adelmann 2001). Die Reaktivierung der Strukturen wird durch proximale Ablagerungen von Fächersystemen der Chacras-Fm. belegt (Adelmann 2001). Während des gesamten Miozäns hielten die kontraktiven Bewegungen in der Puna an. Gleichzeitig begann eine intensive vulkanische Aktivität.

In der südlichen Puna gab Adelman (2001) die Entstehung von „intra-arc“-Becken an. Kraemer (1999) belegte den „intra-arc“-Charakter der Becken durch geochemische Untersuchungen der Vulkanite. Im zentralen Teil des abflusslosen Antofalla-Beckens entstanden mächtige Evaporite (Alonso 1991; Adelman 2001).

Im Pliozän setzte sich die Deformation durch die Anlage lokaler Seitenverschiebungen fort (Adelman 2001). Die vulkanische Aktivität konzentrierte sich in diesem Zeitraum auf die südliche Puna, wo primitive basaltische Magmen und größere Ignimbrit-Decken gefördert wurden (Kraemer 1999; Schnurr 2001).

- **Die Intramontanen Becken der Ostkordillere Boliviens**

Estarca-, Tupiza-, Nazareno- und Camargo-Becken (Abb. 7.1)

In der Ostkordillere Südboliviens sind mehrere störungsgebundene intramontane Becken vorhanden, wie z. B. das Estarca-, das Tupiza-, das Nazareno- und das Camargo-Becken. Möglicherweise waren das Estarca-, Tupiza- und Nazareno-Becken in ihrer Entwicklung miteinander verbunden (Horton 1998; Müller 2000; Müller et al. 2002).

Der östliche Rand des Estarca-Beckens wird durch die ordovizischen Gesteine der Serrania de Santa Barbara gebildet. Sie wurden ab dem Ober-Oligozän entlang der Estarca-Überschiebung auf die Sedimente des Estarca-Beckens überschoben (Horton 1998; Müller et al. 2002). Das Becken selbst hat eine asymmetrische Synklinallform mit einem vertikalen östlichen Schenkel (Horton 1998). Datierungen der basalen Estarca-Fm. lieferten Alter von 16,7 Ma (Müller et al. 2002). Horton (2002) interpretierte die basalen Konglomerate als Ablagerungen von „debris flows“ und die darüber folgenden Konglomerate als fluviatile Ablagerungen.

Weiter östlich liegt das Tupiza-Becken, durch die Serrania de Santa Barbara vom Estarca-Becken getrennt. Während Horton (1998) das Tupiza-Becken in das westliche, das zentrale und das östliche Tupiza-Becken dreiteilt, bezeichneten Müller et al. (2002) das westliche Tupiza-Becken als Oploca-Becken.

Die ältesten Sedimente im diesem Gebiet sind die Bella Vista-Einheit und die Catati-Fm. mit Ablagerungsaltern von $29,9 \pm 0,9$ Ma (Hérail et al. 1996; Horton 1998; Tawackoli 1999). Das Oploca-Becken wird nach Osten durch die Tupiza- bzw. Oploca-Überschiebung begrenzt, an der im Hangenden ältere, in der Regel ordovizische Gesteine aufgeschlossen sind (Müller 2000; Müller et al. 2002). In weiten Teilen des Oploca-Beckens sind mächtige Konglomerate vorhanden (Urulica- und Huerta Waykho-Konglomerat). Darüber folgen mächtige feinkörnige Sedimente der Chifloca-Einheit und horizontallagernde Konglomerate der Oploca-Fm. (Horton 1998; Müller 2000; Müller et al. 2002). Diese Ablagerungen wurden als alluviale, lakustrine und fluviatile Ablagerungen interpretiert (Horton 1998). Die Schüttungsrichtung der Sedimente im Oploca-Becken ist aus Westen (Horton 1998).

