4 Tektonische Entwicklung

In der Ostkordillere führte eine Deformationsphase im Oberkarbon unter niedrig-gradigen metamorphen Bedingungen (Jacobshagen et al., 2002) zur Schieferung und moderaten Faltung der kambro-ordovizischen Einheiten (Müller et al., 2002). Nach einem langen Hiatus wurde die zentrale Ostkordillere ab der Unterkreide von Dehnungstektonik erfasst und wurde Teil ausgedehnter Rift-Systeme Südamerikas (z.B. Sempere, 1994). Die ersten Anzeichen andiner Kontraktion traten im Oberpaläozän in der westlichen Ostkordillere auf (Marocco et al., 1987; Marshall et al., 1997; Sempere et al., 1997). Tektonische Aktivität und Hebung in der zentralen Ostkordillere ist im Zeitraum Eozän-Oligozän durch mächtige, fluvial-alluviale Sedimente dokumentiert, die im östlichen Altiplano und in der Ostkordillere (Camargo-Synklinale) abgelagert wurden (Horton and DeCelles, 2001; Silva, in prep). Im Oberoligozän wurde die gesamte Ostkordillere von intensiver, vorwiegend W-gerichteter Überschiebungstektonik erfasst (Müller et al., 2002). Etwa zur gleichen Zeit entstand im zentralen Altiplano ein Abtragungsgebiet entlang der Uyuni-Khenayani-Störungszone (Silva, in prep), und etablierte sich im Subandin das andine Vorlandbecken (Sempere et al., 1990). Ostkordillere und Altiplano wurden bis 8 Ma an bivergenten Überschiebungssystemen um etwa 40% bzw. 20% verkürzt (Müller et al., 2002; Elger, 2003). Seitdem propagierte die Deformation nach Osten, und im Subandin stieg um 10 Ma die tektonische Subsidenz stark an (Coudert et al., 1995). An den Falten- und Überschiebungssystemen von Inter- und Subandin wurde das Plateau auf sein östliches Vorland überschoben (Dunn et al., 1995; Kley, 1996).

4.1 Paläozoikum

Das unterordovizische Becken entwickelte sich vermutlich bei Extension (Müller et al., 2002). Auf synsedimentäre Abschiebungen nach Osten kann jedenfalls im Bereich der Camargo-Synklinale geschlossen werden, da das Ordoviz im Osten der Synklinale 1.5 km mächtiger als im Westen ist (Kley and Reinhardt, 1994). Ansonsten wurden keine bedeutenden Schwankungen der Mächtigkeit beobachtet (Müller et al., 2002). Im Oberordoviz deuten eine asymmetrische Beckengeometrie und die Faziesverteilung auf Einengung westlich des Beckens hin (Egenhoff, 2000; Egenhoff and Lucassen, 2003). Möglicherweise handelte es sich um Vorläufer ocloyischen Phase im Oberordoviz (z.B. Coira et al., 1982), die im Altiplano durch den erosionalen Hiatus unter der Fm. Cancañiri dokumentiert sein könnte.

Eine prä-andine **Deformationsphase** in der südbolivianischen Ostkordillere ist durch niedrig-gradige Metamorphose und Schieferung des Ordoviz belegt. Ihr Alter war lange unklar, und sie wurde unterschiedlich mit der ocloyischen Phase (Oberordoviz) oder der eoherzynischen Phase (Oberdevon-Unterkarbon) korreliert (zusammengefasst in Kley, 1993). Die Stratigraphie des Interandin (Kley, 1993), geothermische Daten (Kley and Reinhardt, 1994) und insbesondere K/Ar-Datierungen an synkinematischen Illiten (Jacobshagen et al., 2002) belegen jedoch, dass die Deformation und die metamorphe Überprägung im Oberkarbon stattfanden.

