

## **6 Absenkungs- und Deformationsgeschichte; Beckenmodell**

Die sedimentologischen und strukturellen Daten für diese Untersuchungen stammen aus der eigenen Gelände- und Laborarbeit. Interpretationen der seismischen Linien basieren auf Literaturdaten (Hérail 1993), Interpretationen von Cruz (1995) und Elger (2004).

### **6.1 Deformationsgeschichte**

Die Entwicklung des Süd-Altiplano-Beckens ist von der Entwicklung der umliegenden Hochgebiete abhängig, die als Sedimentlieferanten dienen. Die Überschiebungsfront der „Proto-Ostkordillere“ progradierte spätestens ab dem Eozän nach Westen (Lamb & Hoke 1997; Müller et al. 2002). Weitere Hinweise auf diese frühe Ausweitung geben die von bolivianischen Geologen interpretierten seismischen Linien (Cruz 1995) aus dem Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens (Abb. 6.1). Deutlich kann daraus auf die Vergenz der Strukturen und die jüngere tektonische Aktivität im Miozän geschlossen werden.

Die Kornvergrößerungsabfolge der untersuchten Potoco-Fm. belegt eine paläozäne bis unteroligozäne westgerichtete Progradation eines östlich des Süd-Altiplano-Beckens gelegenen Hochgebietes (Kap. 5). Die Anwesenheit eines eozänen Abtragungsgebietes in der heutigen Ostkordillere beschrieben bereits Lamb & Hoke (1997). Sie bezeichneten es als „Proto-Ostkordillere“. Die Interpretation von Fission-Track-Abkühlungsdaten (Ege 2004) zeigt die Existenz eines solchen Hochgebietes ebenfalls.

Bei Chita wird das rezente Altiplano-Becken von der westvergente „Eastern Cordillera Back-thrust-zone, ECBZ“ begrenzt (McQuarrie 2002). Weiter südlich, im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens gibt die San Vicente-Überschiebung (SVF) Hinweise auf den Verlauf der Überschiebungsfront (Abb. 6.2). Diese verläuft in Nord-Süd-Richtung und bildet die Grenze zwischen dem rezenten Süd-Altiplano-Becken und der Ostkordillere (Abb. 6.1). Auf der Höhe von Atocha verzweigt sich die SVF mehrfach. Vom Westteil der südlichen Ostkordillere sind nur kompressive Strukturen bekannt (Müller 2000; Müller et al. 2002).

Der einzige Aufschluss mit einer Abfolge von Santa Lucía-, Cayara- und Potoco-Formation im Südteil der Ostkordillere liegt südlich von Atocha, im Hangenden der SVF. Die Entfernung dieses Aufschlusses zur SVF beträgt etwa 10 km; an der SVF beträgt der Verkürzungsbetrag 23 km (Müller 2000; Müller et al. 2002; Abb. 5.2). Somit hatte das Süd-Altiplano-Becken bis zum Eozän nach Osten eine Ausdehnung, die um mindestens 33 km größer war als das rezente Süd-Altiplano-Becken. Elger (2004) errechnet für das Süd-Altiplano-Becken zwischen 56 - 72 km Verkürzung, Müller et al. (2002) für den gesamten Westteil der Ostkordillere 42 bzw. 47 km.

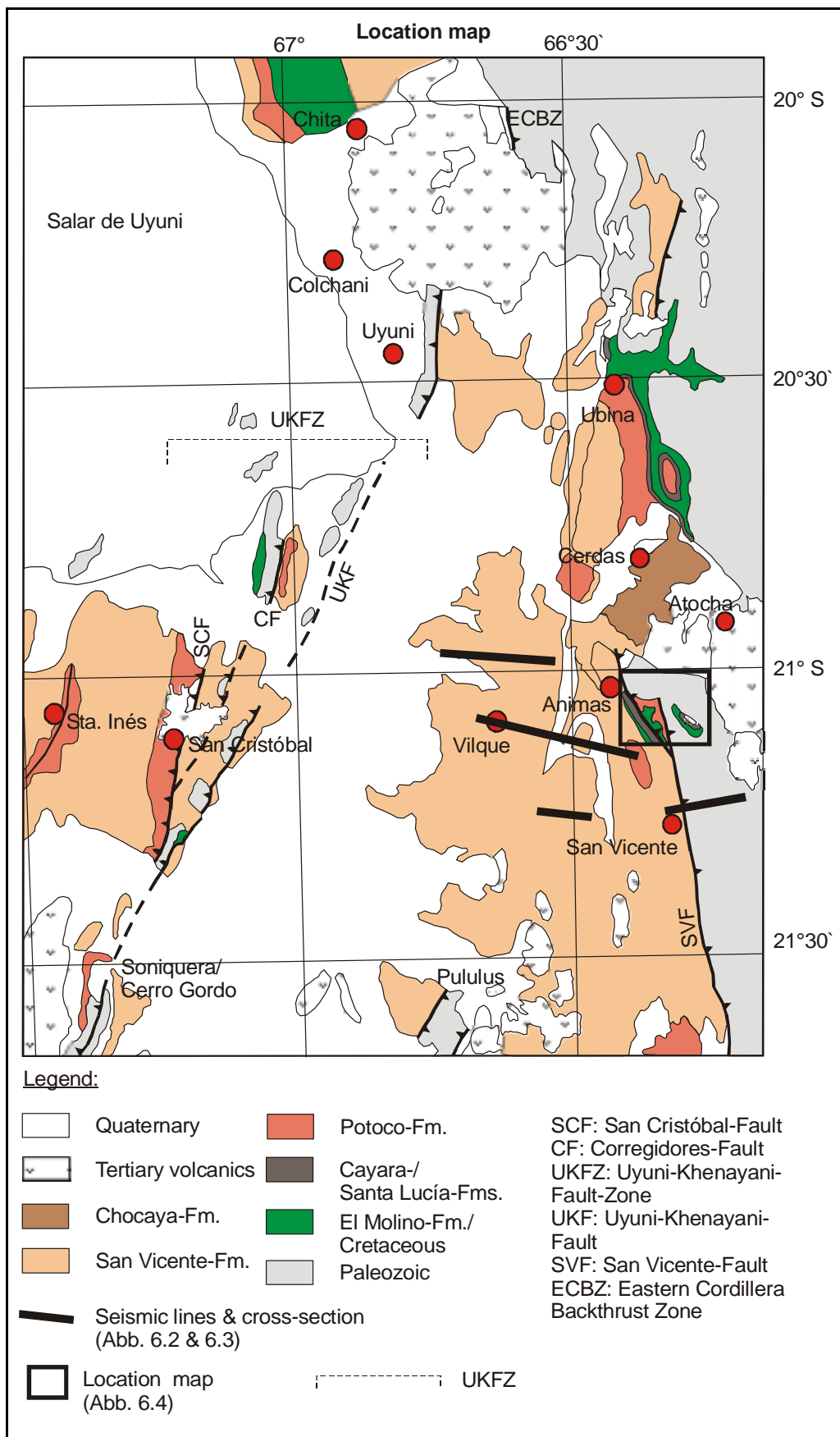


Abb. 6.1 Schematische geologische Karte mit Lokalitäten, die in diesem Kapitel erwähnt werden.

Synchron zur oligozänen bis miozänen Tektonik entstanden im östlichen und im zentralen Süd-Altiplano-Becken die syntektonischen Ablagerungen der San Vicente-Fm.. Diese können sowohl bei extensionaler wie auch bei kompressiver Tektonik entstehen. Die Geometrie des Sedimentkeils in einem kompressiven Regime hängt von der Rotationsrichtung an der Störung sowie der Hebungs- und Sedimentationsrate ab (Ford et al. 1997). Syntektonische Ablagerungen in der Nähe von kompressiven Störungen wurden z. B. von Jordan et al. (1983) und Zapata & Allmendinger (1996) im Bermejo-Becken in Argentinien beschrieben. Ähnliche Sedimente und Strukturen sind im Süd-Altiplano-Becken aufgeschlossen, z. B. bei Animas, San Cristóbal und Santa Inés (Kap. 2). Dabei können syntektonische Ablagerungen nicht nur im Liegenden der jeweiligen Störung vorkommen, sondern auch in ihrem Hangenden (z. B. bei San Cristóbal). Es können auch mehrere Störungen in Wechselwirkung treten (Tafel 2).

Bei Animas (Abb. 6.1) ist eine progressive Diskordanz unter einem syntektonischen Sedimentkeil neben der Atullani-Überschiebung, einer Zweigüberschiebung der SVF, aufgeschlossen. An der Störung fallen die Sedimente mit  $70^\circ$  W ein. Im Hangenden, in einer Entfernung von 1,5 km von der progressiven Diskordanz, wurde ein fast horizontal ( $\sim 10^\circ$ ) lagernder Tuff mit  $7,6 \pm 0,2$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) datiert (siehe Abb. 6.2 und 6.3).

Diese Sedimente haben die von Jordan et al. (1983) und anderen Autoren für syntektonische Sedimente beschriebenen Eigenschaften: Eine polymikte Zusammensetzung aus Material aus der direkt darunterliegenden Formation, eine sehr schlechte Sortierung mit Klanten bis in den Meter-Bereich und die nötige Nähe zur Störung.

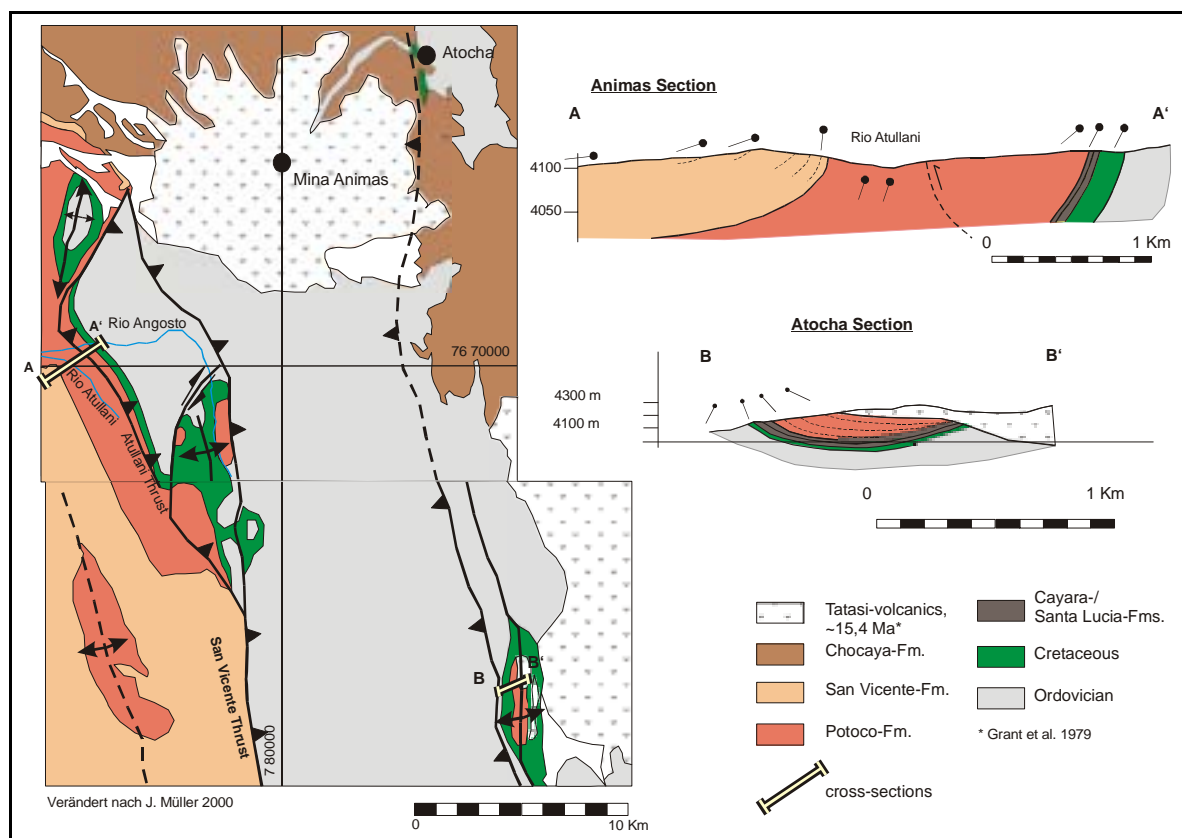
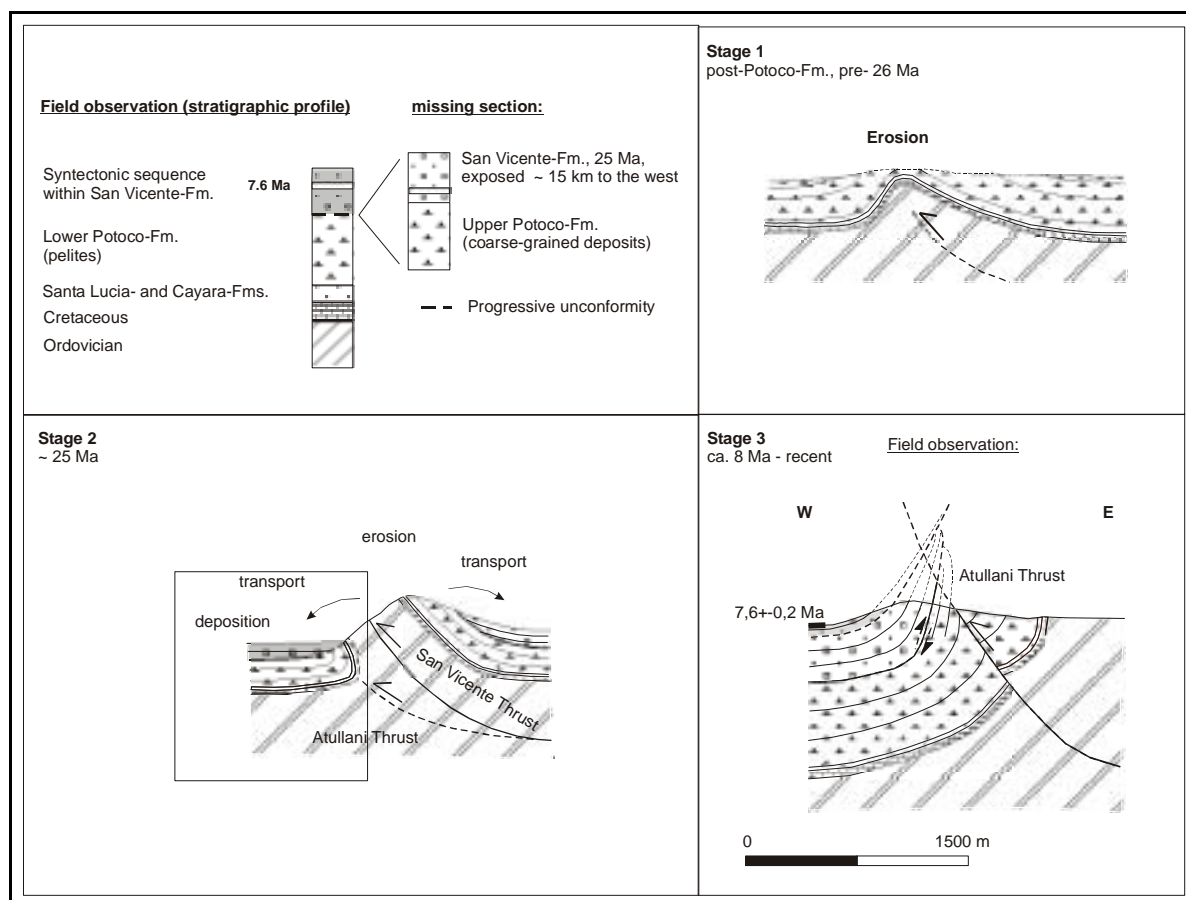


Abb. 6.2 Geländeansicht und Profile am Ostrand des Süd-Altiplano-Beckens.

Entlang des aufgenommenen San Cristóbal-Profiles wurden insgesamt vier syntektonische Sequenzen innerhalb der San Vicente-Fm. erkannt (verg. Tafel 2 und Kap. 6.2.2; Anhang Profile). Bei San Cristóbal wurden syntektonische Ablagerungen ( $\sim 27,4 \pm 0,7$  Ma, Tuff, Biotit, K/Ar) in einem extensionalen Milieu sedimentiert. Im Oligozän bis Unter-Miozän gab es extensive Bewegungen im zentralen Süd-Altiplano-Becken, während ab  $\sim 17$  Ma bzw. 20 Ma (Ege 2004) sämtliche Strukturen einengender Natur sind. Die basale Sequenz wurde aufgrund der großen Klasten ( $\sim 1,5$  m) sowie der polymikten Zusammensetzung der Konglomerate und mit der nötigen Nähe zur San Cristóbal-Störung als solche interpretiert.

