# 3 Stratigraphische Entwicklung

Die im Untersuchungsgebiet (Abb. 3.1) aufgeschlossenen stratigraphischen Einheiten sind in Abb. 3.2 zusammengefasst. Die Ostkordillere und der Untergrund des Altiplano werden von marinen Sedimenten des Altpaläozoikums aufgebaut. Diskordant folgen kontinentale, teils flachmarine Ablagerungen der Kreide, welche in die mächtige, rein kontinentale tertiäre Beckenfüllung des Altiplano übergehen. In der Ostkordillere sind konkordante kretazisch-tertiäre Abfolgen nur am Westrand und im östlichen Teil (Camargo-Synklinale) erhalten, während im zentralen Teil (?oligo-)miozäne intramontane Beckensedimente winkeldiskordant das Ordoviz überlagern. Im Inter- und Subandin sind Sedimente des gesamten Paläozoikums mit einigen Schichtlücken und ohne bedeutende Winkeldiskordanzen vertreten, gefolgt von mesozoischen Einheiten und mächtigen neogenen Vorlandsedimenten.

## 3.1 Basement der Westkordillere

Das Unterlager des westlichen Altiplano und der Westkordillere bilden proterozoische Amphibolitfazielle Metamorphite (Wörner et al., 2000) und spätpaläozoische Magmatite (Bahlburg et al., 1986; Breitkreuz, 1986), die in der westlich angrenzenden Präkordillere aufgeschlossen sind.

## 3.2 Paläozoikum

Die ältesten im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Gesteine sind oberkambrische Sandsteine im Kern des Sama-Yunchará-Aniklinoriums, die in NW-Argentiniern winkeldiskordant schwach metamorphe Sedimente prä- bis unterkambrischen Alters (Fm. Puncoviscana; Turner, 1960) überlagern (Abb. 3.1). Den oberkambrischen Sandsteinen folgen konkordant marine Siliziklastika des Ordoviz, die kumulativ bis zu 10 km mächtig sind (Egenhoff, 2000). Die marine Abfolge besteht aus rhythmisch wechsellagernden Tonsteinen und meist feinkörnigen Sandsteinen, die vorwiegend als Ablagerungen von Turbiditen interpretiert werden. Die biostratigraphischen Untersuchungen von Graptolithen (Rivas-Venezuela, 1969; Erdtmann et al., 1995; Maletz et al., 1995; Müller et al., 1996; Egenhoff, 2000) ergaben Alter von Tremadoc bis Caradoc (?Ashgill). In der Ostkordillere liegen Segmente unterschiedlicher Altersstellung nebeneinander (Müller et al., 2002): Unterordoviz (Tremadoc-Arenig) im Yunchará-Segment, Unter- und Mittelordoviz (Tremadoc-Llanvirn) im Mochará-Segment und Oberordoviz (Caradoc-?Ashgill) im Atocha-Segment (Abb. 3.1 und 3.2).

Die unter- bis mittelordovizischen Sedimente wurden in einem westwärts progradierenden Schelfbecken abgelagert, dessen östlicher Rand im Unterordoviz vermutlich im Bereich des heutigen Interandins lag und im Mittelordoviz eine Position östlich von Tupiza erreichte (Müller et al., 2002; Egenhoff and Lucassen, 2003). Im Oberordoviz hingegen befand sich die Beckenachse in der westlichen Ostkordillere und das Becken entwickelte sich als ein ostwärts progradierendes Vorlandbecken zu orogenen Prozessen im Westen, wie die grobklastischere Ausbildung im Altiplano zeigt (Egenhoff and Lucassen, 2003). Dem Ordoviz lagern in ganz Bolivien erosionsdiskordant glazialmarine Diamiktite der Fm. Cancañiri (?Ashgill; Sempere, 1990) auf.

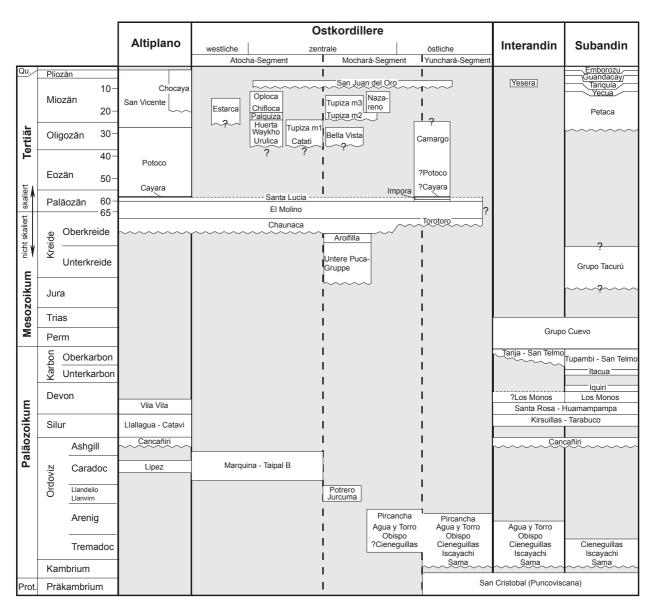
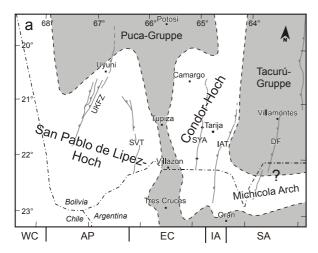