Anchi- bis epizonale Metamorphose in den ordovizischen Gesteinen ist u.a. durch deren Illit-Kristallinität (Kley and Reinhardt, 1994; Jacobshagen et al., 2002) und durch Homogenisationstemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen (240-270°C; Kley and Reinhardt, 1994) belegt. Die epizonalen Maximaltemperaturen (255-300°C) können bei einem „normalen“ geothermischen Gradienten von 30°C/km plausibel mit

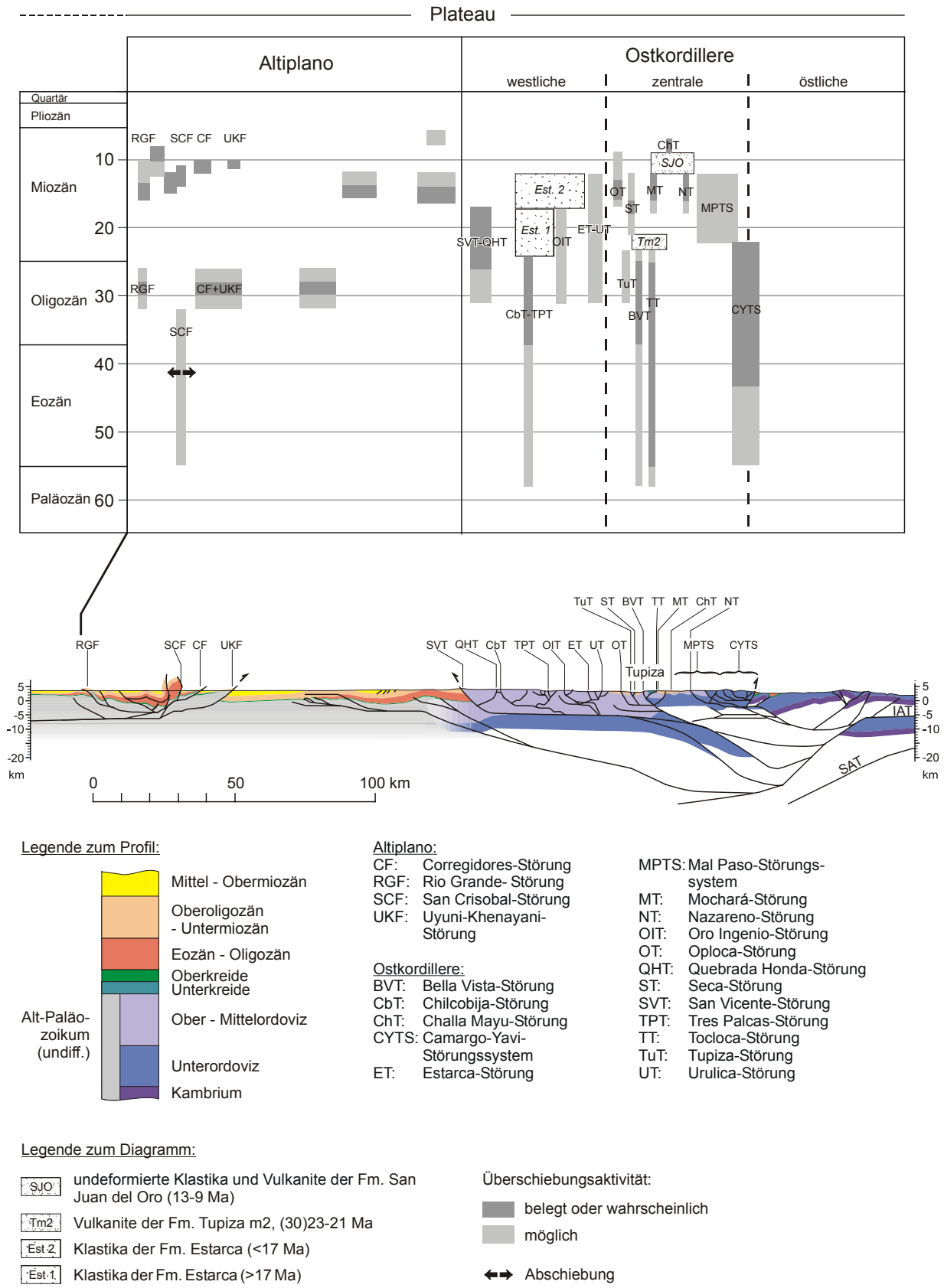

Abb. 4.1: Übersicht zur tertiären Deformationsentwicklung des Altiplano (nach Elger, 2003) und der Ostkordillere (nach Müller et al., 2002). Das Profil bei 21°S zeigt die wichtigsten Störungen, und das Schema darüber deren Aktivität im Tertiär.

