

8 Ergebnisse dieser Arbeit und Diskussion

Im Süd-Altiplano-Becken spiegeln die tertiären Sedimente, Epiklastite und Vulkanite mit ihrer Zusammensetzung, Korngrößenverteilung, Lithofazies, Mächtigkeit, Geometrie und ihren Verzahnungen die Geschichte eines komplexen, kontinentalen Ablagerungsraumes wider, der durch die Plateaubildung und Deformationsprozesse in seiner Ausdehnung, internen Gliederung und Subsidenz/Hebung erheblich beeinflusst oder gestaltet wurde. Das Süd-Altiplano-Becken erweist sich damit als ein Gebiet, in dem Wechselwirkungen von Klima, Sedimentation und Tektonik beispielhaft studiert werden können. Es gelang in dieser Arbeit, durch die Analyse der Faziesräume und assoziierter Datensätze, Aussagen zum Alter und zu den Ursachen der Deformation sowie zu den kontrollierenden Faktoren der Beckenbildung zu machen.

Die drei Dissertationen von P. Gôni (2003), K. Elger (2003) und H. Ege (2004) im Rahmen des SFB 267 ergänzen meine Arbeit und ergeben gemeinsam ein umfassendes Bild der Entwicklung des Süd-Altiplano-Beckens.

8.1 Fazies, Alterstellung, Liefergebiete und Ablagerungsbedingungen

Das Süd-Altiplano-Becken wurde vom Paläozän bis ins Miozän mit den Sedimenten und Vulkaniten der Santa Lucía-, Cayara-, Potoco- und San Vicente-Formationen gefüllt. Die Mächtigkeiten schwanken stark. Im Beckenzentrum, westlich der UKFZ, folgen etwa 7500 m konkordant. Dagegen verringern sich die Mächtigkeiten in der Nähe von Störungen auf wenige 100 m. Entlang des östlichen Beckenrandes werden Mächtigkeiten von ca. 5000 m erreicht.

Paläozän im Süd-Altiplano-Becken

Im Paläozän bildeten große Teile der Proto-Ostkordillere, des Süd-Altiplano-Beckens und des Purilactis-Beckens einen gemeinsamen Ablagerungsraum (Abb. 8.1; Tab. 8.1). In diesem Zeitraum stellte das frühe Süd-Altiplano-Becken ein „sag-basin“ dar und ist Teil eines größeren epikontinentalen Meeres (Charrier & Reutter 1994; Welsink et al. 1995). Der Subsidenzmechanismus wurde dabei durch thermale Subsidenz im Zuge der Entwicklung des kretazischen Salta-Rifts kontrolliert (Welsink et al. 1995).

In diesem Entwicklungsstadium wurden im Süd-Altiplano-Becken die El Molino- und Santa Lucía-Formationen abgelagert (Abb. 8.1). Den westlichen Rand dieses Beckens bildete die Präkordillere.

- Die **Santa Lucía-Fm.** ist in der Ostkordillere und in Südbolivien eine regional weit verbreitete Einheit. Die Ablagerung der Santa Lucía-Fm. im Süd-Altiplano-Becken geschah in einem Playa-System, in welchem einige (semi-) permanente Wasserflächen und Flüsse vorhanden waren. Etwas weiter südlich, bei Portugalete, erfolgte die Ablagerung dagegen in einem fluviatilen Milieu (Kap. 3). Die Sandsteine der Santa Lucía-Fm. bestehen aus Quarzareniten und Sublithareniten, untergeordnet kommen Grauwacken vor (Kap. 4). Die Provenanz ist ein „quartzose recycled orogen“ (Kap. 5).

Am Ende des Paläozäns fand eine erste Beckendifferenzierung statt. Das Süd-Altiplano-Becken wurde durch die „Proto-Ostkordillere“ vom Camargo-Ablagerungsraum getrennt (Lamb & Hoke 1997), möglicherweise auch von anderen Becken weiter südlich (Kap. 2; 3; 6 und 7). Die ältesten westvergenten, kompressiven Strukturen wurden im Gebiet östlich des Tupiza-Beckens dokumentiert (Müller et al. 2002). Diese begrenzten die „Proto-Ostkordillere“ nach Westen.