Abb. 3.2: Übersicht über die wichtigsten stratigraphischen Einheiten im Untersuchungsgebiet. Die laterale Ausdehnung der Formationen entspricht in etwa ihrem heutigen Vorkommen, nur die Formationen Chaunaca und El Molino sind in ihrer ursprünglichen Verbreitung über die gesamte Ostkordillere dargestellt. Im Subandin sind die Einheiten älter als Devon nur in Bohrungen anzutreffen. Von den vielfältigen Unsicherheiten bei der stratigraphischen Einstufung der einzelnen Formationen sind nur die wichtigsten mit Fragezeichen gekennzeichnet (Erläuterungen und Literaturangaben imText).

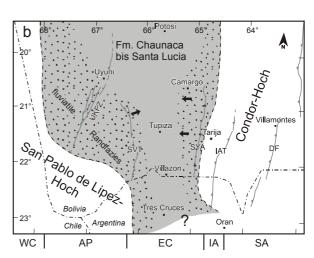
Im Inter- und Subandin folgen der Fm. Cancañiri silurische bis kretazische Sedimente. Die Subsidenz hielt hier mit Unterbrechungen bis in das Mesozoikum an (Kley, 1993). Eine umfangreichere Schichtlücke von Oberdevon bis Unterkarbon (Tournai) entstand vermutlich im Zuge der spätpaläozoischen Deformationsphase in der Ostkordillere (Kley, 1993; vgl. Kap. 4.1). Im Karbon vollzog sich der Übergang von mariner zu kontinentaler Sedimentation.

In der Ostkordillere bricht die sedimentäre Überlieferung nach dem Ordoviz ab und beginnt erst wieder mit der diskordanten Überlagerung durch kretazische Gesteine. Die niedrig-gradige Metamorphose des Ordoviz im Oberkarbon lässt jedoch auf eine 3-7 km mächtige synorogene Bedeckung schließen (Kley

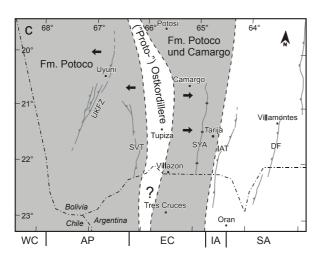
and Reinhardt, 1994), die aber vor der Kreide erodiert wurde. Im Altiplano sind silurische und lokal devonische Einheiten erhalten, die sich aber von den subandinen Formationen unterscheiden und vermutlich in einem separaten Becken abgelagert wurden.



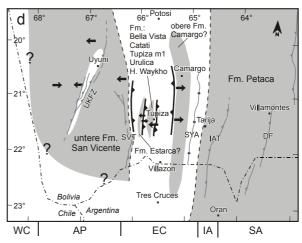
a: Rift-Becken während der Unterkreide (nach Welsink et al., 1995).



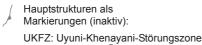
b: Postrift-Becken von Oberkreide bis Paläozän (nach Fiedler, 2002)



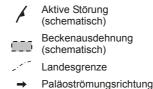
c: "Vorland"-Becken zur Proto-Ostkordillere im Zeitraum Oberpaläozän bis Oligozän (nach Silva, in prep.; Horton and DeCelles, 2001).



d: Intensive Hebung, Erosion und grobklastische Sedimentation im Zeitraum Oberoligozän-Untermiozän (nach Horton (1998) und anderen Autoren, siehe Text).



SVT: San Vicente-Überschiebung SYA: Sama-Yunchará-Antiklinorium IAT: Interandine Hauptüberschiebung DF: heutige Deformationsfront



WC: Westkordillere AP: Altiplano EC: Ostkordillere IA: Interandin SA: Subandin

Abb. 3.3: Schematische Beckenentwicklung von der Kreide bis in das Untermiozän.