Eine zweite Sequenz wurde aufgrund einer „coarsening-upward“-Sequenz der Konglomerate beginnend mit El Molino-Fm.-Klasten in der oberen San Vicente-Fm. erkannt (Abb. 5.8). Ihr Alter wurde unter der Annahme einer konstanten Sedimentationsrate auf etwa 17 Ma errechnet. Dieses errechnete Alter stimmt in der Größenordnung mit der von Ege (2004) angegebenen Hebung bei  $\sim 20$  Ma im zentralen Süd-Altiplano-Becken überein. Diese Hebung wird von mir als eine Invertierung der San Cristóbal-Störung betrachtet, wobei wieder syntektonische Ablagerungen sedimentiert wurden (vergl. 6.2.2; Tafel 2).

Die folgenden dritte und vierte Sequenzen wurden bereits im Gelände aufgrund der Anwesenheit alttertiärer Klasten in den Konglomeraten sowie aufgrund von progressiven Diskordanzen erkannt und zwischen  $13,7 \pm 0,4$  Ma und  $11 \pm 0,3$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) im Liegenden, bzw. mit  $11 \pm 0,5$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) im Hangenden der San Cristóbal-Störung datiert.



Vorherige Seite **Abb. 6.3** Interpretation aufgeschlossener Sedimente als syntektonische Ablagerungen entlang des Animas-Profiles im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens (vergl. Abb. 6.1).

**Stage 1** Über einer Antiklinale werden jüngere Einheiten bis zum Paläozoikum erodiert.

**Stage 2** Ablagerung der syntektonischen Sequenz innerhalb der San Vicente-Fm. in Bezug zur durchbrechenden San Vicente-Störung.

**Stage 3** „In-sequence“ - Aktivierung der Atullani-Störung (Müller 2000). Im Zuge dieser Aktivierung folgt die Erosion im Hangenden der Störung; das Liegende wird rotiert. Weitere Ablagerung einer syntektonischen Sequenz innerhalb der San Vicente-Fm..

Bei Santa Inés, im Westteil des Süd-Altiplano-Beckens, sind syntektonische Ablagerungen aus dem Gelände wie auch aus der Interpretation der seismischen Linien bekannt (Elger 2003). Dort ist in der vorderen Synklinale einer Störungswachstumsfalte ein kumulativer Keil aufgeschlossen. Dieser besteht aus fast vertikalstehenden Sedimenten, die in weiterer Entfernung in eine horizontale Lagerung übergehen. Die Zusammensetzung der Sedimente ist typisch für syntektonische Ablagerungen. Datierungen ergaben ein Alter von max.  $13,7 \pm 0,4$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) an. Die Interpretation der seismischen Linien ergab mehrere Diskordanzen und Sequenzen innerhalb dieser Sedimente (Elger 2003).

Aus den Geländebefunden und Literaturangaben kann nun die tektonische Aktivität nach Ablagerung der El Molino-Fm. im Süd-Altiplano-Becken wie folgt beschrieben werden:

### **Tektonische Aktivität im Paläozän/Eozän bis Unter-Oligozän**

#### Zentraler und Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens:

Die Ablagerung der Santa Lucía-, Cayara- und basalen Potoco-Formationen geschah zum Teil in einem tektonisch weitgehend ruhigen Becken. Einzige tektonische Aktivität stellen die Anwesenheit einzelner Hochgebiete am Ende des Paläozäns (Fiedler 2001) dar sowie im zentralen Teil eine am Ende des Eozäns beginnende extensionale Bewegung an der San Cristóbal-Störung. Die Bewegung an dieser Störung schuf aber kein großes Relief. Es wurden weiterhin feinkörnige Sedimente sedimentiert (Faziesanalyse, Kap. 3), es sind aufgrund dieser extensionalen Bewegung große Mächtigkeitsschwankungen in der Potoco-Fm. vorhanden.

Das östlich angrenzende Hochgebiet des Süd-Altiplano-Beckens bildete die „Proto-Ostkordillere“. Darauf deuten die Analyse der Paläoströmungsmessungen (Anhang Profile), die Liefergebietsanalyse (Kap. 5) und die Faziesanalyse (Kap. 3) sowie die Stratigrafie (Kap. 2) hin. Die Sedimente wurden in einem Vorland-Becken sedimentiert, die tektonische Aktivität konzentrierte sich dabei auf die Beckenränder bzw. beeinflusste das Becken ab dem Unter-Oligozän.

Daten aus der Petrografie (Kap. 4) und der Liefergebietsanalyse (Kap. 5) lassen im zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens eine Herkunft der Sedimente der Potoco-Fm. auch aus Westen, aus dem kretazisch-eozänen vulkanischen Bogen zu.

#### Westteil des Süd-Altiplano-Beckens:

Die Ablagerung der Tonel-Fm., des westlichen Äquivalents zur Santa Lucía-, Cayara- und Potoco-Formationen am Westrand des Süd-Altiplano-Beckens, geschah in einem kontinentalen „back-arc“-Becken (Charrier & Reutter 1994). Erst ab ~ 38 Ma wurde dieses Gebiet von einer

einengenden Tektonik erfasst (Charrier & Reutter 1994). Dabei kann ein neues westliches Hochgebiet entstanden sein (siehe Kap. 8).

### **Tektonische Aktivität im Ober-Oligozän bis Miozän**

#### Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens:

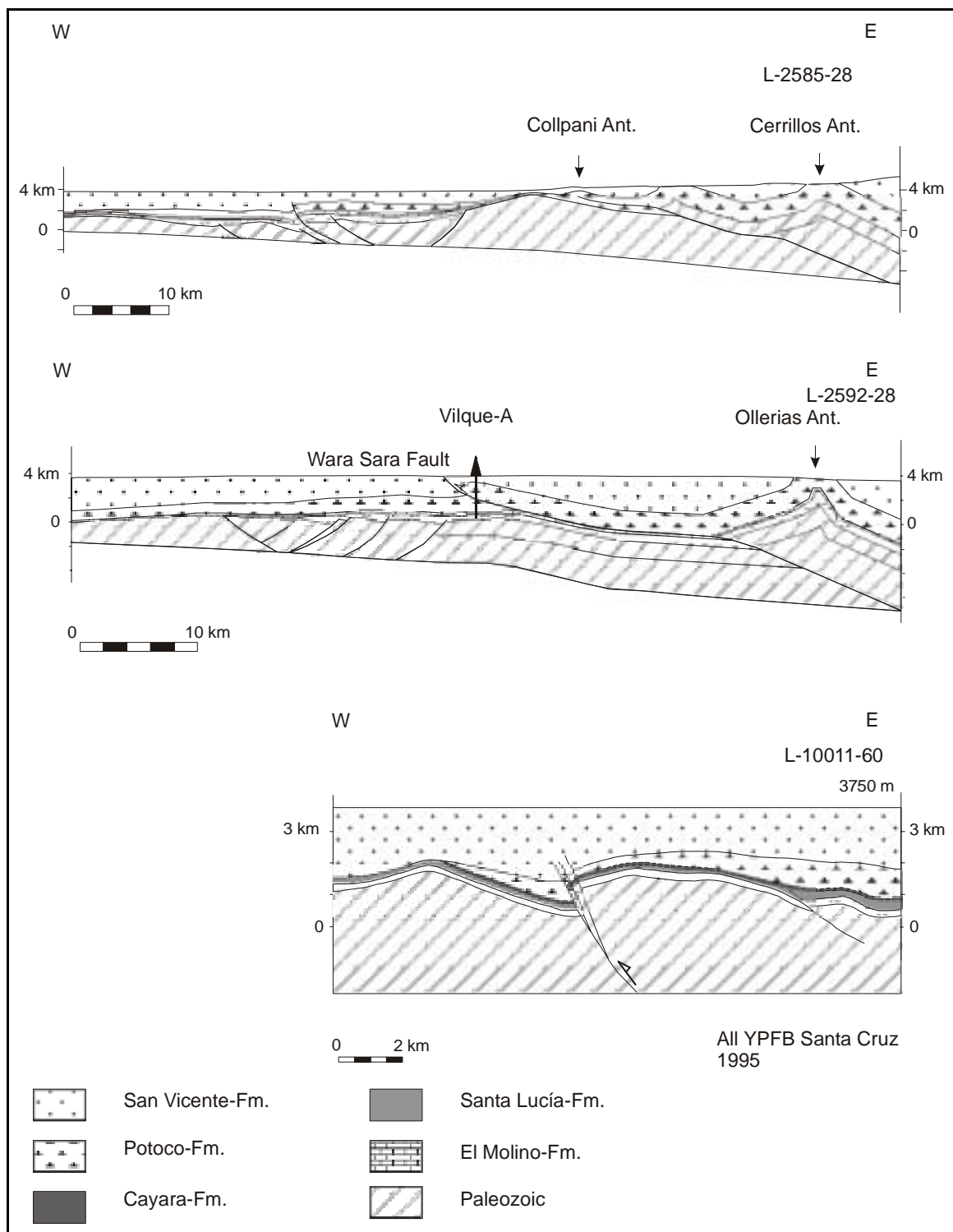
Der Ostrand des Süd-Altiplano-Beckens wurde seit dem Unter-Oligozän von Tektonik erfasst (Müller et al. 2002, McQuarrie 2002; Elger 2003, Abb. 6.3), denn von Osten her progradierte die Deformationsfront der „Proto-Ostkordillere“ westwärts in das Süd-Altiplano-Becken hinein (Müller 2000). Nach der Interpretation seismischer Linien wanderte im Oligozän die Deformationsfront im Ostteil sprunghaft (Elger 2003). Dabei bildete sich ein Falten- und Überschiebungsgürtel, welcher im nördlichen und zentralen Altiplano-Beckenrandgebiet als „Eastern Cordillera Back-thrust-zone, ECBZ“ bezeichnet wird (McQuarrie 2002).

Am SE-Rand des Süd-Altiplano-Beckens entstand spätestens ab dem Ober-Oligozän die SVF (Müller 2000; Müller et al. 2002). Dabei bildete sich am Rande des Süd-Altiplano-Beckens das Atocha-Becken als ein „piggy-back“-Becken (Müller et al. 2002). Rezent liegt die Deformationsfront in einer Entfernung von 29 km westlich der SVF (Elger 2002). Zwischen der Deformationsfront und der UKFZ liegt ein etwa 50 km breiter, rezent undeformierter Teil des Süd-Altiplano-Beckens. Horizontallagernde Sedimente mit einem Alter von  $7,6 \pm 0,2$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) zeigen, dass ab diesem Zeitraum der Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens nicht mehr von Tektonik erfasst worden war.

#### Zentraler und Westteil des Süd-Altiplano-Beckens:

Im zentralen Süd-Altiplano-Becken wird die basale San Vicente Fm. als syntektonische Sequenz abgelagert. Hier entstand im Eozän eine Halb- bzw. Grabenstruktur, deren östliche Begrenzung die San Cristóbal-Störung ist (Argumente für die Extension werden in Kap. 6.2.2; 6.3 sowie Kap. 8.5 behandelt). Die Halb- bzw. Grabenstruktur entwickelte sich im Laufe des Oligozäns zu einem „intra-arc“-Becken und wurde um  $\sim 17$  Ma invertiert. Elger (2003) interpretierte aus seismischen Linien eine Invertierung der San Cristóbal-Störung bereits um 30 Ma. Unter Berücksichtigung der Sedimenteigenschaften der basalen San Vicente-Fm. (siehe Kap. 6.4) muss von einer extensionalen Aktivität im Ober-Oligozän und einer Inversion erst im Miozän ausgegangen werden.

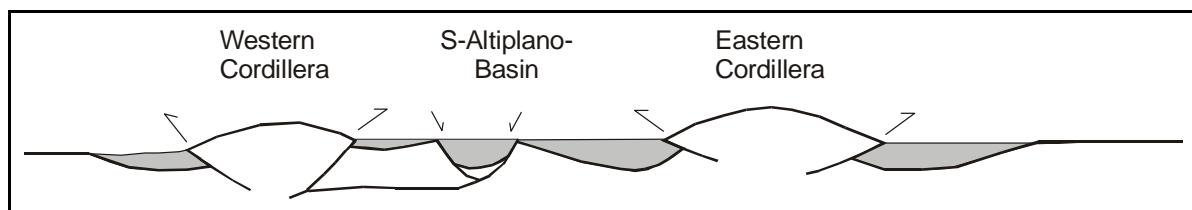
Eine erneute Reaktivierung der San Cristóbal-Störung geschah zwischen  $13,7 \pm 0,4$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) und  $11 \pm 0,3$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) bzw.  $11 \pm 0,5$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar). Während dieser Invertierung der Strukturen im zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens wurde die San Cristóbal-Störung, wie bereits bei  $\sim 17$  Ma, erneut als Kompressionsstruktur aktiviert.



**Abb. 6.4** Geologische Profile, basierend auf der Interpretation seismischer Linien (Cruz 1995) im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens. Datierungen an der basalen San Vicente-Fm. geben im Ostteil einen Ablagerungsbeginn von  $25,3 \pm 1$  Ma und  $26,1 \pm 0,7$  Ma an. Die Lage der Profile ist in Abb. 6.1 angegeben (umgezeichnet aus YPFB-Santa Cruz 1992).

Das Süd-Altiplano-Becken selbst entwickelte sich also ab dem Miozän in einem kompressiven Regime. Davor konzentrierte sich die kompressive tektonische Aktivität auf die Randgebiete. Rezent aufgeschlossene einengende Strukturen, die im Eozän und Oligozän aktiv waren, liegen im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens und in der westlichen Ostkordillere (Müller et al. 2002; Elger 2003). Im Westen des Süd-Altiplano-Beckens sind solche Strukturen nicht aufgeschlossen, sie werden jedoch aus geophysikalischen und seismischen Daten interpretiert (Elger 2003).

Es ist zu berücksichtigen, dass das Süd-Altiplano-Becken eine „Einheit“ innerhalb des Altiplano-Puna-Plateaus bildet. Die Hebung des Plateaus wird im Westen ab dem Ober-Oligozän angegeben (Victor 2000). Elger (2003) interpretierte im westlichen und zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens aus seismischen Linien ein ostvergentes Störungssystem, das etwa zeitgleich mit dem Störungssystem im Westen aktiv war, so dass die Westkordillere als ein bivergentes Störungssystem im Ober-Oligozän betrachtet werden kann. Somit wurde das Süd-Altiplano-Becken wahrscheinlich auch im Westen durch ein strukturgebundenes Hochgebiet begrenzt (Abb. 6.5).



**Abb. 6.5** Das oligozäne-miozäne Süd-Altiplano-Becken mit zentralem Graben und den umliegenden, strukturgebundenen Hochgebieten bei 21°S. Der vulkanische Bogen ist nicht dargestellt.

### 6.2 Absenkungsgeschichte

Subsidenz bedeutet Absenkung geologischer Einheiten unter ein lokales oder regionales Bezugsniveau (Eisbacher 1986; England & Molnar 1990). Diese Definition ist für das Süd-Altiplano-Becken besonders wichtig, da ein Teil der untersuchten Sedimente seit ihrer Ablagerung nicht unter Normal Null versenkt wurde (Gregory-Wodzicki 2000). Das Basement des Süd-Altiplano-Beckens hat seit der Ablagerung der El Molino-Fm. dagegen eine konstante Absenkung erfahren (Allmendinger et al. 1997; Gregory-Wodzicki 2000). Aus diesem Grunde ermittelte ich für diese Untersuchung aus Literaturangaben die durch die Zeit sich verändernde topografische Paläohöhe des Süd-Altiplano-Beckens. Mit den errechneten, d.h. dekompanierten Mächtigkeiten unter der topografischen Paläohöhe des Süd-Altiplano-Beckens wurde die Absenkungs- und Hebungsgeschichte der untersuchten Sedimente bezogen auf Normal Null modelliert.