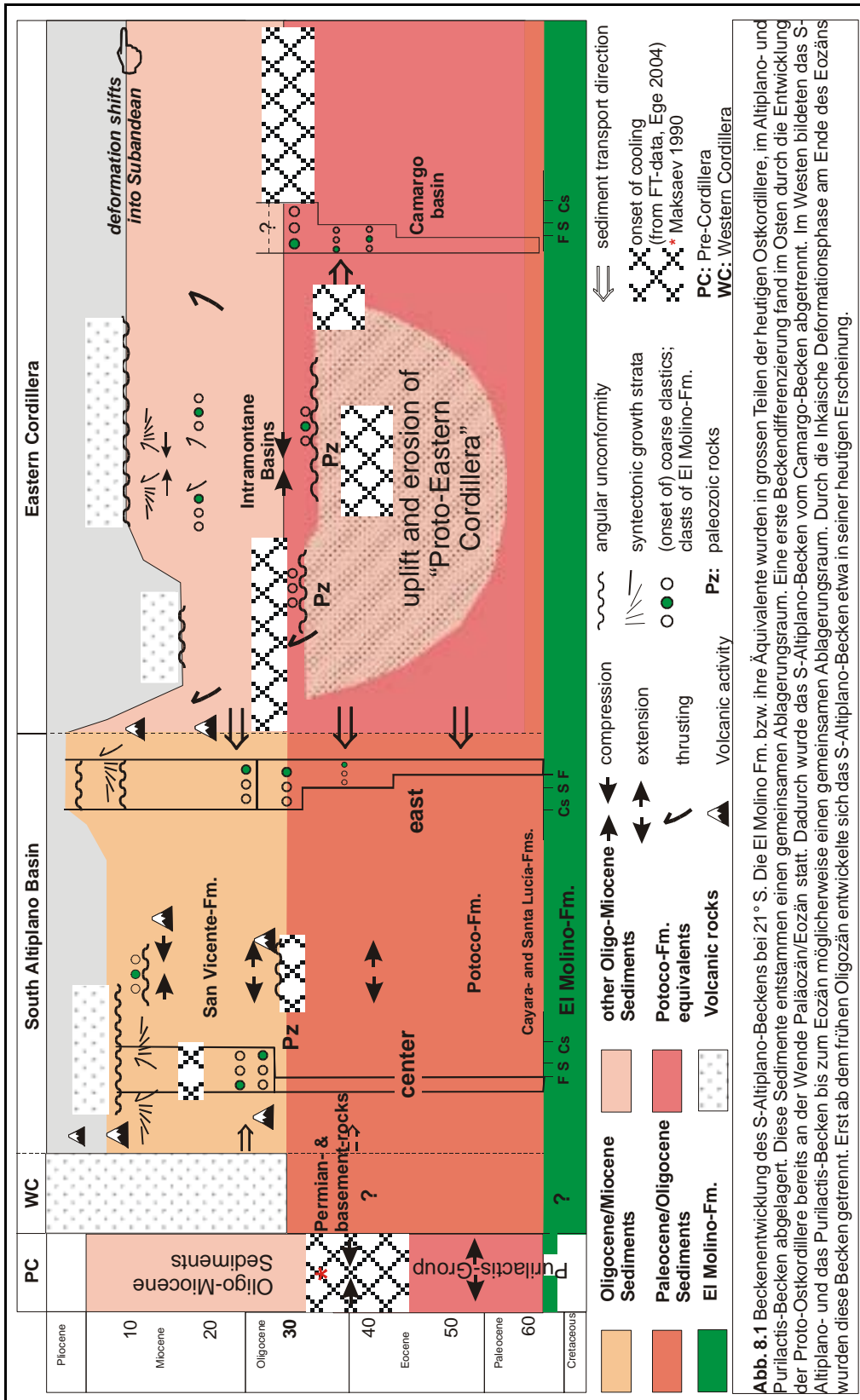
- Westlich dieses neu entstandenen Hochgebietes wurde die eozäne **Cayara-Fm.** sedimentiert. Die basalen Konglomerate mit darüberfolgenden Sandsteinen der Cayara-Fm. wurden nur im Osten und Südwesten des Süd-Altiplano-Beckens als proximale Ablagerung eines eozänen Erosionsgebietes in einem mäandrierenden Flusssystem abgelagert (Kap. 2; Kap. 3). Die Schüttung der Sedimente erfolgte aus Osten (siehe Anhang: Profile). Die Quarzarenite und Sublitharenite der Cayara-Fm. wurden aus einem „recycled orogen“ und einem „quartzose recycled“-Gebiet angeliefert. Die Ablagerung der Cayara-Fm. im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens fand in einem Vorland-Becken zur „Proto-Ostkordillere“ statt (Kap. 6; Tab. 8.1).

Eozän bis Unter-Oligozän im Süd-Altiplano-Becken

- Die **Potoco-Fm.** im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens kann in fünf Einheiten unterteilt werden, die jeweils fünf diskrete Ablagerungsmilieus repräsentieren (Kap. 2 und 3). Diese sind ein Playa-Milieu, ein distal alluviales- bzw. Playa-Milieu, ein fluviatiles Ablagerungsmilieu mit mäandrierendem System, ein alluviales und ein fluviatiles Milieu mit verzweigtem System. Die Sandsteine der Potoco-Fm. werden als Quarzarenite, Sublitharenite, arkosische Litharenite und Litharenite eingestuft (Kap. 4). Grauwacken kommen nur untergeordnet vor (Kap. 4). Das Liefergebiet der Sedimente kann als das eines „recycled orogen“ interpretiert werden (Kap. 5). Die Ablagerung der Potoco-Fm. im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens (Lipez-Teilbecken) geschah in ein Vorlandbecken (Kap. 5 und 6; Tab. 8.1). Die Potoco-Fm. zeigt eine westgerichtete eozäne Progradation der „Proto-Ostkordillere“ an. Als ein bivergentes Störungssystem wanderte die Deformationsfront der „Proto-Ostkordillere“ im Eozän nach Westen, etwas später auch nach Osten (Müller et al. 2002; Ege 2004). Ein weiterer Hinweis für die Entwicklung der „Proto-Ostkordillere“ im Eozän wird aus Apatit-Abkühlungsdaten interpretiert (Abb. 8.1; Ege 2004). Die Interpretation seismischer Linien im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens (Lipez-Teilbecken) zeigt eine sprunghafte tertiäre Progradation der Störungen nach Westen an (Elger 2003) und bestätigt damit die Ergebnisse dieser Arbeit.