der Überlagerung durch die vor-oberkarbone Sedimentmächtigkeit erklärt werden, die im Interandin erhalten ist bzw. aus Inkohlungsprofilen geschlossen wurde (Kley and Reinhardt, 1994). Im Unterordoviz des Sama-Yunchará-Segmentes (Abb. 3.1) steigt der Metamorphosegrad regulär mit der stratigraphischen Tiefe an (Kley and Reinhardt, 1994). Im Mochará- und Atocha-Segment hingegen weisen zunehmend höhere Einheiten des Ordoviz (Abb. 3.1) einen ähnlichen Metamorphosegrad wie die tiefste Einheit des Sama-Yunchará-Segmentes auf (Jacobshagen et al., 2002). Diese Metamorphose-Sprünge lassen auf unterschiedliche Versenkungstiefen der Segmente schließen. Müller et al. (2002) führten dies auf vertikale Versätze von 2-3 km an den Segmentgrenzen zurück und vermuteten W-gerichtete Überschiebungen (die Tupiza-Störung und eine unter der Camargo-Synklinale gelegene Störung). Dadurch erfuhr jeweils das westliche Segment eine tiefere Versenkung. Durch die andine Deformation im Tertiär wurden diese Störungszonen sehr wahrscheinlich reaktiviert.

Die Hauptstreichrichtung der steilen prä-andinen Schieferung verläuft N-S und somit weitgehend koaxial zu den Strukturen der andinen Einengung, was die Zuordnung insbesondere von Falten in ordovizischen Gesteine erschwert. Die Rotation der Schieferung kann nur bedingt als Unterscheidungskriterium herangezogen werden (Kley et al., 1997). Der Kontakt zwischen Ordoviz und den überlagernden Sedimenten der Kreide ist meist nur schwach winkeldiskordant (<10°), und stärkere Winkeldiskordanzen sind lokal begrenzt. Müller et al. (2002) vermuteten, dass die prä-andine Deformationsphase lediglich zu weitspannigen und offenen Falten führte, die während der andinen Deformation stärker verengt wurden. Präandine Störungsversätze sind kaum identifizierbar (abgesehen von den aus thermischen Daten abgeleiteten), da die Kreide als Bezugshorizont selten erhalten ist. Das heutige Anschnittsniveau des oberkarbonischen Orogens könnte nach Kley (1993) den tieferen Teil eines Falten- und Überschiebungsgürtels darstellen, vergleichbar mit einem Schnitt durch das heutige Subandin nahe dem basalen Abscherhorizont.

4.2 Mesozoisch-känozoische Entwicklung

Während des Mesozoikums wurde das spätpaläozoische Orogen der Ostkordillere gehoben und langsam abgetragen. Im Inter- und Subandin wurden rein kontinentale Sedimente abgelagert. Ein ausgeprägtes Dehnungsregime in der Kreidezeit führte in der Ostkordillere zur Anlage von Rift-Becken und einer fortschreitenden Absenkung, die in der Oberkreide immer weitere Bereiche der Ostkordillere und des Altiplano erfasste. Im Tertiär begann die andine Einengung in der Ostkordillere, wiederum in Umkehrung der paläogeographischen Verhältnisse, und die Sedimentation ging in rein terrigene, Vorland-ähnliche und zunehmend syntektonische Ablagerungen über. Die wichtigsten Deformationsstrukturen und ihre zeitliche Abfolge stellt Abb. 4.1 für den Altiplano und die Ostkordillere dar, also für den Bereich des Arbeitsgebietes, der dem heutigen Plateau angehört (die östliche Fortsetzung des Profils durch den Vorland-Überschiebungsgürtel zeigt Abb. 7.32).

