9 Diskussion der Exhumations- und Hebungsgeschichte

Mit der Apatit-Spaltspurdatierungsmethode wird die thermische Geschichte in den obersten ca. 5 km der Kruste rekonstruiert. Für die Abkühlung nicht-magmatischer Gesteine – wie in dieser Arbeit ausschließlich untersucht – kommen hauptsächlich zwei Ursachen in Frage: Die Erniedrigung des oberkrustalen geothermischen Gradienten und die Exhumation, d.h. die Verlagerung von Gesteinen relativ zur Erdoberfläche durch Erosion. Bei der Interpretation der Spaltspurdaten (Kap. 7) ist von exhumativer Abkühlung ausgegangen worden, und die thermischen Daten wurden in das räumliche Bezugssystem übertragen, indem basierend auf rezenten geothermischen Daten (Springer and Förster, 1998) konstante Temperatugradienten seit dem Obereozän angenommen wurden (Kap. 6). Dieses Vorgehen ist darin begründet, dass (1) die räumliche Variation des heutigen Wärmeflusses entlang des Profils groß ist im Verhältnis zu dessen möglicher Änderung im Tertiär, (2) die Relaxationen des lithosphärischen Temperaturfeldes langsamer als die beobachteten Abkühlungsraten ablaufen (Kap. 9.1) und (3) der paläogeothermische Gradient schwer zu quantifizieren ist. Der Einfluss thermischer Prozesse auf den oberflächennahen Wärmefluss im Tertiär und damit auf die Spaltspurdaten wird im Folgenden diskutiert.

9.1 Entwicklung des lithosphärischen Temperaturfeldes im Tertiär

Der geothermische Gradient, bzw. die Oberflächenwärmeflussdichte ist Ausdruck des lithosphärischen Temperaturfeldes. Änderungen der thermischen Struktur der Lithosphäre entstehen durch geodynamische Prozesse. Ein erhöhter Wärmefluss ist in Rift-Systemen z.B. durch die Ausdünnung der Lithosphäre bedingt, in einer Subduktionszone durch die Präsenz eines asthenosphärischen Mantelkeils. Eine Abnahme des Wärmeflusses kann z.B. durch tektonische Stapelung im krustalen Maßstab eintreten oder allgemein beim Abklingen einer thermischen Anomalie. Diese Prozesse sind von einer Vielzahl von gesteinsspezifischen und dynamischen Parametern abhängig, haben unterschiedliche Raten und lassen sich daher schwer quantifizieren. Die in den Spaltspuraltern dokumentierte Abkühlung im Plateau erfolgte im Zeitraum 40-10 Ma. Zwei Ereignisse sind bekannt, die das lithosphärische Temperaturfeld im Tertiär beeinflusst haben können: Das kontinentale Rifting in der Kreide und die Etablierung des magmatischen Bogens im Oberoligozän. Beide Prozesse sind mit positiven thermischen Anomalien assoziiert. Thermische Effekt können auch verbunden gewesen sein mit Prozessen im *Backarc* des magmatischen Bogens der chilenischen Präkordillere im Eozän, mit der Hydratation und Abkühlung der Lithosphäre während der magmatischen Pause zwischen 38-28 Ma (Giese et al., in prep), mit der Unterschiebung des Brasilianischen Schildes ab 10 Ma (Springer, 1999), sowie mit Erosion und Sedimentation (Deming et al., 1990). Diese Prozesse sind aber zum Teil weniger gut bekannt oder räumlich begrenzt und werden daher nicht diskutiert.

9.1.1 Kretazisches Rifting

In der Unterkreide (ca. 130 Ma) wurden im südamerikanischen Kontinent ausgedehnte Rift-Systeme im Zuge des beginnenden *spreading* des Südatlantiks angelegt. Im Arbeitsgebiet verlief lediglich ein schmaler Riftgraben auf der Höhe von Tupiza (Fiedler, 2002), der mit dem Potosi-Becken im Norden (Sempere,

1994) und dem Salta-Rift im Süden (Salfity and Marquillas, 1994) verbunden war. In den extensionalen Becken wurden 0.5-3 km vorwiegend grobklastische kontinentale *red beds* abgelagert, begleitet von lokalem alkalinem Plutonismus und der Förderung basaltischer Vulkanite, die eine Mantelsignatur aufweisen (Viramonte et al., 1999). Die Ausdünnung der Kruste war gering, wie der Längungsfaktor von nur 1.1 für das gesamte Salta-Rift zeigt (Grier et al., 1991). Die Synrift-Phase endete im Potosi-Becken um 85 Ma (Mertmann and Fiedler, 1997), und im Salta-Rift erst im Maastricht (ca. 70 Ma), wo der Magmatismus bis in das Paläozän andauerte (Salfity and Marquillas, 1994). Die regionale Subsidenz der Postrift-Phase wurde als Folge der Kontraktion der Lithosphäre beim Abklingen der thermischen Anomalie des Rifting (thermale Subsidenz; z.B. Welsink et al., 1995), aber auch als Wirkung eines eustatischen Meeresspiegel-Anstiegs interpretiert (Salfity and Marquillas, 1994).

In der Genese kontinentaler Rifts ist eine thermische Anomalie von fundamentaler Bedeutung (z.B. Morgan, 1983). Viele Modelle gehen davon aus, dass durch Auftrieb in der Asthenosphäre (z.B. über Mantel-*plumes* und *hot spots*) Wärme advektiv an die Basis der Lithosphäre gelangt und zur thermischer Ausdünnung der Lithosphäre führt (Spohn and Schubert, 1983; Turcotte and Emerman, 1983). Über das Ausmaß der thermischen Anomalie des kretazischen Rifting ist wenig bekannt. Aus der Analyse granulitischer Xenolithe schlossen Lucassen et al. (1999) auf eine prominente thermische Anomalie in der Unterkruste (granulitfazielle Metamorphose in 35 km Tiefe bis mindestens 90 Ma), die sich in den oberen Mantel fortsetzte. Die Ursache der thermischen Anomalie sahen Lucassen et al. (1999) in der tektonischen Entfernung von Mantellithosphäre und deren Ersatz durch advektiv aufsteigendes Asthenosphärenmaterial sowie im sehr viel langsameren konduktiven Wärmetransport.

Für den möglichen Einfluss einer thermischen Anomalie auf die oligozäne Abkühlung ist entscheidend, wann das Maximum des Oberflächenwärmeflusses erreicht wurde, und mit welcher Rate der Wärmefluss in der Folge wieder abnahm. Modellierungen der Reaktion des Oberflächenwärmeflusses auf eine plötzliche Ausdünnung der Lithosphäre auf 40 km ergaben, dass der Oberflächenwärmefluss auf 10% seines Maximalwertes nach 3 Ma, auf 50% nach 7 Ma und auf 90% des Maximalwertes nach 15 Ma ansteigt (Bodell and Chapman, 1982). Für eine auf 80 km ausgedünnte Lithosphäre sind 10, 50 bzw. 90% der maximalen Anomalie des Oberflächenwärmflusses nach 13, 28 bzw. 60 Ma erreicht. Dies wurde durch Wärmeflussdaten känozoischer Rift-Systeme bestätigt (Morgan, 1983). Deren Wärmefluss-Anomalien mit Mittelwerten von 70-125 mW/m^2 sind meist auf die Riftstrukturen beschränkt und resultieren vermutlich vorwiegend aus der Wärme-Advektion durch Magmatismus. In den domartigen Hebungsgebieten, die infolge thermaler Expansion entstanden, ist heute bis auf wenige Ausnahmen noch keine Wärmefluss-Anomalie ausgebildet, da der konduktive Wärmetransport sehr langsam ist. Die thermische Anomalie des zentralandinen Kreide-Rift könnte demnach mit einer Verzögerung von einigen Zehner Ma zum maximalen oberkrustalen Wärmefluss geführt haben. Wenn die Interpretation der Ausweitung der Subsidenz nach Ende der Synrift-Phase als Folge thermischer Kontraktion der Lithosphäre zutrifft, hätte der Beginn des Abklingens der thermischen Anomalie bei 85-70 Ma gelegen.

Die zweite Frage ist, inwieweit die Re-Equilibrierung der für die Kreide postulierten thermischen Anomalie zur beobachteten Abkühlung ab dem Obereozän beigetragen hat. Die Subsidenz passiver Kontinentalränder wird auf die thermische Kontraktion der Lithosphäre infolge des Abklingens der thermischen Anomalie im Postrift-Stadium zurückgeführt (McKenzie, 1978; Royden et al., 1980; Nunn et al., 1984). Die thermale Subsidenz und Abnahme des Wärmeflusses nach einer extensionalen Ausdünnung der Lithosphäre wurde von McKenzie (1978) modelliert (Abb. 9.1). In diesem Modell wird die Asthenosphären-Aufwölbung als Funktion der Ausdünnung der Lithosphäre um einen Dehungsfaktor β beschrieben. Die von Lucassen et al. (1999) postulierte Asthenosphären-Aufwölbung des kretazischen Rifts wurde

zwar nicht durch Dehnung bewirkt, aber das Abklingen einer thermischen Anomalie sollte unabhängig von der Ursache vergleichbar sein. Unter der Annahme, dass die Anomalie des Oberflächenwärmeflusses zu Beginn der Postift-Phase bei spätestens 70 Ma maximal war und seitdem abnahm, ergeben sich für den Zeitraum der beobachteten Abkühlung (40-10 Ma) Abnahmeraten für verschiedene initiale Anomalien (Abb. 9.1). Eine hypothetische Probe liege in 4 km Tiefe, der initiale Wärmefluss möge 34 mW/m^2 betragen haben (wie in Abb. 9.1) und die Wärmeleitfähigkeit sei 2.0 W/(mK). Bei der Verdoppelung eines initialen Wärmefluss von 34 mW/m^2 auf 68 mW/m^2 (entspricht $\beta = 2$) kühlte die Probe zwischen 30 und 10 Ma mit einer mittleren Rate von 0.6°C/Ma ab. Diese Abkühlungsrate ist um fast eine Größenordnung geringer als die beobachteten Werte von 2-6°C/Ma. Wenn das Wärmeflussmaximum des Kreide-Rifts aber sehr hoch lag bei 130 mW/m^2 (entspricht $\beta = 4$), dann hätte die Abkühlungsrate in 4 km Tiefe im Zeitraum 30-10 Ma im Mittel 1.3°C/km betragen. Der mögliche Anteil an den beobachteten Abkühlungsraten im Tertiär durch das Abklingen einer thermischen Anomalie nach dem Kreide-Rift mag demnach 15-30% betragen haben. Gegenüber der Abkühlung durch tektonisch induzierte Exhumation war dieser Einfluss aber nachrangig.

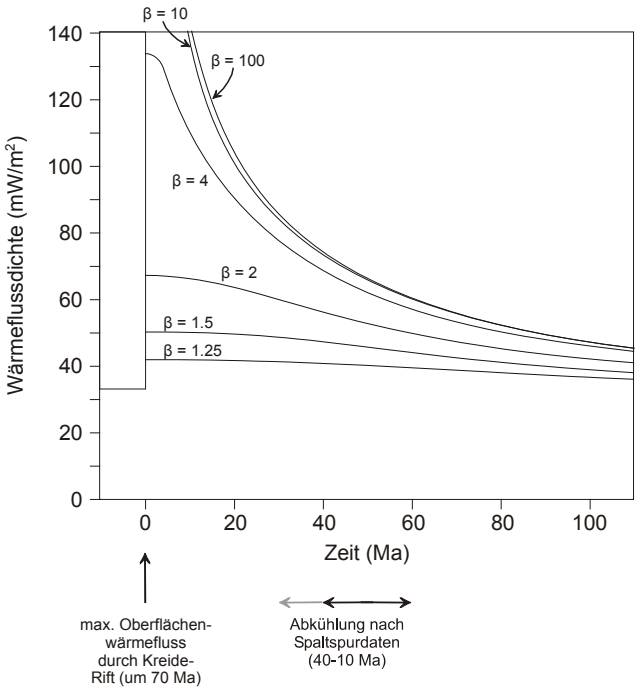


Abb. 9.1: Wärmefluss als Funktion der Zeit für Modelle lithosphärischer Dehnung um den Faktor β (nach McKenzie, 1978) zur Veranschaulichung der Abnahmeraten verschiedener initialer Wärmefluss-Anomalien.

9.1.2 Magmatischer Bogen ab dem Oberoligozän

Der magmatische Bogen befand sich bis in das Obereozän in der chilenischen Präkordillere (Scheuber et al., 1994). Nach einer Pause seit etwa 38 Ma setzte im Oberoligozän der Vulkanismus auf großer Breite von der Westkordillere bis in die zentrale Ostkordillere wieder ein. Die ältesten radiometrischen Datierungen liegen bei 25 Ma, vereinzelt bis 30 Ma (Hérail et al., 1996; Tawackoli, 1999; Elger, 2003; Silva, in prep). Großvolumige Ignimbrite wurden in der Westkordillere nördlich von 21°S ab dem Untermiozän gefördert, zwischen 21 und 23°S hingegen erst ab ca. 10 Ma (*Altiplano-Puna volcanic complex*; de Silva, 1989). Im Altiplano und in der Ostkordillere dominieren Tuffe, Vulkanoklastika und Laven trachyandesitischer Zusammensetzung gegenüber vereinzelten und kleinräumigen subvulkanischen Intrusiva (Grant et

al., 1979; Tawackoli, 1999; Silva, in prep). Die jüngsten Bildungen sind wiederum großvolumige Ignimbrit-Komplexe, wie der Los Frailes-Ignimbrit bei Potosi (Schneider and Halls, 1986), die im Obermiozän und über das Ende der Deformation hinaus bis etwa 7 Ma entstanden (Kennan et al., 1995). Etwa ab dem Pliozän zog sich die vulkanische Aktivität in die Westkordillere zurück, die bis heute die aktive vulkanische Front der zentralen Anden bildet.