Im zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens wurden vom Eozän bis an die Grenze zwischen Unter- und Ober-Oligozän feinkörnige Sedimente (Siltsteine, untergeordnet feinkörnige Sandsteine) der Potoco-Fm. abgelagert. Sandsteine aus diesem Raum werden als Litharenite, arkosische Litharenite und als Sublitharenite klassifiziert (Kap. 4), die in einem distalen Playa-Ablagerungsraum sedimentiert wurden (Kap. 3). Die Liefergebietsanalyse zeigt für diese Ablagerungen eine Herkunft aus einem „recycled orogen“ und einem „continental block“, also Schüttungen aus Osten und Westen (Kap. 5). Der Ablagerungsraum der Potoco-Fm. war im

frühen Eozän der eines distalen Vorlandbeckens, im Ober-Eozän entstand ein Graben ohne größere Reliefunterschiede, der aber große Mächtigkeitsunterschiede verursachte.



Nach der Interpretation seismischer Linien ist die Potoco-Fm. östlich der UKFZ heute nicht vorhanden (Elger 2003). Als Ursache gab Elger (2003) Nichtablagerung der Potoco-Fm. an. Die Faziesanalyse sowie die Literatur über das gesamte Altiplano-Becken zeigen jedoch, dass die Potoco-Fm. wohl im gesamten Süd-Altiplano-Becken teils mit einer Mächtigkeit von mehreren tausend Metern abgelagert worden ist. Mächtigkeitsschwankungen sind nicht auszuschließen. Ege (2004) forderte für sein Modell eine etwa 2000 m mächtige eozäne sedimentäre Bedeckung des zentralen Süd-Altiplano-Beckens. Demnach wurde die Potoco-Fm. nach ihrer Ablagerung östlich der UKFZ, also am Ende des Eozäns bzw. Unter-Oligozäns, lokal wieder erodiert, möglicherweise durch die nun deutlichere Hebung der östlichen Grabenschulter des entstehenden Grabens, aus dem sich im Oligozän ein „intra-arc“-Becken entwickelte.

Bei Cerro Gordo/Soniquera, im SW-Teil des Süd-Altiplano-Beckens, kommen in der eozänen/oligozänen Potoco-Fm. neben dem klastischen Anteil vulkanische Gesteinsfragmente in den Sandsteinen vor. Diese Gesteinsfragmente weisen auf ein westliches Liefergebiet, möglicherweise die Präkordillere, hin (Kap. 5). Die lithischen Arkosen und arkosischen Litharenite (Kap. 4) der südwestlichen Potoco-Fm. stammen zumindest zum Teil aus dem östlichen Ausläufer des magmatischen Bogens in der Präkordillere.

	Westl. Süd-Altiplano-Becken	Zentr. Süd-Altiplano-Becken	Östl. Süd-Altiplano-Becken
	Extension		
Paläozän	„back-arc“-Becken	„sag-basin“	„sag-basin“
		Einengung	Einengung
Paläozän	„back-arc-B“ecken	distales „Vorland-Becken“	„Vorland-Becken**“
Eozän , vor inkaischen Deformation	„back-arc“-Becken	distales „Vorland-Becken“	„Vorland-Becken**“
	Einengung	Extension	
Eozän , nach inkaischen Deformation	„Vorland-Becken**“	Halbgraben bzw. Graben	„Vorland-Becken**“
Oligozän	„Vorland-Becken**“	„intra-arc“-Becken	„Vorland-Becken**“
Unter Miozän	„Vorland-Becken**“	„intra-arc“-Becken	„Vorland-Becken**“
Ober Miozän Nach ~ 17 Ma	Kompressions-Becken	Kompressions-Becken	Kompressions-Becken

Tab. 8.1 Zusammenstellung der unterschiedlichen Ablagerungsbedingungen während der Entwicklung des Süd-Altiplano-Beckens (* Klassifikation bezieht sich auf die Ablagerungsbedingungen der untersuchten Sedimente; dunkelgrau: Extension; hellgrau: Einengung).

- Im Purilactis-Becken wurden die Äquivalente der Potoco-Fm., so die Tonel-, die Purilactis- und die Tolar-Formationen östlich des zu diesem Zeitpunkt bereits inaktiven kretazisch-eozänen magmatischen Bogens sedimentiert (Charrier & Reutter 1994; Günther 2001). Das Purilactis-Becken entwickelte sich während der Inkaischen Deformationsphase bei ~ 38 Ma von einem „back-arc“- zu einem Vorland-Becken der Präkordillere. Ob das Purilactis-Becken nach der „Inkaischen Deformationsphase“ noch mit dem Süd-Altiplano-Becken einen gemeinsamen

Ablagerungsraum bildete, kann nicht geklärt werden, da mögliche Zusammenhänge vom rezenten vulkanischen Bogen bedeckt werden.

Östlich der Sierra de Moreno sind keine Vorkommen eozäner/oligozäner Sedimente bekannt (Günther 2001). Möglicherweise bestand im Eozän/Oligozän östlich der Sierra de Moreno ein Hochgebiet, so dass keine oder nur geringe Sedimentmächtigkeiten abgelagert wurden.

Am Ende des Unter-Oligozäns, also Top Potoco-Fm. (Kap. 2), war die Ostgrenze des Süd-Altiplano-Beckens bereits weit nach Westen verlagert. Die Westgrenze wanderte dagegen während der Inkaischen Deformationsphase nach Osten. Das Becken verkleinerte sich dramatisch.