Die für die Untersuchung der Absenkungs- und Hebungsgeschichte benötigten Daten sind:

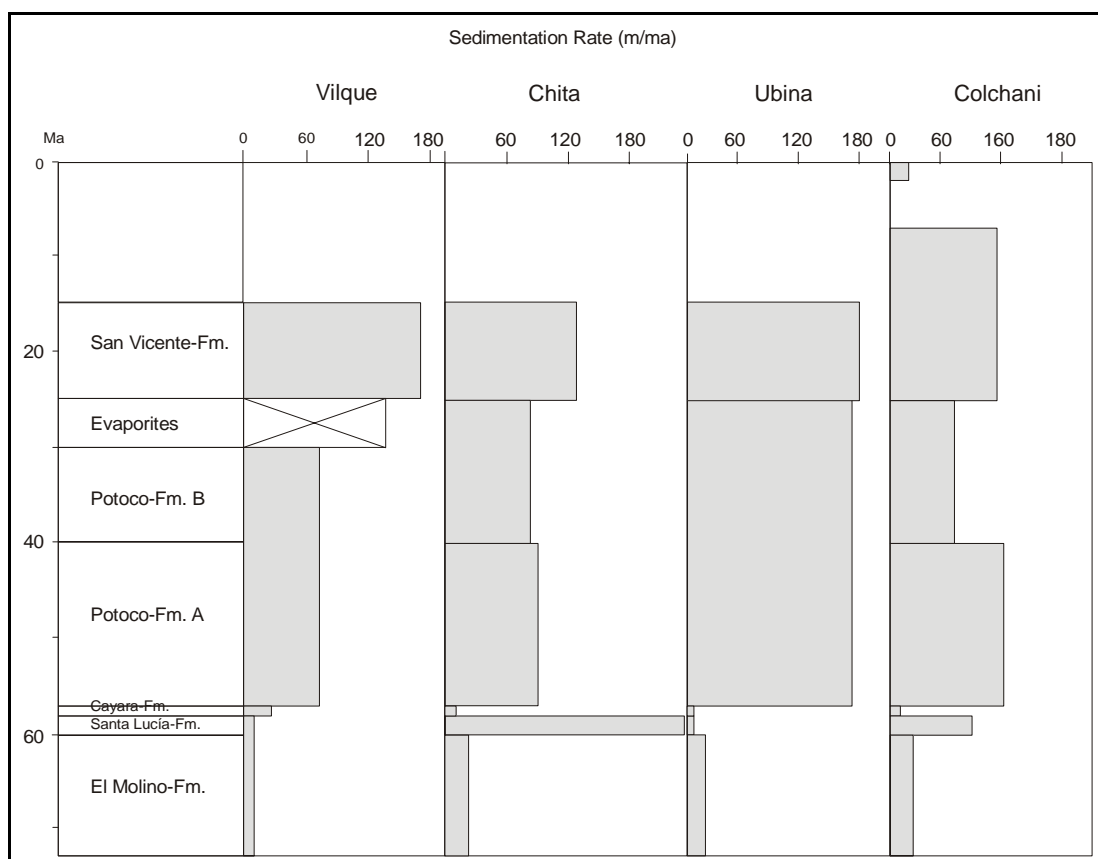
- Mächtigkeit der stratigrafischen Einheiten (eigene Daten)
- Lithologie (eigene Daten)
- Alter der jeweiligen Sedimenthorizonte (eigene Daten)
- Paläohöhe in der Zeit (Gregory-Wodzicki 2000)
- Porosität der Sedimente (Vilque- und Colchani-Bohrlochberichte, YPFB-Santa Cruz)
- Kenntnisse über Erosionsvorgänge (eigene Daten)



- Kenntnis des tektonischen Milieus (siehe Beckenmodell, Kap. 6.3)
- Schätzwerte des rezenten und des Paläo-Wärmeflusses (Ege 2004)

Meeresspiegelschwankungen und -tiefe können vernachlässigt werden. Mächtigkeiten, Lithologie und Alter der stratigrafischen Einheiten wurden während der Geländeuntersuchung ermittelt. Zusätzlich wurden zwei Bohrberichte (Vilque- und Colchani-Bohrung, Arandia & Mariaca 1973; Mariaca 1974; Ugarte 1995; YPFB-Santa Cruz 1995) ausgewertet und mit den eigenen stratigrafischen Profilen korreliert. Die Porositätswerte für die untersuchten Formationen wurden aus der Interpretation der Bohrlochdaten aus der Vilque-Bohrung (YPFB-Santa Cruz) gewonnen und auf die übrigen Profillokalitäten übertragen. Das ist möglich, da die Lithologien der erbohrten und erschlossenen Formationen gut übereinstimmen. Die El Molino-Fm. weist eine durchschnittliche Porosität von 16 % auf (YPFB-Santa Cruz, Laborbericht der Vilque-Bohrung; Arandia und Mariaca 1973). Leider sind die Bohrlochdaten nicht vollständig. Für die Santa Lucía-Fm. wurden so Porositätswerte von 9 % aus der vergleichbaren basalen Potoco-Fm. entnommen.

Aus der Interpretation der Bohrlochporositätsdaten kann die Potoco-Fm. in der Vilque-Bohrung in einen unteren Teil (A) mit einem Porositätswert von 9 % und einen oberen Teil (B) mit einem Wert von 15% zweigeteilt werden. Der erstere Wert kann mit dem basalen, von feinkörnigen Sedimenten (Siltsteine) dominierten Teil der Potoco-Fm. korreliert werden; die Sandsteine und Konglomerate der oberen Potoco-Fm. mit dem Porositätswert von 15%. Für die anderen Lokalitäten (Chita, Ubina, San Cristóbal) wurden die so ermittelten Porositätswerte für die Potoco-Fm. interpoliert.



Vorherige Seite **Abb. 6.6** Sedimentationsraten (m/Ma) der untersuchten Sedimente im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens. Die untersuchten Sedimente wurden mit der Software PDI dekomprimiert.

Die Porosität der San Vicente-Fm. liegt bei 25%. Nach Analyse der Bohrlochdaten (Vilque- und Colchani-Bohrung; Arandia & Mariaca (1973); YPFB-Santa Cruz 1995) haben jüngere bis rezente Sedimente eine Porosität von durchschnittlich 30 %. Wichtig für die Fragestellung dieser Arbeit ist die Gesamtabenkung der untersuchten Sedimente. Die errechneten Kurven wurden mit Subsidenzkurven aus den zentralen Altiplano-Becken verglichen (Kap. 7). Die Basis des Süd-Altiplano-Beckens bildet die El Molino-Fm., die zwischen 73 und 60 Ma nahe Meeresspiegelniveau abgelagert worden war (Sempere et al. 1997; Gregory-Wodzicki 2000; Fiedler 2002). Die Gesamtsubsidenz wurde mit dem Programm PDI (IES 1990) berechnet. Diese Software dekomprimiert die abgelagerten Sedimente, modelliert damit die Absenkungsgeschichte und errechnet Sedimentationsraten (Abb. 6.6).

Die Mechanismen, die zur Entstehung eines Beckens führen, sind im Allgemeinen sehr vielgestaltig. Dabei gibt es ein Neben- und Nacheinander der Entstehungsmodi (Ingersoll & Busby 1995). Tabelle 6.1 stellt eine Kompilation möglicher Prozesse und Auswirkungen bezogen auf das Untersuchungsgebiet dar. Im allgemeinen lassen sich drei Hauptmechanismen für die Bildung sedimentärer Becken unterscheiden: Aufgrund thermischer Veränderung der Lithosphäre, durch isostatische Ausgleichsbewegungen und durch Extension, Kompression oder Störungsaktivität an der Basis des Beckens (Fowler 1990; Ingersoll & Busby 1995).

Prozess	Subsidenzmechanismen	Auswirkungen	Beckentypen
Thermische Abkühlung der Lithosphäre	Verdickung der Mantellithosphäre während Abkühlung	Abkühlung der Lithosphäre in folge eines Nachlassens von Dehnung oder Erwärmung in Folge von adiabatischen Schmelzen oder einem Aufstieg von Asthenosphärenschmelzen	„back-arc“-Becken „intracontinental-wrench“-Becken
Auflast von Material (Isostatische Ausgleichsbewegungen)	Sedimentäre und vulkanische Auflast	Lokaler isostatischer Ausgleich von Kruste und der regionalen Lithosphärenflexur, abhängig von der Lithosphärenrigidität, während der Sedimentation und des Vulkanismus	„intra-arc“-Becken „back-arc“-Becken „peripheral-foreland“-Becken „intracontinental-wrench“-Becken
	Tektonische Auflast sowohl auf Kruste und auf Lithosphäre	Lokaler Isostatischer Ausgleich von Kruste und regionaler Lithosphärenflexur während dem „overthrusting“ und/oder „underpulling“, abhängig von der Steifigkeit der darunterliegenden Lithosphäre.	„retroarc“-Becken „peripheral-foreland“-Becken „intracontinental-wrench“-Becken
Extension/ Kompression	Krustenausdünnung in Folge von Stretching und Erosion	Extensionales Stretching, Erosion während der Hebung	„intra-arc“-Becken „back-arc“-Becken „intracontinental-wrench“-Becken

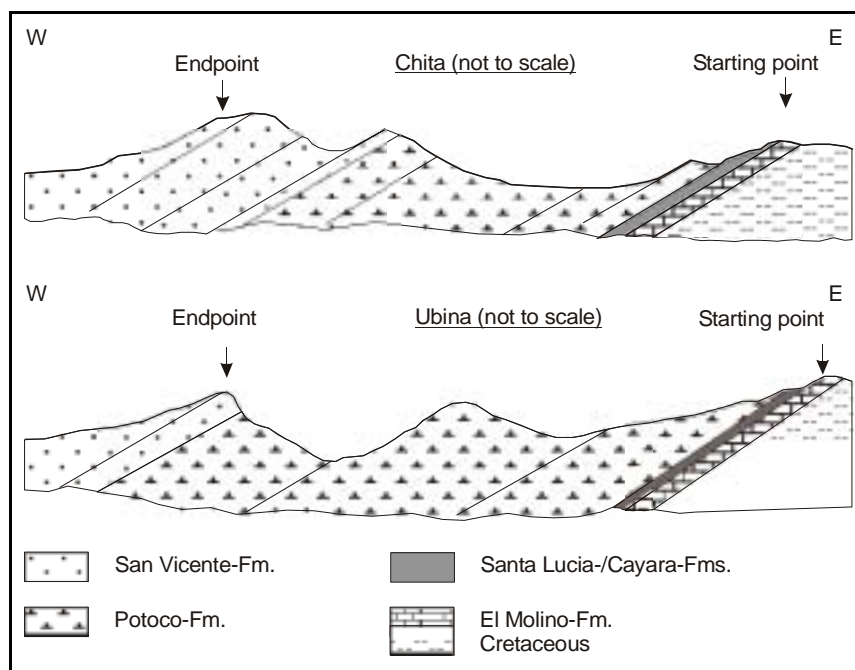
**Tab. 6.1** Mögliche geologische Prozesse, Mechanismen und Auswirkungen für die Bildung des tertiären Süd-Altiplano-Beckens. Als Beckentypen wurden die nach Ingersoll & Busby (1995) für die aufgelisteten Prozesse und Mechanismen typischen Becken aufgelistet.

### 6.2.1 Absenkungs- bzw. Hebungsgeschichte der untersuchten Sedimente

Die Absenkungsgeschichte der tertiären Sedimente wurde an 5 Lokalitäten, davon 2 Bohrungen, untersucht (Colchani- und Vilque-Bohrung), an welchen die untersuchten Formationen mit einer konkordanten Lagerung aufgeschlossen sind.

Im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens lagern die Schichten an den 2 untersuchten Profillokalitäten mit etwa 30° W (Ubina und Chita, Abb. 6.7). Um die Absenkungsgeschichte dort zu bestimmen, wurde angenommen, dass die aufgenommenen Sedimenthorizonte lateral keine signifikanten Mächtigkeitsschwankungen aufweisen. Die Mächtigkeit wurde an den Start- bzw. an den Endpunkt des Profils projiziert, da die Profillänge weniger als 7 km beträgt und keine Störung die Schichten versetzt.

Zusätzlich wurden zwei Bohrungen (Colchani, Bohrung YPFB-Santa Cruz 1995, und Vilque, Bohrung YPFB-Santa Cruz, Arandia & Mariaca 1973), die in einem Nord-Süd-Streifen im Ostteil des Süd-Altiplano-Becken liegen untersucht, da sie mit den zwei Profillokalitäten (Chita und Ubina) vergleichbar sind. Datierungen in der Nähe der Vilque-Bohrung ergaben für deformierte Sedimente im oberen Teil der San Vicente-Fm. ein Alter von  $18,2 \pm 0,5$  Ma (Elger 2003; Tuff, Biotit, K/Ar) bzw.  $17,8 \pm 0,5$  Ma (Elger 2003; Tuff, Biotit, K/Ar, Tabelle Anhang).



**Abb. 6.7** Schematische Darstellung der Chita- und Ubina-Profile (Lokalitäten siehe Karte 6.1).

Am Profil Animas, südlich der Vilque-Bohrung, wurde über einer progressiven Diskordanz ein horizontal lagernder Tuffhorizont mit  $7,6 \pm 0,2$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) datiert (Abb. 6.3). Diese Datierungen (bei Vilque und Animas) sind die einzigen im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens, die eine zeitliche Angabe über die Störungsaktivität liefern. Aus dem Grunde wurde für die Absenkungsgeschichte angenommen, dass zwischen  $17,8 \pm 0,5$  Ma (Elger 2003) und  $7,6 \pm 0,2$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) die tektonische Aktivität in Form von Überschiebungen die Sedimente versetzte. Für

die Zeit nach  $7,6 \pm 0,2$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) sind keine Anzeichen einer tektonischen Aktivität im Süd-Altiplano-Becken zu beobachten.

Die Lokalität San Cristóbal im Hangendblock einer invertierten Abschiebung westlich der UKFZ ist für diese Untersuchung von besonderer Wichtigkeit. Nach einer frühen Extension, beginnend im Eozän, folgte eine erste Inversion bei  $\sim 17$  Ma und eine weitere Reaktivierung zwischen  $13,7 \pm 0,4$  Ma und  $11 \pm 0,3$  Ma (Tuffe, Biotit, K/Ar) bzw.  $11 \pm 0,5$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar).

Die heutige Oberfläche des gesamten Altiplano-Beckens hat eine durchschnittliche Höhe von 3700 m NN (Gregory-Wodzicki 2000). Die Lage der Sedimentoberfläche, also die Paläohöhe, hat sich seit der Ablagerung der El Molino-Fm. verändert (Gregory-Wodzicki 2000). Gregory-Wodzicki (2000) definierte die topografische Paläohöhe des gesamten Altiplano-Beckens als das Ergebnis von Oberflächenhebung („surface uplift“, Molnar & England 1990). Ab etwa 10 Ma bildete das gesamte Altiplano-Becken ein abflussloses Becken innerhalb des Altiplano-Puna-Plateaus, das von der Ostkordillere und der Westkordillere begrenzt wurde (Gregory-Wodzicki 2000).

Legt man das Airy-Isostasie-Modell zugrunde, so würde sich bei der Ablagerung einer gegebenen Sedimentmächtigkeit die Lithosphärensäule um etwa 60% unter die isostatische Kompensationstiefe absenken (Steckler & Watts 1978; Eisbacher 1992). Die restlichen 40% würden über dem Ausgleichsniveau liegen. Die Lage der isostatischen Kompensationstiefe ist allerdings nicht gleich der Lage des Erosionsniveaus, also des Niveaus, über dem Gesteine erodiert werden. Bezogen auf das Süd-Altiplano-Becken bedeutet dies, dass die umliegenden Hochgebiete um mindestens den Betrag gehoben wurden, um den die topografische Paläohöhe (also die Oberfläche) des Süd-Altiplano-Beckens gehoben wurde.

Diese Annahme ist durchaus berechtigt, wenn man die Vorgänge in der Ostkordillere betrachtet. In großen Teilen des Altiplano-Puna-Plateaus Boliviens wurde die El Molino-Fm. abgelagert, die rezent nur in einigen isolierten Becken und Aufschlüssen in der Ostkordillere und im Altiplano-Becken aufgeschlossen ist. Daraus folgt, dass die Ostkordillere nach dem Paläozän eine Hebung erfahren haben muss und die Sedimente bis zu den heute aufgeschlossenen paläozoischen Sedimenten der Ostkordillere erodiert wurden. Der Betrag dieser Hebung ist dabei immer etwas größer gewesen als der Betrag der Oberflächenhebung im gesamten Altiplano-Becken (Gregory-Wodzicki 2000). Die in der Ostkordillere abgetragenen Gesteine wurden im Süd-Altiplano-Becken sedimentiert (Kap.5).

### **6.2.2 Vergleich einzelner untersuchter Lokalitäten (Tafeln 1 und 2)**

#### **Chita**

Am Startpunkt des Chita-Profiles erfuhr ein Großteil der Sedimente nach ihrer Ablagerung eine konstante Absenkung. Die Absenkung der El Molino-Fm. (das Altiplano-Becken-Basement) am Startpunkt des Profils (Tafel 1) erreicht bei etwa  $17,8 \pm 0,5$  Ma eine maximale Tiefe von etwa 3500 m unter Normal Null. Ab  $17,8 \pm 0,5$  Ma wird der Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens von einer einengenden tektonischen Aktivität erfasst, die Sedimente wurden gehoben und erodiert.