Das Wiedereinsetzen des Magmatismus steht nach Isacks (1988) in Zusammenhang mit einer Asthenosphärenkonvektion im Mantelkeil, die sich zwischen der Oberplatte und der subduzierten Platte entwickelte. Die Prozesse innerhalb des Asthenosphärenkeils bewirkten die Ausdünnung der Lithosphäre der Oberplatte, den advektiven Wärmetransport durch Magmatismus, sowie an der Oberfläche Vulkanismus und thermale Hebung. Wie Morgan (1983) zeigte, führt die thermische Anomalie infolge einer raschen Lithosphärenausdünnung durch den langsamen konduktiven Wärmetransport erst deutlich nach Ende der Ausdünnung (>15 Ma) zu einer signifikanten Wärmefluss-Anomalie an der Oberfläche, während die Oberflächenhebung durch die thermale Expansion der ausgedünnten Lithosphäre bereits größtenteils erfolgt ist. Einen sehr viel rascheren Wärmetransport stellt die Advektion durch Magmenaufstieg dar (z.B. Mareschal, 1983). Intrusiva sind im oligo-/miozänen magmatischen Bogen relativ selten aufgeschlossen, was sowohl für das flache Erosionsniveau in Südbolivien wie auch für das tiefere Krustenstockwerk der nordbolivianischen Ostkordillere zutrifft (nur der Quimsa Cruz-Pluton hat tertiäres Alter; McBride et al., 1987; Kennan et al., 1995). Nach geochemischen Daten liegt das Verhältnis von Intrusiven zu Vulkaniten für andesitische Zusammensetzung bei 1.5 : 1 (Francis and Hawkesworth, 1994), wobei die Magmenkammern in verschiedenen Niveaus der Kruste liegen können. Wärmefluss-Anomalien durch isolierte Magmenkammern sind extrem kurzlebig (Springer, 1999). Für die Entwicklung des magmatischen Bogens seit dem Oberoligozän erscheint demnach ein langsamer Anstieg des Oberflächenwärmeflusses auf die heutigen Werte wahrscheinlich (vgl. Kap. 8.6).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die thermischen Verhältnisse in der obersten Kruste im Tertiär wahrscheinlich maßgeblich durch das Abklingen einer thermischen Anomalie in der Kreide und durch den Anstieg des Oberflächenwärmeflusses infolge rascher Ausdünnung der Lithosphäre und Etablierung des magmatischen Bogens im Oberoligozän beeinflusst wurden. Beide Prozesse führen zu Änderungsraten im Oberflächenwärmefluss, die die beobachteten Abkühlungsraten der Spaltspurdaten nur untergeordnet modifiziert haben können. Diese vorübergehenden Effekte überlagerten sich und können im Rahmen dieser Arbeit nicht quantifiziert werden.

9.2 Zusammenfassung der Exhumationsgeschichte

Die Interpretation der Spaltspurdaten im Kontext der tektonosedimentären Entwicklung (Kap. 7) erlaubt es, Exhumationsphasen zu definieren, Exhumationsbeträge und -raten zu quantifizieren (siehe Kap. 9.4) und in einigen Fällen den Exhumationsbeginn einzugrenzen (Abb. 9.2). Insgesamt zeigte sich, dass im Tertiär Gesteine aus Tiefen wenig unter- oder oberhalb der vollständigen Verheilungstemperatur exhumiert wurden, die für die datierten Apatit-Spezies von 110°C bis 160°C reicht. Für den beprobten Bereich wurden Exhumationsbeträge ermittelt (Kap. 7.3.3, 7.4.2, 7.5.2, 7.6.6 und 7.7.2), die bei einer Spannbreite von 3.5-6 km überwiegend zwischen 4 km und 5 km lagen.

Die Interpretation der scheinbaren Alter zeigt, das die initiale Hebung und Exhumation in der zentralen Ostkordillere zwischen Tupiza und der Camargo-Yavi-Störung im Obereozän ab etwa 42 Ma stattfand und bis in das untere Oligozän etwas nach Osten propagierte (Kap. 7.5.1). Erosion in diesem Gebiet ist

durch eine Vorland-ähnliche Sedimentation im Altiplano- und im Camargo-Becken dokumentiert. Im mittleren Oligozän ab etwa 32 Ma setzte über das Plateau verteilt vom westlichen Altiplano (Westkordillere?) bis zur östlichen Ostkordillere tektonisch bedingte exhumative Abkühlung ein. Hebung und Exhumation erfolgten in einem Gebiet westlich des zentralen Altiplano-Beckens und waren an die Uyuni-Khenayani-Störungszone im zentralen Altiplano gebunden (Kap. 7.3.2). Grobklastische Sedimente wurden zwischen den Hebungsgebieten abgelagert. Im W-vergenten Überschiebungssystem der westlichen Ostkordillere ist Exhumation ab 33-27 Ma dokumentiert (Kap. 7.4.2). Im Hangenden der frontalen San Vicente-Überschiebung wurden möglicherweise davor bereits etwa 2 km exhumiert. Die Altersverteilung entlang des Profils der westlichen Ostkordillere zeigt keine Propagation, was auf weiträumige Hebung oder auf gleichzeitige Aktivität mehrerer Überschiebungen hindeutet. Im E-gerichteten Teil des Überschiebungssystems der Ostkordillere (Sama-Yunchará-Antiklinorium) können die scheinbaren Abkühlalter (29-20 Ma) einheitlich durch Versatz auf der interandinen Hauptüberschiebung (IAT) erklärt werden, indem Hebung und Exhumation über der Rampe in der IAT erfolgte (Kap. 7.6.7). Die Spaltspurdaten im rückgeformten Zustand des Antiklinoriums entsprechen vermutlich der Basis einer fossilen partiellen Verheilungszone (Kap. 7.6.3), und in diesem Fall begann die Exhumation um 30 Ma (Kap. 7.6.4). Im Vorland-Überschiebungssystem spiegeln die Daten das ostwärtige Migrieren der Exhumation im Miozän wieder (Kap. 7.7.4). Die Exhumationsfront lag bei 18 Ma im zentralen Interandin, erreichte zwischen 11 Ma und 8 Ma das westliche Subandin und wahrscheinlich um 6 Ma oder noch später das östliche Subandin.

9.3 Korrelation zwischen Exhumation und Deformation

Unter den Faktoren, die die Exhumation von Gesteinen beeinflussen, sollen hier die tektonischen Prozesse diskutiert werden, die während des Tertiärs in der Oberkruste stattfanden. Die aus den Spaltspurdaten ermittelte zeitliche Entwicklung der Exhumation wird im Folgenden mit den publizierten Deformationsaltern verglichen, und es wird diskutiert, an welchen Strukturen die tektonische Hebung und Exhumation erfolgten.

9.3.1 Paläozän-Eozän

Das frühste Anzeichen von känozoischer Hebung und Abtragung in der Ostkordillere wurde im Oberpaläozän gesehen (Marocco et al., 1987; Sempere et al., 1997; Müller et al., 2002). Dieses Ereignis ist jedoch nur durch lokale Diskordanzen und geringmächtige grobklastische Sedimente der oberpaläozänen Fm. Cayara belegt (Kap. 4.2.1). Den Beginn starker tektonischer Verkürzung in der Ostkordillere vermuteten viele Autoren im oberen Oligozän (Hérail et al., 1996; Kley et al., 1997; Horton, 1998; Tawackoli, 1999; Müller et al., 2002; siehe Kap. 4.2.3). Diese zeitliche Einstufung basiert auf syntektonischen Sedimenten im östlichen Altiplano und in den *wedge top*-Becken der zentralen und westlichen Ostkordillere, deren Datierung aber erst mit dem Einsetzen des Vulkanismus im obersten Oligozän möglich ist. Daher konnten der Beginn und die Frühphase andiner Deformation bisher nicht direkt datiert werden.

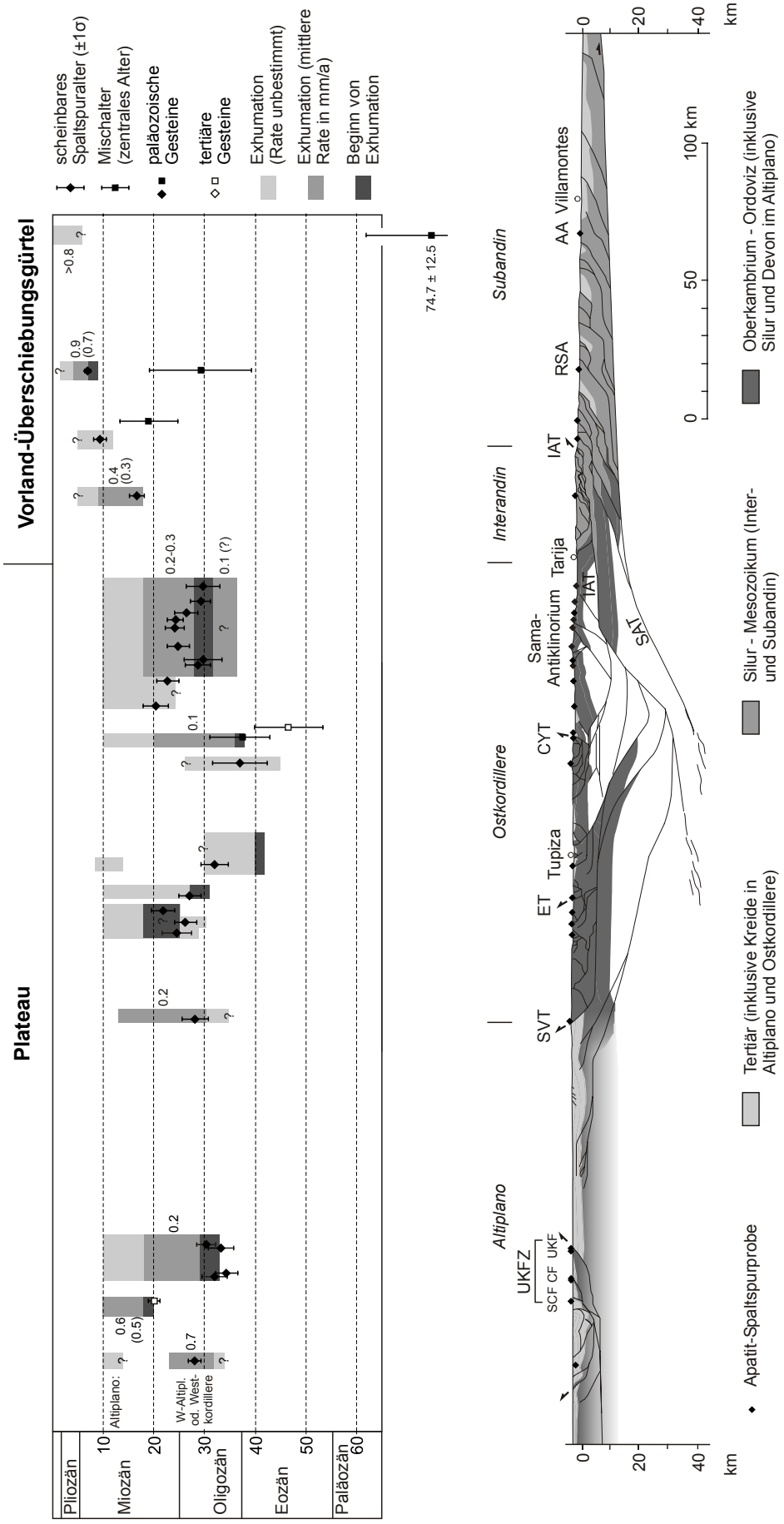


Abb. 9.2: Zusammenfassende Interpretation der Spaltspurdaten über dem Profil bei 21°S nach Elger, 2003 (Altiplano), Müller et al., 2002 (Ostkordillere), Kley, 1996 (Interandin) und Dunn et al., 1995 (Subandin). Die Exhumationsentwicklung ist unterteilt in Zeitspannen, in denen die mittlere Exhumationsrate ermittelt wurde (Kap. 9.4), und in Perioden mit zeitlich nicht näher bestimmter Exhumation. In einigen Fällen konnte der Exhumationsbeginn eingegrenzt werden. Die Exhumationsraten in Klammern sind die um den Effekt der Wärme-Advektion nach Brown and Summerfield (1997) korrigierten Werte (UKFZ: Uyuni-Khenayani-Störungszone, SCF: San Cristobal-Störung, CF: Corregidores-Störung, UKF: Uyuni-Khenayani-Störung, SVT: San Vicente-Störung, ET: Estarca-Störung, CYT: Camargo-Yavi-Störung, IAT: interandine Hauptüberschiebung, SAT: subandine Hauptüberschiebung, RSA: Rio Salado-Antiklinale, AA: Araraguе-Antiklinale).

Nach den Spaltspurdaten ist die älteste Exhumation in der zentralen Ostkordillere im Zeitraum Obereozän-Unteroligozän dokumentiert (Abb. 9.2 und Kap. 7.5). Dies korreliert zeitlich mit den Einengungen der incaischen Phase, die den oberkretazisch-eozänen magmatischen Bogen der Präkordillere zwischen 48 und 38 Ma betrafen (Reutter et al., 1996; Günther, 2001). Die incaische Phase war erstmals nicht auf den magmatischen Bogen beschränkt, sondern erfasste weite Bereiche des *Backarc* bis in die zentrale Ostkordillere (Andriessen and Reutter, 1994; Scheuber et al., 1994). So dokumentieren vertikale Profile von Zirkon-Spaltspuraltern in der zentralen Ostkordillere Nordboliviens den Beginn starker Exhumation bei 45-40 Ma (Benjamin et al., 1987; Lamb et al., 1997). Ein tektono-thermales Ereignis im Obereozän (um 38 Ma) in einer schmalen Zone der zentralen Ostkordillere Nordboliviens und Südperus zog Hebung, Erosion und tektonische Verkürzung nach sich (Zongo/San Gabin-Zone, ZSGZ; Farrar et al., 1988; Abb. 1.3). Auch in der südlichen Puna zeigen Apatit-Spaltspuralter von 38-29 Ma mit kaum reduzierten mittleren Längen intensive Exhumation im Unteroligozän an (Coutand et al., 2001; Abb. 1.3). Zusammen mit den Daten dieser Arbeit zeichnet sich deutlich ab, dass die incaischen Einengungen von der chilenischen Präkordillere bis in die zentrale Ostkordillere etwa 450 km weit nach Osten vorgriffen und sich dort ab dem Obereozän eine Proto-Ostkordillere bildete. Dieses Vorgreifen der Deformation im Obereozän interpretierten Giese et al. (in prep) im Zusammenhang mit der postulierten Subduktion eines ozeanischen Plateaus und der damit verbundenen Kopplung zwischen den Platten (Kap. 9.8).