Ober-Oligozän bis Ober-Miozän im Süd-Altiplano-Becken

- Die ober-oligozäne/ober-miozäne **San Vicente-Fm.** unterscheidet sich von den übrigen Formationen des Süd-Altiplano-Beckens durch ihre Grobkörnigkeit, ihre vulkanoklastische Zusammensetzung und den syntektonischen Sedimentationsstil in einem alluvialen und fluviatilen Ablagerungsraum (Kap. 2; 3; 4; 5; 6). Untergeordnet kommen ein äolischer und ein Playa-Ablagerungsraum vor (Kap. 3). Rein vulkanische Ablagerungen und Laven sind ebenso vorhanden. Die Sublitharenite, Litharenite, arkosischen Litharenite und lithischen Grauwacken (Kap. 4) stammen aus einem „recycled orogen“ und dem „magmatic arc“, der damals über den heutigen aktiven vulkanischen Bogen hinaus bis in die Ostkordillere reichte (Kap. 5). Abgelagert wurde diese Formation in ein Vorlandbecken westlich der Ostkordillere (Tab. 8.1).

Durch die tektonische Aktivität, die das Süd-Altiplano-Becken spätestens ab dem Oligozän erfasste, wurde am Ostrand des Süd-Altiplano-Beckens das Atocha-Becken als ein „piggy-back“-Becken abgetrennt, und die Sedimente der Chocaya-Fm. wurden nicht mehr deformiert (Kap. 2). Während der tektonischen Aktivität im Ostteil und im zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens wurden syntektonische Sedimente geschüttet (Kap. 6).

Im zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens begann im Eozän die Bildung eines Grabens, dessen Entwicklung im Oligozän in ein „intra-arc“-Becken überging und erst im Miozän zu Ende ging (Kap. 6). In diesem „intra-arc“-Becken wurden, grobkörnige vulkanoklastische Sedimente der basalen San Vicente-Fm. in großer Mächtigkeit abgelagert. Die zentrale San Vicente-Fm. stammt aus einem „recycled orogenic“ und einem „magmatic arc“, der Ablagerungsraum war ein „intra-arc“-Becken (Tab. 8.1). Die Inversion der beckenbegrenzenden San Cristóbal-Störung fand im Miozän (~17 Ma) statt.

Etwa zur gleichen Zeit intrudierten bei San Cristóbal und Santa Inés Vulkanite mit einer basaltischen bis andesitischen Zusammensetzung in die Potoco- und San Vicente-Formationen (Kap. 2). In der basalen San Vicente-Fm. sind basaltische Andesite (geochemische Analyse siehe Anhang) zwischengeschaltet.

Etwas früher wurde bei Cerro Gordo/Soniquera, westlich der UKFZ, die Potoco-Fm. erodiert und die basale San Vicente-Fm. bei $24,3 \pm 1,2$ Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) diskordant über paläozoischen Gesteinen abgelagert (Vergl. Kap. 2).

Im Miozän, bei ~17 Ma wurden die Extensionsstrukturen im zentralen Teil des Beckens invertiert (Kap. 6) und es entstanden dabei entlang der UKFZ neue Hochgebiete. Ege (2004) gab bei etwa 20 Ma eine Hebung in zentralen Süd-Altiplano-Becken an. Während dieser Hebung wurden weiterhin syntektonische, grobkörnige Sedimente geschüttet und progressive Diskordanzen angelegt (Kap. 2 und 6), wie bei San Cristóbal mit einem Alter zwischen $13,7 \pm 0,4$ Ma und $11 \pm 0,3$ Ma (Tuffe, Biotit, K/Ar). Dabei wanderte die Deformationsfront der Ostkordillere, sprunghaft und/oder kontinuierlich, weit in das Süd-Altiplano-Becken, bzw. Lipez-Teilbecken, hinein (Elger, 2003).

Am Übergang Oligozän/Miozän, am Westrand des Altiplanos, auf der Höhe vom Salar de Huasco und Salar de Coiposa wurden westvergente, einengende Strukturen angelegt, die Hinweise auf eine Hebung des Altiplano liefern (Victor 2000). Dieses Hochgebiet grenzte das oligozäne bis miozäne Süd-Altiplano-Becken nach Westen ab. Damit wurde das Süd-Altiplano-Becken von zwei störungsgebundenen Hochgebieten begrenzt, die tektonisch gehoben wurden, während das Becken sich sowohl durch Sedimentfüllung als auch durch Absenkung erweiterte.

8.2 Diskussion

8.2.1 Zeitlicher Ablauf der Deformation

Vermutlich spielen bei der Entwicklung einengender Strukturen ältere Strukturen eine Rolle (siehe Kap. 1.4). So interpretierten Welsink et al. (1995) im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens kretazische Extensionsstrukturen, die bei einer eozänen/oligozänen Tektonik reaktiviert wurden. Ebenso konzentrierte sich die eozäne bis miozäne Tektonik im zentralen Süd-Altiplano-Becken auf die UKFZ (Uyuni-Khenayani-Störungs-Zone), die entlang der von Sempere (1994) identifizierten CPKT (Khenayani-Turuchimpa-Paläostrukturelle-Korridor) läuft. Vermutlich stellt dieser Korridor eine kretazische Störungszone dar, die im Tertiär reaktiviert wurde. Wie die Eigenschaften der untersuchten Sedimente zeigen, begann die tektonische Aktivität an den Rändern des Süd-Altiplano-Beckens bereits im Paläozän-Eozän. Vermutlich war diese Aktivität im Osten einengender Natur, dagegen im Westen extensiver Natur (Charrier & Reutter 1994; Lamb & Hoke 1997; Müller 2000; Günther 2001; Müller et al. 2003). Sowohl westlich wie östlich des Süd-Altiplano-Beckens entstanden im Laufe des Eozäns störungsgebundene Hochgebiete, die im Laufe ihrer Entwicklung in das eozäne Süd-Altiplano-Becken progradierten. Dabei progradierte im Osten die westliche Deformationsfront der eozänen „Proto-Ostkordillere“ nach Westen (Müller 2000; Müller et al. 2003).