4.2.1 Paläozän

Das früheste Anzeichen von andiner Kontraktion stellt die Diskordanz unter der oberpaläozänen Fm. Cayara dar. Nach Sempere et al. (1997) weist die Fm. Cayara in ganz Bolivien eine erosive Basis auf. Die geringmächtigen Sandsteine der Fm. Cayara im Altiplano und vermutliche Äquivalente in der Camargo-Synklinale wurden erstmals aus der zentralen Ostkordillere geschüttet (Mertmann and Fiedler, 1997; Düll, 2001). Sie werden von Siltsteinen der Fm. Potoco abgelöst, die wieder tektonische Ruhe anzeigen.

Es ist unwahrscheinlich, dass die gesamte prä-oberoligozäne Erosion der zentralen Ostkordillere (Kap. 4.2.2) vor und während der Fm. Cayara stattfand, da deren zeitlicher Umfang nach der Einstufung von Sempere et al. (1997) sehr kurz gewesen sein soll (<1 Ma). Zudem spricht die geringe Mächtigkeit der Fm. Cayara von weniger als 100 m gegen ein größeres Abtragungsereignis.

4.2.2 Eozän – Oligozän (ca. 55-30 Ma)

Im zentralen **Altiplano** geben die gleichförmig pelitischen Sedimente der Fm. Potoco keinen Hinweis auf tektonisch bedingtes Relief im Zeitraum Eozän-Oberoligozän. Ein starker Mächtigkeitskontrast in der Fm. Potoco erfordert jedoch Relativbewegungen im Becken, die dazu führten, dass westlich der SCF 4000 m Siltsteine konkordant abgelagert wurden, während östlich der SCF zu Beginn der Fm. San Vicente (ca. 28 Ma) bereits das unterlagernde Paläozoikum erodiert wurde (Kap. 3.6.1). Der Mächtigkeitskontrast muss demnach vor 28 Ma entstanden sein und kann dadurch bewirkt worden sein, dass die SCF als Abschiebung nach Westen aktiv war (Elger, 2003) und/oder im Bereich des UKFZ eine Schwelle lag.

Hebung, Erosion und beginnende Deformation in der **zentralen Ostkordillere** sind durch das diskordante Auflager ?oligo-/miozäner Sedimente auf Ordoviz dokumentiert. Diese Phase kann zeitlich nur durch die jüngste nachweislich noch abgelagerte Fm. El Molino (73-60 Ma) und die ältesten radiometrischen Datierungen der überlagernden Sedimente von 23 Ma (evtl. auch 30 Ma) eingegrenzt werden. Die Abtragung betraf die kretazisch-paläozäne Bedeckung und ordovizische Gesteine in unbestimmter Mächtigkeit. Das Auftreten von Kreide-Klasten in allen Einheiten der Tupiza-Becken zeigt, dass das Kreide-Auflager im Oligozän noch nicht in der gesamten Ostkordillere erodiert war. Störungsaktivität während dieser Phase ist nur bei Tupiza belegt, wo eine kretazische Abschiebung als Überschiebung invertiert wurde (Tocloca-Störung; Kley et al., 1997; siehe Abb. 3.1 und 4.1). Auch einzelne Einengungsstrukturen in der westlichen Ostkordillere (z.B. die Tres Palcas-Störung, Abb. 4.1) waren vermutlich schon in dieser frühen Phase aktiv (Müller et al., 2002). In der nordbolivianischen Ostkordillere ist signifikante Erosion im Eozän (etwa ab 45 Ma) durch Vertikalprofile von Spaltspuraltern (Zirkon und Apatit; Benjamin et al., 1987) und K/Ar-Datierungen (McBride et al., 1987; Farrar et al., 1988) belegt. Diese schmale Hebungszone der sog. Proto-Ostkordillere lag im Zentrum der heutigen Ostkordillere (Lamb and Hoke, 1997).