Die tektonischen Strukturen, welche die obereozäne Exhumation verursacht haben, sind aufgrund der jüngeren Deformationen kaum zu identifizieren. Die Existenz einer vor dem Miozän invertierten kretazischen Abschiebung bei Tupiza (Kley et al., 1997) und die räumliche Korrelation der ältesten Exhumation in der zentralen Ostkordillere mit der Lage der kretazischen Rift-Achse lassen vermuten, dass die Rift-Strukturen eine Schwächezone darstellten, an der sich die Einengung der incaischen Phase lokalisierte. Die eozäne Hebung der Proto-Ostkordillere in Nordbolivien und Südperu folgt ebenfalls der Achse des zentralandinen Kreide-Beckens (Lamb and Hoke, 1997), und in NW-Argentinien begann die andine Deformation mit der Inversion des Salta-Rifts, dort allerdings bereits im oberen Paläozän (Viramonte et al., 1999). Möglicherweise spielten auch noch ältere Strukturen für die Lokalisierung der frühsten andinen Deformationen eine Rolle. An der Tupiza-Störung und im Bereich der Camargo-Synklinale hatten während der oberkarbonen Deformationsphase wahrscheinlich Vertikalversätze im Kilometer-Bereich stattgefunden (Müller et al., 2002; siehe Kap. 4.1). Im Bereich dieser Segmentgrenzen ist jedenfalls die älteste Exhumation zu beobachten (Tupiza: um 42 Ma, Camargo-Yavi-Störung: um 36 Ma).

9.3.2 Oligozän-Pliozän

In der **Westkordillere** oder im westlichen Altiplano ist rasche Exhumation ab etwa 32 Ma durch Spaltspurdaten von Basement-Geröllen angezeigt, die während des Untermiozäns im Altiplano abgelagert wurden (Kap. 7.3.2). Aufgrund der Bedeckung durch känozoische Vulkanite ist über die Deformationsgeschichte und die Strukturen der Westkordillere wenig bekannt. Die obereozänen Einengungen der incaischen Phase in der Präkordillere betrafen wahrscheinlich auch weite Teile der Westkordillere, sind aber deutlich älter als 32 Ma. Eine Hochlage des Basements in der Westkordillere wird durch ein Vorkommen präkambrischer Metamorphite in Nordbolivien bei 18.5°S angezeigt (Cerro Uyarani; Wörner et al., 2000). Die Tertiär-Mächtigkeit im Altiplano nimmt nach Westen ab (Lamb and Hoke, 1997; Silva, in prep), so dass sich ab einem gewissen Zeitpunkt ein Hebungsgebiet in der Westkordillere als die westliche Begrenzung des Altiplano-Beckens gebildet haben muss. Für das frühere Altteritär hingegen wurde ein zusammenhängender Sedimentationsraum im *Backarc* des magmatischen Bogens der Präkordillere bis in den

Altiplano und die Ostkordillere hinein vermutet (Charrier and Reutter, 1994). Provenance-Studien im Altiplano Nordboliviens zeigten, dass im Zeitraum Obereozän-Oligozän die Westkordillere das dominierende Liefergebiet der bis zu 6.5 km mächtigen Fm. Potoco war (Horton et al., 2001a). An der Lokalität der Spaltspurprobe im südlichen Altiplano ist die Fm. Potoco durchgehend pelitisch und geringer mächtig ausgebildet und gibt daher zunächst keine Hinweise auf starke Denudation im Westen (Silva, in prep). Vermutlich handelt es sich um eine distale Fazies, wie Vorkommen von gröberklastischer Fm. Potoco weiter westlich im Altiplano bei Ollagüe zeigen (Almendras-Alarcon et al., 1997). Eine intensive Denudation der Westkordillere im Oligozän, die in Nordbolivien deutlich aus den Provenance-Daten hervorgeht, scheint daher auch für Südbolivien möglich zu sein. Weit verbreitete, kaum deformierte Ignimbrite mit untermiozänen Altern belegen andererseits, dass die Westkordillere seitdem kaum mehr exhumiert wurde. Unklar ist, an welchen Strukturen die beobachtete Exhumation der Westkordillere oder des westlichen Altiplanos erfolgte. Horton et al. (2001a) nahmen E-gerichtete Überschiebungssysteme an. Elger (2003) ermittelte aus seismischen und gravimetrischen Daten, dass der westliche Altiplano und die angrenzende Westkordillere bei 20°S ein bivergentes Überschiebungssystem bilden. Da es auch Hinweise auf bis in das Untermiozän andauernde Extension im Altiplano gibt (Herail et al., 1997; Silva, in prep; siehe auch Kap. 7.3.5), könnte die Westkordillere auch als westliche Graben-Schulter des Altiplano-Beckens gehoben und denudiert worden sein.

Die Deformationsentwicklung im **zentralen Altiplano** wurde durch radiometrische Datierungen syntektonischer Sedimente und seismische Sequenz-Stratigraphie detailliert untersucht (Elger, 2003; Abb. 4.1). Demzufolge entwickelte sich ein bivergentes Überschiebungssystem in zwei Einengungsphasen im Oligozän (um 28 Ma) und im mittleren Miozän (17-10 Ma), denen eine Dehnungsphase seit dem Eozän vorangegangen war. Die Hauptverkürzung fand an den E-gerichteten Überschiebungen der Uyuni-Khenayani-Störungszone (UKFZ) von 14-10 Ma statt. Die Spaltspurdaten bestätigen das Einsetzen von tektonischer Hebung entlang der UKFZ im mittleren Oligozän (31 ± 2 Ma, Kap. 7.3.2). Die folgende kontinuierliche Exhumation der UKFZ um etwa 3 km bis 18 Ma (Abb. 9.2 und Kap. 7.3.4) steht jedoch im Widerspruch zu einer Phase tektonischer Ruhe während des Untermiozäns (25-17 Ma, Elger, 2003; siehe auch Kap. 7.3.6). Die westlichste Störung der UKFZ, die San Cristobal-Störung (SCF), war zunächst als Abschiebung nach Westen aktiv und wurde zur heutigen E-gerichteten Überschiebung invertiert (Elger, 2003; Silva, in prep). Die Exhumation in der UKFZ kann sowohl im Liegenden dieser Abschiebung erfolgt sein, als auch im Hangenden der E-gerichteten Überschiebungen innerhalb der UKFZ (Kap. 7.3.5).

Den Beginn intensiver Verkürzung der **Ostkordillere** sahen Kley et al. (1997), Horton (1998) und Müller et al. (2002) im oberen Oligozän (Abb. 4.1). Die Aktivierung des San Vicente-Überschiebungssystems wurde mit dem Ablagerungsbeginn der Fm. San Vicente im östlichen Altiplano (um 26 Ma; Silva, in prep) korreliert (Müller et al., 2002). Weitere W-gerichtete Überschiebungen (z.B. die Bella Vista- und die Estarca-Überschiebung) waren vermutlich ebenfalls aktiv, allerdings sind die assoziierten syntektonischen Sedimente nicht datiert. Die Exhumation im Hangenden der Haupt-Überschiebungssysteme der westlichen Ostkordillere (San Vicente/Quebrada Honda und Estarca/Urulica) ab 33-27 Ma lässt demgegenüber auf einen etwas früheren Deformationsbeginn im mittleren Oligozän schließen (Abb. 9.2 und Kap. 7.4.2). Dies stimmt mit der kontinuierlichen Zunahme der Korngröße und der Transportenergie überein, die in der höheren Fm. Potoco und der Fm. San Vicente des östlichen Altiplano besteht (Silva, in prep). In der Verteilung der Deformationsalter in der Ostkordillere (Müller et al., 2002; Abb. 4.1) ist kein einheitliches Propagieren zu erkennen, was auch für den Altiplano zutrifft (Elger, 2003). Auch die initiale Exhumation in der westlichen Ostkordillere propagierte nicht, sondern setzte an der Front ein, etwas

später im hinterlandwärtigen Teil und erfasste vermutlich erst im Untermiozän den Bereich westlich der Estarca-Überschiebung (Abb. 9.2). Die besonders im Raum Tupiza gut datierten Einengungen zwischen 18 und 9 Ma (Kley et al., 1997; Horton, 1998; Müller et al., 2002) schlagen sich, wie auch im zentralen Altiplano, in den Spaltspurdaten der Ostkordillere kaum nieder, mit Ausnahme des Hangenden der Oploca-Überschiebung, das ab etwa 13 Ma noch um ca. 2 km exhumiert wurde (Probe TU38, Kap. 7.5.2).

Die Deformationsentwicklung der Ostkordillere zwischen Tupiza und dem Sama-Yunchará-Antiklinorium (SYA) war bisher unklar, da das Alter der einzigen erhaltenen syntektonischen Sedimente (Fm. Camargo) ungenau bestimmt ist (Sempere et al., 1997; Horton and DeCelles, 2001; DeCelles and Horton, 2003). Der nach Osten jünger werdende Exhumationsbeginn von Tupiza (um 42 Ma) über die Camargo-Yavi-Störung (um 36 Ma) zum Sama-Yunchará-Antiklinorium (um 30 Ma) lässt ein entsprechendes E-gerichtetes Propagieren der Deformationsfront vermuten. Aus den Spaltspurdaten deutet sich für die Alterseinstufung der Fm. Camargo an, dass diese vor 30 Ma mit mindestens 1 km Mächtigkeit das SYA bedeckte (Kap. 7.6.6), und dass der (heute erhaltene) höhere Teil während des Untermiozäns abgelagert wurde (Kap. 7.5.1).

Die Anlage der interandinen Hauptüberschiebung (IAT) und den Deformationsbeginn im **Interandin** vermuteten Kley et al. (1997) gegen Ende der Deformation in der Ostkordillere um 10 Ma. Die Spaltspurdaten des Sama-Antiklinoriums ergaben hingegen, dass die IAT spätestens ab 28 Ma mit einer horizontalen Versatzrate von etwa 2 mm/a aktiv war (Kap. 7.6.7) und dass dementsprechend das westliche Interandin verkürzt wurde. Die Deformation des Interandins ist vermutlich zum großen Teil älter als 10 Ma (Kap. 7.7.4). Nach publizierten Altersdaten der Chaco-Vorlandsedimente entstand der Überschiebungsgürtel des **Subandins** hauptsächlich ab 6 Ma (Marshall and Sempere, 1991; Moretti et al., 1996). Die Spaltspurdaten zeigen, dass die subandine Hauptüberschiebung vermutlich um 11 Ma aktiv wurde, und belegen, dass vor 8 Ma sehr rasche Exhumation (0.9 mm/a, Kap. 7.7.3) im westlichen Subandin einsetzte. Dies erfordert, dass die Alter der lithofaziellen Tertiär-Formationen im Subandin nach Westen zunehmen.

9.3.3 Modelle der tektonischen Entwicklung

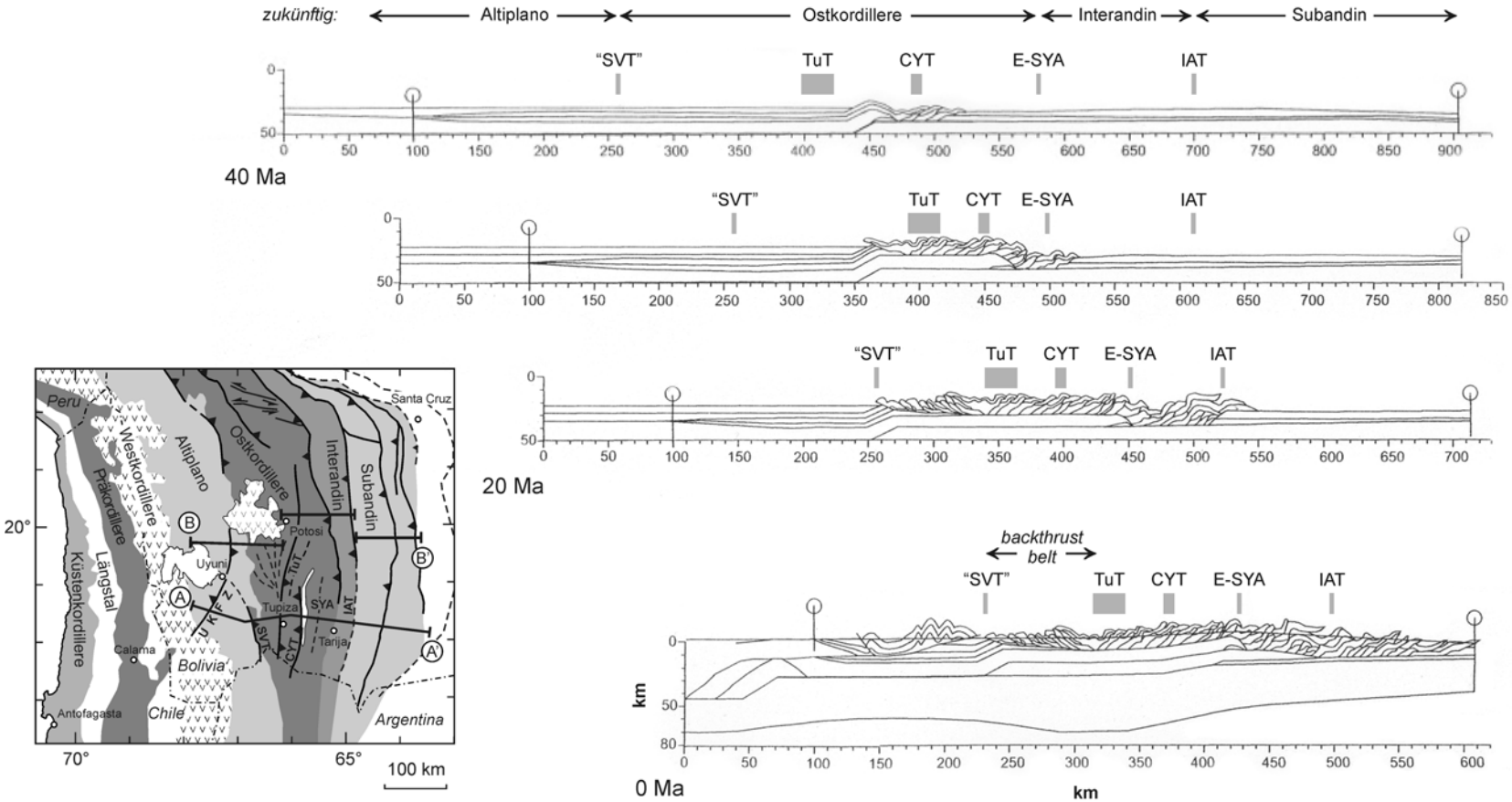
Innerhalb des Plateaus dominieren bivergente Überschiebungssysteme und die publizierten Deformationsalter zeigen wie auch die Exhumationsentwicklung (Abb. 9.2) keine bevorzugte Propagationsrichtung (Müller et al., 2002; Elger, 2003). Im Gegensatz dazu ist östlich des Plateaus ein ostvergenter Überschiebungsgürtel über flachen basalen *Décollements* ausgebildet (Dunn et al., 1995; Kley et al., 1996). Das kontinuierliche Propagieren der Exhumationsfront im Vorland-Überschiebungsgürtel nach Osten (Abb. 9.2) korreliert dort deutlich mit der *in sequence*-Deformation. Modelle der Plateau-Entwicklung gehen von zwei unterschiedlichen Phasen der tektonischen Verkürzung aus (Isacks, 1988; Allmendinger and Gubbels, 1996). Ab etwa 28 Ma wurde in der thermisch entfestigten Lithosphäre des oberoligozänen bis rezenten magmatischen Bogens die Kruste homogen im *thick skinned*-Modus deformiert. Um 10 Ma propagierte die Deformation nach Osten, wo in einem Überschiebungsgürtel die Kruste des Vorlandes im *thin skinned*-Modus verkürzt wurde. Die Unterschiebung der rigiden Lithosphäre des Brasilianischen Schildes führte in der duktilen Unterkruste des Plateaus zur weiteren Krustenverdickung. Andere Profile, in denen ostvergente Überschiebungssysteme dominieren (Schmitz, 1994; Baby et al., 1997; McQuarrie, 2002), legen nahe, dass die Deformation auch innerhalb des Plateaus hauptsächlich von West nach Ost propagierte.