Betrachtet man die eozänen bis unter-oligozänen Sedimente im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens (Kap. 2; 3), so ist in der Potoco-Fm. eine Kornvergrößerung von unten nach oben ausgebildet (Kap. 2), die zusammen mit der Gesteinszusammensetzung und Liefergebietsanalyse (Kap. 4 und 5) zeigt, dass die tektonische Aktivität in der Proto-Ostkordillere bereits im Eozän anfang. Weiterhin lassen einzelne isolierte Aufschlüsse in der Ostkordillere auf eine eozäne Progradation der Deformationsfront nach Westen schließen. Nach Elger (2003) konzentrierte sich die oligozäne Tektonik auf bestimmte Bereiche im Osten des Beckens, die mit den bereits in der Kreide angelegten Strukturen

zusammenfallen und deren Reaktivierung zeigen (Welsink et al. 1995). Wie unverstellte Sedimente bei Animas zeigen, war die tektonische Aktivität im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens vor $7,7 \pm 0,2$ Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) bereits beendet (Profile, siehe Anhang).

Im zentralen Süd-Altiplano-Becken lässt östlich der UKFZ ein Auskeilen der Potoco-Fm. ebenfalls auf eine tektonische Aktivität an der Grenze Eozän/Unter-Oligozän schließen. Die Ergebnisse der Faziesanalyse (Kap. 2) zeigen eindeutig eine Sedimentation der eozänen Potoco-Fm. im gesamten Süd-Altiplano-Becken. Wäre die Potoco-Fm. nicht abgelagert worden, dann müssten die El Molino-Fm. und ältere Gesteine erodiert worden sein, was nach der Interpretation seismischer Linien (Elger 2003) nicht der Fall ist, und die Potoco-Fm. müsste ordovizisches/silurisches und kretazisches Material enthalten. Bei einer Nichtablagerung müsste die Potoco-Fm. westlich der UKFZ grobkörniger sein, was sie nicht ist. Aus diesem Grunde schliesse ich auf die Ablagerung und spätere Erosion der Potoco-Fm. im zentralen Süd-Altiplano-Becken, was auf eine tektonische Aktivität in diesem Teil des Beckens erst im Eozän bis Unter-Oligozän schließen lässt.

Im SW-Teil des Süd-Altiplano-Beckens, bei Cerro Gordo/Soniquera, hatte die tektonische Aktivität bereits im Eozän begonnen; dies zeigt eine diskordante Lagerung der San Vicente-Fm. ($24,3 \pm 1,2$ Ma (Tuff, Biotit, K/Ar)) über paläozoische Gesteine. Auf kurzer Entfernung lagert die San Vicente-Fm. konkordant über der Potoco-Fm. (Anhang Profile), was auf eine lokale Hebung und Erosion älterer Gesteine hindeutet.

Im Gebiet von San Cristóbal, westlich der UKFZ, zeigt die Analyse der Sedimente (Kap. 2 und 3), dass die tektonische Aktivität bereits im Eozän begonnen hatte, denn die San Vicente-Fm. besteht bereits an der Basis aus Konglomeraten mit paläozoischen Klasten und Gesteinsfragmenten der El Molino-Fm. (Kap. 4), was zeigt, dass bereits im Ober-Oligozän östlich der UKFZ die Potoco-Fm. vollkommen erodiert worden war. Ein weiterer wichtiger Hinweis auf eine eozäne tektonische Aktivität ist der große Mächtigkeitsunterschied in der Potoco-Fm. Die Ursache liegt in der Grabenbildung im zentralen Süd-Altiplano-Becken, wobei an den Grabenschultern die Potoco-Fm. vollkommen erodiert wurde. Eine der grabenbegrenzenden Störungen ist die San Cristóbal-Störung. Die Grabenbildung begann im Laufe des Ober-Eozäns. Diese Annahme stimmt mit der Annahme von Elger (2003) überein.

Die extensionale Aktivität im zentralen Süd-Altiplano-Becken endete mit der Inversion der Strukturen vor etwa 17 Ma. Ab diesem Zeitraum stand das gesamte Süd-Altiplano-Becken unter einer einengender Tektonik, wie die aufgeschlossenen progressiven Diskordanzen und als syntektonisch interpretierte Sedimente sowohl im Osten bei Animas, im zentralen Süd-Altiplano-Becken bei San Cristóbal und bei Santa Inés zeigen.

8.2.2 Subsidenzmechanismen

Welche Subsidenzmechanismen waren während der 50 Ma dauernden Entwicklung des Süd-Altiplano-Beckens wirksam? Es gibt folgende Subsidenzmechanismen, die zur Beckenbildung führen können (siehe Kap. 6.2, Tab. 6.1): thermale Subsidenz, Riftbildung (verursacht durch Extension) und Subsidenz durch Auflast.

Das paläozäne Süd-Altiplano-Becken befand sich in einem Post-Rift-Stadium (Welsink et al. 1995), wobei am Westrand noch Extensionsstrukturen aktiv waren (Charrier & Reutter 1994). Der Absenkungsmechanismus hatte in diesem Zeitraum eine thermale Ursache, wie sie typisch für die letzte Riftphase ist. In diesem durch thermale Subsidenz kontrollierten Becken wurden die Sedimente der El Molino- und der Santa Lucía-Formationen abgelagert.