Ursache dieser Hebung ist die Progradation der Deformationsfront der Ostkordillere in das Süd-Altiplano-Becken (McQuarrie 2002). Dagegen verläuft die Tiefenlage der El Molino-Fm. am

Endpunkt des Profils nach ~ 15 Ma weiterhin bei etwa 3000 m unter Normal Null. Nach Literaturangaben liegt die El Molino-Fm. im undeforinierten Teil des rezenten Süd-Altiplano-Beckens bei etwa 5000 m unter Normal Null (McQuarrie 2002).

### **Colchani-Bohrung**

Ein Großteil der Sedimente der Colchani-Bohrung (YPFB-Santa Cruz 1995) machte eine ähnliche Absenkungsgeschichte wie die Sedimente bei Chita durch. Vom Zeitpunkt der Ablagerung der El Molino-Fm. wurden die tertiären Sedimente im Süd-Altiplano-Becken kontinuierlich abgesenkt. Diese Absenkung erreichte ihren Maximalwert von 3000 m unter Normal Null vor ~7 Ma. Bei 10 Ma hatte die Oberfläche des Süd-Altiplano-Beckens bereits eine topografische Höhe von 2000 m über Normal Null erreicht (Gregory-Wodzicki 2000).

### **Ubina**

Am Ubina-Profil (Abb. 6.8) wurde die El Molino-Fm. von einer konstanten Absenkung, die ihren Maximalwert von 5000 m unter Normal Null bei ~ 15 Ma erreichte, erfasst. Zwischen 7 Ma und 15 Ma erreichte die Deformationsfront der „Proto-Ostkordillere“ diese Lokalität. Dabei wurden die Sedimente im Hangenden von Überschiebungen an die Oberfläche transportiert und Sedimente jünger als die El Molino-Fm. fast vollständig erodiert.

Am Endpunkt des Profils Ubina erreichte die Absenkung zwischen 7 Ma und 15 Ma einen Wert von über 4000 m unter Normal Null. Diese Lokalität liegt wesentlich näher an der Ostkordillere als die anderen untersuchten Lokalitäten. Es ist möglich, dass deswegen die Sedimente am Endpunkt des Profils in größerem Maße von der Deformation erfasst wurden.

### **Vilque-Bohrung**

Die Vilque-Bohrung (YPFB-Santa Cruz 1973) weist eine ähnliche Subsidenzgeschichte wie die drei anderen Lokalitäten im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens auf. Für die Bohrung Vilque wurde eine ursprüngliche Mächtigkeit von 1700 m für die San Vicente-Fm. angenommen, was mit Annahmen von bolivianischen Geologen übereinstimmt (Vilque-Bericht, YPFB-Santa Cruz, Arandia & Mariaca 1973).

Nach Ende der Ablagerung der El Molino-Fm., etwa bei 60 Ma, wurden die Sedimente an dieser Lokalität von einer konstanten Absenkung erfasst. Die Absenkung erreichte ihren Maximalwert von über 3000 m unter Normal Null bei etwa 15 Ma. Zwischen ~ 15 Ma und ~ 7 Ma wurden die Sedimente von einer kompressiven tektonischen Aktivität erfasst. Im Zuge dieser tektonischen Aktivität wurde die El Molino-Fm. auf ihre heutige Lage bei fast 1000 m über Normal Null gehoben, dabei wurden jüngere Sedimente teilweise erodiert.

### **San Cristóbal**

Die Untersuchung der Absenkungs- und Hebungsgeschichte bei San Cristóbal stellt besondere Anforderungen. Aus der Interpretation der San Cristóbal-Störung, der Sedimente und der Verteilung der Sedimentmächtigkeiten muss von einer Invertierung der bereits im Eozän angelegten Struktur bei ~ 17 Ma ausgegangen werden. Obwohl die San Cristóbal-Störung im Eozän als eine Extensionstruktur angelegt wurde, zeigt ihre Untersuchung nur Überschiebungsbewegungen an. Die Interpretation als ursprüngliche Extensionsstruktur, die einen Halbgraben bzw. Graben begrenzte, kann aufgrund ihrer rezenten Orientierung, der großen Unterschiede der Sedimentmächtigkeiten und sehr grober

Konglomerate der basalen San Vicente-Fm. geschlossen werden. So sind im Hangenden der Störung insgesamt fast 8000 m Sedimente aufgeschlossen. Im Liegenden sind dagegen nur wenige hundert Meter zu beobachten. Die Störung verläuft Nord-Süd und bildet mit der Uyuni-Khenayani-Störung, UKF, einen Winkel von etwa 20°. Im Hangenden und Liegenden der Störung fallen die Sedimente parallel zu der Störungsebene mit 90° ein. Während die Sedimente der paläozänen bis unter-oligozänen Potoco-Fm. nur aus Siltsteinen bestehen, sind die Sedimente der ober-oligozänen bis miozänen San Vicente-Fm. und ihre syntektonischen Sequenzen durch polymikte, grobkörnige Sedimente charakterisiert (Kap. 2 und Kap. 6.3).

Bis zum Unter-Oligozän wurde ein Großteil der Sedimente an der Lokalität San Cristóbal konstant abgesenkt (Tafel 2), während ein geringerer Teil über dem Meeresniveau blieb (Tafel 2, Fig. 2). Erst gegen 30 Ma stieg die Subsidenzrate deutlich an und erreichte gegen ~ 17 Ma ihren Höhepunkt. Zur gleichen Zeit stieg die topografische Paläohöhe des Süd-Altiplano-Beckens gleichmäßig auf etwa 1000 mNN an (Gregory-Wodzicky 2000). Aufgrund der Sedimentuntersuchung und Interpretation der Sedimente der basalen San Vicente-Fm. als syntektonische Ablagerungen wird deutlich, dass die Extension durch das gesamte Oligozän anhielt (vergl. Kap. 2 Stratigrafie; Kap. 3 Faziesanalyse; Kap. 5 Liefergebietsanalyse).

Die Reaktivierung und Inversion dieser Extensionsstruktur geschah im Miozän, gegen etwa 17 Ma. Hebung in diesem Zeitraum wird auch aufgrund von Apatit-Abkühlungsaltern angegeben (Ege 2004). Für die Inversion wurde eine gleichmäßige Sedimentationsrate in der San Vicente-Fm. angenommen (Tafel 2, Fig 3). Sedimente, die auf diese Invertierung deuten, sind rezent aufgeschlossen. Deutlich wurde ab ~ 17 Ma die Basis des Süd-Altiplano-Beckens teilweise durch die Invertierung gehoben, während die topografische Paläohöhe des Süd-Altiplano-Beckens relativ konstant eine Höhe von 1000 mNN beibehielt (Gregory-Wodzicky 2000; Tafel 2, Fig 2). Dieser Zusammenhang spricht für Erosionsvorgänge an der Oberfläche.

Die Sedimente, die ab ~ 17 Ma abgelagert wurden, werden als syntektonische Ablagerungen in einem kompressiven Regime interpretiert. Sedimente innerhalb der San Vicente-Fm. wurden an anderer Stelle bei der Inversion der San Cristóbal-Störung über das Erosionsniveau gehoben, erodiert und weiter im Westen wieder abgelagert (Tafel 2, Fig. 5b).

Eine weitere Reaktivierung und, damit verbunden, auch eine weitere Erosion und Ablagerung von Sedimenten bei San Cristóbal fand zwischen  $13,7 \pm 0,4$  und  $11 \pm 0,3$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) statt. Diese Aktivität wurde im Gelände aufgrund einer aufgeschlossenen progressiven Diskordanz im Liegenden der San Cristóbal-Störung deutlich erkannt. Tuffhorizonte wurden im Liegenden und im Hangenden dieser Diskordanz datiert. Über der Diskordanz beginnt die dort abgelagerte syntektonische Sequenz mit groben, polymikten Konglomeraten, die ältere tertiäre Sedimentklasten enthalten.

In der Absenkungs- und Hebungsgeschichte des Süd-Altiplano-Beckens wird die Hebung aber nicht nur an der Basis des Süd-Altiplano-Beckens deutlich, sondern vor allem an der Oberfläche. Ab 10 Ma fand eine konstante Hebung der Oberfläche auf das heutige Niveau des Süd-Altiplano-Beckens statt (Tafel 2, Fig. 2).

### 6.3 Beckenmodell

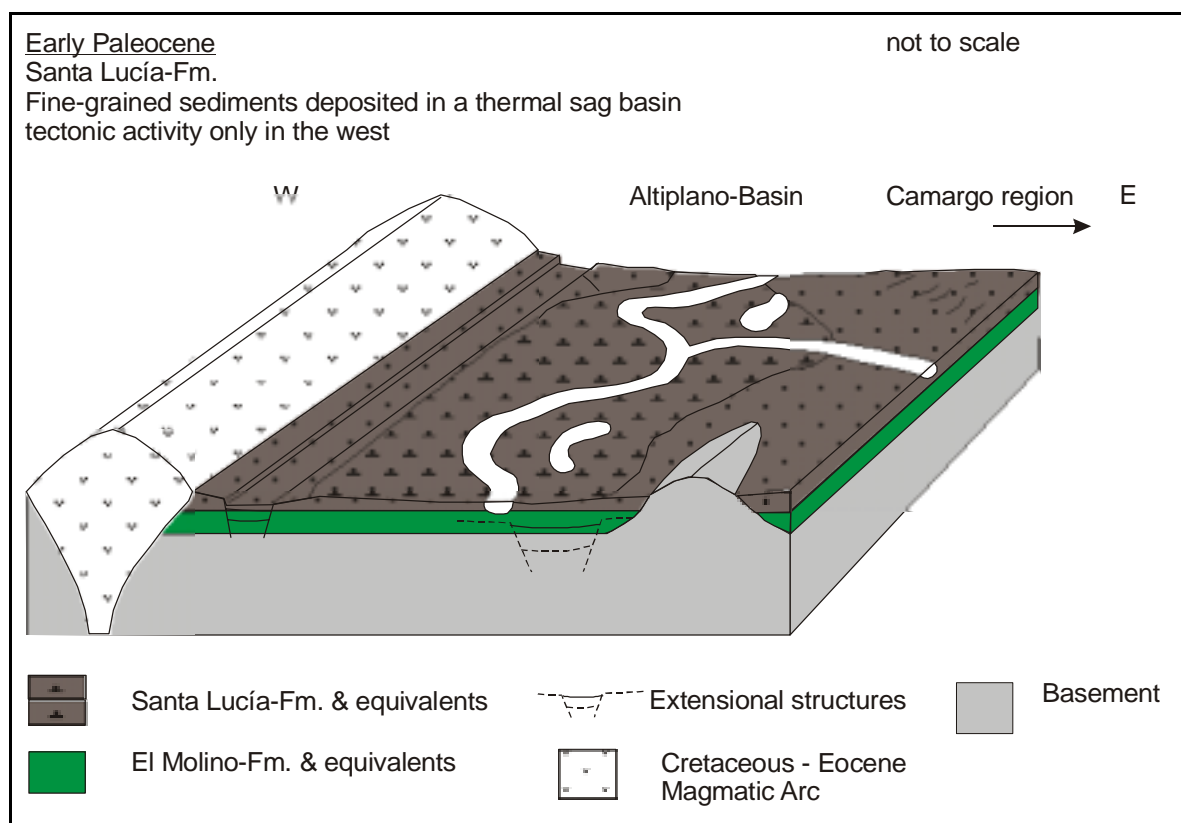
Basierend auf den Daten dieser Arbeit (Kap. 2; 3; 4; 5 und 6) kann nun ein Beckenmodell für das tertiäre Süd-Altiplano-Becken erstellt werden. Am Ende dieses Kapitels werden die Ergebnisse dieser Arbeit in Verbindung mit Literaturangaben diskutiert.

Das tertiäre Süd-Altiplano-Becken machte in seiner etwa 50 Ma dauernden Entwicklung mehrere, z. T. gleichzeitig nebeneinander ablaufende Entwicklungsstadien durch.

#### Frühes Paläozän

Wo genau der Westrand des Süd-Altiplano-Beckens zu dieser Zeit lag, kann nicht mit Sicherheit angegeben werden. In der heutigen Präkordillere entwickelte sich an der Wende Kreide-Tertiär ein magmatischer Bogen (Scheuber et al. 1994; Charrier & Reutter 1994). Es ist wahrscheinlich, dass dieser magmatische Bogen bis in das Eozän den Westrand des Süd-Altiplano-Beckens bildete.

Östlich davon entwickelte sich ein „back-arc“-Becken (Abb. 6.9; Scheuber et al. 1994; Charrier & Reutter 1994). Extensionsstrukturen aus diesem „back-arc“-Becken sind nur aus dem Salar de Atacama beschrieben worden (Günther 2001). In diesem „back-arc“-Becken wurden Sedimente der spät-kretazischen bis mittel-eozänen Tonel-Fm. sedimentiert (Charrier & Reutter 1994). Klastische Sedimente überlagern Karbonatgesteine, die mit der El Molino-Fm. des Süd-Altiplano-Beckens korreliert werden können. Der Westrand des Süd-Altiplano-Beckens wird in dieser Zeit als ein epikontinentales Becken bezeichnet (Charrier & Reutter 1994). Im gesamten Süd-Altiplano-Becken wie auch in der heutigen Ostkordillere wurden die paläozänen Sedimente der Santa Lucía-Fm. abgelagert, die die El Molino-Fm. überlagern (Abb. 6.8).

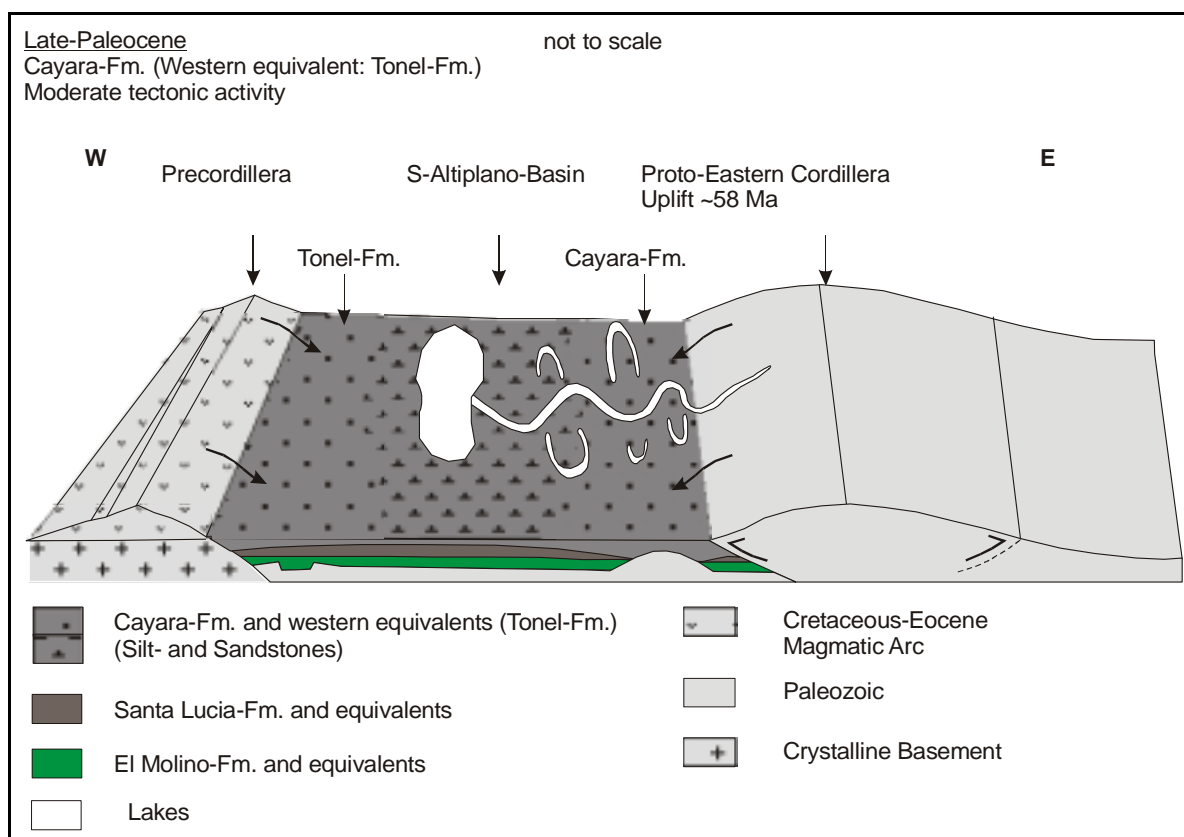


Vorherige Seite **Abb. 6.8** Sedimentationsraum der Santa Lucía-Fm. als ein "post-rift"-Becken, „sag-basin“.