Aus der tertiären Sedimentationsentwicklung schlussfolgerten Horton and DeCelles (1997), Horton et al., (2001a; 2001b) und DeCelles and Horton (2003) die kontinuierliche Migration eines Vorlandbecken-Systems von West nach Ost. Die Deformationsfront propagierte demzufolge seit dem Paläozän von der Westkordillere insgesamt ostwärts bis zur ihrer heutigen Lage im östlichen Chaco-Vorlandbecken (DeCelles and Horton 2003). Nach diesem Modell lag die orogene Front im Obereozän in der zentralen Ostkordillere. Im Zeitraum von Obereozän bis Untermiozän migrierte die Vortiefe durch den Bereich der Camargo-Synklinale. Eine Lage in *wedge-top*-Position ist in den Vorlandsedimenten der Fm. Camargo nicht dokumentiert (DeCelles and Horton, 2003). Auch in den Spaltspurdaten deutet sich ein E-gerichtetes Propagieren der Deformation seit dem Obereozän an. Um 30 Ma griff die Deformation aber weit nach Osten in das Camargo-Vorlandbecken vor, als das Sama-Yunchará-Antiklinorium östlich der Camargo-Synklinale gehoben und denudiert wurde. Das würde bedeuten, dass die Fm. Camargo bereits im mittleren Oligozän in *wedge-top*-Position abgelagert wurde. Die zu erwartenden Sedimentstrukturen, wie progressive Diskordanzen und Schüttungsrichtungen aus Westen und Osten, könnten in randlichen Bereichen des Camargo-Beckens vorhanden gewesen sein, die später erodiert wurden.

In dem Modell von McQuarrie (2002) war die oberkrustale Deformation kinematisch an zwei großmaßstäbliche ostvergente Überschiebungen (*megathrusts*) gekoppelt, die das Basement bis in die Tiefe des spröd/duktil-Überganges involvieren und die über mehrere Hundert Kilometer horizontal verlaufen. Dieses Modell wurde aus zwei bilanzierten Profilen vom Altiplano bis ins Subandin bei 20°S und 18°S abgeleitet und versuchte, die signifikanten Stufen im Strukturniveau, die zwischen dem Altiplano und dem Ostkordilleren/Interandin-System einerseits und zwischen Interandin und Subandin andererseits bestehen, durch die Propagation von zwei Basement-*megathrusts* zu erklären, die nacheinander aktiv waren (Abb. 9.3). Der erste *megathrust* im Profil bei 20°S erstreckte sich von der Westkordillere bis in die zentrale Ostkordillere. Etwa im Bereich zwischen Tupiza und der Camargo-Yavi-Störung stieg er an einer 10 km hohen Rampe an und initiierte im Obereozän mit E-gerichteten Überschiebungen die Deformation der Ostkordillere. Die Deformation propagierte dann annähernd symmetrisch nach Osten und Westen, da an der Front des Basement-*thrust sheets* der Versatz aufgeteilt wurde. Eine Propagation ist in den Spaltspurdaten jedoch nur zwischen 40 Ma und 30 Ma zu erkennen. Die Ausweitung der Exhumation um 30 Ma betraf aber die gesamte Ostkordillere etwa gleichzeitig von der San Vicente Überschiebung (entspricht etwa der westlichen Front des *backthrust belt*) bis zum Sama-Yunchará-Antiklinorium an der Grenze zum Interandin (Abb. 9.3). Durch kontinuierlichen Versatz des *megathrust* müssten diese frontalen Bereiche hingegen zuletzt deformiert worden sein. Gemäß dem *megathrust*-Modell wurde der Altiplano zwischen 40 und 20 Ma als *piggyback*-Becken nach Osten transferiert und intern nicht deformiert. Diese Entwicklung ist nicht mit der Exhumation und der Aktivität eines bivergenten Überschiebungssystems im zentralen Altiplano (Elger; 2003) ab dem Oberoligozän zu vereinbaren.

9.3.4 Verkürzungsraten

Neogene Verkürzungsraten wurden von Hindle et al. (2002) für die zentralen Anden geschätzt und mit den geodätisch bestimmten rezenten Versätzen des Orogen relativ zum stabilen südamerikanischen Kontinent verglichen. Die Verkürzungsrate wurde in den Zeitspannen 25-10 Ma und 10 Ma-rezent gemittelt. Ein Anstieg um fast das Doppelte ergibt sich zwischen den beiden Mittelwerten von 5-8 mm/a (25-10 Ma) und 10-15 mm/a (seit 10 Ma). Mit den Daten zur Exhumationsentwicklung und den erst kürzlich publizierten bilanzierten Profilen von Müller et al. (2002) und Elger (2003) können die Verkürzungsraten bei 21°S neu abgeschätzt werden.



A-A': Profil nach Elger (2003), Müller et al. (2002), Kley (1996) und Dunn et al. (1995).

B-B': Profil von McQuarrie (2002)

Abb. 9.3: Schrittweise Restauration eines Profils bei 20°S von McQuarrie (2002), das die Strukturen an die Entwicklung zweier *megathrusts* koppelt. Die Karte zeigt die Lage des Profils (Abkürzungen wie in Abb. 3.1). In das Profil von McQuarrie sind einige der Hauptstrukturen des südlich gelegenen Profils bei 21°S in ihrer ungefähren Lage projiziert, wobei insbesondere die Fortsetzung der San Vicente-Überschiebung unklar ist.

Es wurde gezeigt, dass in den meisten Fällen das Einsetzen der Exhumation und der daraus geschlossenen tektonischen Verkürzung bestimmt werden konnte (Kap. 7.4.2, 7.5.2 und 7.6.4). Zwischen 40 Ma und 30 Ma war die Exhumation auf die zentrale Ostkordillere beschränkt. Welcher Anteil der Verkürzung der zentralen Ostkordillere (etwa 38 km, Abb. A4, Anhang) in diesem Zeitraum stattfand, ist nicht zu bestimmen. Er war aber vermutlich gering, wie die sehr niedrige Exhumationsrate im Hangenden der CYT (Abb. 7.20, Kap. 7.5.1) exemplarisch andeutet. Die Ausweitung der Exhumation um 30 Ma wird daher als Beginn der andinen Hauptverkürzung interpretiert und diese in den Zeitintervallen 30-10 Ma und 10 Ma-rezent gemittelt. Nach den Spaltspurdaten ist die Verkürzung im Vorland-Überschiebungsgürtel teilweise älter als 10 Ma. Der Versatz auf der interandinen Hauptüberschiebung (IAT) fand ab etwa 30 Ma (Kap. 7.6.4) und hauptsächlich vor 10 Ma statt (Kap. 7.7.4). Alle Spaltspurproben im Hangenden von Störungen, die in der subandinen Hauptüberschiebung (SAT) münden, wurden nach 10 Ma exhumiert (Kap.7.7.4), wonach der Versatz an der SAT jünger als 10 Ma sein sollte.

Die publizierten Verkürzungsbeträge im Profil bei 21°S sind in Abb. A4 (Anhang) dargestellt. Unsicher ist der prä-andine Anteil an der Verkürzung der Ostkordillere. Die Rückformung der sicher erst im Neogen aktiven Haupt-Überschiebungen (zwischen SVT und CYT) ergab 50 km, und stellt eine minimale Abschätzung der andinen Verkürzung dar (Kley et al., 1997). Die damit nicht erfasste paläogene Verkürzung lag nach Kley et al. (1997) wahrscheinlich zwischen 5 und 30 km. In der Bilanzierung von Müller et al. (2002) wurden alle Strukturen rückgeformt, und eine Verkürzung von 85 km (zwischen SVT und CYT) ermittelt. Dieser Wert kann als maximale Abschätzung der andinen Verkürzung gelten, wobei der prä-andine Anteil vermutlich gering ist (Müller et al., 2002). Aus den Verkürzungsbeträgen (Abb. A4, Anhang) ergibt sich für den Zeitraum 30-10 Ma im Plateau (westlicher Altiplano bis Ostkordillere/Interandin) eine mittlere Verkürzungsrate von 8.1-9.6 mm/a. Diese Abschätzung stellt einen Maximalwert dar, da die Verkürzung zwischen 40 und 30 Ma in der zentralen Ostkordillere einbezogen ist, und die Deformation im Interandin teilweise auch jünger als 10 Ma sein kann. Zwischen 10 Ma und heute wurde das Subandin im Mittel mit einer etwas höheren mittleren Rate von 10.6 mm/a verkürzt. Für das Profil bei 21°S ergibt sich demnach ein moderater Anstieg der Verkürzungsrate bei 10 Ma.

9.4 Exhumationsraten

Thermochronologische Daten liefern zunächst Abkühlungsraten, z.B. die Zeit zwischen dem Passieren der Schließungstemperatur und der Oberflächentemperatur oder zwischen dem Unterschreiten der Schließungstemperaturen verschiedener Isotopen-Systeme in derselben Probe, z.B. K/Ar, Zirkon- und Apatit-Spaltspursystem. Aus Spaltspurlängen-Daten in Apatit können Abkühlungsraten bestimmt werden, da jede Spaltspur zu einer unterschiedlichen Zeit entsteht und unter Temperaturen der partiellen Verheilung progressiv verkürzt wird. Das erlaubt den Vergleich mit Vorwärtsmodellen der thermischen Geschichte (Kap. 5.6). In einem ungestörten Höhenprofil zeigt die Zunahme der Abkühlungsalter mit der Höhe eine scheinbare Exhumationsrate an.

Abkühlungsraten können unter der Annahme eines konstanten geothermischen Gradienten und der horizontalen Lage der Isothermen in Exhumationsraten übertragen werden. Diese Annahmen schließen u.a. folgende Probleme ein:

- Der paläogeothermische Gradient kann meist nur mit großer Unsicherheit abgeschätzt werden und variiert mit der Wärmeleitfähigkeit der erodierten Gesteine.

- Durch Exhumation wird Wärme advektiv nach oben transportiert, und die Isothermen werden angehoben (Brown and Summerfield, 1997; Moore and England, 2001). Mit steigender Denudationsrate dominiert die Wärme-Advektion gegenüber der thermischen Diffusionsgeschwindigkeit, die die Wiederentspannung des advektiv gestörten Temperaturfeldes kontrolliert.
- Hohes topographisches Relief verformt die Isothermen (Mancktelow and Grasemann, 1997; Safran, 2003). Da gerade Profile mit hohem Relief zur Bestimmung von Exhumationsraten aus dem Alters/Höhen-Gradient geeignet sind, ist eine horizontale Lage der Isothermen oft nicht gegeben.

Die ermittelten Exhumationsraten sind in Abb. 9.2 dargestellt, und die zur **Bestimmung** gemachten Annahmen (geothermischer Gradient, Beginn und Ende der Exhumation u.a.) sind für die jeweiligen Lokalitäten in Kap. 7 erläutert. Die Exhumationsraten wurden meist aus den modellierten Abkühlungspfaden (mit der besten Anpassung an die Daten) innerhalb der partiellen Verheilungszone (>60°C) ermittelt. Der breite Lösungsraum akzeptabler Anpassungen zeigt, dass beträchtliche Änderungen der Abkühlungs- bzw. Exhumationsrate möglich, aber durch die Daten nicht auflösbar sind. Für die detritischen Apatite aus der Westkordillere und für das Hangende der San Vicente-Überschiebung wurden Exhumationsraten zwischen dem Unterschreiten der Temperatur der vollständigen Verheilung und der Oberflächentemperatur abgeschätzt. Aufgrund des geringen Reliefs und der Deformation seit dem Passieren der Schließungstemperatur sind im Arbeitsgebiet keine geeigneten Höhenprofile zur Bestimmung von Exhumationsraten gegeben. In der restaurierten Situation des Sama-Yunchará-Antiklinoriums kann der Gradient der scheinbaren Alter mit der Tiefenlage als Exhumationsrate interpretiert werden (Abb. 7.24 B, Kap. 7.6.2). Er beträgt in der Westflanke 0.21 mm/a und in der Ostflanke 0.15 mm/a. Aus den Modellierungen der Proben aus dem Sama-Antiklinorium ergeben sich ähnliche Exhumationsraten von 0.1 mm/a für den Zeitraum 37-28 Ma und 0.2-0.3 mm/a für den Zeitraum 28-18 Ma (Kap. 7.6.5).