Das zentrale Tupiza-Becken wird nach Westen durch ordovizische Gesteine begrenzt, die im Hangenden der Tupiza-Überschiebung aufgeschlossen sind (Müller et al. 2002). Diese Becken-begrenzende Störung war ab dem Ober-Oligozän aktiv (Müller et al. 2002). Das östliche Tupiza-Becken wird im Westen durch die Seca- und im Osten durch die Jurcuma-Überschiebung

begrenzt. Im Hangenden dieser Störungen sind jeweils ordovizische Gesteine aufgeschlossen. Die Sedimente im zentralen und östlichen Tupiza-Becken werden in die Catati- und Tupiza-Formationen gegliedert. Diese Sedimente sind als lakustrine-, fluviatile und alluviale Ablagerungen interpretiert worden (Horton 1998). Im östlichen Tupiza-Becken kommen an der Basis der Tupiza-Fm. vulkanische Gesteine vor.

Das Nazareno-Becken grenzt nach Westen an die Mochara-Überschiebung und nach Osten an die Narazeno-Überschiebung. Im Hangenden dieser Störungen sind jeweils ordovizische Gesteine aufgeschlossen, bzw. die Mochara-Überschiebung wird von jüngeren San Juan del Oro-Sedimenten bedeckt. In diesem Becken sind vulkanische und feinkörnige lakustrine Sedimente aufgeschlossen (Müller 2000; Müller et al. 2002). Datierungen in diesen Sedimenten ergaben Alter von 21,3 Ma und 20,9 Ma für die vulkanischen Gesteine (Hérail et al. 1996; Tawackoli et al. 1996).

Möglicherweise unabhängig von der tektonisch kontrollierten Beckenbildung im westlichen Teil der Ostkordillere, aber etwa zeitgleich, entwickelte sich die Camargo-Tojo-Überschiebung und damit auch die Camargo-Synklinale (Müller 2000; Müller et al. 2002). In ihr sind neben der kretazisch-paläozänen El Molino-Fm. auch ältere Kreide-Sedimente sowie paläozäne bis vermutlich miozäne Sedimente erschlossen (Fiedler 2002; DeCelles & Horton 2003). Die tertiären Ablagerungen könnten als Füllung eines Vorland-Beckens interpretiert werden, das im Oligozän bis in das frühe Miozän in ein „piggy-back“-Becken überging (Horton & DeCelles 2001; DeCelles & Horton 2003).

Zusammenfassung

Das Süd-Altiplano-Becken und die umliegenden tertiären Becken waren bis in das Paläozän miteinander verbunden (Salfity et al. 1985; Salfity & Marquillas 1994; Charrier & Reutter 1994; Riccardi 1997; Günther 2001). Die Ablagerung der El Molino-Fm. in Bolivien und ihre Äquivalente in Argentinien geben einen deutlichen Hinweis auf einen in diesem Zeitraum zusammenhängenden Sedimentationsraum. Im frühen Eozän setzte eine Beckendifferenzierung ein, die durch die Inkaische Deformationsphase im Westen und die Entstehung der „Proto-Ostkordillere“ im Osten des Altiplano-Beckens gesteuert wurde. Durch diese eozäne Tektonik wurde das Süd-Altiplano-Becken von den übrigen Ablagerungsräumen im Westen (nördliches Ablagerungsgebiet und Purilactis-Becken), im Osten (Intramontane-Becken der Ostkordillere) und im Süden (Argentinische Puna) abgetrennt. Jedes dieser einzelnen Ablagerungsräume machte daraufhin eine eigene Beckenentwicklung durch, obwohl die Ablagerungsbedingungen miteinander vergleichbar blieben. Das Rio Grande de San Juan del Oro-Becken an der Grenze Altiplano-Puna bildete möglicherweise mit dem Süd-Altiplano-Becken bis in das Miozän einen zusammenhängenden Ablagerungsraum.

Das nördliche und zentrale Altiplano-Becken durchlief vom Paläozän bis zum Miozän eine gemeinsame Entwicklung mit dem Süd-Altiplano-Becken.