Nach Osten reichte der Ablagerungsraum bis in die Camargo-Region. Welsink et al. (1995) deuteten ihn als ein „sag-basin“ (Abb. 6.8), das die Endphase der kretazischen Rift-Entwicklung markiert und mit dem Salta-Rift in Argentinien in Verbindung stand (Gallinski & Viramonte 1988; Welsink et al. 1995). Einzelne Hochgebiete, z. B. das San Pablo de Lipez-Hoch, gliederten das Becken intern (Fiedler 2002). Nach Norden erstreckte sich das paläozäne-eozäne Süd-Altiplano-Becken bis zum rezenten nördlichen Altiplano-(Titicaca-)Becken (Horton et al. 2001) und erreichte in diesem Zeitraum seine größte Ausdehnung.

Noch im Paläozän änderte sich die Beckenkonfiguration grundlegend: Ein vermutlich flaches Hochgebiet entstand in der heutigen W-Ostkordillere. Am Ostrand des Süd-Altiplano-Beckens entstanden daher die proximalen, fluviatilen Ablagerungen der Cayara-Fm. (Abb. 6.9). Damit wurde der Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens zum Vorland-Becken der Proto-Ostkordillere. Die proximalen Lieferungen der Cayara-Fm. verzahnen sich möglicherweise distal mit feinkörnigen Sedimenten. Die Camargo-Region durchlief von nun an eine eigenständige Entwicklung.

Im Westen des Süd-Altiplano-Beckens, östlich der Präkordillere, wurde von Charrier & Reutter (1994) eine undatierte Kornvergrößerungsabfolge in der oberen Tonel-Fm. beschrieben. Möglicherweise sind die gröberen Sedimente innerhalb der Tonel-Fm. teilweise mit der Cayara-Fm. zu korrelieren. Die westliche Begrenzung des paläozänen Süd-Altiplano-Beckens bestand wahrscheinlich bis zum Eozän (bis etwa 38 Ma). Danach entstand im Westen eine Diskordanz, die als Folge der inkaischen Deformationsphase interpretiert wird (Scheuber et al. 1994).





Vorherige Seite **Abb. 6.9** Ablagerungsraum der Cayara-Fm.. Im Osten wurde die Cayara-Fm. in einem Vorlandbecken zur „Proto-Ostkordillere“ sedimentiert. Ihre westlichen Äquivalente wurden in einem „back-arc“-Becken zur Präkordillere abgelagert. Die Cayara-Fm. als proximale Ablagerung kann bis zum nördlichen (Titicaca-) Altiplano-Becken verfolgt werden.

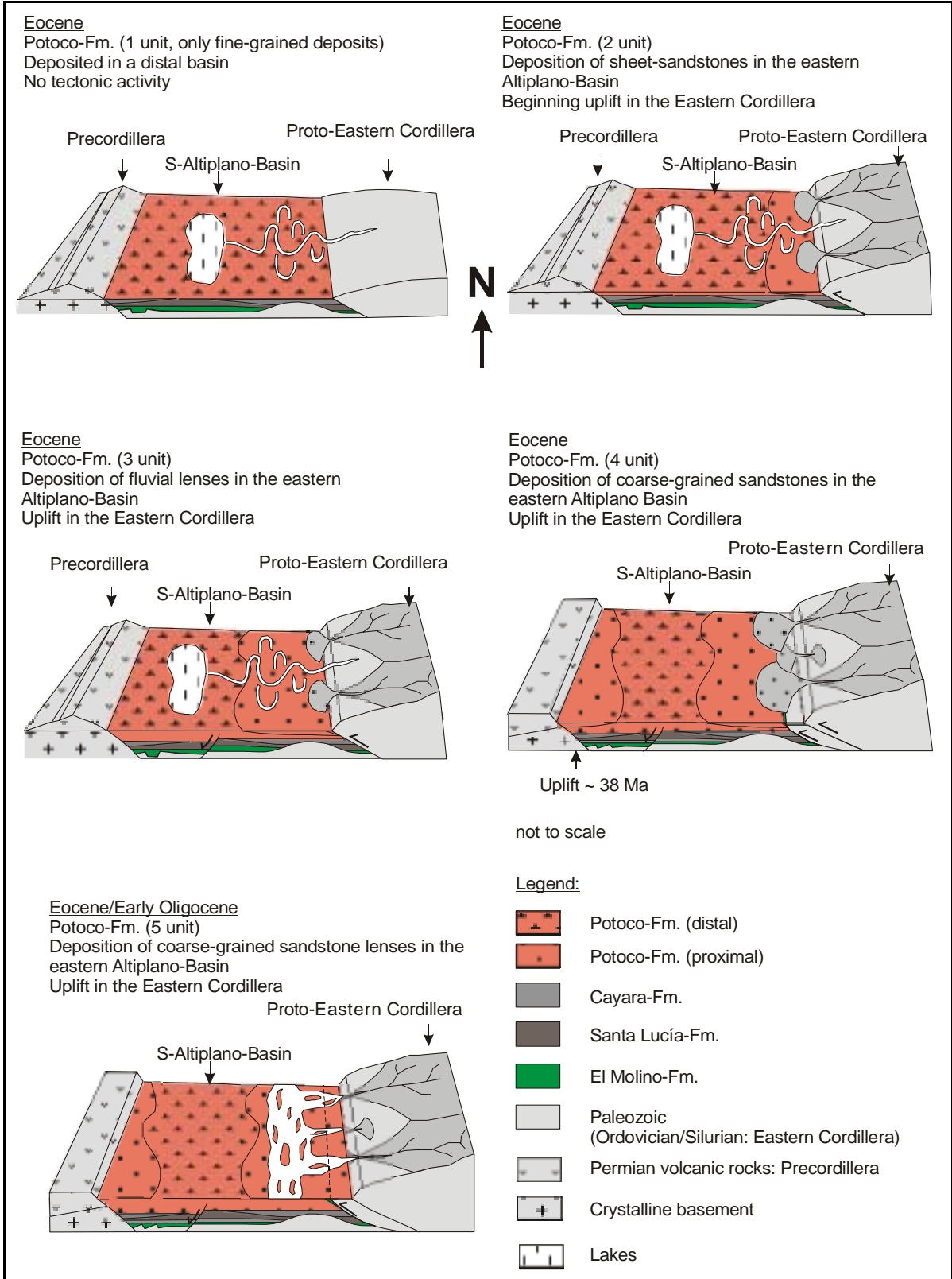
### **Spätes Paläozän/Eozän/Unter-Oligozän**

Während des ausgehenden Paläozäns, im Eozän und im Unter-Oligozän blieb die Beckenkonfiguration größtenteils unverändert erhalten. Die „Proto-Ostkordillere“ lieferte Detritus in ihr westliches Vorland-Becken und trennte das Süd-Altiplano-Becken von den übrigen intramontanen Becken in der Ostkordillere ab (Kap. 5; Abb. 6.9). Allerdings verlief die Entwicklung während der Ablagerung der Potoco-Fm. im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens in Abhängigkeit von der Hebung dieses Hochgebietes mehrphasig (Kap. 2 und 3).

Es ist möglich, dass die Hebung der „Proto-Ostkordillere“ zu Beginn der Ablagerung der basalen Potoco-Fm. etwas langsamer stattfand als zur Zeit der Ablagerung der Cayara-Fm. oder sogar ganz zum Stillstand kam. Diese Schlussfolgerung lassen die feinkörnigen Sedimente in der basalen Potoco-Fm. zu. In diesem ruhigen Sedimentationsraum wurden die basalen Siltsteine der Potoco-Fm. als distale Sedimente abgelagert (Kap. 3, Faziesanalyse).

Bereits die zweite Einheit der Potoco-Fm. zeigt eine relative Zunahme von Sandsteinen gegenüber den Siltsteinen (Abb. 6.10). Die Faziesanalyse zeigt für diese Sedimente einen distalen alluvialen Ablagerungsraum (Kap. 3). Die Fazies der folgenden Einheiten variiert von mäandrierenden fluviatilen, über alluviale zu „braided“ fluviatilen Ablagerungen (Kap. 3, Faziesanalyse). Ich interpretiere aufgrund der Ergebnisse der Liefergebietsanalyse diese Abfolge als das Ergebnis einer kontinuierlichen westgerichteten Progradation der Deformationsfront und Hebung der „Proto-Ostkordillere“ im Eozän (Kap. 5).

nächste Seite **Abb. 6.10** Ablagerungsraum der Potoco-Fm. und ihrer zeitlichen Äquivalente im Westen (Tonel- und untere Purilactis-Formationen). Die fünf Einheiten der östlichen Potoco-Fm. entstanden in unterschiedlichen Ablagerungsmilieus durch eozäne Progradation der „Proto-Ostkordillere“ nach Westen. Die Ablagerungsbedingungen der Sedimente im Ostteil sind die eines Vorland-Beckens zur „Proto-Ostkordillere“. Der zentrale Teil des Süd-Altiplano-Beckens wurde wahrscheinlich ab dem Eozän von einer extensionalen Tektonik beeinflusst (Kap. 6.3). Der Westrand des Süd-Altiplano-Beckens wurde im Paläozän/Eozän von der Präkordillere gebildet. Gegen ~38 Ma wurden, aufgrund der Inkaischen Deformationsphase, die Extensionsstrukturen im „back-arc“-Becken invertiert und grobkörnige Sedimente der Purilactis-Fm. abgelagert (Charrier & Reutter 1994). Möglicherweise entstand so ein neues, westliches Hochgebiet (Hartley 2003).



Ob das eozäne Süd-Altiplano-Becken als ein „Vorland-Becken“ im klassischen Sinne (Jordan 1995, DeCelles & Giles 1996) interpretiert werden darf, soll an dieser Stelle kurz diskutiert werden.

Nach DeCelles & Giles (1996) wird ein Vorland-Becken in vier Ablagerungsbereiche (Depozonen) unterteilt („wedge-top-“, „fore-deep-“, „forebulge-“ und „backbulge“-Depozone). Jede wird durch bestimmte Sedimente und Sedimenteigenschaften charakterisiert. Im Süd-Altiplano-Becken besitzen die eozänen bis unter-oligozänen Sedimente der Potoco-Fm. viele der von diesen Autoren beschriebenen Eigenschaften.

Die Sandsteine der östlichen Potoco-Fm. sind als sehr reif (Quarzarenite und Sublitharenite) zu bezeichnen (Kap. 4, Petrografie). Die Sedimente der oberen Potoco-Fm. wurden als alluviale und fluviatile Ablagerungen interpretiert (Kap. 2, Faziesanalyse). Die Liefergebietsanalyse (Kap. 5) gibt eine Herkunft dieser Sedimente aus dem Falten- und Überschiebungsgürtel und eine Ablagerung z. B. in einem Vorland-Becken an. Diese Eigenschaften der untersuchten Sedimente sind unter anderen die Eigenschaften, die die „wedge-top“-Depozone charakterisieren (Jordan 1995; DeCelles & Giles 1996). Die Deformation fand dabei im angrenzenden Hochgebiet statt.

Die „foredeep“-Depozone wird von fluviatilen Systemen dominiert, die sowohl vom Falten- und Überschiebungsgürtel als auch vom stabilen Kraton stammen können, wobei der Hauptanteil der Sedimente aus dem Falten- und Überschiebungsgürtel stammt (Critelli & Ingersoll 1994; DeCelles & Giles 1996). Fluviatile Sedimente wurden in den oberen Einheiten der Potoco-Fm. interpretiert (Kap. 3.4.3). Die Liefergebietsanalyse gibt ein Liefergebiet aus einem Falten- und Überschiebungsgürtel an (Kap. 5; Abb. 5.5).

Die „forebulge- und backbulge“-Depozonen liegen, vom Falten- und Überschiebungsgürtel aus betrachtet, in Richtung des stabilen Kratons. Sedimente, die in dieser „Depozone“ abgelagert werden, sind feinkörnig, distal fluviatil und oft äolisch (DeCelles & Giles 1996). Allerdings sind sowohl „forebulge-“ als auch „backbulge“-Depozonen bisher in der Literatur vernachlässigt worden. Aus dem Grunde ist eine zuverlässige Identifikation älterer „forebulge-“ und „backbulge“-Depozonen problematisch.

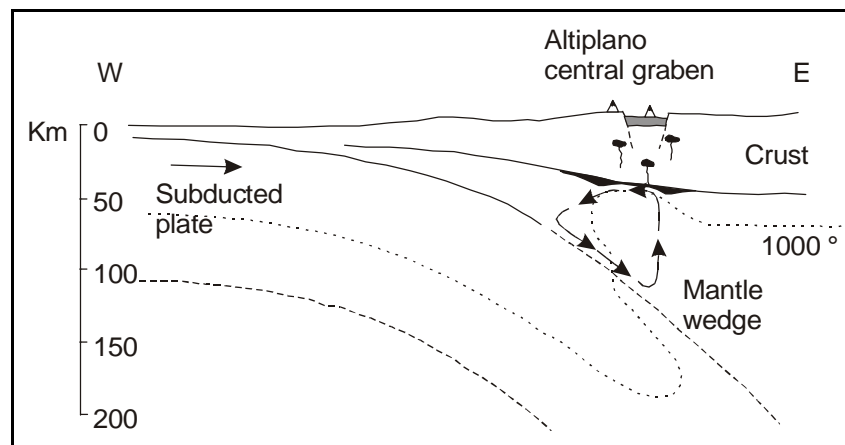
Ich interpretiere das paläozäne/eozäne/unter-oligozäne Süd-Altiplano-Becken aufgrund der Sedimenteigenschaften als ein Vorland-Becken zur Ostkordillere. Möglicherweise ist auch das westliche Süd-Altiplano-Becken als ein Vorland-Becken zu betrachten.

Dagegen deuten die Ablagerungen im zentralen Süd-Altiplano-Becken auf ein ruhiges Milieu (Kap. 3.4.3). Im Eozän begann die extensionale Aktivität an der San Cristóbal-Störung, wie Mächtigkeitsunterschiede in der Potoco-Fm. und Seismik (Elger 2003) zeigen. Die Faziesinterpretation (Kap. 3.4.3) deutet auf eine sehr langsame Bewegung an dieser Störung. Diese endete nach Elger (2003) bereits im Oligozän bei ~ 30 Ma mit ihrer Inversion. Die Interpretation der oligozänen bis miozänen Sedimente aber zeigt, dass diese Störung erst im Miozän invertiert wurde (siehe Kap. 6.4 und 6.3).

**Unter-Oligozän bis Ober-Miozän**

An der Grenze Unter-/Ober-Oligozän änderte sich das tektonische Regime im Süd-Altiplano-Becken nach eigenen Untersuchungen und Literaturangaben grundlegend (Levenhagen 2001; Elger 2003; Ege 2004). Im Unter-Oligozän konzentrierte sich die einengende Tektonik auf den Westteil des Süd-Altiplano-Beckens. Im zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens entstand seit dem Eozän eine Halb- bzw. Grabenstruktur. Die grobkörnigen Sedimente der San Vicente-Fm. zeigen syntektonische Ablagerung im gesamten Süd-Altiplano-Becken unter Extension und Einengung an. Gleichzeitig begann die vulkanische Aktivität, welche im engen Zusammenhang mit der Tektonik steht, wie die Entstehung eines „intra-arc“-Beckens aus der Grabenstruktur im zentralen Süd-Altiplano-Becken zeigt (Abb. 6.12). Der vulkanische Bogen reichte dabei im Verlauf des Ober-Oligozäns und Miozäns bis in die Ostkordillere (Scheuber et al. 1994).