## 3.3 Kreide

In Ostkordillere und Altiplano setzte die Sedimentation nach einem langen Hiatus in der Kreide wieder ein. Mit der Öffnung des Südatlantiks bildeten sich im südamerikanischen Kontinent Rift-Gräben. In den von Abschiebungen kontrollierten vorwiegend kontinentalen Becken wurden grobklastische Synrift-Sedimente, die zunehmend in feinkörnigere übergingen, abgelagert (**Puca-**Gruppe; Sempere, 1994; vgl. Abb. 3.3a). Die Synrift-Phase war von lokalem Magmatismus mit alkalinen Intrusionen und basaltischen Laven begleitet, die eine Mantelsignatur aufweisen (Viramonte et al., 1999). Im Arbeitsgebiet verlief in der zentralen Ostkordillere ein schmales Grabensegment, das zeitweise mit dem Peruanischen Becken im Norden (Jaillard and Soler, 1996) und dem Salta-Rift im Süden (Salfity and Marquillas, 1994) verbunden war (Abb. 3.3a). Die bei Tupiza erhaltenen unterkretazischen Rift-Sedimente reichen von der Fm. La Puerta bis zur Fm. Aroifilla (Fiedler, 2002). Die erhaltene Mächtigkeit beträgt nach Kley et al. (1997) ca. 700 m, nach Fiedler (2002) nur 240-380 m.

Im Subandin und im Chaco wurden kontinentale sandige Formationen der **Tacurú**-Gruppe in fluviatiler und äolischer Fazies abgelagert (Abb. 3.3a). Diese Sedimente entstanden in einem separaten Becken und fehlen dementsprechend im Interandin. Die Tacurú-Gruppe stellt nach Russo and Rodrigo (1965) ein Äquivalent der kretazischen Puca-Gruppe dar. Diskutiert wird aber auch ein jurassisches Alter (Oller and Sempere, 1990).

## 3.4 Oberkreide – Oberpaläozän

In der Oberkreide weitete sich das Becken vermutlich infolge thermaler Subsidenz über die Riftgräben hinaus aus (Fiedler, 2002). In diesem Postrift-Becken wurden die Formationen Chaunaca, El Molino, Santa Lucia und Impora abgelagert. Dabei wurden die Hochgebiete westlich und östlich des Tupiza-Grabens in das Becken miteinbezogen (Abb. 3.3b). Das Alter der Formationen ist anhand von Bio- und Magnetostratigraphie sehr gut bestimmt (zusammengefasst in Sempere et al., 1997). Die Fm. Chaunaca umfasst das Santon und Campan (86-73 Ma), die Fm. El Molino reicht bis ins Paläozän (73-60 Ma) und die Fm. Santa Lucia hat oberpaläozänes Alter (60-58.2 Ma). Die Mächtigkeit der Postrift-Sedimente ist mit 230-550 m (Fiedler, 2002) gering.

Die Sandsteine der Fm. Chaunaca und vermutlich äquivalente Einheiten lagern erosions- bis schwach winkeldiskordant dem paläozoischen Untergrund auf. Sie reichten nach Osten bis in die östliche Ostkordillere (Fiedler, 2002) und nach Westen bis in den zentralen Altiplano (Welsink et al., 1995; Abb. 3.3b). Von den zurückgedrängten Hochgebieten, dem Condor-Hoch im Osten und dem Hoch von San Pablo de Lipez im Westen, gelangten fluviatile Ablagerungen in das Becken. Im Beckenzentrum hingegen, das bei Potosi und in der zentralen Ostkordillere (Tupiza) verblieb, ist die Fm. Chaunaca in pelitischer Playa-Fazies entwickelt (Fiedler, 2002).

Verstärkte Subsidenz im Maastricht führte in der Fm. **El Molino** zur Ablagerung von Mergeln und dünnbankigen Karbonaten. Sie enthalten Fossilien kontinentaler wie auch mariner Taxa (Sempere et al., 1997). Das Ausmaß der marinen Beeinflussung wurde lange kontrovers diskutiert. Fiedler (2002) fasste die Argumente zusammen und hielt aufgrund eigener Daten zumindest zeitweilig marine Bedingungen für sehr wahrscheinlich. Die Fm. El Molino ist im zentralen Altiplano an der UKFZ aufgeschlossen und wurde in der Bohrung Vilque (Abb. 3.1) angetroffen. In der Ostkordillere, in der sie weitgehend erodiert wurde, ist ihre ursprüngliche Verbreitung durch Klasten in den tertiären Sedimenten belegt. Die Fm. El

Molino stellt einen wichtigen Leithorizont dar, da sie innerhalb des zentralandinen Plateaus der jüngste Beleg für ein ehemaliges Meeresspiegelniveau ist, und ihre charakteristischen Karbonate als Klasten wichtige Provenance-Anzeiger in allen jüngeren Einheiten sind.