Die Faziesanalyse und zeitliche Einstufung der Sedimente im **östlichen Altiplano- und Camargo-Becken** (Sempere et al., 1997; Horton and DeCelles, 2001; DeCelles and Horton, 2003; Silva, in prep) weisen deutlich auf die Hebung und Abtragung der zentralen Ostkordillere vor dem obersten Oligozän hin. Das Einsetzen dieser Vorland-ähnlichen Sedimente ist nicht direkt zu bestimmen – gesichert ist nur, dass sie jünger als das Oberpaläozän sind. Im Altiplano Nordboliviens deuten palynologische Daten auf ein obereozän-oligozänes Alter der Fm. Potoco hin (Horton et al., 2001b), und DeCelles and Horton (2003) gingen davon aus, dass die Ablagerung der Fm. Camargo ebenfalls erst mit dem Obereozän begann. Würden diese Interpretationen zutreffen, hätten die Fm. Potoco (Altiplano) und die Fm. Camargo (Camargo-Becken) gleiches Alter (Obereozän bis oberstes Oligozän). Da sich in ihren Sedimenten jeweils progradierende Ablagerungssysteme widerspiegeln, sollte das Erosions- und Hebungsgebiet der zentralen Ostkordillere symmetrisch nach Westen und Osten propagiert sein.

4.2.3 Oligozän – Untermiozän (ca. 30-17 Ma)

Im zentralen **Altiplano** trat im oberen Oligozän (ca. 28 Ma) nach ruhigen Ablagerungsbedingungen und möglicher Dehnungstektonik ein abrupter Umschwung von fein- zu grobklastischer Sedimentation ein,

der starke tektonische Aktivität am UKFZ und westlich des Altiplano-Beckens anzeigt. Nach Elger (2003) endete die Extension an der SCF, und in der ehemaligen Grabenschulter wurden CF und UKF als E-gerichtete Überschiebungen aktiv, von deren Hangendblöcken die basalen Konglomerate der Fm. San Vicente nach Westen geschüttet wurden. Nach Silva (in prep) hingegen war die SCF zunächst als Abschiebung aktiv, da auch innerhalb der Fm. San Vicente ein starker Mächtigkeitskontrast zwischen mindestens 2000 m westlich und nur <500 m östlich der SCF besteht. Das Miozän ist im zentralen Altiplano bis zum Beginn der Hauptdeformation (17-10 Ma; Elger, 2003) durch Vulkanismus und schwächere tektonische Aktivität gekennzeichnet. Ob zu dieser Zeit Störungen aktiv, und ob die Bewegungen daran extensiv oder kompressiv waren, wurde unterschiedlich interpretiert. Elger (2003) zufolge wurde das Altiplano-Becken intern nicht deformiert und nahm Sedimente der Fm. San Vicente auf, die aus Liefergebieten in der Ost- und in der Westkordillere stammten. Nach Silva (in prep) hingegen blieben im zentralen Altiplano Abtragungsgebiete bestehen und hielt die tektonische Reliefbildung an.

Intensive Überschiebungsaktivität ab dem Oberoligozän betraf die zentrale und die gesamte westliche **Ostkordillere** (Kley et al., 1997; Horton, 1998; Müller et al., 2002). Die W-gerichteten Bella Vista- und Tupiza-Überschiebungen waren im zentralen Teil aktiv, und Bewegungen am Estarca/Urulica- und San Vicente-Überschiebungssystem setzten im westlichen Teil ein (Abb. 4.1). Die assoziierten Konglomerate wurden in der zentralen Ostkordillere (Fm. Bella Vista und Fm. Tupiza m1, Abb. 3.2) vor dem Beginn des Vulkanismus bei 23 Ma (evtl. 30 Ma) abgelagert. In der westlichen Ostkordillere entstanden die konglomeratische Fm. Huerta Wahyko und vermutlich der untere Teil der Fm. Estarca (Abb. 3.2) syntektonisch während dieser Überschiebungsphase (Müller et al., 2002), und im östlichen Altiplano wurde ab etwa 26 Ma die alluviale Fm. San Vicente aus Osten geschüttet (Silva, in prep). Im Untermiozän (ab ca. 23 Ma) trat in der zentralen Ostkordillere mit dem Einsetzen des Vulkanismus relative tektonische Ruhe ein. Bei Tupiza überlagern dazitische Vulkanite die Bella Vista-Überschiebung (Müller et al., 2002; Abb. 4.1).