Gegen Ende des Paläozäns entstand durch Inversion ein neues Hochgebiet, östlich des Süd-Altiplano-Becken etwa zeitgleich die „Proto-Ostkordillere“ (Charrier & Reutter 1994; Herail et al. 1997; Baby et al. 1997; Horton et al. 2001; Hampton 2002; Elger 2003 und andere), siehe auch Kap. 8.1.

Der Subsidenzmechanismus des eozänen bis oligozänen Süd-Altiplano-Beckens wurde kontrolliert durch eine Belastung an den Rändern des Beckens. Eine solche Belastung ergibt sich z. B. im Vorland von großen Überschiebungen (Quinlan & Beaumont 1984; Fowler 1990). Dabei ist die Beckengeometrie von der Steifigkeit der Lithosphäre und dem Ausmaß der Belastung abhängig (Jordan 1995).

Für das zentrale eozäne bis oligozäne Altiplano-Becken modellierte Hampton (2002) ein 2-D-Flexur-Modell. Er modellierte für ein 300 km langes EW-Profil eine im Westen aufgebrauchte topografische Last, die durch ihr Gewicht auf die Lithosphäre einwirkt. Demnach würde eine westlich des zentralen Altiplano-Beckens vorhandene, keilförmige Auflast von max. 3 km Höhe und 100 km Breite die Lithosphäre so weit belasten, dass ein keilförmiger Ablagerungsraum entstünde, in dem die etwa 4200 m eozänen bis oligozänen Sedimente (im wesentlichen die Potoco-Fm.) Platz gehabt hätten. Für dieses Modell nahm er eine effektive elastische Mächtigkeit der Lithosphäre von 20 km an, was einer Steifigkeit von $5,0 \times 10^{22}$ Nm entspricht. Randbedingungen für sein Modell sind sowohl die aufgeschlossenen Sedimente als auch die begrenzenden Störungen.

Hampton (2002) modellierte auch eine östliche Auflast entlang eines 300 km langen EW-Profiles. Die topografische Auflast ist 150 km breit, und die max. Höhe beträgt 2,25 km. Durch diese östliche Auflast würde ein 75 km breiter, keilförmiger Ablagerungsraum, in dem die etwa 3 km mächtigen Sedimente der oberen Potoco- und San Vicente-Formationen Platz hätten, entstehen. Die effektive elastische Mächtigkeit der Lithosphäre gab er in diesem Fall mit 13,5 km an, was einer Steifigkeit von $1,5 \times 10^{22}$ Nm entspricht.

Die von Hampton (2002) im Osten angenommene Auflast entspricht dabei der „Proto-Ostkordillere“. In dem entstandenen Süd-Altiplano-Becken (Vorland-Becken) wurden die Potoco- und teilweise die San Vicente-Fm. abgelagert. Das gilt für den Osten und nach Ergebnissen dieser Arbeit sowie der neueren Literatur auch für den Westen. Zusammenfassend können damit die Ränder des eozänen bis unter-oligozänen Süd-Altiplano-Beckens als Vorlandbecken betrachtet werden.

Obwohl Hampton (2002) das zentrale Altiplano-Becken als Vorlandbecken nur für den Zeitraum Eozän bis Unter-Oligozän modellierte, kann der Subsidenzmechanismus auf das Süd-Altiplano-Becken auch für den Zeitraum Oligozän bis Miozän übertragen werden. Auch im Süd-Altiplano-Becken existierten im Oligozän sowohl in Westen als auch im Osten jeweils Hochgebiete, die eine mögliche Ursache für die Subsidenz im Becken liefern.

Zeitgleich zum Vorlandbecken existierte im Zeitraum Eozän bis Oligozän ein „intra-arc“-Becken im zentralen Süd-Altiplano-Becken, das durch Extension als Subsidenzmechanismus kontrolliert wurde. Die Extension hatte als Ursache eine Konvektionszelle an der Lithosphären/Asthenosphären-Grenze (vergl. Kap. 6; Abb. 6.11; Kap. 7).

8.2.3 Beckentyp

Ein Ergebnis dieser Arbeit ist die Entdeckung eines weiteren Hochgebietes westlich des Süd-Altiplano-Beckens, das möglicherweise, im Gegensatz zum Norden, erst an der Grenze Unter- bis Ober-Oligozän entstand und heute teilweise vom aktiven vulkanischen Bogen bedeckt wird (siehe Liefergebietsanalyse). Dieses westliche Hochgebiet resultiert aus der Anwesenheit von Klasten und Gesteinsbruchstücken aus kristallinem Basement und permischen Gesteinen in der San Vicente-Fm. (Kap. 4 und 5). Ein solches forderte auch Elger (2003) aus der Interpretation seismischer Linien. Das für das nördliche und zentrale Altiplano-Becken bereits ab dem Eozän postulierte westliche Hochgebiet und die Interpretation des zentralen Altiplano-Beckens als Vorlandbecken beschrieben bereits Marocco et al. (1987), Baby et al. (1990 & 1997), Sempere (1995), Allmendinger et al. (1997), Hérail (1997), Horton et al. (2001), Hampton (2002), DeCelles & Horton (2003) und Hartley (2003). Es ist damit weit nach Süden zu verlängern.