Die für den Zeitraum Oligozän bis Untermiozän bestimmten scheinbaren mittleren Exhumationsraten innerhalb des **Plateaus** sind insgesamt niedrig. Sie liegen zwischen 0.1 und 0.3 mm/a. Eine Ausnahme stellen die detritischen Apatite der Probe ED19 aus dem westlichen Altiplano dar, die eine höhere Exhumationsrate von 0.7 mm/a in den Liefergebieten des westlichen Altiplano oder der Westkordillere andeutet (Kap. 7.3.2 und Tab. 7.5). Die Proben, an denen die Exhumationsraten aus den modellierten Abkühlungsraten oberhalb von 60°C bestimmt wurden, kühlten vor ungefähr 18 Ma unter 60°C ab, d.h. die Exhumationsraten gelten für den Zeitraum vom Abkühlungsbeginn bis 18 Ma. Die Exhumationsraten innerhalb des Plateaus nach 18 Ma können nur grob abgeschätzt werden. Im zentralen Altiplano endete die Deformation und Exhumation vor 11-7 Ma. Auch in der Ostkordillere fand seit der obermiozänen Einebnung (13-9 Ma; Gubbels et al., 1993) keine signifikante Erosion mehr statt. Bei einer Oberflächentemperatur von 15°C kühlten die Proben demnach im Zeitraum 18-10 Ma um 45°C ab, was bei einem geothermischen Gradienten von 25 ± 5 °C/km mittleren Exhumationsraten von 0.18-0.28 mm/a entspricht, vergleichbar den Raten vor 18 Ma. Somit dokumentieren die Spaltspurdaten innerhalb des Plateaus bei 21°S keine signifikanten Änderungen der Exhumationsraten, sondern sprechen für relativ konstante Erosionsraten um 0.2 mm/a zwischen 30 Ma und 10 Ma. Das einzige Abkühlalter innerhalb des Plateaus, das Information über den mittel- bis obermiozänen Zeitraum enthält, ist die tertiäre Probe AP85 aus dem zentralen Altiplano. Deren hohe Exhumationsrate von 0.6 mm/a im Zeitraum 18-10 Ma könnte durch die leichtere Erodierbarkeit tertiärer Sedimente bedingt sein. Das wird auch dadurch angezeigt, dass in demselben Zeitraum die paläozoischen Gesteine in der UKFZ nur um 1-2 km exhumiert wurden (Kap. 7.3.4).

Im **Vorland-Überschiebungsgürtel** deutet sich ein Anstieg der Exhumationsraten während des Obermiozäns an, der allerdings durch nur drei Daten schwach belegt ist. Das zentrale Interandin wurde zwischen 18 Ma und 9 Ma mit einer mittleren Rate von 0.4 mm/a exhumiert, die Rio Salado-Antiklinale im westlichen Subandin zwischen 8 Ma und 4 Ma mit 0.9 mm/a und die östlichste Antiklinale (Aguarague) wahrscheinlich im Pliozän mit noch höherer Rate (Kap. 7.7.3). Da die Erosion an Überschiebungen lokalisiert war, könnte die Zunahme der Exhumationsrate durch eine Beschleunigung der tektonischen Verkürzung bedingt worden sein. Ein Anstieg der Verkürzungsraten um 10 Ma ist in den gesamten zentralen Anden zu beobachten (Hindle et al., 2002; siehe auch Kap. 9.3.4).

Die Exhumationsraten wurde unter der Annahme berechnet, dass der geothermische Gradient während der Exhumation konstant geblieben ist, d.h. der Effekt der **Wärme-Advektion** wurde nicht berücksichtigt. Die advektive Störung des Temperaturfeldes ist vor allem von der Denudationsrate und der Gesamtdenudation abhängig (Brown and Summerfield, 1997). Die scheinbaren Exhumationsraten waren im Arbeitsgebiet mit 0.1-0.3 mm/a überwiegend gering und die Gesamtdenudation hat 5 km kaum überschritten. Die meisten Exhumationsraten wurden aus den modellierten Abkühlungspfaden durch den Temperaturintervall der PAZ (T_A bis 60°C) berechnet, was einer Exhumation von nur 2-4 km entspricht. Brown and Summerfield (1997) quantifizierten den transienten Effekt der Wärme-Advektion im Verlauf der Denudation. Bei einer Exhumation um 2.5-5 km und einer scheinbaren Exhumationsrate von 0.3 mm/a (ohne Advektion) beträgt demzufolge die tatsächliche Denudationsrate 0.24-0.26 mm/a (mit Advektion), ist also 17% niedriger als die scheinbare Rate. Dies entspricht dem Fehler von 5°C/km in der Annahme eines initialen Gradienten von 25 °C/km. Daher kann der Effekt der Advektion innerhalb der Unsicherheit über den initialen geothermischen Gradienten nicht aufgelöst werden. Für die höheren Exhumationsraten sind entsprechend korrigierte Werte in Abb. 9.2 angegeben.

Im Arbeitsgebiet gibt es deutliche Indizien für geringe **Erosionsraten** seit dem mittleren Miozän. Im nordwestlichen Teil der Ostkordillere überlagern Vulkankomplexe mit K/Ar-Altern von 17-13 Ma (Grant et al., 1979; Abb. 7.13) die Deformationsstrukturen und sind kaum erodiert worden. Die jüngeren Einheiten der intramontanen Becken der zentralen Ostkordillere sind nur schwach deformiert (vgl. Abb. 7.18). In der obermiozänen Verebnungsphase (13-9 Ma; Gubbels et al., 1993) wurde das Relief ausgeglichen (*cut-and-fill*), aber wenig erodiert. Im Altiplano-Becken wurden nach etwa 7 Ma nur wenige 100 m mächtige Sedimente abgelagert. An der Plateau-Westflanke wurde aus dem Ende der supergenen Anreicherung der *porphyry-copper* Lagerstätten in der chilenischen Präkordillere auf eine Abnahme der langfristigen Erosionsraten um 15 Ma geschlossen (Alpers and Brimhall, 1988; Sillitoe and McKee, 1996). Die Ursache für die Aridisierung der Atacama-Region sahen diese Autoren in einer Kombination aus globalen Klimaveränderungen und einem orographischen Regenschatten durch Oberflächenhebung des Plateaus.

9.5 Entwicklung der Paläohöhe

Die Exhumationsgeschichte kann als Indikator der Paläohöhe nur in Verbindung mit anderen Daten interpretiert werden. Ein Anstieg der Erosionsrate impliziert eine Zunahme des Gefälles im Entwässerungssystem und somit den Anstieg der mittleren Höhe über NN. Erosionsraten hängen aber auch auf komplexe Weise von klimatischen Faktoren ab, z.B. von der Vegetation (Ritter, 1988). Inwieweit Erosionsraten maßgeblich durch Änderungen des Reliefs oder des Klimas gesteuert werden, ist Gegenstand der Diskussion (siehe Molnar and England, 1990). So kann eine klimatisch bedingte Abnahme der Erosionsraten zu

Oberflächenhebung führen, wenn die Exhumation infolge abnehmender Niederschläge die anhaltende tektonische Hebung nicht mehr kompensieren kann.

Die marinen Ingressionen während der Ablagerung der Fm. El Molino (73-60 Ma) im Altiplano und in der Ostkordillere stellen im Altiplano-Puna-Plateau den jüngsten Beleg für eine Paläohöhe auf Meeresspiegelniveau dar. Eine mittlere Höhe nahe dem Meeresspiegel bestand vermutlich bis zur Inversion des kretazischen Postrift-Beckens mit der beginnenden Exhumation der zentralen Ostkordillere im Obereozän (ca. 42 Ma). Die Ausweitung der Exhumation im mittleren Oligozän (ca. 32 Ma) war sicherlich mit einer Oberflächenhebung in der West- und in der Ostkordillere gegenüber dem Altiplano-Becken und dem damaligen östlichen Vorland verbunden. Vor 28-24 Ma stieg die mittlere Sedimentationsrate im Altiplano an (Silva, in prep), was vermutlich weniger durch erhöhte Subsidenz als vielmehr durch die Hebung der Beckenränder bedingt war. Aus Exhumationsdaten alleine kann der Anstieg der Oberfläche nicht quantifiziert werden. Zur Anwendung der *back-stacking*-Methode (Brown, 1991) sind unabhängige Informationen u.a. über die Paläohöhe vor und nach dem Exhumationsereignis nötig. Gesichert ist aber nur das Meeresspiegelniveau am Beginn des Tertiärs, rund 30 Ma vor dem Beginn der Exhumation, und die heutige Höhe, 10 Ma nach der Exhumation. Es müssten demnach Abschätzungen der Paläohöhe für 30 Ma und 10 Ma verwendet werden (siehe unten), was einen Zirkelschluss darstellte. Für den Zeitraum 30-10 Ma ist aus den Spaltspurdaten dieser Arbeit kein signifikanter Anstieg der Exhumationsraten zu beobachten (Kap. 9.4). Konstante Erosionsraten lassen zunächst auf gleichbleibende Reliefenergie und damit ein Gleichgewicht zwischen Hebung von Gesteinen und Erosion schließen, wenn klimatische und gesteinsspezifische Faktoren unverändert bleiben. Möglich ist jedoch auch, dass sich die gleichzeitigen Änderungen zweier Variablen mit entgegengesetzter Wirkung, z.B. sinkende Niederschlagsraten bei zunehmender tektonischer Hebung, gegenseitig kompensierten.

Eine grobe Abschätzung der Entwicklung der Paläohöhe während der Exhumierung im Zeitraum 40-10 Ma ergibt sich aus der Krustenverdickung durch tektonische Verkürzung und Sedimentation einerseits und der Exhumation im Bereich des Plateaus andererseits. Die tektonische Verkürzung bis etwa 10 Ma setzt sich nach publizierten Bilanzierungen bei 21°S zusammen aus: 2.5 km Verkürzung an der Westflanke des Plateaus (Victor, 2000), 20 km im westlichen Altiplano (nach Schätzungen aus seismischen und gravimetrischen Daten) und 40 km im zentralen und östlichen Altiplano (Elger, 2003), sowie 95 km in der Ostkordillere (Müller et al., 2002). Für eine initiale Krustenmächtigkeit von 38 km ergibt sich eine tektonische Krustenverdickung um 12.3 km auf 50.3 km im Zeitraum 40-10 Ma. Die Erosions- und Sedimentationsbilanz für das Tertiär (Kap. 9.7) deutet an, dass die Kruste des Plateaus im Tertiär schätzungsweise um 0.8 km durch Erosion ausgedünnt wurde. Wird die resultierende Krustenverdickung von 11.5 km vereinfachend als gleichmäßig über den Plateaubereich verteilt angenommen, führte sie bei Airy-Isostasie zu einer Oberflächenhebung um 1917 m (1/6tel der Krustenverdickung). Dies bedeutete eine Paläohöhe des Plateaus von 52% der heutigen mittleren Höhe (3700 m NN) gegen Ende der Deformation vor 10 Ma, was in etwa mit publizierten Paläohöhendaten übereinstimmt (Gregory-Wodzicki, 2000; siehe unten). In dieser stark vereinfachenden Abschätzung sind weitere mögliche Prozesse der Krustenverdickung (Kap. 1.2), die thermale Hebung (Kap. 9.8) u.a. nicht berücksichtigt.

Für die Ostkordillere mit einer Breite von 170 km und einer tektonischen Verkürzung von 95 km (Müller et al., 2002; Abb. A4, Anhang) ergibt sich unter der Annahme einer durchschnittlichen Gesamtdenudation um 4.5 km (siehe Kap. 9.2) entsprechend eine Oberflächenhebung um 2810 m bis etwa 10 Ma. Die Denudation der Ostkordillere ist nur für die Lokalitäten der Spaltspurdaten bestimmt, und der Wert für die Gesamtdenudation ist daher mit einem großen Fehler behaftet. Da mit den Spaltspurdaten in den meisten Fällen der Exhumationsbeginn erfasst werden konnte (Kap. 7.4.2, 7.5.2 und 7.6.4), und die Proben vor-

wiegend aus dem tieferen Strukturniveau stammen, ist eine höhere als die dokumentierte Denudation unwahrscheinlich. Die minimale Denudation lässt sich aus den bilanzierten Profilen als die erodierte Fläche unterhalb des Bezugsniveaus der Oberkreide/Tertiär-Basis ermitteln (Kap. 9.7). Demnach wurde eine Fläche von 144-417 km^2 erodiert (nach Abzug der Dichte-korrigierten sedimentierten Fläche; siehe Kap. 9.7), was einer durchschnittlichen Denudation um nur 0.85-2.45 km entspricht. Für diese geringere Gesamtdenudation ergibt sich entsprechend eine stärkere Oberflächenhebung um 3418-3152 m, wodurch die Ostkordillere vor 10 Ma bereits fast ihre heutige mittlere Höhe von 3500 m NN (Kennan et al., 1997) erreicht hätte. Die Flächenbilanz von tektonischer Krustenverdickung und Netto-Denudation deutet jedenfalls an, dass gegen Ende der oberkrustalen Deformation um 10 Ma die mittlere Höhe der Ostkordillere bei mindestens 2800 m NN (80%) gelegen hatte.