Die terrigene Fm. **Santa Lucia** ist charakterisiert durch Silt- und Tonsteine mit einzelnen Sandsteinen und Paläoböden, die in einer weiten Playa-Ebene abgelagert wurden. Im Ostteil des Beckens (Camargo-Synklinale, Abb. 3.1) dominiert eine fluviatile Fazies mit stärkerem Eintrag von grobklastischem Detritus aus Osten. Die teilweise lakustrinen Sedimente der Fm. **Impora**, die der oberen Fm. Santa Lucia entspricht (Sempere et al., 1997), waren auf das Gebiet der Camargo-Synklinale beschränkt (Fiedler, 2002). Die Bildung eines isolierten Sees deutet auf initiale Hebung westlich der Camargo-Synklinale hin.

Das Postrift-Becken war durchgehend von einem **Erosionsgebiet östlich der Camargo-Synklinale** begrenzt (Condor-Hoch, Abb. 3.3b), das in den paläozänen Formationen Santa Lucia und Impora deutlich wird. Die Sandstein-Petrographie (Fiedler, 2002) weist auf schwachgradig metamorphe Sedimente als Liefergestein hin, und die Konglomerat-Einschaltungen enthalten Klasten von Ordoviz und El Molino-Kalken. Demzufolge wurde der Ostrand des Postrift-Beckens bereits im Paläozän erodiert. Metamorphe Sedimentgesteine (Ordoviz oder Fm. Puncoviscana) können zu dieser Zeit nur im Bereich des heutigen Sama-Yunchará-Antiklinoriums im Erosionsniveau gelegen haben, da das Altpaläozoikum im Interandin noch von einige Kilometer mächtigen paläozoisch-mesozoischen Einheiten überlagert war. Das Sama-Antiklinorium war demnach im Paläozän wahrscheinlich teilweise Abtragungsgebiet. Das Ausmaß der Erosion dürfte aber gering gewesen sein, da die Sedimente des Postrift-Beckens nur wenige 100 m mächtig sind.

## 3.5 Oberpaläozän – Oberoligozän

Im Oberpaläozän (ab der Fm. Cayara) veränderte sich die paläogeographische Situation signifikant. Während die Beckenachse seit Beginn der Kreide in der zentralen Ostkordillere gelegen hatte, wurde letztere ab dem Oberpaläozän gehoben und abgetragen (Abb. 3.3c). Diese Zone initialer Deformation und Hebung wurde von Lamb and Hoke (1997) in Nordbolivien als Proto-Ostkordillere bezeichnet. Damit begann die Teilung in das Becken des Altiplano im Westen und das Becken von Camargo im Osten.

### 3.5.1 Altiplano

Im östlichen Altiplano besteht die Fm. Cayara (58.2-(?)57.8 Ma; Sempere et al. 1997) aus einem basalen Konglomerat und nach oben feiner werdenden Sandsteinen. Die Mächtigkeit der Fm. Cayara schwankt zwischen wenigen Metern bis zu 100 m (Silva, in prep). Der Sedimentransport verlief erstmals von Osten nach Westen. Die Fm. Cayara hebt sich als grobklastisches Schüttungsereignis deutlich von den Siltsteinen der unter- bzw. überlagernden Formationen Santa Lucia und Potoco ab, wobei die Kontakte konkordant sind. In der westlichen Ostkordillere überlagert die Fm. Cayara erosions- und schwach winkeldiskordant tiefere Niveaus der Fm. Santa Lucia (Müller, 2000), in einer Lokalität mit deutlicher Winkeldiskordanz sogar die Fm. El Molino (Marocco et al., 1987). Die Fazies und die erosive Basis der Fm. Cayara deuten auf initiale Hebung und Erosion der Ostkordillere hin.

Die vorwiegend pelitischen Rotsedimente der Fm. **Potoco** folgen konkordant auf die Fm. Cayara. Im östlichen Altiplano geht ein Siltstein-dominierter unterer Abschnitt nach oben kontinuierlich in gröberklastische Sedimente über. W-gerichtete Paläoströmungsdaten und die Zusammensetzung der Klasten

belegen ein Liefergebiet in der Ostkordillere (Abb. 3.3c), das der faziellen Entwicklung zufolge nach W progradierte (Silva, in prep). Im zentralen Altiplano besteht die gesamte Fm. Potoco aus roten Siltsteinen mit sporadischen Einschaltungen dünner Feinsandsteinlagen. Diese monoton feinklastische Ausbildung zeigt subaquatische Sedimentation in einer weitgespannten distalen Senke bei tektonischer Ruhe an.