Weiterhin wurde die Interpretation des Süd-Altiplano-Beckens als Vorland-Becken zur Proto-Ostkordillere durch neue sedimentologische Daten bekräftigt. Dabei ist aber von einem typischen Vorland-Becken, wie etwa von DeCelles & Giles (1996) beschrieben, abzusehen. Typische Vorlandbecken liegen auf einem stabilen Kraton (Quinlan & Beaumont 1984; DeCelles & Giles 1996). Der Subsidenzmechanismus wird vorwiegend durch tektonische Auflast kontrolliert, weswegen diese Becken als „flexural basins“ bezeichnet werden (Quinlan & Beaumont 1984; Jordan 1995). Dadurch werden die größten Sedimentmächtigkeiten in der Nähe des Liefergebietes, bzw. von Hochgebieten abgelagert, wogegen sie distal abnehmen. Die Eigenschaften der eozänen bis unter-oligozänen Sedimente der Potoco-Fm. im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens stimmen mit den in der Literatur beschriebenen Eigenschaften für Ablagerungen in Vorlandbecken überein (Kap. 6; Quinlan & Beaumont 1984; Jordan 1995; DeCelles & Giles 1996). Das östliche Randgebiet des Süd-Altiplano-Beckens bildet ein Vorlandbecken zur „Proto-Ostkordillere“ (siehe auch Kap. 8.3, Modell nach Hampton 2002).

Zum Beckenmodell des Süd-Altiplano-Beckens muss das Zusammenspiel von Vorlandbecken und Graben und dem sich daraus entwickelnden „intra-arc“-Becken im zentralen Süd-Altiplano-Becken betrachtet werden. Nur ein Zusammenwirken beider erklärt die Verteilung der Sedimentmächtigkeiten der eozänen bis oligozänen Ablagerungen im Süd-Altiplano-Becken. Zum einem finden sich maximale Mächtigkeiten an den Beckenrändern, zum anderen im zentralen Süd-Altiplano-Becken.

Das Beckenmodell von Hampton (2002) für das eozäne/oligozäne zentrale Altiplano-Becken und das Modell von Elger (2003) können somit auf das eozäne bis miozäne Süd-Altiplano-Becken übertragen werden (siehe auch 8.2.2).

Durch die tektonische Entstehung von Hochgebieten, die sogleich der Erosion ausgesetzt waren, stand dem Süd-Altiplano-Becken in Laufe seiner ~ 50 Ma dauernden Entwicklung genügend Material zu Verfügung. Deswegen war im Ostteil des Beckens die Erosionsrate in den Hochgebieten und damit auch die Sedimentationsrate von 60 bis 180 m/Ma für die Potoco-Fm. im Becken grösser als die Absenkungsrate in diesem Teil des Beckens (Kap. 6). Damit kann das Süd-Altiplano-Becken als ein „overfilled-basin“ klassifiziert werden (Jordan 1995), wie die hohen Sedimentmächtigkeiten von bis 4000 m für den Ostteil und von 4600 m für das Zentrum des Beckens für das Paläozän-Oligozän zeigen (Kap. 2; vergl. auch Hérail et al. 1997; Horton et al. 2001; Hampton 2002 für das zentrale und nördliche Altiplano-Becken). In großen Teilen der Ostkordillere wurde alles bis auf verschieden alte paläozoische Gesteine erodiert (Egenhoff 2000; Müller 2000; Müller et al. 2002). Ein Großteil dieses Materials wurde im Altiplano-Becken abgelagert (vergleiche auch Baby 1997; Hérail et al. 1997; Horton et al. 2001; Hampton 2002 und andere).

Das gesamte Altiplano-Becken wurde von DeCelles & Horton (2003) als ein „piggy-back“-Becken interpretiert. Diese Interpretation widerspricht den Ergebnissen dieser Arbeit (Kap. 6). Die Subsidenzanalyse zeigt vielmehr, dass das Beckenbasement (El Molino-Fm.) durch das gesamte Eozän bis zum Oligozän weit unter Normal Null abgesenkt wurde (Kap. 6) und das Süd-Altiplano-Becken ab dem Oligozän selbst tektonisch deformiert wurde.

8.2.4 Zentraler Graben und das daraus folgende „intra-arc“-Becken vs. Süd-Altiplano-Vorland-Becken

Neu in dem hier vorgestellten Model für das Süd-Altiplano-Becken ist die Entwicklung eines eozänen Grabens und das im Oligozän daraus hervorgegangene „intra-arc“-Becken im zentralen Teil. Meine Interpretation für den Beginn der extensionalen Störungsaktivität und damit der Entstehung eines eozänen Grabens basiert auf der Sedimentanalyse der Potoco-Fm. (Kap. 3; 4 und 5) und der Interpretation von aufgeschlossenen Störungen im Gelände.

Für die Entwicklung eines ober-oligozänen „intra-arc“-Beckens sprechen folgende Argumente. Es fällt auf, dass bei etwa 30 Ma im zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens grobkörnige vulkanoklastische Sedimente der San Vicente-Fm. konkordant über 4500 m feinkörnige Sedimente der Potoco-Fm. geschüttet wurden (Kap. 2 und 6, Tafel. 1 und 2). Diese Sedimente wurden im Hangenden der San Cristóbal-Abschiebung abgelagert. Etwa zu diesem Zeitpunkt begann auch die vulkanische Aktivität, und bei Santa Inés intrudierten Subvulkanite. Bei San Cristóbal und Santa Inés sind in den oligozänen Sedimenten basaltische Andesite eingeschaltet. Diese Argumente lassen die Entstehung eines „intra-arc“-Beckens im Süd-Altiplano-Becken bereits ab dem Ober-Oligozän zu.

Die in der basalen San Vicente-Fm. vorhandenen basaltischen Andesite können mit ähnlichen Vulkaniten aus der argentinischen Puna verglichen werden. Letztere sind mit Extensionsstrukturen assoziiert (Marrett & Emerman 1992; Kay et al. 1994; Marrett et al. 1994). Ein weiterer, wichtiger Hinweis sind ober-oligozäne Vulkanite im zentralen S-Altiplano-Becken, deren geochemische Daten eine „back-arc“-Signatur aufweisen (Avila Salinas 1991).