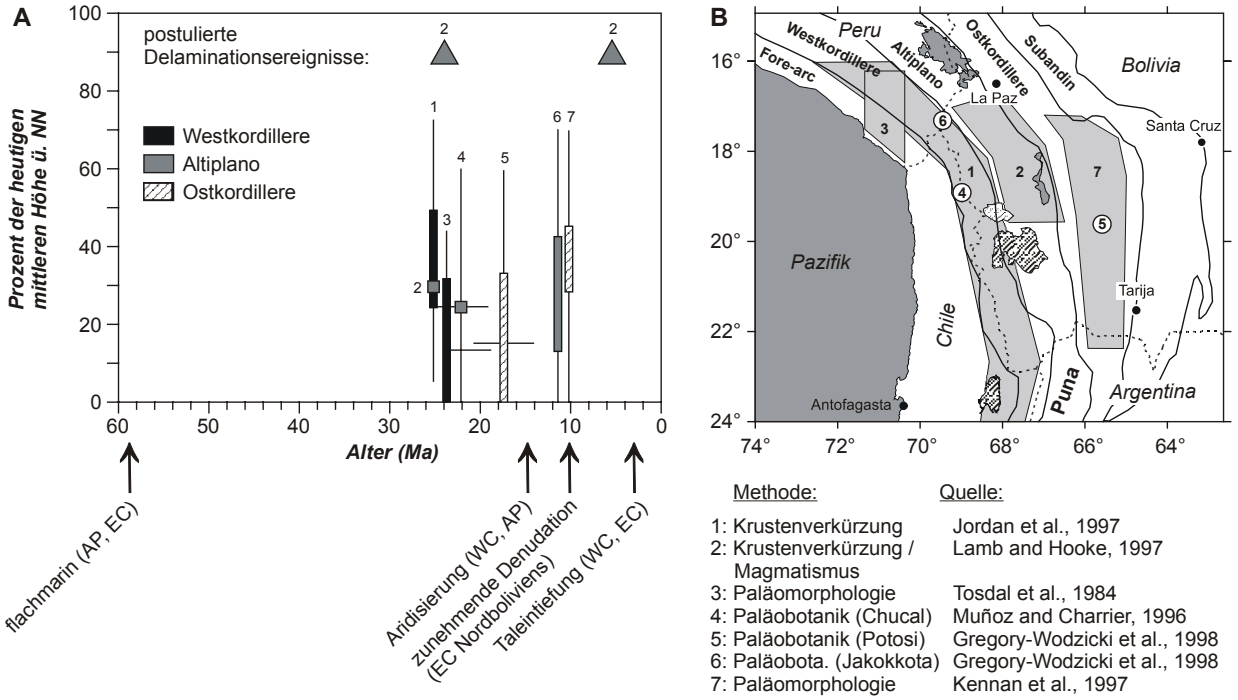


Abb. 9.4: Die wichtigsten Bestimmungen der Paläohöhe (A) für die zentralen Anden zwischen 15 und 24°S nach der Kompilation von Gregory-Wodzicki (2000) und die Lokalitäten der Untersuchungen (B). Die Nummern beziehen sich auf die Quellenangaben. WC: Westkordillere, AP: Altiplano-Puna, EC: Ostkordillere.

Bestehende Abschätzungen der Paläohöhen-Entwicklung der zentralen Anden wurden von Gregory-Wodzicki (2000) kompiliert und evaluiert (Abb. 9.4). Nach diesen Daten ergibt sich für das Altiplano-Puna-Plateau zwischen 15°S und 24°S, dass nach der Krustenverdickung der incaischen Phase im Eozän die Westflanke des Plateaus (Prä- und Westkordillere) bis 25 Ma 25-50% ihrer heutigen Höhe erreicht hatte (Jordan et al., 1997). Allerdings deuten eine oberoligo-/untermiozäne Erosionsfläche und assoziierte flachmarine Sedimente im Längstal eine Paläohöhe der Westkordillere von weniger als 1000 m an (Tosdal et al., 1984). Altiplano und Ostkordillere hatten im Untermiozän wahrscheinlich weniger als 30% ihrer heutigen Höhe erreicht und um 10 Ma nicht mehr als die Hälfte der rezenten mittleren Höhe über NN (Gregory-Wodzicki, 2000). Die Hebung durch isostatischen Ausgleich von erodiertem Material (vgl. Kap. 1.5) liegt wahrscheinlich nur im Bereich von 100-200 m, da die Lokalitäten der Bestimmungen alle

südlich von 18°S liegen, wo die Erosion zumindestens seit 10 Ma sehr gering gewesen ist (Gregory-Wodzicki, 2000). Demnach erfolgte die wesentliche Oberflächenhebung des Plateaus um mindestens 2000 m, möglicherweise bis 3500 m (Kennan et al., 1997), erst seit etwa 10 Ma und korreliert mit einem bedeutenden Wandel in den klimatischen und/oder tektonischen Bedingungen. Die Atacama-Region an der Westflanke des Plateaus wurde sehr deutlich trockener und in der Ostkordillere (nördlich von 18°S) stiegen die Denudationsraten an. Diese vermutlich gekoppelten Veränderungen können nach Gregory-Wodzicki (2000) zum einen durch Oberflächenhebung des Plateaus hervorgerufen worden sein, indem ein orographischer Regenschatten die Aridisierung der Westseite und die intensivierte Erosion am Ostrand des Plateaus bewirkte. Zum anderen ist eine klimatisch gesteuerte Kausalkette möglich, in der die weltweite Abkühlung der Ozeane zur Austrocknung der Pazifik-Küstenregion und zu einem erosiveren Klima an der Ostseite der Anden führte.

9.6 Spaltspurdaten in der nordbolivianischen Ostkordillere

Benjamin et al. (1987) bestimmten an Proben aus triassischen Plutonen und angrenzenden ordovizischen Metasedimenten jeweils Zirkon- und Apatit-Spaltspuralter über einen Höhenunterschied von 3500 m entlang des tief eingeschnittenen Zongo-Canyons in der westlichen Ostkordillere Nordboliviens (Abb. 9.5). Die topographisch höchsten Proben (4000-5000 m NN) vom Dachbereich des Huayna Potosi-Plutons weisen mesozoische Zirkon-Abkühlalter (177-63 Ma) auf. Der Interpretation von Benjamin et al. (1987) zufolge lag bei der Platznahme des Huayna Potosi-Plutons (Obertrias) dessen oberer Teil in der Tiefe der partiellen Verheilungszone des Zirkon-Spaltspursystems, und durch partielle Verheilung entstanden unterschiedlich stark reduzierte Mischalter. Unterhalb von 4000 m NN bilden die Zirkon-Abkühlalter von 45-25 Ma einen linearen Alters/Höhen-Gradient, der eine scheinbare Exhumationsrate von 0.15 mm/a anzeigt. Die Apatit-Abkühlalter derselben Proben von 15-5 Ma weisen einen steileren Alters/Höhen-Gradient auf, der einer scheinbaren Exhumationsrate von 0.54 mm/a entspricht. Benjamin et al. (1987) interpretierten Exhumationsraten aus den Alters- und Höhen-Differenzen von Probenpaaren sowie aus den Unterschieden zwischen Zirkon- und Apatit-Altern derselben Probe. Die Darstellung dieser Exhumationsraten gegen die Zeit ergab einen exponentiellen Anstieg der Exhumationsraten seit 40 Ma bis heute von 0.1 bis >0.7 mm/a.

Die Interpretation exponentiell ansteigender Exhumationsraten von Benjamin et al. (1987) wurde vielfach revidiert (Masek et al., 1994; Gregory-Wodzicki, 2000; Kennan, 2000; Moore and England, 2001; Anders et al., 2002). Masek et al. (1994) wiesen darauf hin, dass die aus Apatit-Altern alleine berechneten Exhumationsraten notwendigerweise exponentiell mit der Zeit ansteigen. Die Daten belegen demnach lediglich, dass die Exhumationsrate vor etwa 15 Ma deutlich niedriger war. Unter Einbeziehung der Wärme-Advektion kann den Daten von Benjamin et al. (1987) ein sehr viel geringerer Anstieg der tatsächlichen Exhumationsrate zugrunde gelegen haben, bei einem niedrigen initialen geothermischen Gradienten von 16°C/km sogar eine konstante Exhumationsrate von 0.3 mm/a seit 50 Ma (Moore and England 2001). Nach Modellierungen von Anders et al. (2002) sind sowohl ein stufenartiger Anstieg der Exhumationsrate von etwa 0.1 mm/a auf 0.4 mm/a im Zeitraum 30-15 Ma als auch eine exponentielle Zunahme von 0.1 mm/a auf 0.4-0.8 mm/a seit 50 Ma mit den Abkühlungsaltern von Benjamin et al. (1987) vereinbar. Die Interpretation von Exhumationsraten ist zudem problematisch, da die oberflächennahen Isothermen vom Relief beeinflusst werden (Stüwe et al., 1994) und die heute starke Neigung der mittleren Oberfläche von 4° im Bereich des Profils von Benjamin et al. (1987) schon seit dem Obermiozän bestanden haben könn-

te. Die entsprechend korrigierte Regressionsgerade durch die Apatit-Abkühlalter ergibt eine geringere scheinbare Exhumationsrate von 0.32 mm/a (Anders et al., 2002).

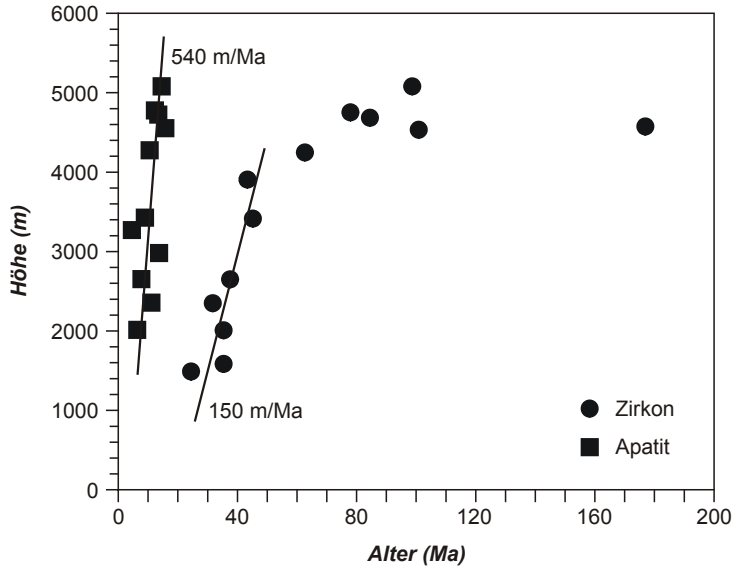


Abb. 9.5: Zirkon- und Apatit-Spaltspuralter von Benjamin et al. (1987) gegen die Höhe der Proben über NN (zur Lokalität der Daten aus der westlichen Ostkordillere in Nordbolivien siehe Abb. 1.3). Die Steigungen der linearen Regressionsgeraden nach Anders et al. (2002) repräsentieren scheinbare Exhumationsraten. Die stark streuenden Zirkon-Abkühlalter (177-63 Ma) oberhalb von 4000 m NN interpretierten Benjamin et al. (1987) als Mischalter, die durch unvollständige Verheilung prä-exhumativer Spaltspuren in der partiellen Verheilungszone des Zirkon-Spaltspursystems entstanden.

9.6.1 Kontraste in der Exhumationsentwicklung beiderseits der Orokline

Die Ostkordillere wurde nördlich der bolivianischen Orokline bei etwa 18°S stärker exhumiert als südlich von 18°S. Dies zeigt z.B. das heute unterschiedliche Anschnittsniveau der Kruste beiderseits der Orokline. In Nordbolivien und Südperu reicht der Metamorphosegrad der ordovizischen Metasedimente bis zur Staurolith-Fazies (McBride et al., 1987), und es sind zahlreiche triassische und tertiäre Plutone aufgeschlossen (McBride et al., 1987; Farrar et al., 1988). In Südbolivien ist das Ordoviz nur niedrig-gradig metamorph überprägt (Kap. 4.1), und vereinzelte Stockintrusionen zeigen ein flaches Krustenniveau an (vgl. Abb. 7.13). Spaltspurdaten belegen, dass dieser Kontrast in der Exhumation während des Tertiärs entstand. Tertiäre Zirkon-Spaltspur- und lokal K/Ar-Abkühlalter nördlich von 18°S (Abb. 1.3) lassen auf Exhumationsbeträge von 8-10 km schließen, während die tertiäre Exhumation im Profil bei 21°S nur 3.5-6 km betragen hat (Kap. 9.2). Entsprechend kontrastieren miozäne Apatit-Spaltspuralter nördlich des Andenknicks mit oligozänen Altern südlich davon (Abb. 1.3).

Daran schließt sich die Frage an, wann die unterschiedliche Exhumierung der Ostkordillere im zentralandinen Plateau nördlich und südlich der Orokline erfolgte, und wodurch sie bewirkt wurde. Zahlreiche Indizien zeigen an, dass die orogenparallele Asymmetrie in den Erosionsraten seit dem mittleren Miozän bestanden hat (Horton, 1999). Nördlich von 18°S waren die Erosionsraten ab 15 Ma hoch (>0.3 mm/a,

Kap. 9.6), während diese südlich von 18°S um 15 Ma abnahmen (Kap. 9.4). In Südbolivien sind Erosionsoberflächen und Sedimente der Verebnungsphase vor 12-9 Ma (Gubbels et al., 1993) erhalten, in Nordbolivien fehlen tertiäre Ablagerungen gänzlich. Die Ergebnisse dieser Arbeit bestätigen den Beginn der kontrastierende Erosionsentwicklung vor 15-10 Ma dadurch, dass sie eine ähnliche Exhumationsgeschichte in Nord- und Südbolivien vor 15 Ma aufzeigen. Die Exhumation begann in beiden Segmenten im Obereozän in der zentralen Ostkordillere, und die Exhumationsraten lagen bis in das mittlere Miozän bei 0.1-0.3 mm/a (Kap. 9.4 und 9.6). Dies zeigt auch der Vergleich der Abkühlungsbeträge. Das Höhenniveau von 3500 m im Profil von Benjamin et al. (1987) lag vor dem Beginn der Exhumation knapp unterhalb der vollständigen Verheilungstemperatur (T_A) des Zirkon-Spaltspursystems und hat ein Zirkon-Alter von 46 Ma (Abb. 9.5). Dieser Punkt kühlte nach der Regressionsgeraden durch die Apatit-Alter um 10 Ma unter die T_A des Apatit-Spaltspursystems ab. Zwischen 46 und 10 Ma betrug die Abkühlung daher in etwa die Temperaturdifferenz zwischen den Schließungstemperaturen des Apatit- und Zirkon-Spaltspursystems. Im Profil bei 21°S kühlten alle Probe in etwa demselben Zeitraum von Temperaturen nahe der T_A des Apatit-Spaltspursystems auf Oberflächentemperatur ab. Da die T_A für Zirkon (250-200°C) etwa doppelt so hoch ist wie für Apatit, waren die Abkühlungsbeträge in Nord- und Südbolivien vor 10 Ma ähnlich. Nach 10 Ma fand im Plateau in Südbolivien praktisch keine flächenhafte Denudation mehr statt, während die Plateau-Ostflanke in Nordbolivien seitdem um 4-8 km, bzw. 2-6 km bezogen auf die maximale Einhüllende des Reliefs denudiert wurde (Masek et al., 1994).