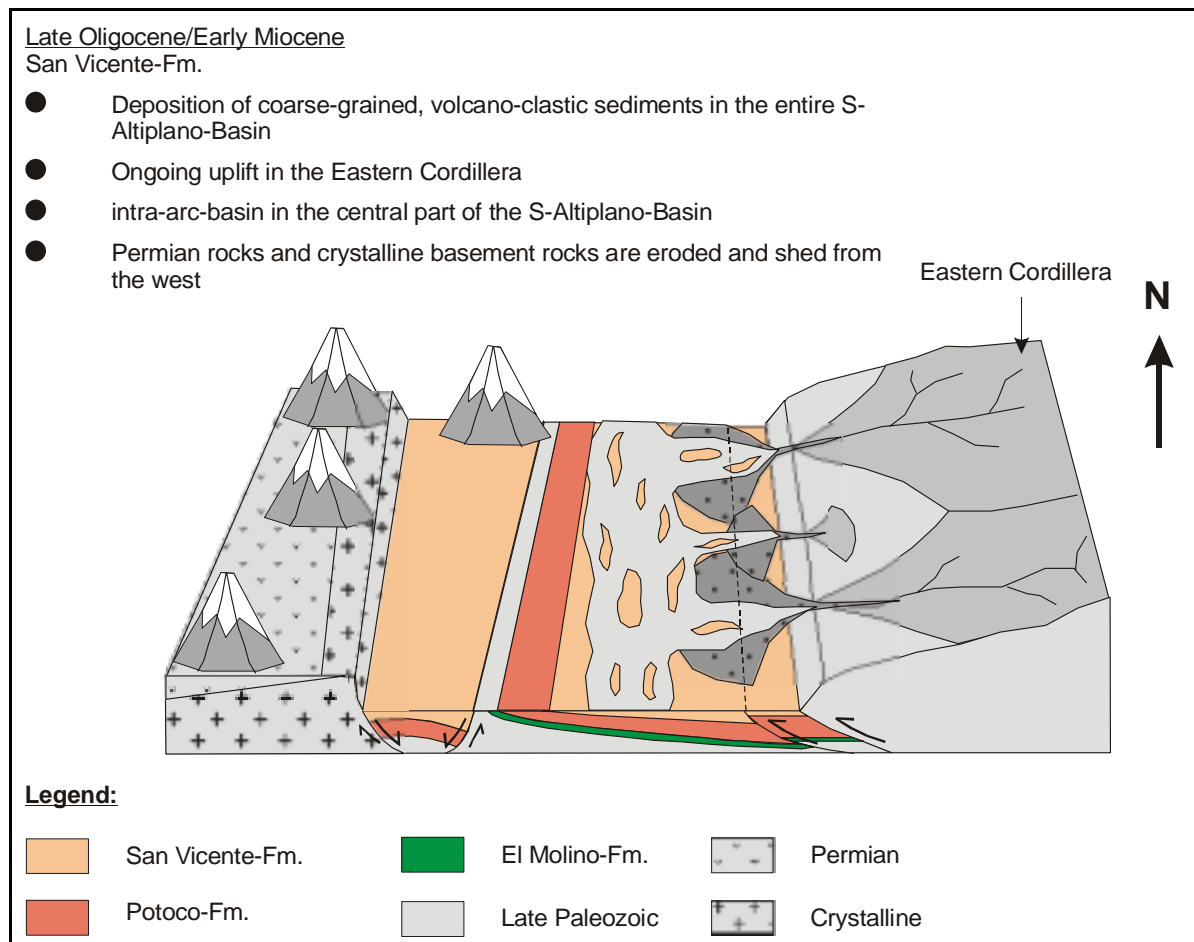
Die Interpretation der San Cristóbal-Störung, sehr grober Konglomerate in der basalen San Vicente-Fm., die Definition der San Vicente-Fm. als vulkanoklastische Ablagerung sowie großer Mächtigkeitsunterschiede in den Sedimenten der Potoco- und San Vicente-Formationen westlich und östlich der Störung zeigen eine andauernde Extension seit dem Eozän bis Miozän an (vergl. Kap. 6.2). Diese Extensionsstrukturen können durch die Entwicklung eines „intra-arc“-(bzw. „back-arc“-) Beckens aus der Halb- bzw. Grabenstruktur im zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens (Abb. 6.11) hinreichend erklärt werden. „Intra-arc“-Becken sind meist kurzlebig und werden durch mächtige vulkano-klastische Sedimentansammlungen entlang der Arc-Plattformen gefüllt (Taylor 1990; Smith & Landis 1995).



**Abb. 6.11** Die Entstehung eines „intra-arc“-Beckens im zentralen Süd-Altiplano-Becken ist möglich, wenn sich bei der Subduktion der ozeanischen Platte ein Asthenosphärenkeil mit einer Konvektionszelle bildet. Das dadurch transportierte Material würde an der Oberfläche Extension verursachen (verändert nach Taylor 1990).

Die von Kussmaul (1975) auf  $22,9 \pm 0,9$  Ma bzw.  $24 \pm 0,9$  Ma datierten Rondal- und Potoco-Laven zeigen ein kontinentales „back-arc“-Becken an (Avila-Salinas 1991). Damit liefern sie weitere Argumente für die Existenz eines ober-oligozänen „intra-arc“-Beckens im zentralen Süd-Altiplano-Becken, möglicherweise als Vorstadium eines „back-arc“-Beckens. Ein mit  $27,4 \pm 0,7$  Ma datierter (Tuff, Biotit, K/Ar) und die Geochemie eines basaltischen Andesits (SR99-11, siehe

Anhang) nördlich von San Cristóbal unterstützen die angesprochene Interpretation (siehe Anhang). Gabbroide bis dioritische Intrusionen mit großen Hornblendekristallen und Klinopyroxenen bei Santa Inés ( $24,7 \pm 0,6$  Ma (Glas, K/Ar) unterstützen zusammen mit Literaturangaben über „intra-arc“-Becken diese Interpretation (z. B. Taylor 1990; Smith & Landis 1995). In diesem Becken wurden die syntektonischen, vulkanoklastischen Ablagerungen der San Vicente-Fm. ab dem Ober-Oligozän in einem extensionalen Regime sedimentiert (Abb. 6.12).



**Abb.6.12** Ablagerungsraum der San Vicente-Fm. in einem von Vulkanismus und Tektonik dominierten Milieu. Diese Skizze basiert auf eigenen Geländebefunden sowie auf der Interpretation seismischer Linien (Elger 2003). Möglicherweise entwickelte sich im Ober-Oligozän aus dem Halbgraben ein Grabensystem, an dessen Westschulter permische und kristalline Gesteine erodiert wurden (Santa Lucía- und Cayara-Formationen nicht dargestellt).

Wie dieses „intra-arc“-Becken im zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens entstehen konnte, wird im folgenden kurz diskutiert.

Die Entstehung eines „intra-arc“-Beckens ist möglich, wenn aufsteigendes Mantelmaterial, z. B. durch eine Konvektionszelle, in Kontakt mit der Krustenbasis kommt (Abb. 6.11; Taylor 1990). Die dadurch auftretenden Spannungen verursachen Extension in der Kruste und fördern zunächst die Entstehung eines Grabens und danach die Bildung eines „intra-arc“-Beckens an der Oberfläche (Taylor 1990). Das „intra-arc“-Becken wurde nach Osten durch die San Cristóbal-Störung begrenzt. Die dabei entstehende Grabenschulter und der Vulkanismus dienten als Abtragungs- und Liefergestein für die

vulkanoklastischen Sedimente der San Vicente-Fm. Die Vorkommen der permischen Vulkanite und des kristallinen Basements in der westlichen San Vicente-Fm. wurden demnach an der westlichen Grabenschulter erodiert.

Es ist auffällig, dass sich der Beginn der Sedimentation der San Vicente-Fm. im gesamten Süd-Altiplano-Becken in einem relativ engen Zeitraum abspielte, nämlich zwischen  $24,3 \pm 1,2$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) im Südwesten,  $27,4 \pm 0,7$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) im Zentrum und  $25,3 \pm 1,2/26,1 \pm 0,7$  Ma (Tuff, Biotit, K/Ar) im Osten des Süd-Altiplano-Beckens. Wenn die San Vicente-Fm. im Süd-Altiplano-Becken nur von Osten geschüttet worden wäre, so müsste diese Formation im Zentrum bzw. im Südwesten jünger als im Osten sein. Die Datierungen zeigen aber genau das Gegenteil. Außerdem zeigt die Liefergebietsanalyse (Kap. 5), dass im Westen vorwiegend kristallines Basement und permische Vulkanite der basalen San Vicente-Fm. aufgearbeitet wurden. Vergleicht man diese Sedimente der zentralen mit der östlichen San Vicente-Fm., so sind keine Hinweise auf eine distale Ablagerung der San Vicente-Fm. im zentralen Teil des Süd-Altiplano-Beckens zu erkennen.

Wo genau die Grenze dieser zwei in ihren Lithologien sehr unterschiedlichen Liefergebiete liegt, ist nicht bekannt. Egenhoff (2000) verfolgt die Grenze des ordovizischen Beckens etwa entlang einer Linie Cerro Gordo/Soniquera nach Norden. So trifft sie in etwa auf das Gebiet von Santa Inés. Die Geländetätigkeit und die Interpretation seismischer Linien (Elger 2003) zeigt jedoch, dass nördlich von Santa Inés ordovizische bis silurische Sedimente vorhanden sind. Dies kann durchaus so interpretiert werden, dass die Westbegrenzung des Grabens nicht gerade nach Norden lief, sondern in nordwestlicher Richtung. Nördlich von Santa Inés sind Ost-West verlaufende Überschiebungen aufgeschlossen. Aus dem Süd-Altiplano-Becken werden Ost-West verlaufende Strukturen, meist Blattverschiebungen und Lineamente, beschrieben (Martínez et al. 1997). Diese Angabe zeigen, dass Ost-West-verlaufende Strukturen im Süd-Altiplano-Becken eine größere Rolle spielen können als bisher angenommen.

Spätestens vor etwa 17 Ma (unteres Miozän) wurden die Extensionsstrukturen im Süd-Altiplano-Becken invertiert, bzw. neu angelegt. Es wurden weiterhin syntektonische, vulkanoklastische Sedimente im gesamten Becken geschüttet. Weitere Reaktivierungen an der UKFZ geschahen zwischen 13 und 11 Ma (Datierungen siehe Tabelle Anhang). Die tektonische Aktivität im Süd-Altiplano-Becken war vor 10-7 Ma in Süd-Altiplano-Becken beendet.

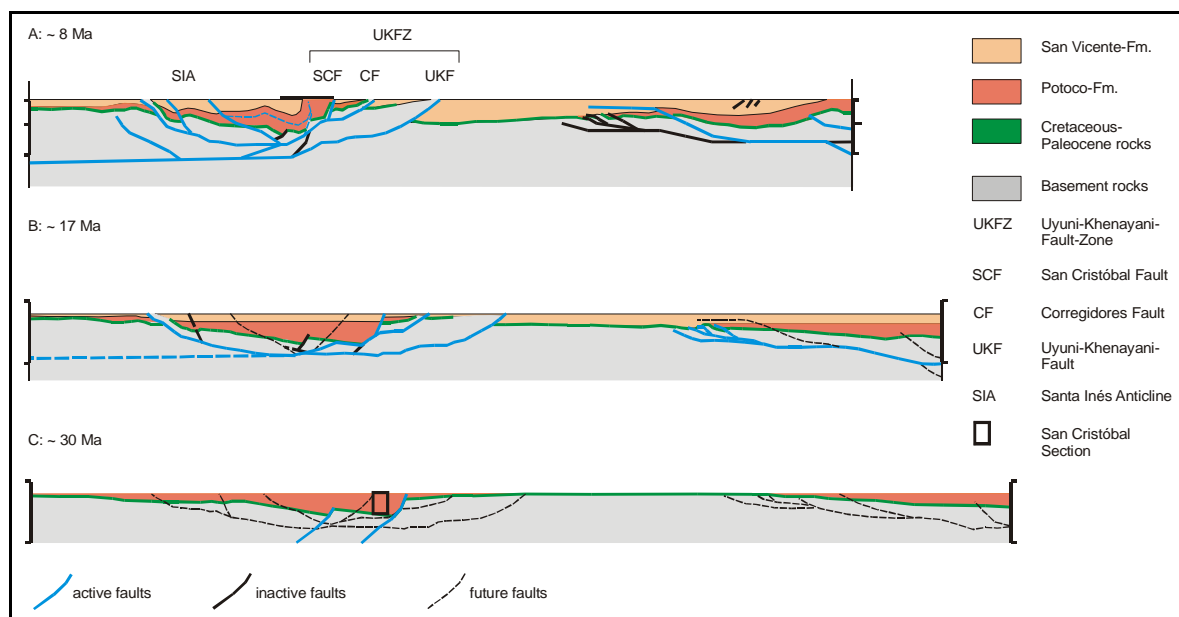
### **6.4 Diskussion seismischer Linien im Süd-Altiplano-Becken**

Mehrere seismische Linien (YPFB-Santa Cruz) wurden von Elger (2003) ausgewertet und interpretiert. Sie erlauben die Integration in das eozäne bis miozäne Beckenmodell entlang eines Profils bei etwa  $21^{\circ}\text{S}$  (Abb. 6.13). Meine Ergebnisse werden in diesem Kapitel mit der Interpretation dieser Linien verglichen und diskutiert.

Eozäne Extension im zentralen Süd-Altiplano-Becken (Kap. 6 und Kap. 8) wird auch von Elger (2003) aufgrund der seismischen Interpretation abgeleitet. Dabei ist die markanteste Struktur, die San Cristóbal-Störung, heute als Überschiebung aufgeschlossen. Sie wurde aber im Eozän als Abschiebung angelegt. Die Extension verursachte an der Oberfläche kein grosses Relief, wie die

feinkörnigen Sedimente der Potoco-Fm. zeigen (Kap. 3.4.3, Faziesvergesellschaftung und Ablagerungsräume der zentralen Potoco-Fm.), lediglich einen deutlichen Mächtigkeitsunterschied, weil die distalen Playa- und „floodplain“-Ablagerungen größere Reliefunterschiede nicht zulassen. Erst bei etwa 30 Ma schaffte die Abschiebung ein größeres Relief, und paläozäne, kretazische sowie paläozoische Gesteine kamen an die Oberfläche und wurden erodiert. Diese bilden die basale, grobkörnige San Vicente-Fm..

Extension an der San Cristóbal-Störung setzte sich bis in das Miozän bei etwa 17 Ma fort, obwohl Elger (2003) Inversion bereits bei 30 Ma (Abb. 6.13) interpretiert.

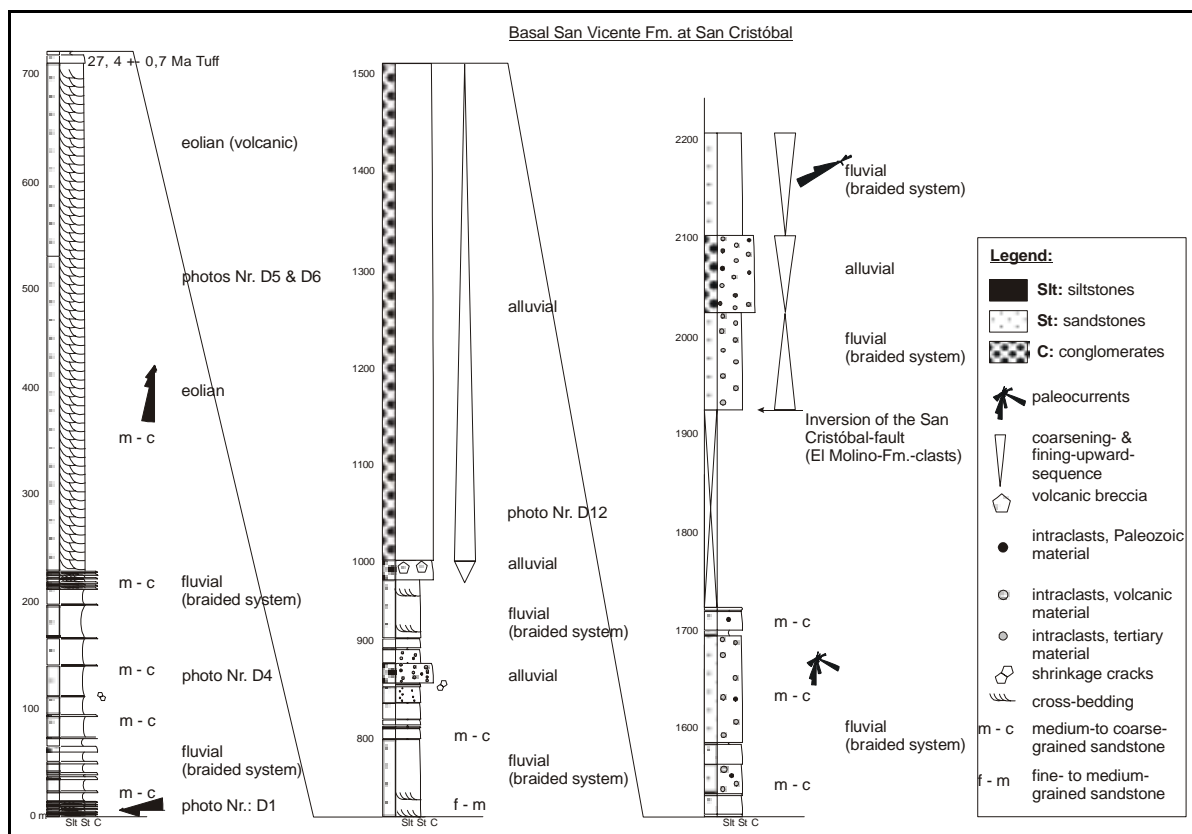


**Abb. 6.13** Bilanziertes Profil bei 21° S (Elger 2003). Deutlich ist die San Cristóbal-Störung bei ~17 Ma noch als Abschiebung zu erkennen. Elger (2003) gibt als Ursache ein unterschiedliches Kompaktionsverhalten der Sedimente an. Altersdaten, Sedimenteigenschaften und Liefergebietsanalysen unterstützen jedoch Abschiebungen für den Mächtigkeitsunterschied der Potoco- und San Vicente-Formationen an der San Cristóbal-Störung (siehe Abb 6.14).