Die **Mächtigkeit** der Fm. Potoco beträgt im östlichsten Altiplano 2200 m und nimmt nach W keilförmig ab (seismische Linien; Elger, 2003). Im zentralen Altiplano westlich der UKFZ (Abb. 3.1) hingegen ist die Mächtigkeit mit 4100 m maximal und nimmt von dort wiederum nach W auf rund 1000 m ab. Zwischen dem Beckenzentrum westlich der UKFZ und dem östlichen Altiplano bestand demnach eine Schwelle mit geringerer Subsidenz. In südlicher Verlängerung dieses Bereiches lassen seismische Linien eine Mächtigkeit <1000 m vermuten (Welsink et al., 1995; Elger, 2003). Der scharfe Mächtigkeitskontrast zwischen der UKFZ und dem Beckenzentrum westlich davon entstand wahrscheinlich während oder gegen Ende der Ablagerung der Fm. Potoco durch abschiebende Bewegungen an der San Cristobal Störung (SCF, siehe Abb. 3.1 und Kap. 4.2.2).

Das **Alter** der Fm. Potoco ist nur durch die unterlagernde oberpaläozäne Fm. Cayara und die konkordant überlagernde oberoligo-/miozäne Fm. San Vicente einzugrenzen. Sie umfasst somit das Eozän und den größten Teil des Oligozäns. Im zentralen Altiplano wurde ein Tuff mit unklarer stratigraphischer Stellung innerhalb der Fm. Potoco auf 40.4 Ma datiert (K/Ar; Silva, in prep). Nach palynologischen Daten aus dem nördlichen Altiplano wurde die Fm. Potoco – von einem geringmächtigen Kondensationshorizont an der Basis abgesehen – zwischen Obereozän und Oberoligozän abgelagert (Horton et al., 2001b).

#### 3.5.2 Zentrale Ostkordillere

Der Zeitraum von Oberpaläozän bis ?Oligozän ist in der zentralen Ostkordillere durch einen Hiatus repräsentiert (Abb. 3.3c). Sedimente mit ?oligo-/miozänem Alter lagern erosions- und winkeldiskordant auf Ordoviz (Abb. 3.1 und 3.2). Die Fm. El Molino wurde noch in der gesamten Ostkordillere abgelagert, wie das Vorkommen von El Molino-Klasten in fast allen Formationen des Tertiärs belegt (Horton, 1998). Vermutlich wurde auch die Fm. Santa Lucia noch abgelagert, da sich die Umkehr der Schüttungsrichtungen erst in der Fm. Cayara vollzog. Im Folgenden wurde die zentrale Ostkordillere deformiert und die kretazisch-paläozänen Rift-Sedimente fast vollständig erodiert.

## 3.5.3 Östliche Ostkordillere (Camargo-Becken)

Im Raum der Camargo-Synklinale wurden über der Fm. Impora fluviatile Sand- und Tonsteine mit vereinzelten Konglomerat-Einschaltungen abgelagert, die mit der Fm. Cayara korrelieren könnten (Sempere et al., 1997). Nach Paläoströmungsdaten von Düll (2001) wurden diese Äquivalente der Fm. Cayara erstmals nicht mehr aus Osten sondern aus Nordwesten geschüttet, nach DeCelles and Horton (2003) hingegen weiterhin aus Osten. Es folgen Ton- und Siltsteine mit lakustrinen Einschaltungen und Evaporiten, die mit der Fm. Potoco vergleichbar sind (Sempere et al., 1997). Die Pelite wurden aus Westen in eine Playa-Ebene transportiert (Horton and DeCelles, 2001; Abb. 3.3c). Aus den Siltsteinen entwickelt sich kontinuierlich die grobklastische Fm. Camargo, eine Wechselfolge aus Silteinlagen und Konglomerat/Sandstein-Zyklen, deren Mächtigkeit im oberen Teil einige Zehner Meter erreicht. Die Abfolge weist von unten nach oben Kornvergröberung und Zunahme der Bankdicke auf und wurde als Progradation eines alluvialen Mega-Fächers interpretiert (Horton and DeCelles, 2001). Die Schüttung erfolgte konstant aus Westen, und die Klasten bestehen hauptsächlich aus Ordoviz und Kreide (Abb. 3.3c und d). Die Fm.