Der Anstieg der Erosionsraten um 15-10 Ma in der nordbolivianischen Ostkordillere impliziert eine Zunahme des Reliefs, und so liegt es nahe, in der Oberflächenhebung die Ursache für verstärkte Erosion zu sehen. Paläohöhendaten, aus denen eine Oberflächenhebung des gesamten zentralandinen Plateaus um etwa 2000 m seit 10 Ma hervorgeht (Abb. 9.4), bestätigen dies. In Südbolivien bewirkte aber gerade diese Phase intensiver Hebung sehr wenig Erosion (Kap. 9.4), so dass Oberflächenhebung als direkte Ursache für den Anstieg von Erosionsraten nicht in Betracht kommt. Masek et al. (1994) und Horton (1999) führten die asymmetrische Erosion beiderseits des Andenknicks auf langfristig unterschiedliche Niederschlagsraten zurück (siehe auch Montgomery et al., 2001). Die heutigen Niederschlagsraten am Ostrand der Anden nördlich der Orokline sind etwa doppelt so hoch wie südlich, bedingt durch eine Klimazonierung des südamerikanischen Kontinents in das niederschlagsreichere Amazonas-Gebiet und den semiariden südlichen Teil des Kontinents. Die heutigen Klimazonen sind vermutlich letztlich in einer Kombination aus breitenabhängiger atmosphärischer Zirkulation und unterschiedlicher Land/Meer-Verteilung begründet (Clapperton, 1993). Dass die höheren Erosionsraten nördlich von 18°S auch langfristig klimatisch bedingt gewesen sind, zeigten Masek et al. (1994) an der Physiographie des Plateaurandes. Nördlich von 18°S ist der Plateaurand wesentlich steiler (ca. 4°) als im Süden (ca. 2°) und liegt etwa 25 km hinter der strukturellen Front des Plateaus (*Main Andean Thrust*, MAT), die der Grenze Ostkordillere/Interandin entspricht. Südlich von 18°S hingegen stimmen physiographischer und struktureller Rand des Plateaus räumlich überein (Ostflanke des Sama-Yunchará-Antiklinoriums).

Die Abnahme der Erosionsraten in Südbolivien um 15-10 Ma kann zum einen durch einen klimatischen Wechsel hin zu niederschlagsärmeren semiariden Verhältnissen ähnlich den heutigen bewirkt worden sein. Zum anderen ist ein orographischer Regenschatten als Ursache möglich. Der Ostrand des Plateaus könnte eine ausreichende Höhe von 2000 m NN (siehe Zitate in Gregory-Wodzicki, 2000) erreicht haben, wodurch die Niederschläge effektiv abgehalten wurden. Aus der Rekonstruktion der Paläoverebnungsmorphologie, die vor 13-9 Ma entstand (Gubbels et al., 1993), geht allerdings eine geringere Höhe zu dieser Zeit hervor (Kennan et al.,1997; Kennan, 2000). Kennan et al. (1997) schlossen aus dem heutigen Gefälle des miozänen Entwässerungssystems von 0.8-0.4%, dass die westlichsten Reste der Paläovereb-

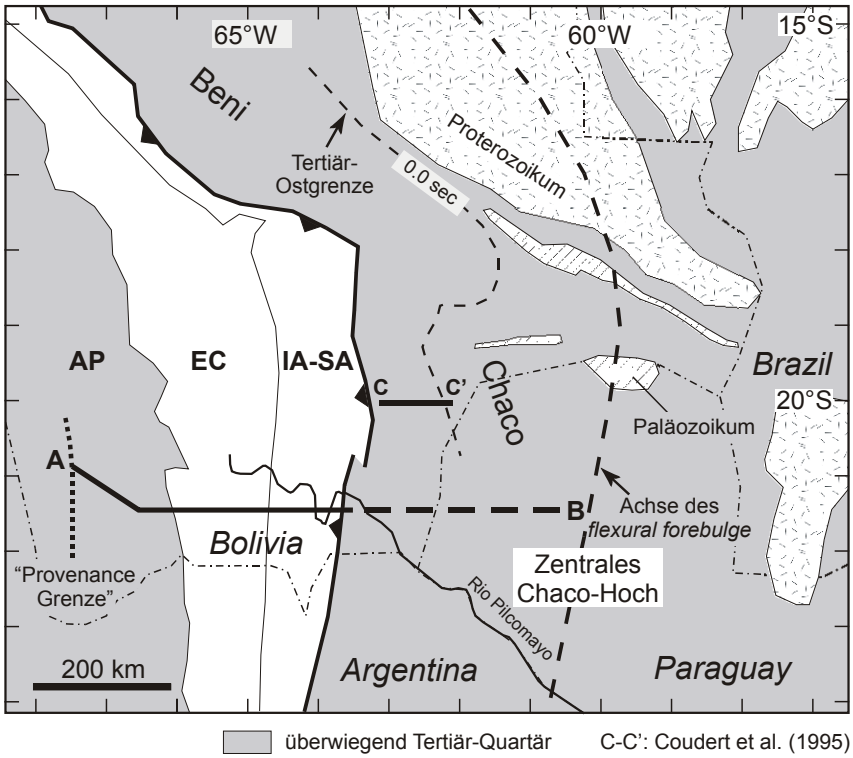
nungsfläche in der Ostkordillere, die heute in 3500 m NN liegen, im Obermiozän nur eine Höhe von 1000-1500 m NN hatten. Möglich ist jedoch auch, dass die Unterschiebung des Brasilianischen Schildes seit etwa 10 Ma eine ehemals stärker geneigte Fläche im Osten angehoben und ihre flachere heutige Neigung bewirkt hat (Gregory-Wodzicki, 2000).

Den möglichen Einfluss des N/S-Kontrastes der Niederschlags- bzw. Erosionsraten auf die Deformationsentwicklung seit 15-10 Ma verfolgte Horton (1999). Die rezenten Versatzraten aus GPS-Messungen nehmen nördlich von 18°S von der Ostkordillere bis in das Vorland kontinuierlich ab, was interne Deformation anzeigt. Dies könnte dadurch bedingt sein, dass der kritische Zuschnittswinkel des orogenen Keils (z.B. Davis et al., 1983) infolge Erosion unterschritten ist. Auch während der Deformation des Subandins seit 10 Ma waren einige Strukturen zeitweise *out of-sequence* aktiv, wie der MAT an der Grenze zur Ostkordillere und Überschiebungen beiderseits des *piggyback*-Becken des Alto Beni (Baby et al., 1995; Roeder and Chamberlain, 1995). Gleichmäßige GPS-Geschwindigkeiten und eine stufenartige Abnahme an der Front des Überschiebungsgürtels südlich von 18°S hingegen entsprechen der frontalen Akkretion in einem Keil mit kritischem Zuschnitt. Die Deformation des Subandins erfolgte hier vorwiegend *in sequence* (Dunn et al., 1995).

9.7 Erosions- und Sedimentationsbilanz im Tertiär

Ein Ergebnis dieser Arbeit ist, dass die dokumentierte Versenkungstiefe der Proben an einigen Stellen nicht ausreicht, um die durch die thermochronologischen Daten angezeigten Temperaturen – unter der Annahme geothermischer Gradienten von 20-30°C/km – zu erzielen (Kap. 7.3.3, 7.4.2 und 7.6.6). Da die stratigraphischen Positionen der Proben unterhalb der Oberkreide-Diskordanz in etwa abgeschätzt werden kann, kommt zur Erklärung des Temperatur-Defizits vor allem die Überlagerung durch tertiäre Sedimente in Frage. Diese nicht dokumentierten Tertiär-Mächtigkeiten können prinzipiell vorhanden gewesen sein und mit dem Fortschreiten der Deformation wiederholt umgelagert worden sein. Tertiäre Sedimente sind heute hauptsächlich im Altiplano und im Chaco-Vorlandbecken erhalten. In diesen Becken ist das Material enthalten, das im Tertiär von den Anden erodiert, bzw. umgelagert wurde, neben dem Anteil, der über das Entwässerungssystem des Rio Pilcomayo in die Becken von Paraguay, Argentinien und in den Südatlantik transportiert wurde. In den bilanzierten Profilen der in Tab. A5 (Anhang) genannten Autoren bei 21°S wurden die Querschnittsfläche des erodierten Materials unterhalb der Tertiärbasis (dem Bezugsniveau der Restaurationen) und die Querschnittsfläche der erhaltenen tertiären Sedimente oberhalb bestimmt (Abb. 9.6 und Tab. A5, Anhang). Die westliche Grenze des Profils wurde im Zentrum des Altiplano-Beckens gezogen. Zwischen Santa Ines und San Cristobal (Abb. 7.5) besteht in der oberoligo-/miozänen Fm. San Vicente eine deutliche Provenance-Grenze zwischen einem Liefergebiet in der Westkordillere und den Liefergebieten im Osten (UKFZ und Ostkordillere; Silva, in prep). Die östliche Begrenzung des Tertiärs im Chaco-Becken kann nur approximiert werden. Die Tertiär-Fläche zwischen der Deformationsfront (Ostgrenze des Profils von Dunn et al., 1995) und der Ostgrenze des Tertiärs wurde zum einen aus dem Profil von Coudert et al. (1995), das auf seismischen Daten beruht, und zum anderen aus der ungefähren Lage des *flexural forebulge* bei 21°S nach Horton and DeCelles (1997) bestimmt (Abb. 9.6).

Eine Fläche von 710-980 km^2 prätertiärer Gesteine wurde erodiert, und eine Fläche von 910-960 km^2 tertiärer Sedimente ist im betrachteten Profilschnitt erhalten. Da angenommen werden kann, dass die



	AP	EC	IA-SA	Chaco	gesamt:
erodiert:	4 km²	171-444 km²	530 km²	0 km²	**705-978 km²**
sedimentiert:	493 km² (402)	33 km² (27)	213 km² (174)	167-223 km² (136-182)	**906-962 km² (738-784 km²)**

Abb. 9.6: Aus bilanzierten Profilen bei 21°S ermittelte Erosions- und Sedimentations-Bilanz für das Tertiär (Details siehe Tab. A5, Anhang). Die angegebenen Flächen von erodiertem bzw. sedimentiertem Material sind die Querschnittsflächen unter- bzw. oberhalb der Tertiär-Basis in den restaurierten Profilen, und wurden zwischen dem zentralen Altiplano-Becken und der Ostgrenze des Tertiärs im Chaco-Vorlandbecken bestimmt. Die sedimentierten Querschnittsflächen sind entsprechend einer 18.5% geringeren Dichte der tertiären Sedimente gegenüber den erodierten paläozoischen Gesteinen korrigiert (Werte in Klammern). Die dünn gestrichelte Linie entspricht der 0-Sekunden Laufzeit-Konturlinie nach seismischen Daten (Zubieta Rosetti et al., 1996) und markiert in etwa die Ostgrenze des Tertiärs. Die dick gestrichelte Linie zeigt die ungefähre heutige Lage der Achse des *flexural forebulge* (nach Horton & DeCelles, 1997).

Erosion größtenteils im Tertiär stattfand, approximieren diese Werte eine Bilanz von Erosion und Sedimentation für das Tertiär. Für eine Massenbilanz muss der Dichteunterschied zwischen den erodierten paläozoischen (Meta-)Sedimenten und den tertiären Ablagerungen berücksichtigt werden. Mittlere Dichtewerte für Quarzite liegen bei 2.7 g/cm^3, für Ton- und Sandsteine bei 2-2.8 g/cm^3 und für unverfestigte Sedimente bei 1.5-2.3 g/cm^3 (Schön, 1996). Nimmt man mittlere Dichten von 2.7 g/cm^3 für paläozoische Gesteine und von 2.2 g/cm^3 für tertiäre Sedimente an, so beträgt die Dichteabnahme 18.5%. Die entsprechend korrigierte Fläche tertiärer Sedimente ist dann 740-780 km^2.

Der Vergleich zeigt, dass die dokumentierte Erosion von 710-980 km^2 nur knapp ausreicht, um das erhaltene Tertiär von 740-780 km^2 zu erklären. Es wäre zu erwarten, dass ein beträchtlicher Teil des erodierten Materials aus dem Chaco-Becken in Richtung Atlantik transportiert wurde. Ein möglicher „Überschuss" an tertiären Ablagerungen kann bedeuten, dass lateraler Sedimenttransport in die Profilebene, Eintrag aus der Westkordillere oder der Region des Brasilianischen Schildes stattgefunden hat. Auch möglich ist, dass in den Profilbilanzierungen paläogene Deformationen und die damit verbundene Erosion nicht erfasst sind. Die relativ hohe Menge an tertiären Sedimenten im System und die Temperatur/Tiefen-Relationen der Spaltspurproben deuten zumindestens in dieselbe Richtung.

Bei den **Bilanzierungen des Krustenquerschnitts** der zentralen Anden (Isacks, 1988; Schmitz, 1994; Lamb and Hoke, 1997; Kley and Monaldi, 1998) wurde die Erosion nicht berücksichtigt. Die tertiären Erosionsbeträge können aus den Spaltspurdaten für das Profil bei 21°S zumindestens grob abgeschätzt werden. Im beprobten Bereich wurde die Ostkordillere im Tertiär um 4-5 km exhumiert, wobei die Mehrzahl der Proben aus dem tieferen Strukturniveau stammt, und die Exhumation im nicht beprobten Bereich möglicherweise geringer war. Im Bereich des westlichen Altiplano oder der Westkordillere dokumentieren die Spaltspurdaten ähnliche Denudationsbeträge wie in der Ostkordillere, wobei die Breite des denudierten Gebietes parallel zum Profil unklar ist und schmal gewesen sein kann, wenn die Exhumation wie im zentralen Altiplano nur an wenigen Störungen lokalisiert war. Der im Plateau verbliebene Anteil des erodierten Materials kann aus dem bilanzierten Profil von Elger (2003) abgeschätzt werden. Die Querschnittsfläche tertiärer Sedimente vom zentralen Altiplano (Santa Ines-Antiklinale) bis zur Ostkordillere beträgt über eine Profillänge von 115 km rund 500 km^2 (Abb. 9.6 und Tab. A5, Anhang), was einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 4.3 km entspricht. Nach Westen nimmt die Tertiär-Mächtigkeit zunächst ab, aber vorläufig interpretierte seismischen Linien bei 20°S deuten wieder höhere Tertiärmächtigkeiten von mindestens 2-4 km im westlichen Altiplano an (Elger, 2003). Vermutlich enthält das gesamte Altiplano-Becken mit einer Breite von etwa 190 km bei 21°S durchschnittlich 4 km tertiäre Sedimente. Demgegenüber wurden die Ostkordillere und vermutlich auch die Westkordillere (170 km bzw. 45 km Breite) im Schnitt um rund 4.5 km denudiert. Nach diesen groben Abschätzungen steht der Querschnittsfläche tertiärer Sedimente des Altiplano von 760 km^2 eine Fläche erodierter Gesteine (paläozoische Sedimentgesteine der Ostkordillere, bzw. Magmatite und Metamorphite der Westkordillere) von 968 km^2 gegenüber. Zum Vergleich ist der sedimentierte Querschnitt um die geringere Dichte des Tertiärs (18.5%, siehe oben) auf 619 km^2 zu korrigieren. Diese sehr vage tertiäre Massenbilanz für das Plateau ist fast ausgeglichen: Die Differenz zwischen erodiertem und sedimentiertem Querschnitt von 348 km^2 über eine Profillänge von 405 km deutet an, dass die tertiäre Krustenausdünnung des Plateaus durch Erosion im Schnitt nur 0.86 km betragen hat.