In der Etablierung des **Subandin/Chaco**-Vorlandbeckens im Oberoligozän (Fm. Petaca) sahen Sempere et al. (1990) den Beginn einengender Deformationen am *Cabalgamiento Andino Pricipal* (CANP, entspricht dem Sama-Yunchará-Antiklinorium). Bis in das untere Obermiozän bildeten Subandin und Chaco ein distales Vorlandbecken bei sehr geringer mittlerer Sedimentationsrate von um 0.03 mm/a (Marshall et al., 1993).

4.2.4 Mittel- bis Obermiozän (ca. 17-10 Ma)

Die jüngsten Deformationen im zentralen **Altiplano** sind durch zahlreiche Datierungen syn- bis posttektonischer Sedimente (Elger, 2003; Silva, in prep) mit 17-10 Ma gut belegt. Ein bivergentes Überschiebungssystem war aktiv, an dessen E-gerichteten Überschiebungen (UKFZ) zwischen 14 Ma und 10 Ma die Hauptverkürzung und hohe vertikale Versätze (bis zu 6 km) akkumuliert wurden (Elger, 2003). Westlich der UKFZ bildeten sich offene Falten und an wenigen W-gerichteten Überschiebungen fand geringer Versatz statt. Syntektonische Becken entstanden im Liegenden von Überschiebungen sowie an den Flanken von Antiklinalen und Störungswachstumsfalten.

Alle drei Überschiebungen der UKFZ waren aktiv. Zwei K/Ar-Datierungen an syntektonischen Sedimenten im Liegenden der **San Cristobal-Störung** (SCF) 30 m östlich der Störung ergaben 13.7 und 12.9 Ma (Silva, in prep), wodurch deren Aktivität seit 14 Ma anzeigt wird. Nach Osten verflachen die Schichten zu einer weitspannigen Synklinale, aus der ein Tuff auf 11.0 Ma datiert wurde (Silva, in prep), und posttektonische Vulkanite desselben Alters überlagern den Hangendblock der SCF. Demnach endete die Über-

schiebungsaktivität an der SCF vor 11 Ma. Auch westlich der SCF sind syntektonische Sedimente erhalten. In der Synklinale, die sich konkordant an die steilstehende Abfolge im Hangendblock der SCF anschließt (Abb. 4.1), dauerte die Sedimentation bis 8 Ma an. Eine Kornvergröberung und das Auftreten von Klasten der Fm. Potoco im oberen Teil der Abfolge könnte den Überschiebungsbeginn und die damit verbundene Erosion dokumentieren (Silva, in prep). Die von der SCF nach W zunehmend flachere Lagerung der Schichten wäre demzufolge durch kontinuierliche Rotation des SCF-Überschiebungskörpers bedingt und könnte als – heute weitgehend erodierter – *rotative offlap*-Keil (Riba, 1976) interpretiert werden (vgl. auch Abb. 8.1). Im Liegenden der **Corregidores-Störung** (CF) wurden ähnliche syntektonische Sedimente abgelagert (Levenhagen, 2001). Hier ergab ein Tuff aus noch verstellten Schichten ein Alter von 9.4 Ma (Silva, in prep). Die CF war demnach mindestens bis 9 Ma aktiv. Bei Corregidores (Abb. 3.1) dokumentieren etwa 100 m mächtige Konglomerate der Fm. San Vicente mit einer Tuff-Datierung von 11.4 Ma (Silva, in prep) die letzten Bewegungen an der CF. Sie überlagern winkeldiskordant stark verfaltete Siltsteine der Fm. Potoco. Die intensive Deformation des Liegendblocks ist demnach älter als 11 Ma. Der Hangendblock der **Uyuni-Khenayani-Störung** (UKF) wird winkeldiskordant von Konglomeraten überlagert, die nur noch leicht verstellt sind. Bei Villa Villa (Abb. 3.1) ergab ein Tuff ca. 50 m über der Basis 11 Ma (Silva, in prep). Nordöstlich von Uyuni sind im Liegendblock der UKF grobklastische Sedimente der Fm. San Vicente aufgeschlossen, die älter als 14.7 Ma (Silva, in prep) und verfaltet sind. Das Ende der Deformation ist durch Vulkanite (10 Ma; Silva, in prep) datiert, welche die UKF überlagern.