Aus dem nördlichen und zentralen Altiplano-Becken wurden ebenfalls Extensionsstrukturen für den Zeitraum Eozän bis Unter-Oligozän interpretiert, entlang derer grobkörnige, vulkanoklastische Sedimente abgelagert wurden (Herail et al. 1997). Diese Autoren erklären die Grabenbildung durch transtensive Bewegungen entlang der grabenbegrenzenden Strukturen.

Die Möglichkeit, dass der zentrale Teil des ober-oligozänen Süd-Altiplano-Beckens von dextralen Blattverschiebungen kontrolliert wurde und dieses somit ein „strike-slip“-Becken darstellt, ist nicht ganz auszuschließen. Allerdings sind dextrale Scherflächen bei San Cristóbal und Corregidores jünger (Levenhagen 2001). Die dextrale Bewegung scheint sich nicht an einer diskreten Störung zu konzentrieren, sondern auf eine mehrere Kilometer breite Zone zu verteilen. Elger (2003) gibt erst für das Miozän die Möglichkeit von Blattverschiebungen an. Somit würden diese keine wesentliche Rolle bei der Entstehung eines „strike-slip“-Beckens und der Ablagerung von grobkörnigen und vulkanoklastischen oberoligozänen Sedimente spielen.

8.2.5 Das Süd-Altiplano-Becken als Teil des Altiplano-Puna-Plateaus

Etwa ab dem Ober-Oligozän begann die Entstehung des Altiplano-Puna-Plateaus (Allmendinger et al. 1997), wo die morphostrukturellen Einheiten (Abb. 1.1) aber unterschiedliche Absenkungs- bzw. Hebungsmechanismen und -beträge aufweisen (Kap. 6).

Die Hebung des S-Altiplano-Beckens wurde bis zum Miozän durch Sedimentanhäufung verursacht, während die Basis des Beckens gleichzeitig abgesenkt wurde. Dabei bilden die strukturgebundenen Hochgebiete im zentralen Süd-Altiplano-Becken Ausnahmen. Diese wurden durch tektonische Aktivität gehoben (Tafel 1 und 2).

Die Absenkungskurven im Süd-Altiplano-Becken zeigen im Miozän ihren maximalen Wert, ebenso wie die im zentralen Altiplano-Becken (Abb. 7.2 und Allmendinger et al. 1997). Beide Datensätze zeigen eine Absenkung zum Zeitpunkt der beginnenden Entstehung des Plateaus im Oligozän (vergl. Allmendinger et al. 1997).

Während der initialen Entstehungsphase des Altiplano-Puna-Plateaus senkte sich die Basis des Altiplano-Beckens; die Oberfläche des Beckens wurde durch Sedimentanhäufung angehoben. Welche Prozesse sich in tieferen Bereichen der Kruste dabei abspielten, kann mit den hier angewendeten Methoden nicht ermittelt werden. Die Oberflächenhebung im Altiplano-Becken kann durch einen konstanten und genügend großen Sedimenteintrag erklärt werden. An den Beckenrändern wurde das Basement durch Tektonik bereits ab dem Paläozän/Eozän gehoben. Ab dem Miozän wurde das Süd-Altiplano-Becken im Zuge der Plateau-Hebung als Ganzes gehoben, als Hauptursache kann dabei die durch tektonische Verkürzung verdickte Kruste betrachtet werden.

8.3 Ausblick

Trotz der hier vorliegenden Untersuchungen, verbleiben einige Fragen, die Gegenstand zukünftiger Arbeiten sein können:

- Aufgrund mangelnder Aufschlüsse konnten Teile im Westen und Süden des Süd-Altiplano-Beckens im Gelände nicht untersucht werden. So sind Aussagen über den

paläozänen bis eozänen Westrand des Süd-Altiplano-Beckens nur aufgrund regionaler Korrelationen möglich. Durch seismische Verfahren könnten diese Bereiche näher untersucht und damit Aussagen über den weiteren Verlauf der UKFZ nach SW gemacht werden. Der Charakter dieser Störungszone im Tertiär bleibt ungeklärt. Möglicherweise spielten Blattverschiebungsbewegungen an dieser Störung eine größere Rolle als bisher angenommen.

- Kathodenlumineszenz-Untersuchungen an Quarzen könnten weitere, wichtige Aussagen zur Liefergebietsanalyse der Potoco-Fm. geben und möglicherweise den Anteil der aus dem Westen stammenden Sedimente quantifizieren.
- Der Westrand der Proto-Ostkordillere im Paläozän bis Eozän wurde bisher stets als einengende Struktur beschrieben. Jedoch wären im Eozän auch Extensionsstrukturen denkbar. Ebenso unbekannt ist der weitere Verlauf des San Vicente-Störungssystems nördlich von Atocha. Dort verzweigt sich das System in mehrere Störungen mit unbekanntem Versatz.
- Die UKFZ wirft weiterhin Fragen auf. Bereits während der Kreide besaß sie eine besondere Stellung als paläogeografisches Element. Mächtigkeitsunterschiede der kretazischen Sedimente nordwestlich und südwestlich dieser Struktur sind bereits im Gelände zu erkennen. Nach Sempere et al. (1997) kontrollierte sie das tektonische Regime im Altiplano im Verlauf des gesamten Mesozoikums und im Tertiär.