Die San Vicente-Fm. beginnt an der Basis, direkt über dem konkordanten Kontakt mit der Potoco-Fm., mit fluviatilen Konglomeraten und Sandsteinen, letztere enthalten Gesteinsfragmente aus der El Molino-Fm. (siehe Kap. 4). Darüber folgen äolische Sandsteine, überlagert von fluviatilen Sandsteinen und einer mächtigen vulkanischen Brekzie, über der ein mehrere hundert Meter mächtiges Konglomerat folgt (Abb. 6.15). Die Klaster dieses Konglomerates erreichen einen Durchmesser bis zu 1,5 m. Diese Daten lassen nur die Schlussfolgerung eines sehr hohen topografischen Gradienten an dieser Lokalität zu.

Über dieser Einheit folgen fluviatile Sandsteine und Konglomerate. Die Klaster dieses Konglomerates bestehen aus vulkanische Gesteinen sowie paläozoischen und tertiären Sedimenten. Dieses Konglomerat deutet auf eine erneute Bewegung an der San Cristóbal-Störung, wobei alltertiäre Sedimente erodiert wurden. Unter Annahme einer gleichmäßigen Erosionsrate wurde die San Cristóbal-Störung erst im Miozän vor etwa 17 Ma invertiert.

In dem entstandenen „intra-arc“-Becken wurden die für die San Vicente-Fm. charakteristischen grobkörnigen, vulkanoklastischen Sedimente abgelagert. Das proximale, teilweise vulkanische Liefergebiet der San Vicente-Fm. im „intra-arc“-Becken kann nicht, wie von Elger (2003) für die Interpretation der seismischen Linie angenommen, in der Ostkordillere gelegen haben. Das Liefergebiet der zentralen San Vicente-Fm. bildeten die Grabenschultern bzw. die „intra-arc“-Becken begrenzenden Hochgebiete. Aufgrund der aufgezählten Argumente bevorzuge ich die bereits vorgestellte Beckenkonfiguration mit einem zentralen (Halb-) Graben im Eozän und einem „intra-arc“-Becken das sich im Oligozän bis Miozän daraus entwickelt hat (Kap. 6.3: Das Beckenmodell), mit einer Inversion der San Cristóbal-Störung erst im Miozän.

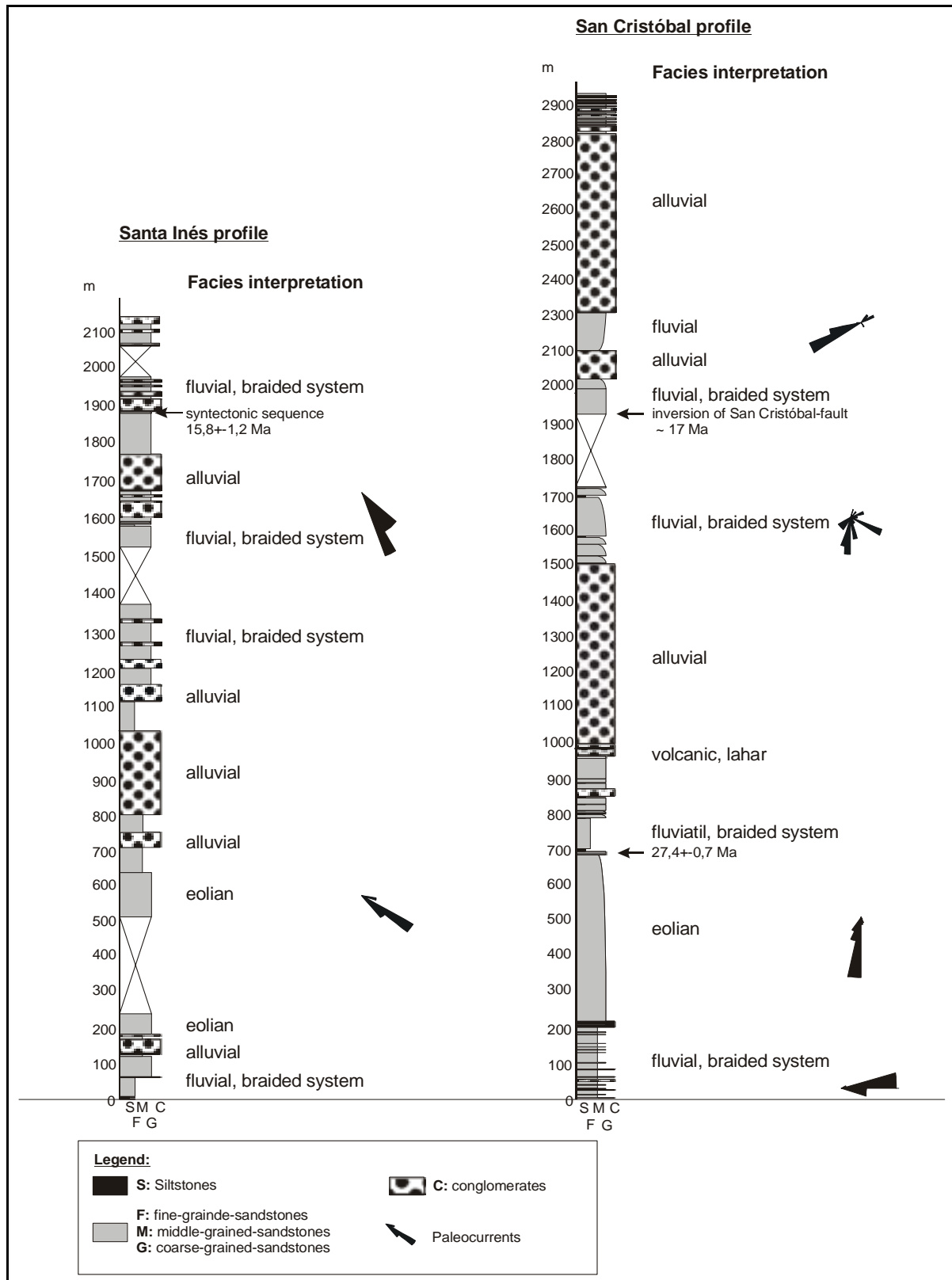


**Abb. 6.14** Basale San Vicente-Fm. bei San Cristóbal. Die Interpretation der Sedimente im Teilprofil liefert die Argumente für die Annahme der miozänen Inversion an der San Cristóbal-Störung. Die Fotos und die Beschreibung sind im Anhang.

Wie weit der Graben des zentralen Süd-Altiplano-Beckens nach Westen reichte, kann mangels Aufschlüssen nur vermutet werden. Betrachtet man die stratigraphischen Profile bei Santa Inés und San Cristóbal (Abb. 6.15), so fällt eine große Ähnlichkeit in der Fazies auf (Anhang Profile). Über fluviatilen Konglomeraten und Sandsteinen folgen an beiden Profilen äolische Sandsteine. Über diesen lagern grobe Konglomerate. Die Klasten bei San Cristóbal besitzen einem Durchmesser von bis zu 1,5 m, bei Santa Inés von bis zu 40 cm. Die gesamte Abfolge an beiden Profilen zeichnet sich durch sehr grobe, vulkanoklastische Ablagerungen aus. Diese Ähnlichkeit der Ablagerungsumgebungen an zwei Lokalitäten, die immerhin etwa 30 km voneinander entfernt liegen, kann ein Hinweis auf die Breite des



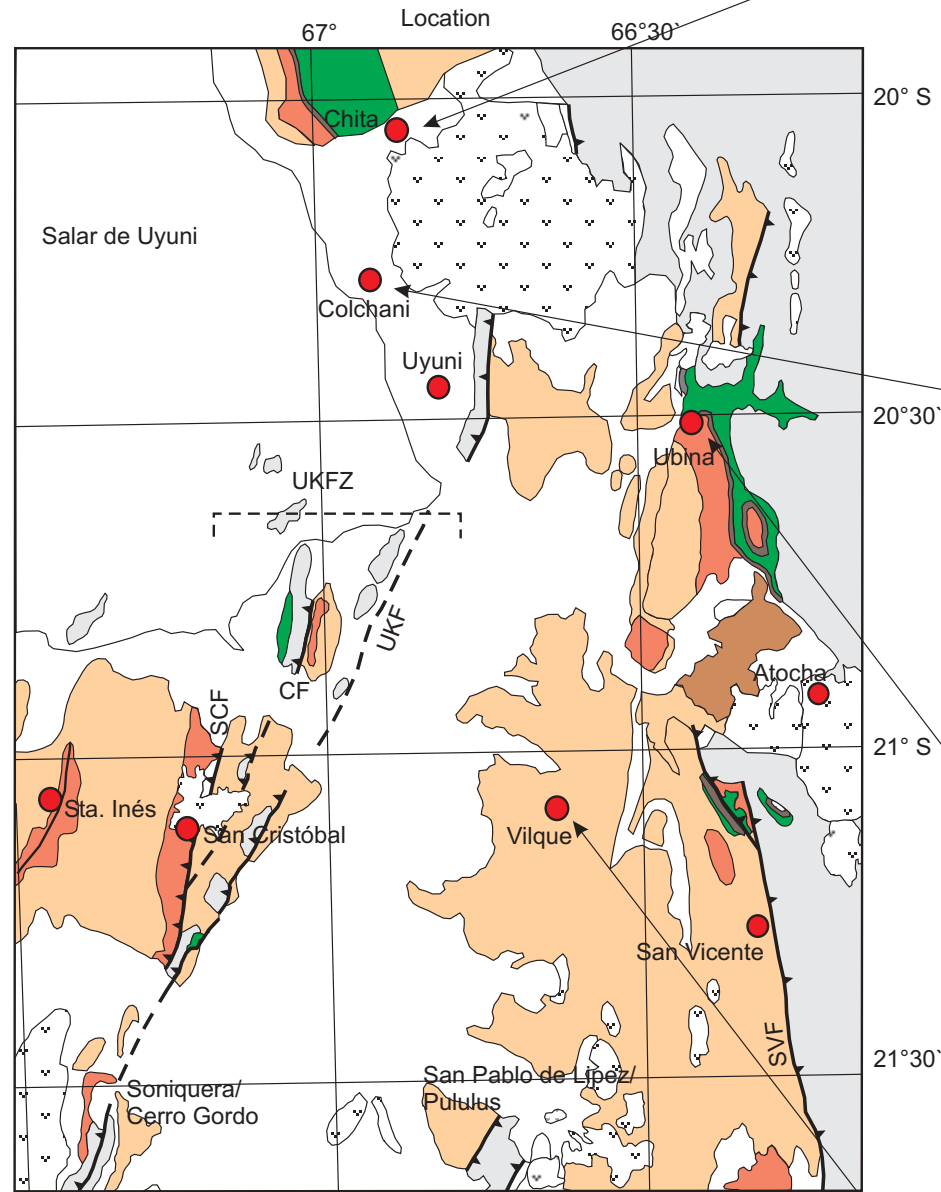
"intra-arc"-Beckens liefern. Möglicherweise existierte eine westliche Grabenschulter mit geringerem topografischen Relief etwas westlich von Santa Inés.



**Abb. 6.15** Basale San Vicente-Fm. bei Santa Inés und San Cristóbal mit einem konkordanten Basiskontakt mit der Potoco-Fm.. Die Ähnlichkeit der Fazies im basalen Teil basiert auf einem ähnlichen Ablagerungssystem in einem zentralen „intra-arc“-Becken.

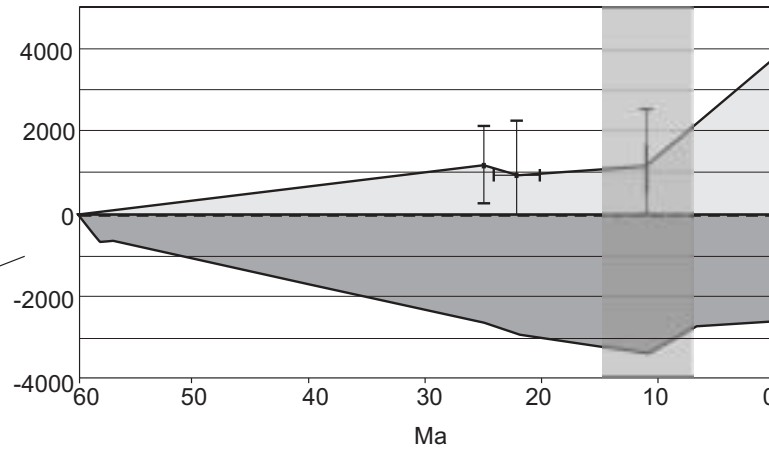


**Burial history**  
Corrected for compaction

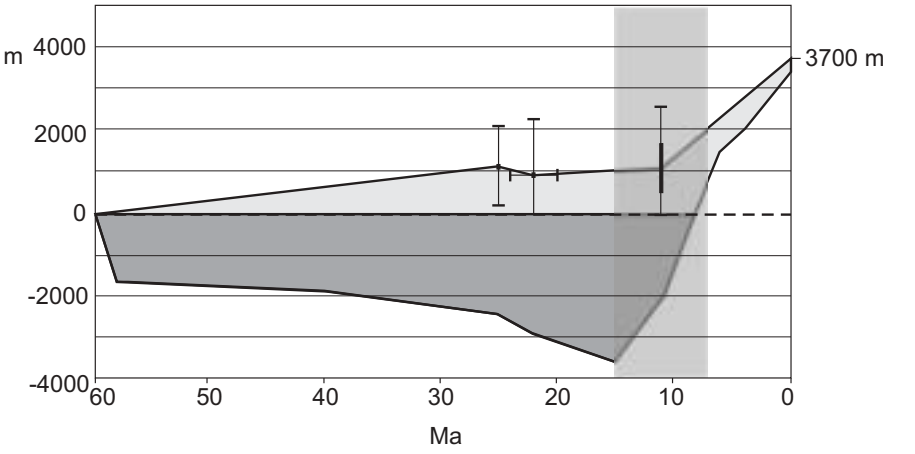


- |  |                    |  |                              |  |                                      |
|--|--------------------|--|------------------------------|--|--------------------------------------|
|  | Tertiary volcanics |  | Cayara-/<br>Santa Lucía-Fms. |  | SCF: San Cristóbal-Fault             |
|  | Chocaya-Fm.        |  | El Molino-Fm./<br>Cretaceous |  | CF: Corregidores-Fault               |
|  | San Vicente-Fm.    |  | Paleozoic                    |  | UKFZ: Uyuni-Khenayani-<br>Fault-Zone |
|  | Potoco-Fm.         |  |                              |  | UKF: Uyuni-Khenayani-Fault           |
|  |                    |  |                              |  | SVF: San Vicente-Fault               |

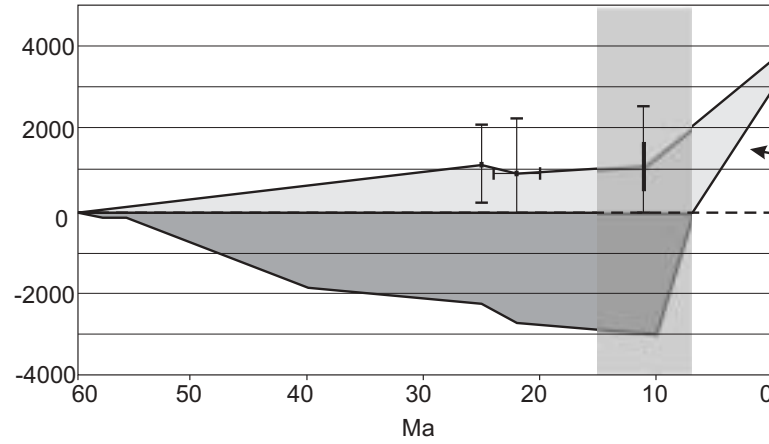
**Chita (endpoint)**



**Chita (startpoint)**

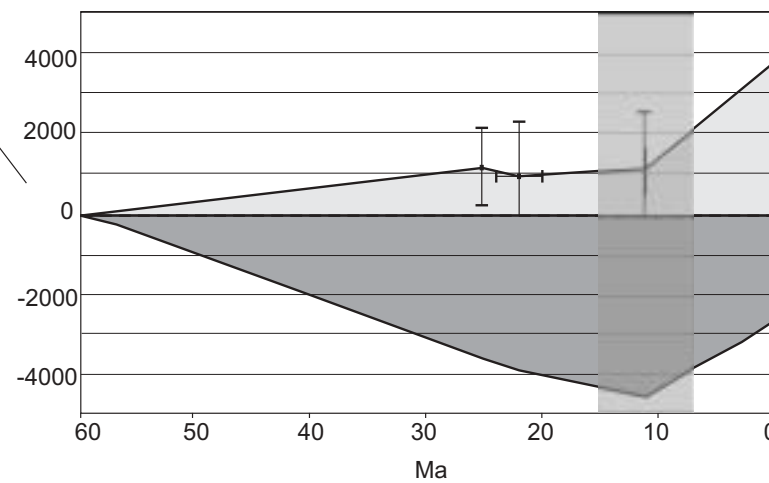


**Colchani**

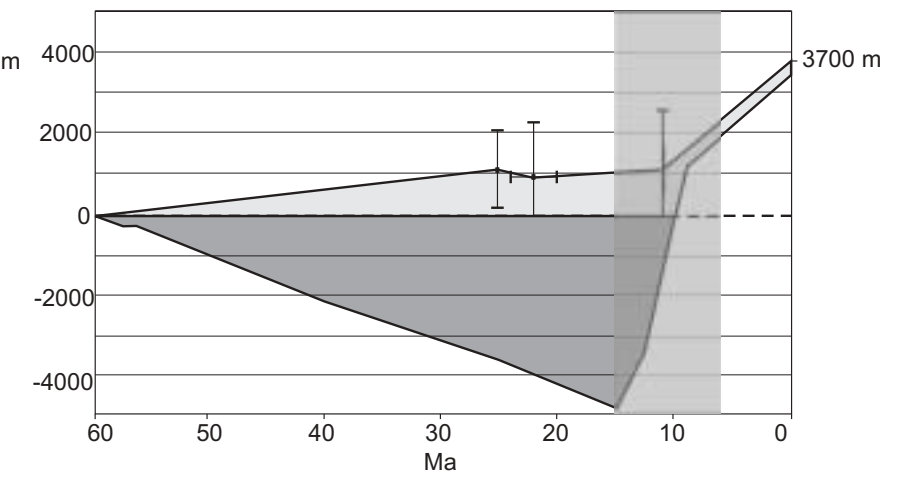


Base of Altiplano-Basin  
(El Molino-Fm.)