Camargo zeigt somit deutlich ein nach Osten propagierendes Erosionsgebiet in der Ostkordillere an. In der Camargo-Synklinale werden die Fm. Cayara 190 m, und die Fm. Potoco ca. 250 m mächtig, und die Fm. Camargo ist mit einer Mächtigkeit von bis zu 2050 m erhalten (Horton and DeCelles, 2001).

Die Korrelation dieser Einheiten der Camargo-Synklinale mit den Formationen des Altiplano ist nur begrenzt möglich, da sie in getrennten Becken abgelagert wurden. Die einzige direkte Datierung stellt eine Characeen-Flora an der Basis der Fm. Potoco dar, die von Mourier et al. (1988) als Paläozän-Eozän interpretiert wurde. Nach Sempere et al. (1997) sind die Cayara-Äquivalente in das Oberpaläozän zu stellen, und die Formationen Potoco und Camargo korrelieren mit Einheiten in NW-Argentinien, die biostratigraphisch als Oberpaläozän-Eozän eingestuft wurden. Die Fm. Camargo reicht nach Sempere et al. (1997) noch bis in das obere Oligozän, da im oberen Teil Klasten von tertiären Vulkaniten zu finden sind, die frühestens um 30 Ma gefördert wurden. DeCelles and Horton (2003) interpretierten die Sedimente der Camargo-Synklinale unter dem Gesichtspunkt eines ostwärts migrierenden Vorlandbecken-Systems. Die Einheiten von der oberen Fm. Impora bis zur Fm. Camargo stellen demnach distale bis proximale Vorlandsedimente dar, die wahrscheinlich erst ab dem Obereozän geschüttet wurden. Aus vermutlich äquivalenten Einheiten bei Potosi schlossen DeCelles and Horton (2003), dass die Fm. Camargo höchstens bis ins Untermiozän reicht.

## 3.6 Oberoligozän – Miozän

## 3.6.1 Altiplano

Charakteristisch für die oberoligo-/miozäne Fm. **San Vicente** sind Grobklastika und Vulkanite sowie vulkanisch beeinflusste Sedimente, die vorwiegend in proximalen alluvialen Fächern abgelagert wurden und auf ein starkes Relief hindeuten (Silva, in prep). Wie in der Fm. Potoco besteht auch in der Fm. San Vicente ein starker Kontrast der Mächtigkeiten von ca. 2500 m im Beckenzentrum westlich der SCF und einigen hundert Metern im Bereich der UKFZ östlich der SCF (Abb. 3.1). Westlich der SCF wurde die Fm. San Vicente konkordant über der Fm. Potoco abgelagert, während in der UKFZ jüngere Anteile der Fm. San Vicente (<14 Ma) winkeldiskordant stärker deformierte Einheiten des Paläozoikums und der Fm. Potoco überlagern. Diese vorwiegend grobklastische jüngere Fm. San Vicente wurde syntektonisch im Liegenden von Überschiebungen abgelagert (Levenhagen, 2001; Silva, in prep).

Im Beckenzentrum von San Cristobal **westlich der UKFZ** beginnt die Fm. San Vicente konkordant mit basalen Konglomeraten, die einen scharfen lithologischen Kontrast zu den Siltsteinen der Fm. Potoco bilden. Klasten von Paläozoikum und Kreide belegen ein Liefergebiet im Bereich der heutigen UKFZ (Silva, in prep; Abb. 3.3d). Im westlichen Altiplano (Santa Ines, Abb. 3.1) bestehen die Klasten der basalen Konglomerate neben Karbonaten der Fm. El Molino aus kristallinen Gesteinen und permischen Vulkaniten (Silva, in prep). Diese Gesteine bilden das Basement der Westkordillere (Kap. 3.1), was eine Herkunft der Konglomerate aus Westen belegt (Abb. 3.3d). Über den basalen Konglomeraten folgt eine Wechsellagerung aus Konglomeraten, Sandsteinen und Epiklastiten mit Einschaltungen von Vulkaniten, Lahar-Ablagerungen und äolischen Sandsteinen. Die Korngröße nimmt nach oben ab. Etwa 2000 m über der Basis setzen wieder gröbere Konglomerate ein, mit denen ein zweiter *fining upward-*Zyklus beginnt.