9.8 Zu den Modellen der Plateaubildung

Das wesentlichste Ergebnis der Spaltspurdaten im Profil bei 21°S ist die gleichzeitige, überwiegend initiale Exhumation über die gesamte Breite des zukünftigen Plateaus während des mittleren Oligozäns (33-27 Ma) im Kontrast zum ostwärtigen Propagieren einer Exhumationsfront an der Ostflanke des Plateaus ab 18 Ma. Die Exhumationsgeschichte bestätigt somit die Modelle einer zweiphasigen Plateaubildung mit verteilter Verkürzung vor etwa 10 Ma und nach Osten propagierender Deformation seit 10 Ma (Isacks, 1988; Allmendinger and Gubbels, 1996; Allmendinger et al., 1997). Das Exhumationsmuster korrespondiert mit der diffusen räumlich-zeitlichen Verteilung der Deformation, die keiner einheitlichen Propagationsrichtung folgte und in den einzelnen Überschiebungssystemen teilweise gleichzeitig aktiv war (Victor,

2000; Müller et al., 2002; Elger, 2003). Hebung und Exhumation begannen jedoch früher als die dokumentierte Hauptüberschiebungsaktivität. Nach den publizierten Deformationsaltern erfolgte die tektonische Verkürzung des Plateaus im Zeitraum 28-10 Ma und hauptsächlich nach 17 Ma (Allmendinger et al., 1997; Kley et al., 1997; Victor, 2000; Müller et al., 2002; Elger, 2003). Die isostatische Hebung durch **tektonische Krustenverdickung** oder auch die thermische Hebung infolge von **Delamination** durch die Dichte-Instabilität einer tektonisch verdickten Lithosphäre im Sinne von Houseman et al. (1981) und Kay and Kay (1993) kommen daher als Mechanismen für die regionale Exhumation im Oligozän nicht in Betracht.

Zur Entstehung orogener Plateaus und des Altiplano-Puna-Plateaus im Besonderen wurden zahlreiche **numerische Modelle** entwickelt. Die Modelle von Pope and Willett (1998) und Vanderhaeghe et al. (2003) demonstrierten, wie Plateaus aus dem frühen Stadium von Orogenen, die gewöhnlich eine bivergente Keilgeometrie besitzen, entstehen können. Diese Modelle basieren auf der Entfestigung der unteren bis mittleren Kruste durch hohe radiogene Wärmeproduktion, die für das Tibet-Plateau vermutlich zutrifft, für die andine Kruste aber fraglich ist (Beaumont et al., 2001). Die thermische Schwächung an der Basis der verdickten Kruste initiiert die Propagation der Deformation, und durch diese gekoppelten Prozesse verbreitert sich das bivergente Orogen zum Plateau. Die stärkste Hebung und die Exhumation müssten mit der Deformationsfront propagieren, was nicht dem Exhumationsmuster im Altiplano-Puna-Plateau entspricht. Numerische 3D-Modellierungen von Yang et al. (2003) ergaben ein Evolutionsmodell für das Altiplano-Puna-Plateau, in dem die gesamte tektonische Verkürzung und Krustenverdickung des Plateaus im *pure shear*-Modus erfolgt. Daraus resultiert eine kontinuierliche und in etwa gleichmäßig über das Plateau verteilte topographische Hebung, wobei ein beträchtlicher orogen-paralleler Materialfluss in der Unterkruste die Hebungsgeschichte modifiziert. Dieses *pure shear*-Deformationsmodell produziert zwar regionale Hebung, was zu den Exhumationsdaten passt, setzt allerdings einen kontinuierlichen Anstieg der Kompressionskräfte durch Subduktion voraus. Im Modell von Husson and Sempere (2003) wurde gravitativ ein lateraler Materialfluss (*channel flow*) in der Unterkruste dadurch ausgelöst, dass die West- und die Ostkordillere früher und stärker tektonisch verkürzt wurden als der Altiplano. Durch in etwa gleichzeitige Krustenverdickung dieser beiden bivergenten orogenen Keile während des Paläogens wurde die Unterkruste geschwächt und in dieser ein Fluss in Richtung Altiplano initiiert, wodurch letzterer später gehoben wurde. Mit diesem Modell ist die oligozäne Exhumation im zentralen Altiplano nicht vereinbar, und signifikante Exhumation vor dem mittleren Oligozän ist nicht angezeigt.

Alle erwähnten Modelle stimmen darin überein, dass die Plateaubildung auf der Existenz einer rheologisch schwachen Zone in der Kruste basiert (Wdowinski and Bock, 1994; Royden, 1996; Vietor, 2001; Vanderhaeghe et al., 2003). Wie bereits Isacks (1988) postulierte, wurde die Plateaubildung mit der Ausbildung eines Asthenosphärenkeils initiiert, die zum Wiedereinsetzen des Vulkanismus vor 28-25 Ma führte. Die Lithosphärenausdünnung hatte zwei Konsequenzen für die folgende Entwicklung des Plateaus: Eine regionale Hebung durch thermische Expansion und die verteilte Einengung der geschwächten Lithosphäre. Entsprechend der Breite des miozänen magmatischen Bogens von über 400 km (unverkürzt) ist ein breiter Asthenosphärenkeil über einer flach mit 20° abtauchenden ozeanischen Platte erforderlich. Die resultierende **thermische Hebung** deckt sich in ihrer regionalen Ausdehnung mit dem weiträumigen Exhumationsbeginn, wie er aus den Spaltspurdaten hervorgeht. Die Hebungsbeträge durch thermische Expansion waren zwar gering (siehe unten) aber regional wirksam. In der Folge wurde die verteilte Einengung im *pure shear*-Modus zum hauptsächlichen Hebungs- und Exhumationsmechanismus. Dies stimmt mit dem unregelmäßigen zeitlichen Deformationsmuster und mit der Dominanz bivergenter Überschiebungssysteme innerhalb des Plateaus überein (Elger, 2003). Die oligozäne Exhumation reichte nach

Osten bis in das Sama-Yunchará-Antiklinorium, wo die interandine Hauptüberschiebung (IAT) nach Spaltspurdaten um 30 Ma aktiv wurde. Die IAT wurde vermutlich im Übergangsbereich zwischen der thermisch geschwächten zur festeren Vorland-Lithosphäre angelegt, und das Interandin könnte den östlichen *back-stop* für die Deformation der Oberkruste des Plateaus gebildet haben (vgl. Kley et al., 1997). Dem entspricht die Beobachtung, dass die Exhumationsfront zwischen 30 Ma und 11 Ma nur langsam durch das Interandin, zwischen 11 Ma und 6 Ma hingegen rascher durch das Subandin propagierte.

Der thermische **Hebungsbetrag** wird hauptsächlich von dem der Lithosphärenausdünnung bestimmt (Morgan, 1983). In seiner Bilanzierung des Krustenquerschnitts des Plateaus zeigte Isacks (1988), dass die Kombination von plausiblen Verkürzungsbeträgen entsprechend dem damaligen Forschungsstand (250 km im Bereich der Orokline und etwa 100 km am nördlichen und südlichen Rand des Plateaus) und thermischer Hebung durch die Ausdünnung der Lithosphäre von 140 km auf 70 km die Krustendicke entlang des Plateaus in guter Näherung erklärt. Bei einem thermischen Expansionskoeffizient von 3×10^{-5} $°C^{-1}$ und bei 300°C mittlerem Temperatur-Unterschied zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre betrug die thermische Hebung 630 m. Dies ist vergleichbar mit regionalen Hebungsbeträgen von 1-2 km, die das Frühstadium kontinentaler Rift-Systeme kennzeichnen und als thermischer Effekt der Lithosphärenausdünnung um 60-160 km interpretiert wurden (Morgan, 1983; Spohn and Schubert, 1983). Es ergibt sich die Frage, wie rasch die thermische Hebung auf die Lithosphärenausdünnung folgte. Für das Puna-Segment wurde davon ausgegangen, dass das Delaminationsereignis vor 2-3 Ma bereits zu thermischer Hebung um etwa 1 km geführt hat (Kay et al., 1994; Whitman et al., 1996; Yuan et al., 2002). Eine rasche Lithosphärenausdünnung im Oberoligozän ist durch das etwa gleichzeitige Einsetzen des Vulkanismus über die Breite des neu gebildeten Asthenosphärenkeils angedeutet. Nach Morgan (1983) verläuft die Hebung bei einer raschen Ausdünnung mit Raten > 5 km/Ma zunächst verzögert. Modellierungen der plötzlichen Ausdünnung der Lithosphäre auf 80 km ergaben, dass die Hebung nach 10 Ma zu 50% und erst nach 43 Ma zu 90 % erfolgt ist (Bodell and Chapman, 1982). Bei einer Gesamthebung von 1 km lag die thermale Hebungsrate demnach möglicherweise nur in der Größenordnung von 0.05-0.01 mm/a.

Etwas andere Konsequenzen für die Hebungs- und Exhumationsgeschichte ergeben sich aus dem Modell von Giese et al. (in prep), das von der **Subduktion eines ozeanischen Plateaus** ausging. Die Unterbrechung der magmatischen Aktivität während des Oligozäns (38-28 Ma) wurde auf die Subduktion eines ozeanischen Plateaus mit anormal mächtiger Kruste zurückgeführt, dessen Auftriebskräfte zu flacher (subhorizontaler) Subduktion (*flat slab subduction*) ohne Asthenosphärenkeil führte (Gutscher et al., 2000; Giese et al., in prep).

Das postulierte ozeanische Plateau könnte nach Giese et al. (in prep) während der mittleren Kreide auf der Farallon-Platte als östliches Pendant eines der zahlreichen ozeanischen Plateaus im westlichen Pazifik gebildet worden sein, die zu dieser Zeit starker magmatischer Aktivität (*super-plume*) im Bereich des pazifischen mittelozeanischen Rückens gelegen hatten. Nach Giese et al. (in prep) ist es möglich, dass dieses Farallon-Plateau um 40 Ma den *Trench* der zentralandinen Subduktionszone erreichte. Seine flache Subduktion führte zur Beendigung den Magmatismus in der Präkordillere um 38 Ma, wahrscheinlich verbunden mit einem Abriss der subduzierten Platte vor dem Farallon-Plateau. In diesem Szenario erreichte der östliche Rand des Farallon-Plateau um 34-32 Ma die Ostkordillere (nach Konvergenzraten von Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998). Die incaische Einengung war um 38 Ma auf den magmatischen Bogen der Präkordillere konzentriert, aber gleichzeitig auch in der zentralen Ostkordillere, etwa 450 km weiter im Osten, aktiv (Lamb et al., 1997; Coutand et al., 2001; siehe auch Kap. 9.3.1). Dies ist nach Giese et al. (in prep) mit dem *thick skinned*-Deformationsstil vergleichbar, der für flache Subduktion charakteristisch ist (z.B. in den Sierras Pampeanas; Jordan et al., 1983) und vermutlich aus der verstärkten

Kopplung zwischen der abtauchenden Platte und der relativ abgekühlten und festeren Oberplatte resultiert (Gutscher et al., 2000). Durch die Dehydration der Kruste des Farallon-Plateaus wurde der darüber liegende Mantelkeil serpentinisiert, was mit einer Volumenzunahme verbunden ist. Nach Giese et al. (in prep) sind dadurch Hebungen in der Größenordnung von 1-2 km möglich und könnten die Ursache für die Entstehung der Proto-Ostkordillere im Verlauf des Oligozäns gewesen sein. Die Volumenabnahme durch die Dehydration ist hierbei allerdings nicht berücksichtigt. Die Subduktion versteilte sich im Oberoligozän auf etwa 20°, weil entweder bereits wieder ozeanische Lithosphäre mit normal-mächtiger Kruste westlich des Farallon-Plateaus subduziert wurde, oder weil die Subduktionskräfte durch intensivere Eklogitisierung der ozeanischen Kruste anstiegen.

Im Arbeitsgebiet setzte die Exhumation zu Beginn der magmatischen Pause im Obereozän in der zentralen Ostkordillere ein, als der Ostrand des Farallon-Plateaus in der Präkordillere gelegen hatte, also zu einem Zeitpunkt, als die Bedingungen für eine *flat slab*-typische Tektonik eigentlich noch nicht vollständig gegeben waren. Der östliche Rand des Farallon-Plateaus erreichte nach Giese et al. (in prep) um 34-32 Ma die zentrale Ostkordillere, d.h. kurz vor Beginn der regionalen Exhumation (33-27 Ma). Es stellt sich die Frage, ob in den Auswirkungen der flachen Subduktion, wie Hebung über dem hydratisierten Mantelkeil, Verbreiterung der Kopplungszone und zunehmende Festigkeit der Lithosphäre, nicht auch ein gewisses Propagieren entsprechend der Konvergenzrate beobachtet werden müsste. Das abrupte Einsetzen von Exhumation und Tektonik auf großer Breite erscheint jedenfalls im Zusammenhang mit der flachen Subduktion nicht ohne weiteres schlüssig zu interpretieren zu sein.