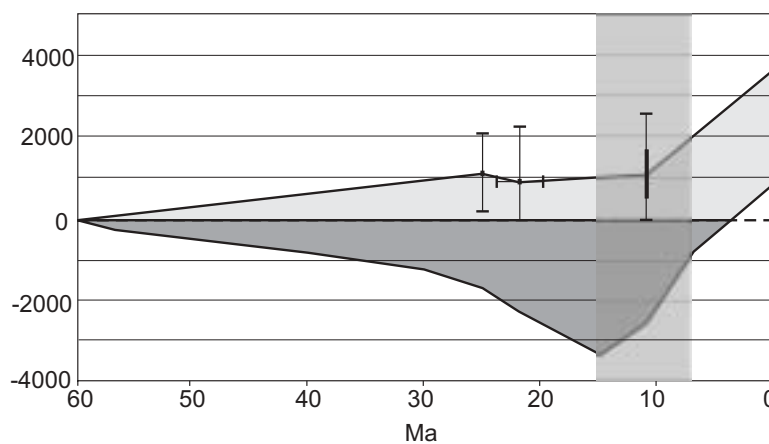
**Ubina (endpoint)**



**Ubina (startpoint)**



**Vilque**



**Tafel 1: Die Absenkungsgeschichte der untersuchten Lokalitäten im östlichen Arbeitsgebiet**

Die korrigierten Sedimentmächtigkeiten wurden mit der Paläohöhe des Altiplano-Beckens korreliert (Gregory-Wodzicky 2000). Der graue Balken gibt den Zeitstreifen an, in dem der Osten des Arbeitsgebietes von tektonischer Aktivität erfasst wurde (zwischen ~15 Ma und 7 Ma). Der dunklere Bereich innerhalb der Kurve stellt die Sedimente dar, die nach ihrer Ablagerung unter Meeressniveau abgesenkt wurden. Der hellere Bereich die Sedimente, die während der gesamten Entwicklung des Altiplano-Beckens über dem Meeressniveau geblieben sind.

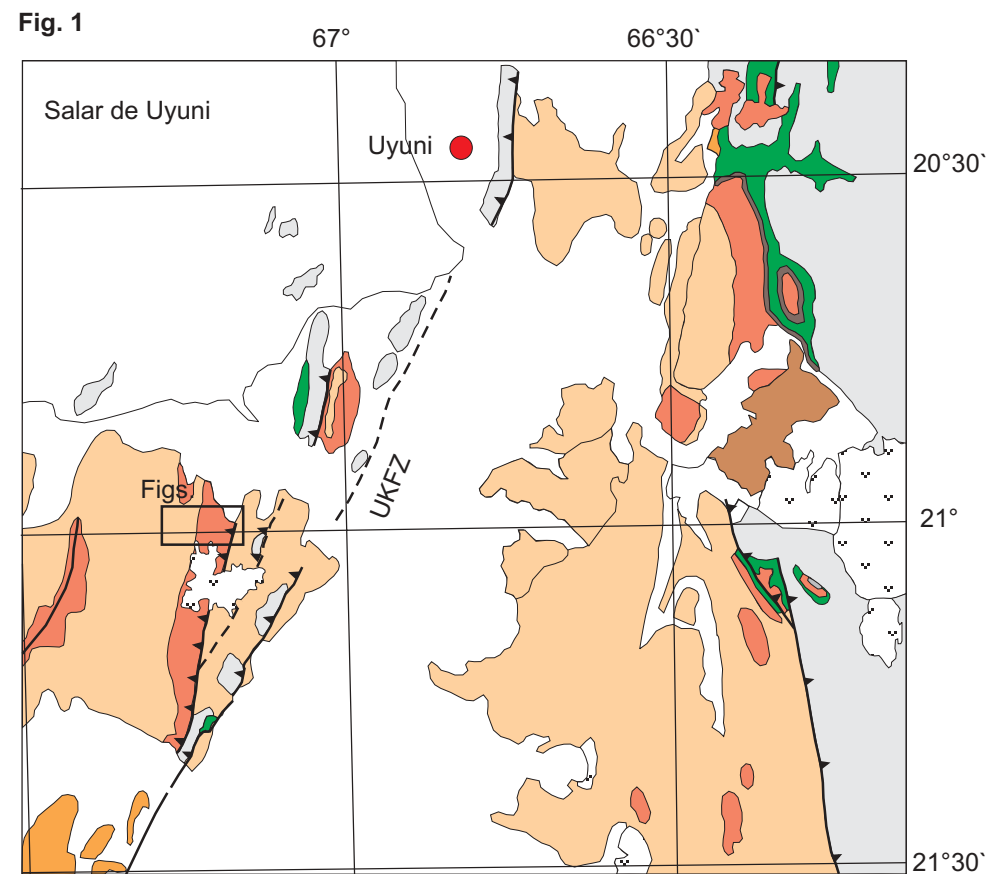


Fig. 6



Fig. 4

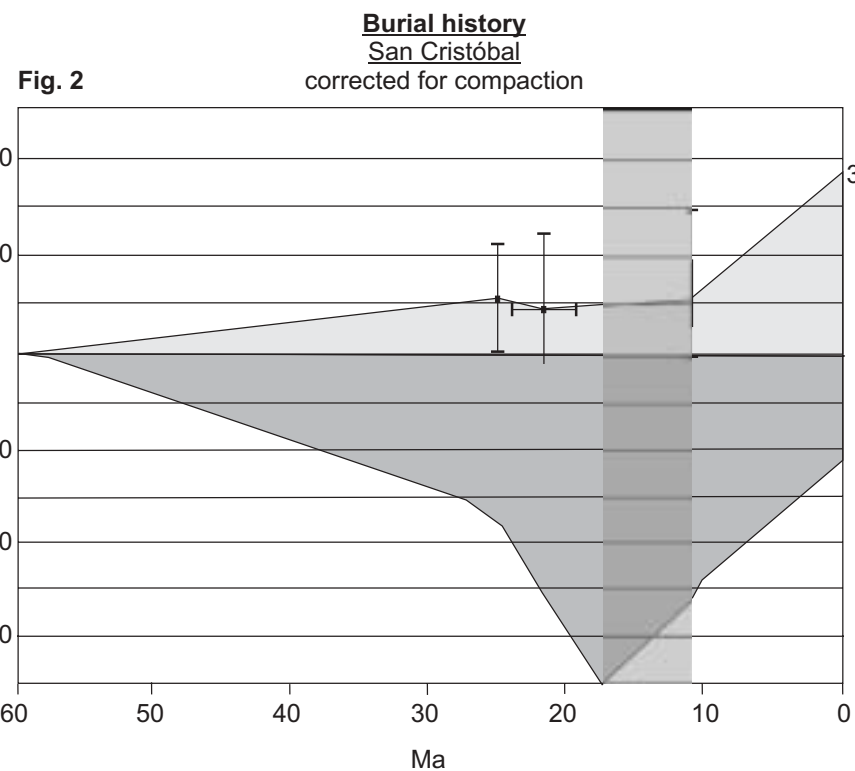
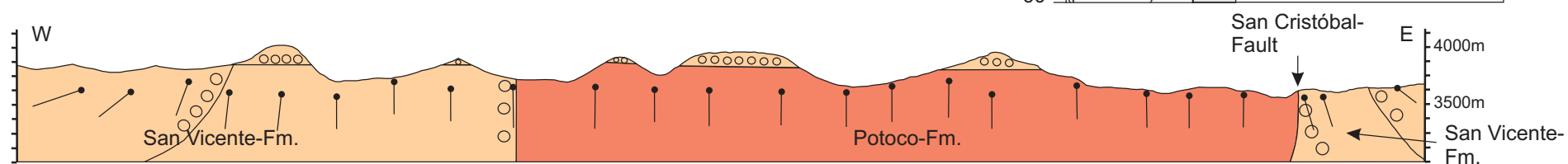
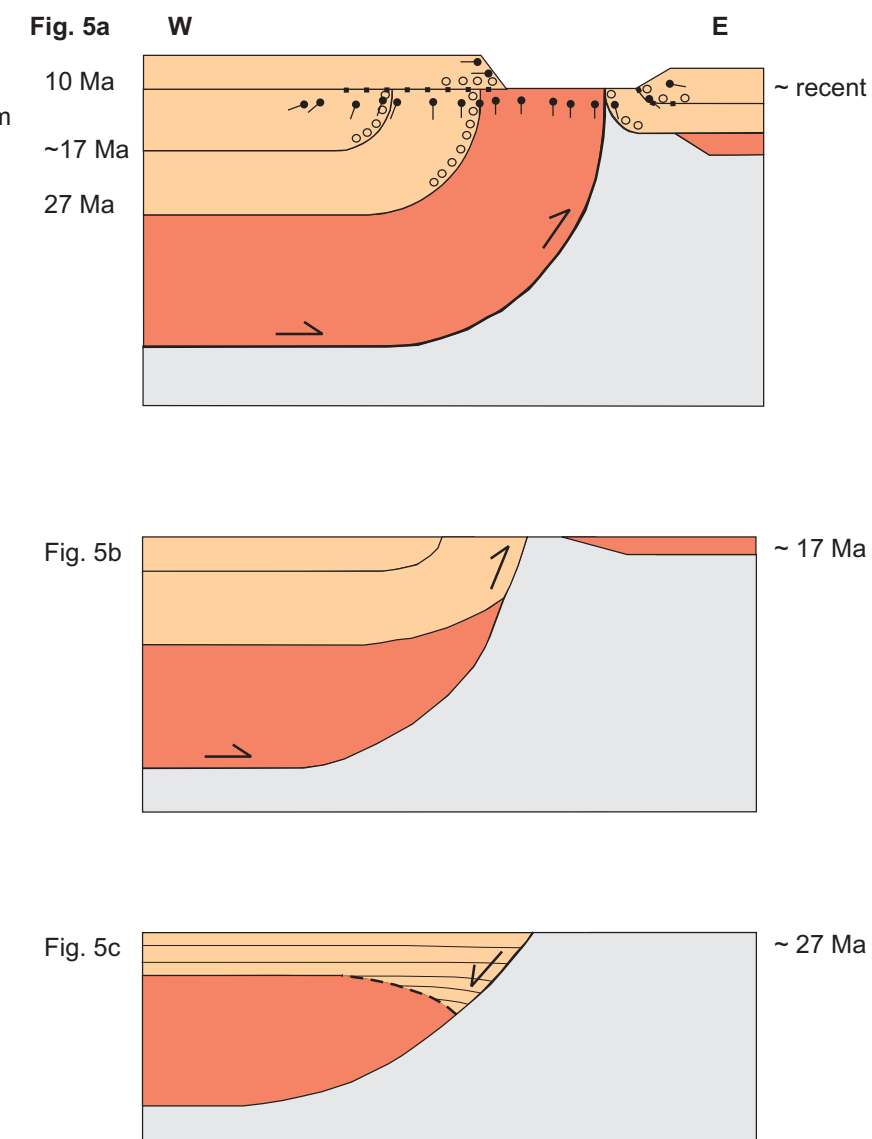
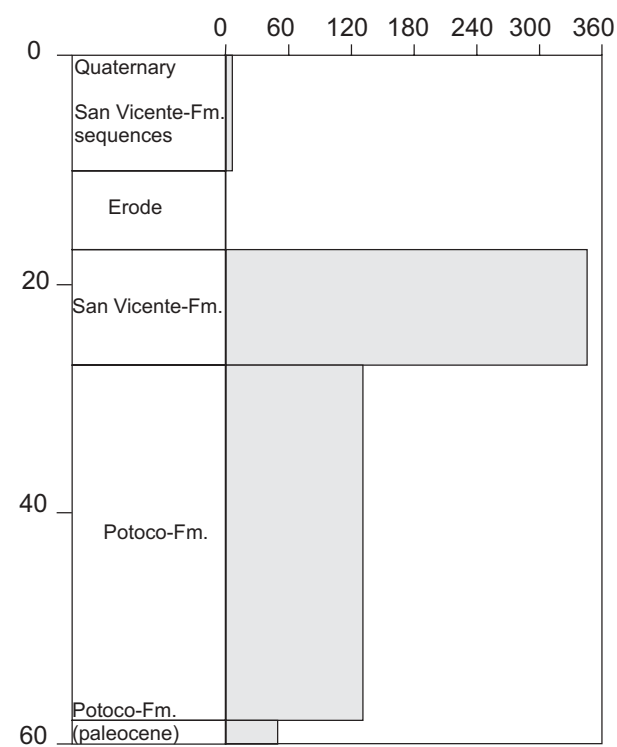


Fig. 3



Legend

- Tertiary volcanics
- Chocaya-Fm.
- San Vicente-Fm.
- Potoco-Fm.
- Progressive discontinuity
- Basal conglomerates of San Vicente-Fm. sequences
- Cayara-/Sta. Lucía-Fms.
- El Molino-Fm./Cretaceous
- Paleozoic
- Paleoaltitude with error bar (Gregory-Wodzicki 2000)

Tafel 2: Das zentrale Arbeitsgebiet an der San Cristobal-Störung.

Fig. 1 Geologische Karte und die Lage des in dieser Tafel diskutierten Aufschlusses.

Fig. 2 Absenkungsgeschichte im Hangenden der San Cristóbal-Störung. Deutlich ist der Anstieg im Absenkungsbetrag ab 27 Ma zu beobachten. Das ist auch der Sedimentationsbeginn der San Vicente-Fm.. Ab ~17 Ma beginnt die Invertierung der San Cristóbal-Störung (errechnet aus dem Profil, angenommen wurde eine gleichmäßige Sedimentation. An dieser Profilhöhe beginnt wieder eine Abfolge mit tertiären Klasten). Im Gelände ist eine weitere Invertierung dieser Störung zwischen 13 und 11 Ma als progressive Diskordanz zu beobachten.

Fig. 3 Sedimentationsrate (m/Ma) der untersuchten Sedimente.

Fig. 4 Geländeaufschluss entlang dessen das stratigraphische Profil San Cristóbal aufgenommen wurde.

Fig. 5 Interpretation der aufgeschlossenen San Cristóbal-Störung als reaktivierte und invertierte Abschiebung. Der Beginn der Reaktivierung als Überschiebung kann mit ~17 Ma angegeben werden. Dies ist der Zeitraum, in dem Konglomerate im zentralen Arbeitsgebiet wieder tertiäre Klasten enthalten.

Fig. 6 San Cristóbal-Störung, Blickrichtung nach Süd.