In der westlichen **Ostkordillere** endete die Deformation im mittleren Miozän. Das San Vicente-Überschiebungssystem wird von undeformierten Vulkaniten (Chocaya- u.a. Vulkankomplexe, Abb. 3.1) mit Altern von 17-13 Ma überlagert. Die Deformation propagierte aber nach W in den Altiplano hinein (Elger, 2003; Silva, in prep). Im östlichen Altiplano (westlich von Minas Animas, Abb. 3.1) war eine Zweigstörung des SV-Überschiebungssystems noch über 7 Ma hinaus aktiv, wie ein 7.6 Ma alter Tuff aus syntektonischen Sedimenten zeigt (Silva, in prep). Der östliche Altiplano ist bis zur heutigen Deformationsfront bei etwa 66°45'W durch Versatz an blind endenden Überschiebungen weitspannig gefaltet (Elger, 2003). Tuffe aus der mittleren Fm. San Vicente ergaben Alter um 17 Ma (Elger, 2003), und legen ein deutlich jüngeres Alter der Faltung nahe.

In der zentralen Ostkordillere hingegen setzte nach einer Phase relativer tektonischer Ruhe (23-20 Ma) wieder Überschiebungsaktivität ein, die nun sowohl W- wie auch E-gerichtet war (Müller et al., 2002). Die Seca- und die Oploca-Überschiebungen entstanden neu, das Estarca/Urulica-Überschiebungssystems blieb weiterhin aktiv (Abb. 4.1). In die Becken wurden wieder gröberklastische Sedimente geschüttet (Fm. Oploca und Fm. Tupiza m3, Abb. 3.2). Die Einengung führte zur Versteilung der Beckenränder, was durch progressive Diskordanzen in den syntektonischen Sedimenten angezeigt wird (Horton, 1998). Mit Tuffen aus diesen Sedimenten ist die Deformation gut auf 15-8 Ma (Fm. Oploca) und <17 Ma (Fm. Tupiza m3) datiert (Horton, 1998). Die Deformation endete vor etwa 10 Ma.

4.2.5 Obermiozän – rezent (< 10 Ma)

Nach dem Ende der Deformation um 10 Ma wurde die **Ostkordillere** durch *cut and fill*-Prozesse eingeebnet (Gubbels et al., 1993). Die aus den verbreiteten Resten rekonstruierte Paläolandschaft (Kennan, 2000) besaß ein niedriges, flachwelliges Relief, das insgesamt nach Osten abfiel. Während dieser Einebnung entwässerte die Ostkordillere in das Chaco-Becken und lag vermutlich nur bei 1000-2000 m NN

(Gubbels et al., 1993). Die Hebung um etwa 2000 m auf die heutige Höhe erfolgte demnach erst im Pliozän begleitet vom Einschneiden der rezenten Fluss-Systeme.

Die Deformation im **Interandin** konnte bisher nicht näher datiert werden. Es wurde allgemein angenommen, dass die Deformation um 10 Ma von der Ostkordillere in das Interandin propagierte (Gubbels et al., 1993; Kley et al., 1997). Jüngste Bewegungen fanden noch nach 6 Ma statt (Kley, 1993). Im **Subandin** nahm mit der Ablagerung der Fm. Yecua (11-8 Ma) im Obermiozän die tektonische Subsidenz stark zu (0.4 mm/a; Coudert et al., 1995), was auf eine abrupte Erhöhung der tektonischen Auflast im Westen zurückgeführt wurde (Marshall et al., 1993). Die Lage dieser Zone intensiver Deformation kann auf das Interandin eingegrenzt werden, da Altiplano und Ostkordillere ab etwa 10 Ma tektonisch inaktiv waren, und im westlichen Subandin die spätmiozäne Fm. Guandacay noch abgelagert wurde (Dunn et al., 1995). Die Erosions- und Sedimentationsraten konnten die tektonische Subsidenz zunächst nicht kompensieren, wodurch es zu einer wahrscheinlich marinen Ingression im Becken kam (*underfilled foreland basin*; Marshall et al., 1993). Die Antiklinalen des östlichen Subandins und unter dem westlichen Chaco entstanden vorwiegend nach 6 Ma (Moretti, 1996).