Im zentralen Altiplano ist während der Ablagerung der Fm. San Vicente explosiver bis effusiver Vulkanismus durch dazitische Tuffe und basaltisch-andesitische Laven dokumentiert. Lokal intrudierten Mikrodiorite in flachem Niveau, und Hornblende-Andesite als *sills*. Die zahlreichen Datierungen (29.3-

7.9 Ma; K/Ar an Biotit: Silva, in prep; Ar/Ar: Elger, 2003) weisen Altersmaxima von 26-22 Ma und 13-9 Ma auf.

Im Altiplano östlich der UKFZ bedecken pliozän-quartäre Sedimente die älteren Einheiten weitgehend. Nur nordöstlich von Uyuni (Abb. 3.1) sind im Liegenden der UKF Ablagerungen aus proximalen Schuttfächern aufgeschlossen, die der Fm. San Vicente zugeordnet werden können (Mertmann, pers. com.). Konkordant folgen stark vulkanisch beeinflusste Sandsteine (K/Ar-Datierung von 14.7 Ma im unteren Teil; Silva, in prep). Seismische Linien zeigen östlich der UKF ein fast ungestörtes, ca. 2000 m mächtiges Tertiär mit subparallelen Reflektoren, das nach der Interpretation von Elger (2003) fast ausschließlich in die Fm. San Vicente zu stellen ist.

Am Ostrand des Altiplano geht die Fm. San Vicente graduell aus der nach oben kontinuierlich gröber-klastischen Fm. Potoco hervor. Die Lithologie ist derjenigen des zentralen Altiplano ähnlich: Konglomerate, Sandsteine, Epiklastite und Tuffe (Silva, in prep). Die Paläoströmungsrichtungen sind W-gerichtet (Abb. 3.3d). Wie auch schon während der Ablagerung der Fm. Potoco lag das Liefergebiet durchgehend in der Ostkordillere. Die proximale Fazies deutet darauf hin, dass die Überschiebungsaktivität mit Beginn der Fm. San Vicente die westliche Ostkordillere erreichte oder intensiviert wurde. Ein vollständiges Profil der Fm. San Vicente ist im östlichen Altiplano nicht aufgeschlossen. Nach seismischen Daten beträgt die Mächtigkeit bis 2500 m (Elger, 2003).

Undeformierte Klastika und Vulkanite des Obermiozäns (11-7 Ma) überlagern mit mehr oder weniger starker Winkeldiskordanz die deformierten älteren Formationen und können ein Paläorelief ausfüllen. Die vulkanische Aktivität hielt über das Ende der Deformation hinaus an. Das jüngste Ereignis war die Bildung des San Cristobal-Vulkankomplexes (8.2-7.4 Ma, Apexsilver Ltd, zitiert in Levenhagen, 2001), der aus (rhyo-)dazitischen Stöcken, Domen und assoziierten Laven besteht. Während mehrphasiger Intrusion und Brekziierung reicherten sich Buntmetalle, Silbersulfide und Gold in Gangnetzwerken an.

Das Alter der Fm. San Vicente ist durch K/Ar- und Ar/Ar-Datierungen (Silva, in prep; Elger, 2003) beckenweit als Oberoligozän-Obermiozän (ca. 28-10 Ma) gut belegt. So ergab z.B. im zentralen Altiplano ein Tuff 500 m über der Basis 27.4 Ma und im Nordosten (Chita, Abb. 3.1) hat ein Tuff ca. 400 m über der Basis ein Alter von 26.1 Ma (Silva, in prep). Die Fm. San Vicente wurde im Gelände als die jüngste noch deformierte Einheit aufgefasst, wobei das Ende der Deformation diachron ist. So endete die Deformation im zentralen Altiplano um 10 Ma, im östlichen Altiplano teilweise erst nach 7.6 Ma, und in der westlichen Ostkordillere bereits um 17 Ma. Dort, wo die Fm. San Vicente syntektonisch abgelagert wurde und progressive Diskordanzen ausgebildet sind (siehe Kap. 4.5.1), ist eine Abgrenzung gegen undeformierte Einheiten nicht möglich. Da sich die Fm. San Vicente lithologisch nicht von jüngeren, posttektonischen Sedimenten unterscheidet, stellte Silva (in prep) alle Ablagerungen bis zum Quartär in die Fm. San Vicente.

#### 3.6.2 Ostkordillere

In der **zentralen Ostkordillere** überlagern ?oligozäne bis obermiozäne Einheiten winkeldiskordant das Ordoviz. Die älteren Formationen sind undatiert, da sie keine Vulkanite enthalten. Sie sind durch überlagernde Vulkanite (ab (30)23 Ma; Hérail et al., 1996; Tawackoli, 1999) postdatiert und haben wahrscheinlich oligozänes Alter (Horton, 1998; Müller et al., 2002). Die vorwiegend grobklastischen Sedimente wurden in kontraktionalen intramontanen Becken abgelagert (Horton, 1998; Tawackoli, 1999). In distalen Beckenbereichen entstanden Pelite. Die miozäne Überschiebungstektonik führte zur zunehmenden Zertei-

lung des Sedimentationsraumes in die heutigen fünf Teilbecken (Abb. 3.1). Die räumliche und zeitliche Verteilung der Sedimente in teilweise isolierten Becken ist überaus komplex (Hérail et al., 1996; Kley et al., 1997; Horton, 1998; Tawackoli, 1999; Sempere, 2001; Müller et al., 2002). Die Beckenfüllungen können zeitlich grob in drei Abschnitte unterteilt werden:

- Die ältesten, ?oligozänen Formationen (Bella Vista, Catati, Tupiza m1, Urulica und Huerta Waykho, Abb. 3.2 und 3.3d) sind vorwiegend sehr grobklastische Ablagerungen alluvialer Fächer, die als syntektonisch zu W-gerichteter Überschiebungstektonik interpretiert wurden (Müller et al., 2002).
- Im unteren Miozän wurden in der zentralen Ostkordillere im Zuge von intensivem Vulkanismus Laven und Pyroklastika (Fm. Tupiza m2, Abb. 3.2) gefördert, die Alter von 22.7-20.9 Ma ergaben (Hérail et al., 1996; Tawackoli, 1999). In einer Datierung wurde allerdings ein höheres Alter von 29.9 Ma (K/Ar an Biotit; Hérail et al., 1996) bestimmt. In anderen Beckenteilen wurden vorwiegend feinkörnige Sedimente abgelagert (Fm. Palquiza und Chifloca, Abb. 3.2). Die Becken waren zu dieser Zeit der relativen tektonischen Ruhe noch nicht so stark zerteilt wie heute (Horton, 1998).
- Seit etwa 17 Ma wurde die Sedimentation infolge erneuter, nun bivergenter Überschiebungsaktivität wieder gröberklastisch (Fm. Oploca und Tupiza m3, Abb. 3.2), und der Ablagerungsraum wurde zunehmend zerteilt (Kley et al., 1997; Horton, 1998). Die jüngsten, flach lagernden
  Sedimente (bis 8.3 Ma; Hérail et al., 1996) gehen in die undeformierten Klastika mit TuffEinschaltungen der Fm. San Juan del Oro über (13-9 Ma; Gubbels et al., 1993), die als Pedimente
  zwischen Hochgebieten mit geringem Relief im Zuge einer regionalen Einebnung der Ostkordillere entstanden (Abb. 3.1).

Die Mächtigkeiten der Beckenfüllungen liegen zwischen 600 m und 1200 m (Kley et al., 1997; Horton, 1998). Da die Sedimente kaum erodiert sind, kann – mit Ausnahme der Fm. Tupiza m1 – von Maximalwerten ausgegangen werden.

In der **westlichen Ostkordillere** haben undeformierte Vulkanoklastika und Laven (Minas Animas, Chorolque und Tatasi, Abb. 3.1) Alter von 17 bis 13 Ma (Grant et al., 1979; SERGEOMIN, 1998) und überlagern verfaltetes Ordoviz und Tertiär. Im Obermiozän (8-5 Ma) extrudierten großvolumige Ignimbrite (z.B. Los Frailes bei Potosi; Schneider and Halls, 1986).

## 3.6.3 Interandin und Subandin

Im Interandin sind nur an wenigen Stellen tertiäre Sedimente (Fm. Yesera) erhalten, die noch deutlich verstellt wurden. Ein Tuff aus diesen unverfestigten Klastika ergab 6.4 Ma (ORSTOM, zitiert in SERGEOMIN, 1991).

Im Subandin und Chaco setzte die Sedimentation nach einem Hiatus mindestens seit der Kreide mit der Fm. **Petaca** wieder ein, die anhand von Wirbeltier-Fossilien als Oberoligozän-Miozän datiert wurde (Marshall et al., 1993; Abb. 3.2 und 3.3d). Über einem Basiskonglomerat folgen 20-130 m mächtige Sandsteine (YPFB, 1995). Über der Fm. Petaca wurde die fossilreiche tonige Fm. **Yecua** in einem lakustrinen und teilweise marinen Becken abgelagert (Marshall et al., 1993). Dieses Becken wird als nördlicher Ausläufer einer obermiozänen marinen Transgression im westlichen Paraná-Becken interpretiert. Die Fm. Yecua wird daher mit der Fm. Paraná korreliert (11-8 Ma, zusammengefasst in Marshall et al.,

1993). Es folgen die Sandstein-dominierte Fm. **Tariquia** und die konglomeratische Fm. **Guandacay**, die zusammen eine Mächtigkeit von etwa 2500-3700 m erreichen (Mendoza, 1995; YPFB, 1995) und bis in das Pliozän hinein abgelagert wurden.